



HAL
open science

Mouvements verticaux des marges passives d'Afrique australe depuis 130 Ma, étude couplée : stratigraphie de bassin : analyse des formes du relief

Guillaume Baby

► To cite this version:

Guillaume Baby. Mouvements verticaux des marges passives d'Afrique australe depuis 130 Ma, étude couplée : stratigraphie de bassin : analyse des formes du relief. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2017. Français. NNT : 2017REN1S009 . tel-01553066

HAL Id: tel-01553066

<https://theses.hal.science/tel-01553066>

Submitted on 3 Jul 2017

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

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

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

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1
Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière
Guillaume Baby

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

**Mouvements
verticaux des marges
passives d'Afrique
australe depuis
130 Ma, étude
couplée :
stratigraphie de
bassin - analyse des
formes du relief**

Thèse rapportée par :

Sylvie LEROY

Directeur de Recherche CNRS, Université Pierre et Marie Curie / *rapporteur*

Sébastien CASTELLORT

Professeur, Université de Genève / *rapporteur*

**et soutenue à Rennes
le 23 Mars 2017**

devant le jury composé de :

Jean BRAUN

Professeur, Université de Potsdam / *examineur*

Maarten DE WIT

Professeur, Université de Nelson Mandela Metropolitan / *examineur*

Olivier BROUCKE

Ingénieur, Expert sédimentologue, TOTAL / *examineur*

François GUILLOCHEAU

Professeur, Université de Rennes 1 / *directeur de thèse*

Résumé

Le plateau sud-africain (ou Kalahari) est le plateau anorogénique le plus grand au monde. Sa très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) et son altitude moyenne élevée (1000-1500 m) impliquent des processus mantelliques. La cinétique et l'origine de ce relief sont mal comprises. D'un côté, les études géomorphologiques le considèrent comme un relief mis en place à la fin de l'intervalle Cénozoïque (< 30 Ma). A l'inverse, les données thermochronologiques montrent deux phases de dénudation pendant l'intervalle crétacé, corrélées à des phases d'accélération du flux silicoclastique sur les marges, qui suggèrent qu'il s'agirait d'un relief plus ancien hérité du Crétacé supérieur. Peu d'études ont porté sur l'évolution du système terre-mer depuis le bassin versant en érosion aux marges en sédimentation. Ce travail de thèse repose donc sur une double approche :

- Une analyse géomorphologique des formes du relief (surfaces d'aplanissement) à terre, basée sur leur (i) cartographie, (ii) chronologie relative, (iii) relation avec les profils d'altération et (iv) datation au moyen des placages sédimentaires et du volcanisme datés qui les fossilisent.
- Une analyse stratigraphique de l'intervalle post-rift des marges, basée sur l'interprétation de données de sub-surface (lignes sismiques et puits), réévaluées en âge (biostratigraphie), pour (i) identifier, dater et mesurer les déformations des marges et de leur relief amont, (ii) mesurer les flux silicoclastiques, produits de l'érosion continentale.

Un calendrier et une cartographie des déformations ont été obtenus sur les marges et mis en relation avec les différentes générations de surfaces d'aplanissement étagées qui caractérisent le relief du plateau sud-africain. Au moins deux périodes de déformation ont été identifiées au Crétacé supérieur (92-70 Ma) et à l'Oligocène (30-15 Ma). L'évolution est la suivante :

- 100 - 70 Ma (Cénomaniens à Campanien) : plateau à très grande longueur d'onde, peu élevé (0-500 m), bordé à l'est par des reliefs plus hauts et plus anciens le long des marges indiennes, qui agissent comme une ligne de partage des eaux entre l'océan Atlantique et l'océan Indien. La déformation est initiée à l'est avec une flexuration brève, à grande longueur d'onde, des marges indiennes aux alentours de ~ 92 Ma. Cette première surrection marque un paroxysme d'érosion enregistré par la mise en place d'un delta géant sur la marge atlantique (delta de l'Orange). La déformation migre ensuite vers l'ouest avec la croissance du bourrelet marginal atlantique entre 81 et 70 Ma. Le relief acquiert sa configuration actuelle comme l'indique une diminution du flux silicoclastique sur la marge atlantique qui traduit un changement majeur du système de drainage.
- 70-30 Ma (Crétacé terminal-Paléogène) : période d'apparente non déformation. Le relief est fossilisé et intensément altéré (latérites).
- 30-15 Ma (Oligocène - Miocène inférieur) : deuxième surrection du plateau sud-africain qui acquiert sa topographie actuelle. La déformation semble plus importante à l'est du plateau - flexure des marges nord indiennes initiée à ~ 25 Ma qui alimente les grands deltas de l'océan Indien (Zambèze, Limpopo, Tugela).
- Le relief est fossilisé à partir du Miocène moyen, synchrone d'une aridification majeure de l'Afrique australe.

Abstract

The South African (Kalahari) Plateau is the world's largest non-orogenic plateau. It forms a large-scale topographic anomaly ($\times 1000$ km) which rises from sea level to > 1000 m. Most mechanisms proposed to explain its elevation gain imply mantle processes. The age of the uplift and the different steps of relief growth are still debated. On one hand, a Late Cretaceous uplift is supported both by thermochronological studies and sedimentary flux quantifications. On the other hand, geomorphological studies suggest a Late Cenozoic uplift scenario (< 30 Ma). However few attentions were paid to the evolution of the overall geomorphic system, from the upstream erosional system to the downstream depositional system. This study is based on two different approaches:

- Onshore, on the mapping and chronology of all the macroforms (weathering surfaces and associated alterites, pediments and pediplains, incised rivers, wave-cut platforms) dated by intersection with the few preserved sediments and the volcanics (mainly kimberlites pipes).
- Offshore, on a more classical dataset of seismic lines and petroleum wells, coupled with biostratigraphic revaluations (characterization and dating of vertical movements of the margins - sediment volume measurement).

The main result of this study is that the South African Plateau is an old Upper Cretaceous relief (90-70 Ma) reactivated during Oligocene (30-15 Ma) times. Its evolution can be summarized as follows:

- 100-70 Ma (Cenomanian to Campanian): low elevation plateau (0-500 m) with older and higher reliefs located along the Indian side, acting as a main divide between the Atlantic and the Indian Oceans. First uplift occurred in the east at ~ 92 Ma, with a fast flexuration of the Indian margins. This initiates a paroxysm of the erosion (90-80 Ma) with the growth of a large delta along the Atlantic margin (Orange delta). Deformation migrated progressively westward and resulted on the growth of the Atlantic marginal bulge between 81 and 70 Ma. Most of the present-day relief was probably created at this time. This is supported by the decrease of the sedimentary flux which suggests a reorganisation of the interior drainage pattern.
- 70-30 Ma (Uppermost Cretaceous-Paleogene): most of the relief is fossilized and weathered - relative tectonic quiescence.
- 30-15 Ma (Oligocene-Early Miocene): second period of the South African Plateau uplift. Most of the deformation took place along the Indian side of the Plateau (strike flexure) feeding the Zambezi, Limpopo and Tugela deltas.
- Since at least Middle Miocene times, all those reliefs have been fossilized, with very low erosion rates ($\times 1\text{m/Ma}$), in response to the major aridification of southern Africa.

Remerciements

Ce travail de thèse s'intègre dans la continuité du projet TopoAfrica initié en 2007 et porté par l'équipe de Rennes (J. Braun, O. Dauteuil, F. Guillocheau, C. Robin, D. Rouby - Géosciences Rennes). L'objectif était de reconstituer l'évolution topographique de l'Afrique depuis 300 Ma. Ce projet de thèse, plus spécifique à l'Afrique australe, a été initié en 2014 et financé par Total dans le cadre du projet « mouvements verticaux des marges passives ». Je tiens à remercier dans un premier temps les porteurs initiaux de ce projet Philippe Bourges et Olivier Broucke (Total).

Je souhaite également adresser un grand merci à mon directeur de thèse François Guillocheau pour : (1) m'avoir donné la chance de découvrir l'Afrique australe et sa géologie extraordinaire, en particulier : la zone interdite ('Sperrgebiet') en Namibie, le plateau du Kalahari et les montagnes du Dragon ('Drakensberg') en Afrique du Sud, et la plaine du Limpopo au Mozambique ; (2) m'avoir fait confiance et offert une grande liberté et (3) m'avoir appris un tas de choses, notamment comment apprécier un bon cigare et un bon vin. Ma gratitude va également à ma co-encadrante Cécile Robin pour sa grande disponibilité et son soutien. Je remercie également mon ancien directeur de master Gêrôme Calvès avec qui tout a commencé.

Je souhaite ensuite remercier l'ensemble des membres du jury, Sylvie Leroy, Sébastien Castellort, Jean Braun, Maarten de Wit, Olivier Broucke et François Guillocheau qui ont accepté de lire et corriger mon travail. Merci pour l'intérêt que vous y avez porté et pour les discussions que nous avons eues et pour celles à venir.

Je remercie également les membres des équipes de Total qui m'ont accueilli et aidé lors de mes venues à La Défense (Paris) et au CSTJF (Pau). Je souhaite tout particulièrement remercier Oliver Broucke et Massimo Dall'Asta (Total) pour leur disponibilité et ce qu'ils m'ont appris en stratigraphie sismique ; Jean-Loup Rubino (Total) qui m'a fait profiter de son expérience et a contribué à ma formation de sédimentologue « de terrain » à l'occasion d'une mission dans le karoo du Basin de Tete au Mozambique. Un grand merci également à François Martin (Total) qui m'a beaucoup aidé pour la gestion des données et le fonctionnement de *Sismage*.

Je remercie également Brigitte Senut et Martin Pickford (Muséum National d'Histoire Naturelle) pour l'invitation et l'organisation d'une extraordinaire mission de terrain dans la Sperrgebiet en Namibie. Merci également à Olivier Dauteuil, présent lors de cette mission, pour les discussions que nous avons pu avoir sur la géomorphologie de la Namibie.

Je tiens à remercier tout particulièrement les stagiaires de Master 2 et contractuels qui m'ont grandement aidé et sans qui, la réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible. Par ordre d'ancienneté : Jonas Ressouche, Carl Boulogne, Julien Morin, Carole Picart et Alexandre Ortiz. Merci également à Marie-Paule Bertrand, Stéphanie de Verbigier et les nombreuses autres personnes qui assurent les tâches administratives et qui ont permis le bon déroulement de cette thèse.

Un grand merci également à mes amis rennais. Je pense d'abord à Marie avec qui j'ai partagé mon bureau pendant quatre ans et Oliver's mon colloc. Merci également à Brendan, Polo, Camille, Justine, Tom, Tof, Gemma, Ro, la Que, La Deule, JP, Fernand, Nico, Redj, Dani, Majid, Loïc, Zouzou, Carlos, Caro, Sage, Sylvia. Pour finir, merci à mes deux compères toulousains Paul et Guillaume, à Charlène et à ma famille qui m'ont encouragé et soutenu.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES.....	1
LISTE DES FIGURES.....	9
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE	17
1.1 Structure du mémoire	23
CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL.....	25
2.1 Conditions limites du sud de la plaque Afrique.....	27
2.1.1 Structure du manteau.....	27
2.1.2 Structure de la lithosphère.....	28
2.1.3 Eclatement du sud de Gondwana.....	30
2.2 Le relief à terre : le plateau sud-africain.....	32
2.2.1 La topographie de l'Afrique australe.....	32
2.2.2 Le bassin du Kalahari	32
2.3 Dynamique des marges.....	34
2.3.1 La marge passive divergente sud-est atlantique	35
2.3.2 La marge passive transformante d'Agulhas	36
2.3.3 La marge passive du Mozambique	39
2.3.4 Budgets et flux sédimentaires.....	41
2.4 Le magmatisme	42
2.4.1 L'évènement Jurassique inférieur à moyen : 185-166 Ma.....	42
2.4.2 L'évènement à la transition Jurassique-Crétacé : 146-128 Ma	42
2.4.3 L'évènement Crétacé inférieur : 133-113 Ma	43
2.4.4 L'évènement Crétacé supérieur : 100-80 Ma	43
2.4.5 L'évènement Crétacé supérieur-Paléocène : 77-60 Ma.....	43
2.4.6 L'évènement Eocène-Oligocène inférieur : 52-32 Ma.....	44
2.5 Cinétique et origine du plateau sud-africain	46

2.5.1 Les contraintes apportées par les études géomorphologiques	46
2.5.2 Les contraintes apportées par les études thermochronologiques	46
2.5.3 Les modèles de couplage manteau-lithosphère.....	47
CHAPITRE 3: UPLIFT HISTORY OF A TRANSFORM MARGIN, A VIEW FROM THE STRATIGRAPHIC RECORD: <i>The case of the Agulhas-Falkland / Malvinas transform margin along the Indian Ocean side of the South African (Kalahari) Plateau</i>	
3.1 Introduction.....	51
3.2 Geological setting	52
3.2.1 Kinematic evolution of the African and South American Plates along the Agulhas Falkland Fracture Zone (AFFZ)	52
3.2.2 Magmatism in south and south-east Africa	54
3.2.3 The South African Plateau uplift: present-day knowledge	55
3.2.4 Sedimentary record of the margin: previous studies	58
3.3 Material and methods.....	61
3.3.1 Data.....	61
3.3.2 Seismic Stratigraphy	61
3.3.3 Age model.....	62
3.3.4 Isochore (thickness in TWT) maps	63
3.3.5 Uplift characterization	63
3.4 Durban (Thekwini) Basin fill evolution	64
3.4.1 Seismo-stratigraphic framework (second order sequences - several 10 Ma): distribution, architecture, sedimentology, and structural deformation	64
3.4.2 Sedimentary and deformation evolution of the Durban (Thekwini) Margin ...	75
3.5 Outeniqua Margin fill evolution.....	81
3.5.1 Nature of the acoustic basement and main structures.....	81
3.5.2 Seismo-stratigraphic framework (second order sequences-several 10 Ma): distribution, architecture, sedimentology, and structural deformation	84
3.5.3 Sedimentary and deformation evolution of the Outeniqua Margin	91

3.6 Discussion	94
3.6.1. Successive failed rifts along the Agulhas-Falkland Fracture Zone (AFFZ).	94
3.6.2 Vertical movements occurring during the active transform motion of the AFFZ (134-92 Ma): first Cretaceous uplift of the South African Plateau	97
3.6.3 Vertical movements occurring during the passive transform motion of the AFFZ (92-0 Ma)	101
3.7 Conclusions.....	106
CHAPITRE 4: UPLIFT HISTORY OF THE SOUTH AFRICAN PLATEAU: <i>Insight from the stratigraphic record of the Atlantic margin of Namibia and South Africa</i>	109
4.1 Introduction.....	111
4.2 Geological setting	112
4.2.1 The Atlantic Margin of Namibia and South Africa.....	112
4.2.2. South African Plateau: physiography and uplift history.....	114
4.2.3. Intraplate magmatism.....	116
4.3. Materials and methods.....	116
4.3.1. Data.....	116
4.3.2. Seismic Stratigraphy.....	116
4.3.3. Isobath and isopach (thickness) maps	118
4.3.4. Uplift characterization	118
4.4. Post-rift stratigraphy of the margin	119
4.4.1. Age model.....	119
4.4.2. General physiography of the margin.....	121
4.4.3. Sequence stratigraphic analysis at a time resolution of ten to several tens of million years (second order): geometry, facies and deformation	123
4.5. Sedimentary and deformation evolution of the SW African margin	144
4.5.1 131-100 Ma (Late Hauterivian to top Albian - Units 1 and 2): post-rift flooding of pre-existing relief-Aptian-Albian uplifts along the Cape Fold Belt.....	144

4.5.2 100-93.5 Ma (top Albian to Early Turonian - Unit 3): Offshore topographic differentiation	145
4.5.3 93.5-66 Ma (Early Turonian to top Maastrichtian - Units 4 and 5): major uplift of the southern African Plateau.....	145
4.5.4 66-0 Ma (top Maastrichtian to Present day - Units 6 to 8)	146
4.6. Discussion: margin evolution and timing and amplitude of the South African Plateau uplift.....	149
4.6.1 First order (100-200 Ma) architecture of the margin	149
4.6.2. South African Plateau Uplift: Timing, amplitudes and causes	150
4.7. Conclusion.....	153
 CHAPITRE 5 : MOUVEMENTS VERTICAUX DES MARGES DE L'AFRIQUE AUSTRALE - CONTRAINTES GEOMORPHOLOGIQUES : <i>Utilisation des surfaces d'aplanissement comme contraintes de la déformation grande longueur d'onde en Afrique australe</i>	
5.1 Introduction.....	157
5.2 Contexte géomorphologique.....	159
5.2.1 Topographie de l'Afrique australe.....	159
5.2.2 Origine et cinétique du relief de l'Afrique australe : état de l'art	159
5.3 Méthodes d'analyse des formes du relief.....	162
5.3.1 Caractérisation et cartographie des formes du relief	162
5.3.2 Chronologie relative, datation des surfaces d'aplanissement et élaboration de modèles d'évolution de relief à long terme	164
5.4 Les formes du relief en Afrique australe : natures et origines.....	164
5.4.1 'Etchplain' ou surface de corrosion	165
5.4.2 Pédiments - pédiplaines	165
5.4.3 Surfaces d'abrasion marine (' <i>wave-cut platforms</i> ')	166
5.4.4 Vallées glaciaires	166
5.5 Étagement des pédiments : proxy de la déformation.....	167

5.5.1 Facteurs de contrôle de la genèse et de l'étagement des surfaces d'aplanissement.....	167
5.6 Étude de cas : la marge du Kwazulu-Maputaland (marge indienne de l'Afrique du Sud).....	169
5.6.1 Zone d'étude.....	169
5.6.2 Chronologie relative des formes du relief du segment de marge du Kwazulu-Maputaland.....	171
5.6.3 Impact de la lithologie et de l'altération sur les processus d'aplanissement .	176
5.6.4 Eléments de datation des surfaces d'aplanissement.....	181
5.6.5 Modèle d'évolution à long terme	185
5.7 Résultats régionaux : cartographie et modèle d'âge des surfaces d'aplanissement de l'Afrique australe	189
5.8 Quantification de la déformation et comparaison avec les données thermochronologiques	198
5.8.1 Les déformations du Crétacé supérieur : chronologie et distribution spatiale	200
5.8.2 Les déformations du Cénozoïque : chronologie et distribution spatiale.....	203
5.9 Reconstitution de l'évolution topographique à long terme du relief de l'Afrique australe.....	205
5.9.1 Cénomaniens (100-92 Ma) : Etchplain S1b	207
5.9.2 Turonien-Campanien (92-81 Ma) : Pédiplains S2	207
5.9.3 Campanien-Maastrichtien (81-70 Ma) : Pédiplains S3	207
5.9.4 Paléocène-Eocène (66-40 Ma)	208
5.9.5 Oligocène (25-18 Ma).....	208
5.9.6 Déformations plus récentes	209
5.10 Conclusions	209
CHAPITRE 6 : QUANTIFICATION DES BILANS TERRIGENES (EROSION ET SEDIMENTATION) DU SYSTEME ORANGE	211

6.1. Introduction.....	213
6.2 Le modèle géologique testé par la mesure du bilan érosion-sédimentation du système Orange	214
6.2.1 Le système en sédimentation : évolution du remplissage sédimentaire du bassin de l'Orange.....	215
6.2.2 Le système en érosion.....	216
6.3 Bilans des volumes de roches érodés.....	219
6.3.1 Données et méthodes	219
6.3.2 Résultats.....	223
6.4 Bilan des volumes terrigènes post-rift sédimentés sur la marge passive divergente sud-est atlantique.....	226
6.4.1 Données et méthodes	226
6.4.2 Modèle d'âge	231
6.4.3. Paramètres d'entrée du code VolumeEstimator.....	231
6.4.4 Résultats.....	233
6.5 Synthèse et discussions.....	238
6.5.1 Le bilan érosion - sédimentation du système Orange	238
6.5.2 Incertitudes à mer	239
6.5.3 Incertitudes à terre.....	241
6.6 Conclusions.....	242
CHAPITRE 7 : SYNTHESE DES DEFORMATIONS DE L'AFRIQUE AUSTRALE.....	245
7.1 Introduction.....	247
7.2 SYSTEME DE RIFTS 1 (170-150 Ma, JURASSIQUE MOYEN A SUPERIEUR).....	248
7.3 SYSTEMES DE RIFTS 2 (150-134 Ma, JURASSIQUE SUPERIEUR A VALANGINIEN)	250
7.4 INTIATION DE LA MARGE TRANSFORMANTE D'AGULHAS (134-131 Ma, VALANGINIEN A HAUTERIVIEN)	252

7.5 PERIODE ACTIVE DE LA MARGE TRANSFORMANTE D'AGULHAS (134-113 Ma, HAUTERIVIEN A APTIEN TERMINAL)	254
7.6 PERIODE ACTIVE DE LA MARGE TRANSFORMANTE D'AGULHAS (113-92 Ma, ALBIEN A CENOMANIEN)	257
7.7 PREMIERE SURRECTION DU PLATEAU SUD AFRICAIN (92-81 Ma, TURONIEN A BASE CAMPANIEN).....	260
7.8 PREMIERE SURRECTION DU PLATEAU SUD AFRICAIN (81-66 Ma, MAASTRICHTIEN).....	263
7.9 LA FOSSILISATION DU RELIEF DU PLATEAU SUD-AFRICAIN (66-30 Ma, PALEOGENE).....	265
7.10 DEUXIEME SURRECTION DU PALTEAU SUD AFRICAIN (30-15 Ma, OLIGOCENE - MIOCENE INFERIEUR)	267
CHAPITRE 8 : CONCLUSIONS.....	271
8.1 Modes de déformation.....	274
8.2 Calendrier des déformations enregistrées par les marges	274
8.3 Les formes du relief du plateau sud-africain	276
8.4 Bilan érosion-sédimentation (' <i>source to sink</i> ') du segment de marge de l'Orange et de son bassin versant.....	277
8.5 Perspectives.....	278
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	281
ANNEXES	303
Annexe 1: Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell. Published in <i>Journal of Geophysical Research: Solid Earth</i> , 2014	303
Annexe 2: Planation surfaces as a record of mantle dynamics: the case example of Africa. Accepted in <i>Gondwana Research</i> , 2017	303
Annexe 3: Volumes terrigènes et flux sédimentaires de la marge d'Outeniqua. [Accumulated volumes and rates for the Outeniqua margin.]	303

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Contexte topographique et géodynamique du plateau sud-africain et de ses marges passives périphériques. [Topographic and geodynamic setting of the South - African Plateau and the surrounding passive margins.]	21
Figure 2.1 : Anomalies de vitesses des ondes cisailantes (modèle tomographique TX2007) du manteau au sud de la plaque Afrique. Les flèches roses correspondent aux vitesses du flot mantellique. (d'après Forte et al., 2010). [Seismic shear velocity anomalies from the TX2007 tomography model below the southern part of the African plate. Pink arrows shows the mantle flow velocities (from Forte et al., 2010).]	27
Figure 2.2: Carte géologique et structurale simplifiée illustrant la structure de la lithosphère de l'Afrique australe (modifié de Purdy and MacGregor (2013); Brown et al. (2014)). [Geological and structural simplified map illustrating the basement tectonic framework of southern Africa (modified from Purdy and MacGregor (2013); Brown et al. (2014)).]	29
Figure 2.3: Carte illustrant l'âge des rifts et de la croûte océanique en Afrique australe. [Ages of rifts and oceanic crust in southern Africa.].....	31
Figure 2.4: Topographie actuelle de l'Afrique australe (GEBCO 2014, 30' arc) sur laquelle a été surimposée : (i) la carte des isobathes du bassin du Kalahari (modifiée d'après Haddon, 1999) entourés en gris ; (ii) les axes de flexure (d'après Du Toit, 1933; Moore, 1999). [Current topography of southern Africa (GEBCO 2014, 30' arc) with (i) the Kalahari Basin isobaths (modified from Haddon, 1999); (ii) epeirogenic flexure axes (from Du Toit, 1933; Moore, 1999).].....	33
Figure 2.5: Reconstitution géodynamique à l'Aptien (~120-115 Ma) (modifiée d'après Martin and Hartnady (1986) sur laquelle les principaux bassins des marges d'Afrique australe ont été positionnés. [Reconstruction from Martin and Hartnady (1986) during the Aptian (~120 - 115 Ma). Main basins of southern Africa margins are shown.]	34
Figure 2.6: Localisation de l'activité magmatique en Afrique austral depuis le Jurassique moyen jusqu'au Cénozoïque. Les sources utilisées sont citées dans le texte. Format des cartes inspiré de Dingle et al. (1983). [Distribution of the igneous activity in southern Africa from middle Jurassic to Cenozoic time. Sources are cited in the text. Maps inspired from Dingle et al. (1983).]	45
Figure 3.1: Topographic and geological setting of the South African passive margins. A. Different type of passive margins with the age of the first oceanic accretion. B. Indian Ocean passive margins of Austral Africa: geomagnetic anomalies on oceanic crust, plateaus, sedimentary basins, magmatism and kimberlite provinces.	52
Figure 3.2: Geometry of the Indian Ocean continental passive margins of southern Africa: A. the South-Mozambique margin, B. the Durban (Thekwini) margin, C. the Outeniqua margin (see Figure 3.1 for location). The three sections are constructed by combining several seismic profiles converted in depth...54	54
Figure 3.3: A. Mesozoic and Cenozoic coastal basins along the Agulhas-Falkland Fracture Zone in south-east Africa (inspired from Ben-Avraham et al., 1997) . B. Structural map of the Outeniqua Basin (modified from McMillan et al., 1997).C. Structural map of the Durban (Thekwini) Basin (Ben-Avraham et al., 1997; Broad et al., 2007)	57
Table 3.1: Synthesis of the stratigraphic markers considered in the Durban (Thekwini) Basin and their stratigraphic relationships.	66
Figure 3.4: Line-drawings of a regional seismic profile across the Durban (Thekwini) Basin, based on 2D seismic reflexion section and wells interpretation (see Figure 3.3 for location). A. Regional section with ages. B. Detailed geometry of the margin sedimentary wedge.....	66
Figure 3.5: Correlation of two wells of the Durban (Thekwini) Basin based on seismic stratigraphy interpretation (see Figure 3.4), with mention of the lithology and depositional environments. Age model is based on a revaluation of JC-A1 and JC-D1 wells biostratigraphy data.....	69

Figure 3.6: Isochore maps (thickness ms TWT) of six stratigraphic units (see name and position of surfaces in Table 3.1 and seismic section of Figure 3.4).....	73
Figure 3.7: Evolution of the topography and depositional systems along a profile from the hinterland to the deepest part of the Durban (Thekwini) Basin.	77
Table 3.2: Synthesis of the stratigraphic markers considered in the Outeniqua Margin and their stratigraphic relationships.	81
Figure 3.8: Line-drawings of a regional seismic profile across the Pletmos and Outeniqua Basins, based on 2D seismic reflexion lines and wells interpretation (see Figure 3.3 for location). A. Regional section with ages. B. Detailed geometry of the margin sedimentary wedge.	84
Figure 3.9: Correlation of two wells of the Pletmos Basin based on seismic stratigraphy interpretation (see Figure 3.8), with mention of the lithology and depositional environments. Age model is based on (McMillan et al., 1997; McMillan, 2003).	87
Figure 3.10: Isochore maps (thickness ms TWT) of six stratigraphic units (see name and position of surfaces in Table 3.2 and seismic line Figure 3.8).	90
Figure 3.11: Evolution of the topography and depositional systems along a profile from the hinterland to the deepest part of Pletmos and South Outeniqua Basins.....	93
Figure 3.12: Synthetic map of the tectonics events occurring in austral Africa during the middle/late Jurassic and early Cretaceous. Plate tectonic reconstruction based on Martin et al., 1981, 1982.	99
Figure 3.13: Synthetic map of vertical movements in austral Africa during A. early Late Cretaceous (~92 Ma), B. late Cretaceous (81-66 Ma), C. Paleogene-Neogene boundary (34-26 Ma). Plate tectonic reconstruction on the right were made using Gplate software, plate circuit modified from Seton et al. (2012). White = continental crust, light blue = oceanic crust, medium blue = Kimberlite provinces, dark blue = large igneous provinces, grey = oceanic plateaus, red lines = uplifted areas.	103
Figure 3.14: Synthetic chart of the Indian Ocean passive margin of austral Africa: magmatism, oceanic accretions, regional scale deformations and stratigraphic record.	103
Figure 4.1: Topographic and geological setting of southern Africa and location of seismic and well data presented hereafter. A. Onshore, southern African topography showing the Orange River, its catchment (dashed line), the Main Escarpment (grey line) and the Kalahari Basin extend (Haddon and McCarthy, 2005). Offshore, contours lines of the post-rift total sedimentary thickness are shown in white (this study, dashed line after Exxon, 1985). B. Simplified map illustrating the basement tectonic framework of southern Africa.	112
Figure 4.2: Chronostratigraphy of the SW African margin showing seismic markers and ages of previous studies (Emery et al., 1975; Bolli et al., 1978; Brown Jr. et al., 1995; Holtar and Forsberg, 2000). Calibrated on GTS 2012 (Gradstein et al., 2012). The sedimentary units and the seismic markers referred to in this study are shown on the left column. Ages are based on re-evaluated biostratigraphic data (this study)..	120
Figure 4.3: Structure of the basement and general distribution of the main post-rift depocenters of the SW African margin. A. Post-rift total sedimentary thickness of the margin. Location is given for the section shown in Figure 4.3.B. B. Strike section of the margin. Constructed by combining several seismic profiles converted in depth. Note the occurrence of canyon incisions occurring during the uppermost Cenomanian in the Lüderitz Basin and during the uppermost Upper Cretaceous in the southern Walvis Basin and northern Lüderitz Basin.	121
Figure 4.4: Isopach maps of the SW African margin for five stratigraphic intervals (refer to the chronostratigraphic framework on Figure 4.2). Contours are in 200 m intervals. Basemap shows the data coverage. Open circles = well locations; filled circles and star = re-evaluated biostratigraphic data; lines = seismic reflection profiles.....	124
Figure 4.5: Regional NE-SW seismic sections established with industrial and public seismic data (Lamont-Doherty Earth Observatory, GeoMapApp). See Figure 4.1.A for location.....	126

Figure 4.6: Line-drawings of five seismic profiles imaging the main depocenters of the SW African margin. See Figure 4.1.A for location.	129
Figure 4.7: Biostratigraphy, lithology and depositional environments of the well Kudu 9A-1. Age model is based on a biostratigraphic re-evaluation (this study). See Figure 4.1.A for location.....	131
Figure 4.8: Isopach maps of the Walvis Basin for four stratigraphic intervals (refer to the chronostratigraphic framework on Table 4.1). Contours are in 200 m intervals.....	137
Figure 4.9: Cross sections of the SW African margin. Offshore, Line-drawing of the Cenozoic infill of the margin (in sTWT). Onshore, topography (in meters). See Figure 4.1.A for location.....	139
Table 4.1: Synthesis of the stratigraphic markers in the Walvis Basin and their stratigraphic relationships.	141
Table 4.2: Synthesis of the stratigraphic markers in the Lüderitz Basin and their stratigraphic relationships.	142
Table 4.3: Synthesis of the stratigraphic markers in the Lüderitz Basin and their stratigraphic relationships.	143
Figure 4.10: Evolution of the topography and depositional systems along a profile from the hinterland to the deepest part of the Orange Basin.....	148
Figure 4.11: Synthetic chart of the Atlantic passive margin of austral Africa: magmatism, oceanic accretions, regional scale deformations and stratigraphic record.....	151
Figure 5.1 : Le relief de la Terre (Bessin 2016, communication personnelle). [Relief of the Earth (Bessin 2016, personal communication).]	157
Figure 5.2 : Vue oblique (vers le nord-est) et en coupe (ouest-est) du relief Sud-Africain. Le modèle numérique de terrain est extrait des données GEBCO 2014 (1' d'arc). [Oblique view (toward the N-E) and topographic profile (W-E) of the southern African relief. Digital elevation model extract from GEBCO 2014 (1' d'arc)].	160
Figure 5.3 : Synthèse des études thermochronologiques et géomorphologiques réalisées en Afrique australe. SAP = South African Plateau. [Summary of the previous thermochronological and geomorphologic studies carried out in southern Africa.]	162
Figure 5.4 : Bloc 3D illustrant le rôle du niveau de base dans l'étagement des surfaces d'aplanissement. t1 : pédiments adaptés à un niveau de base. t2 : la chute du niveau de base associée à une surrection entraine le développement d'une nouvelle génération de pédiments. Ici, la hauteur des escarpements amont des pédiments correspond à l'amplitude de la chute du niveau de base. [Schematic diagram showing the role of the base level fall in the stepping of planation surfaces. t1: pediments connected to a base level. t2: new generation of pediments following a base level fall related to an uplift. The height of the scarp between the two pediments is a proxy for the measurement of the surface uplift.].....	168
Figure 5.5 : Topographie de la marge indienne de l'Afrique australe, extraite du SRTM 90 m à terre, GEBCO 2014 (1' d'arc) à mer. Les contours géologiques sont extraits de 'The Tectonic Map of Africa' (1 :10 M), (Milesi et al., 2010). [Topography of the Indian margins of South-Africa. Onshore (SRTM 90m) and offshore (GEBCO 2014). Geological domains from 'The Tectonic Map of Africa' (1 :10 M), (Milesi et al., 2010).]....	170
Figure 5.6 : Vue oblique (SRTM 90m) vers le Nord, illustrant l'étagement et le basculement vers l'Océan Indien des surfaces d'aplanissement du segment de marge du Kwazulu-Maputaland. Voir la localisation sur la Figure 5.5. [Oblique view toward the north of the landforms of the Kwazulu-Maputaland margin. See the stepping and the eastern tilt of the planation surfaces S2 and S3. See Figure 5.5 for the location.]	171
Figure 5.7 : Carte des formes du relief du segment de marge du Kwazulu-Maputaland. Voir la Figure 5.5 pour la localisation. [Geomorphological map of the Kwazulu-Maputaland margin relief. See Figure 5.5 for location]	172

Figure 5.8 : Contours lithologiques du segment de marge du Kwazulu-Maputaland. Voir la Figure 5.5 pour la localisation. [Lithologic borders of the Kwazulu-Maputaland margin relief. See Figure 5.5 for location]	173
Tableau 5.1 : Chronologie relative, caractéristiques, synonymie et âges des formes du relief du segment de marge du Kwazulu-Maputaland. [Relative chronology, characteristics, synonymy and ages of the landforms of the Kwazulu-Maputaland margin.]	174
Figure 5.9 : Profils SWATH interprétés. Voir la Figure 5.7 pour la localisation des profils. Les lits des principaux cours d'eau sont indiqués par des flèches bleues. [Interpreted SWATH profiles. See Figure 4.7 for location. Blue arrows = river incisions.]	175
Figure 5.10: Planche photographique illustrant la morphologie des surfaces d'aplanissement dans le Bassin du Karoo. Voir la localisation sur la Figure 5.5. [Pictures plate showing the morphology of the planation surfaces in the Karoo Basin. See Figure 5.5 for location.]	178
Figure 5.11 : Planche photographique illustrant la morphologie des surfaces d'aplanissement dans le domaine de socle. Voir la localisation sur la Figure 5.5. [Pictures plate showing the morphology of the planation surfaces in the basement area. See Figure 5.5 for location.]	179
Figure 5.12 : Planche photographique illustrant des faciès latéritiques de la marge Sud-Est Africaine. [Pictures of lateritic facies along the SE African margin.]	179
Figure 5.13 : Relations géométriques entre la surface d'abrasion marine S4 et les sédiments. A : Plan de position. B : Carte géologique simplifiée du Bassin du Zululand (Kwazulu). Modifiée d'après Frankel, 1972 ; Rossignol, 2011 ; Cartes géologiques (1 :250 000) de Kosibaai et de Santa Lucia (Council for Geoscience, 1985). C-C' : Coupe géologique synthétique du Bassin du Zululand (Kwazulu) (modifié d'après Förster, 1975). Notez la discordance angulaire, correspondant à la surface d'abrasion marine S4. Elle sépare les dépôts carbonatés marins et horizontaux de la Formation Uloa (Miocène inférieur à moyen), des dépôts du Crétacé et du Paléogène tronqués et basculés vers la mer. D-D' : Extrait de profil sismique (réflexion 2D) du Bassin de Durban (Thekwini). Notez la discordance angulaire en amont du profil, correspondant au fond d'eau actuel et à la surface d'abrasion marine S4. [Geometry between the wave-cut platform S4 and sediments. B: Zululand (Kwazulu) Basin simplified geological map. Modified from Frankel, 1972; Rossignol, 2011; Kosibaai and Santa Lucia geological map (1:250 000) (Council for Geoscience, 1985). C-C': synthetic geological section of the Zululand (Kwazulu) Basin (modified from Förster, 1975). The wave-cut platform S4 corresponds to an angular unconformity between tilted and truncated Cretaceous and Paleogene sediments and tabular marine carbonates (Uloa Formation). D-D': seismic profile of the Durban (Thekwini) Basin. Note the angular unconformity in the upstream part of the basin, showing truncated dipping strata corresponding to the wave-cut platform S4.]	183
Figure 5.14: Evolution synthétique des formes du relief de la marge du Kwazulu-Maputaland. La coupe représente un transect ouest-est, depuis le plateau du Drakensberg jusqu'au Bassin de Durban (Thekwini). Les géométries du bassin à mer sont issues de l'interprétation de données sismiques, converties en profondeur (voir Chapitre 3). La localisation du transect est représentée sur la Figure 5.5. [Synthetic evolution of the Kwazulu-Maputaland margin along a W-E transect, from the Drakensberg Plateau to the Durban (Thekwini) Basin (see Figure 5.5 for location). The offshore sedimentary wedge was constructed using seismic profiles converted in depth (see Chapter 3).]	187
Figure 5.15 : Chronologie relative des formes du relief de l'Afrique australe datées par rapport aux : sédiments datés préservés à terre et aux roches volcaniques et magmatiques datées préservées à terre. Calendrier des déformations de l'Afrique australe définies dans le Chapitre 3. [Chronologic relationships between sediments, magmatism, main deformation phases (Chapter 3), and landforms of austral Africa].	191
Figure 5.16 : Carte des formes du relief de l'Afrique australe. [Geomorphological map of southern Africa].	191
Figure 5.17: Coupes géomorphologiques et géologiques du pourtour sud-africain. Les marqueurs stratigraphiques discutés dans le texte ont été repositionnés sur les coupes et mis en relation avec les	

surfaces d'aplanissement. Les géométries des bassins en mer sont issues de l'interprétation de données sismiques, converties en profondeur (voir Chapitre 3). Notez, sur la coupe A-A', les hauteurs de dénudation estimées à partir des faciès de kimberlites préservés sur le plateau (Stanley et al., 2015). La localisation des transects est représentée sur la Figure 5.16. [Geomorphological and geological sections of southern Africa with onshore stratigraphic markers (Figure 4.15) and planation surfaces. The offshore sedimentary wedges were constructed using seismic profiles converted in depth (see Chapter 3). Note: kimberlites denudation on section A-A' copied from Stanley et al., 2015. See Figure 5.16 for the location of the profiles.] 191

Figure 5.18 : Compilation d'études thermochronologiques en Afrique du Sud (phases de refroidissement et valeurs de dénudation déduites de la modélisation par traces de fission sur apatites) ; amplitudes des chutes du niveau de base mesurées à partir de pédiments. [Compilation of AFT studies in South-Africa (cooling events and denudation); base level falls inferred from pediments.] 199

Figure 5.19 : Carte synthétique de la plaine côtière du Limpopo montrant la position du fleuve Limpopo avant le Miocène inférieur (> 18 - 15 Ma). Cette reconstitution découle de la carte des isopaques de l'intervalle Eocène-actuel (34 - 0 Ma) qui montre la position du delta du Limpopo, 250 km au nord-est de l'embouchure du fleuve actuel. Notez les affleurements de calcaires marins de la Formation Urrongas (carte géologique du Mozambique 1:1 000 000, Direcção Nacional de Geologia 2008, Council for Geoscience), recoupés par des grabens orientés nord-sud, qui montrent que la surrection de la plaine du Limpopo est postérieure au Miocène inférieur, probablement en relation avec la propagation de la Branche Ouest du Rift Est-Africain. [Synthetic map of the Limpopo coastal plain showing the position of the Limpopo River before the Early Miocene (> 18 - 15 Ma). This reconstitution is based on the Eocene-present day (34 - 0 Ma) isopach map (refer to Chapter 5) showing the Limpopo Delta depocenter 250 km to the north-east of the present day Limpopo River mouth. Note: marine carbonates outcrops of the Urrongas Formation (Mozambique geological map 1:1 000 000, Direcção Nacional de Geologia 2008, Council for Geoscience) are cut by N-S grabens. This suggests that the uplift of the Limpopo plain occurs after the Lower Miocene, probably in relation with the propagation toward the south of the Western branch of the East African Rift.] 205

Figure 5.20 : Evolution terre-mer du plateau sud-africain. La coupe représente un transect ouest-est, depuis la marge du Namaqualand (à l'ouest) jusqu'à la marge du Kwazulu-Maputaland (à l'est). Les géométries des bassins à mer sont issues de l'interprétation de données sismiques, converties en profondeur (voir Chapitres 3 et 4). La localisation du transect est représentée sur la Figure 4.16. [Onshore-offshore synthetic evolution of the South-African Plateau along a W-E transect, from the Namaqualand margin (west) to the Kwazulu-Maputaland margin (east). See Figure 4.16 for location. The offshore sedimentary wedges were constructed using seismic profiles converted in depth (see Chapters 3 and 4).] 206

Figure 6.1 : Cadre géographique du système Orange. Le bassin versant interprété du système Orange au Crétacé supérieur a été représenté à terre (cf. Chapitre 5), ainsi que l'escarpement côtier et l'extension du bassin endoréique du Kalahari (modifié d'après Haddon, 1999). A mer, les deltas d'âge crétacé supérieur de l'Orange (O.D.) et de Lüderitz (L.D.) ont été représentés avec leurs « fans » respectifs. Les données de subsurface (sismique 2D et forages) utilisées dans cette étude ont également été localisées. [Location of the studied Orange system. Onshore, interpreted Upper Cretaceous catchment of the Orange system is shown (Chapter 4), as well as the main escarpment and the Kalahari sand basin extension (modified from Haddon, 1999). Offshore, the Upper Cretaceous Orange Delta (O.D.) and Lüderitz Delta (L.D.) (thick white line) are shown together with the western extension of the associated fans. The seismic and borehole data used in this study are also located.] 214

Figure 6.2 : (A) Charte synthétique de l'évolution tectonique, sédimentaire, climatique et géomorphologique du système Orange. (B) Coupe synthétique du bassin de l'Orange. L'âge des unités sismiques est représenté sur la Figure 6.2.A. [(A) Synthetic chart of the tectono-sedimentary, climatic and geomorphological evolution of the Orange system. (B) Synthetic section of the Orange basin. The ages of the seismic units are shown on Figure 6.2.A.] 218

Figure 6.3 : Cartes des paléo-surfaces interpolées et de la topographie actuelle d'Afrique australe. (A) Topographie actuelle de l'Afrique australe (GEBCO 2014, 30' arc) sur laquelle a été représentée : (i) la carte des isobathes du bassin du Kalahari (modifiée d'après Haddon, 1999) ; (ii) les axes de flexure épirogéniques

(d'après Du Toit, 1933; Moore, 1999). (B) Topographie interpolée de la surface d'aplanissement S3 (81 - 70 Ma). (C) Topographie interpolée de la surface d'aplanissement S2 (92 - 81 Ma). [Interpolated topography of paleo-land-surfaces and current topography of southern Africa. (A) Current topography (GEBCO 2014, 30' arc) with (i) the Kalahari Basin isobaths (modified from Haddon, 1999); (ii) epeirogenic flexure axes (from Du Toit, 1933; Moore, 1999). (B) Interpolated topography of the S3 planation surface (81-70 Ma). (C) Interpolated topography of the S2 planation surface (92-81 Ma).] 220

Figure 6.4 : Reconstructions des surfaces d'aplanissement S2 et S3 pour un même profil topographique. Voir la localisation sur la Figure 6.3.A. Les aplats de couleur correspondent à l'aire de matériel érodé (km²) entre deux surfaces (vert : S2-S3 ; rouge : S3-topographie actuelle). (A) Les géométries des paléo-surfaces S2 et S3 sont basées sur une interprétation manuelle surfaces S2 et S3. (B) Les géométries des paléo-surfaces S2 et S3 sont basées sur une interpolation en 3D des reliques de surfaces préalablement cartographiées S2 et S3 (Figure 6.3.B.C). [Reconstructions of S2 and S3 paleo-land-surfaces. See location of the profile on Figure 5.3, A. Coloured areas refer to the area of eroded material (km²) between two land-surfaces (green area S2-S3; red area: S3-modern topography). (A) Geometry of the S2 and S3 land-surfaces reconstructed from the 2D interpretation of S2 and S3 relicts preserved in the topographic profile. (B) Geometry of the S2 and S3 land-surfaces reconstructed from the 3D interpolation of S2 and S3 relicts preserved in the modern landscape (Figure 6.3.B.C).] 222

Figure 6.5 : Volumes de roches érodés et taux volumétriques du bassin versant de l'Orange. [Eroded volumes and volumetric rates for the Orange catchment.] 224

Figure 6.6 : Cartes de dénudation de l'Afrique australe. (A) S2-topographie actuelle (81-0 Ma). (B) S3-topographie actuelle (25-0 Ma). (C) S2-S3 (81-70 Ma). [Denudation maps of southern Africa. (A) S2-modern topography (81-0 Ma). (B) S3-modern topography (25-0 Ma). (C) S2-S3 (81-70 Ma).] 225

Tableau 6.1 : Taux de dénudation, volumes et taux volumétriques de roches érodés estimés par soustraction des paléo-surfaces S2 et S3, et de la topographie actuelle (Figure 6.6). [Denudation rates, volumes and volumetric rates of eroded rock estimated from the substration of maps in Figure 6.6.] 225

Figure 6.7 : Coupes régionales de la marge atlantique de l'Afrique australe. Les coupes ont été construites à partir de plusieurs profils sismiques convertis en profondeur. [Regional cross-sections of the Atlantic margin of southern Africa. These sections are constructed by combining several seismic profiles converted in depth.] 228

Figure 6.8 : Aires de sédimentation des quatre dépôt-centres de la marge atlantique de l'Afrique australe. La carte isopaque représente l'épaisseur totale de sédiments pour l'intervalle post-rift (131-0 Ma). [Deposition areas for the four depocenters of the Atlantic margin of southern Africa. Thickness map = post-rift total sedimentary thickness (131-0 Ma).] 232

Tableau 6.2 : Teneurs en carbonates dans les sédiments de la marge atlantique de l'Afrique australe pour huit intervalles de temps. [Carbonate distribution in the sediments of the Atlantic margin of southern Africa for eight time periods.] 233

Figure 6.9 : (A) Volumes terrigènes préservés dans les 4 dépôt-centres de la marge atlantique de l'Afrique australe, pour huit intervalles de temps post-rift. (B) Volumes terrigènes et flux sédimentaires de la marge atlantique de l'Afrique australe et du bassin de l'Orange. [(A) Sediments volumes of the 4 depocenters of the Atlantic margin of southern Africa for eight post-rift intervals. (B) Accumulated volumes and rates for the Atlantic margin and the Orange depositional area.] 235

Tableau 6.3 : Volumes terrigènes et flux sédimentaires de la marge atlantique de l'Afrique australe et des sous-bassins associés. [Volumes and accumulation rates of the Atlantic margin of southern Africa and associated sub-basins.] 238

Figure 6.10 : Bilan érosion - sédimentation du système Orange. [Source to sink evolution of the Orange system.] 239

Figure 6.11 : Cartes synthétiques de l'évolution du bilan érosion - sédimentation du système Orange. La déformation, les formes du relief et les principaux deltas du système ont été représentées pour chaque pas

de temps. [Synthetic maps of the source to sink evolution of the Orange system. Related deformations, landforms and deltas are shown.] 243

Figure 7.1 : Carte des principaux systèmes de rifts et du magmatisme en Afrique australe et sur le plateau conjugué de Falkland/Malvinas au Jurassique moyen et supérieur. Reconstruction géodynamique adaptée de Martin et al. (1982). Données sources : Dingle et al., 1983; Biddle et al., 1996; rapport Elf Aquitaine Production, 1996; McMillan et al., 1997; Richardson and Underhill, 2002. [Main rift systems of southern Africa and the Falkland/Malvinas Plateau in pre-drift reconstruction (from Martin et al. (1982)) during Middle-Upper Jurassic. Data from: Dingle et al., 1983; Biddle et al., 1996; Elf Aquitaine Production report, 1996; McMillan et al., 1997; Richardson and Underhill, 2002.] 249

Figure 7.2 : Carte des principaux systèmes de rifts et du magmatisme en Afrique australe et sur le plateau conjugué de Falkland/Malvinas à la transition Jurassique-Crétacé. Reconstruction géodynamique adaptée de Martin et al. (1982). Données sources : Dingle et al., 1983; Salman and Abdula, 1995; Biddle et al., 1996; rapport Elf Aquitaine Production, 1996; Clemson et al., 1997; McMillan et al., 1997; Jungslager, 1999; Richardson and Underhill, 2002. [Main rift systems of southern Africa and the Falkland/Malvinas Plateau in pre-drift reconstruction (from Martin et al. (1982)) during Jurassic-Cretaceous transition. Data from: Dingle et al., 1983; Salman and Abdula, 1995; Biddle et al., 1996; Elf Aquitaine Production report, 1996; Clemson et al., 1997; McMillan et al., 1997; Jungslager, 1999; Richardson and Underhill, 2002.] 251

Figure 7.3 : Carte des systèmes de rifts et des zones en surrection au sud de l'Afrique australe pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien (extraite du Chapitre 3). Reconstruction géodynamique adaptée de Martin et al. (1982). [Main rift systems and uplifted areas of southern in pre-drift reconstruction (from Martin et al. (1982)) during Valanginian-Hauterivian times.] 253

Figure 7.4 : (A) Carte paléogéographique de l'Afrique australe à l'Hauterivien-Aptien. Reconstruction géodynamique adaptée de Martin et al. (1982). Anomalies magnétiques : Goodlad et al., 1982; Moulin et al., 2010; Leinweber and Jokat, 2012. (B) Carte des isopaques (km) du remplissage sédimentaire des marges d'Afrique australe pour l'intervalle Hauterivien-Aptien. [Hauterivian-Aptian paleogeography for southern Africa. Falkland-Malvinas Plateau paleo-position from Martin et al. (1982). Magnetic anomalies : Goodlad et al., 1982; Moulin et al., 2010; Leinweber and Jokat, 2012. (B) Isopach map (km) of Hauterivian-Aptian strata on the continental margins of southern Africa.] 255

Figure 7.5 : (A) Carte paléogéographique de l'Afrique australe à l'Albien-Cénomaniens. (B) Carte des isopaques (km) du remplissage sédimentaire des marges d'Afrique australe pour l'intervalle Albien-Cénomaniens. [Albian-Cenomanian paleogeography for southern Africa. (B) Isopach map (km) of Albian-Cenomanian strata on the continental margins of southern Africa.] 258

Figure 7.6 : (A) Carte paléogéographique de l'Afrique australe illustrant le premier paroxysme de la surrection crétacé supérieur du plateau sud-africain (Turonien-base Campanien). (B) Carte des isopaques (km) du remplissage sédimentaire des marges d'Afrique australe pour l'intervalle Turonien-Maastrichtien. [Turonian-early Campanian paleogeography for southern Africa showing the first paroxysm of the Late Cretaceous southern African plateau uplift. (B) Isopach map (km) of Turonian-Maastrichtian strata on the continental margins of southern Africa.] 261

Figure 7.7 : Carte paléogéographique de l'Afrique australe illustrant le deuxième paroxysme de la surrection crétacé supérieur du plateau sud-africain (Campanien). [Campanian-Maastrichtian paleogeography for southern Africa showing the second paroxysm of the Late Cretaceous uplift of the southern African plateau.] 264

Figure 7.8 : Carte paléogéographique de l'Afrique australe au Paléogène. [Paleogene paleogeography for southern Africa.] 266

Figure 7.9 : (A) Carte paléogéographique de l'Afrique australe à l'Oligocène-Miocène inférieur. (B) Carte des isopaques (km) du remplissage sédimentaire des marges d'Afrique australe pour l'intervalle Cénozoïque. [Oligocene-lower Miocene paleogeography for southern Africa. (B) Isopach map (km) of Cenozoic strata on the continental margins of southern Africa.] 268

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE

Plusieurs marges passives ont des reliefs élevés dans leur partie aérienne amont. Elles ont été définies comme des marges passives élevées ou '*elevated passive margins*' (Japsen et al., 2012). Les cas les plus remarquables sont situés dans l'Atlantique Nord (marges conjuguées norvégienne et groenlandaise), l'Atlantique Sud (marge brésilienne, marges namibienne et sud-africaine), l'Océan Indien (marges transformantes sud-africaine et mozambicaine, marge indienne) et l'Océan Pacifique (marge est-australienne).

L'origine de ces reliefs est très discutée. En effet, les modèles classiques d'évolution des marges passives - et le plus fameux d'entre eux le modèle de McKenzie (1978) - ne permettent pas d'expliquer l'existence de reliefs longtemps après que la phase de rift se soit produite. Les seules topographies formées sont les épaulements de rifts qui seraient érodés en quelques millions d'années après la fin du processus d'amincissement de la lithosphère continentale coïncidant avec la première accrétion océanique.

Les développements des techniques de mesure et de modélisation de la dénudation du relief, basés sur la thermochronologie basse température des traces de fission sur apatite (AFT) dans les années quatre-vingt-dix ont révolutionné nos vues sur l'origine de ces reliefs. Ils ont montré que des périodes de dénudation se produisaient sur ces marges bien après leur formation (e.g. Gallagher and Brown, 1999; Brown et al., 2002; Gunnell et al., 2003). Deux questions se posaient alors (1) quels sont les mécanismes à l'origine des **mouvements verticaux** induisant l'érosion du continent en amont des marges et (2) ces phases de déformations coïncident-elles avec la formation des reliefs élevés observés actuellement?

Deux grands types de processus ont été avancés pour expliquer la formation de ces reliefs postérieurement à la phase de rift. (1) Il s'agit de reliefs entretenus par **rebond isostatique** initiés à partir des épaulements de rift, l'érosion se propageant vers le continent par le recul de l'escarpement (e.g. Karner and Watts, 1982; Braun and Beaumont, 1989; Weissel and Karner, 1989; Gilchrist and Summerfield, 1991). (2) Ces reliefs se sont formés postérieurement à l'aplanissement des épaulements de rifts sous l'effet de **processus lithosphériques ou mantelliques**, comme par exemple la poussée des rides océaniques sur la croûte continentale (e.g. Colli et al., 2014), le régime local de

contraintes intraplaques (e.g. Guiraud and Bosworth, 1997), la dynamique du manteau (e.g. Burke and Gunnell, 2008; Braun et al., 2014).

L'**objectif de cette thèse** est tout d'abord de **caractériser, quantifier et discuter l'origine de ces mouvements verticaux** sur une figure majeure du relief sud-africain : le **plateau sud-africain (ou Kalahari)** et ses marges périphériques atlantiques et indiennes (Figure 1.1), depuis l'extrémité nord de la marge de la Namibie jusqu'à la marge du Limpopo (Mozambique). Puis, dans un deuxième temps, notre objectif est de discuter les effets de ces mouvements verticaux sur la **croissance des reliefs** et les **bilans érosion-sédimentation** connaissant les régimes de paléo-précipitations (approche site '**source to sink**').

Les causes et la cinétique de la croissance du plateau sud-africain ont fait l'objet d'âpres débats entre des géomorphologues focalisés sur l'étude des surfaces d'aplanissement qui caractérisent le relief sud-africain et les thermochronologues des traces de fission, auxquels se sont joints - pour l'analyse des causes - des sismologues imageant la structure du manteau. Les premiers, conduits par L.C. King (e.g. King, 1948, 1949, 1955, 1982), ont construit un modèle stratigraphique des surfaces d'aplanissement étagées (avec peu d'arguments de datation) qui a conduit Partridge and Maud (1987) - héritiers de King - à proposer un âge récent pour cette surrection (< 30 Ma). Ces concepts ont été récemment réactualisés par Burke and Gunnell (2008). Cette approche a été réfutée par M.S Summerfield (e.g. Summerfield, 1985) qui fut le pionnier des études thermochronologiques avec R. Brown et K. Gallagher (e.g. Gallagher and Brown, 1999; Brown et al., 2002). Ces études puis les suivantes ont montré que le plateau sud-africain résulterait d'une surrection vers 130 Ma et 90 Ma et réfutent toute surrection cénozoïque. M. de Wit (2007) sur un corpus de données géologiques - dont la distribution du magmatisme alcalin intraplaque en Afrique australe - conforte ce scénario d'évolution issu de la thermochronologie.

Les sismologues tomographe du manteau sous l'impulsion de A. Nyblade, ont dès les années quatre-vingt-dix, remarqué la relation géographique entre une anomalie thermique majeure du manteau - le super panache africain ('*African Superplume*') (Nyblade and Robinson, 1994) - et l'anomalie topographique du plateau sud-africain lui

inférant une origine mantellique. Parallèlement, la nouvelle génération de géomorphologues physiens (e.g. Gilchrist and Summerfield, 1991; Van der Beek et al., 2002) réintroduisait le concept d'isostasie en géomorphologie - pourtant connu de L.C. King - en proposant que les bourrelets marginaux (*'marginal or peripheral bulges'*) des marges résultaient d'un rebond isostatique entretenu par l'érosion dès la fin de la phase de rift.

Le plateau sud-africain présente également un très grand intérêt pour l'étude de la dynamique des marges passives et leur couplage avec la croissance des reliefs amont et l'héritage géodynamique - sujet actuellement très discuté. En effet, l'Afrique australe est bordée par trois segments de marge de deux types différents (Figure 1.1) :

- la marge divergente sud-est atlantique à l'ouest ;
- les marges transformantes du Mozambique et d'Agulhas à l'est, contrôlées par des zones de fracture dont l'une des plus remarquable au monde, l'*'Agulhas-Falkland Fracture Zone'*.

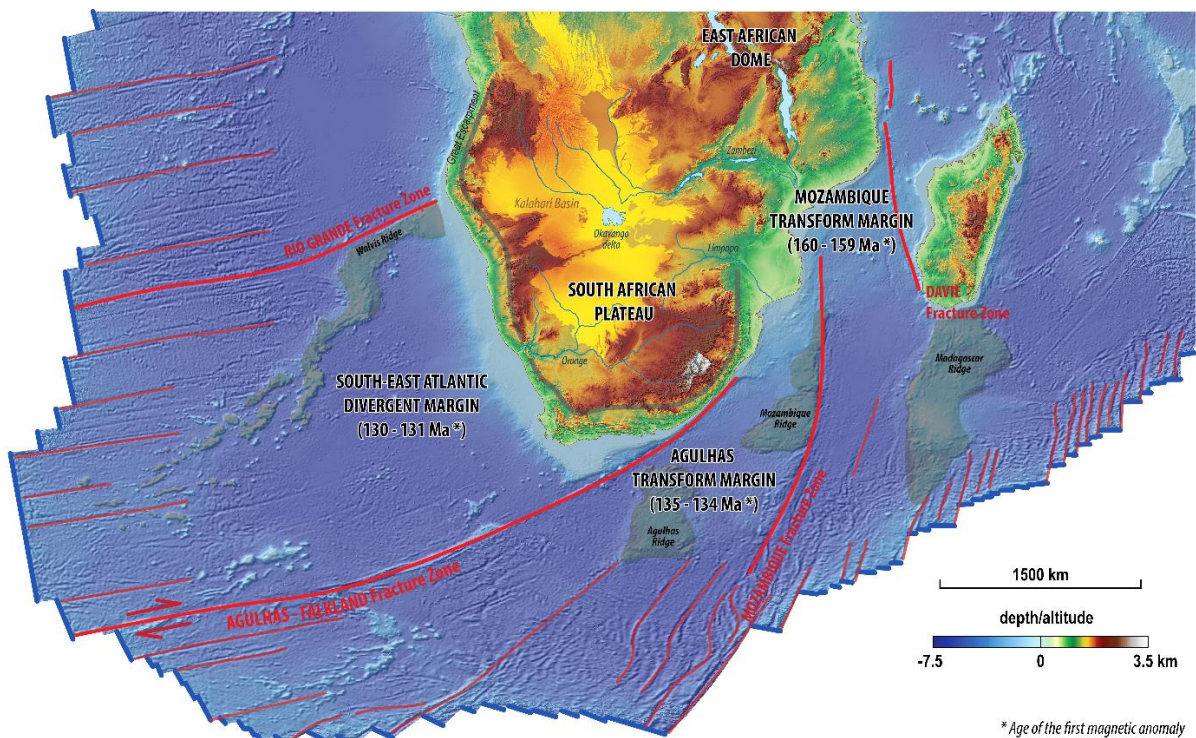


Figure 1.1 : Contexte topographique et géodynamique du plateau sud-africain et de ses marges passives périphériques. [Topographic and geodynamic setting of the South - African Plateau and the surrounding passive margins.]

Plusieurs questions sont donc abordées dans cette thèse :

1. la cinétique, la spatialisation et la cause des surrections d'un relief anorogénique de très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) - le plateau sud-africain ;
2. l'incidence de ces surrections sur les bilans érosion-sédimentation en régime climatique connu ;
3. les déformations et le type de reliefs formés par le mouvement décrochant des marges ;
4. l'incidence de ces déformations sur la dynamique des marges et leurs enregistrements sédimentaires.

Ceci suppose :

1. une analyse des formes du relief qui constituent le plateau sud-africain ;
2. une analyse stratigraphique des marges ;
3. la réalisation de cartes thématiques (paléogéographie, épaisseur sédimentaire etc.) ;
4. une mesure des bilans érosion-sédimentation.

Les données utilisées sont des données de subsurface (sismique réflexion 2D, rapports de forages incluant les diagraphies différées et la description des déblais de forages) mises à disposition par la compagnie pétrolière Total, des modèles numériques de terrain et des acquisitions de terrain (analyse des placages sédimentaires, des formes du relief et des profils d'altération). Les disciplines des sciences de la terre impliquées sont la biostratigraphie, la sédimentologie de faciès, la stratigraphie sismique, la géomorphologie, l'analyse structurale et diverses formes de cartographie.

1.1 Structure du mémoire

Cette thèse est structurée en cinq parties :

Contexte géologique régional (Chapitre 2)

Cette première partie présente le contexte géologique régional de l'Afrique australe. Elle montre les spécificités (1) du manteau et de la lithosphère, (2) du relief, (3) des bassins sédimentaires des marges périphériques du plateau sud-africain. Deux modèles (couplage manteau-lithosphère) récents de sa mise en place sont brièvement présentés.

L'enregistrement sédimentaire des marges périphériques du plateau sud-africain (Chapitres 3 et 4)

Cette deuxième partie présente l'évolution du remplissage sédimentaire de l'intervalle post-rift (~130-0 Ma) des marges périphériques de plateau sud-africain en contexte divergent (marge sud-est atlantique) et transformant (marges d'Agulhas et du Mozambique). L'attention est principalement portée sur la caractérisation dans le temps et l'espace des mouvements verticaux enregistrés dans le signal sédimentaire de ces marges.

Analyse des formes du relief du plateau sud-africain (Chapitre 5)

Cette troisième partie présente une analyse géomorphologique (coupes et cartes) des formes du relief du plateau sud-africain. Pour contraindre en âge ces surfaces une attention particulière est apportée à la datation des placages sédimentaires, au volcanisme et aux profils d'altération. La chronologie obtenue est mise en relation avec les grands changements paleoenvironnementaux enregistrés dans les bassins en mer. Une évolution topographique du plateau sud-africain, au Crétacé supérieur et au Cénozoïque, est proposée au moyen d'une coupe terre-mer (relief-bassin) restaurée du plateau sud-africain et de ses marges périphériques.

Bilans érosion-sédimentation (Chapitre 6)

Dans cette quatrième partie les volumes de sédiments terrigènes préservés sur la marge sud-est atlantique sont quantifiés et comparés à un bilan d'érosion du bassin versant en amont du segment de marge de l'Orange (mesuré à partir de la soustraction des topographies reconstituées des surfaces d'aplanissement). Le bilan obtenu permet de valider le modèle évolutif proposé dans la partie précédente (uniquement pour le segment de marge de l'Orange et son relief amont).

Synthèse des mouvements verticaux du plateau sud-africain (Chapitre 7)

Cette cinquième partie synthétise l'évolution des déformations de l'Afrique australe caractérisée dans les parties précédentes, depuis le début de la dislocation du sud du Gondwana au Trias jusqu'à l'actuel. Cette synthèse se fera au moyen de cartes paléogéographiques.

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

2.1 Conditions limites du sud de la plaque Afrique

2.1.1 Structure du manteau

L'anomalie topographique formée par : (i) les dômes est-africain et éthiopien, (ii) le plateau sud-africain et (iii) le bassin océanique de l'Atlantique sud anormalement élevé par rapport à l'âge vieux de la croûte océanique a été définie par Nyblade and Robinson (1994) comme l'*African Superswell*'. Cette anomalie du géoïde est interprétée par de nombreux auteurs (e.g. Burke, 1996; Lithgow-Bertelloni and Silver, 1998; Burke and Gunnell, 2008) comme l'expression en surface du super panache africain ('*African Superplume*') mis en évidence dans les années 1990 et 2000 par les modèles tomographiques (e.g. Nyblade and Robinson, 1994; Gurnis et al., 2000; Nyblade and Sleep, 2003) (Figure 2.1).

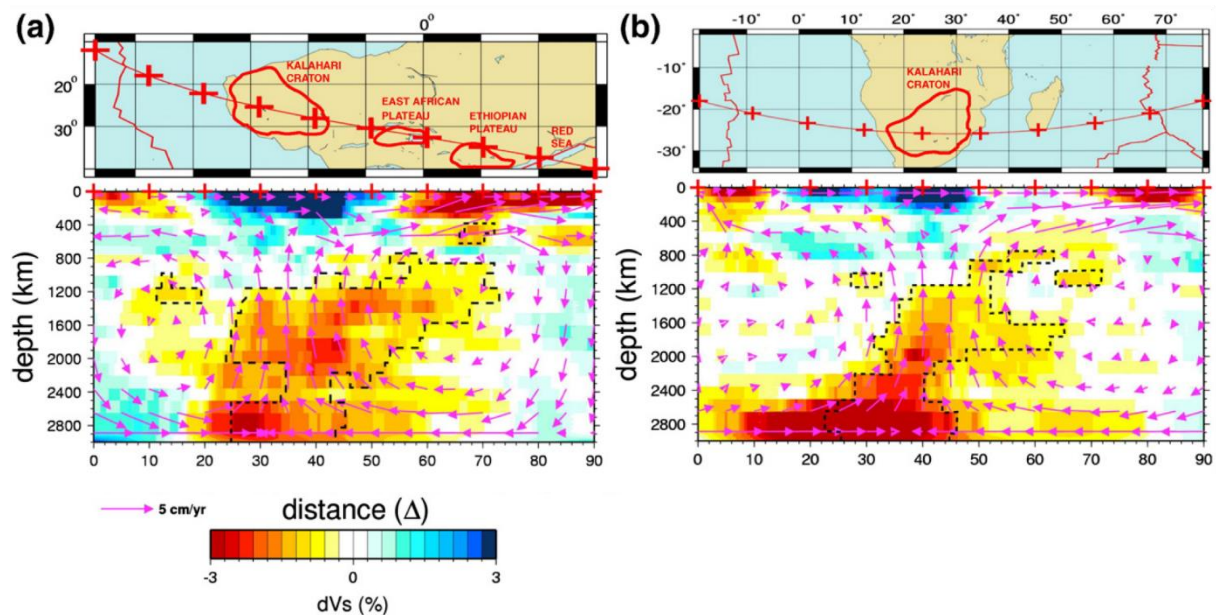


Figure 2.1 : Anomalies de vitesses des ondes cisailantes (modèle tomographique TX2007) du manteau au sud de la plaque Afrique. Les flèches roses correspondent aux vitesses du flot mantellique. (d'après Forte et al., 2010). [Seismic shear velocity anomalies from the TX2007 tomography model below the southern part of the African plate. Pink arrows shows the mantle flow velocities (from Forte et al., 2010).]

Ce panache s'enracine à la transition noyau-manteau sous l'Afrique australe et remonte en dérivant vers le nord-est dans le manteau inférieur et supérieur sous le rift est-africain (Figure 2.1). Le manteau supérieur n'est pas perturbé thermiquement sous le plateau sud-africain comme l'indique aussi l'absence de magmatisme alcalin subactuel en Afrique australe.

L'activité magmatique intense pendant le Crétacé et le Paléogène en Afrique australe (e.g. Jelsma et al., 2004; Moore et al., 2008) suggère que le super panache africain aurait pu remonter dans le manteau supérieur sous le plateau sud-africain et perturber la lithosphère pour ces intervalles de temps (de Wit, 2007).

2.1.2 Structure de la lithosphère

La lithosphère de l'Afrique australe est constituée de cratons archéens bordés et séparés par des terrains protérozoïques (Figure 2.2). Cet ensemble a subsidé à deux reprises :

- entre l'Ordovicien et le Dévonien (Formation du Cape Supergroup) des dépôts fluviatiles et marins sont déposés sur la plateforme sud gondwanienne (e.g. Linol et al., 2016) avant d'être repris et déformés par l'orogène des gondwanides (paroxysme de la déformation à ~253 Ma ; Blewett and Phillips, 2016) à l'origine de la chaîne du Cap en Afrique du Sud (Du Toit, 1937) ;
- entre le Carbonifère et le Jurassique inférieur (Formation du Karoo Supergroup) des dépôts essentiellement continentaux, incluant des dépôts glaciaires au Carbonifère, se mettent en place en contexte d'avant pays de la chaîne du Cap, de rifts et de bassins flexuraux (e.g. Catuneanu et al., 2005).

L'éruption de la grande province magmatique (*'Large Igneous Province'* ou LIP) du Karoo Ferrar à ~182 Ma (Duncan et al., 1997) marque la fin de la subsidence de l'Afrique australe et le début de la dislocation de Gondwana avec l'ouverture de l'Océan Indien (Cox, 1992).

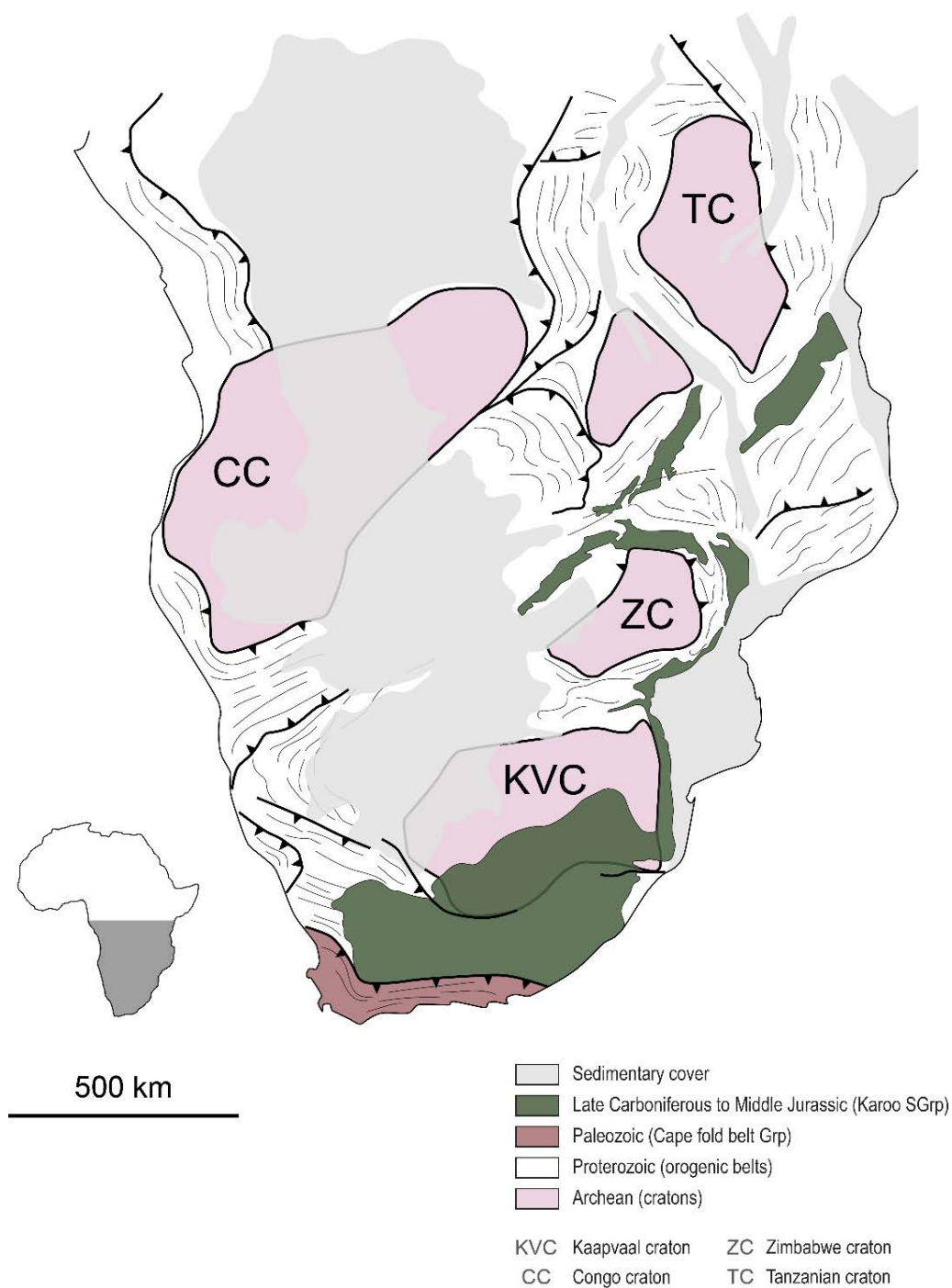


Figure 2.2: Carte géologique et structurale simplifiée illustrant la structure de la lithosphère de l'Afrique australe (modifié de Purdy and MacGregor (2013); Brown et al. (2014)).
[Geological and structural simplified map illustrating the basement tectonic framework of southern Africa (modified from Purdy and MacGregor (2013); Brown et al. (2014)).]

2.1.3 Eclatement du sud de Gondwana

La dislocation du sud de Gondwana est complexe et résulte de plusieurs périodes d'extension qui aboutissent à :

- 1) la séparation entre les plaques Afrique et Antarctique avec l'ouverture du canal du Mozambique au Jurassique supérieur (première anomalie magnétique identifiée : Chron M33n ~159 Ma - Leinweber and Jokat, 2012) (Figure 2.3) ;
- 2) la séparation entre les plaques Afrique et Amérique du Sud avec la mise en place de (i) la marge transformante d'Agulhas (Chron M10 ~ 134 Ma - Goodlad et al., 1982) ; (ii) la marge divergente sud-est atlantique (Chron M4 ~131 Ma - Moulin et al., 2010) (Figure 2.3).

Les déformations à l'origine de l'ouverture du canal du Mozambique sont assez débattues. Elles résulteraient de :

- un mouvement de translation E-O (Cox, 1992) ou de rotation (Leinweber and Jokat, 2012) entre les plaques Afrique et Antarctique, contemporain de la mise en place de la province magmatique de Karoo-Ferrar à ~182 Ma (Duncan et al., 1997) ;
- suivie d'une période d'extension N-S accommodée par les deux grands accidents transformants de Davie et du Mozambique.

La séparation entre les plaques Afrique et Amérique du Sud résulterait de deux périodes d'extension (e.g. Dingle et al., 1983) au Jurassique moyen (~ 170-150 Ma) et à la transition Jurassique-Crétacé (~ 150-130 Ma) :

- au Jurassique moyen, la déformation extensive s'exprime par des grabens ou hémigrabens orientés NO-SE localisés à l'est du bassin de l'Outeniqua (Dingle et al., 1983) et dans les bassins du Limpopo et du Zambèze (e.g. Salman and Abdula, 1995). Elle est contemporaine d'épanchements basaltiques dans la vallée du Zambèze (Flores, 1964) ;
- au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, la déformation extensive se propage à l'ensemble de l'Afrique australe avec :
 - (i) la réactivation des systèmes de rifts hérités de la phase d'extension précédente ;
 - (ii) l'ouverture de grabens orientés NNO-SSE le long de la future marge passive divergente sud-est Atlantique ;

(iii) l'ouverture d'hémigrabens isolés orientés E-O sur le futur accident transformant d'Agulhas-Falkland.

La fin du rif et le début de l'océanisation sont contemporains d'une forte activité magmatique avec (i) l'éruption de la province magmatique du Paraná-Etendeka à ~133 Ma (Jerram et al., 1999), (ii) la mise en place d'importants épanchements basaltiques subaériens ('seaward dipping reflectors' ou SDR) (e.g. Gladczenko et al., 1997, 1998; Bauer et al., 2000; Corner et al., 2002) le long de la future marge divergente sud-est atlantique, (iii) un paroxysme d'éruptions de kimberlites en Afrique du Sud (Jelsma et al., 2004).

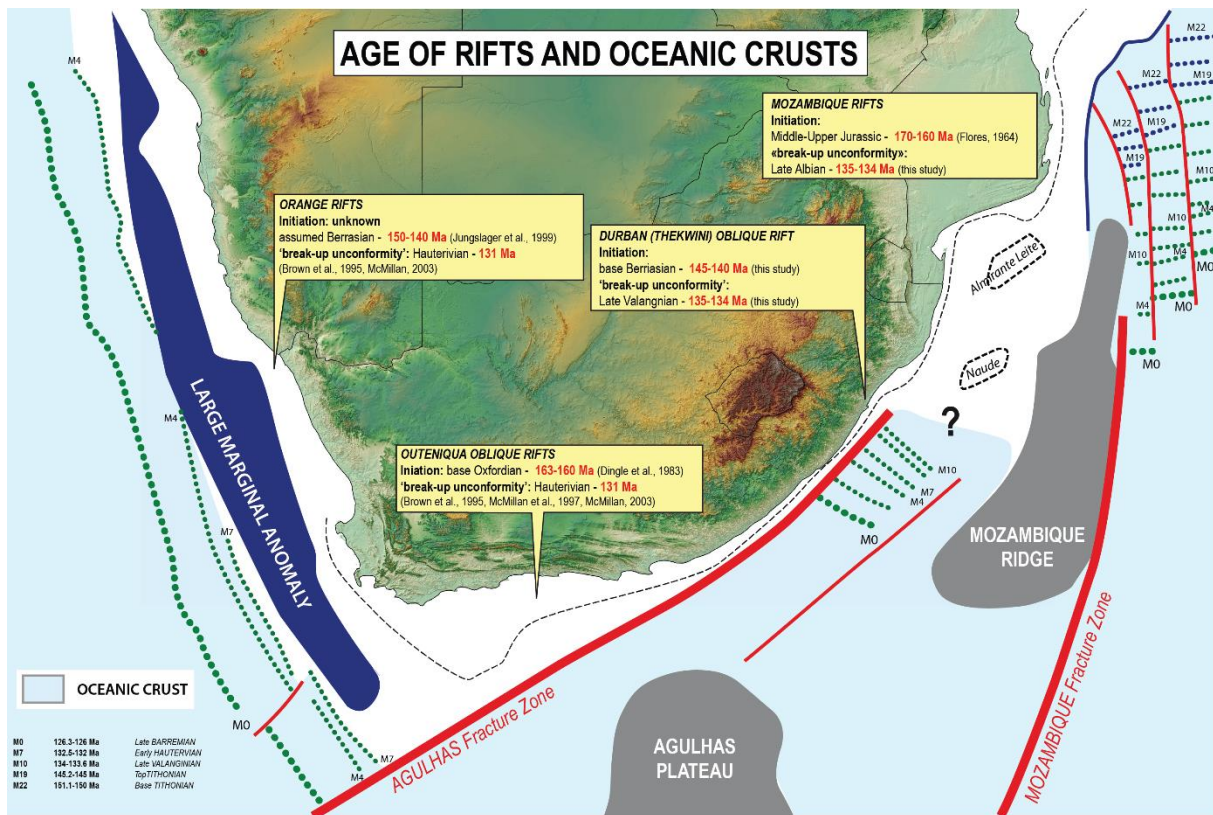


Figure 2.3: Carte illustrant l'âge des rifts et de la croûte océanique en Afrique australe. [Ages of rifts and oceanic crust in southern Africa.]

2.2 Le relief à terre : le plateau sud-africain

2.2.1 La topographie de l'Afrique australe

La topographie de l'Afrique australe peut être subdivisée en trois domaines qui forment le plateau sud-africain :

(1) un plateau élevé central (>1000 m), de grande longueur d'onde (×1000 km), abritant le bassin intracontinental du Kalahari (Formation des Kalahari Sands - e.g. Haddon and McCarthy, 2005) (Figure 2.4);

(2) des bourrelets marginaux plus élevés (>2000 m) bordés par un/des escarpements côtiers. L'axe de flexure formé par ces bourrelets, plus ou moins continu sur le pourtour de l'Afrique australe, est appelé « le grand escarpement » (e.g. Du Toit, 1933; Partridge and Maud, 1987; Moore, 1999) (Figure 2.4).

(3) une frange côtière étroite (100-200 km) au relief plus dégradé par les rivières.

Les réseaux de drainage reflètent ce contraste morphologique entre le bas-pays côtier et le haut-pays de plateau. Le domaine côtier est caractérisé par de petits bassins versants (×10 000 km²) adossés au « grand escarpement » tandis que le domaine de plateau est caractérisé par trois grands bassins versants (×100 000 km²) : le bassin endoréique de l'Okavango et les bassins exoréiques de l'Orange et du Limpopo (Figure 1.1). Ces derniers recoupent le « grand escarpement », à l'ouest vers l'Océan Atlantique (fleuve Orange) et à l'est vers l'Océan Indien (fleuve Limpopo).

2.2.2 Le bassin du Kalahari

La dépression du Kalahari, bordée par « le grand escarpement », abrite un bassin sédimentaire intracontinental (ou endoréique), interprété comme Crétacé supérieur-Cénozoïque (e.g. Moore, 1999; Haddon and McCarthy, 2005; Linol et al., 2015) qui recouvre une surface de 2 millions de km² depuis l'Afrique du Sud, à travers la Namibie, le Botswana, l'Angola, jusqu'au sud du Congo. Le bassin est en connexion avec le niveau de base mondial à trois endroits : escarpement de la Damara (Namibie), bassin versant du Limpopo, bassin versant du Zambèze.

Les séries sédimentaires très condensées de ce bassin (50-600 m) sont extrêmement difficiles à dater de par leur nature continentale, une altération intense et plusieurs périodes d'érosion (Linol, 2012). La stratigraphie décrite pour la première fois au Botswana par Passarge (1904) est formée, de la base vers le sommet : (1) de graviers

fluviatiles altérés, (2) de sables peu consolidés (épandages alluviaux), où plusieurs niveaux de silcrètes et calcrètes sont intercalés et (3) de sables éoliens.

La carte des isopaques du bassin publiée par Haddon (1999) montre que cette dépression est en réalité structurée en plusieurs sous bassins délimités par des axes moins subsidents (Figure 2.4), interprétés comme des axes de flexure (ou axes épirogéniques) mis en place pendant les surrections du plateau sud-africain (e.g. Du Toit, 1933; Moore, 1999).

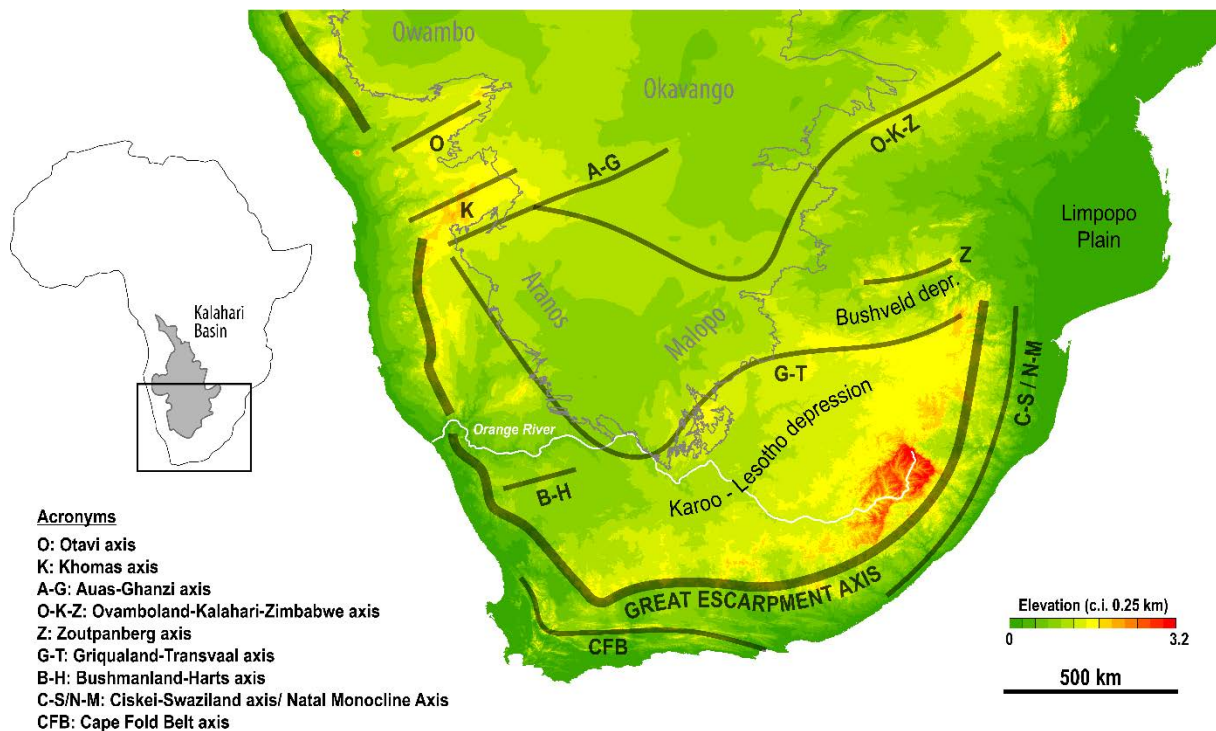
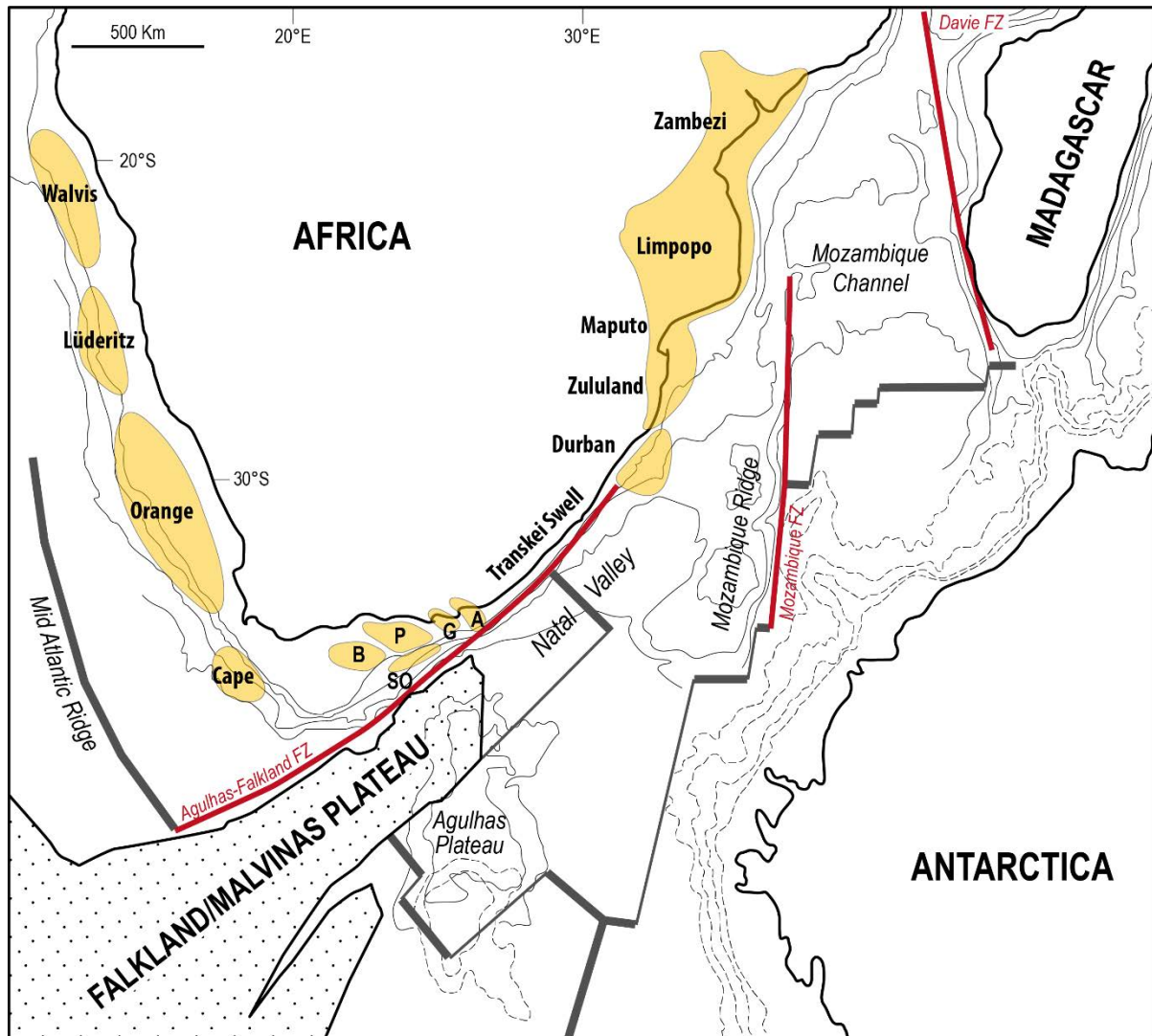


Figure 2.4: Topographie actuelle de l'Afrique australe (GEBCO 2014, 30' arc) sur laquelle a été surimposée' : (i) la carte des isobathes du bassin du Kalahari (modifiée d'après Haddon, 1999) entourés en gris ; (ii) les axes de flexure (d'après Du Toit, 1933; Moore, 1999). [Current topography of southern Africa (GEBCO 2014, 30' arc) with (i) the Kalahari Basin isobaths (modified from Haddon, 1999); (ii) epirogenic flexure axes (from Du Toit, 1933; Moore, 1999).]

2.3 Dynamique des marges

La dislocation de Gondwana est à l'origine des trois segments de marge qui constituent notre zone d'étude.



- | | |
|------------------|---------------------------|
| A Algoa | B Bredasdorp |
| G Gamtoos | SO South Outeniqua |
| P Pletmos | |

Figure 2.5: Reconstitution géodynamique à l'Aptien (~120-115 Ma) (modifiée d'après Martin and Hartnady (1986)) sur laquelle les principaux bassins des marges d'Afrique australe ont été positionnés. [Reconstruction from Martin and Hartnady (1986) during the Aptian (~120-115 Ma). Main basins of southern Africa margins are shown.]

2.3.1 La marge passive divergente sud-est atlantique

La marge sud-est atlantique est une marge divergente, c'est-à-dire formée par l'ouverture d'une dorsale océanique parallèle à la marge. Elle est délimitée par deux grandes zones de fractures qui accommodent son ouverture depuis l'Hauterivien inférieur, la zone de fracture de Rio Grande au nord et la zone de fracture d'Agulhas-Falkland ('*Agulhas-Falkland Fracture Zone*' ou AFFZ) au sud.

La discordance ('*break-up unconformity*') qui marque la transition syn-rift à post-rift a été datée à ca. 131 Ma au sud de la marge dans le bassin de l'Orange (Brown Jr. et al., 1995; McMillan, 2003) et est supposée synchrone dans les bassins de Lüderitz et Walvis plus au nord (Light et al., 1993; Aizawa et al., 2000; Holtar and Forsberg, 2000).

Comme évoqué ci-dessus, la marge est structurée en quatre bassins délimités par des domaines de socle moins subsidents perpendiculaires à la marge, hérités de l'orogénèse Panafricaine (Clemson et al., 1997; Corner et al., 2002).

Ces bassins sont appelés respectivement du nord vers le sud : Walvis, Lüderitz, Orange et Cap (Figure 2.5). L'assise sédimentaire de ces bassins (4-7 km) est discordante sur le socle néo-protérozoïque plus ou moins aminci, les dépôts syn-rift (SDR et grabens) et la croûte océanique.

Le remplissage sédimentaire de ces bassins, principalement déposé en milieu marin ouvert, se développe en trois cycles :

- le premier cycle correspond à une période transitionnelle où la marge est alors peu subsidente. Des dépôts d'environnements continentaux à marins peu profonds sont déposés sur une plateforme aplanie dans des bassins flexuraux ou '*sag*' (e.g. Light et al., 1993). La fin de ce cycle est marquée par un hiatus régional à la transition Albien-Aptien contemporain de l'ouverture d'un sillon océanique profond au sud de la marge créé lorsque le plateau de Falkland/Malvinas qui dérive le long de l'AFFZ, quitte la plaque Afrique (Dingle et al., 1983) ;
- le second cycle est marqué par une accélération de la subsidence et du flux sédimentaire (e.g. Aizawa et al., 2000; Cartwright et al., 2008). Les sédiments sont principalement déposés en régime rétrogradant à l'ouest de la plateforme héritée de la phase transitionnelle et confèrent à la marge une topographie structurée en trois domaines : le plateau continental, la pente continentale ou talus et le bassin profond.

- Le troisième cycle débute par une transgression généralisée à la fin du Cénomanién avec un maximum d'ennoiement (*'maximum flooding surface'*) atteint au Turonien (ca. 93.5 Ma) (e.g. Gerrard and Smith, 1982; Jungslager, 1999). Les dépôts suivent ensuite une tendance aggrado-progradante et sont préférentiellement déposés sur le plateau continental avec peu d'export vers le bassin profond (e.g. Paton et al., 2008).

Une flexure régionale du plancher océanique au Campanien (ca. 81 Ma) entraîne la migration de la zone d'accommodation vers l'ouest et confère à la marge sa géométrie progradante (e.g. Brown Jr. et al., 1995; Jungslager, 1999; Aizawa et al., 2000; Cartwright et al., 2008; Paton et al., 2008).

A la fin du Crétacé et pendant le Cénozoïque, le flux sédimentaire diminue fortement (e.g. Guillocheau et al., 2012). Les dépôts deviennent drapants et sont principalement déposés sur la bordure externe du plateau continental (e.g. Aizawa et al., 2000; Paton et al., 2008). A partir du Miocène moyen (ca. 11 Ma) la sédimentation est très fortement influencée par les courants océaniques (e.g. Weigelt and Uenzelmann-Neben, 2004; Hopkins, 2006; Uenzelmann-Neben et al., 2007).

2.3.2 La marge passive transformante d'Agulhas

Le fonctionnement syn-rift de la marge d'Agulhas est scellé par une discordance (*'break-up unconformity'*) légèrement plus ancienne que celle du segment austral de l'Atlantique sud datée à ca. 134 Ma (Brown Jr. et al., 1995; McMillan et al., 1997; McMillan, 2003). La marge est structurée en trois segments subsident, respectivement du sud-est au nord-est : le bassin d'Outeniqua, le segment du Transkei et le bassin de Durban (Thekwini) (Figure 2.5). La dérive du plateau de Falkland/Malvinas le long de la zone de fracture d'Agulhas-Falkland (AFFZ) impacte fortement l'évolution crétacée de ces bassins qui sera donc décrite séparément.

2.3.2.1 Cinématique de la zone de fracture d'Agulhas-Falkland (AFFZ)

La marge d'Agulhas est une marge passive transformante formée par le coulissement entre la plaque Afrique et le plateau de Falkland/Malvinas (plaque Amérique du Sud) le long de la zone de fracture d'Agulhas-Falkland (AFFZ). L'âge de la croûte océanique décroît donc depuis l'extrémité nord-est de l'AFFZ (bassin de Durban

(Thekwini)) au segment du bassin de l'Outeniqua. La première anomalie magnétique à l'extrémité nord de l'AFZZ correspond au Chron M10 (ca. 134 Ma - Goodlad et al., 1982). La transition marge transformante active à passive (*sensu* Basile, 2015), c'est-à-dire le moment où la dorsale océanique quitte la plaque Afrique, est datée du Chron C34 (100-90 Ma - Martin et al., 1982; Ben-Avraham et al., 1997).

2.3.2.2 Bassin d'Outeniqua

L'assise sédimentaire post-rift de bassin d'Outeniqua, principalement déposée en environnement marin ouvert, atteint jusqu'à 6 km d'épaisseur (Broad et al., 2012). Elle repose en discordance sur les séries sédimentaires paléozoïques du Cap et les dépôts syn-rift (hémigrabens). La marge est formée de cinq sous bassins structurés par l'héritage du rift et le mouvement transformant dextre de l'AFFZ. Du sud-est au nord-est, les bassins de Bredasdorp, Pletmos, Gamtoos et Algoa sont orientés perpendiculairement à l'AFFZ. Plus au sud, le bassin Sud-Outeniqua s'oriente de façon oblique à l'AFFZ (e.g. McMillan et al., 1997) (Figure 2.5).

Pendant la phase active de l'AFFZ, ces bassins sont fortement influencés par la dérive du plateau de Falkland/Malvinas le long de l'AFFZ (e.g. Bate and Malan, 1992; McMillan et al., 1997).

La déformation engendrée par l'activité de l'AFFZ se caractérise par une évolution dans le temps et l'espace de la subsidence selon une direction NE-SO. Les bassins d'Algoa et de Gamtoos au nord-est de la marge sont inversés et fortement incisés par des canyons sous-marins ; les sédiments sont alors déposés dans les bassins de Pletmos, Bredasdorp et Sud Outeniqua plus subsidents.

La fin de la phase active de la marge marque une discontinuité érosive majeure au Turonien (ca. 92 Ma - McMillan et al., 1997) qui traduit : (i) une flexure du plancher océanique et (ii) le passage à une topographie de marge passive fortement influencée par la subsidence thermique.

Au Cénozoïque, le flux sédimentaire diminue fortement (Dingle, 1973; Tinker et al., 2008a). Une grande partie de l'enregistrement sédimentaire est érodé par les courants océaniques (Uenzelmann-Neben and Huhn, 2009).

2.3.2.3 Marge du Transkei

Ce segment de marge est caractérisé par un plateau continental extrêmement étroit et une pente continentale très raide à la transition océan-continent le long de l’AFFZ. L’enregistrement sédimentaire de ce bassin n’est pas connu à mer du fait de l’absence de forages et d’une couverture sismique très limitée. Quelques rares affleurements à terre montrent :

- une phase d’incision au Campanien comblée par des sédiments silicoclastiques marins peu profonds campaniens à maastrichtiens des Formations Mzamba et Igoda (Klinger and Lock, 1978; Klinger and Kennedy, 1980) ;
- des calcaires de plateforme de la Formation Bathrust (le Roux, 1990) qui marquent un épisode transgressif à l’Eocène moyen.

2.3.2.4 Bassin de Durban (Thekwini)

Ce bassin est l’un des moins bien connus d’Afrique australe et n’a fait l’objet que de peu d’études (e.g. Broad et al., 2007, 2012; Hicks and Green, 2016). L’assise sédimentaire atteint 6 km en discordance sur les séries paléozoïques du Cap, les dépôts carbonifères glaciaires de la Dwyka (Formation du Karoo Supergroup) et les dépôts syn-rift (hémigrabens).

Le remplissage sédimentaire de ce bassin, principalement déposé en milieu marin ouvert, se décompose en trois cycles interprétés à partir de l’analyse stratigraphique de ce bassin proposée dans le Chapitre 3:

- un cycle transitionnel où la marge est peu subsidente. Une discontinuité érosive à la transition Aptien-Albien (ca. 113 Ma) marque le passage entre : (i) une période de comblement de la topographie aplanie du rift par des dépôts marins peu profonds à (ii) une phase légèrement plus subsidente caractérisée par des géométries de type rampe (paléobathymétrie inférieure à 300 m);
- un second cycle initié par un basculement du plancher océanique au Turonien (ca. 92 Ma) qui marque une accélération forte de la subsidence et un approfondissement du bassin. Les sédiments sont ensuite déposés en régime rétrogradant et migrent progressivement vers le continent jusqu’à une maximum d’inondation à l’Eocène moyen (ca. 43 Ma).
- le troisième cycle initié après l’ennoiement de la marge s’accompagne d’une migration vers le bassin profond de l’espace d’accommodation. La marge, alors

principalement formée de dépôts deltaïques avec mise en place du delta de la Tugela, acquiert une morphologie progradante. Une flexure régionale de la marge à l'Oligocène (ca. 25 Ma) marque une discontinuité érosive et un basculement vers le sud-est des dépôts sous-jacents.

2.3.3 La marge passive du Mozambique

La marge du Mozambique est influencée à la fois par l'ouverture du canal du Mozambique le long de la zone de fracture du Mozambique qui débute au Jurassique supérieur (ca. 159 Ma - e.g. Leinweber and Jokat, 2012) et par l'ouverture plus tardive de la vallée du Natal le long de l'AFFZ à la fin du Valanginien (ca. 134 Ma - Goodlad et al., 1982). La cinématique associée à la période de rift ainsi que l'âge et la nature du substratum de la marge sont peu ou pas contraints et restent débattus.

La marge est structurée en trois bassins, de nord vers le sud : Zambèze, Limpopo, et Maputo ou Zululand (Kwazulu). Maputo est le nom donné à ce bassin par les mozambicains et Zululand (Kwazulu) est le nom donné par les sud-africains (Figure 2.5).

L'assise sédimentaire, principalement déposée en milieu marin ouvert, atteint 12 km dans le bassin du Zambèze, 7 km dans le bassin du Limpopo et 4 km dans le bassin de Maputo/Zululand (Kwazulu) (e.g. Lafourcade, 1984). Elle repose en discordance sur : (1) des séries volcaniques attribuées aux formations Movene/Bumbeni (cf. §2.4) et (2) des dépôts continentaux syn-rift (Formation des Red Beds - e.g. Salman and Abdula, 1995).

L'âge de la discordance à la base du bassin (*'break-up unconformity'*) est peu contraint. Les quelques datations radiométriques effectuées en base de puits sur les séries volcaniques sous-jacentes (Flores, 1984) sont compatibles avec ceux de la province de Movene/Bumbeni et indiqueraient un âge intra-valanginien de la discordance.

L'évolution de la marge peut être décomposée en trois cycles :

- un cycle transitionnel peu subsident caractérisé par des géométries assez planes d'environnements marins peu profonds qui se surimposent sur une topographie très fortement aplanie du rift (e.g. Förster, 1975) . La fin de ce cycle est marquée par une discontinuité érosive à la transition Aptien-Albien (~113 Ma) qui marque une forte accélération de la subsidence et du flux sédimentaire;
- pendant le cycle suivant, la marge acquiert une topographie de marge passive dominée par la subsidence thermique. Elle est ponctuée par deux grandes discontinuités :

1) une discontinuité érosive au Turonien (~92 Ma) marquée par une reprise de la sédimentation continentale dans les bassins de Maputo et du Limpopo et l'arrivée de turbidites en partie plus distale (Kennedy and Klinger, 1971; Förster, 1975a) ;
2) une discontinuité érosive caractérisée au sud du bassin du Limpopo marquée par un hiatus de tout le Crétacé supérieur (Förster, 1975a; Salman and Abdula, 1995).

- Le cycle suivant débute après un maximum d'enneigement de la marge à l'Eocène moyen contemporain de la mise en place de plateformes carbonatées peu profondes sur le plateau continental de la marge (Formation Cheringoma - Salman and Abdula, 1995). La marge acquiert ensuite une morphologie progradante, notamment avec l'initiation des grands appareils deltaïques du Zambèze et du Limpopo. Comme pour le bassin de Durban (Thekwini) ce cycle est perturbé, ici entre l'Eocène terminal et l'Oligocène (30-25 Ma), par un basculement de la marge qui se traduit par la surrection et l'érosion des dépôts sous-jacents en amont de la marge et par une accélération de la subsidence en partie plus distale (Lafourcade, 1984).

On notera également la présence d'un deuxième épisode transgressif majeur au Miocène moyen marqué par la mise en place des plateformes carbonatées de la Formation Urrongas/Uloa (e.g. Frankel, 1966; Flores, 1973) sur le plateau continental de la marge. Ces dépôts viennent sceller en discordance la discontinuité Oligocène évoquée ci-dessus.

2.3.4 Budgets et flux sédimentaires

Les séries sédimentaires préservées sur les marges qui bordent le plateau sud-africain constituent un enregistrement des changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques du continent. De nombreuses études visant à quantifier les volumes de sédiments terrigènes (ou silicoclastiques) préservés sur ces marges ont été menées précédemment :

- marge divergente sud-est atlantique (Dingle and Hendey, 1984; Rust and Summerfield, 1990; Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012; Braun et al., 2014) ;
- marge transformante d'Agulhas (Tinker et al., 2008a) ;
- marge du Mozambique (Walford et al., 2005; Said et al., 2015).

La limite principale de ces études, à l'exception de celles menées par le groupe de l'université de Rennes dans le cadre du projet TopoAfrica (Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012; Braun et al., 2014), est qu'elles n'intègrent pas dans leur mesure la partie distale (ou abyssale) des marges qui est peu imagée par les sismiques pétrolières conventionnelles souvent restreintes au plateau continental.

Au premier ordre et en relatif ces études montrent deux périodes d'accélération du flux sédimentaire pendant le Mésozoïque : (1) à la transition Jurassique-Crétacé inférieur (~150-130 Ma) et (2) au Crétacé supérieur (~90-66 Ma). Ces périodes sont plus ou moins synchrones de deux périodes d'exhumation du continent mises en évidence par les études thermochronologiques (cf. § 2.5.2). Elles sont donc interprétées comme l'enregistrement de surrections du continent pendant la phase de rift et la mise en place du plateau sud-africain (e.g. de Wit, 2007).

Pour l'intervalle cénozoïque, ces études montrent : (i) des flux sédimentaires extrêmement faibles pour la marge sud-est atlantique et la marge d'Agulhas ; (ii) une très forte accélération du flux à partir de l'Oligocène (~30-25 Ma) sur la marge du Mozambique associée à la mise en place des grands appareils deltaïques du Zambèze et du Limpopo. Cette phase d'accélération du flux restreinte à la marge du Mozambique a été interprétée comme l'enregistrement d'une surrection du plateau sud-africain (Walford et al., 2005; Said et al., 2015).

2.4 Le magmatisme

L'Afrique australe a été affectée par de nombreux événements magmatiques intra-plaque pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque (Figure 2.6). Ces événements sont corrélés à de grandes réorganisations géodynamiques liées à la dislocation du sud du Gondwana (rift, océanisation) et à des surrections plus tardives du plateau sud-africain (de Wit, 2007). L'objectif ici est de présenter une synthèse des âges disponibles dans la littérature.

2.4.1 L'évènement Jurassique inférieur à moyen : 185-166 Ma

Le début de la dislocation du Gondwana au Jurassique inférieur est marqué par la mise en place de la province magmatique géante du Karoo-Ferrar dans la partie méridionale du supercontinent sur plus de 6 millions de km² (Cox, 1992). En Afrique australe, l'âge des coulées et des sills s'étend sur une période relativement longue entre 183.8 ± 2.4 et 176.2 ± 1.3 Ma (Jourdan et al., 2008). Des rhyolites (Formation Belo) qui seraient plus tardives (166 ± 10 Ma) ont été décrites dans la vallée du Zambèze au Mozambique (Flores, 1964).

2.4.2 L'évènement à la transition Jurassique-Crétacé : 146-128 Ma

Après une période de relative quiescence (~ 20 Ma) l'ouverture de l'Atlantique Sud est marquée par une intense activité magmatique en Afrique australe avec :

- un paroxysme d'éruptions de kimberlites au sud-est de l'Afrique australe (~ 140 - 120 Ma - Jelsma et al., 2004) ;
- sur le versant indien de l'Afrique australe, la chaîne volcanique des Lebombo héritée du Karoo est (i) intrudée par des dykes de rhyolites (Formation Kuleni/Ntabankosi) datés à 145.4 ± 3.2 Ma (Saggerson and Bristow, 1983; Allsopp et al., 1984) et (ii) recouverte en discordance par des coulées basaltiques (Formation Movene) datées à ca. 137 Ma (Dingle et al., 1983; Watkeys, 2002), elles même intrudées par des syénites et des rhyolites de la Formation Bumbeni datées à 133 ± 4 Ma (Allsopp et al., 1984) ;
- sur le versant atlantique, les affleurements de coulées basaltiques et de dykes de la grande province magmatique du Paraná-Etendeka s'étendent depuis le sud de

l'Angola jusqu'à la péninsule du Cap. L'âge de ces roches est compris entre 138 et 128 Ma (e.g. Trumbull et al., 2007).

2.4.3 L'évènement Crétacé inférieur : 133-113 Ma

Cet évènement est marqué par la mise en place de la province magmatique de Chilwa à l'est de l'Afrique australe. Les affleurements de roches magmatiques associées s'étendent depuis le sud du Malawi jusqu'à la vallée du Zambèze et sont datés entre ca. 133 et 115 Ma (Flores, 1964; Woolley, 1987; Woolley and Jones, 1987; Eby et al., 1995). Cet évènement pourrait être à l'origine de corps magmatiques imagés (sismique 2D) et forés dans le bassin du Limpopo (Salman and Abdula, 1995).

2.4.4 L'évènement Crétacé supérieur : 100-80 Ma

Le Crétacé supérieur est marqué par une intense activité magmatique généralisée à l'Afrique australe avec :

- un nouveau paroxysme d'éruptions de kimberlites en l'Afrique australe (~ 100-80 Ma - Jelsma et al., 2004) ;
- la mise en place du plateau océanique d'Agulhas (non daté) supposé contemporain de cet évènement (e.g Parsieglia et al., 2008) ;
- la mise en place d'un grand volcan de ~100 km de diamètre (*'Phoenix Volcano'*) situé à l'extrémité nord du bassin de Walvis (nord Namibie), imagé par des données géophysiques (sismique 2D et aéromagnétisme) (e.g. Miller, 2008) et daté entre ca. 92 et 84 Ma (Holtar and Forsberg, 2000).

2.4.5 L'évènement Crétacé supérieur-Paléocène : 77-60 Ma

Cet évènement est localisé sur le versant atlantique du plateau sud-africain. Il est marqué par la mise en place de plusieurs provinces de kimberlites et d'intrusions alcalines (e.g. Moore et al., 2008) qui s'étendent depuis la Namibie (parallèle 26°S) jusqu'au bassin de l'Outeniqua :

- provinces de Kimberlites datées: Maltahöhe (59 ± 4 - 52.3 ± 1.6 Ma - Spriggs, 1988; Hoosen et al., 2000, Miller, 2011) ; Gibeon (77.9 ± 6 - 61 ± 1 Ma - Spriggs, 1988; Hoosen et al., 2000, Miller, 2011) ; Warmbad (ca. 76 Ma - Miller, 2011) ; Bushmanland (77 ± 3 - 59.3 Ma - Davis, 1977; Moore and Verwoerd, 1985) ;

- intrusions alcalines datées : Swakopmund (76.08 ± 0.86 - 74.86 ± 0.92 Ma - Whitehead et al., 2002) ; Gross Bukaros (75.1 ± 0.6 Ma - Kurszlaukis, 1994, Miller, 2011) ; Saltpetrekop (76.8 ± 1.3 - 72.5 ± 1.2 Ma - Duncan et al., 1978) ; Worcester (63.7 ± 1 Ma - Duncan et al., 1978) ; Riversdale (62.6 ± 1 Ma - Duncan et al., 1978) ; Alphard Bank (intrusions imagées (sismique 2D) dans le bassin d'Outeniqua, supposées contemporaines - Dingle, 1973).

2.4.6 L'évènement Eocène-Oligocène inférieur : 52-32 Ma

Cet évènement marqué par du magmatisme alcalin reste localisé sur le versant Atlantique de l'Afrique australe en Namibie et en Afrique du Sud :

- intrusions alcalines datées: Stalhart (52.4 ± 0.8 - 32 ± 0.2 Ma - Marsh, 2010), Dicker Willem (49 ± 2 Ma - Reid et al., 1990), Swarzerberg (35.7 Ma - Kröner, 1973), Klinghardt (44 Ma - Pickford et al., 2013), Swartkop (37 Ma - Kröner, 1973), Biesiesfontein (56 ± 3 Ma - Moore and Verwoerd, 1985).

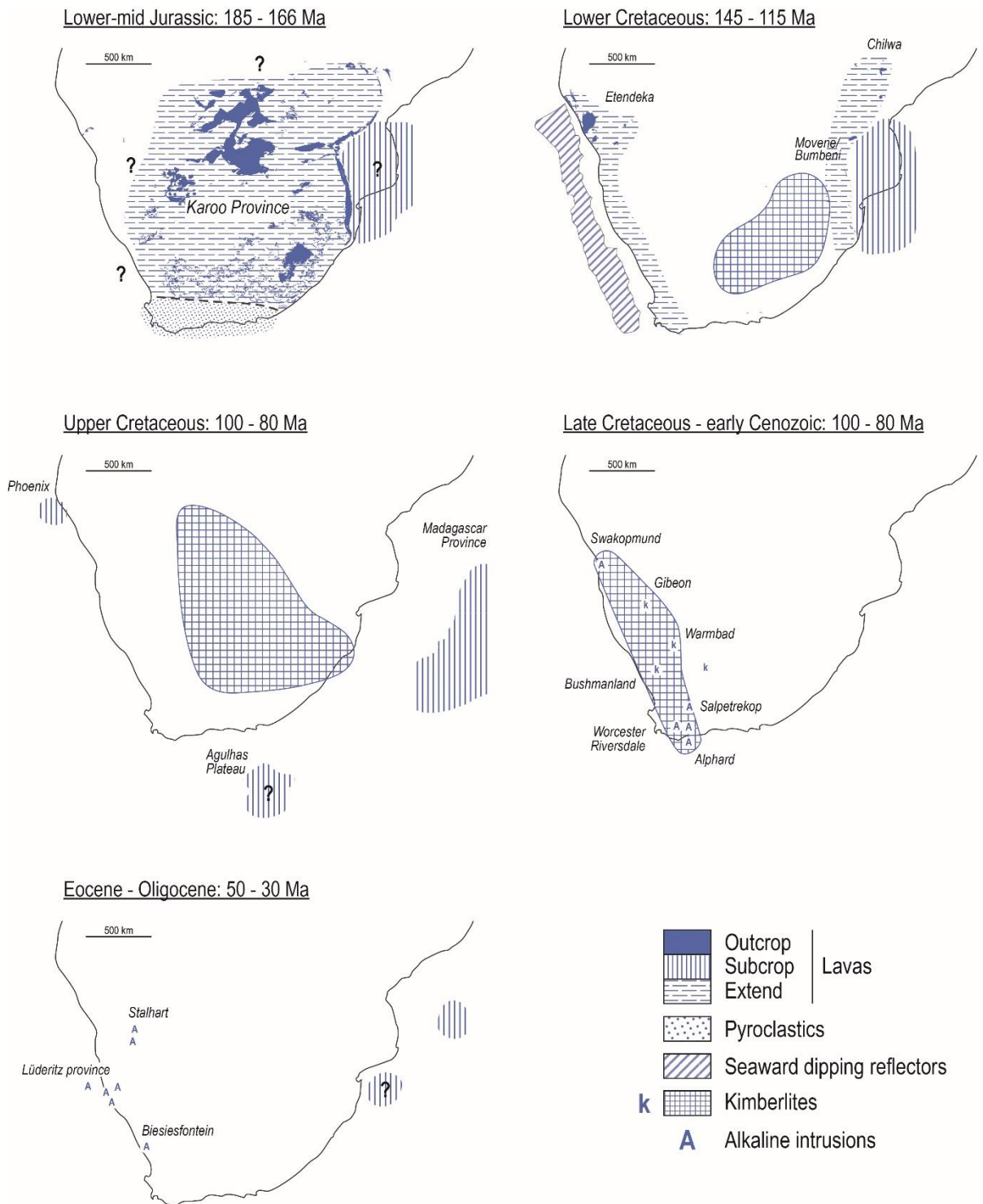


Figure 2.6: Localisation de l'activité magmatique en Afrique australe depuis le Jurassique moyen jusqu'au Cénozoïque. Les sources utilisées sont citées dans le texte. Format des cartes inspiré de Dingle et al. (1983). [Distribution of the igneous activity in southern Africa from middle Jurassic to Cenozoic time. Sources are cited in the text. Maps inspired from Dingle et al. (1983).]

2.5 Cinétique et origine du plateau sud-africain

La plupart des études récentes (e.g. Burke, 1996; Lithgow-Bertelloni and Silver, 1998; Burke and Gunnell, 2008; Braun et al., 2014) s'accordent sur le fait que l'anomalie topographique formée par le plateau sud-africain résulte d'une activité mantellique. Il n'y a néanmoins pas d'accord sur la cinétique des surrections en Afrique australe entre les études géomorphologiques qui suggèrent qu'une grande partie du relief s'est formée à la fin du Cénozoïque et les études thermochronologiques basses température (AFT, U-Th/He) qui montrent deux périodes de dénudation au Crétacé et aucune pendant le Cénozoïque.

2.5.1 Les contraintes apportées par les études géomorphologiques

Depuis les travaux précurseurs de L.C. King (e.g. King, 1949, 1955) de nombreuses études géomorphologiques ont été menées en Afrique australe focalisées principalement sur les bourrelets marginaux côtiers et l'identification de surfaces d'aplanissement (e.g. Mabbutt, 1952, 1955; Lageat and Robb, 1984; Partridge and Maud, 1987; Burke and Gunnell, 2008). Ces auteurs reconnaissent au moins trois générations de surfaces d'aplanissement (ou paléo-surfaces) étagées dans le paysage depuis la surface sommitale du plateau sud-africain à la plaine côtière.

L'étagement de ces paléo-surfaces résulterait selon eux de surrections successives brèves du continent. Le relief créé serait ensuite érodé pendant une période de quiescence plus ou moins longue jusqu'à former un relief aplani proche du niveau marin.

En datant ces paléo-surfaces grâce à leurs relations géométriques avec des marqueurs datés (sédiments, volcanisme, profils d'altération), ces auteurs concluent que le relief actuel du plateau sud-africain s'est mis en place pendant le Néogène (< 30 Ma).

2.5.2 Les contraintes apportées par les études thermochronologiques

Les études thermochronologiques en Afrique australe (AFT, U-Th/He) montrent deux phases de refroidissement rapides d'extension régionale, au Crétacé inférieur (~150-130 Ma) et au Crétacé supérieur (~110-80 Ma) (e.g. Gallagher and Brown, 1999; Brown et al., 2002, 2014; Tinker et al., 2008; Stanley et al., 2013, 2015; Wildman et al., 2016; Green et al., 2015; Wildman et al., 2015). Ces phases coïncident avec (i) des phases d'accélération du flux silicoclastique enregistrées dans les bassins sur les marges (Tinker

et al., 2008; Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2011; Braun et al., 2014; Said et al., 2015); (ii) des phases de magmatisme intense (e.g. de Wit 2007). Elles ont donc été interprétées comme des périodes d'exhumation et laissent supposer que le relief du plateau sud-africain serait d'âge Crétacé.

2.5.3 Les modèles de couplage manteau-lithosphère

Comme mentionné précédemment de nombreux auteurs font le lien entre l'activité mantellique (§ 2.1.1) et la topographie anormalement élevée du plateau sud-africain. Deux principaux modèles ont été proposés pour expliquer ce lien :

1) Burke (1996) et Burke and Gunnell (2008) ne considèrent pas le plateau sud-africain comme une seule entité mais comme un relief formé de plusieurs dômes de grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) qui entourent le bassin intracontinental du Kalahari.

Ils considèrent que le relief en Afrique australe et plus largement en Afrique était quasiment plat et au niveau de la mer avant 65 Ma, puis se serait soulevé et déformé en dômes et bassins à ~ 30 Ma, lors de la mise en place de la tête du super panache africain (*'African Superplume'*) sous l'Afrique de l'est qui aurait alors immobilisée la plaque Afrique. Selon eux la topographie en dômes et bassins reflète un effet de topographie dynamique lié aux mouvements ascendants ou descendants du manteau supérieur.

2) Plus récemment Braun et al. (2014) (Annexe 1) ont proposé que le relief actuel du plateau sud-africain résulterait d'un effet de basculement vers l'ouest de l'Afrique australe au Crétacé supérieur par un effet de topographie dynamique du super panache africain. Ce modèle implique que la tête du panache était située sous l'Afrique australe comme le suggère l'intense activité magmatique enregistré en Afrique australe pour cette période de temps.

La plaque aurait d'abord été soulevée à l'est à ~ 90 Ma ce qui aurait entraîné une réorganisation du réseau de drainage enregistré par une très forte accélération du flux silicoclastique dans le bassin de l'Orange. Ces auteurs soulignent également l'effet du climat humide au Crétacé supérieur qui aurait favorisé l'érosion du continent.

En même temps que la plaque Afrique dérivait vers la plaque eurasiatique, la déformation aurait migré progressivement vers l'ouest comme le suggère le rajeunissement vers l'ouest des âges des intrusions de kimberlites en Afrique australe (Jelsma et al., 2004). Ce modèle suggère donc que la morphologie actuelle du plateau sud-africain serait acquise dès la fin du Crétacé (70-60 Ma).

CHAPITRE 3: UPLIFT HISTORY OF A TRANSFORM MARGIN, A
VIEW FROM THE STRATIGRAPHIC RECORD: *The case of the
Agulhas-Falkland / Malvinas transform margin along the Indian
Ocean side of the South African (Kalahari) Plateau*

Guillaume Baby^a, François Guillocheau^a, Carl Boulogne^a, Cécile Robin^a, Massimo Dall'Asta^b

^a: Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, CNRS 263, avenue du Général
Leclerc, 35042 Rennes cedex, France

^b: TOTAL, Research & Development, avenue Larribau, 64018 Pau cedex, France

**Corresponding author: Guillaume BABY*

*Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, OSUR, Campus de Beaulieu,
35042 Rennes Cedex, France*

Bât. 15, Bur. 207/1

Email: baby.guillaume@gmail.com

3.1 Introduction

Passive margins can be classified according to their tectonic setting (e.g. Bally and Snelson, 1980) - divergent, oblique or transform - their offshore depositional profile or their onshore topography - elevated (occurrence of plateaus or ranges) or not (Japsen et al., 2012).

Transform to oblique (hyper-oblique) margins (Mercier De Lépinay et al., 2016) can be elevated margins, but some conjugated margins can have plateaus on one side and a flat topography on the other side, the best examples are the margins bounded by the Agulhas-Falkland Fracture Zone, with a large plateau to the north - the South African Plateau and a flat topography below sea level to the south - the Falkland/Malvinas shelf. This suggests that there is a priori no relationships between the strike-slip component of the margin and the occurrence of onshore plateaus.

The passive margin models were developed in the 70s (see Bond and Kominz (1988) for a review) as a consequence of the plate tectonic models. Those models predicted a planation of the relief inherited from the rift shoulders and a progressive overlap of those former reliefs by continental and marine deposits (e.g. Gilchrist and Summerfield, 1991; Ollier and Pain, 1997). At the same period, some people based on various approaches have begun to understand that large-scale up to continental-scale uplift were made possible. But no link between those uplifts and passive margins was made by that time. The progress in the interpretation of apatite fission tracks in the 90s (e.g. Gallagher et al., 1998; Gunnell et al., 2003) led to a major change in our way of thinking with the characterization of periods of rapid cooling and erosion long after the rifting phase. Two main types of models were proposed - mainly in Australia and southern Africa - (1) an uplift due to the isostatic rebound at time of escarpment retreat from initial scarp of the rift shoulders (e.g. Karner and Watts, 1982; Braun and Beaumont, 1989; Weissel and Karner, 1989; Gilchrist and Summerfield, 1991) and (2) a post-rift uplift due to various mechanisms at mantle or lithospheric-scale (e.g. Burke and Gunnell, 2008; Colli et al., 2014; Braun et al., 2014). Even if the first type of model can exist, recent geological data favoured the second type of models along the different margins of the world.

We focused here on one of the highest elevated passive margin of the world (more than 3000 m of elevation) - the Agulhas transform margin - located in the eastern side of the South African Plateau. The objective of this study is to reconstruct the timing of both, the strike-slip evolution of the margin and the uplift of the South African Plateau,

analysing the stratigraphic record of the Outeniqua and Durban (Thekwini) Basins. This study is based on a sequence stratigraphic analysis using industrial seismic lines and wells.

3.2 Geological setting

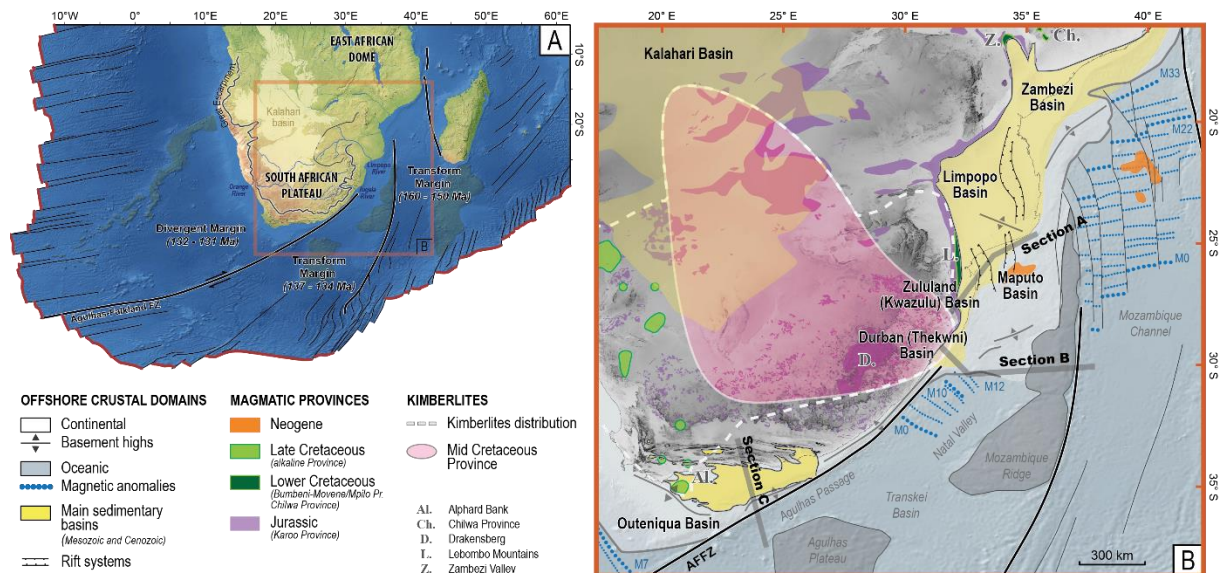


Figure 1.

Figure 3.1: Topographic and geological setting of the South African passive margins. A. Different type of passive margins with the age of the first oceanic accretion. B. Indian Ocean passive margins of Austral Africa: geomagnetic anomalies on oceanic crust, plateaus, sedimentary basins, magmatism and kimberlite provinces.

3.2.1 Kinematic evolution of the African and South American Plates along the Agulhas Falkland Fracture Zone (AFFZ)

The Agulhas Margin is conjugate to the Falkland/Malvinas Margin. Both form the longest transform continental margin in the world (around 1300 km). The first oceanic accretion (Goodlad et al., 1982), marking the onset of the transform movement along the AFFZ, started in the northern Natal Valley between magnetic anomalies M10 and M11 (i.e. 133.58-135.32 Ma - Gradstein et al. 2012) (Figure 3.1.B). According to the kinematic model of Martin et al., 1982, the final separation of the continental Falkland/Malvinas Margin from the southern tip of Africa occurred during lower Cenomanian (ca. 98 Ma). The mid-oceanic spreading centre clears the southern tip of Africa between 100 to 90 Ma, shortly before magnetic anomaly C34 (Martin et al., 1982; Ben-Avraham et al., 1997).

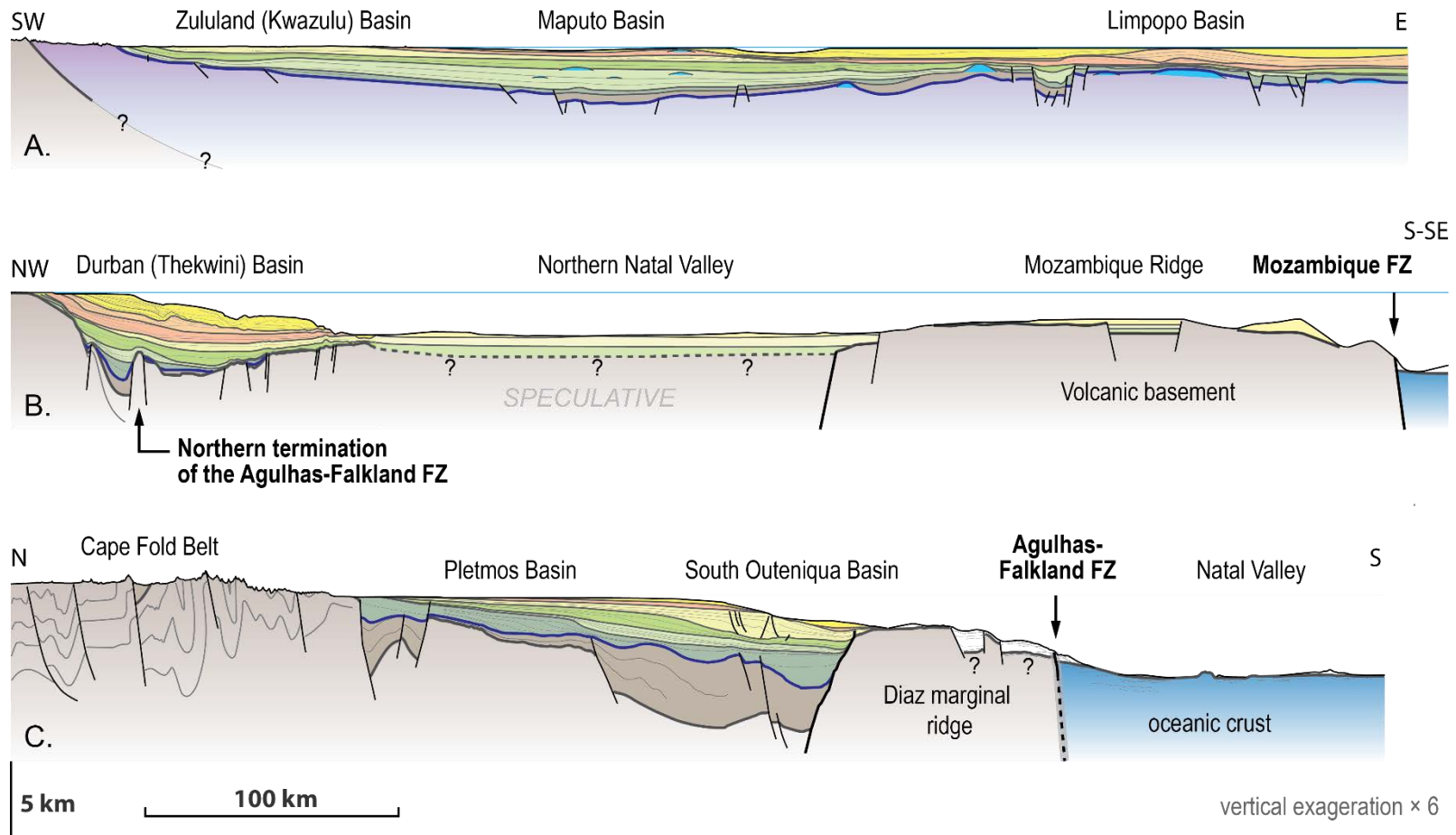


Figure 2.

Figure 3.2: Geometry of the Indian Ocean continental passive margins of southern Africa: A. the South-Mozambique margin, B. the Durban (Thekwini) margin, C. the Outeniqua margin (see Figure 3.1 for location). The three sections are constructed by combining several seismic profiles converted in depth.

3.2.2 Magmatism in south and south-east Africa

The Agulhas transform margin experienced periods of intraplate magmatism since the Early Jurassic (Figure 3.1.B):

- 184-176 Ma: The **Karoo Magmatic Province** (LIPS) was marked by the eruption of thick continental flood basalts at 183-182 Ma (Duncan et al., 1997; Svensen et al., 2012), associated with doleritic sills and dykes up to 176.2 Ma (Jourdan et al., 2008). Along the Lebombo-Save Mountains, silicic magmatism overlapped or cut through the previous basalts up to 174 Ma (rhyolites of the Jozini Formation (Fm)) (Riley et al., 2004; Jourdan et al., 2007; Melluso et al., 2008).
- 145-133 Ma: The **Bumbeni-Movene/Mpilo** volcanic system (rhyolites, trachytes and basalts) located along the Lebombo Mountains and intruding the Jozini Rhyolites, range from 145.4 ± 3.2 Ma to 133 ± 4 Ma (Saggerson and Bristow, 1983; Allsopp et al., 1984).
- 135-105 Ma: Two magmatic systems coexisted by that time (1) the **Chilwa alkaline Province** from the Zambezi Valley to southern Malawi, ranging from 136 to 106 Ma (Flores, 1964; Woolley and Jones, 1987; Woolley, 1991; Eby et al., 1995) and probably extending below the Limpopo Plain (Flores, 1984) and (2) a significant **pulse of kimberlites eruptions** around ~ 120 Ma (Jelsma et al., 2004).
- 105-80 Ma: The upper Cretaceous was marked by a second significant **pulse of kimberlites** eruptions in southern Africa (Jelsma et al., 2004). Based on a plate-kinematic reconstruction, Parsiegla et al., (2008) proposed an age ranging from 100 to 94 Ma for the emplacement of the **Agulhas oceanic plateau**.
- 77-60 Ma: Kimberlites and related alkaline magmas migrated westward with a **Late Cretaceous alkaline Province** extending from the southern offshore (Alphard Bank, Dingle, 1973) to southern Namibia (e.g. Moore et al., 2008).
- The **Neogene volcanic systems** extending offshore southern Limpopo to the Eparses Islands is poorly dated.

3.2.3 The South African Plateau uplift: present-day knowledge

3.2.3.1 Morphology

The South African Plateau (or Kalahari Plateau) is a large-scale plateau (1000 to 1600 m of elevation in South Africa), extending from South Africa to southern Congo, bordered on its seaward side by marginal bulges defining an intracontinental basin (the Kalahari Basin). Marginal bulges are bounded from the coastal lowlands by one or more escarpments. The elevation of the bulges can reach up to 3500 m in the Drakensberg area (Figure 3.1).

Two major drainage systems cross the Plateau: (1) the Limpopo River flows eastward into the Indian Ocean (Figure 3.1.A); (2) the Orange River flows westward in the Atlantic Ocean, draining a large portion of the Plateau interior. Many authors argue for significant drainage reorganizations since the break-up of Gondwana (e.g. Dingle and Hendey, 1984; de Wit, 1999; Moore and Larkin, 2001).

3.2.3.2 Age of the uplift

The South African Plateau forms a very long wavelength topographic anomaly (> 1000 km) that is postulated to extend offshore across the south-eastern Atlantic Ocean. This anomaly is regarded as the expression of the underlying mantle associated with the African Superplume (e.g. Burke and Wilson, 1972; Nyblade and Robinson, 1994; Gurnis et al., 2000; Nyblade and Sleep, 2003). However, the age of the uplift of the Plateau still debated.

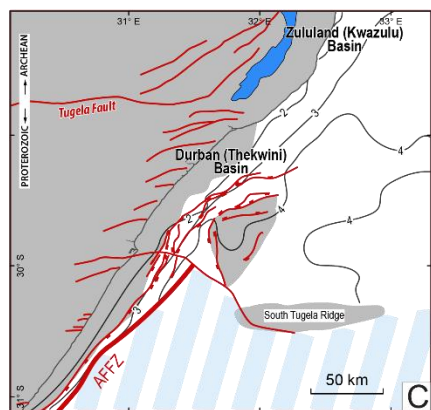
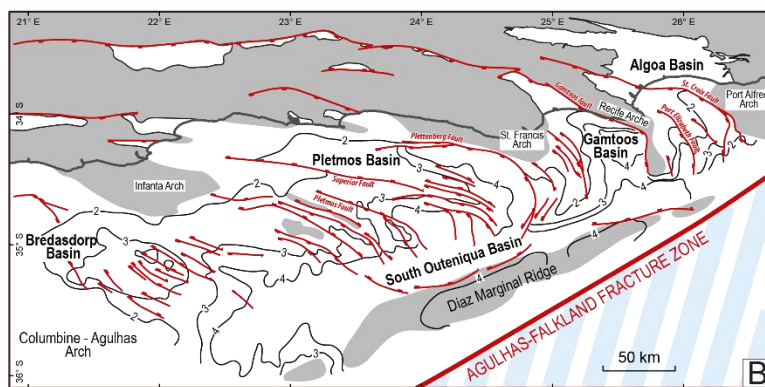
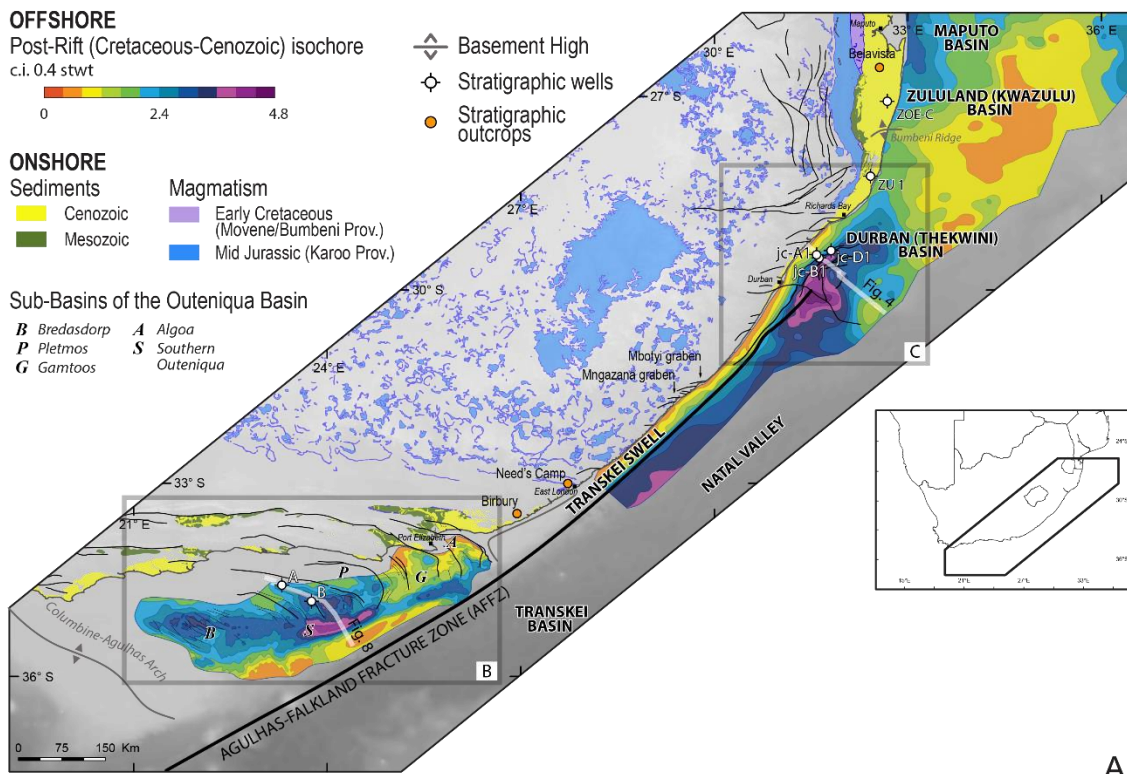
Thermochronometry approach

Several low temperature thermochronological (mainly apatite fission track analysis - AFTA) studies were performed along the Indian side of the South African Plateau (Brown et al., 2002; Tinker et al., 2008b; Green et al., 2015; Wildman et al., 2015), characterizing four regional cooling events interpreted as exhumation episodes: 145-130, 110-80, 80-75 and 30-20 Ma. These denudation pulses were correlated with sedimentary flux increases over the margins of southern Africa (Tinker et al., 2008b; Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012; Braun et al., 2014; Said et al., 2015).

Geomorphological approach

Several geomorphological studies using the analysis of onshore stepped planation surfaces were performed in southern Africa since the pioneering works of L.C. King. One of their objectives was to constrain the uplift history of the South African Plateau (with poor arguments on the dating of the erosional surfaces).

King (1948, 1949, 1982) defined three main stepped pediplains of Jurassic ('Gondwana Surface'), Late Cretaceous to Eocene ('African Surface') and Late Cenozoic ('Post-African Surface') ages. Each pediplains was supposed to be related to pulses of tectonic uplift. Partridge and Maud (1987) modified the King's original model and recognized three major planation events during: Early Cretaceous to Miocene ('African Surface'), Miocene ('post-African I Surface') and Pliocene ('post-African II Surface'). For them, the 'African Surface' is a remnant of relief initiated during the continental break-up of Gondwana, and uplifted during Early Miocene and Late Pliocene times. In their Africa synthesis, Burke and Gunnell (2008) suggested that the Africa topography is inherited from (1) Gondwana break-up (planation of the 'African Surface') and an uplift still ongoing initiated during uppermost Eocene (ca. 40 Ma). Based on an analysis of river profiles, Roberts and White (2010) support a Late Cenozoic (<30 Ma) uplift of the South African Plateau.



A.

Figure 3.

Figure 3.3: A. Mesozoic and Cenozoic coastal basins along the Agulhas-Falkland Fracture Zone in south-east Africa (inspired from Ben-Avraham et al., 1997) . B. Structural map of the Outeniqua Basin (modified from McMillan et al., 1997).C. Structural map of the Durban (Thekwini) Basin (Ben-Avraham et al., 1997; Broad et al., 2007)

3.2.4 Sedimentary record of the margin: previous studies

3.2.4.1 Outeniqua Basin

The Outeniqua Margin (McMillan et al., 1997) is structured by a set of four half-grabens with an E-W to NNW-SSE orientation (Figure 3.3.B) with associated depocenters called from east to west, Algoa, Gamtoos, Pletmos and Bredasdorp Basins (collectively known as the Outeniqua Basin). They are bounded by normal faults (i.e. the St. Croix, Port-Elisabeth, Gamtoos and Plettenberg Faults) and separated by prominent basement arches (respectively Recife, St. Francis and Infanta). Their southern extension is called the South Outeniqua Basin delimited to the south by the Diaz Marginal Ridge (Figure 3.3.B).

The rifting of the margin (Figure 3.2.C) started at least during Oxfordian times up to the Late Valanginian (i.e. 160 to 134 Ma). The rift infilling results from two retrogradational sequences, mainly composed by continental clastic deposits passing laterally to lacustrine and/or shallow marine environments (see Dingle et al., 1983 and McMillan et al., 1997 for a review).

From the Late Valanginian to the top Aptian (Bate and Malan, 1992; McMillan et al., 1997; McMillan, 2003; Paton et al., 2004) the structural and sedimentary evolution of the margin was controlled by the drift of the Falkland/Malvinas Plateau along the AFFZ (see § 3.2.1) which induced differential uplift and subsidence. Deep canyons were scoured in the ENE part of the margin, whereas thick deltaic sediments (Sunday River Fm) were deposited to the west (Bate and Malan, 1992). After the Falkland/Malvinas Plateau cleared the tip of Africa during Late Cenomanian (see § 3.2.1), fault activity rapidly decreased and a passive margin was formed (McMillan et al., 1997; McMillan, 2003).

3.2.4.2 Transkei Swell

The Transkei Swell extends from the NE part of the Outeniqua Margin to the southern part of the Durban (Thekwini) Margin along the AFFZ. Therefore, its continental shelf is narrow and its slope steep. The deep offshore extension beyond the AFFZ corresponds to the Transkei Basin and the Natal Valley (Figure 3.1).

Along the coast, two half-grabens (Mbotyi and Mngazana Grabens) filled by Late Valanginian sediments (McLachlan et al., 1976; Karpeta, 1987), display an arcuate shape in relation with the AFFZ motion (Figure 3.3.A).

Onshore, Late Cretaceous and Cenozoic sediments (Niemi et al., 2000) onlap the basement toward the continent at time of two flooding events (Broad et al., 2007, 2012)

(1) Campanian (shallow marine deposits of the Mzamba Fm (Klinger and Kennedy, 1980) and Igoda Fm (Klinger and Lock, 1978)), (2) Middle Eocene (carbonate platform deposits of the Bathurst Fm (le Roux, 1990)).

3.2.4.3 Durban (Thekwini) Basin

The Durban (Thekwini) Margin filled an asymmetric half-graben (Broad et al., 2012), located in the northern termination of the AFFZ (Ben-Avraham et al., 1997) (Figures 3.2.B and 3.3.C). The main border fault is located landward of a prominent basement high, interpreted as a block of Jurassic basalts (Karoo Province) rifted away from the Lebombo Mountains by a NW-SE directed extension during the initiation of the AFFZ motion (Ben-Avraham et al., 1997). The spatial distribution of the graben and the onshore faults (Von Veh and Andersen, 1990; Ben-Avraham et al., 1997; Watkeys and Sokoutis, 1998) display arcuate shape related to the dextral shear stress along the AFFZ (Figure 3.3.C). The syn-rift period is at least Late Hauterivian in age (syn-rift II according Broad et al., 2012), the age of their syn-rift I period is unknown.

The post-rift sedimentary infilling is poorly known. Based on high resolution seismic profiles, Martin and Flemming (1988) have shown that almost the entire sea floor of the continental shelf of the Durban Basin corresponds to an angular unconformity. Strata from Upper Cretaceous (Cawthra et al., 2012) to Oligocene (du Toit and Leith, 1974) are tilted toward the basin and truncated by the sea floor. Similar angular unconformity outcrop in the Zululand (Kwazulu) Margin (see next section).

The present-day morphology of the basin is dominated by the Tugela Delta and Cone (Figure 3.4.A) that correspond to a large constructional deltaic system that extends across the shelf to water depth of 3000 m.

3.2.4.4 The Kwazulu-Maputaland Margin

The Kwazulu-Maputaland Margin extends from Richard Bay (South-Africa) to Maputo area (Mozambique). The basement is composed of the Karoo volcanic series of the Lebombo Mountains (see § 3.2.3 for the timing) which form the western limit of the margin (Figures 3.2.A and 3.3.A).

Two poorly known grabens are located beneath that margin, in the Lake St Lucia area (McMillan, 2003) and in the Palmeira area (Salman and Abdula, 1995). They belong to the graben province of the Limpopo plain supposed to be Late Jurassic to lowermost

Cretaceous in age (Salman and Abdula, 1995). The northeast-trending Bumbeni Ridge extending from the Lebombo Mountains into the Zululand (Kwazulu) Basin, divides the post-rift sedimentary succession into two depocenters (Figure 3.3.A).

The Cretaceous sedimentary infill (Zululand Group, Kennedy and Klinger, 1975; McMillan, 2003; Shone, 2006) is seaward tilted and crop out in the western area of the basin. Three main units bounded by hiatuses and discontinuities are defined.

(1) The Makatini Fm (= Maputo Fm in South Mozambique) of Barremian to Early Aptian age, are siltstones and shelly nodular limestones alternations (shallow marine) with fine-grained sandstones (deltas) at the base passing laterally to conglomeratic fan deltas.

(2) The Mzinene Fm (= Lower Domo Shale Fm in South Mozambique) is bounded at its base by a major hiatus including Late Aptian and Early Albian times (Aptian-Albian unconformity). Facies are similar to the underlying formation with shallow marine alternations of siltstones and shelly nodular carbonate with more sandy levels during Middle Albian times.

(3) The Santa Lucia Fm (= Domo Sands, Upper Domo Shales and Lower Grudja Fms in South Mozambique) of Coniacian to Maastrichtian age, is bounded at its base by an angular unconformity with a hiatus from Early Cenomanian to Early Coniacian times (Kennedy and Klinger, 1971). In the distal borehole section, this unconformity is time equivalent to Early Turonian coarse-grained sandstones to conglomerates shore deposits (McMillan, 2003). These sandstones are correlated with (i) the braided river deposits of the Boane Fm (Förster, 1975a) located in north-western Maputaland and the deltaic (delta front) Domo Sand Fm (Salman and Abdula, 1995) beneath the Limpopo Plain.

Close from the present-day shoreline, Middle Eocene shallow marine bioclastic to oncoidic limestones (Salamanca Fm, Förster, 1975b) are locally preserved in southern Maputaland. They represent the southern limit of a large carbonate platform (Cheringoma Fm) located beneath the Limpopo Plain (e.g. Förster, 1975a; Salman and Abdula, 1995).

The overlying Neogene succession is bounded by a spectacular angular unconformity ranging from at least Maastrichtian (and probably Middle Eocene-the geometrical setting of the Salamanca Fm is unknown) to Early/Middle Miocene (Frankel, 1966). The overlying unconformable are thin remnants shallow marine bioclastic limestones (Frankel, 1966, 1968, 1972) ranging from Early/Middle Miocene to Late Miocene.

3.3 Material and methods

3.3.1 Data

Three types of data were combined: reflection seismic profiles, industrial wells (well logs, cuttings, biostratigraphic report) and outcrops. The reflection seismic database consists of an extensive set of offshore industrial 2D seismic reflection profiles (around 32 000 km) made available by TOTAL company, shot between the 1980's and the 2000's. Onshore field data (mainly in the Kwazulu-Maputaland margin between Richards Bay and Maputo) and thirty-three exploration wells have been used to constrain our seismic interpretation in lithology, age and depositional environments.

3.3.2 Seismic Stratigraphy

The stratigraphic analysis of the seismic profiles was based on the principles of seismic stratigraphy using two complementary methods: (1) the classical approach originally defined by Mitchum et al., 1977 based on the characterization of seismic facies and the stratal termination patterns *i.e.* onlap, toplap, downlap, truncation and (2) the migration of the shoreline (offlap-break) through time (Helland-Hansen and Gjelberg, 1994; Helland-Hansen and Hampson, 2009). The objective is to define depositional sequences, stacking of genetically related regional package called system tracts (Vail et al., 1977) bounded by key surfaces, resulting from changes into the balance between accommodation space (the space created by lithosphere deformation and eustasy, Jervey, 1988) and sedimentary flux (siliciclastic supply from the continent and in situ sediment production e.g. carbonates). These sequences record a seaward and landward migration of the shoreline through time, *i.e.* a progradation (regression) followed by a retrogradation (transgression).

We use the terms formalized by Catuneanu et al. (2009) for both the key bounding surfaces and stratal units (= system tract). Three main surfaces are defined: sequence boundary (SB) or unconformity during the regression at time of accommodation space removal, maximum regressive surface (MRS) at the end of a regression (progradation), and maximum flooding surface (MFS) at the end of a transgression (retrogradation). Four main stratal units are recognized, three (HNR, FR, LNR) during the regression (progradation) and one (T) during the transgression (retrogradation).

- The Highstand Normal Regressive deposits (HNR = Highstand System Tract or HST of Posamentier and Vail (1988)) are the stratal unit bounded between the MFS and the Unconformity during the onset of the regression.
- The Forced Regressive deposits (FR = Falling Stage System Tract or FSST of Posamentier and Allen (1999)) correspond to basinward shift of the sedimentation contemporaneous of an aerial erosion onshore, the subaerial unconformity (SU).
- The Lowstand Normal Regressive deposits (LNR = Lowstand System Tract or LST according to the emended definition of Catuneanu et al. (2009)) are the stratal unit bounded between the Unconformity and the MRS during the end of the regression.
- The transgressive deposits (T = Transgressive System Tract or TST of Posamentier and Vail (1988)) is bounded by the MRS at the base and the MFS at the top and correspond to the transgression (retrogradation).

Gravitary deposits mainly occurred at time of the Forced Regressive deposits (FR) as coarsed-grained lobes (= Basin Floor Fan or BFF of Posamentier and Vail (1988)) overlapped by Slope Fan during the LNR an early T deposition on the shelf.

Formally, depositional sequences are defined between two unconformities (=sequences boundary), whereas genetic sequences or stratigraphic cycles are defined between two MFS.

Depositional sequences are hierarchized according to their duration (Vail et al., 1991). Here we focused mainly on second order sequences (duration of several tens of million years) tectonic dominated during sequence boundary formation (Vail et al., 1991; Jacquin and de Graciansky, 1998), nevertheless some third order sequences (duration of several millions years) of eustatic origin (Strasser et al., 2000; Boulila et al., 2011) are characterized.

3.3.3 Age model

Stratigraphic key surfaces defined above (MRS, MFS and SB) have been dated using biostratigraphy.

The biostratigraphic dating is based on the characterization of planktonic foraminifers and calcareous nannofossils biozones of four wells (JC-A1, JC-D1, Zululand 1 (ZU1), ZOE-C) and outcrops from Need's Camps (East London) and Bela Vista (south Mozambique) (see Figure 3.3.A for location). Microfossil lists of the wells were re-evaluated by the biostratigraphic experts of TOTAL and a new biostratigraphic study of

the outcrops was performed by C. Bourdillon (Eradata Service Company). They provide new information on the age and the depositional environments of the sedimentary basins of the east coast of South Africa (Transkei Swell, Durban (Thekwini) and Zululand (Kwazulu) Basins). Biostratigraphy reevaluation has not been performed for the Outeniqua Margin. We used for this basin, the chronostratigraphic framework established by Brown Jr. et al. (1995) and McMillan (2003).

For increasing the time resolution, a characterization of known eustatic events was achieved within the time intervals provided by the biostratigraphy. Oxygen isotopes curves (Zachos et al., 2001; Friedrich et al., 2011) were used as proxy of the eustasy.

3.3.4 Isochore (thickness in TWT) maps

Interpolated isochrone and isochore maps (in milliseconds two-way travel time or ms TWT) of six second order unconformities were calculated. They result from a kriging interpolation of our 2D seismic dataset integrated into the 'Sismage' software suite (TOTAL's proprietary software).

3.3.5 Uplift characterization

An uplift of a passive margin can affect the whole margin or parts of it (e.g. only the inland erosional domain). The stratigraphic record of an uplift has three distinct signatures: (1) a tilting of the margin sediments truncated by an angular unconformity, (2) a major relative sea level fall and (3) an increase of the siliciclastic sediment supply.

The tilt of a margin results from an uplift of the inner domain (coastal plain and upstream catchments) and an increase of the subsidence in the outer domain. The uplifted area is eroded and overlapped by subtabular sediments truncating underlying tilted sediments (angular unconformity).

An uplift of the margin can also led to a major relative sea-level fall and a sharp downward shift of the shoreline, defined as a forced regression (Posamentier et al., 1992; Helland-Hansen and Martinsen, 1996; Helland-Hansen and Hampson, 2009) corresponding to the Falling Stage System Tract (FSST) of Posamentier and Allen (1999) or to the Forced Regressive deposits (FR) of Catuneanu et al. (2009). To discriminate the tectonic forcing from the eustatic component in a downward migration of the shoreline, the amplitude of the relative sea level fall has to be higher than the maximum rate of sea level (around 100 m according to Miller et al. (2005)).

An increase of the siliciclastic sediment supply can record an uplift, but also a major climate (precipitation) change or a drainage reorganisation (e.g. drainage capture). This criteria is not a sufficient condition to discriminate an uplift.

3.4 Durban (Thekwini) Basin fill evolution

The Durban (Thekwini) Margin is located over a half-graben (Figure 3.4) with the main border fault located landward of a prominent basement high (outer shelf basement high). In the inner domain, the acoustic basement is composed by continental crust and folded sediments of the Cape Fold Belt (Cape Supergroup and Dwyka Tillite) as indicated by the JC-A1 well (Figure 3.5). Basinward, the nature of the basement is not drilled. However seismic facies are similar, suggesting that the acoustic basement could be stretched continental crust.

3.4.1 Seismo-stratigraphic framework (second order sequences - several 10 Ma): distribution, architecture, sedimentology, and structural deformation

Eight second order sequences (duration of several 10 Ma) were defined. Their main characteristics including ages are summarized on Table 3.1 and Figures 3.4 and 3.5. Six thickness maps (in ms TWT), Total thickness; Berriasian-Late Valanginian; Late Valanginian-Early Turonian; Early Turonian-top Maastrichtian; top Maastrichtian-Late Eocene; Late Eocene-Present-are presented in Figure 3.3.A and Figure 3.6.

Table 1. Synthesis of the stratigraphic markers considered in the Durban (Thekwini) Basin and their stratigraphic relationships.

Stratigraphic surfaces	Seismic units	Ages (known or supposed)	Stratigraphic sequences		Location and observations			Interpretations	Basin Fm. equivalent
			2nd order (×10Ma)	lower order	Inner Margin	Middle Margin	Outer Margin		
Sea-Floor		0 Ma	S8	S8c	erosive unconformity			—	—
	mfs8c to Sea-Floor				—	aggradation-progradation; 50 msTWT (or 45 m) thick clinofolds	—	HST	Uloa Fm
mfs8c		15 Ma [early Langhian]			—	—	—	—	—
	SB8c to mfs8c				—	progradation to aggradation; 50 msTWT (or 45 m) thick clinofolds	contourites (?)	LST	—
SB8c		18 - 23 Ma [Aquitanian]		non erosive unconformity		erosive unconformity		—	—
	mfs8b to SB8c			S8b	progradation; 50 msTWT (or 60 m) thick clinofolds	aggradation	contourites (elongated mounded drift)	HST	—
mfs8b		22 Ma [early Aquitanian]			—	—	—	—	—
	SB8b to mfs8b				progradation to retrogradation	aggradation	contourites (mounded drift)	LST/TST	—
SB8b		23 Ma [top Chattian]		non erosive unconformity		erosive unconformity		—	—
	mfs8a to SB8b			S8a	carbonate aggradation-progradation; 65 msTWT (or 80 m) thick clinofolds	—	—	HST	—
mfs8a		25 Ma [upper Chattian]			—	—	—	—	—
	SB8a to mfs8a				—	aggradation stacking	—	LST	—
SB8		25 - 27 Ma [Chattian]	erosive unconformity			—	—		
	mfs7b to SB8a		S7	S7b	carbonate aggradation-progradation; 60 msTWT (or 75 m) thick clinofolds	—	—	HST	—
mfs7b		31 - 32 Ma [Rupelian]			—	—	—	—	—
	SB7b to mfs7b				progradation	condensed	—	LST	—
SB7b		33 Ma [early Rupelian]		erosive unconformity			—	—	
	mfs7a to SB7b			S7a	carbonate progradation; 40 msTWT (or 50 m) thick clinofolds	—	—	HST	—
mfs7a		34 - 35 Ma [late Priabonian]			—	—	—	—	—
	SB7a to mfs7a		progradation; 90 ms TWT (or 115 m) thick clinofolds		condensed	contourites (mounded drift); backstepped basin floor fans	LST	—	
SB7		40 - 41 Ma [early Bartonian]	erosive unconformity			—	—		
	mfs6 to SB7a		S6	aggradation-progradation; 50 ms TWT (or 60 m) thick clinofolds	condensed	—	HST	Salamanca/Bathrust Fm	
mfs6		43 - 44 Ma [Lutetian]		—	—	—	—	—	
	SB6 to mfs6			no deposition (hiatus), then condensed in the upper part of the unit	high amplitude progradation; parallel ripples	backstepped basin floor fans deposits	LST	—	
SB6		66 - 67 Ma [top Maastrichtian]	erosive unconformity			—	—		
	mfs5 to SB6		S5	condensed	—	—	HST	—	
mfs5		69 Ma [Maastrichtian]		—	—	—	—	—	
	SB5 to mfs5			aggradational	aggradational	backstepped basin floor fans deposits	LST	—	
SB5		72 - 73 Ma [top Campanian]		erosive unconformity			—	—	

Table 1. Continued.

	mfs4 to SB5		S4		progradation; 45 msTWT (or 55 m) thick clinoforms	—	—	HST	Igoda Fm	
mfs4		75 Ma [late Campanian]			—					
	SB4 to mfs4				—	high amplitude progradation; parallel ripples	backstepped basin floor fans deposits	LST	Boane Fm	
SB4		91 - 93 Ma [early Turonian]			erosive unconformity					
	mfs3b to SB4		S3	S3b	progradation; 40 msTWT (or 50 m) thick clinoforms	condensed	—	HST	—	
mfs3b		100 Ma [top Albian]				—				
	SB3b to mfs3b					—	progradation to aggradation	—	LST	—
SB3b		101 - 102 Ma [late Albian]				non erosive unconformity				
	mfs3a to SB3b			S3a	—	aggradation-progradation; 45 msTWT (or 200 m) thick clinoforms	aggradation	HST	Mzidine/ Maputo Fm	
mfs3a		105 Ma [Albian]				—				
	SB3a to mfs3a					—	wedge shaped onlapping landward	—	Late Post-Rift System Tract	—
SB3		112 - 113 Ma [top Aptian]				non erosive unconformity				
	BUU to SB3a		S2	—	flexural basin onlapping landward and basinward	aggradation	Immediate Post-Rift System Tract	Makatini Fm		
BUU		134 - 135 Ma [late Valanginian]			non erosive unconformity					
	Basement to BUU		S1	—	Rift infill			Red Beds Fm		
Basement				erosive unconformity						

Table 3.1: Synthesis of the stratigraphic markers considered in the Durban (Thekwini) Basin and their stratigraphic relationships.

Figure 3.4: Line-drawings of a regional seismic profile across the Durban (Thekwini) Basin, based on 2D seismic reflexion section and wells interpretation (see Figure 3.3 for location). A. Regional section with ages. B. Detailed geometry of the margin sedimentary wedge.

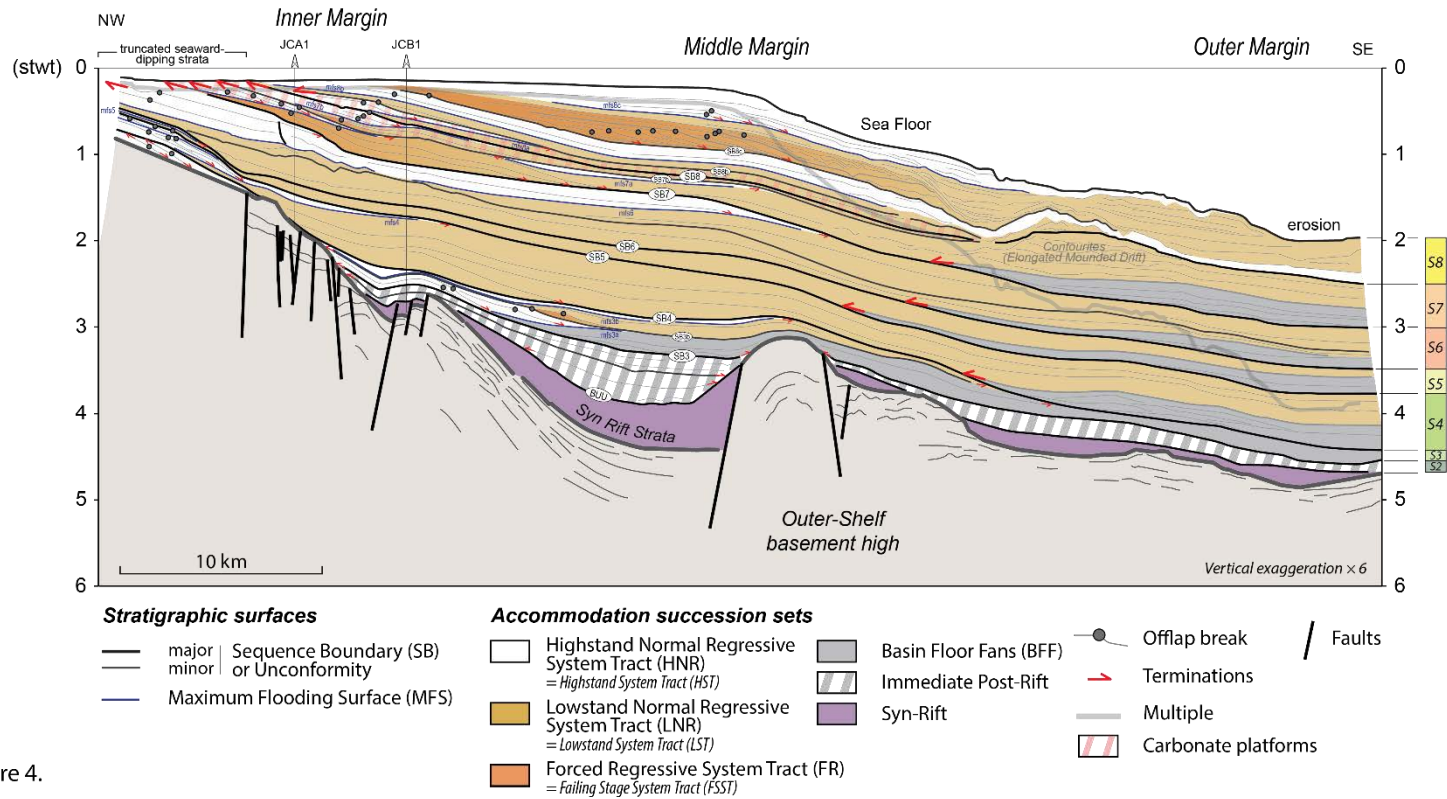
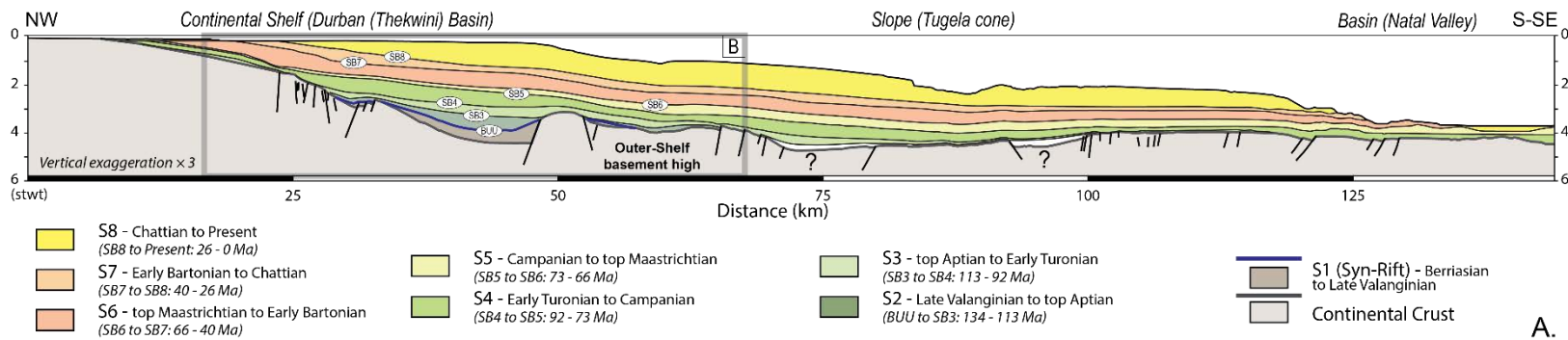


Figure 4.

3.4.1.1 Second Order Sequence S1: ?-134 Ma (Berriasian to Late Valanginian)

Sequence S1 is the first sequence infilling the half-graben described earlier. Seismic geometries show evidences of growth-strata indicating syn-rift deposition (Figure 3.4). The upper part of S1 was drilled in JC-B1 well (Figure 3.5). It consists on fine to coarse-grained sandstones intruded by dolerite intrusions. The age and the depositional environment of the sequence are unknown (barren of fossils).

A similar graben exists in the southern part of the Kwazulu-Maputaland Margin, north of Richards Bay. It was drilled by the well Zululand 1 (ZU 1) (see Figure 3.3.A for location) 160 km far from JC-B1 well. The graben fill sedimentary succession consists of 790 m of grey silty claystones grading up to siltstones and fine sandstones with basalt pebbles and some lignite. This succession is interpreted as continental deposits for the first 120 m (absence of dinoflagellates in the palynological record) grading into mixed shallow marine and continental environments. Biostratigraphy data (here reevaluated) gives an age ranging from Berriasian to Hauterivian.

On the S1 isochore map (Figure 3.6) the main depocenter is located on the hangingwall of the graben described earlier, with up to 500 ms TWT (around 1000 m) of accumulated sediments, in agreement with the structural map of Ben-Avraham et al. (1997).

3.4.1.2 Second Order Sequence S2: 134-113 Ma (Late Valanginian to top Aptian)

Sequence S2 has a wedge-shaped geometry (Figure 3.4) in which thickness reaches up to 600 ms TWT (around 1150 m) into the central part of the graben. Internal reflections show sub-parallel geometries onlapping fault plane and hanging wall dip-slope. The upper part of sequence S2 is drilled in JC-B1 well (Figure 3.5). It consists of Aptian sand-rich coarsening-upward sediments (from fine sandstones to conglomerate) interpreted as mouth bar deposits that pass upward to siltstones. Dolerites intrusions cut through these deposits.

The Late Valanginian sequence boundary is interpreted as the break-up unconformity (BUU) synchronous to seafloor spreading initiation of the northern Natal Valley during the magnetic anomaly M10 (ca. 134 Ma) (Goodlad et al., 1982).

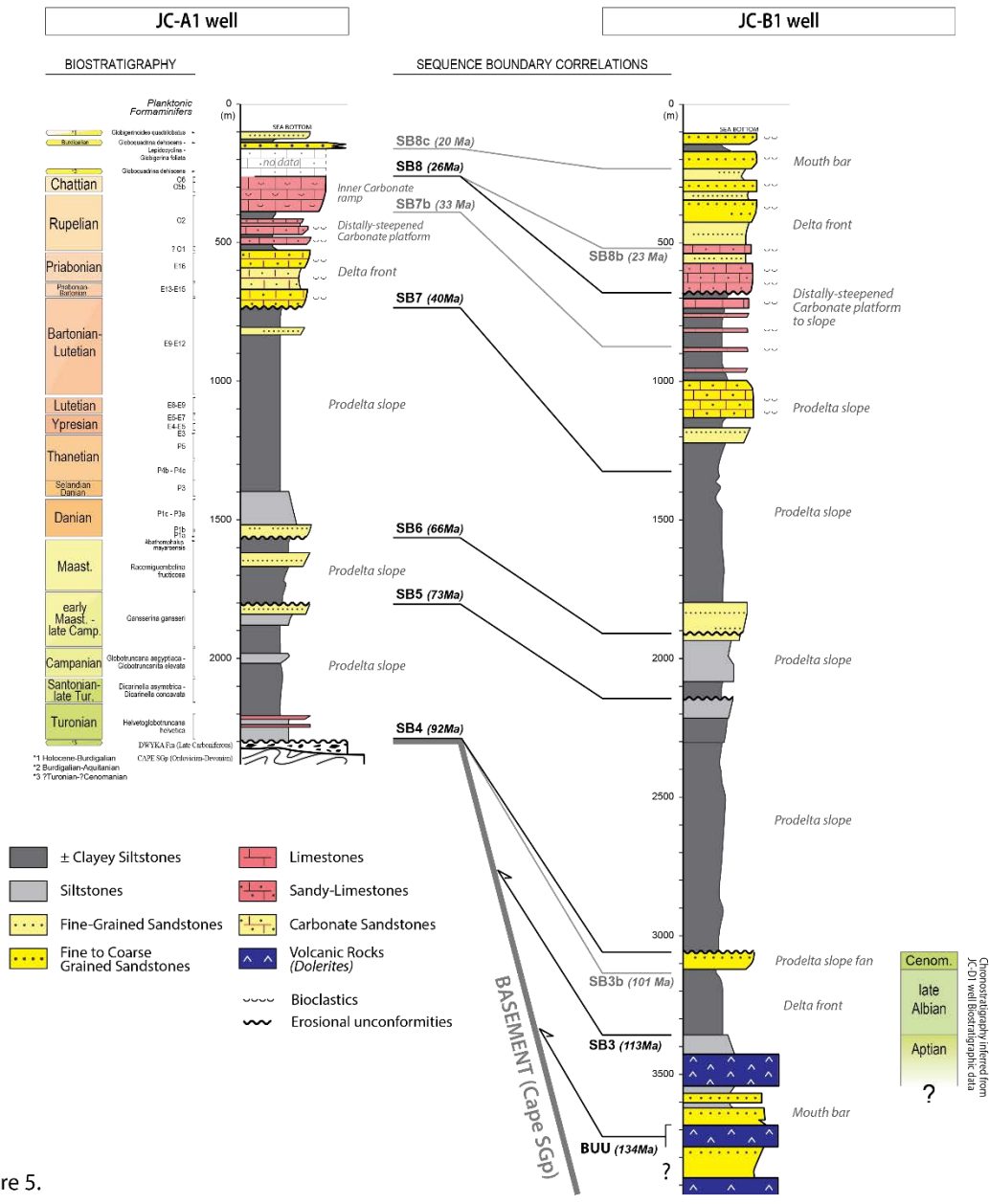


Figure 5.

Figure 3.5: Correlation of two wells of the Durban (Thekwini) Basin based on seismic stratigraphy interpretation (see Figure 3.4), with mention of the lithology and depositional environments. Age model is based on a reevaluation of JC-A1 and JC-D1 wells biostratigraphy data.

3.4.1.3 Second Order Sequence S3: 113-92 Ma (top Aptian to Early Turonian)

The base unconformity (SB3) of sequence S3A corresponds to a hiatus that spans the lower Albian in JC-B1 well (Figure 3.5). Sequence S3 has been subdivided into two shorter duration sequences (third order?).

3.4.1.3.1 Sequence S3a: 113-101 Ma (top Aptian to Late Albian)

Two system tracts are defined (Figure 3.4): a Basin Floor Fan time-equivalent of the FSST (FR) and an HST (HNR). The Basin Floor Fan corresponds to a sedimentary wedge with sub-parallel reflections, probably turbidites deposits, onlapping both landward and toward the ocean the degraded fault scarps. It records the last infill stage of a remnant rift topography. The highstand system tract (HST) is a progradational-aggradational delta as indicated by JC-B1 well (delta-front facies, Figure 3.5).

3.4.1.3.2 Sequence S3b: 101-92 Ma (Late Albian to Early Turonian)

Sequence S3b records a major shift of the depocenters from the middle to the outer part of the margin at time of the FSST (FR). The highstand system tract (HST) is preserved on the inner margin as a prograding delta. This is both a major landward shift of the depocenters and the first sediment deposition of the upstream basement (mfs3). The delta is made up (well JC-B1) of clayey siltstones grading upward to fine to medium sandstones interpreted as prodelta slope deposits (Figure 3.5).

The isochore map (Figure 3.6) indicates that sequences S2 and S3 filled a topography inherited from rifting. The mapping of the offlap-break (shoreline) for the prograding wedge of HST S3b shows the occurrence of two deltas.

3.4.1.4 Second Order Sequence S4: 91-73 Ma (Early Turonian to Late Campanian)

The sequence boundary SB4 is an erosional unconformity on the inner margin bounding tilted deposits (tilted truncated clinoforms) and the overlying sediments of sequence S4. Along the outer margin SB4 is overlapped by a basin floor fans (BFF) shifted far beyond the outer shelf basement high (Figure 3.4). The next lowstand system tract (LST or LNR) forms an aggradational to progradational delta (up to 940 m in JC-B1 well) (Figure 3.5) characterized by well-developed prodelta slope deposits (clayey siltstones in the JC-A1 and JC-B1 wells). The highstand system tract (HST) is restricted to the inner

margin and is composed by two stacked progradational deltaic wedges (lower order sequences) (Figure 3.4).

3.4.1.5 Second Order Sequence S5: 73-66 Ma (Late Campanian to top Maastrichtian)

The SB5 unconformity is overlapped basinward by backstepping basin floor fans (BFF) deposits. The lowstand system tract (LST) located down-dip than the previous one of sequence S4 but shows similar facies. The highstand system tract (HST) is characterized by condensed levels on the inner margin passing upstream to low angle deltaic clinoforms.

The isochore map of sequences S4 and S5 (Figure 3.6) shows the individualisation of two depocenters on both sides of the previous syn-rift subsiding domain. To the north, the mapping of the offlap-break (shoreline) of HST S5 confirms the presence of a deltaic system prograding toward SE. To the south, the second depocenter overlaps the previously formed oceanic crust (see structural framework in Figure 3.3.C).

3.4.1.6 Second Order Sequence S6: 66-40 Ma (top Maastrichtian to Early Bartonian)

The stratal pattern is very similar to those of sequences S3 to S5 (Figure 3.4). Unconformity SB6 is overlapped by backstepping basin floor fans (BFF), overlapped by prograding deltaic systems - with well-developed prodeltaic slope deposits (silty claystones with very-fine-grained sandstones on JC-A1 and JC-B1) - of the LST (up to 835 m).

The main difference with sequences S3 to S5 lies in the highstand system tract (HST) formed by a progradational-aggradational delta with evidences of gravitational deformation (large slumps) (Figure 3.4). The maximum flooding surface (mfs6 - base of this HST of Lutetian age) is a major turn-around at margin-scale. It records the end of an overall aggradation-retrogradation since the Break-up unconformity around 134 Ma (Late Valanginian) and the beginning of an overall progradation of the margin until today.

The isochore map of sequence S6 (Figure 3.6) shows a change in depocenters configuration with a southward migration of the deposition area. Sediments were probably supplied by a main river located south of Durban and smallest one along the coast between Durban and Richards Bay (proto-Tugela), with a strong influence of the

waves as indicated by the narrow elongated distribution of the sediments along the offlap-break.

3.4.1.7 Second Order Sequence S7: 40-26 Ma (Early Bartonian to top Oligocene)

Sequence S7 is subdivided into two upper order sequences (third order?) bounded by two sequence boundaries (SB7 and SB7b). As in the sequence S6, significant erosional truncations are evident on the upstream part of the basin below the sea floor (Figure 3.4). The timing and implications of this will be discussed in the next section.

3.4.1.7.1 Sequence S7a: 40-33 (Early Bartonian to intra Rupelian)

Unconformity SB7 is highly erosional truncating both the LST and HST of the previous sequence S6. This unconformity is overlain in the outer margin by backstepping basin floor fans (BFF). The overlapping LST (215 m thick in the JC-A1) forms a deltaic progradational wedge made up of an alternation of silty claystones and calcareous sandstones with abundant shell fragments organised in coarsening upward cycles (Figure 3.5). Basinward, the delta front facies pass to delta slope environments (JC-B1 well, Figure 3.5) and along the outer margin to large mounded forms (Figure 3.4) are interpreted as contourites deposits (elongated mounded drifts of Stow et al., 2002)

The next highstand system tract (HST) records a major change in the sedimentary evolution with the first occurrence of carbonate platform deposits (prograding distally steepened carbonate platform) made up (JC-A1-130 m thick) of an alternation of calcareous claystones and sandy and shelly limestones.

3.4.1.7.2 Sequence S7b: 33-26 (intra Rupelian to Chattian)

This sequence is restricted to the inner margin. No basin floor fans occurred. The progradational wedge of the lowstand system tract (LST) consists (JC-B1 well - 150 m thick) of an alternation of calcareous claystones and sandy limestones deposited along a carbonate slope (Figure 3.5). Elongated mounded drift occurred along the outer margin (Figure 3.4)

The next highstand system tract (HST) forms a progradational-aggradational carbonate ramp. It consists (JC-A1 well, 230 m thick) in massive bioclastic limestones of Oligocene age, deposited in a high-energy inner ramp setting (Figure 3.5).

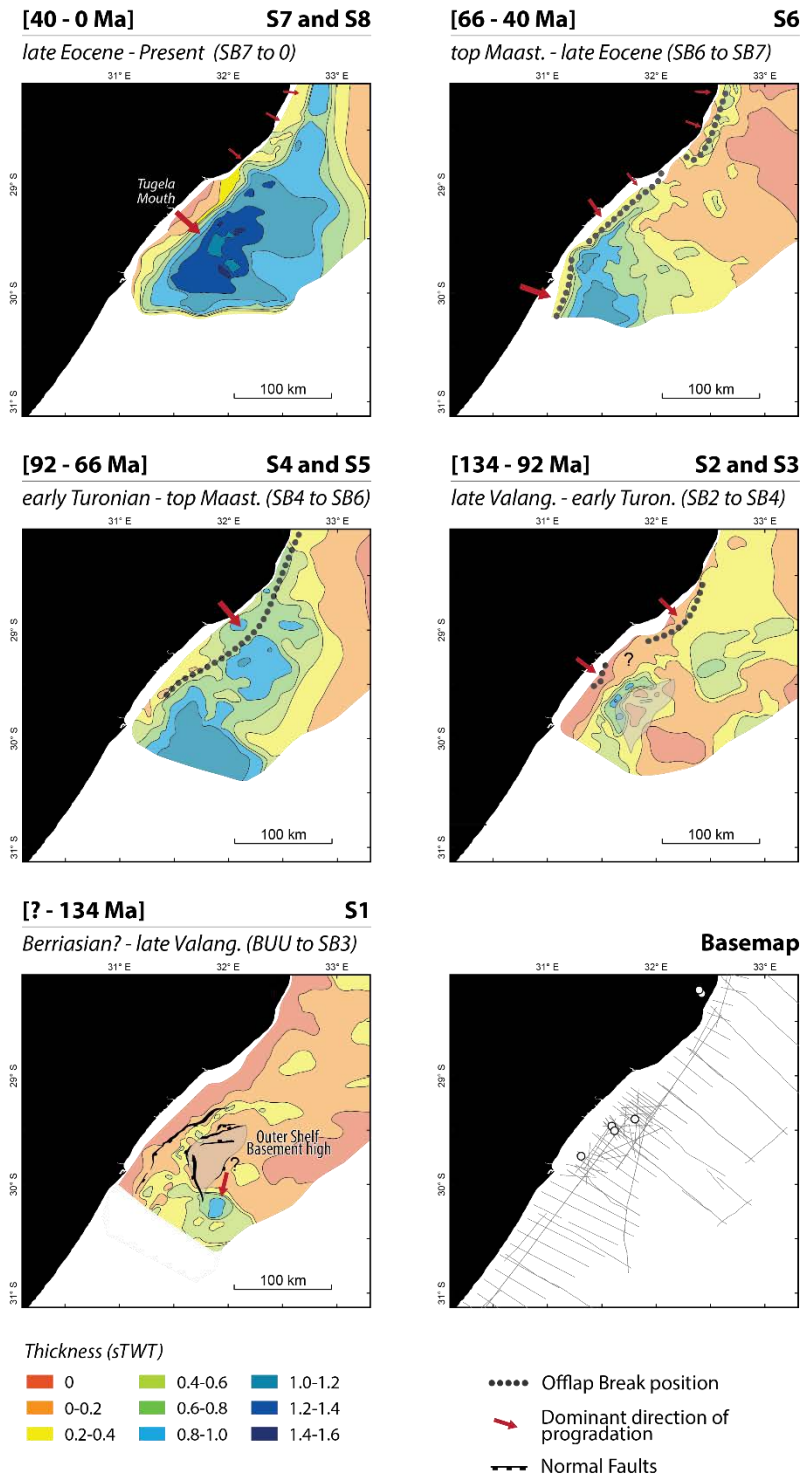


Figure 6.

Figure 3.6: Isochore maps (thickness ms TWT) of six stratigraphic units (see name and position of surfaces in Table 3.1 and seismic section of Figure 3.4).

3.4.1.8 Second Order Sequence S8: 26-0 Ma (Chattian to Present)

Sequence S8 is subdivided into three upper order sequences bounded by three unconformities (SB8, SB8b and SB8c).

3.4.1.8.1 Sequence S8a: 26-23 Ma (Late Chattian)

Sequence S8a is onlapping landwards onto unconformity SB8 and is then restricted to the middle to outer margin. Sequence SB8a does not exist on Jc-A1 well where an uppermost Chattian hiatus is documented for unconformity S8a (Figure 3.5). This might be the age of the sequence.

Both, the lowstand system tract (LST) and the highstand system tract (HST) are carbonate ramps made up (Jc-B1 well) of sandy limestones (ramp - LST) or alternations of sandy limestones with fine-grained sandstones (outer ramp to slope deposits - HST). The slope of the topsets of the progradational wedge of the HST is less inclined than the one of the previous sequence S7b (Figure 3.4).

3.4.1.8.2 Sequence S8b: 23-20 Ma (top Chattian to top Burdigalian)

Sequence S8b facies are more siliciclastic than the underlying sequence S7 and S8a. The depositional environment seems to be a mixed system with little deltas interbedded with bioclastic carbonates as indicated by the 100 m-thick lower Miocene sandy limestones of Jc-A1 (du Toit and Leith 1974) or the fine to medium-grained sandstones with shell fragments of Jc-B1 (Figure 3.5).

Capping an onlapping lowstand system tract (LST), the highstand system tract (HST) forms a nice prograding deltaic system.

3.4.1.8.3 Sequence S8c: 20-0 Ma (top Burdigalian to Present)

Unconformity SB8c forms a major unconformity (major downward migration of the shoreline) with no basin floor fan preserved at the toe of the deltaic slope.

This sequence is poorly constrained both, in age (no cuttings available in Jc-B1) and in term of seismic imaging (importance of the multiple and quality of the seismic processing). McMillan (2003) described in Jc-A1 thin sediments unconformably overlying Early Miocene (Burdigalian) sandy limestones of S8b. These thin sediments are correlated with the onshore unconformable bioclastic sandy limestones of the Uloa

Formation dated of Langhian age (Frankel, 1966, 1968). This unconformity occurred around the Burdigalian-Langhian boundary.

Geometrically this sequence is located down-dip of the last offlap-break (shoreline) of HST S8b, as a large lowstand wedge. The first downward progradational deltaic unit onlapping the unconformity forms a pure progradation with no evidences of forced regression. This unit is then intermediate between a FSST (FR) and a LST. The next highstand system tract (HST)-poorly imaged-seems to be an aggradational to progradational wedge.

3.4.2 Sedimentary and deformation evolution of the Durban (Thekwini) Margin

3.4.2.1 145? to 134? Ma (Berriasian? to Late Valanginian?): Syn-Rift

The rift period is characterized by a narrow (width of 15 km), low subsiding (maximum thickness around 1000 m with a mean sedimentation rate of 80 m/Ma), and asymmetric half-graben. The main border faults dip landward and define a prominent basement high. The age of the syn-rift sedimentation is poorly constrained and ranges from Berriasian to Late Valanginian according new ages available from Zululand 1 well (see above). The break-up unconformity is thought to be contemporaneous with the first oceanic accretion recorded between magnetic anomalies M10 and M11 (133.58-135.32 Ma-Late Valanginian, Gradstein et al., 2012) in the northern Natal Valley (Goodlad et al., 1982, Martin et al., 1982), immediately southward of the outer basement high described earlier (Figure 3.3.C).

The spatial distribution of faults mapped both onshore and offshore (Von Veh and Andersen, 1990; Ben-Avraham et al., 1997; Watkeys and Sokoutis, 1998) (see maps of Figure 3.3.C and Figure 3.6) indicate a NE-SW to ENE-WSW arcuate shape that could suggest (1) following a NW-SE extension, a strike-slip deformation inherited from the dextral shear stress along the Agulhas-Falkland Fracture Zone (AFFZ) or/and (2) a structural inheritance related to the southern extension of the Archean Kaapvaal Craton bounded onshore by the Tugela Fault (Figure 3.3.C). Our data do not allow to discriminate the relative importance of both processes.

3.4.2.2 134? to 113 Ma (Late Valanginian? to top Aptian): planation of the Rift topography

The stratal pattern is characteristic of a flexural regime (sag basin type), with sub-parallel strata onlapping both the hangingwall dip slope and the degraded fault scarps (Figure 3.4). The thickness map (Figure 3.6) suggests that this period represent the passive infill phase of remnant rift topography in a post-tectonic setting, corresponding to the immediate post-rift system tract (as defined by Prosser (1993)).

The sedimentary system is characterized by narrow deltas in shallow marine conditions infilling the inherited rift topography.

3.4.2.3 113 to 92 Ma (top Aptian to Early Turonian): initiation of the passive margin topography

The Aptian-Albian unconformity (SB3 ~113 Ma) corresponds to a hiatus extending from Late Aptian to base Albian. Based on seismic observations, the hiatus is conformable and does not show any truncation features, meaning deformations with a wavelength higher than the basin. This hiatus has a regional extension. It was recognized in Zululand (Kwazulu)-Maputaland Margin (Kennedy and Klinger, 1975; Förster, 1975a).

Above, the stratal pattern is a sedimentary wedge onlapping toward the continent. This unit is interpreted as a late post-rift system tract (*sensu* Prosser, 1993) corresponding to the last infilling of the rift topography (Figure 3.4).

Planation of the tilted blocks was probably completed during the maximum flooding event at the Albian-Cenomanian transition (~105 Ma) when the Durban Graben was totally filled and formed a ramp margin (Figure 3.4) in a shallow water setting as indicated by the height of the clinoforms (around 200 m) (Figure 3.7).

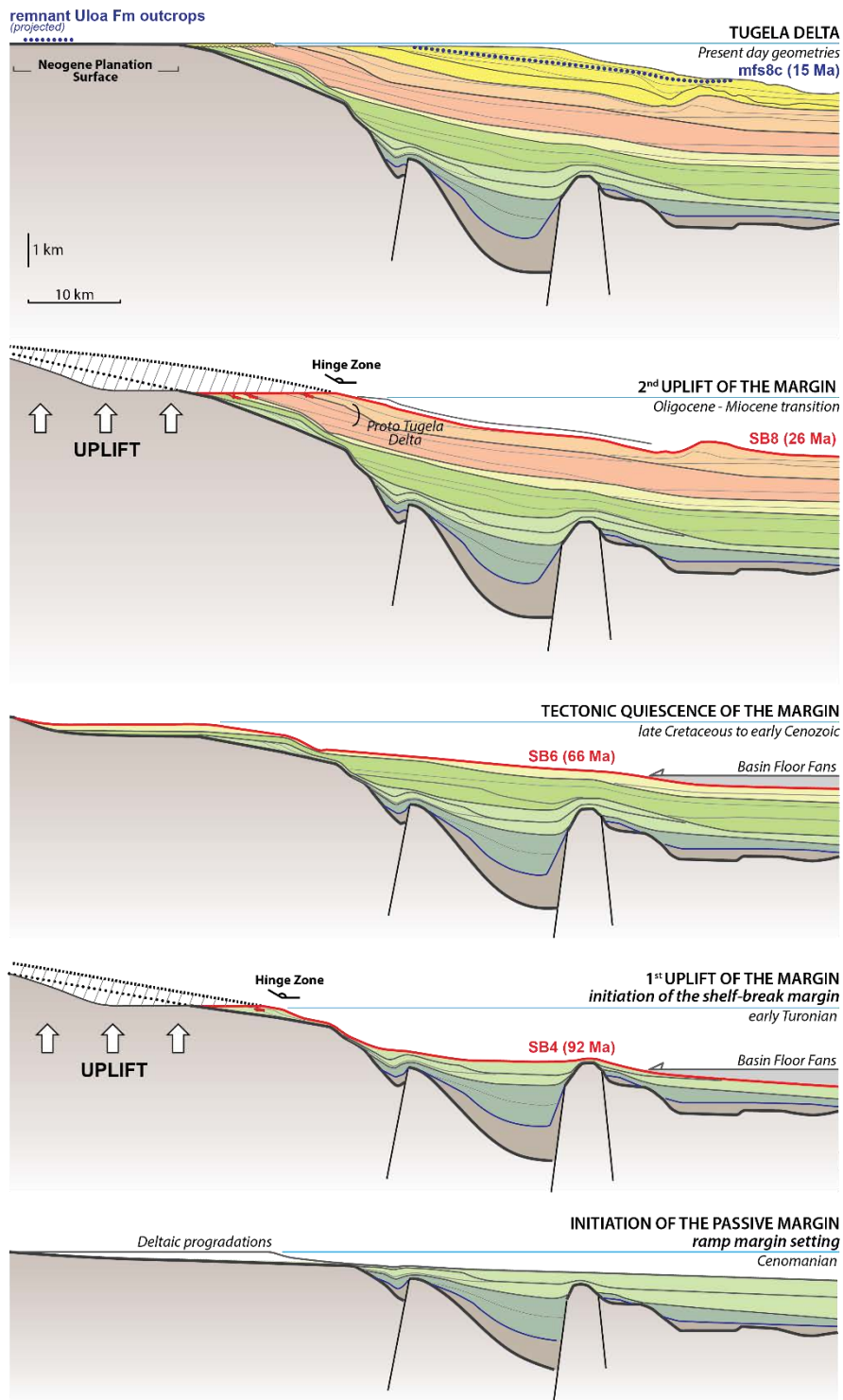


Figure 7.

Figure 3.7: Evolution of the topography and depositional systems along a profile from the hinterland to the deepest part of the Durban (Thekwini) Basin.

3.4.2.4 92 Ma (Early Turonian): first short-lasting uplift of the margin

The Early Turonian unconformity (SB4 ~92 Ma) is a regionally extensive erosional discontinuity that is interpreted as a record of a significant regional uplift event (Figure 3.7).

- Offshore, this unconformity initiates a major change of the topography of the margin with a deepening of the outer part of the Durban (Thekwini) Basin (lower slope to abyssal depositional environment-benthic foraminifers of JC-B1) and the deposition of the first deep sea fan sediments. To the inner margin, the Cenomanian deltaic topsets are truncated.
- Onshore, this unconformity could be related to a sharp erosional event recorded in the Zululand (Kwazulu)-Maputaland Margin with the deposition of the Turonian coarse-grained fluvial sandstones of the Boane Fm (Kennedy and Klinger, 1971; Förster, 1975a; McMillan, 2003).

Biostratigraphic reevaluation of the ZOE-C well (see Figure 3.3 for location) in Zululand (Kwazulu) Basin gives an age ranging from 91 to 93 Ma with no evidence of hiatus. That suggests a quite short duration for this Early Turonian unconformity.

3.4.2.5. 92 to 43 Ma (Early Turonian to Lutetian): high topography margin

Thermal post-rift subsidence prevailed during Late Cretaceous and Early Paleogene with a progressive landward migration of the shoreline until the Lutetian marine maximum flooding event (~43 Ma). The sequences (S4, S5, and S6) display the same stratigraphic pattern (Basin Floor Fan, Lowstand system Tract disconnected from the shelf and Highstand System Tract restricted to the shelf). The stacked deltas of the inner margin are parallel with no evidences truncations indicating the absence of any uplift during this period (Figure 3.7).

However, the physiography of the margin shows considerable strike variations (Figure 3.6):

- To the north, at the southern termination of the Zululand (Kwazulu) Basin, a deltaic system progrades over a broad continental shelf (35 km width) and the slope is gently dipping.
- To the central area (location of the seismic line of Figure 3.4) the margin topography is more pronounced with a narrow continental shelf (25 km width) bounded

by a non-depositional slope. The reconstruction of the margin depositional profile (Figure 3.7) indicate a slope height around 1500 m. At time of base level fall, sediments bypass the narrow continental shelf to feed in the deep sea basin the backstepping turbiditic systems of the Basin Floor Fans (BFF).

- To the south, along the northern part of the Agulhas-Falkland Fracture Zone (AFFZ), the margin was narrow with low accommodation potential on the shelf. The sediments bypass the narrow shelf (15 km width) toward the deep sea basin, feeding the onlapping Basin Floor Fans (BFF).

These strike variations of the margin physiography are easily explained by the inheritance of the opening stage of the Natal Valley with three structural domains (Figure 3.3.C) (i) a low extended continental crust in the northern area, (ii) a graben system in the central area and (iii) an oceanic crust bounded by the AFFZ in the southern area.

In the absence of basin uplift during this period, the dominant factors for SB5 (intra Late Campanian) and SB6 (uppermost Maastrichtian) unconformities might be of eustatic as indicated by the major sharp global cooling events characterized by Friedrich et al. (2011) during these periods.

3.4.2.6 43 to 34 Ma (Lutetian to Late Priabonian): delta growth

The major Lutetian marine maximum flooding event (basin scale first order mfs) of the margin (mfs6 ~44 Ma) is contemporaneous with the growth of carbonate platforms outcropping southward along the Transkei swell (Bathurst Fm - le Roux, 1990), northward in the northern part of the Zululand (Kwazulu)-Maputaland Margin (Salamanca Fm - Förster, 1975b) and in the Limpopo Basin (Cheringoma Fm - Flores, 1973; Salman and Abdula, 1995). This Lutetian age was confirmed by our biostratigraphic re-evaluation of the famous Need's Camp outcrop near East London along the Transkei Swell and of the Bela Vista quarry in the Maputaland Basin (Figure 3.3.A).

In the Durban (Thekwini) Basin, the Lutetian maximum flooding marks the onset of a large delta in the central and southern part of the studied area (Figure 3.6), which probably recorded a proto-Tugela River. The Early Bartonian unconformity (SB7 ~40-41 Ma) is coeval with an increase of the siliciclastic sediment input and the formation of a turbiditic system (Basin Floor Fan).

The change of the stratal pattern of the margin, at the first order (one or two hundreds of millions years), going from retrogradational to progradational (*sensu* Vail et

al., 1977, 1991; Duval et al., 1998) or from underfilled to overfilled (*sensu* Henriksen et al., 2011) during the Lutetian, is coeval with the onset of the Zambezi and Limpopo Delta (Salman and Abdula, 1995).

In the deepest part of the basin, the occurrence of mounded drifts due to contourites, records an increase of the deep sea oceanic circulation (Antarctic Bottomwater) as evidenced by Uenzelmann-Neben et al. (2007).

4.4.2.7 34 to 23 Ma (Late Priabonian to top Chattian): development of Carbonate platforms

The Oligocene time interval is a singular period with the second occurrence of carbonate platform. These carbonate sediments are not known onshore. They are contemporaneous of the large siliciclastic deltas of the Limpopo and Zambezi.

4.4.2.8. 23 to 0 Ma (top Chattian to Present): second uplift of the margin

The S7 unconformity is a major seaward tilting of sediments unconformably capped by subtabular Middle Miocene deposits. Along the shelf of the Durban (Thekwini) Basin, tilted truncated seaward-dipping Cenozoic strata directly outcrop on the sea floor (firstly recognised by du Toit and Leith 1974 and mapped by Martin and Flemming 1988). Onshore Zululand (Kwazulu) Basin (Frankel, 1966, 1968, 1972; McMillan, 2003) and Maputaland (South Mozambique) Basin (Frankel, 1972), tilted seaward-dipping sediments ranging from Barremian (Makatini Fm) (Kennedy and Klinger, 1975; McMillan, 2003; Shone, 2006) to Lutetian (Salamanca Fm) (Förster, 1975b) are truncated by tabular Middle Miocene carbonates deposits (Uloa Fm) (Frankel, 1966, 1968, 1972). Biostratigraphic dating of these former carbonates suggest that they could be onshore equivalent of the maximum flooding surface mfs8 ~15 Ma characterized offshore in the Durban (Thekwini) Basin.

This angular unconformity is a smooth marine planation surface (wave-cut platform) extending throughout the Durban (Thekwini), Zululand (Kwazulu) and South Mozambique Basins. This unconformity fossilized a major regional flexure (doming) of the margin (Figure 3.7). Compare to the major previous uplift (SB4 - Early Turonian) the duration of this uplift is longer as indicated by the progressive change of the slope of the topsets during Early Miocene times. This stratal pattern indicates an acceleration of the flexuration seaward of the hinge zone and an uplift landward of the hinge zone. It ends

before the eustatic Middle Miocene marine flooding, when shallow carbonate deposits of this age capped the planated unconformity.

The present-day Tugela Delta and Cone is initiated after this major Middle Miocene marine flooding and is recorded up to today as a large progradational wedge. Unfortunately, the poor quality of the seismic data in the shallowest part of the basin does not allow the characterization of the major climatic/eustatic changes of the base Pleistocene and of the Late-Middle Pleistocene Transition.

3.5 Outeniqua Margin fill evolution

3.5.1 Nature of the acoustic basement and main structures

The regional seismic section (Figure 3.8) cross over the Pletmos graben which is bordered by two basement highs: the Infanta Arch landward and the Diaz Marginal Ridge basinward (Figure 3.3.B). The basement of the inner and middle parts of the margin (Figure 3.8) is composed by shales and quartzites of the Cape Supergroup (Dingle et al., 1983). The Diaz Marginal Ridge was not drilled, however seismic facies suggest that it could be a continental crust intruded by numerous magmatic sills.

Extensional structures

The four NW-SE trending half-grabens (Figure 3.3B), were filled by the syn-tectonic sediments of sequence S1 and later tilted toward the S-SW (Figure 3.8).

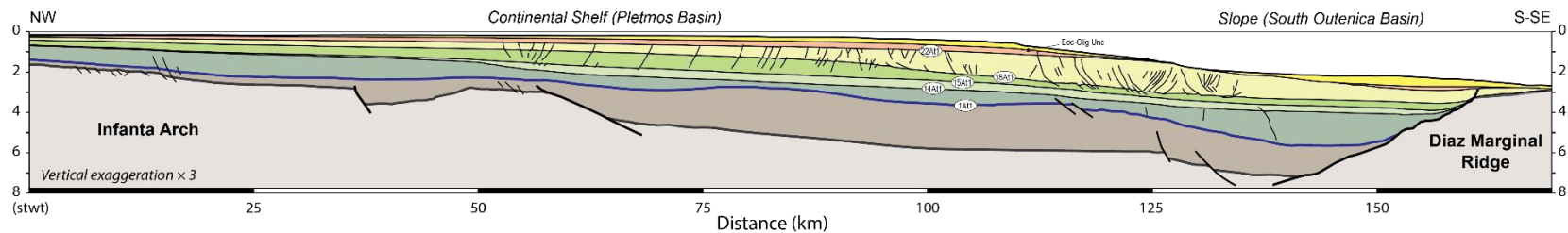
Strike-Slip structures

Toward the AFFZ fracture zone the rift faults display an arcuate shape (Figure 3.3.B and Figure 3.10) compatible with a right-lateral deformation. Southward, these faults are connected with E-W *en-écheleon* strike- and dip-slip faults, oblique to the axis of the Diaz Marginal Ridge. These strike-slip structures were filled by the syn-tectonic sediments of sequence U2a (Figure 3.8).

Table 3.2: Synthesis of the stratigraphic markers considered in the Outeniqua Margin and their stratigraphic relationships.

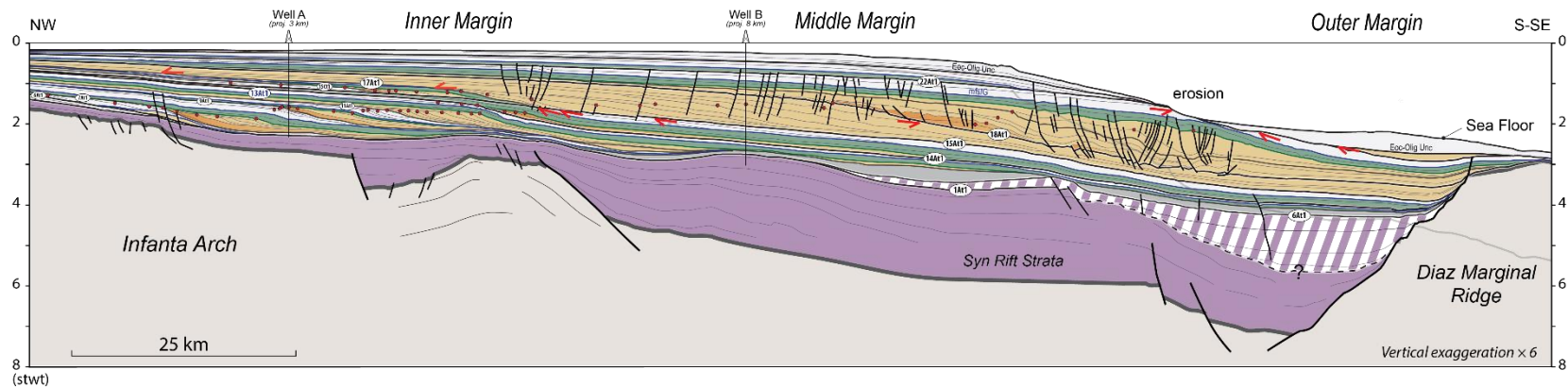
Table 2. Synthesis of the stratigraphic markers considered in the Outeniqua Basin and their stratigraphic relation

Stratigraphic surfaces	Seismic units	Ages (known or supposed)	Stratigraphic sequences		Location and observations			Interpretations	Basin Fm. equivalent
			2nd order (×10Ma)	lower order	Inner Margin	Middle Margin	Outer Margin		
Sea-Floor		0 Ma	S7		—	—	erosive unconformity	—	—
	Eoc-Olig Unc to Sea-Floor				progradation-aggradation	progradation-aggradation	contourites deposits?	HST	—
Eoc-Olig Unc		34 - 23 Ma	S6		erosive unconformity			—	—
	22At1 to Eoc-Olig Unc				progradation-aggradation	progradation-aggradation	—	HST	—
22At1		66 - 67 Ma [top Maastrichtian]	S5		non erosive unconformity			—	—
	mfsIG to 22At1				aggradation	aggradation	aggradation	HST	Igoda Fm
mfsIG		71 - 73 Ma [Camp-Maast]	S4		maximum flooding surface			—	—
	18At1 to mfsIG				—	progradation-aggradation; 200-500 msTWT (or 250-600 m) thick clinoforms	aggradation	FSST/LST	—
18At1		75 - 78 Ma [upp. Campanian]	S3		—	progradation; 200-500 msTWT (or 250-600 m) thick clinoforms	aggradation	LST	—
	17At1 to 18At1				non erosive unconformity			—	—
17At1		80 - 81 Ma [lower Campanian]	S2		progradation; 100 msTWT (or 110 m) thick clinoforms	—	—	Complete 3 rd Order seq	—
	15Ct1 to 17At1				erosive unconformity			—	—
15Ct1		90 - 91 Ma [middle Turonian]	S1		progradation; 80 msTWT (or 90m) thick clinoforms	—	—	HST	—
	15At1 to 15Ct1				—			—	—
15At1		91 - 93 Ma [early Turonian]	U2b		progradation stacking	condensed	—	LST	—
	14At1 to 15At1				erosive unconformity			—	—
14At1		112 - 113 Ma [top Aptian]	U2a		aggradation	progradation; 60 ms TWT (or 65m) thick clinoforms	condensed	HST	Sunday River Fm
	13At1 to 14At1				maximum flooding surface			—	
13At1		124 Ma [early Aptian]	U2b		progradation-retrogradation; 180 ms TWT (or 300 m) thick clinoforms	aggradation	condensed	LST/TST	
	11At1 to 13At1				non erosive unconformity			—	
11At1		126 - 127 Ma [late Barremian]	U2a		progradation-aggradation; 160 ms TWT (or 275 m) thick clinoforms	—	—	Complete 3 rd Order seq	
	9At1 to 11At1				—			—	
9At1		128 - 129 Ma [upper Barremian]	U2b		progradation-aggradation; 180 ms TWT (or 300 m) thick clinoforms	—	—	Complete 3 rd Order seq	
	7At1 to 9At1				non erosive unconformity			—	
7At1		129 - 130 Ma [early Barremian]	U2a		progradation; 100 ms TWT (or 160 m) thick clinoforms	—	basin floor fans deposits ?	HST/LST	
	6At1 to 7At1				—			—	
6At1		130 - 131 Ma [late Hauterivian]	U2a		—	—	flexural basin onlapping landward and basinward	Immediate Post-Rift Sytem Tract	
	1At1 to 6At1				erosive unconformity			—	
1At1		134 - 135 Ma [late Valanginian]	S1		Rift infill			—	—
Basement	Basement to 1At1				erosive unconformity			—	—



- | | | |
|--|---|--|
| S7 - top Oligocene to Present (23 - 0 Ma) | S4 - Early Turonian to Campanian (15At1 to 18At1: 92 - 76 Ma) | S1 (Syn-Rift) - Upper Jurassic to Late Valanginian |
| S6 - top Maastrichtian to top Oligocene (66 - 23 Ma) | S3 - top Aptian to Early Turonian (14At1 to 15At1: 113 - 92 Ma) | Continental Crust |
| S5 - Campanian to top Maastrichtian (18At1 to 22At1: 76 - 66 Ma) | S2 - Late Valanginian to top Aptian (1At1 to 14At1: 133 - 113 Ma) | |

A.



- Stratigraphic surfaces**
- Flooding Surface (MRS=TS=FS)
 - major Sequence Boundary (SB) or Unconformity
 - minor Sequence Boundary (SB) or Unconformity
 - Maximum Flooding Surface (MFS)

- Accommodation succession sets**
- Highstand Normal Regressive System Tract (HNR) = Highstand System Tract (HST)
 - Lowstand Normal Regressive System Tract (LNR) = Lowstand System Tract (LST)
 - Forced Regressive System Tract (FR) = Falling Stage System Tract (FSST)
 - Basin Floor Fans (BFF)
 - Late syn-rift
 - Syn-Rift

- Offlap Break
- Truncations
- Onlaps
- Multiple
- Faults

Figure 8.

B.

Figure 3.8: Line-drawings of a regional seismic profile across the Pletmos and Outeniqua Basins, based on 2D seismic reflexion lines and wells interpretation (see Figure 3.3 for location). A. Regional section with ages. B. Detailed geometry of the margin sedimentary wedge.

3.5.2 Seismo-stratigraphic framework (second order sequences-several 10 Ma): distribution, architecture, sedimentology, and structural deformation

Seven second order sequences (duration of several 10 Ma) were defined. Unconformities were called using the SOEKOR (today PetroSA) terminology (see Brown Jr. et al., 1995). Their main characteristics including ages are summarized on Table 3.2 and Figures 3.8 and 3.9. Six thickness maps (in ms TWT) - Total thickness; Late Valanginian-Aptian; Aptian-Early Turonian; Early Turonian-Campanian; Campanian-top Maastrichtian; top Maastrichtian-Present-Day - are represented respectively in Figure 3.3.A and Figure 3.10.

3.5.2.1 Second order sequence S1: ?-134 Ma (Middle Jurassic to Late Valanginian)

Sequence S1 shows evidences of growth strata indicating syn-rift deposition. A detailed description of the syn-rift stratigraphy of the Outeniqua Margin is beyond the scope of this paper (see Dingle et al., 1983 and Paton and Underhill, 2004 for a review).

3.5.2.2. Second order sequence S2: 134-113 Ma (Late Valanginian to top Aptian)

This interval can be split into two sedimentary sequences bounded by two erosional surfaces, the 6At1 and 13At1 unconformities. The first sequence is very condensed or absent over a large part of the margin. The top of the \pm S2 isochore map corresponds to the 13At1 surface. Thus, the Sequence S4, bounded at the top by the 14At1 unconformity, is not completely imaged, whereas the \pm S3 isochore map includes the uppermost part of the S2 Sequence.

3.5.2.2.1 Sequence U2a: 134-131 Ma (Late Valanginian to Late Hauterivian)

The base unconformity 1At1 is of Late Valanginian age (McMillan, 2003) and corresponds to the Break-up unconformity (Du Toit, 1977; Bate and Malan, 1992; McMillan et al., 1997), marking the change of stratal pattern between rift infilling to the

flexuration of the transitional-early drift period. Main depocenters of sequence U2a (Figure 3.10) are located along the syn-rift hangingwall faults (Plettenberg Fault: up to 3200m, the Gamtoos Fault: up to 2500m). Some structure are inverted (anticline folds) during this time interval in Gamtoos and Bredasdorp Basins, as already described by Van Der Merwe and Fouche (1992) and Paton and Underhill (2004).

Along the outer margin (Southern Outeniqua Basins) two E-W trending *en-échelon* depocenters are observed oblique to the axis of the Diaz Marginal Ridge (DMR) (Figure 3.10, thickness map $\pm S2$). The sedimentary infilling (Figure 3.8.B) has a wedge geometry thickening toward the DMR, with sub-parallel reflectors onlapping both fault planes of the DMR and the hangingwall slopes toward the continent. Unfortunately, the depositional environment is not constrained. However, McMillan et al. (1997) described deep marine claystones in the inner margin, suggesting that the seismic geometries described above could correspond to deep sea fans deposits. A sedimentary source from the DMR cannot be excluded.

3.5.2.2.2 Sequence U2b: 131-113 Ma (Late Hauterivian to top Aptian)

The base unconformity 6At1 is of Hauterivian to Early Barremian age (McMillan, 2003). It records both the end of the wrench deformation of the margin and the initiation of a prograding shelf. Unconformity 6At1 is over most of the Outeniqua Margin an erosional hiatus (6At1 = 1At1). The Outeniqua Margin subsidence pattern changes from NE to SW (Figure 3.10).

- To the SW - along the Bredadsdorp and Plemos Basins - the main depocenters are filled in the inner margin by large progradational deltas (Figure 3.8), consisting (well A, Figure 3.9) of coarsening-upward alternations of siltstones to medium-grained sandstones. These deltaic facies are correlated with the Sunday River Fm. Four third order sequences (bounded by unconformities 6At1, 7At1, 9At1 and 11At1) were characterized with forced regression wedges (FFST or FR) above 7At1 and 9 At1 unconformities. In map view (Figure 3.10), the offlap-break of the Sunday River delta - here the transition between shelf and shallow marine/fluvial sediments (ramp margin setting) - indicate the occurrence of two deltaic sediment feeders in the Bredarsdorp and Pletmos Basins. The capping retrogradational trend (TST or T) is made up of clayey siltstones on wells A and B (Figure 3.9). The overlying maximum flooding surface (13At1) is an organic-enriched clayey layer (McMillan et al., 1997; McMillan, 2003).

- To the NE - along the Gamtoos and Algoa Basins - sediment deposition is low. The degree of erosion of the 6At1-1At1 unconformity increases eastwards, east of the Recife Arch, experiencing deeper erosion than the Gamtoos Basin. Two canyons were scoured: a little one in the Gamtoos Basin close to the Gamtoos Fault and a much larger one (75 km long, 25 km wide and up to 1 km deep) incised in the Uitenhage Trough (Figure 3.10). These canyons were filled by shelf and slope deposits from 6At1 to 13At1. The end of the canyon infilling corresponds to a flat erosional unconformity (smooth shallow marine planation surface = wave cut platform), truncating a substantial area of the synrift sequence in the Algoa and Gamtoos Basins. The Canyon incision is related to the uplift of the Uitenhage and Port Elizabeth Through, probably planated by the same wave cut platform than the one on the top of the canyons.

3.5.2.3. Second order sequence S3: 113-92 Ma (top Aptian to Early Turonian)

Sequence S3 - bounded by the 14At1 unconformity - started by coarse-grained sandstones (well B, Figure 3.9) turbiditic deposits of the Basin Floor Fan (BFF) overlain by a forced regression wedge (FSST) with a major downward shift of the offlap-break, evidencing a major relative sea level fall (Figure 3.8). The above retrogradational trend (TST or T) is truncated in the middle margin and probably fully eroded in the inner margin (Figure 3.8).

The \pm S3 isochore map shows lateral thickness variations with maximum values in Bredasdorp Basin (Figure 3.10). In this area, the thick clastic infill results from the deposition of Basin Floor Fans and progradational to aggradational sandy deltas, both confined along the Bredasdorp Basin axis (NW to SE).

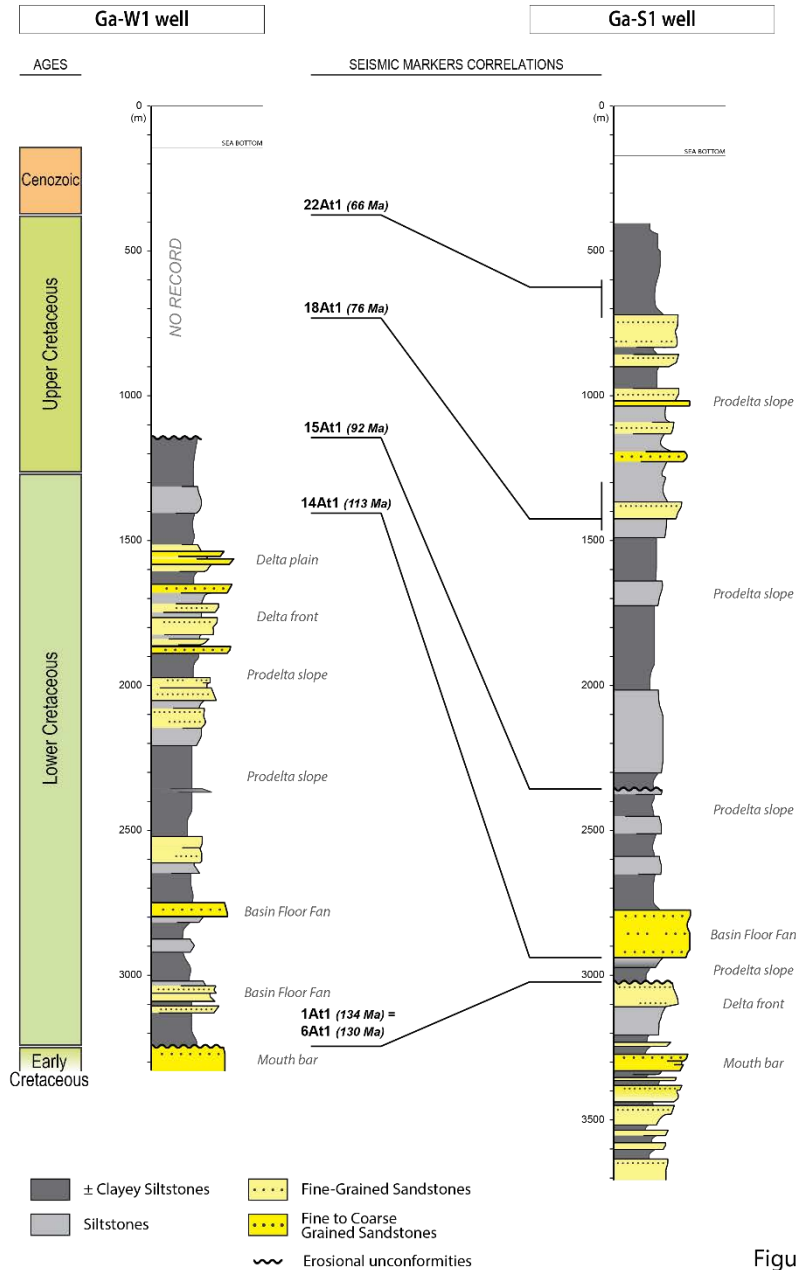


Figure 9.

Figure 3.9: Correlation of two wells of the Pletmos Basin based on seismic stratigraphy interpretation (see Figure 3.8), with mention of the lithology and depositional environments. Age model is based on (McMillan et al., 1997; McMillan, 2003).

3.5.2.4 Second order sequence S4: 92-76 Ma (Early Turonian to Upper Campanian)

The base unconformity (15At1) is erosional with truncations in the inner and middle margin (Figure 3.8). The overlying stratal pattern displays an overall progradation with three units bounded by the unconformities 15At1, 15Ct1, 17At1, corresponding to upper order (third? order) sequences

The first one is a third (?) order Highstand System Tract (HST or HNR). The second one (bounded by unconformity 15Ct1) is a forced regression (FSST or FR) followed by a Lowstand System Tract (LST or LNR) and a Transgressive System Tract (TST or). The last and largest package is a spectacular progradational-aggradational wedge (LST or LNR) made up of several stacked LST of upper order sequences (Figure 3.8). These progradational units are composed of clayey siltstones (well B, Figure 3.9) both on the clinofolds and on the topsets meaning that the offlap-break should be interpreted as a shelf break rather than the deltaic shoreline.

Unconformity 15At1 is one of the major stratigraphic discontinuity in the Outeniqua Margin evolution. Isochore map shows that the physiography inherited from the rifted basins (recognizable until Late Cenomanian) was completely cleared by that time with the progradation of a more linear continental shelf along the margin (Figure 3.10).

3.5.2.5 Second order sequence S5: 76-66 Ma (Upper Campanian to top Maastrichtian)

Unconformity 18A1 is erosional basinward and bottomset part of the previous sequence S5. In some areas (Gamtoos and Algoa Basin), the erosion can be very important with a truncation cutting down the syn-rift deposits.

The unconformity record a major relative sea level fall (Figure 3.10) as indicated by a major downward shift of the offlap-break. The following Lowstand wedge (LST or LNR) is built downward of the large silty wedge of sequence S4. The sediment of the LST is coarsest-grained organized (well B, Figure 3.9) and display a coarsening up trend (Figure 3.9). As the upper unit of sequence S5, several upper order lowstand prograding wedges are here stacked with evidences of gravitary slides (Figure 3.8).

Above, all the margin is overlapped by a large aggradational-retrogradational system (Transgressive System Tract-TST or T) composed of glauconitic silty claystones

(McMillan et al., 1997) capped by a major maximum flooding surface (mfsIG, Figure 3.8) followed by a highstand system tract (HST) (Figure 3.8).

The relative sea level fall recorded by the 18At1 unconformity might be correlated with the onshore Igoda incision (§ 3.2.4.2) infilled by Late Campanian to Early Maastrichtian sediments (Klinger and Lock, 1978). In this scenario, the maximum flooding event mfsIG could be Maastrichtian in age.

3.5.2.6 Second order sequences S6 and S7: 66 to Present (top Maastrichtian to Present-day)

In the absence of biostratigraphic wells dating, the age of the sediments of sequences S6 to S7 is not known. On the inner and middle margin, two Cenozoic prograding wedges overlapping the 22At1 unconformity and made up of alternations of claystones, limestones and glauconitic sandstones (McMillan, 2003), are interpreted as Highstand System Tract (HST). The two HST are separated by an erosional hiatus that might range from the Oligocene to Early Miocene (Dingle, 1973).

Seaward of the present-day shelf break, strong sea floor erosion by oceanic current are illustrated by the truncations of 22At1 unconformity. Truncation evidences in the outer margin during the shaping of the Eocene-Oligocene unconformity, indicate that oceanic currents were already active at time of the Eocene-Oligocene transition (Figure 3.8). A recent submarine erosional area is clearly recognizable on the S6 and S7 isochore maps (Figure 3.10). It occurs at a water depth between 1000 and 1700 m. The erosion seems to be more pronounced toward the southwest with the formation of an erosional concave contouritic channel. The depocenter located in the eastern part of the margin is attributed to contouritic mounded drifts.

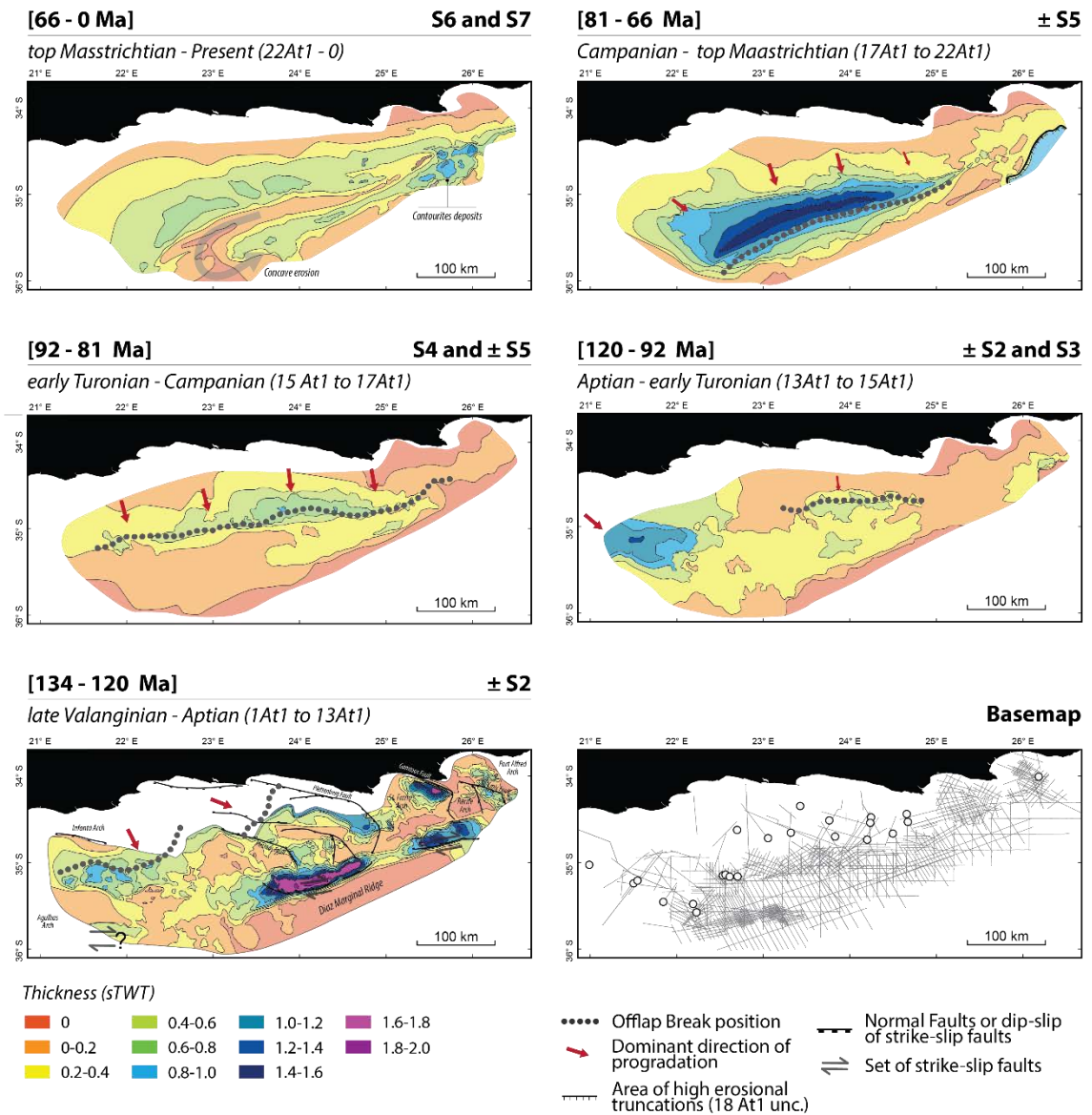


Figure 3.10: Isochore maps (thickness ms TWT) of six stratigraphic units (see name and position of surfaces in Table 3.2 and seismic line Figure 3.8).

3.5.3 Sedimentary and deformation evolution of the Outeniqua Margin

3.5.3.1 160? to 134 Ma (Oxfordian? to Late Valanginian): Syn-Rift

The syn-rift infill of the Outeniqua Margin comprises two sedimentary sequences - not studied here - related to two extensional phases (Dingle et al., 1983; Bate and Malan, 1992; McMillan et al., 1997; Paton and Underhill, 2004).

(i) This first cycle (Oxfordian? to Late Kimmeridgian-Early Tithonian, Paton and Underhill, 2004) made of continental sediments with one marine flooding (Early Kimmeridgian), is fault-controlled with wedge shape depocenters thickening toward the hangingwall dip-slope of the Algoa, Gamtoos, and Pletmos grabens.

(ii) The second cycle (Late Kimmeridgian-Early Tithonian to Late Valanginian) is characterized by a generalization of the extension at margin-scale with the initiation of the Bredasdorp Basin. The sedimentary infill is still continental with conglomeratic alluvial fans along the faults close to sea level as testified by marine floodings.

At the end of the rifting, the margin is structured in four half-grabens (width around 100 km) bounded by normal faults whose footwall formed prominent basement arches.

3.5.3.2. 134 to 92 Ma (Late Valanginian to Early Turonian): active transform continental margin and first uplift of the margin

The structural setting of the Outeniqua Margin is typical of a continental transform margin (e.g. Basile et al., 1993) with a marginal ridge (Diaz - DMR) and structures (see above) compatible to dextral motion of the AFFZ. Two periods with different deformation regimes may be defined:

(1) before the South Atlantic break-up (Late Hauterivian - 131 Ma), a wrench period, reactivating inherited half-grabens in anticlinal folds and the former normal faults in dip- and strike-slip faults and creating along the northern edge of the DMR, *en-échelon* E-W syn-tectonic basins;

(2) after the South Atlantic break-up (131 Ma) a decrease of the fault activity when the newly created oceanic crust came into contact with the AFFZ. The Outeniqua Margin became an active transform margin.

This second period marks a change in the wavelength of the deformation. It is coeval with an uplift of the Algoa and Gamtoos Basins (NE) with canyons incision and subsidence in the Pletmos and Bredasdorp Basins (SW) with the deposition of thick

deltaic wedges (Sunday River Fm). The flattening of the relief created around the Algoa and Gamtoos Basins and the infilling of the surrounding canyons are achieved at 124 Ma (Late Barremian - 13At1). Nevertheless, subsidence remained located along the central part of the margin (124-113 Ma-13At1-14At1) and migrated westward (Bredasdorp Basin, 113-94 Ma-14At1-15At1) (Figure 3.10).

3.5.3.3 92 Ma (Early Turonian): second uplift of the margin

As mentioned before the base Turonian unconformity (15At1 ~92 Ma) is a major unconformity with a change in the morphology of the margin. The topography inherited from the rifting and the transform motion of the AFFZ was cleared and a shelf break margin was formed with clinoforms height reaching 600 m.

This regionally extensive erosional unconformity from a significant regional uplift event (Figure 3.11), as supported by (1) a tilting of the inner margin, (2) an erosion of Cenomanian sediments deposited along the whole margin (biostratigraphic data of McMillan, 1990 and McMillan et al., 1997) and (3) erosional truncations. The geometry of the first onlap termination of sequence S4 is parallel suggesting that significative relief was present before marine flooding.

3.5.3.4 92 to 76 Ma (Early Turonian to Upper Campanian): 'passive' margin

The successive passive infill of the margin was formed by progradational wedges, filling progressively the relief created during the Early Turonian uplift.

3.5.3.5. 76 to 72 Ma (Late Campanian): third uplift of the margin

18At1 (~76 Ma) unconformity records a major relative fall in sea level during Late Campanian time that can be measured, using the height of the downward migration of the offlap-break, at 400-600 m (i.v. 2200 m/s). Even if no tilting is characterized, this amplitude of relative sea level fall cannot be only of eustatic origin (maximum 100m). This indicates a very long wavelength uplift of the whole margin and its hinterland that might be coeval with the incision of valleys in Igoda along the Transkei Swell (Klinger and Lock, 1978).

3.5.3.6. 72 to 0 Ma (Late Campanian-Cenozoic): starved margin

This time period corresponds to a sharp decrease of the sediments supply all over the margin. No uplift is recorded as indicated with the absence of tilting of the topsets and forced regression wedges. The Late Cenozoic (with no more precise dating) is characterized by intense reworking by the oceanic currents.

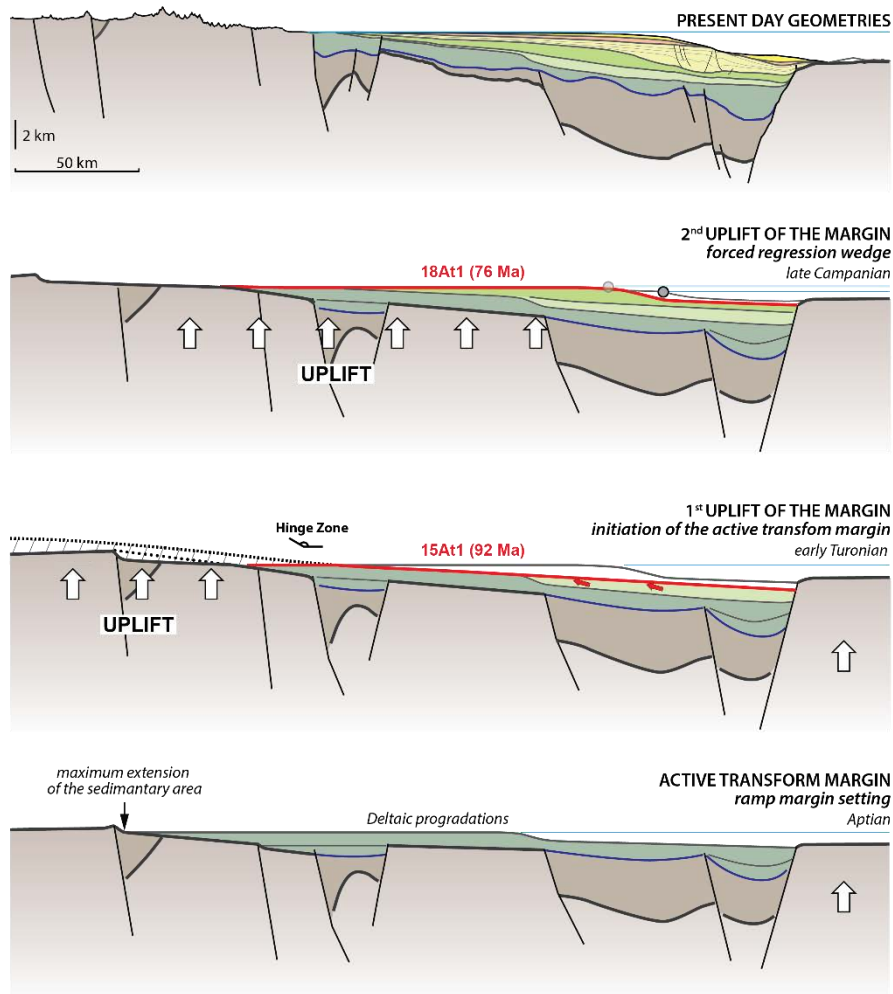


Figure 3.11: Evolution of the topography and depositional systems along a profile from the hinterland to the deepest part of Pletmos and South Outeniqua Basins.

3.6 Discussion

The main question with elevated passive margins is the timing and causes of the uplift with respect to the rift period and, in the case of the transform margin, the relationships between the strike-slip deformations. For these reasons, we successively synthesized and discussed the vertical movements of the Agulhas margin occurring during (1) the rifting stages leading to the AFFZ initiation, (2) the active transform motion of the AFFZ, (3) the passive transform motion of the AFFZ (these kinematics phase of a transform continental margin were originally defined by Mascle and Blarez, 1987).

3.6.1. Successive failed rifts along the Agulhas-Falkland Fracture Zone (AFFZ).

The rifts contemporaneous with the Gondwana break-up of southern Africa are poorly constrained. Thus stratigraphic data (biostratigraphy, lithostratigraphy) from the conjugate margins (Argentina margin and Falkland/Malvinas Plateau) were integrated in this discussion.

The pre-transform history of the Agulhas-Falkland/Malvinas transform margin is complex, punctuated by three successive rifting episodes related to the Gondwana break-up. The extension results probably from a combination of processes, induced by the west Gondwana subduction and the eruption of several mantle plumes (e.g. Dalziel et al., 2013).

3.6.1.1. Triassic to Lower Jurassic continental rifting

Triassic to Lower Jurassic rifting episode is sparsely recorded in the onshore outcrops of the San Jorge and Magallanes Basins (e.g. Uliana and Biddle, 1987; Uliana et al., 1989). Offshore, this sequence is not well characterized. According to Biddle et al. (1986), it could correspond to the deepest infill of the half grabens seismically characterized in the West Malvinas Basin (Galeazzi, 1996, 1998). It might be related to the break-up between South America and Antarctica in a transtensional setting, associated with mantle plume activity (Karoo - Ferrar Province) (e.g. Cox, 1992).

3.6.1.2. Middle Jurassic-Upper Jurassic (i.e. 170-150 Ma) continental rifting

Widespread extensional stress affected the South America-Africa plate during Middle-Late Jurassic times leading to the reactivation of older rift structures in the Magallanes and West Malvinas Basins and the initiation of several NW-SE trending

isolated rifts of (i.e. West Falkland and North Falkland grabens complex; Pletmos, Gamtoos, Algoa and Falkland/Malvinas Plateau grabens complexes).

To the west, the syn-rift infill was composed by continental volcanoclastic deposits of the upper Tobifera Fm (Biddle et al., 1986; Galeazzi, 1996, 1998), which may be as old as 168 ± 3 Ma in the West Malvinas Basin (Yrigoyen, 1989; Galeazzi, 1996, 1998). This formation was part of a middle Jurassic volcanic province known as the Chon Aike province in Patagonia (172 to 153 Ma; Pankhurst et al., 2000). The West and North Falkland grabens were seismically characterized but not drilled (e.g. Richardson and Underhill, 2002).

In the central part of the studied area, within the Pletmos, Gamtoos, Algoa and Falkland/Malvinas Plateau grabens complex, the syn-rift infill was mainly continental clastic (Dingle et al., 1983; Biddle et al., 1996). First marine sediments were recorded on the southern flank of the Maurice Ewing Bank during the Oxfordian times (Thompson, 1977). Temporary marine incursions of the anoxic Falkland sea were recorded in the Outeniqua area by the Colchester Fm (Dingle et al., 1983).

Similar oriented NW-SE grabens were described in the Mozambique Basin (Flores, 1964, 1973; Salman and Abdula, 1995). The syn-rift infill was mainly composed by continental clastic deposits (Belo and lower Lupata Fm), accompanied by the flow of acid lavas in the Zambezi graben dated at 166 ± 10 Ma (Flores, 1964). The continental Red Beds Fm (piedmont facies), not constrained, is thought to be deposited contemporaneously in the southern area of the Mozambique Basin (i.e. Palmeira, Chidenguele and Changani grabens) (Salman and Abdula, 1995). First marine incursion (deltaic facies) was recorded in the Zambezi Basin, during the upper Jurassic (Salman and Abdula, 1995).

This period of extension led to Late Jurassic seafloor spreading in the Mozambique Chanel (Leinweber and Jokat, 2012) and Early Cretaceous seafloor spreading in the Rocas Verdes back-arc basin (e.g. Dalziel et al., 2013), together with the initiation of the thermal subsidence in the Magallanes and Malvinas Basins with the deposition of the transgressive sediments of the Springhill Fm (sag basin) (Brandsen et al., 1999).

3.6.1.3. Upper Jurassic-Lower Cretaceous (i.e. 150-131 Ma) continental rifting

This second phase of rifting was initiated during the Late Jurassic with the onset of (1) a N-S purely extensional rift along the proto South Atlantic divergent-margin and (2) NW-SE isolated grabens along the proto-AFFZ.

The N-S rift along the proto South Atlantic reactivated and/or cut across the earlier North Falkland graben (Brandsen et al., 1999; Lawrence et al., 1999; Richardson and Underhill, 2002). The syn-rift infill was characterized by clastic continental deposits and igneous material. Only the uppermost portion of the syn-rift interval has been drilled along the Atlantic margin of South Africa, providing a Late Hauterivian age (Jungslager, 1999). Biostratigraphic data suggest a Tithonian to Valanginian age in the North Falkland graben (Richardson and Underhill, 2002).

In the Outeniqua area, NW-SE earlier grabens were reactivated together with the onset of the Bredasdorp Basin. The sedimentation still clastic-dominated, with the deposition of continental to shallow marine sediments of Kirkwood and Infanta Fm, whereas open marine conditions (anoxic black shales) prevailed in the Falkland/Malvinas Basin (Dingle et al., 1983).

To the east, the rift phase was marked by the onset of isolated half-grabens presently oriented NW-SE along the proto AFFZ (i.e. Mngazana and Mbotiy Grabens) and the proto Northern Natal Valley divergent margin (i.e. Durban and Zululand Grabens). The syn-rift infill was mainly composed by continental to shallow marine clastic deposits accompanied with igneous material, dated from Berriasian to Late Valanginian (wells ZU1 and ZOE-C, Figure 3.3).

Over Mozambique Basin, widespread fluviatile sediments with flows of alkaline lavas (115 ± 10 Ma; Flores, 1964) still accumulated in the Zambezi graben. To the south, across the Limpopo plain, rifting was marked by the reactivation of the earlier rifts and the onset of the N-S South Mozambique and Mazenga grabens (Lafourcade, 1984).

This phase of rifting coincide with the Agulhas-Falkland/Malvinas transform margin initiation with (1) the Late Valanginian northern Natal Valley break-up (i.e. 134 Ma), followed by (2) the South Atlantic break-up (i.e. 131 Ma). This event is contemporaneous with widespread regional magmatic activity in south-east Africa (Bumbeni-Movene/Mpilo Province, see § 3.2.2) and along the volcanic South-Atlantic divergent margin (seaward dipping reflectors (SDR) and Etendeka Province).

3.6.2 Vertical movements occurring during the active transform motion of the AFFZ (134-92 Ma): first Cretaceous uplift of the South African Plateau

3.6.2.1 The wrench phase, from 134 to 131 Ma

Main discontinuities and stratal pattern changes around 134 Ma (Late Valanginian-1At1) along the AFFZ African Margin with (1) in the Outeniqua Margin a reactivation of the inherited normal faults (graben inversion and strike-slip fault movement - Paton and Underhill, 2004) and formation of wrench basins along the DMZ and (2) in the Durban (Thekwini) Basin the initiation of a flexural regime in a shallow marine setting after the rift phase (§ 3.4.2.2).

This early post-rift evolution of the margin results from the drifting of the Falkland/Malvinas continental plateau along the Agulhas-Falkland Fracture Zone (AFFZ) after the opening of the Natal Valley, from Late Valanginian (first oceanic crust in the natal Valley - Goodlad et al., 1982) to Late Cenomanian (final separation of the Falkland/Malvinas Plateau from the Agulhas Bank - Martin et al., 1982). The Outeniqua Margin is therefore an accommodation zone with respect to the steadier Falkland/Malvinas Plateau. The wrench phase is testified by (1) strike- and dip-slip deformation increasing toward the fracture zone, (2) reactivation of the inner margin inherited rifts and (3) formation of *en-échelon* E-W syn-tectonic basins, perpendicular to the NW-SE Outeniqua grabens, along the Diaz Marginal Ridge. These vertical movements (onset of the *en-échelon* basins) could be expressed by the tilt of the future marginal ridge toward the continent.

3.6.2.2 Active transforms margin, from 131 to 92 Ma

The northeastern part of the Outeniqua Margin (Algoa and Gamtoos Basins) is uplifted around Late Hauterivian (ca. 131 Ma). The uplift progressively migrated toward the west as evidenced by the progressive migration of the accommodation area. This migration led probably to additional uplift in the outer area of the margin along the Diaz Marginal Ridge. The newly created relief in the Algoa and Gamtoos Basins are planated around 124 Ma (Late Barremian).

The Aptian-Albian boundary (SB3 / 14At1) is a major unconformity with a time gap from Late Aptian to Early Albian along the Durban to Zululand-Maputaland Margin (§

3.2.4.4, Kennedy and Klinger, 1975; McMillan, 2003; Shone, 2006), with no evidences of faults activation or tilting, indicating a deformation with a wavelength higher than the basin and without any connection with the transform history of this margin. This deformation is recorded everywhere in Africa (e.g. Guiraud and Maurin, 1991, 1992; Guiraud, 1998) and probably has to be related to a major change of plate stresses (so-called Austrian deformations).

The last evidences of wrench tectonic activity (e.g. flexures on both sides of the outer ridge in the Durban (Thekwini) Basin) are sealed by the Early Turonian unconformity (92 Ma): the African side of the AFFZ is no more a transform margin.

Both the wrench and transform periods are characterized by the progradation of sandy deltaic systems.

3.6.2.2.1 Comparison with onshore thermal histories studies

As mentioned before (§ 3.2.3.2), different apatite fission track analysis (AFTA (e.g. Brown et al., 2002; Tinker et al., 2008a; Wildman et al., 2015)) converged to two Cretaceous cooling periods: 145-130 and 110-80 Ma. Green et al. (2015) focused on the Outeniqua Margin and suggest the occurrence of two exhumation periods: 120-100 Ma and 80-75 Ma, during the post-breakup evolution of the margin.

Our interpretations support the Green and co-authors scenario that suggest the existence of a sedimentary cover over the present-day onshore Outeniqua region that might be - in our interpretation - sediments deposited at time of the maximum sea extension during Early Aptian times.

The discrepancy between the age of the Algoa and Gamtoos Basins uplift coming from our stratigraphic analysis and a cooling event between 120 and 100 Ma in the western part of the margin can be explained by the migration of the uplift toward the west. Therefore, the difference of uplift ages between the two approaches can be consistent.

3.6.2.2.2 Deformation mechanisms

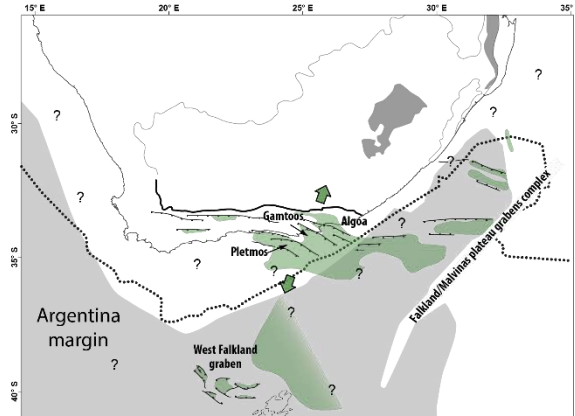
The observed structures of the wrench phase of the Outeniqua Margin (1At1 to 6At1) are characteristic of the onset of a transform margin (e.g. Basile et al., 1993; Basile et al., 2015). By that time and just before the continental break-up of South Atlantic, the relative motion between Africa and South America plates increase and the Outeniqua area became an accommodation area where vertical and horizontal movements occurs. One of the consequences is the uplift of the Diaz Marginal Ridge with the formation of E-W *en-échelon* syn-tectonic basins. The evolution of this type of ridges is a matter of debates (see Basile et al., 2015 for a review). Basile et al. (1993) model suggests that the contact between the colder extended lithosphere (here the one of the Outeniqua Margin) and the hot oceanic lithosphere could induce a thermal uplift of the ridge that forced previous tectonic tilting.

The inversion of the eastern part of the margin and the associated uplift, probably reflect the proximity of Algoa and Gamtoos Basins to the AFFZ, when the Maurice Ewing Bank began its traverse. Drift of the Bank might also explain the progressive migration of the accommodation zone toward the west of the margin and potentially the reactivation of inherited structures as evidenced onshore (Green et al., 2015).

Figure 3.12: Synthetic map of the tectonics events occurring in austral Africa during the middle/late Jurassic and early Cretaceous. Plate tectonic reconstruction based on Martin et al., 1981, 1982.

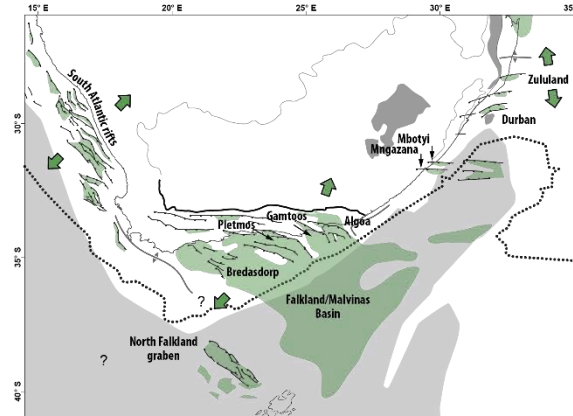
MIDDLE - UPPER JURASSIC (170 - 150 Ma)

Gondwana break-up, 1st continental rifting phase



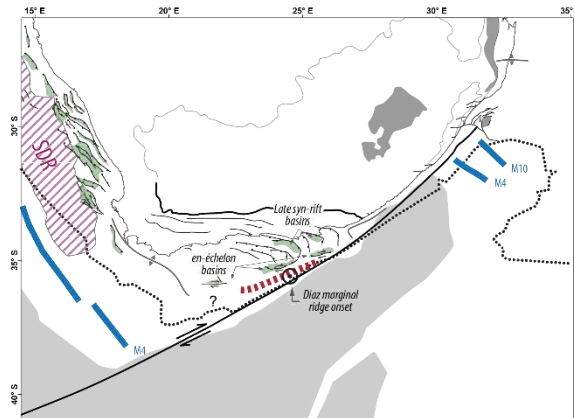
UPPER JURASSIC - LATE VALANGINIAN (150 - 134 Ma)

Gondwana break-up, 2nd continental rifting phase



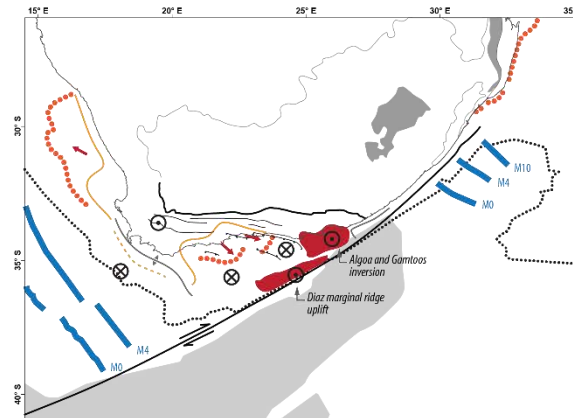
LATE VALANGINIAN - LATE HAUTERIVIAN (134 - 131 Ma)

Agulhas - Falkland/Malvinas transform margin initiation



LATE HAUTERIVIAN - LATE APTIAN (134 - 113 Ma)

Active transform motion of the Agulhas - Falkland Fracture Zone



- | | | | |
|--|--------------------|--|-------------|
| | Zones of erosion | | Rift infill |
| | Shoreline | | Uplift |
| | Offlap - break | | Subsidence |
| | Magnetic anomalies | | |

Figure 12.

3.6.3 Vertical movements occurring during the passive transform motion of the AFFZ (92-0 Ma)

3.6.3.1 The Late Cretaceous uplifts of the South African Plateau

Both the Outeniqua Margin and the Durban (Thekwini) Basin experienced a major short uplift of the margin with seaward tilting around 92 Ma (Base Turonian) as suggested by (i) topsets tilting and truncations of the inner margins, (ii) sharp deepening of the outer margins and (iii) forced regressions records of a relative sea level fall higher than 100 m (maximum values for eustasy). Later, both margins had a different evolution. (1) To the south, along the Outeniqua Margin area, the margin experienced a second uplift during Late Campanian times (around 76 Ma - 18 At1) with an amplitude of 400-600 m. (2) To the north, in the Durban Basin, the margin shows a retrogradational trend with two low amplitude relative sea level falls that might be of eustatic origin. No uplift is recorded.

The 92 Ma uplift is a major change of sedimentary system and submarine topography with a major deepening of the middle to outer margin of the Durban (Thekwini) Margin and a change from a ramp setting with sandy deltaic systems to a true silt-dominated shelf-break margin controlled by thermal subsidence.

From 76 Ma (Late Campanian) to around 40 Ma (Bartonian), no uplift is recorded. This is a quite stable tectonic period with the development of carbonate platforms during Middle Eocene times all around southern Africa (Transkei Swell - Bathurst Fm, Durban Basin, Zululand-Maputaland Margin up to Limpopo Plain - Salamanca/Cheringoma Fm).

3.6.3.2 The Late Eocene? to Early Miocene (40-20 Ma) uplift of the eastern part of the South African Plateau

This uplift is only recorded in the Durban (Thekwini) Basin with a long-lasting progressive uplift from around 40 Ma (poorly dated) to 23 Ma (uppermost Oligocene to transition to Miocene). The Late Eocene unconformity records a major change in the sedimentary systems with the birth of a new siliciclastic system before the growth of a second carbonate platform during Oligocene times. No tilting is recorded. This means a far field uplift probably enhanced by the major climatic operating at the Eocene-Oligocene boundary (here an aridification, Tyson and Partridge, 2000). The uppermost Oligocene is a major relative sea level fall with sharp tilting of the underlying strata and a progressive tilting during Early Miocene times.

This uplift ended at uppermost Early to Middle Miocene times as shown by the tabular sediments of this age unconformably overlying tilted Late Cretaceous sediments (Frankel, 1972; Förster, 1975b). Similar observations were done along the Atlantic Margin of South Africa (Stevenson and McMillan, 2004). This means that the very long wavelength uplift of the South African Plateau is achieved at that time. The only place where uplift occurred after this period is the coastal plain of the southern Transkei Swell, between Port Alfred and East London where Miocene and Pliocene sediments occur at elevation up to 300-400m (more than the eustasy around 50 to 100m) (Maud and Botha, 2000) . This uplift could induced the modern Tugela delta and fan system.

3.6.3.2.1 Comparison with onshore thermal histories studies

Apatite fission track analysis (AFTA - see 2.3.2 - Brown et al., 2002; Tinker et al., 2008a; Wildman et al., 2015) suggest two regional cooling periods during this time interval, 100-80 Ma and 80-75 Ma. The first cooling episode was evidenced along the south and southeast margins of southern Africa, whereas the second one was documented in the south and southwest margins of southern Africa. Our results - two uplifts around 92 and 76 Ma - are in agreement with these data. The Eocene-Early Miocene uplift is not documented by low temperature thermochronology, except by Green et al. (2015) who modelized a third cooling event along the Outeniqua Margin. The absence of cooling event in the AFTA record in the other parts of the margin (e.g. Van der Beek et al., 2002) might be explained by an uplift with low denudation due to an aridification of the climate since Oligocene times. This can also explain the preservation of so old relief in southern Africa.

3.6.3.2.2 Deformation mechanisms

The driving forces for the Late Cretaceous uplifts of southern Africa remains poorly understood (see Rouby et al. (2009) for a review).

The Early Turonian uplift is limited to the Indian Ocean margins of southern Africa. There are no evidences of uplift at that period along the Atlantic Margin of southern Africa, this occurred later during Late Campanian (Braun et al., 2014). The Atlantic side is characterized during Cenomanian times by a major increase of the siliciclastic sedimentary flux (Guillocheau et al., 2012). This period of uplift, coeval with a major denudation onshore, overlaps in age the formation of two large mafic igneous provinces (LIPs) (i.e. Madagascar LIP and Agulhas LIP) and a southern African-scale pulse of

Kimberlite activity. These observations, including the size of the uplifted plateau, suggest a relationship between mantle dynamics and the uplift of the south and southeast margins of southern Africa. Braun et al. (2014) proposed a model by migration of the Africa Plate over the South African Superplume with, first at 92 Ma an westward tilting toward the Atlantic Ocean (explaining the uplift located on the Indian Margin side and the increase of siliciclastic flux) and second a progressive uplift to the west ending at 76 Ma along the Atlantic Margin

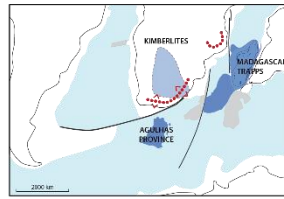
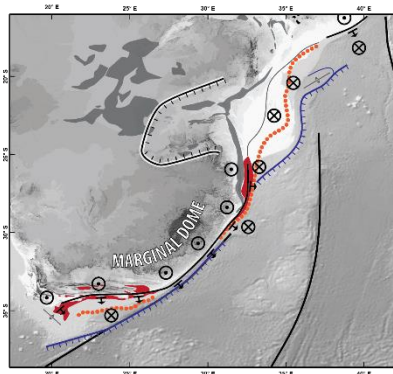
Nevertheless we cannot exclude a role of the AFFZ. In fact according to Martin et al., 1982 and Ben-Avraham et al., 1997, the passive transform motion of the AFFZ started shortly before the magnetic anomaly C34 i.e. between 100 to 90 Ma, the period of the uplift.

Figure 3.13: Synthetic map of vertical movements in austral Africa during A. early Late Cretaceous (~92 Ma), B. late Cretaceous (81-66 Ma), C. Paleogene-Neogene boundary (34-26 Ma). Plate tectonic reconstruction on the right were made using Gplate software, plate circuit modified from Seton et al. (2012). White = continental crust, light blue = oceanic crust, medium blue = Kimberlite provinces, dark blue = large igneous provinces, grey = oceanic plateaus, red lines = uplifted areas.

Figure 3.14: Synthetic chart of the Indian Ocean passive margin of austral Africa: magmatism, oceanic accretions, regional scale deformations and stratigraphic record.

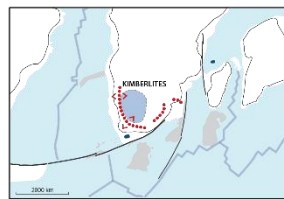
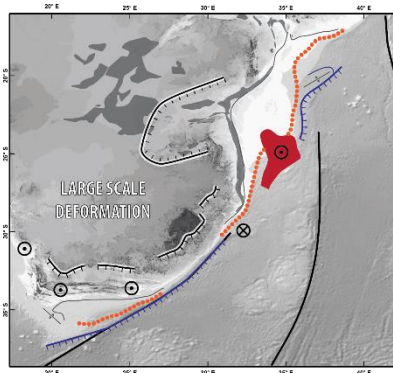
EARLY LATE CRETACEOUS DEFORMATIONS (~92 Ma)

1st South-African Palteau Uplift - early stage



LATE CRETACEOUS DEFORMATIONS (81-66 Ma)

1st South-African Palteau Uplift - late stage



PALEOGENE-NEOGENE BOUNDARY (34-26 Ma)

2nd South-African Palteau Uplift

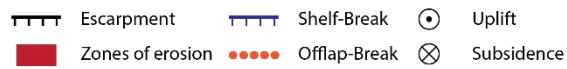
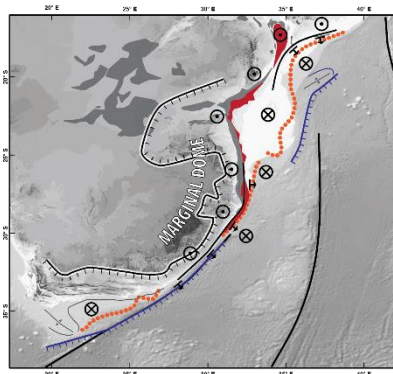


Figure 13.

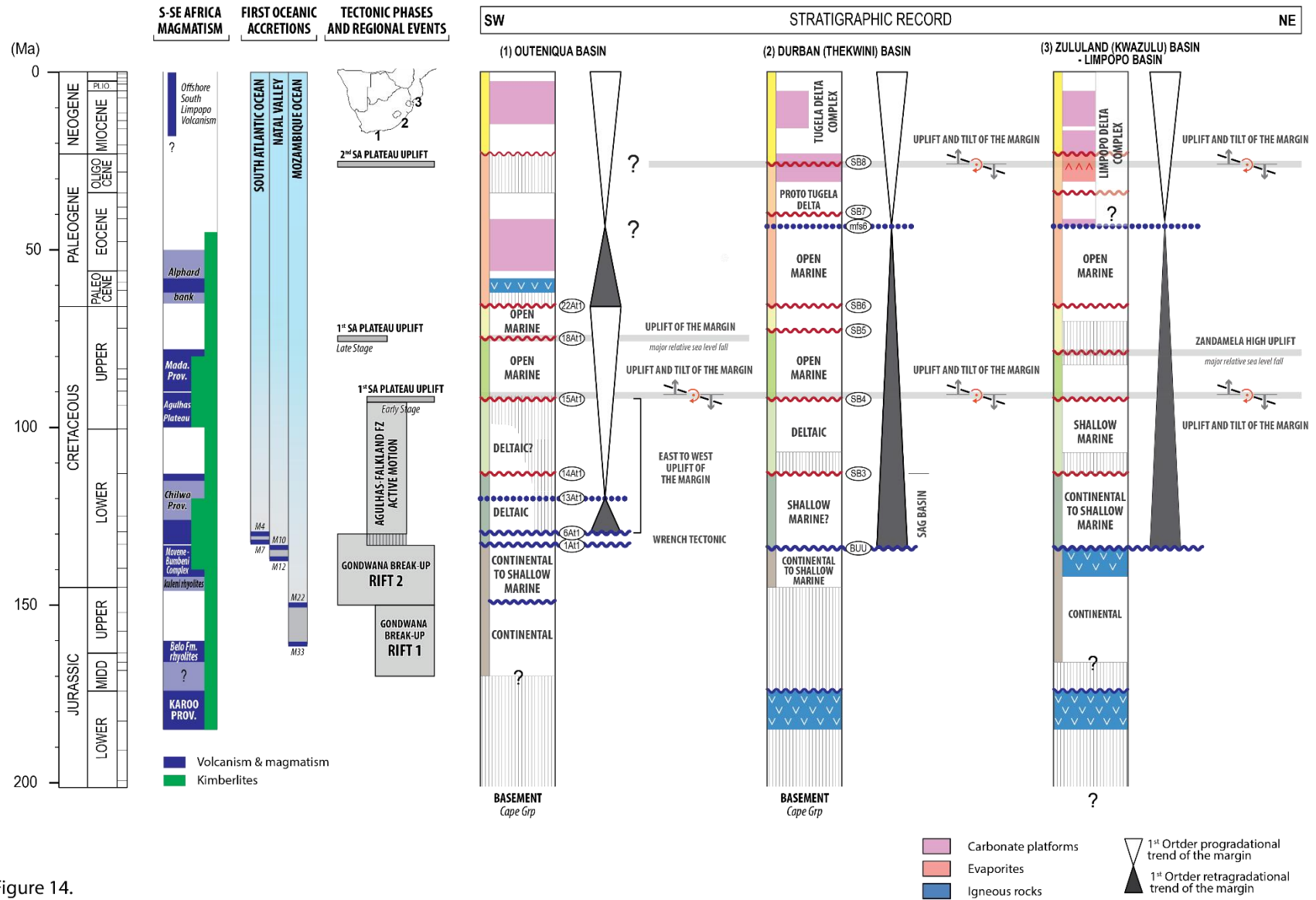


Figure 14.

3.7 Conclusions

The objective of this study was to reconstruct the timing of both, the strike-slip evolution of the Agulhas margin and the uplift of the inland Southern Africa Plateau, analysing the stratigraphic record of the Outeniqua and Durban (Thekwini) Basins located along the AFZZ. This study was based on a sequence stratigraphic analysis. The main results are as follows.

1. **A sequence stratigraphic analysis of two basins based on reevaluated biostratigraphic data for the Durban (Thekwini) Basin:** Second order sequences were defined, 7 in the Outeniqua Margin and 8 in the Durban (Thekwini) Basin. Some bounding unconformities are of the same age over the whole transform margin:
 - Late Aptian Unconformity (~113 Ma) - SB3 or 14At1.
 - Early Turonian Unconformity (~92 Ma) - SB4 or 15At1.
 - Top Maastrichtian Unconformity (~66 Ma) - SB6 or 22At1.
2. **A dated reconstruction of the different steps of the opening of the transform margin from Middle Jurassic to Early Turonian:** 4 steps were defined:
 - Oblique extension-Rift 1 (170-150 Ma) restricted to the Outeniqua Margin and the conjugated Falkland/Malvinas Plateau.
 - Oblique extension-Rift 2 (150-134 Ma) extending all over the margins of southern Africa.
 - Wrench deformation (134-131 Ma) with strike- and dip-slip deformations increasing toward the AFFZ.
 - Active transform margin (131-92 Ma) with an uplift of the north-eastern part of the Outeniqua Margin, progressively migrating toward the west (migration of the accommodation area).
3. **A characterization of two main periods of uplifts after the active transform margin period (since 92 Ma):**
 - A 92 Ma short margin-scale uplift, followed by a second one at 76 Ma located along the Outeniqua Margin.
 - A long-lasting uplift from 40 to 15 Ma limited to the Durban (Thekwini) Basin.
4. **A reconstruction of the successive sedimentary systems along the margin with a major change of configuration at 92 Ma:** onset of a shelf-break passive margin controlled by the thermal subsidence.

5. **The age of the uplift of the South African Plateau is Late Cretaceous in age - confirming the results from thermochronological data - with a reactivation on the eastern part (Durban area) from 40 to 15 Ma.**

CHAPITRE 4: UPLIFT HISTORY OF THE SOUTH AFRICAN PLATEAU: *Insight from the stratigraphic record of the Atlantic margin of Namibia and South Africa*

Guillaume Baby^a, François Guillocheau^a, Julien Morin^a, Jonas Ressouche^a, Cécile Robin^a, Olivier Broucke^b, Massimo Dall'Asta^c

^a: Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, CNRS 263, avenue du Général Leclerc, 35042 Rennes cedex, France

^b: TOTAL, Exploration, 2 place Jean Millier, Tour Coupole, 92078 Paris, La Défense cedex France

^c: TOTAL, Research & Development, avenue Larribau, 64018 Pau cedex, France

**Corresponding author: Guillaume BABY*

Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, OSUR, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

Bât. 15, Bur. 207/1

Email: baby.guillaume@gmail.com

4.1 Introduction

The emerged relief of the Earth is composed of three main types of forms, besides large volcanoes: (1) mountain belts and associated orogenic plateaus, (2) rift shoulders and (3) anorogenic plateaus and plains (Summerfield, 1991). This latter type, plateaus and plains, is the specific reliefs for most of the interior of the continents (Africa, Australia, eastern parts of both South and North America, northern part of Eurasia, southern India). They represent approximately 70% of the emerged reliefs on the Earth.

Some continents interiors are characterized by large plateaus, planar relief with a mean elevation of 1000 m for a size of several hundreds to several thousand kilometres. The kinematic and causes of these anorogenic plateaus are highly debated.

We here focused on one of the largest anorogenic plateau of the world (more than 3000 m of maximum elevation)-the Southern African Plateau. The objective of this study is to constrain the uplift history of this plateau based on an analysis of the stratigraphic record of the adjacent divergent margin, the Atlantic Margin of Namibia and South Africa from Walvis Ridge to the north to the Cape Peninsula to the south. This study is based on a sequence stratigraphic analysis using industrial seismic lines and wells.

The Southern African Plateau (or Kalahari Plateau) is a large-scale topographic anomaly (size higher than 1000 km) classically associated with the lower mantle anomaly-known as the African Superplume- beneath located.

The Atlantic Margin of south-western Africa is subdivided into three basins, from south to north, the Orange Basin, the Lüderitz Basin and the Walvis Basin (Figure 1.A), delimited by the Columbine-Agulhas Arch (South Orange), Kudu Arch (Orange-Lüderitz) and Lüderitz Arch (Lüderitz-Walvis). At the first order, the post-rift infilling is a quite thin retrogradational wedge overlain by a thick progradational wedge, first highly aggradational and then highly progradational during the uppermost Cretaceous. The Cenozoic is mostly retrogradational

4.2 Geological setting

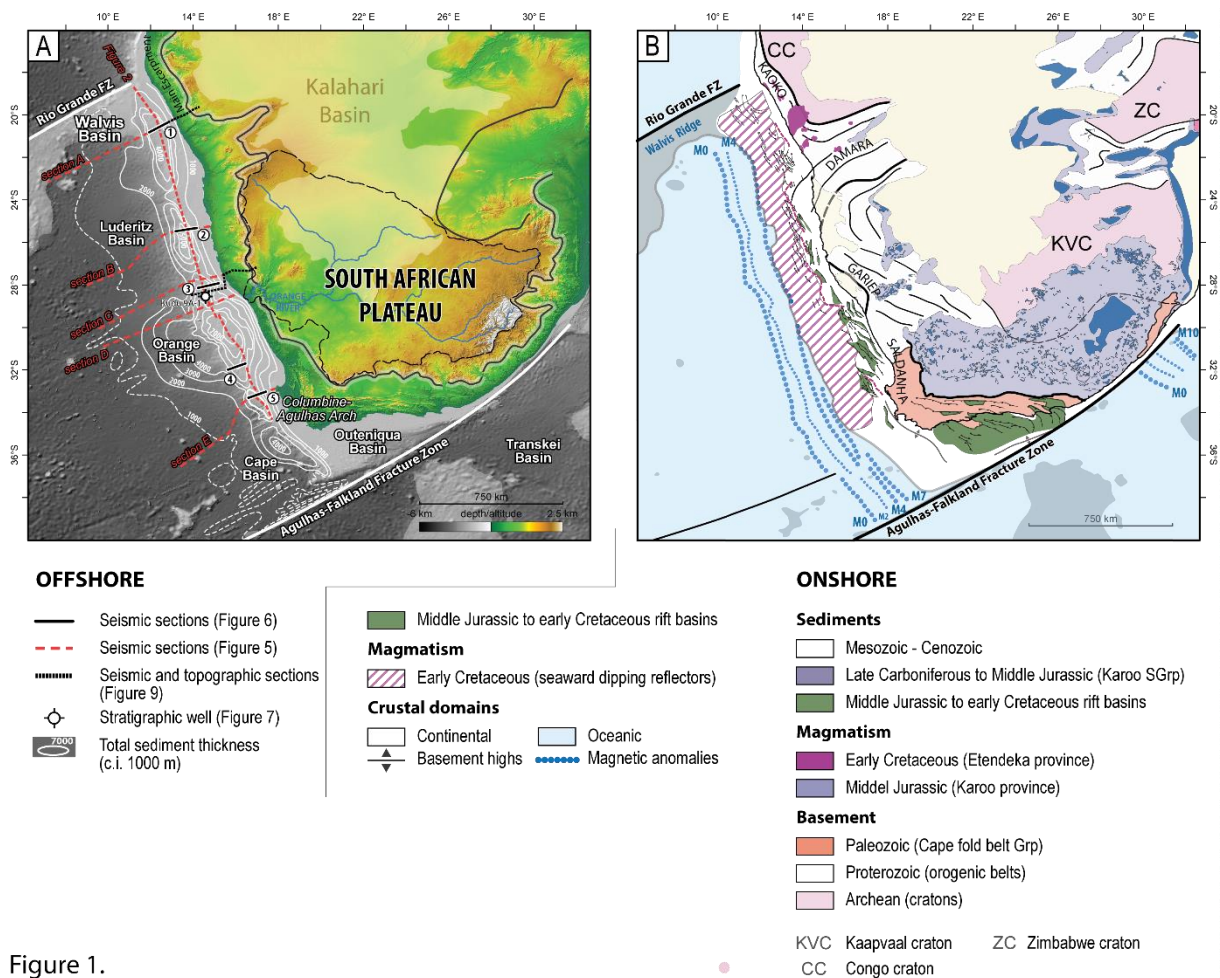


Figure 1.

Figure 4.1: Topographic and geological setting of southern Africa and location of seismic and well data presented hereafter. A. Onshore, southern African topography showing the Orange River, its catchment (dashed line), the Main Escarpment (grey line) and the Kalahari Basin extend (Haddon and McCarthy, 2005). Offshore, contours lines of the post-rift total sedimentary thickness are shown in white (this study, dashed line after Exxon, 1985). B. Simplified map illustrating the basement tectonic framework of southern Africa.

4.2.1 The Atlantic Margin of Namibia and South Africa

4.2.1.1 Structural setting

The southwest African Margin is the classical example of a volcanic margin (e.g. Gladchenko et al., 1997, 1998; Bauer et al., 2000; Corner et al., 2002) characterized by a thick (> 3 km) sequence of seaward-dipping reflectors (SDR's) that results from sub-aerial basaltic flows at time of the break-up of the continent.

The basement of the inner margin is Neoproterozoic to Early Cambrian in age and structured at the time of the Pan-African Orogeny (see Frimmel et al., 2011 for a review). The subsidence distribution is controlled by the different segments of this orogenic belt (Clemson et al., 1997; Corner et al., 2002), from north to south, (i) the Kaoko Belt, (ii) the Damara Belt - oblique-to-coast, (iii) the Gariiep Belt and (iv) the Saldanha Belt (Figure 4.1.B).

The onset of rifting is poorly constrained. By analogy with the Outeniqua Basin (e.g. Dingle et al., 1983) it is likely that rifting starts during the Middle-Late Jurassic (ca. 160 Ma). Several half-grabens and grabens are distributed along the inner margin partly overlain by the SDRs located seaward (Clemson et al., 1997). The age of these rifts are debated, some of them might be Triassic at time of the Karoo extension (Clemson et al., 1999). The SDRs are time equivalent to the Parana-Etendeka Large Igneous Province (Marsh et al., 2001; Koopmann et al., 2014, 2016)

It is generally acknowledged that the magnetic anomaly M4 (ca. 131 Ma; Gradstein et al., 2012) marks the onset of the conventional seafloor spreading that led to the South Atlantic Ocean. Chron M7 (ca. 132 Ma; Gradstein et al., 2012) has been suggested as the oldest determinable magnetic anomaly in the southern portion of the Orange Basin (Moulin et al., 2010). South Atlantic opened from south to north in a zipper-like succession.

4.2.1.2 Post-rift basin infilling

4.2.1.2.1 Offshore domain

The post-rift infillings are quite thick siliciclastic sedimentary wedges (4-7 km Aizawa et al., 2000) distributed along the three main basins, Orange, Lüderitz and Walvis.

The post-rift infilling (e.g. Emery et al., 1975; Dingle et al., 1983; Light et al., 1993; Brown Jr. et al., 1995; Aizawa et al., 2000; Holtar and Forsberg, 2000; Paton et al., 2008) has been extensively studied in South Africa with the test of the seismic stratigraphic concepts by Brown Jr. et al. (1995) with the recognition of 33 third order sequences for the Cretaceous post-rift history. More recently Paton and co-authors (2008) defined four megasequences, one syn-rift, one transitional (Late Hauterivian-Aptian), two during the drift (Aptian-uppermost Cretaceous and Cenozoic). Hartwig et al. (2012) recognized a major tilting of the Orange basin during Late Campanian coeval of large slumping and gravity tectonics (see also de Vera et al., 2010; Dalton et al., 2016).

4.2.1.2.2 Onshore domain

The onshore outcropping sediments are mainly Cenozoic in age, with the notable exception of the marine Turonian sediments of Wanderfeld IV (Sperrgebiet, South Namibia). Cenozoic sediments extend from the south (Saldanha Peninsula - Cape) to the north (Skeleton Coast - northern Namibia). The most extensive succession is located in the southern Namibia (Sperrgebiet area, Pickford, 2015) with the following succession (1) weatherings of the basement (laterite), (2) silcretes (Pomona Fm) and lacustrine carbonates (Ystervak Fm of Lutetian to Bartonian age), (3) a Priabonian (Siesser and Miles, 1979) marine flooding (Langental Fm), (4) a fluvial incision, (5) Early Miocene (Elisabeth Bay Fm) and Late Miocene (Gembokstal Fm) continental infilling of the valleys and (6) aeolian deposits (Late Miocene to Pleistocene).

The downstream part of the Orange incised valleys is filled by alluvial terraces dated (Pickford and Senut, 2003) at 18-19 Ma (uppermost Early Miocene), 6 Ma (uppermost Late Miocene) and 2-3 Ma (Pliocene-Pleistocene transition). Along the Atlantic coast of South Africa (Pether, 1986; Roberts et al., 2011), the coastal plain is filled by (i) alluvial deposits of Middle to Late Miocene, (ii) a marine flooding of Late Miocene age and (iii) Pliocene coastal plain sediments.

4.2.2. South African Plateau: physiography and uplift history

The margin onshore domain (Figure 4.1.A) is a succession of three types of landforms: (1) the interior plateau with low relief (planation surface with inselbergs), (2) a prominent Main (or Great) Escarpment and (3) a dissected coastal region on which are preserved seaward some sediments. The drainage pattern is mainly the fact of the Orange River that flows westward into the Atlantic Ocean, draining a large portion of the plateau interior whereas the coastal region is characterised by small catchments bounded by the Main Escarpment, with short parallel rivers oriented perpendicular to the coastline.

Permian marine sediments preserved on the Plateau indicate it was at sea level at 290-270 Ma (Catuneanu et al., 2005). It has likely been terrestrial since that time but the timing and mechanisms of topographic developments still debated. The high elevated South African Plateau is regarded as the expression of the surface upwelling caused by flow in the underlying mantle associated with the African Superplume (Nyblade and Robinson, 1994; Gurnis et al., 2000; Nyblade and Sleep, 2003).

4.2.2.1. Uplift: thermochronometry approach

The low temperature thermochronometry studies (Apatite Fission Track and (U-Th)/He on apatite) performed along the high elevation continental margin of south-west Africa (Gallagher and Brown, 1999a, 1999b, Raab et al., 2002, 2005; Kounov et al, 2009; Brown et al., 2014; Wildman et al., 2015, 2016) and in the plateau interior (Stanley et al., 2013, 2015) agreed for two punctuated episodes of exhumation (i) during the Early Cretaceous (ca. 140-120 Ma) and Late Cretaceous (ca. 100-70 Ma). These two denudation pulses had been linked with an increase of sedimentary flux along the Atlantic Margins of southern Africa (Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012).

4.2.2.2. Uplift: geomorphological approach

The Southern African Plateau is characterized by stepped planation surfaces. Following Du Toit (1933) and is famous “Crustal movement as a factor in the geographical evolution of South Africa”, King and following authors tried to use these planation surfaces as a record of uplift. The weak point of this approach is the poor dating of the surfaces.

(i) King developed a polycyclic model for the growth of the South African Plateau (e.g. King, 1948, 1949, 1982) defining three main stepped pediplains, from the highest to the lowest, (1) the ‘Gondwana Surface’ considered to be of Jurassic age, (2) the ‘African Surface’ of late Cretaceous to Eocene age and (3) the ‘Post-African Surface’ of late Cenozoic age. Each pediplain was supposed to be related to pulses of tectonic uplift.

(ii) Partridge and Maud, 1987 modified the King’s original model and recognized three major planation surfaces: (1) the ‘African Surface’ of early Cretaceous to Miocene age, (2) the ‘post-African I Surface’ initiated during Miocene and (3) the ‘post-African II Surface’ initiated during the Pliocene. The ‘African Surface’ is interpreted as a remnant relief initiated during the continental break-up of Gondwana, and is supposed to be uplifted during early Miocene and late Pliocene tectonic pulses.

(iii) More recently, Burke and Gunnell, (2008) suggested that the topography of Africa involved two tectonic cycles: one associated with Gondwana break-up and the formation of the ‘African Surface’, and the second, still active, which began at the end of the Eocene (ca. 40 Ma) with the onset of uplift and rifting in the East African Rift System.

(iv) Recent analyses of river profiles on the South African swell of the South African Plateau support a late Cenozoic (< 30 Ma) uplift (Roberts and White, 2010).

4.2.3. Intraplate magmatism

The South-western African Margin experienced volcanism before its formation with the Karoo Large Igneous Province (LIP) dated at 183-182 Ma for the continental flood basalt event (Duncan et al., 1997; Svensen et al., 2012).

The magmatism coeval with its formation is the Paraná-Etendeka LIP, which comprises continental flood basalts, intrusive complexes and mafic dyke swarms that extend from Cape Peninsula to the south to southern Angola to the north. The volcanic activity range in age from 138 to 128 Ma (Trumbull et al., 2007 and references therein). The onset of the continental flood basalts was dated at 133 Ma (Jerram et al., 1999).

The post-rift magmatism is an intraplate alkaline magmatism made up of Kimberlites, phonolites, nephelites distributed for kimberlites in two ages classes with pulses at 120 and 90 Ma (Jelsma et al., 2004). Other alkaline intrusive bodies were emplaced during Upper Cretaceous and Tertiary with three separate events (ca. 92-84 Ma; 77-60 Ma; 52-32 Ma), the last one being closed from the Atlantic Margin, with the Klinghardt province in the Sperrgebiet (e.g. Reid, 1990, Miller, 2011)

4.3. Materials and methods

4.3.1. Data

Three types of data were combined: reflection seismic profiles, industrial wells (well logs, cuttings, biostratigraphic report) and outcrops. The reflection seismic database consists of (i) an extensive set of offshore industrial 2D seismic reflection data (around 420 000 km) made available by TOTAL company, shot between the 1980's and 2000's and (ii) public 2D seismic reflection data (Lamont–Doherty Earth Observatory). Twenty one wells have been used to constrain seismic interpretations. The studied onshore outcrops are located in Southern Namibia in the Sperrgebiet area.

4.3.2. Seismic Stratigraphy

The stratigraphic analysis of the seismic profiles was based on the principles of seismic stratigraphy using to complementary methods: (1) the classical approach

originally defined by Mitchum et al., 1977 based on the characterization of seismic facies and the stratal termination patterns *i.e.* onlap, toplap, downlap, truncation and (2) the migration of the shoreline (offlap break) through time (Helland-Hansen and Martinsen, 1996; Helland-Hansen and Hampson, 2009). The objective is to define depositional sequences, stacking of genetically related regional packages called system tracts (Vail et al., 1977) bounded by key surfaces, resulting from changes in the balance between accommodation space (the space created by lithosphere deformation and eustasy - Jervey, 1988) and sedimentary flux (siliciclastic supply from the continent and in situ sediment production e.g. carbonates). These sequences record a seaward and landward migration of the shoreline through time, *i.e.* a progradation (regression) followed by a retrogradation (transgression).

We use the terms formalized by Catuneanu et al. (2009) for both the key bounding surfaces and stratal units (= system tract). Three main surfaces are defined: sequence boundary (SB) or unconformity during the regression at time of accommodation space removal, maximum regressive surface (MRS) at the end of a regression (progradation), and maximum flooding surface (MFS) at the end of a transgression (retrogradation). Four main stratal units are recognized, three (HNR, FR, LNR) during the regression (progradation) and one (T) during the transgression (retrogradation).

- The Highstand Normal Regressive deposits (HNR = Highstand System Tract or HST of Posamentier and Vail (1988)) are the stratal unit bounded between the MFS and the Unconformity during the onset of the regression.
- The Forced Regressive deposits (FR = Falling Stage System Tract or FSST of Posamentier and Allen (1999)) correspond to basinward shift of the sedimentation contemporaneous of an aerial erosion onshore, the subaerial unconformity (SU).
- The Lowstand Normal Regressive deposits (LNR = Lowstand System Tract or LST according to the emended definition of Catuneanu et al. (2009)) are the stratal unit bounded between the Unconformity and the MRS during the end of the regression.
- The transgressive deposits (T = Transgressive System Tract or TST of Posamentier and Vail (1988)) is bounded by the MRS at the base and the MFS at the top and correspond to the transgression (retrogradation).

Gravitary deposits mainly occurred at time of the Forced Regressive deposits (FR) as coarsed-grained lobes (= Basin Floor Fan or BFF of Posamentier and Vail (1988)) overlapped by Slope Fan during the LNR and early T deposition on the shelf.

Formally, depositional sequences are defined between two unconformities (=sequences boundary), whereas genetic sequences or stratigraphic cycles are defined between two MFS.

Depositional sequences are hierarchized according to their duration (Vail et al., 1991). Here we focused mainly on second order sequences (duration of several tens of million years) tectonic dominated during sequence boundary formation (Vail et al., 1991; Jacquin and de Graciansky, 1998), nevertheless some third order sequences (duration of several millions years) of eustatic origin (Strasser et al., 2000; Boulila et al., 2011) are characterized.

4.3.3. Isobath and isopach (thickness) maps

Nine isobaths maps, i.e. present-day depth maps of a time-line and eight isopach maps, i.e. sediment thickness maps expressed in metres were calculated. Time to depth conversion has been carried out using a simple polynomial function based on checkshot surveys. [$z = 0.0002 \times t^2 + 0.9245 \times t$, with z the depth below the seabed and t the two-way travel time below the seabed]. Time-depth conversion and the kriging of the 2D seismic dataset for the calculation of the isobath and isopach maps were performed with the 'Sismage' software suite (TOTAL's proprietary software).

4.3.4. Uplift characterization

The uplift of passive margin can affect the whole margin or parts of it (e.g. only the inland erosional domain). The stratigraphic record of an uplift can be: (1) a tilting of the margin sediments with angular unconformity, (2) a major relative sea level fall and (3) an increase of the siliciclastic sediment supply.

A tilting of a passive margin results from an uplift of the inner part of the margin (coastal plain and upstream catchments) and a subsidence of the outer part. The uplifted domain is eroded and overlapped by subtabular sediments truncating underlying tilted sediments (angular unconformity).

An uplift of the margin over the shoreline led to a major relative sea-level fall and then to a sharp downward shift of the shoreline, known as a forced regression (Posamentier et al., 1992; Helland-Hansen and Martinsen, 1996; Helland-Hansen and Hampson, 2009) corresponding to the Falling Stage System Tract (FSST) of Posamentier and Allen, 1999 or to the Forced Regressive deposits (FR) of Catuneanu et al. (2009).

Because these forced-regressions can be either of eustatic or tectonic origin, the amplitude of the relative sea level fall has to be higher than the maximum rate of sea level (around 100 m according to Miller et al. (2005)).

An increase of the siliciclastic sediment supply can record an uplift, but also a major climate (precipitation) change or a drainage reorganisation (e.g. drainage capture). This criteria is not a sufficient condition to discriminate an uplift.

4.4. Post-rift stratigraphy of the margin

4.4.1. Age model

Sequences main surfaces (Unconformity, MFS, MRS) were dated by biostratigraphy with the characterization of biozones of planktonic foraminifers and calcareous nannofossils. Microfossil lists of some wells (DSDP 361, O-A1, Kudu 9A1, 2212-13-1) were re-evaluated by the biostratigraphic experts of TOTAL (Figure 4 for location). They also provide new informations on the depositional environments evolution of these wells.

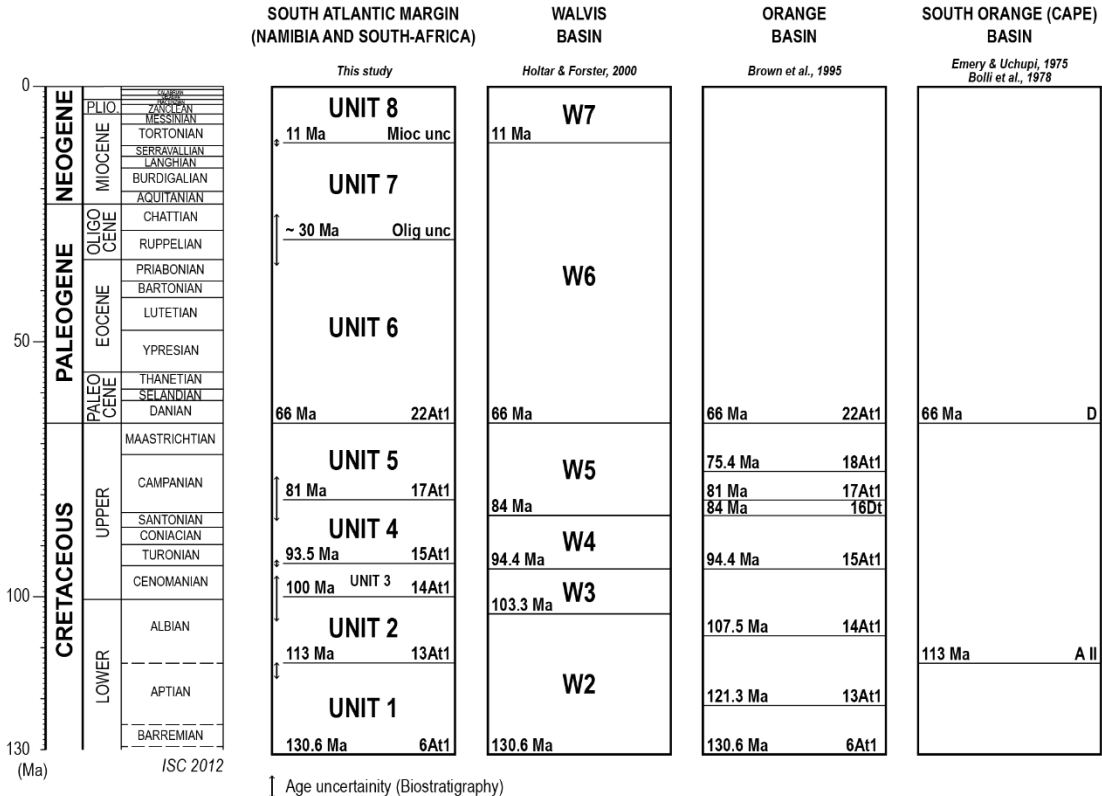


Figure 2.

Figure 4.2: Chronostratigraphy of the SW African margin showing seismic markers and ages of previous studies (Emery et al., 1975; Bolli et al., 1978; Brown Jr. et al., 1995; Holtar and Forsberg, 2000). Calibrated on GTS 2012 (Gradstein et al., 2012). The sedimentary units and the seismic markers referred to in this study are shown on the left column. Ages are based on re-evaluated biostratigraphic data (this study).

4.4.2. General physiography of the margin

The total sediment thickness map of the margin (Figure 4.3.A) confirms that the post-rift infilling of the margin is distributed among three main depocenters, from the north to the south, Walvis, Lüderitz and Orange Basins.

The strike cross-section of the margin (Figure 4.3.B) shows that the basins are at the first order controlled by a segmentation inherited from the Neoproterozoic (Pan-African) belts. In the central part of the margin, the Lüderitz and Kudu basement arches are related to the NNW-trending of the Pan-African Damara Belt. To the south, the Columbine-Agulhas basement arch is related to the NE-SW Saldanha belt and Cape Fold Belt syntaxis (Figure 4.1.A).

Figure 4.3: Structure of the basement and general distribution of the main post-rift depocenters of the SW African margin. A. Post-rift total sedimentary thickness of the margin. Location is given for the section shown in Figure 4.3.B. B. Strike section of the margin. Constructed by combining several seismic profiles converted in depth. Note the occurrence of canyon incisions occurring during the uppermost Cenomanian in the Lüderitz Basin and during the uppermost Upper Cretaceous in the southern Walvis Basin and northern Lüderitz Basin.

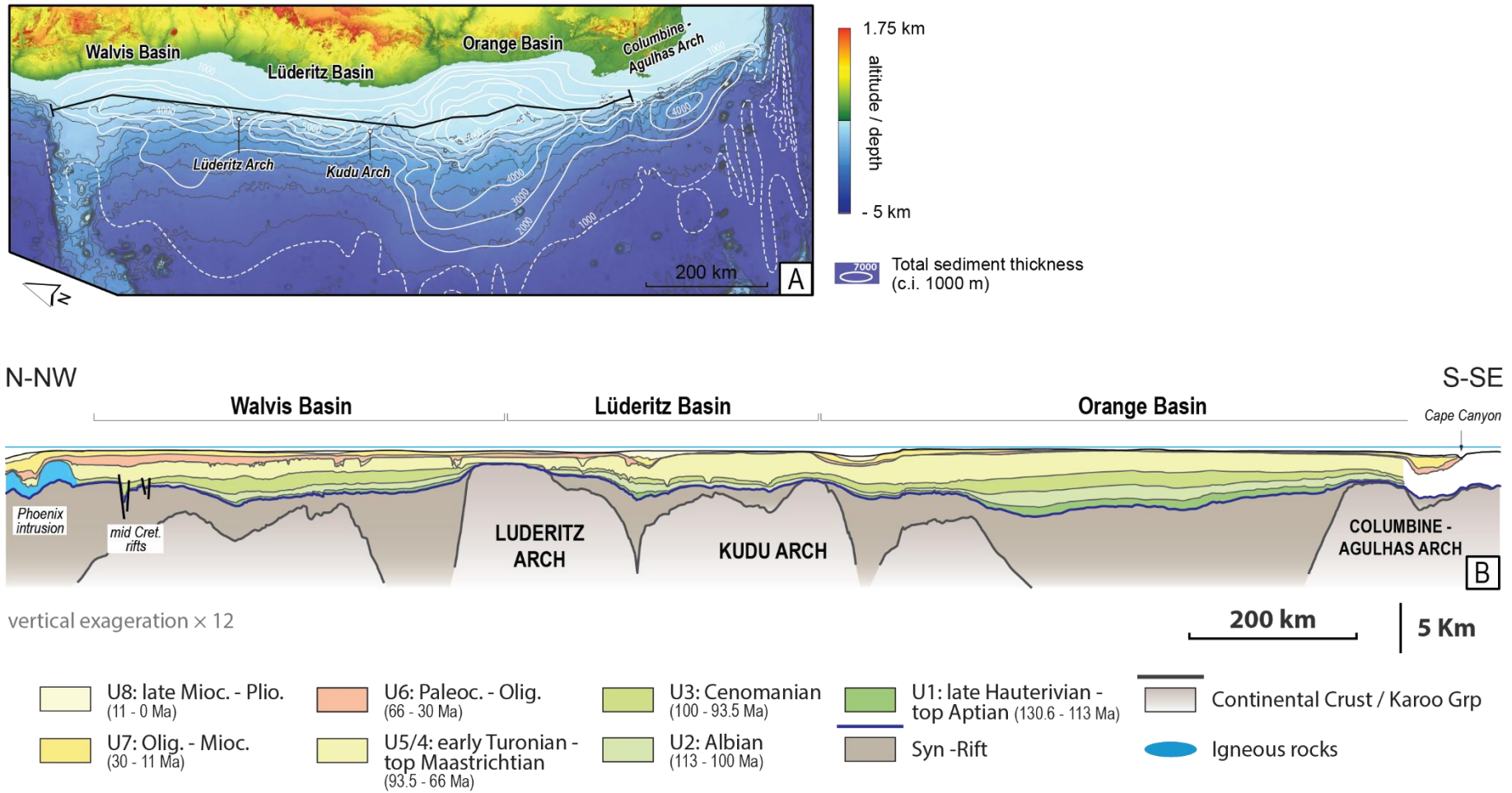


Figure 3.

4.4.3. Sequence stratigraphic analysis at a time resolution of ten to several tens of million years (second order): geometry, facies and deformation

Nine stratigraphic surfaces are here identified all along the margin from the southern Orange Basin to the northern Walvis Basin (Figure 4.2). They can be unconformities (6At1, 17At1, 22At1, Oligocene and Miocene unconformities) or maximum flooding surfaces (13At1, 14At1, 15At1). It is then difficult to define stratigraphic sequences or cycles between surfaces of the same nature. We here defined stratigraphic units that can be defined between (i) unconformity and mfs, (ii) two mfs or (iii) two unconformities. Because of their duration, around ten to several tens million years, those units are called second order units. The main characteristics of these eight units including ages are summarized on Tables 4.1 to 4.3 and Figures 4.4 to 4.6. Five thickness maps (in m) - Early Cretaceous (130.6-113 Ma), late Early Cretaceous (113-100 Ma), early Late Cretaceous (100-93.5 Ma), Late Cretaceous (93.5-66 Ma), Cenozoic (66-0 Ma) - are presented in Figure 4.1.A and Figures 4.3 and 4.4. In addition, four Cenozoic thickness maps for the Walvis Basin are compiled (Figure 4.8), Paleocene (66-59 Ma), Eocene-Oligocene (59-25 Ma), Early Miocene (25-11 Ma), Late Miocene-Present-day (11-0 Ma).

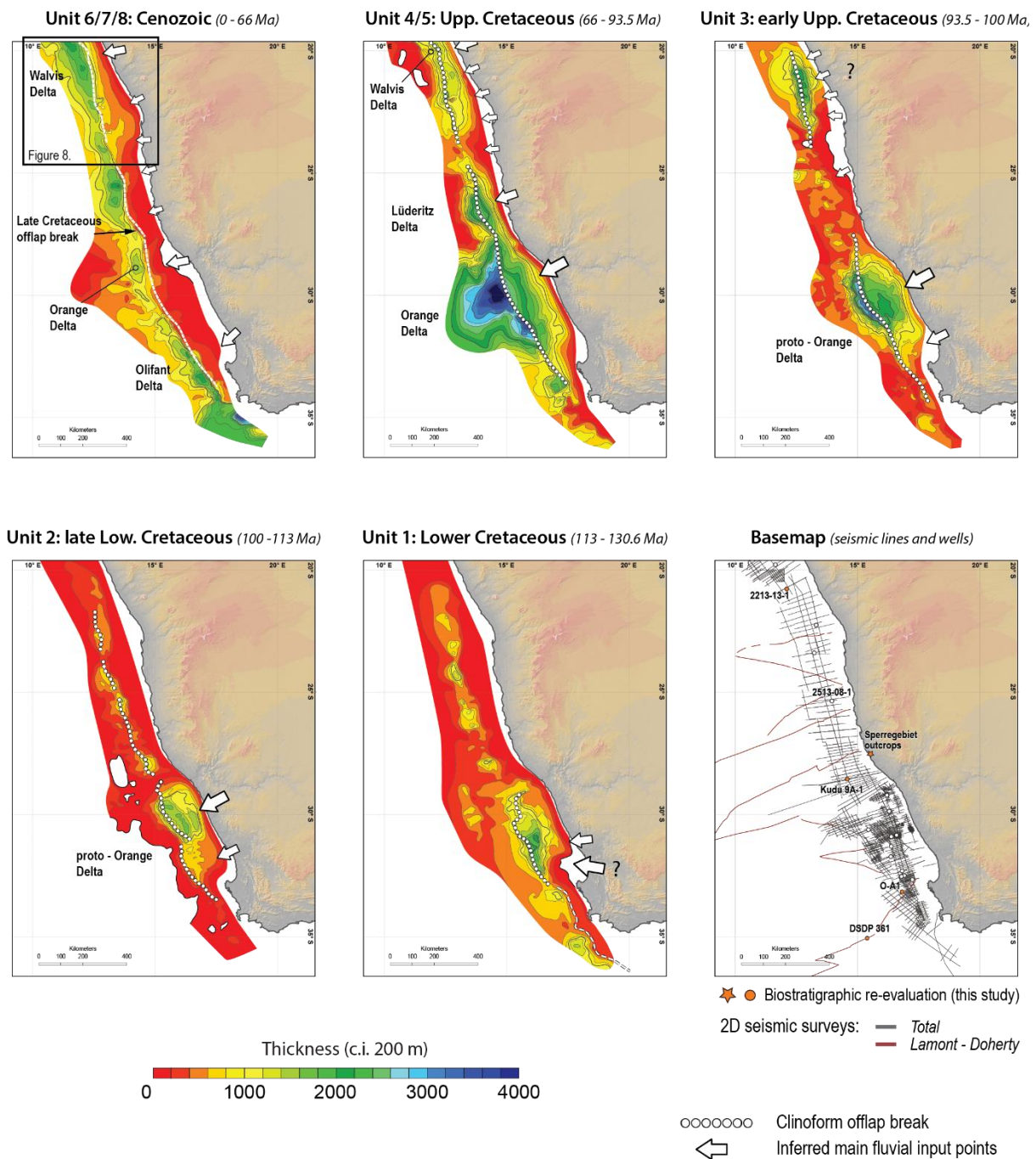


Figure 4.

Figure 4.4: Isopach maps of the SW African margin for five stratigraphic intervals (refer to the chronostratigraphic framework on Figure 4.2). Contours are in 200 m intervals. Basemap shows the data coverage. Open circles = well locations; filled circles and star = re-evaluated biostratigraphic data; lines = seismic reflection profiles.

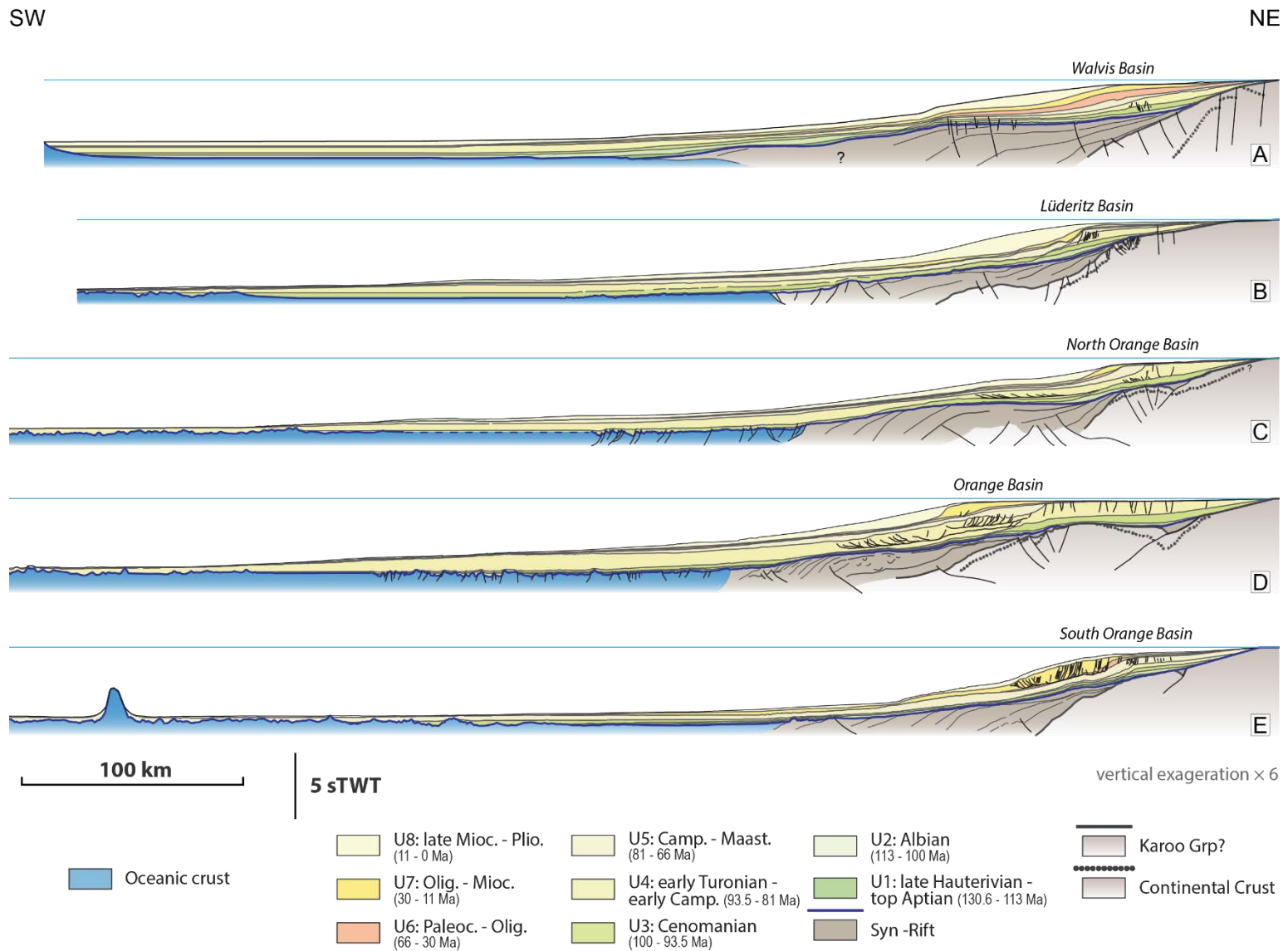


Figure 5.

Figure 4.5: Regional NE-SW seismic sections established with industrial and public seismic data (Lamont-Doherty Earth Observatory, GeoMapApp). See Figure 4.1.A for location.

4.4.3.1 Unit U1: 131-113 Ma (Late Hauterivian (6At1) to top Aptian (13At1))

The base unconformity 6At1 of Late Hauterivian age is classically interpreted as the break-up unconformity, i.e. the period of the first oceanic accretion.

4.4.3.1.1 Walvis Basin

6At1 unconformity is landward onlapped by parallel, semi-continuous reflections (Figure 4.6.1). The main depocenter is located in the southern part of the Walvis basin (from 22°S to 24°S) with up to 800 m of sediment accumulation (Figure 4.4). The Walvis Basin is filled by shallow marine clayey siltstones topped by an organic-rich level (Hodgson and Intawong, 2013). Shallow marine carbonates were deposited to the north (Block 1911 - see Holtar and Forsberg, 2000 for a detailed description). The top of the unit is capped by a well-marked downlap surface interpreted as a second order maximum flooding surface (mfs) corresponding to the 13At1 seismic marker.

4.4.3.1.2 Lüderitz Basin

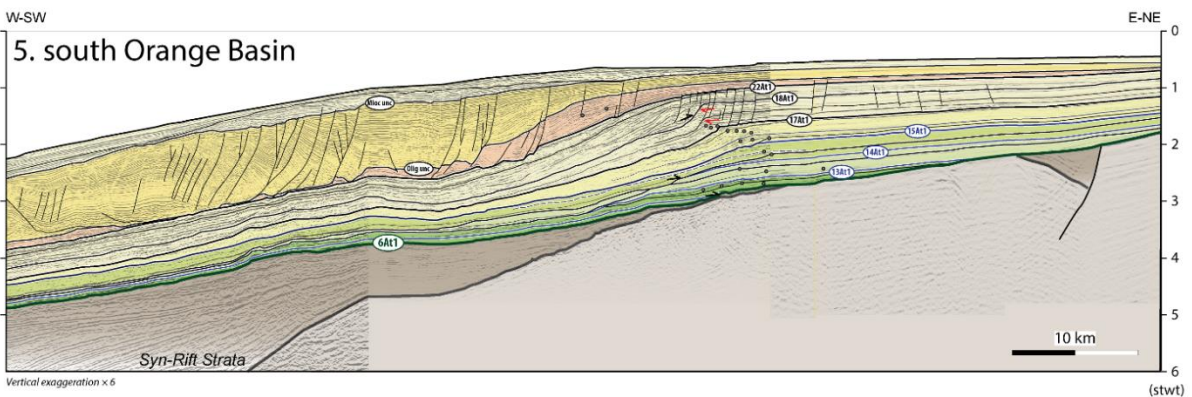
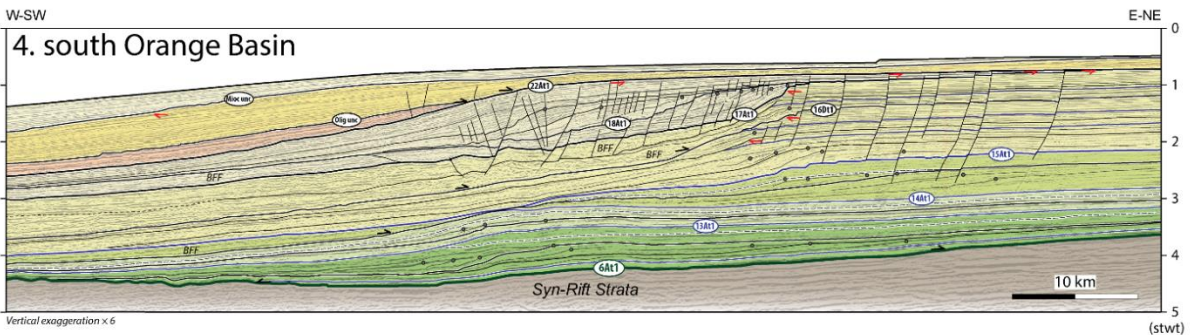
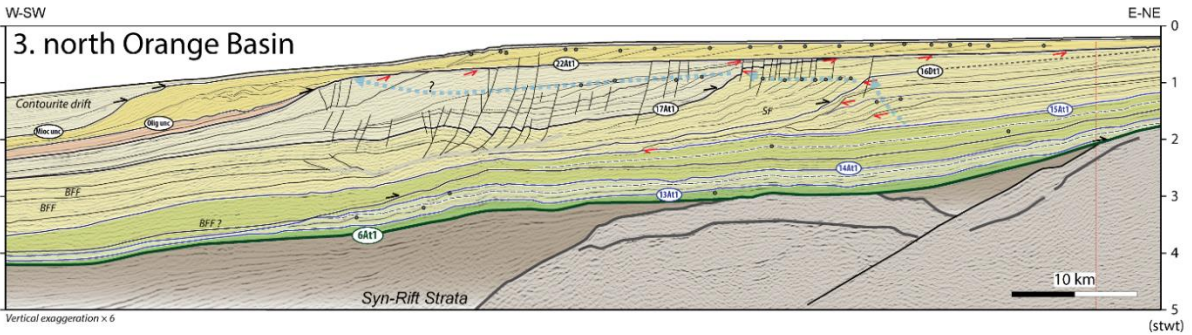
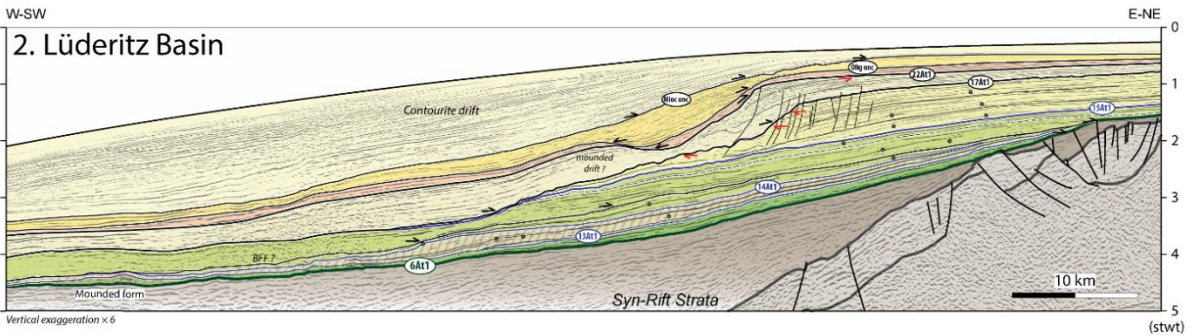
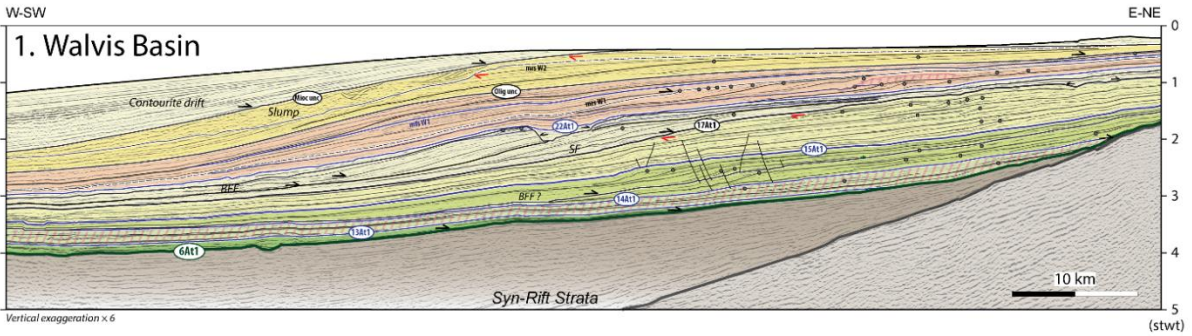
Up to 1200 m of sediments were deposited in the northern part of the Lüderitz Basin. The reflections are more discontinuous and pass laterally into poorly marked clinofolds (Figure 4.6.2). The lithology consists on silty claystones grading to medium to coarse-grained sandstones. In the absence of marine fauna a fluvial-inner deltaic environment is suggested. A noticeable seismic facies of the outer margin are mounded structures that could be either volcanism intrusions or carbonate reefs.

4.4.3.1.3 Orange Basin

To the north on well Kudu 9A-1 (Figure 4.1.A), the sedimentary succession is as follows, from base to top, (i) eolian sandstones and basalts (ii) shallow marine sandstones with carbonate cements, (iii) shelly sandstones that locally pass into lagoonal limestones, and (iv) deeper marine shales (Figure 4.7).

Up to 2400 m of sediments (Figure 4.4) were deposited in the southern part (from 29°S to 33°S) of the Orange Basin. In that zone of maximum deposition (Figure 4.6.4) the sequence is first (1) two progradational-aggradational stacked wedges (HST or HNR) with

topsets made of sub-parallel reflections corresponding to sediments deposited in continental environments (Paton et al., 2008), (2) an unconformity overlain by a forced regression wedge, (3) an aggradational wedge (TST ?) with deltaic clinoforms, stacking of coarsening-upward parasequences (siltstones to glauconitic sandstones (Paton et al., 2008)). The mapping of the offlap-break at the end of U1 shows a sediment supply from a deltaic systems located approximately around 32°S (Figure 4.4).



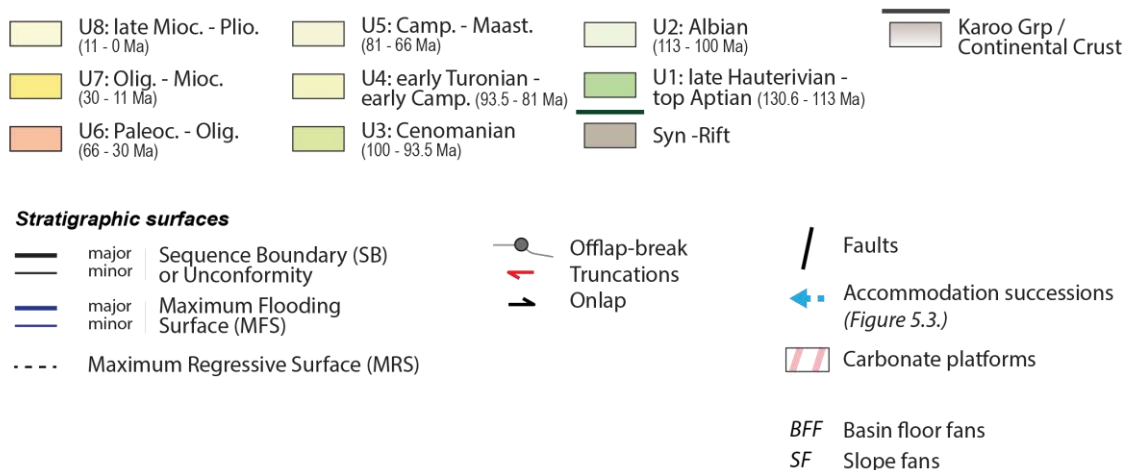


Figure 6.

Figure 4.6: Line-drawings of five seismic profiles imaging the main depocenters of the SW African margin. See Figure 4.1.A for location.

4.4.3.2 Unit U2: 113-100 Ma (top Aptian (13At1) to top Albian (14At1))

The base surface (13At1) was drilled in the southern distal Orange Basin in the DSDP 361 borehole. It corresponds to a hiatus from the uppermost Aptian to the Late Albian (CC7b-CC9a zones) associated with a major environment changes from deep anoxic sediments below to well-oxygenated mudstones above.

4.4.3.2.1 Walvis Basin

This sequence is the first record of a topographic differentiation of the margin with shelf, slope and (*deep*) basin (Figure 4.6.1). The geometry of the coastal onlap over a quite steep basement when geometrically restored using parallel reflections of the topsets as past horizontal, indicates that relief were present at that time and since the break-up unconformity 6At1. The main depocenter is still located in the southern part of the basin with up to 700 m of sediment deposited (Figure 4.4). The low height progradational systems with clinofolds are carbonate platforms (Hodgson and Intawong, 2013).

To the north (see Holtar and Forsberg, (2000) for a detailed description) extension occurred at the end of the sequence as indicated by a grabens system located south of the Walvis Ridge (Figure 4.3).

4.4.3.2.2 Lüderitz Basin

The stratal pattern and the sedimentary systems are very similar to the ones of Walvis Basin, with again a progradational unit here interpreted as a carbonate platform (Figure 4.6.2).

4.4.3.2.3 Orange Basin

To the north on well Kudu 9A-1 silty claystones of prodelta slope are overlain by black shales corresponding to the 14At1 marker (Figure 4.7). The progradational wedges are characterized by small scale clinofolds (low angle, oblique). The topsets are parallel, semi-continuous and discontinuous reflectors interpreted as delta plain facies (Figure 4.6.3).

Up to 1700 m of sediments (Figure 4.4) were deposited in the southern part of the Orange Basin. The stratal pattern in that area (Figure 4.6.4) results from (1) a progradational aggradational wedge (HST or HNR), (2) an unconformity overlain by a progradational-aggradational wedge (LST or LNR) and (3) a retrogradational and then aggradational transgressive system tract (TST or T).

The mapping of the offlap-break at the end of U2 indicates a sediment supply from two different deltaic systems with two main outlets located further south than the present day Orange River mouth, respectively around 29.5°S and 31.5°S (Figure 4.4). Sediment thickness map clearly shows the onset of a proto-Orange Delta (Figure 4.4).

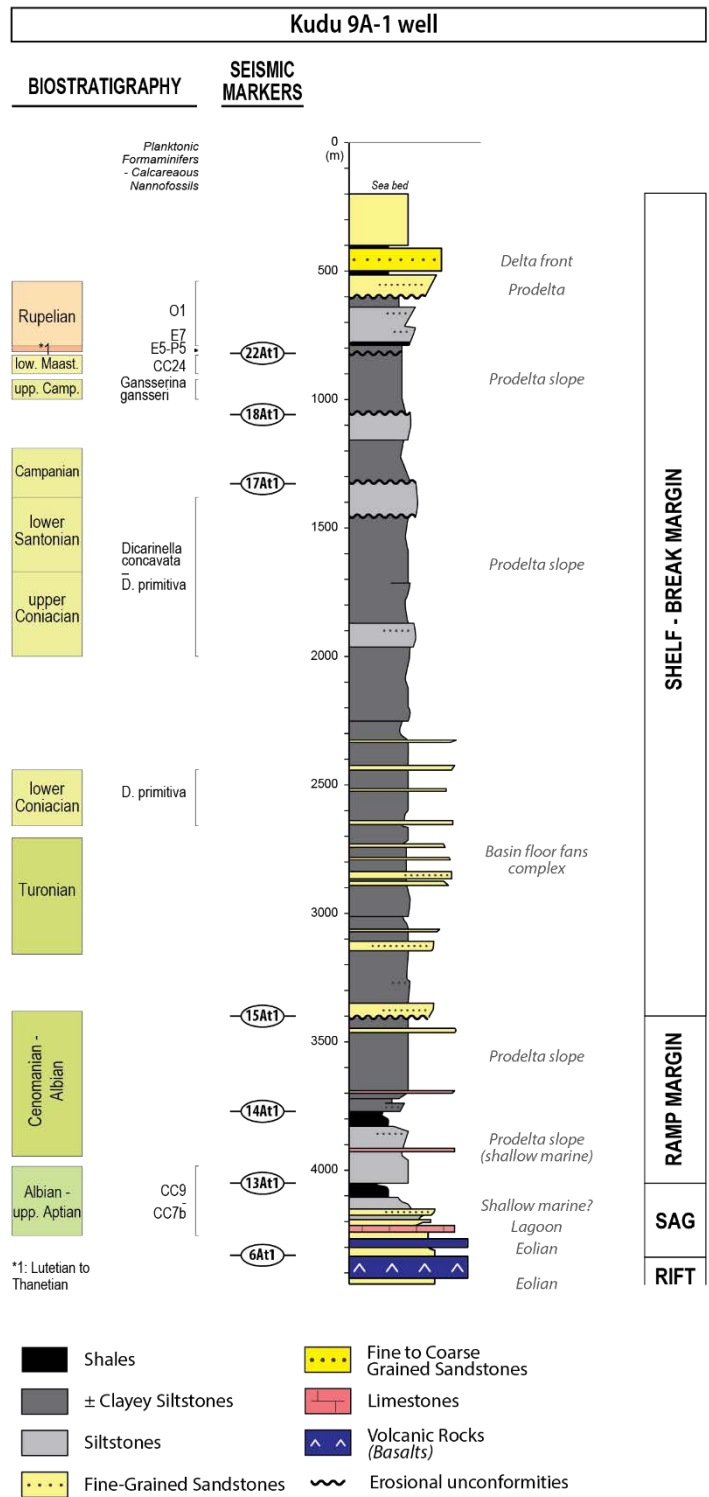


Figure 7.

Figure 4.7: Biostratigraphy, lithology and depositional environments of the well Kudu 9A-1. Age model is based on a biostratigraphic re-evaluation (this study). See Figure 4.1.A for location.

4.4.3.3 Unit U3: 100-93.5 Ma (top Albian (14At1) to Early Turonian (15At1))

4.4.3.3.1 Walvis Basin

The maximum thickness in the central part of the Walvis Basin is 2200 m (Figure 4.4). The outer shelf lithology is dominated by silty claystones.

The stratal pattern (Figure 4.6.1) is (1) an aggradational wedge (HST or HNR) with small-scale clinoforms passing upward to coastal plain deposits (continuous parallel reflectors), truncated by an unconformity, (2) a progradational-aggradational wedge (LST or LNR) with high amplitude clinoforms. The sub-parallel chaotic reflections onlapping the unconformity downward of the shelf are interpreted as basin floor fans deposits (BFF).

4.4.3.3.2 Lüderitz Basin

The sediment thickness map of Unit U3 indicates that the Lüderitz Basin was a less subsiding domain than the Walvis and Orange Basins (Figure 4.4).

Three system tracts were recognized (Figure 4.6.2), (1) an aggradational wedge (HST or HNR) with small-scale clinoforms, (2) an unconformity overlain by a backstepping sandy basin floor fans (BFF) and above a lowstand system tract (LST or LNR) and (3) an aggradational transgressive system tract (TST or T) mainly preserved on the topsets. Wells data indicate that the topsets facies are made up fine to medium-grained sandstones, with no marine fauna, suggesting a deltaic plain environment. Canyon incision occurred at the top of the unit, probably during the uppermost Cenomanian (Figure 4.3).

4.4.3.3.2 Orange Basin

The stratal pattern of Unit U3 in the northern part of the Orange Basin (Figure 4.6.3) is similar to the one of the Lüderitz Basin. Both Kudu 9A-1 well and to the south, DSDP 361 well drilled deep marine silty claystones (see Figure 4.4 for location). More than 3000 m of sediments were accumulated in the proto-Orange Delta (Figure 4.4).

4.4.3.4 Unit U4: 93.5-81 Ma (Early Turonian (15At1) to Early Campanian (17At1))

Unit 4 is bounded at its base by a downlap surface - major maximum flooding surface (15At1 marker) (Figure 4.6.1), passing to the outer margin to a strong and

continuous reflectors. Well data intersected deep marine claystones with a high organic matter content (Oceanic Anoxic Event OAE2). Unit U4 is a large progradational-aggradational wedge (HST or HNR) (clinoform high between 150 and 200m) with well-balanced sediment preservation between clayey deep marine sediments (bottomsets) and the shelf (topsets). The physiography of a passive margin (shelf, slope, deep-sea plain) was acquired at that time.

4.4.3.4.1 Walvis Basin

Smaller-scale low angle clinoforms are stacked on the previous topsets confirming their shelfal nature, the shoreline being the offlap-break of these little clinoforms. This large mud-deltaic system was called Walvis Delta (Aizawa et al., 2000).

The main depocenter of U4 is located landward with up to 1300 m of sediment accumulation on the delta.

An important volcanic dome called the Phoenix volcano (Holtar and Forsberg, 2000), is located in the eastern termination of the Walvis Ridge (Figure 4.3). This volcano is bounded by the 15At1 and the 17At1 seismic markers indicating a Turonian to Campanian age (93.5-81 Ma).

4.4.3.4.2 Lüderitz Basin

The stratal pattern is very similar to the one of the Walvis Basin, with small-scale, low angle clinoforms stacked over the shelf in an aggradational trend (Figure 4.6.2). The lithology (wells data) is dominated by claystones interbedded with siltstones and sandstones, interpreted as delta slope and delta front deposits.

Thickness map of the unit U4 and U5 (Figure 4.4), indicate that the Lüderitz Basin became an important depocenter of the margin at that time, with up to 2000 m of sediment accumulation. The maximum of thickness of U4 is located in the southern area of the basin. Thickness map of the Unit U4 and U5 in Figure 4.4, suggest the presence of a separate trunk drainage driving progradations into the margin at approximately 26°S.

4.4.3.4.3 Orange Basin

The second order aggradational highstand system tract (up to 2500 m of sediment accumulation) is the superimpositions of several third order sequence (see Brown Jr. et al., 1995 for a detailed description). Third order Highstand system tracts (HST) are

characterised by inter-bedded, parallel semi continuous and discontinuous reflections forming low angle clinoforms, in the middle and inner shelf. Lowstand system tracts (LST) show much higher clinoforms (> 300 m of amplitude) located in the outer shelf (Figure 4.6.3 and 4.6.4). Wells data indicates that the delta is largely mud dominated in the inner and outer part of the margin (Figure 4.7).

The 16Dt1 unconformity (84 Ma) record a change in the facies partitioning of the basin evolving from an aggradational to a progradational trend (Figure 4.6.3). After 16Dt1, slope fans (SF) and basin floor fans (BFF) are deposited in the middle and outer margin (Figure 4.6.3 and 4.6.4) and exported (Figure 4.5) over large distances (> 200 km) in the outer part of the margin.

The thickness map (Figure 4.4) shows that the Orange Delta was a major point source depocenter of the basin.

4.4.3.5 Unit U5: 81-66 Ma (early Campanian (17At1) to top Maastrichtian (22At1))

The base of the unit (17 At1) is a major unconformity recording a major relative sea level fall with a higher amplitude in the Lüderitz and Orange Basins. The top surface (22At1) is also an unconformity that involves that this unit is a true second order depositional sequence.

4.4.3.5.1 Walvis Basin

Base unconformity 17At1 shows evidences of incised valley in the upstream part of the margin and erosional truncations on the shelf (Figure 4.6.1). Overlying strata were deposited basinward with (1) sand-prone basin floor fans (BFF) in the outer margin, (2) thick slope fans (SF) and (3) in the middle part of the margin a progradational aggradational wedge with high height clinoforms (LST or LNR). This unconformity recorded a significant relative sea-level fall below the shelf break. Canyons incision occurred during the uppermost Cretaceous in the outer part of the shelf (see Bagguley and Prosser, 1999 for a detailed description), probably initiated by an instability of the shelf at this period.

4.4.3.5.2 Lüderitz Basin

Again above unconformity 17At1, depocenters migrate basinward. In the outer margin reflections are parallel with interbedded transparent zones indicating low energy,

hemipelagic deep marine environments. Mounded forms suggest oceanic bottom current activity. This seismic facies is overlain by progradational-aggradational wedges (LST or LNR) with major gravity collapse structures associated with toe thrust in the southern part of the basin (Lüderitz delta).

4.4.3.5.3 Orange Basin

17At1 unconformity is overlain basinward by a spectacular forced regression wedge (FSST or FR) indicating a major sea level fall with a higher amplitude than the two previous basins. The next system tract is a progradational dominated- aggradation wedge (LST or LNR) with nice gravity collapse structures associated with toe thrust, reflecting probably a strong instability of the margin (see de Vera et al., 2010; Dalton et al., 2016 for a detailed description).

4.4.3.6 Unit U6: 66- ~30 Ma (top Maastrichtian (22At1) to top Chattian (Oligocene unc))

Base discontinuity 22At1 is an angular unconformity. The Early Cenozoic strata from this unit truncated tilted Late Cretaceous sediments the oldest being located landward. The biostratigraphical re-evaluation of the well Kudu-9A1 shows that the 22At1 unconformity spans the Late Maastrichtian and the Paleocene (CC24 to NP9 nannofossils zones) (Figure 4.6)

4.4.3.6.1 Walvis Basin

The Walvis Basin is with the southern Orange Basin the subsiding domains during the Paleocene. Up to 1200 m of sediments are preserved in the northern part of the basin (Figure 4.8).

Unconformity 22 At1 is overlain by a deltaic wedge prograding with spectacular downlaps over the inner and middle shelf. This wedge is composed by two third order sequences (Figure 4.6.1, Figure 4.9.A). These deltas are quite muddy (mixing of clay and silts) as indicated by wells data. Holtar and Forsberg (2000) underline the occurrence of kaolinite as a major secondary mineral, probably indicating a substantial weathering period of the continent by that time. Mounded forms in the inner part of the shelf are interpreted as carbonate platforms (Figure 4.6.1, see Bagguley and Prosser (1999) for a detailed

description). The mapping of the offlap-break and the isopach map (Figure 4.8) inferred a fluvial input north of the Damara Belt (Huab River) coming from the Kaokoveld area.

The maximum regressive surface mrsW1 is also a wave ravinement surface as indicated by the topsets truncation of the underlying deltaic wedge (Figure 4.6.1). The overlying retrogradational trend (TST or T) is first onlapping the mrs in the outer shelf and second, an aggrading wedge of parallel and continuous reflectors made of calcareous mudstones interbedded with limestones layers (wells data) interpreted as open shelf deposits.

The next maximum flooding surface (mfsW1) is overlain by a prograding wedge with very low angle clinoforms. A lot of fine-grained sediments are exported offshore (Figure 4.8).

4.4.3.6.2 Lüderitz Basin

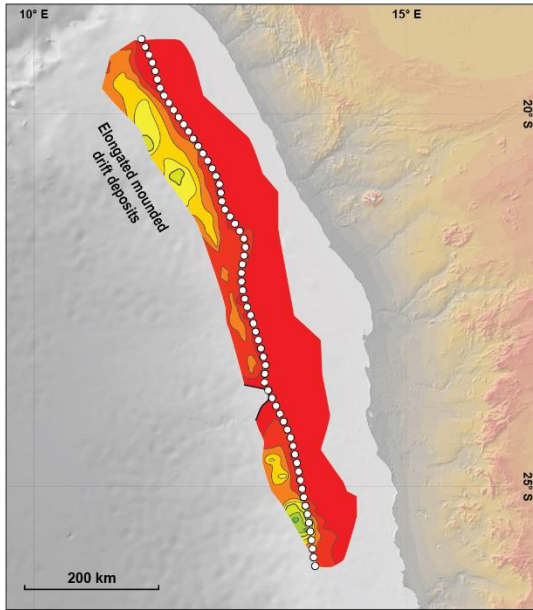
Sedimentation is condensed all over the margin and drapes (aggradation) the uppermost Cretaceous wedge. The 22At1 unconformity is a concave erosional surface in the outer shelf suggesting strong oceanic bottom current activity.

4.4.3.6.3 Orange Basin

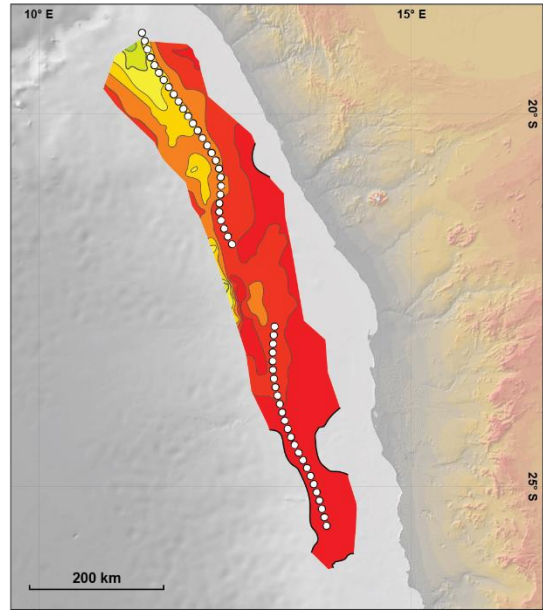
The depositional domain shifts seaward and downward of the uppermost Cretaceous shelfbreak (Figure 4.4). Unit U6 is limited to a wedge pinching-out and onlapping the uppermost Cretaceous slope (Figures 4.6.3. and 4.6.4) in the northern and central part of the Orange Basin. Along the inherited Cretaceous shelf 22At1 surface is (i) an unconformity, (ii) a maximum regressive surface (mrs) and (iii) transgressive ravinement surface over a low subsiding / uplifted? domain. There is no evidence for similar shallow marine planation surface further north than 23°S (Figure 4.8).

The southern part of the Orange Basin was the main depocenter of the basin during the Paleogene time (Figure 4.4) with a thick deltaic progradational wedge with gravitary tectonic located seaward the late Cretaceous shelf-break (Figure 4.6.5). The main fluvial input point was located at 31.5°S.

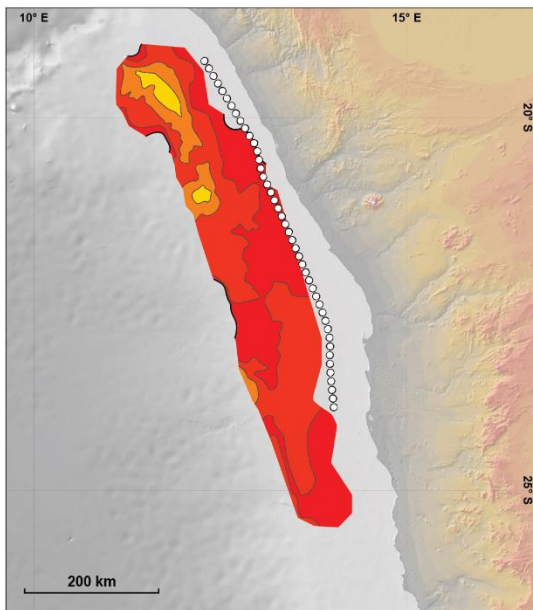
Upp. Mioc. - present day (*Mioc unc* to *Seas Floor*: 11 - 0 Ma)



Lower Miocene (*Olig unc* to *mid Mioc unc*: 30/25 - 11 Ma)



Eocene - Oligocene (*mrs W1* to *upp Olig unc*: 59 - 25 Ma)



Paleocene (*22 At1* to *mrs W1*: 59 - 66 Ma)

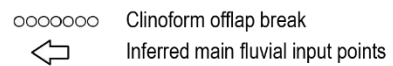
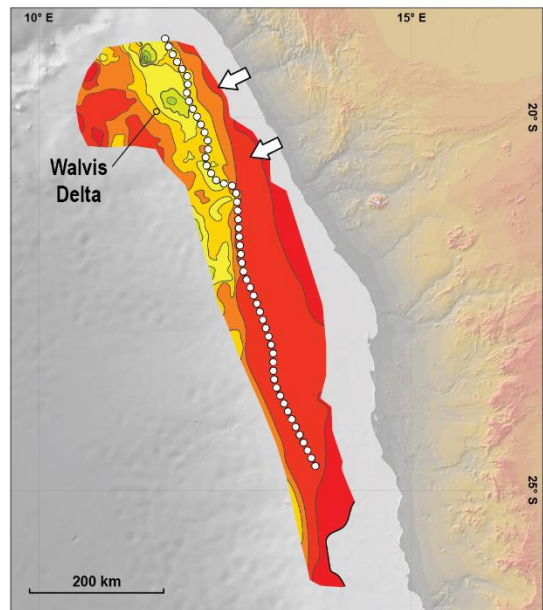


Figure 8.

Figure 4.8: Isopach maps of the Walvis Basin for four stratigraphic intervals (refer to the chronostratigraphic framework on Table 4.1). Contours are in 200 m intervals.

4.4.3.7 Unit U7: ~30-11 Ma (top Chattian (Oligocene unc) to Early Tortonian (Miocene unc))

The base surface is a low erosional unconformity here called Oligocene unconformity. The main characteristic of the sedimentation during this time interval is to be dominated by large fine-grained « hemipelagic » wedges. Some of them show evidences of mounded drifts and associated erosional channels characteristic of oceanic current transport. Other ones have a stratal pattern mimic of progradational wedges but with no clear evidences of offlap breaks and similar seismic facies from the clinofolds-like structures to the « topsets ». The mechanism (geostrophic currents?) is unknown.

4.4.3.7.1 Walvis Basin

The nonconformity is overlain by a progradational wedge with a sigmoidal convex pattern with upstream onlap of the topsets. This is interpreted as a lowstand system tract (LST) even the sedimentation is dominated calcareous silty claystones alternating with clayey limestones. The offlap-break is here the shelfbreak. Above the maximum regressive surface mrs W2 contemporaneous with the incision of upper slope submarine canyons (Figure 4.6.1), hemipelagic sediments of the transgressive system tract (TST or T) draped the previous wedge. These canyons are interpreted by Bagguley and Prosser, (1999) as slump scars - early stage canyons of canyon incision - filled by longshore drift sediments. The thickness map indicate a progressive migration of the depocenter toward the northern part of the basin, where 1200 m of sediments are deposited (Figure 4.8).

4.4.3.7.2 Lüderitz Basin

No progradational wedge occurred over the shelf. Most of the sedimentation took place downward of the shelf-edge where semi-continuous parallel reflectors onlapped both landward (slope) and basinward the Late Oligocene unconformity (Olig unc marker). This stratal pattern might result from the passive infilling of the topography by oceanic bottom currents. Above hemipelagic sediments draped (aggradational trend-TST) all the margin (Figure 4.6.2). Small-scale clinofolds are limited to the inner portion of the shelf.

4.3.3.7.3 Orange Basin

The Orange Basin is filled by two distinct deltaic systems, to the north the Orange Delta with a fluvial input point located at the latitude of the present-day mouth of the Orange River and to the south, the Olifant Delta with a point source located around 31.6°S (Figure 4.4).

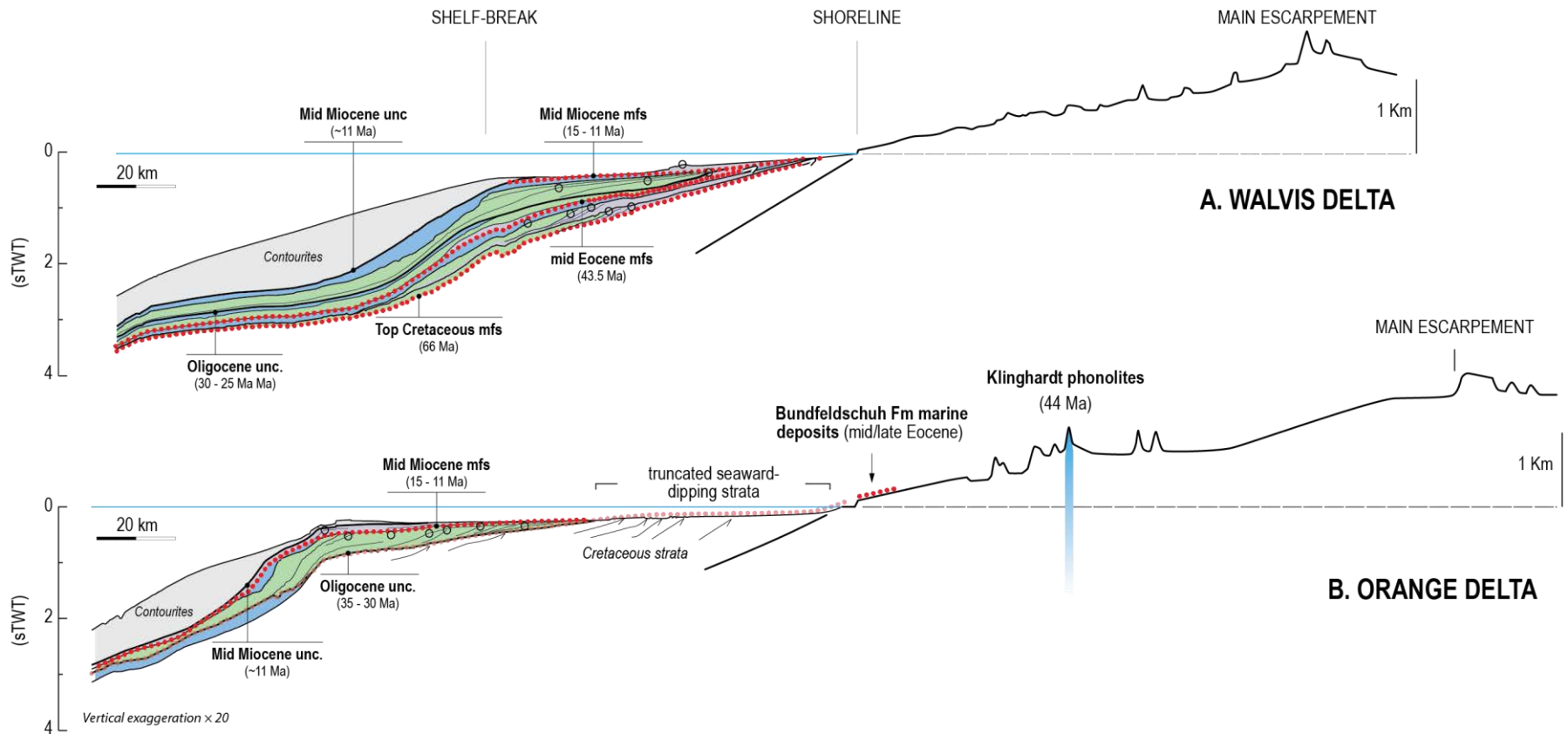
The Orange Delta is a progradational delta (aggradational-progradational trend) over the inherited uppermost Cretaceous shelf. The Oligocene unconformity (Olig unc) merges with the base Cenozoic unconformity 22At1. This stratal pattern is interpreted as a composite highstand / lowstand system tract (HST/LST). Two orders of clinoforms based on their height and lithology, are recognized, (i) medium-scale clinoforms (150 m thick) limited to the shelf that correspond to the delta front and (ii) higher clinoforms (> 300 m thick) in the outer shelf that are subaqueous delta clinoforms (sensu Helland-Hansen and Hampson, 2009) (Figure 4.6.3, Figure 4.9).

The Olifant Delta is located downward of the Paleogene shelf-break. Unfortunately, the seismic data available does not allow any detailed stratigraphic study. The base unconformity is a major downward shift of the offlap-break, meaning a major relative sea-level fall. The overlying lowstand system tract (LST or LNR) is a progradational-aggradational wedge with gravitary syn-sedimentary deformations as west dipping listric faults coupled to spectacular toe thrusts with a decollement level in the uppermost part of the Unit U5 (Figure 4.5, Figure 4.6.5). This suggests a strong increase of the sediment supply.

4.4.3.8 Unit U8: 11-0 Ma (Early Tortonian to Present)

The Unit U8 is bounded by an impressive erosional unconformity (Miocene unc) that can be correlated at the scale of the SW African margin. Above depositional areas are shifted basinward (Figure 4.8, Figure 4.9). The seismic facies (elongated mounded drifts) are characteristic of oceanic bottom currents (contourites, Bagguley and Prosser, 1999). They onlap the pre-existing topography of the continental slope (Figure 4.6).

Figure 4.9: Cross sections of the SW African margin. Offshore, Line-drawing of the Cenozoic infill of the margin (in sTWT). Onshore, topography (in meters). See Figure 4.1.A for location.



Accommodation succession sets

- Highstand (HST)
- Transgressive (TST)
- Failing Stage / Lowstand (FSST / LST)
- Maximum flooding surface (mfs)
- Offlap - Break (shoreline)
- Truncations

Figure 9.

Seismic markers	Ages (known or supposed)	Seismic units	Location and observations			Interpretation (≥ 2 nd order)	Sed. Flux. (Km ³ /Myr)
			Outer Margin	Middle Margin	Inner Margin		
Sea floor		unit 8	_____			_____	
			contourites (elongated mounded drift?)	_____		_____	
Mioc unc	10 - 12 Ma [Tortonian]		erosive unconformity			sb	465
		unit 7	slump + longshore drift sediments	aggradation		TST	
mrsW2	12 Ma [Serravalian]		slump scars	maximum regressive surface		mrs	
			aggradation	progradation - aggradation; low angle dipping clinoforms		FSST / LST	
Olig unc	30 - 25 Ma [Rupel. to Chattian]		_____			sb	
		unit 6	aggradation	progradation; small-scale clinoforms, 50 - 60 m thick		HST	
mfsW1	43.5 Ma [Lutetian]		_____			mfs	
			retrogradation	_____		TST	
mrsW1	59 Ma [Thanetian]		_____	transgressive ravinement surface		mrs	
			_____	progradation; 100 - 120 m thick clinoforms; occurrence of mounded carbonates platforms		HST	
22 At1	66 Ma [top Maast.]		_____			mfs	
		unit 5	basin floor fans deposits	degradation - progradation; high amplitude clinoforms, 250 - 300 m thick	_____	FSST / LST	1125
17 At1	81 Ma [Campanian]		_____	erosive unconformity		sb	
		unit 4	aggradation	aggradation - progradation; small scale (low angle oblique) clinoforms, 50 - 75 m thick		HST	
15 At1	93.5 Ma [early Turonian]		maximum of accommodation of the margin			mfs	
		unit 3	aggradation; basin floor fans deposits?	aggradation to progradation; small scale (50 - 75 m thick) to high amplitude (200 - 250 m thick) clinoforms		HST / LST	6650
14 At1	100 Ma [early Cenom.]		_____			mfs	
		unit 2	aggradation	progradation, carbonate platforms; 130 - 150 m thick clinoforms		HST / LST	880
13 At1	113 Ma [top Aptian]		_____			mfs	
		unit 1	retrogradation		_____	transitional phase (sag basin)	830
6 At1	131.6 Ma [late Hauterivian]		erosive unconformity			break-up unc.	

Table 1: Synthesis of the stratigraphic markers considered in the Walvis Basin and their stratigraphic relationships.

Table 4.1: Synthesis of the stratigraphic markers in the Walvis Basin and their stratigraphic relationships.

Seismic markers	Ages (known or supposed)	Seismic units	Location and observations			Interpretation (≥ 2 nd order)	Sed. Flux. (Km ³ /Myr)
			Outer Margin	Middle Margin	Inner Margin		

Table 2: Lüderitz Basin

Sea floor			Location and observations			Interpretation	Sed. Flux. (Km ³ /Myr)
		unit 8	contourites (elongated mounded drift?)	aggradation			
Mioc unc	10 - 12 Ma [Tortonian]		erosive unconformity			sb	
		unit 7	aggradation	aggradation (very low angle dipping clinoforms)		FSST / LST	695
Olig unc	35 - 25 Ma [Rupel. to Chattian]		erosive unconformity (contourite erosion)			sb	
		unit 6	aggradation	aggradation (very low angle dipping clinoforms)		HST	695
22 At1	66 Ma [top Maast.]		transgressive ravinement surface			mrs / mfs	
		unit 5	aggradation (mounded drift?)	progradation - aggradation	aggradation	FSST / LST	2390
17 At1	81 Ma [Campanian]		erosive unconformity			sb	
		unit 4		aggradation; small scale (low angle, oblique) clinoforms, 50 - 60 m thick		HST	2390
15 At1	93.5 Ma [early Turonian]		maximum of accommodation of the margin			mfs	
		unit 3	aggradation; basin floor fans deposits ?	progradation - aggradation - retrogradation; 100 - 120 m thick clinoforms		HST / LST / TST	3345
14 At1	100 Ma [early Cenom.]					mfs	
		unit 2	aggradation	cprogradation, carbonate platforms; 130 - 150 m thick clinoforms		HST / LST	1210
13 At1	113 Ma [top Aptian]					mfs	
		unit 1	mounded carbonates? volcanism?	progradation; small scale clinoforms, 30 - 40 m thick		transitional phase (sag basin)	1060
6 At1	131.6 Ma [late Hauterivian]		erosive unconformity			break-up unc.	

Table 2: Synthesis of the stratigraphic markers considered in the Lüderitz Basin and their stratigraphic relationships.

Table 4.2: Synthesis of the stratigraphic markers in the Lüderitz Basin and their stratigraphic relationships.

Seismic markers	Ages (known or supposed)	Seismic units	Location and observations			Interpretation (≥ 2 nd order)	Sed. Flux. (Km ³ /Myr)
			Outer Margin	Middle Margin	Inner Margin		

Table 3: Orange Basin

Sea floor			_____			_____	970
		unit 8	aggradation			_____	
Mioc unc	10 - 12 Ma [Tortonian]		erosive unconformity			sb	
		unit 7	aggradation	progradation, > 300 m thick clinoforms	progradation, 150 m thick clinoforms	FSST / LST	9500
Olig unc	35 - 32 Ma [Rupelian]		erosive unconformity			sb	
		unit 6	retrogradation	_____		TST	
22 At1	66 Ma [top Maast.]		transgressive ravinement surface			mrs	21000
		unit 5	aggradation ; basin floor fans deposits	degradation - progradation - aggradation; high amplitude clinoforms, 250 - 300 m thick	_____	FSST / LST	
17 At1	81 Ma [Campanian]		erosive unconformity			sb	
		unit 4	basin floor fans deposits		aggradation - progradation; high amplitude clinoforms, 400 - 450 m thick	HST	6415
15 At1	93.5 Ma [early Turonian]		maximum of accommodation of the margin			mfs	
		unit 3	aggradation; basin floor fans deposits	aggradation - progradation - retrogradation; high amplitude clinoforms, 300 - 350 m thick		HST / LST / TST	
14 At1	100 Ma [early Cenom.]		_____			mfs	5039
		unit 2	_____	aggradation - progradation - aggradation; high amplitude clinoforms, 200 - 230 m thick		HST / LST / TST	
13 At1	113 Ma [top Aptian]		_____			mfs	
		unit 1	_____	aggradation - progradation - aggradation; high amplitude clinoforms, 100 - 120 m thick		HST / LST / TST	5039
6 At1	131.6 Ma [late Hauterivian]		erosive unconformity			break-up unc.	

Table 3: Synthesis of the stratigraphic markers considered in the Orange Basin and their stratigraphic relationships.

Table 4.3: Synthesis of the stratigraphic markers in the Lüderitz Basin and their stratigraphic relationships.

4.5. Sedimentary and deformation evolution of the SW African margin

4.5.1 131-100 Ma (Late Hauterivian to top Albian - Units 1 and 2): post-rift flooding of pre-existing relief-Aptian-Albian uplifts along the Cape Fold Belt

The early post-rift evolution is characterized by:

- An inherited topography from the rift period progressively filled by onlap during this time interval;
- A major deepening (retrogradation) from subaerial conditions during the emplacement of the basaltic flows of the SDRs as indicated by their eolian sediments cover (Kudu wells) to open marine sediments deposited below the storm wave-base;
- Quite flat depositional profiles with low height progradational wedges - ramp types - some of them being carbonate platforms;
- Quite tabular system tracts with low thicknesses lateral variations (consequence of the previous items).

This is characteristic of the early stage of the margin (i) with a subsidence rate higher than the one of the siliciclastic sediment supply and/or the carbonate production and (ii) a flattening of the inherited (low) relief achieved at time of carbonate depositions.

This margin is adjusted to a narrow oceanic basin between the Walvis Ridge / Rio Grande Rise and the Falkland / Malvinas Plateau where anoxic conditions prevailed as indicated by the black shales record of DSDP 361 well (see Dingle et al., 1983 for a review). The siliciclastic input in this narrow ocean is supplied - on the African side - by a large delta located in the southern Orange basin (Figure 4.4). At that time (Aptian) a similar deltaic system existed on the other sides of the Cape area along the Indian Margin in the Outeniqua Basin (Sunday River Formation, e.g. Dingle et al., 1983; Baby et al., *in prep - chapter3*). This might indicate an uplift of the inland area located between the southern Orange and the Outeniqua Basins. This is supported by the AFTA synthesis of Wildman (2015) who characterized a cooling event at that time in that area.

The Aptian-Albian boundary is a change in the river drainage pattern as indicated by the occurrence of two deltaic systems instead of one before and then of two main river input points, one around 29.5°S and a second less important around 31.5°S.

4.5.2 100-93.5 Ma (top Albian to Early Turonian - Unit 3): Offshore topographic differentiation

The top Albian to Early Turonian is characterized by:

- A differentiated depositional profiles (i.e. submarine topography) into a 'shelf' a slope and a deep basin with gravitary (turbiditic) deposits; the height of the slope is around 100-200 m and the 'shelf' is more a deltaic plain regularly flooding by the sea.
- The end of a major deepening (retrogradation) with (i) the progressive landward migration of the depositional area (backstepping of the wedges) and (ii) the occurrence of the main marine flooding of the overall margin evolution at the Cenomanian-Turonian boundary, that is also an OAE (OAE2);
- Well differentiated system tracts with lateral variations in thickness;
- An increase of the sedimentary volumes.

Subsidence rate is still higher than siliciclastic flux and/or the carbonate production, but the increase of the sedimentary supply announced the turn-around to an overall progradational margin.

The Walvis Basin became a true subsiding domain, whereas the Lüderitz Basin was still a low subsiding area. Two deltaic systems supplied sediments. To the south, the occurrence of the large Orange Delta initiated during Aptian times indicates that a mature drainage was in place. Further north in the Walvis Basin, the more linear configuration of the shoreline of this second delta suggests that it have been sourced by precursors of the modern short-headed rivers (Figure 4.4).

4.5.3 93.5-66 Ma (Early Turonian to top Maastrichtian - Units 4 and 5): major uplift of the southern African Plateau

The Early Turonian to top Maastrichtian is characterized by:

- The development of the modern topography of the margin with (i) a true shelf, (ii) a slope (height of several tens of meters) incised by canyons and (iii) a continental rise with large gravitary systems;
- The initiation of large progradation, with a first aggradational-dominated period (93.5-81 Ma) and a second one highly progradational (81-66 Ma);

- An increase of the deep offshore sediment export with the onset (after 84 Ma-Early Campanian) of thick basin floor fans deposits over large distances (> 200 km);
- A major relative sea level fall at 81 Ma (Late Campanian) with an erosional unconformity, forced regression wedges and tilting of the margin, mainly expressed in the Orange Basin and decreasing northward;
- A major increase of the sedimentary volumes from 93.5 to 81 Ma.

From 93.5 to 81 Ma, the Walvis, Lüderitz and Orange Basins are mature shelf-break margins (Figure 4.10). The change to an overall progradation margin implies that the rate of subsidence is now less than the one of the siliciclastic sediment supply.

The major relative base level fall with an amplitude higher than 100 m with tilting in the Orange Basin record a main uplift of the onshore domain. This uplift with tilting explains the spectacular gravity collapse deformations with toe thrusts observed along the Orange Delta (see de Vera et al., 2010; Dalton et al., 2016 for a detailed description).

The tilting of the margin is limited south of 23°S. However, the stratal pattern in the Walvis Basin shows significant downward shift of the shoreline that might be related to a tabular uplift of the margin with no tilting.

4.5.4 66-0 Ma (top Maastrichtian to Present day - Units 6 to 8)

The top Maastrichtian to Present-day is characterized by:

- A high inheritance of the uppermost Cretaceous shelf topography in the distribution of the Cenozoic sedimentary systems mainly located downward of the Late Cretaceous shelf-break;
- An overall retrogradation with a major marine flooding during Priabonian and may be Middle to Late Miocene times (see discussion below);
- A major decrease of the sedimentary volumes;
- A relative sea level fall around 30 Ma (Late Oligocene) with a lower amplitude of relative sea level than the Late Campanian one and with a subtle tilting of the topsets in the Walvis Basin;
- An increasing importance of the oceanic currents (contourites) in the sediment transport and distribution in two steps, around 30 and around 11 Ma.

The onshore sedimentary record (4.2.1.2.2) shown evidences of two major marine floodings that are (1) Priabonian (Sperrgebiet area, dating by calcareous nannofossils by Siesser and Miles, 1979 confirmed here on planktonic foraminifers and calcareous nannofossils with a middle to Late Eocene age: NP17-NP20 biozones) and (2) Middle Late Miocene (South Africa, Pether et al., 2000; Roberts et al., 2011). They precise the rough dating available offshore.

The relative sea level fall occurring during Late Oligocene record an uplift as indicated by the change of amplitude in space, with subtle tilting in Walvis Basins or fluvial erosion along the Sperrgebiet area (Pickford, 2015). In the Orange Delta, the difference of elevation between the Late Eocene shoreline preserved in the Sperrgebiet area and the Oligocene shoreline (offshore offlap-break)-and then the relative sea level fall - is higher than 350 m.

Two domains are still subsiding during Cenozoic times, to the north the Walvis Basin and to the south the southern Orange Basin, each of them filled during Paleocene (66 to 59 Ma) by two main deltaic systems, the Walvis and Olifant Deltas.

The Oligocene uplift led to a new change in the configuration of the river drainage pattern. In the Orange Basin, two deltaic systems existed:

- 1) In front of the Orange River mouth (28.6°S), deltaic clinoforms were deposited over the shelf, suggesting that the modern course of the Orange River was formed by that time.
- 2) Further south, in front of the Olifant River mouth (31.5°S), thick clinoforms were deposited basinward the pre-existent shelf-edge, associated to gravity collapse structures. According to Siesser and Dingle, (1982) and Dingle and Hendey, (1984), the Cape canyon was scoured by that time.

The Miocene unconformity (around 11 Ma) records a change in both the morphology and the sedimentation pattern of the margin. Continental siliciclastic supply seems to be very little. The depositional system is dominated by the slope parallel bottom currents. This can be related to the aridification of the Atlantic side of southern Africa since (Pickford and Senut, 1997) and its consequence the emplacement of the northward flowing Benguela current (Siesser, 1980; Diester-Hass, 1990).

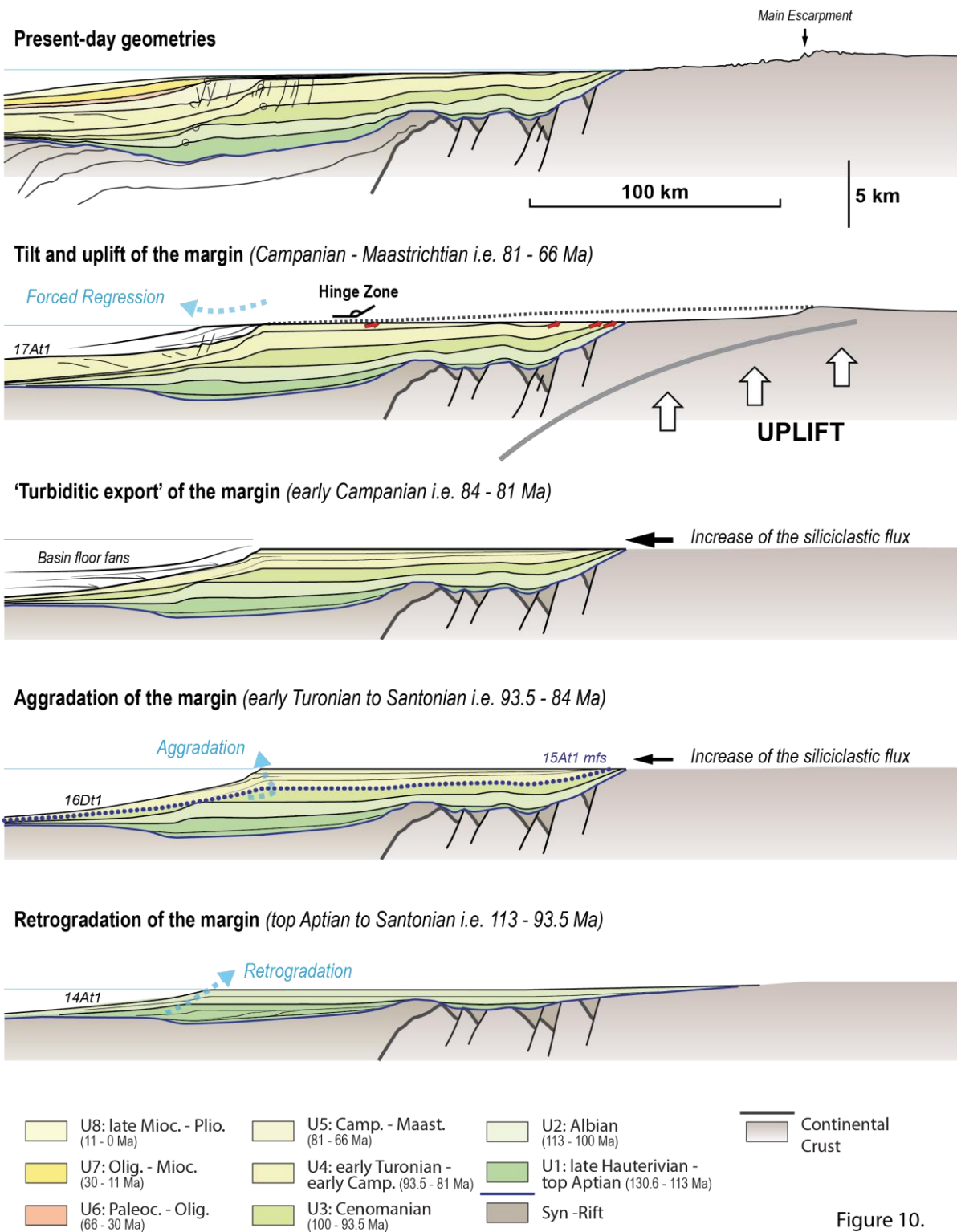


Figure 10.

Figure 4.10: Evolution of the topography and depositional systems along a profile from the hinterland to the deepest part of the Orange Basin.

4.6. Discussion: margin evolution and timing and amplitude of the South African Plateau uplift

4.6.1 First order (100-200 Ma) architecture of the margin

The overall post-rift stratigraphic evolution is first retrogradational, second progradational and then retrogradational again.

- **Cretaceous retrogradation** (Late Hauterivian - Cenomanian-Turonian boundary, **131.6-93.5 Ma**, units U1 to U3, 6At1-15At1). This stratal package is a stacking of backstepping progradational (second and third orders) wedges progressively onlapping the break-up unconformity (6At1 marker). The 15At1 (93.5 Ma) is the first order maximum flooding surface of the margin.

This retrogradation results from a rate of accommodation space created by the thermal subsidence higher than the one of supplied siliciclastic sediments. The flexure induced by the thermal subsidence explains the progressive landward migration of the hingeline (onlap).

- **Cretaceous progradation** (Cenomanian-Turonian boundary - Cretaceous-Paleogene boundary, **93.5-66 Ma**, units U4 and U5, 15At1-22At1). The stratal pattern changed during this progradation, from aggradation-dominated (93.5-81 Ma, 15At1-17At1) to progradation-dominated (81-66 Ma, 17At1-22At1).

This progradation implies a change in the balance between accommodation space created by subsidence (A) and the volume of supplied sediments (S), now dominant. The aggradational-progradational early trend means $S \geq A$ and the progradation later one $S \gg A$. This increase of sediment supply results from the uplift and erosion of the onshore relief. The southwest African Margin is a typical Atlantic-type margin (*sensu* Bally, 1980) dominated by its progradational trend here forced by an uplift of the adjacent onshore domain.

The present-day morphology of the margin was acquired by that time with the growth of linear continental shelf and slope systems.

- **Cenozoic retrogradation** (Cretaceous-Paleogene boundary - Present-day, **66-0 Ma**, units U6 to U8). The thickness map of the Units U6, U7 and U8 (i.e. 66-0 Ma) shows a sharp decrease of the sedimentary flux.

This retrogradation is the consequence of a rate of subsidence (even low 80 Ma after the break-up) higher than the one of the siliciclastic supply. This decrease of the siliciclastic sediment supply has two main explanations (1) the absence of uplift in the

onshore domain (the only uplift occurred around 30 Ma) and (2) the climate. This one even dramatically changing inhibited the clastic sediment supply. It could be the uppermost Cretaceous to Eocene hyper (80-40 Ma) humid climate (Braun et al., 2014) dominated by chemical erosion and carbonate precipitation or the Miocene (17-15 Ma) aridification with a sharp decrease of the river floods.

4.6.2. South African Plateau Uplift: Timing, amplitudes and causes

The southwestern Atlantic margins of Africa records two periods of relative base level fall with (1) an amplitude higher than 100 m (maximum value for an eustatic fall), (ii) variations of amplitude in space and (iii) locally margin tilting. These relative sea level falls clearly record margin uplift.

The first evidence of uplift is of Late Campanian age (~81 Ma). This is the most important one and is more important to the south (Orange Basin) than to the north. The second one is of Late Oligocene age and has almost the same amplitude all along the margin, except in the Walvis Basin where tilting occurred. These base level falls record uplifts either of the onshore domain or when tilting occurred both the onshore domain and the inner margin.

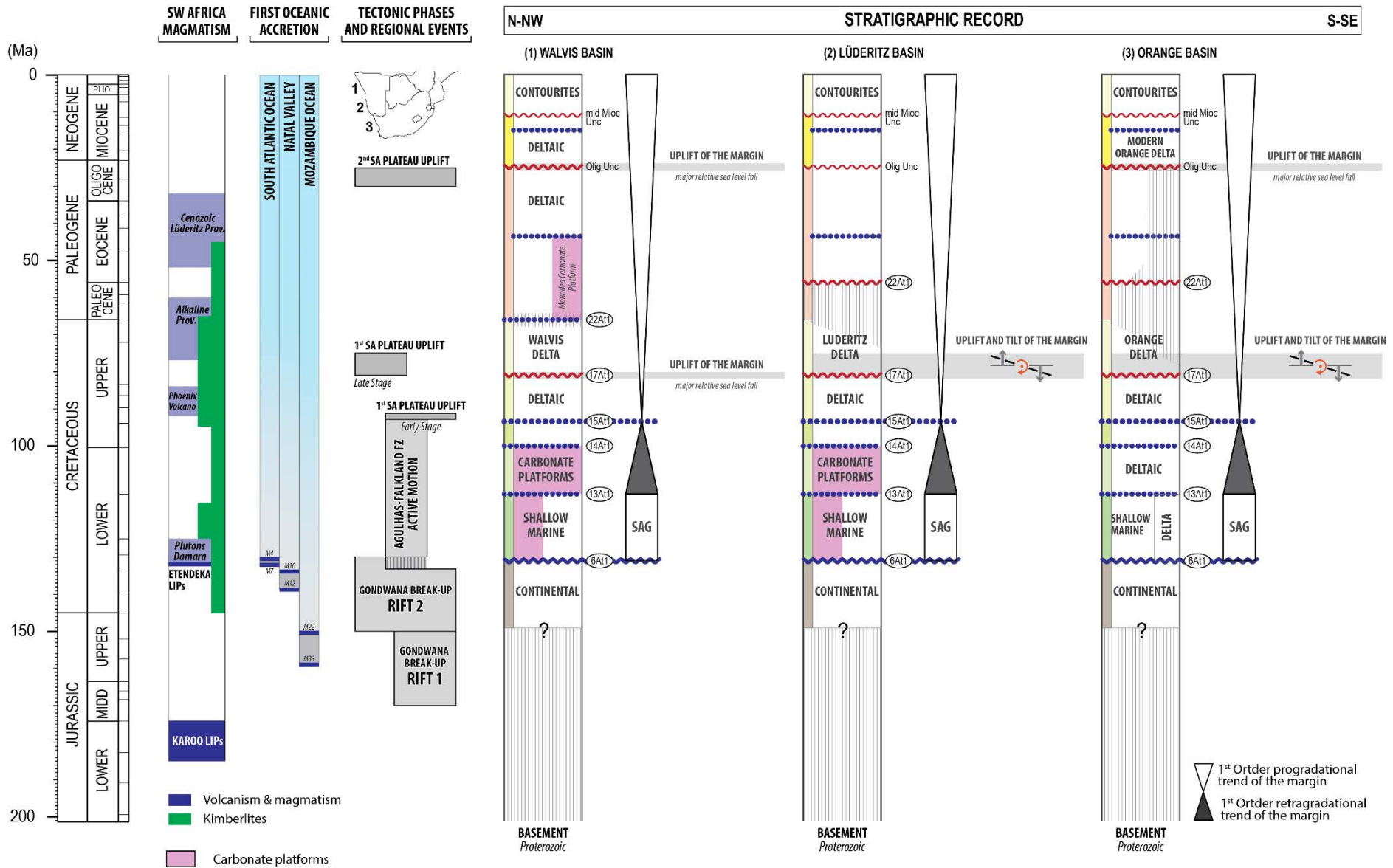
The Late Campanian uplift is in agreement with onshore thermochronological data (4.2.2.1) that indicates a paroxysm of denudation between 100 and 70 Ma. This uplift records the first growth of the Southern African Plateau. The second uplift is not recognized by the thermochronologists. The explanation might be that denudation is not enough to be fossilized by low temperature thermochronological tools in response to the major aridification experienced by the Atlantic margin since 17 Ma. This (very) dry climate do not favoured erosion by rivers. This is in agreement with the cosmogenic data that shows very low denudation rates with order of several m/Ma.

The Late Campanian uplift is preceded by an increase of the amount of supplied sediments. This fit with the model proposed by Braun et al. (2014) of an eastward migration of the African plate over the African superswell, with first an eastward uplift around 95-90 Ma with tilting, erosion and sediment supply toward the Atlantic Ocean and second a westward tilting when the Atlantic margin is over the superplume, i.e. at 81 Ma.

The only point of agreement between the different proposed models is that the Southern African Plateau by its size (several thousands of kilometres) as to be controlled by mantle processes.

The mechanism at the origin of the Late Oligocene uplift is still unknown. Global mantle controls – even interesting - as proposed by Burke and Gunnell (2008), have to be stratigraphically tested to make sure that the unconformity and then the uplift is of the same age all around Africa.

Figure 4.11: Synthetic chart of the Atlantic passive margin of austral Africa: magmatism, oceanic accretions, regional scale deformations and stratigraphic record.



4.7. Conclusion

The objective of this study was to constrain the uplift history of the Southern African plateau based on an analysis of the stratigraphic record of the adjacent divergent margin, the Atlantic Margin of Namibia and South Africa from Walvis Ridge to the north to the Cape Peninsula to the south. This study was based on a sequence stratigraphic analysis using industrial seismic lines and wells.

1. **Stratigraphic database:** We were able to propagate eight stratigraphic surfaces (unconformities and maximum flooding surfaces) from Cape Peninsula to Walvis Ridge. Eight isopach (thickness) maps were compiled at a time resolution around 10 Ma (second order) with mapping of the last position of the offlap-break that can be the shoreline or the shelf-edge
2. **Post-rift margin stratigraphic evolution:** At the first order this margin is retrogradational (131-93 Ma), highly progradational (93-66 Ma) and retrogradational (66-0 Ma). This evolution result from the balance between sedimentation rate and siliciclastic sediment supply forced during Late Cretaceous by the uplift of the Southern African Plateau. The Cenozoic retrogradation (66-0 Ma) result from a sharp decrease of the sediment supply in response to (1) no or low uplifts and (2) a major aridification since 17 Ma.
3. **Southern African Plateau uplift:** The uplift of the western side of South African plateau is well dated at 81 Ma (Late Campanian) with a large-scale (very long-wave length deformation) uplift of the plateau increasing from north (Walvis Basin) to south (Orange Basin). Nevertheless the Early Turonian (90-95 Ma) uplift of the eastern part of the plateau (Braun et al., 2014; Baby et al., *to be submitted*) is recorded by an increase of the sedimentary flux between 95 and 80 Ma. This scenario is in agreement with the model of uplift and tilting of the South African Plateau at time of the migration of the African Plate over the African Superswell proposed by Braun et al. (2014).

CHAPITRE 5 : MOUVEMENTS VERTICAUX DES MARGES DE
L'AFRIQUE AUSTRALE - CONTRAINTES

GEOMORPHOLOGIQUES : *Utilisation des surfaces*

***d'aplanissement comme contraintes de la déformation grande
longueur d'onde en Afrique australe***

5.1 Introduction

Le relief émergé de la terre est constitué de chaînes de montagnes, d'épaulements de rifts, de volcans, de plaines et de plateaux (Figure 5.1). Ces derniers (plaines et plateaux) sont associés à des surfaces d'aplanissement, aussi appelées paléo-surfaces (Widdowson, 1997), qui peuvent être uniques ou multiples et étagées. La présence de telles surfaces planes est une caractéristique majeure du relief de l'Afrique australe.

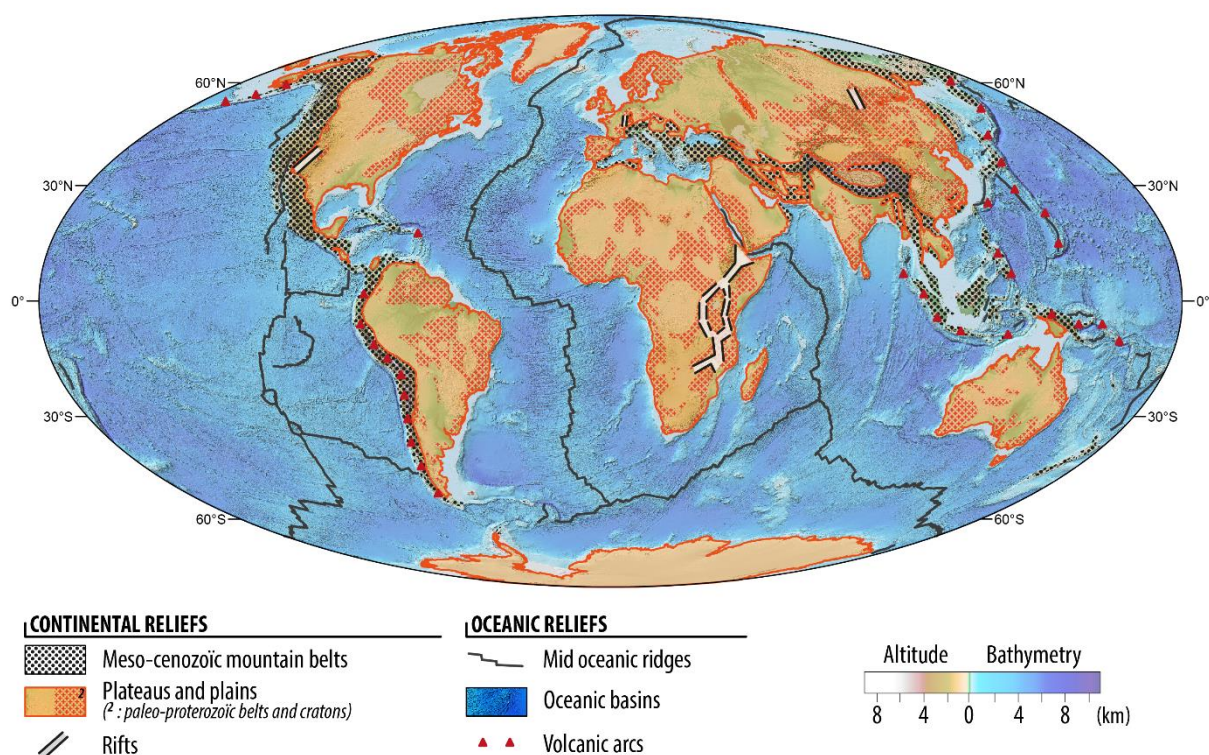


Figure 5.1 : Le relief de la Terre (Bessin 2016, communication personnelle). [Relief of the Earth (Bessin 2016, personal communication).]

Les surfaces d'aplanissement sont des surfaces d'érosion, planes ou faiblement inclinées ($\times 10^{-4}$ % et 1 %) qui tronquent les structures du substratum sous-jacent. Elles couvrent de vastes surfaces continentales ($\times 10$ km² à $\times 1000$ km²) et peuvent être : (i) érodées physiquement et chimiquement (altération), (ii) avoir été déformées et enfouies puis partiellement ou totalement exhumées. Trois types de surfaces d'aplanissement sont reconnus en Afrique australe : les pédiplaines / pédiments, formés par recul des versants ou 'backwearing' (King, 1953; Dohrenwend and Parsons, 2009) ; les surfaces de corrosion ou 'etchplains' associées à d'épais profils d'altération chimique (latérites) en climat

tropical, ultérieurement décapés par l'érosion mécanique (Wayland, 1933; Büdel, 1957; Thomas, 1989); les surfaces d'abrasion marine ou '*wave-cut platforms*' formées pendant les phases de remontée du niveau marin (transgression) et façonnées par l'action des vagues (e.g. Ramsay, 1846; Fairbridge, 1952, 1968).

Bien que la cinétique et les mécanismes à l'origine de leur formation soient largement débattus, plusieurs auteurs s'accordent sur le fait que les surfaces d'aplanissement sont initiées pendant une chute du niveau de base résultant d'un forçage tectonique (e.g. Lidmar-Bergström et al., 2013; Bessin et al., 2015; Japsen et al., 2016; Guillocheau et al., 2017). Les déformations associées, appelées déformations épirogéniques (Gilbert, 1877), sont de grande à très grande longueur d'onde ($\times 100$ à $\times 1000$ km) avec des amplitudes de l'ordre de la dizaine à la centaine de mètres respectivement. Ces longueurs d'ondes témoignent de processus profonds, mantelliques ou lithosphériques, caractéristiques des domaines continentaux intra-plaques (e.g. Sandiford and Quigley, 2009; Braun et al., 2014).

Ce chapitre présente la chronologie et la cartographie des surfaces d'aplanissement en Afrique australe et leur utilisation comme proxy de la déformation de grande à très grande longueur d'onde. Cette étude repose sur des observations de terrain et un travail de cartographie réalisé à partir de l'analyse de Modèles Numériques de Terrain (GEBCO 2014, SRTM 90 m) sur logiciels S.I.G (ArcGis10.2, Global Mapper15), en intégrant la maximum de données bibliographiques. La chronologie relative et la datation des formes du relief sont basées sur leurs relations géométriques avec les sédiments marins préservés à terre, le volcanisme et le remplissage sédimentaire des bassins côtiers adjacents.

Dans un premier temps, nous décrirons les éléments de premier ordre du relief de l'Afrique australe et les différents types de surfaces d'aplanissement présentes. Nous détaillerons ensuite la démarche utilisée pour caractériser les formes du relief et les déformations associées en nous appuyant sur un cas d'étude le long la marge Indienne de l'Afrique du Sud. Finalement, nous exposerons nos résultats à une échelle plus régionale.

5.2 Contexte géomorphologique

5.2.1 Topographie de l'Afrique australe

Au premier ordre, la topographie de l'Afrique australe peut être subdivisée en trois domaines qui forment le plateau sud-africain (Figure 5.2) :

(1) un plateau élevé central (>1000 m), de grande longueur d'onde ($\times 1000$ km), abritant le bassin intracontinental du Kalahari (Formation des Kalahari Sands - cf. Chapitre 2) ;

(2) des bourrelets marginaux ou périphériques plus élevés (>2000 m) bordés par un/des escarpements côtiers. L'axe de flexure formé par ces bourrelets, plus ou moins continu sur le pourtour de l'Afrique australe, est appelé « grand escarpement » (e.g. Du Toit, 1933; Partridge and Maud, 1987; Moore, 1999).

(3) une frange côtière étroite (100-200 km) au relief plus dégradé par les rivières.

Les réseaux de drainage reflètent ce contraste morphologique entre le bas-pays côtier et le haut-pays de plateau. Le domaine côtier est caractérisé par de petits bassins versants ($\times 10\ 000$ km²) adossés au « grand escarpement » tandis que le domaine de plateau est caractérisé par trois grands bassins versants ($\times 100\ 000$ km²) : le bassin endoréique de l'Okavango et les bassins exoréiques de l'Orange et du Limpopo. Ces derniers recoupent le « grand escarpement », à l'ouest vers l'Océan Atlantique (fleuve Orange) et à l'est vers l'Océan Indien (fleuve Limpopo).

5.2.2 Origine et cinétique du relief de l'Afrique australe : état de l'art

Le plateau sud-africain forme une anomalie topographique (>1000 m à terre) qui se prolonge en mer sous le bassin océanique de l'Atlantique Sud, comme l'indiquent des profondeurs océaniques anormalement faibles compte-tenu de l'âge de la croûte océanique. Pour de nombreux auteurs (e.g. Burke and Wilson, 1972; Lithgow-Bertelloni and Silver, 1998; Burke and Gunnell, 2008), cette anomalie topographique, définie comme l'*African Superswell*' (Nyblade and Robinson, 1994), serait soutenue dynamiquement par le manteau ascendant lié à l'activité de l'*African Superplume*' (i.e. anomalie thermique mise en évidence à la transition noyau/manteau par les modèles tomographiques (e.g. Forte et al., 2010). Plusieurs phases intenses de magmatisme d'origine mantellique (i.e. grandes provinces magmatiques (LIPs) et volcanisme alcalin - voir Chapitre 2 pour synthèse) affectent le sud de l'Afrique et pourraient être contemporaines et reliées à la croissance du relief de l'Afrique australe (e.g. de Wit, 2007).

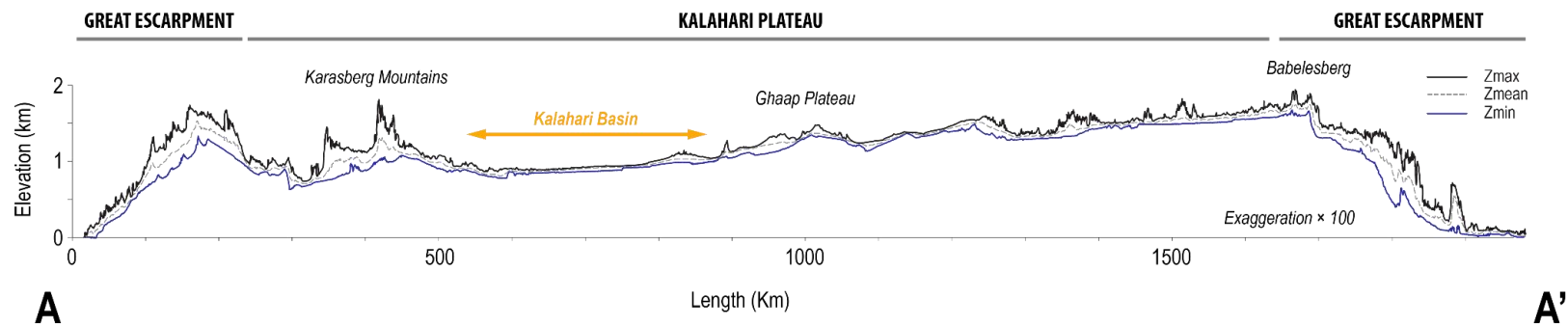
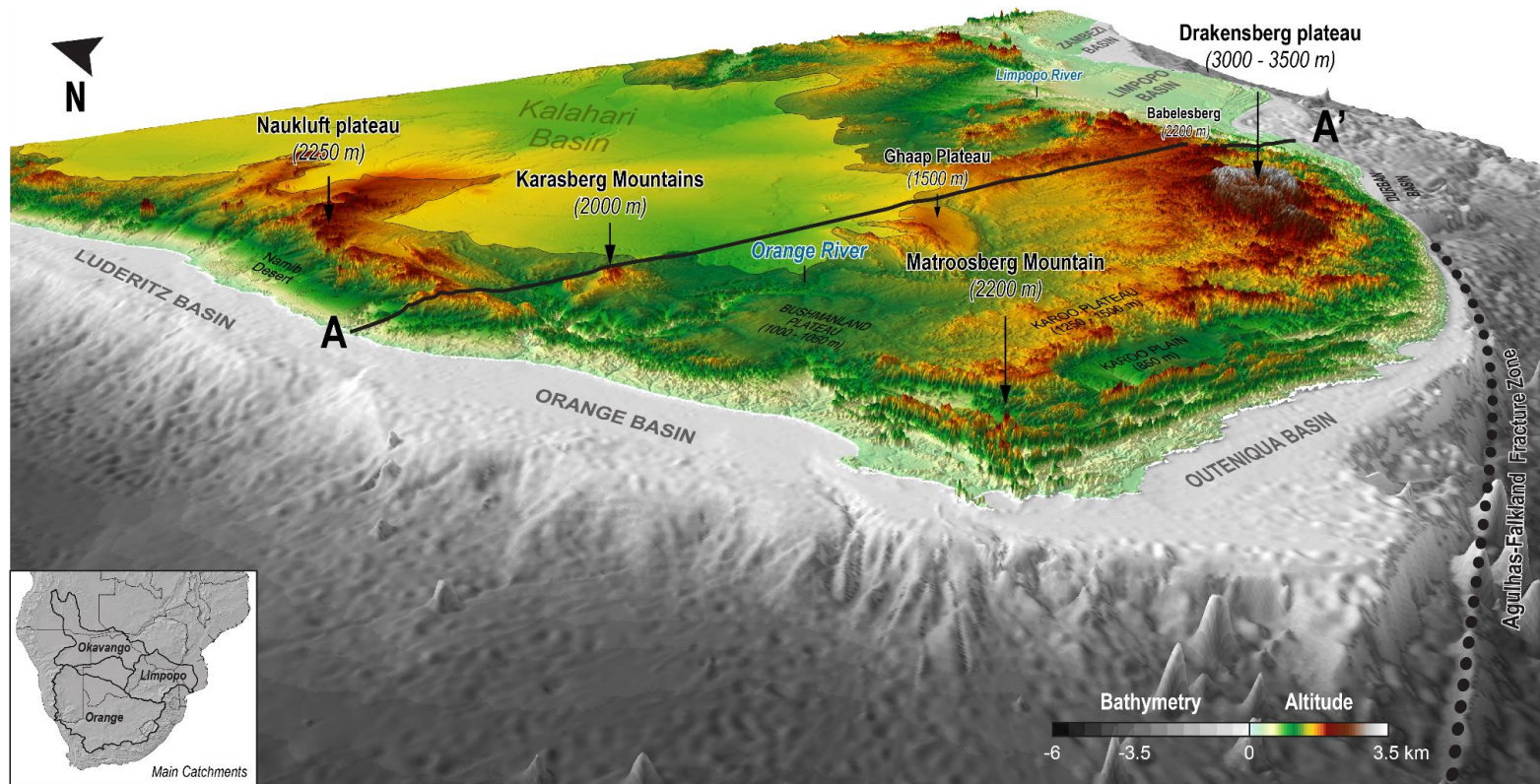


Figure 5.2 : Vue oblique (vers le nord-est) et en coupe (ouest-est) du relief Sud-Africain. Le modèle numérique de terrain est extrait des données GEBCO 2014 (1' d'arc). [Oblique view (toward the N-E) and topographic profile (W-E) of the southern African relief. Digital elevation model extract from GEBCO 2014 (1' d'arc)].

5.2.2.1 Données thermochronologiques

Les études thermochronologiques en Afrique australe (AFT, U-Th/He) montrent deux périodes de refroidissement rapide d'extension régionale, au Crétacé inférieur (~150-130 Ma) et au Crétacé supérieur (~110-80 Ma) (e.g. Gallagher and Brown, 1999; Brown et al., 2002, 2014; Tinker et al., 2008; Stanley et al., 2013, 2015; Wildman et al., 2016; Green et al., 2015; Wildman et al., 2015). Ces périodes coïncident avec (1) des périodes d'accélération du flux silicoclastique enregistrées dans les bassins en mer (Tinker et al., 2008; Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2011; Braun et al., 2014; Said et al., 2015); (2) des périodes de volcanisme intense (e.g. de Wit 2007). Elles ont été interprétées comme des phases d'exhumation et laissent supposer que le plateau sud-africain serait d'âge Crétacé (Figure 5.3).

5.2.2.2 Analyses géomorphologiques

Depuis les travaux de L.C. King (e.g. King, 1949, 1955), de très nombreuses études géomorphologiques, focalisées sur les escarpements et les surfaces d'aplanissement, ont été menées en Afrique australe (e.g. Mabbutt, 1952, 1955; Lageat and Robb, 1984; Partridge and Maud, 1987) et ont durablement marqué la géologie régionale (e.g. Gutzmer et al., 2012). Ces études sont fondées sur deux principes : (1) les surfaces d'aplanissement sont planes et peuvent être datées en fonction de leur altitude relative, (2) les surfaces d'aplanissement ont été formées au niveau de la mer. Cela suggère que le relief d'Afrique australe résulte de plusieurs cycles tectoniques successifs. Ces cycles débutent par une chute du niveau de base associée à une phase de surrection brève. Le relief créé est ensuite progressivement érodé pendant une période de quiescence tectonique plus ou moins longue jusqu'à aboutir à une surface d'aplanissement d'échelle continentale, proche du niveau marin. Un nouveau cycle peut alors être initié à la faveur d'une nouvelle phase de surrection.

Les principaux modèles géomorphologiques de l'Afrique australe ont été représentés sur la Figure 5.3. Ils montrent que des reliefs résiduels d'âge crétacé sont préservés en Afrique australe. A l'exception de L.C. King, qui reconnaît une phase de déformation au Crétacé moyen, les auteurs proposent de rattacher la croissance du plateau sud-africain à une ou plusieurs phases de déformation au Cénozoïque.

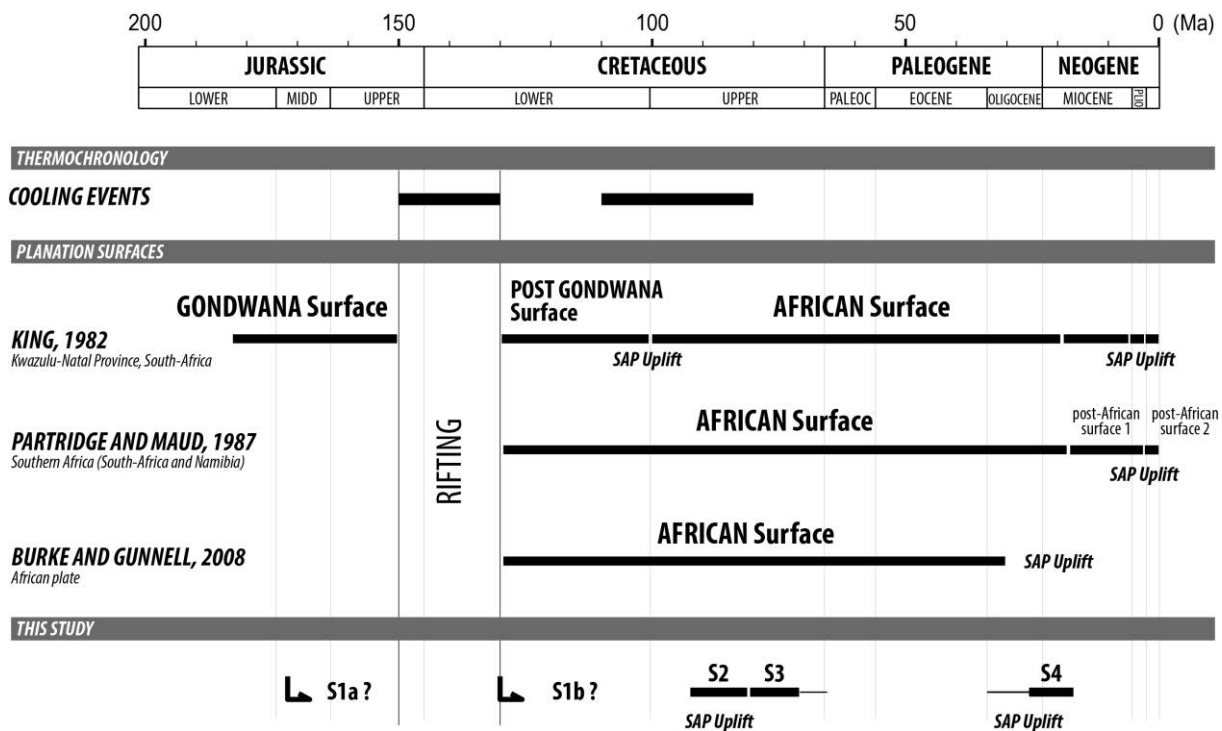


Figure 5.3 : Synthèse des études thermochronologiques et géomorphologiques réalisées en Afrique australe. SAP=South African Plateau. [Summary of the previous thermochronological and geomorphologic studies carried out in southern Africa.]

5.3 Méthodes d'analyse des formes du relief

5.3.1 Caractérisation et cartographie des formes du relief

L'analyse des formes du relief en Afrique australe repose sur des observations de terrain ainsi que sur l'analyse et le traitement de modèles numériques de terrain (M.N.T.) à des résolutions variables (i.e. GEBCO 2014 (1' d'arc), SRTM (90m et 30m)).

5.3.1.1 Observations de terrain

Les observations de terrain permettent de visualiser l'agencement des formes du relief à une échelle plus fine que les M.N.T. et permettent d'accéder aux données géologiques (i.e. nature du substratum, nature de l'altération, nature des placages sédimentaires ou du volcanisme qui scellent les paléo-surfaces).

Plusieurs centaines de points d'observation (panoramas, faciès d'altération, échantillonnage) ont été acquis au cours de cinq campagnes de terrain réalisées entre 2013 et 2016 (trois mois au total). L'échantillonnage s'est concentré sur les éléments de

datation potentiels des surfaces d'aplanissement (i.e. placages sédimentaires marins, cuirasse latéritiques).

5.3.1.2 Cartographie des formes du relief

Les observations de terrain ont été intégrées à des logiciels S.I.G. qui sont l'outil principal de cartographie utilisé. Ce type de logiciels permet de réaliser des bases de données géo-référencées (i.e. points d'observation de terrain, cartes géologiques...) dans lesquelles sont intégrées des M.N.T. qui permettent une visualisation 2D et 3D du relief de la zone d'étude. Plusieurs traitements de base ont été appliqués aux M.N.T. (Bessin, 2014) :

- L'**ombrage**, qui permet l'illumination du M.N.T. selon une orientation définie et met en évidence les structures et linéaments perpendiculaires à cette orientation.
- La **pente**, qui peut permettre d'isoler les zones les plus planes du relief. Par exemple un seuil de pente peut être appliqué au M.N.T. afin d'isoler de façon automatisée les surfaces d'aplanissement horizontales.
- Les **profils topographiques**, qui permettent une vue en coupe du relief afin de caractériser la géométrie et l'agencement des formes du relief.
- Les **profils 'SWATH'**, qui représentent en coupe, les valeurs d'altitudes moyennes, maximales et minimales d'une surface rectangulaire d'une largeur de pixels données. Ce type de méthodes est particulièrement adapté pour caractériser les surfaces d'aplanissement qui subsistent de façon résiduelle dans le paysage. En effet, la courbe des altitudes maximales n'échantillonnera que les points hauts résiduels en s'affranchissant relativement des dégradations postérieures liées à l'incision des rivières. A l'inverse, la courbe des altitudes minimales permet de caractériser le niveau de base actuel grâce à la configuration des profils de rivières.

La cartographie des formes du relief de l'Afrique australe a été réalisée manuellement. Les limites géographiques des différentes formes du relief correspondent à des ruptures de pentes cartées sur M.N.T. (SRTM 90m) au travers des logiciels S.I.G., ESRI ArcGis 10.2 et GlobalMapper15 et à l'aide des traitements présentés ci-dessus. Ce travail de cartographie a nécessité l'aide de deux ingénieurs d'étude, Carole PICARD et Alexandre ORTIZ, pendant une durée de six mois.

5.3.2 Chronologie relative, datation des surfaces d'aplanissement et élaboration de modèles d'évolution de relief à long terme

La chronologie relative des surfaces d'aplanissement est basée sur les relations géométriques (1) entre les différentes surfaces d'aplanissement et leur étagement relatif, (2) entre les surfaces d'aplanissement et le substratum qu'elles recourent, et (3) entre les surfaces d'aplanissement et les marqueurs stratigraphiques qui les scellent (i.e. profils d'altération, placages sédimentaires, coulées volcaniques).

La datation de ces surfaces est clé pour permettre une corrélation avec le signal sédimentaire préservé dans les bassins à mer et proposer un schéma d'évolution géodynamique. Elle peut être réalisée : (1) grâce à leur relation géométrique avec des roches sédimentaires ou volcaniques datées qui encadrent leur formation (les surfaces sont post-datées si elles les recourent; pré-datées lorsqu'elles sont scellées par ces roches), (2) grâce aux méthodes de datation absolue appliquées aux profils d'altération qui scellent les surfaces d'aplanissement (e.g. Beauvais et al., 2008; Bonnet et al., 2014, 2016). Aucune datation absolue n'a pu être réalisée dans le cadre de cette étude.

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

5.4 Les formes du relief en Afrique australe : natures et origines

Le relief du plateau sud-africain est caractérisé au second ordre par des surfaces d'aplanissement étagées dans le paysage, depuis les sommets de bourrelets marginaux jusqu'à la plaine côtière. Ces formes du relief sont préservées dans le paysage actuel sous la forme de buttes résiduelles, de plateaux résiduels ($\times 1$ à $\times 10^2$ km²) ou de plaines ($\times 10^3$ à $\times 10^6$ km²), plus ou moins disséqués par le réseau fluvial.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, trois grands types de surfaces d'aplanissement sont reconnues en Afrique australe : (1) les '*etchplains*' ou surfaces de corrosion, associées à des épisodes d'altération intense sous des climats chauds et humides ; (2) les pédiments-pédiplaines formés par érosion mécanique. Il est à noter que les pédiments bien que formés par érosion mécanique, en contexte climatique favorable, peuvent être favorisés par l'altération chimique (Wayland, 1933; Bremer, 1993; Thomas,

1994; Migoñ, 2004, 2013). Par exemple, la néoformation de minéraux d'argiles (principalement de la kaolinite) ameublissent le matériel à éroder. De plus, les pédiments peuvent (i) porter des profils d'altération formés postérieurement à leur mise en place ou encore (ii) participer au décapage d'une 'etchplain'. Il est donc parfois impossible de différencier une 'etchplain' d'un pédiment ; (3) les surfaces d'abrasion marine ou 'wave-cut platforms' qui résultent de l'action érosive des vagues lors d'une remontée du niveau marin (transgression).

5.4.1 'Etchplain' ou surface de corrosion

Elle constitue une surface d'aplanissement légèrement ondulée associée à un profil d'altération (ou profil latéritique) plus ou moins préservé (Wayland, 1933; Büdel, 1982; Thomas, 1994). Deux types d' 'etchplains' sont reconnus (Migoñ, 2004):

(1) les 'etchplains' armées par un profil d'altération (i.e. 'mantled etchplains'), pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et dont le sommet peut être coiffé d'une cuirasse d'altération latéritique (cuirasse ferrugineuse ou bauxite).

(2) Les 'etchplains' dont le profil d'altération est décapé ou déblayé (i.e. 'stripped etchplains') par des processus alluviaux. Seuls quelques résidus du profil d'altération initial sont préservés (< 10 % de l'aire initiale). Le front d'altération dégagé forme la topographie de la surface d'aplanissement dont la rugosité dépend de la pénétration du profil initial. Les reliefs résiduels associés sont appelés 'inselbergs' (ou 'tors' et 'bonhardts' en fonction de leur taille) (e.g. Ollier, 1965; Twidale and Bourne, 2013).

5.4.2 Pédiments - pédiplaines

Au sens large, les pédiments sont des surfaces d'érosion mécanique faiblement inclinées (pentes comprises entre $x10^{-4}$ % et 1 %), connectées à un niveau de base. Les valeurs de pente augmentent vers l'amont de la surface ($x1$ % à >15 %) et peuvent former un escarpement reliant le pédiment à la morphologie amont (Tator, 1952, 1953; Whitaker, 1979; Dohrenwend and Parsons, 2009). Les termes pédiments ou pédiplaines sont fonction de la taille de la surface d'aplanissement, soit respectivement $x 10^1$ - $x 10^2$ km² et $x 10^3$ - $x 10^6$ km².

Les pédiments se développent généralement sur des matériaux meubles (e.g. saprolite en domaine tropical). L'érosion se fait par des processus alluviaux (i.e. écoulements en nappes ('sheetfloods') ou ruissellements diffus ('rill wash')) qui recouvrent l'ensemble de la surface

du pédiment avec une capacité de transport suffisante pour évacuer le matériel érodé. Le recul d'escarpement (*'backwearing'*) est le processus dominant évoqué notamment dans les travaux de L.C. King dans son modèle d'évolution du relief en Afrique du Sud (e.g. King, 1982). Plus récemment, Dohrenwend and Parsons (2009) ont montré que les processus d'abaissement de versant (*'downwearing'*) étaient aussi actifs dans la formation des pédiments actuels de l'Arizona (USA).

Les études d'isotopes cosmogoniques réalisées sur le pourtour sud-africain dans des contextes climatiques différents (e.g. aride en Namibie (Cockburn et al., 2000), semi-aride à humide en Afrique du Sud (Glotzbach et al., 2016), montrent que certains pédiments sont toujours actifs malgré des taux de dénudation actuels très faibles (2-10 m/Ma) (Cockburn et al., 2000; Erlanger et al., 2012; Decker et al., 2013; Glotzbach et al., 2016).

5.4.3 Surfaces d'abrasion marine (*'wave-cut platforms'*)

Les surfaces d'abrasion marine (*'wave-cut platforms'*) sont des surfaces d'aplanissement, légèrement inclinées vers l'océan (1° à 5°) qui viennent buter sur le trait de côte au pied d'une falaise. Elles se développent durant les phases de transgression marine, l'action des vagues étant le principal agent érosif. Lorsqu'elles sont préservées à terre, ces surfaces peuvent porter des sédiments marins résiduels témoignant d'une remontée du niveau de la mer (phase transgressive et haut niveau marin). En Afrique australe, ces surfaces sont polygéniques parce qu'elles érodent des surfaces d'aplanissement préexistantes (i.e. *'etchplains'*, pédiments).

Plusieurs surfaces de ce type sont préservées sur la frange côtière de l'Afrique du Sud et de Namibie (e.g. la surface de Birbury sur le versant indien de l'Afrique du Sud (Siesser and Miles, 1979) ; la surface de Buntfeldschuh en Namibie (e.g. Kaiser, 1926)). Ces surfaces ont également été reconnues sur les données de sub-surface (sismique réflexion 2D) dans les bassins de l'Orange et de l'Outeniqua (cf. Chapitre 3 et 4).

5.4.4 Vallées glaciaires

Des vallées glaciaires enfouies puis exhumées sont connues en Afrique australe. Elles sont héritées de la glaciation gondwanienne (fin Dévonien-Permien inférieur). La calotte glaciaire située au pôle sud, recouvrait l'Afrique centrale et le sud de l'Afrique pendant le Carbonifère terminal-Permien inférieur. Les dépôts sédimentaires associés correspondent à la formation de la Dwyka reconnue à la base de plusieurs bassins Karoo

(e.g. Catuneanu et al., 2005). Un bel exemple de ce type de forme du relief est préservé au nord-ouest de la Namibie où d'anciennes vallées glaciaires, remplies par les dépôts glaciaires de la Dwyka et recouvertes par les basaltes du Crétacé inférieur de l'Etendeka (cf. Chapitre 2), sont peu à peu dégagées par l'érosion (Martin, 1973).

5.5 Étagement des pédiments : proxy de la déformation

5.5.1 Facteurs de contrôle de la genèse et de l'étagement des surfaces d'aplanissement

Les surfaces d'aplanissement de l'Afrique australe sont étagées depuis le sommet des bourrelets marginaux jusqu'à la plaine côtière (e.g. King, 1982; Lageat and Robb, 1984; Partridge and Maud, 1987; Dauteuil et al., 2015). Guillocheau et al. (2017) (cf. Annexe 2) discutent l'origine de cet étagement qui est une caractéristique majeure des reliefs africains. Deux interprétations sont envisageables :

(1) après une surrection initiale, l'érosion par recul de versants est synchrone sur toute la séquence étagée. En prenant l'exemple de la marge indienne du plateau sud-africain, Van der Beek et al. (2002) soutiennent ce cas de figure et proposent que l'étagement observé de surfaces planes soit lié à un héritage structural (i.e. alternance des strates horizontales du bassin du Karoo plus ou moins résistantes à l'érosion) ;

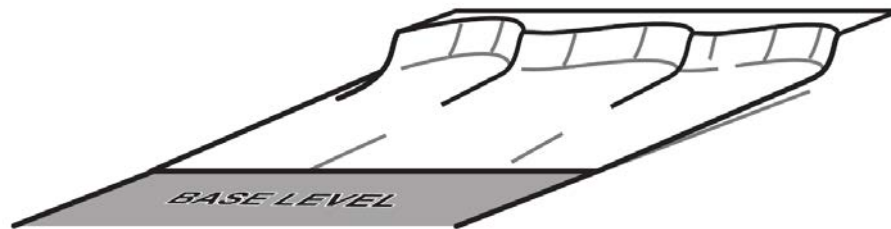
(2) l'étagement de ces aplanissements résulte de chutes successives du niveau de base en réponse à des surrections.

Plusieurs arguments sont avancés pour défendre la deuxième hypothèse :

- En général, l'état de dégradation des paléo-surfaces par l'incision des rivières postérieures est décroissant depuis la surface la plus haute jusqu'à la surface la plus basse. Cela suggère que les surfaces les plus hautes sont les plus anciennes ;
- Les datations absolues des latérites qui arment les surfaces d'aplanissement en Afrique de l'Ouest (Burkina Faso, Mali) montrent également une décroissance des âges depuis la surface la plus haute à la plus basse (Beauvais et al., 2008) ;
- Dans certains cas les surfaces d'aplanissement les plus hautes peuvent être déformées et les surfaces plus basses restées planes ; cela implique que la mise en place des surfaces non déformées soit postérieure à celle des surfaces déformées. Un bel exemple de ce cas de figure sera illustré à la suite dans ce chapitre (§ 5.6.2, Figure 5.7).

Ces arguments nous amènent à penser que la différence d'altitude entre deux surfaces d'aplanissement successives est un proxy de l'amplitude de la chute du niveau de base associée à une surrection tectonique entre le moment où la surface haute est abandonnée et la nouvelle surface créée (Figure 5.4).

t1 First generation of planation surfaces (pediments)



t2 Uplift (base level fall): second generation of pediments

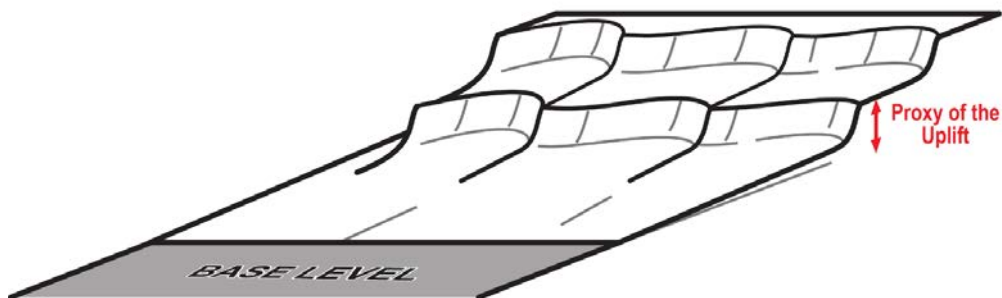


Figure 5.4 : Bloc 3D illustrant le rôle du niveau de base dans l'étagement des surfaces d'aplanissement. t1 : pédiments adaptés à un niveau de base. t2 : la chute du niveau de base associée à une surrection entraîne le développement d'une nouvelle génération de pédiments. Ici, la hauteur des escarpements amont des pédiments correspond à l'amplitude de la chute du niveau de base. [Schematic diagram showing the role of the base level fall in the stepping of planation surfaces. t1: pediments connected to a base level. t2: new generation of pediments following a base level fall related to an uplift. The height of the scarp between the two pediments is a proxy for the measurement of the surface uplift.]

5.6 Étude de cas : la marge du Kwazulu-Maputaland (marge indienne de l'Afrique du Sud)

5.6.1 Zone d'étude

La marge indienne de l'Afrique australe est une marge transformante liée au fonctionnement décrochant dextre de la zone de fracture d'Agulhas-Falkland (AFFZ) (cf. Chapitre 3). Elle s'est initiée au Jurassique moyen lors de la dislocation du continent Gondwana et s'ouvre selon une direction d'extension NE-SO au Crétacé inférieur. L'âge de la première croûte océanique identifiée dans la Vallée du Natal est compris entre les chrons M10 et M11 (i.e. 133.58-135.32 Ma - Gradstein et al., 2012).

Le segment de marge du Kwazulu-Maputaland est situé à l'extrémité nord de l'AFFZ dans la région du Kwazulu-Natal en Afrique du Sud. Il porte un haut bourrelet marginal, culminant à plus de 3300 m sur le plateau du Drakensberg (Figure 5.5), qui sépare un haut-pays de plateau d'un bas-pays de plaine.

Le versant côtier du bourrelet qui fait l'objet de cette étude, s'étend depuis le plateau du Drakensberg, à l'est jusqu'à l'Océan indien à l'ouest (Figure 5.5). Il est caractérisé par :

- deux escarpements côtiers principaux situés en amont qui délimitent de petits bassins versants, caractérisés par des rivières relativement linéaires et perpendiculaires au trait de côte, connectés au niveau de base de l'Océan Indien. La rivière Tugela est la plus importante de la zone et alimente le delta de la Tugela dans le bassin de Durban (Thekwini) (Figure 5.5).
- une zone de flexure orientée nord-sud qui délimite à l'ouest, une zone haute (1200-1500 m) avec un gradient topographique relativement faible, d'une zone basculée vers l'ouest qui plonge vers l'Océan Indien. Cet axe de flexure a été défini comme le '*Natal Monocline*' (Penck, 1908; King, 1982) ou l'axe de Ciskei-Swaziland (Du Toit, 1933). Selon King (1982), cette structure serait liée à des phases de surrections successives pendant le Crétacé et le Cénozoïque.

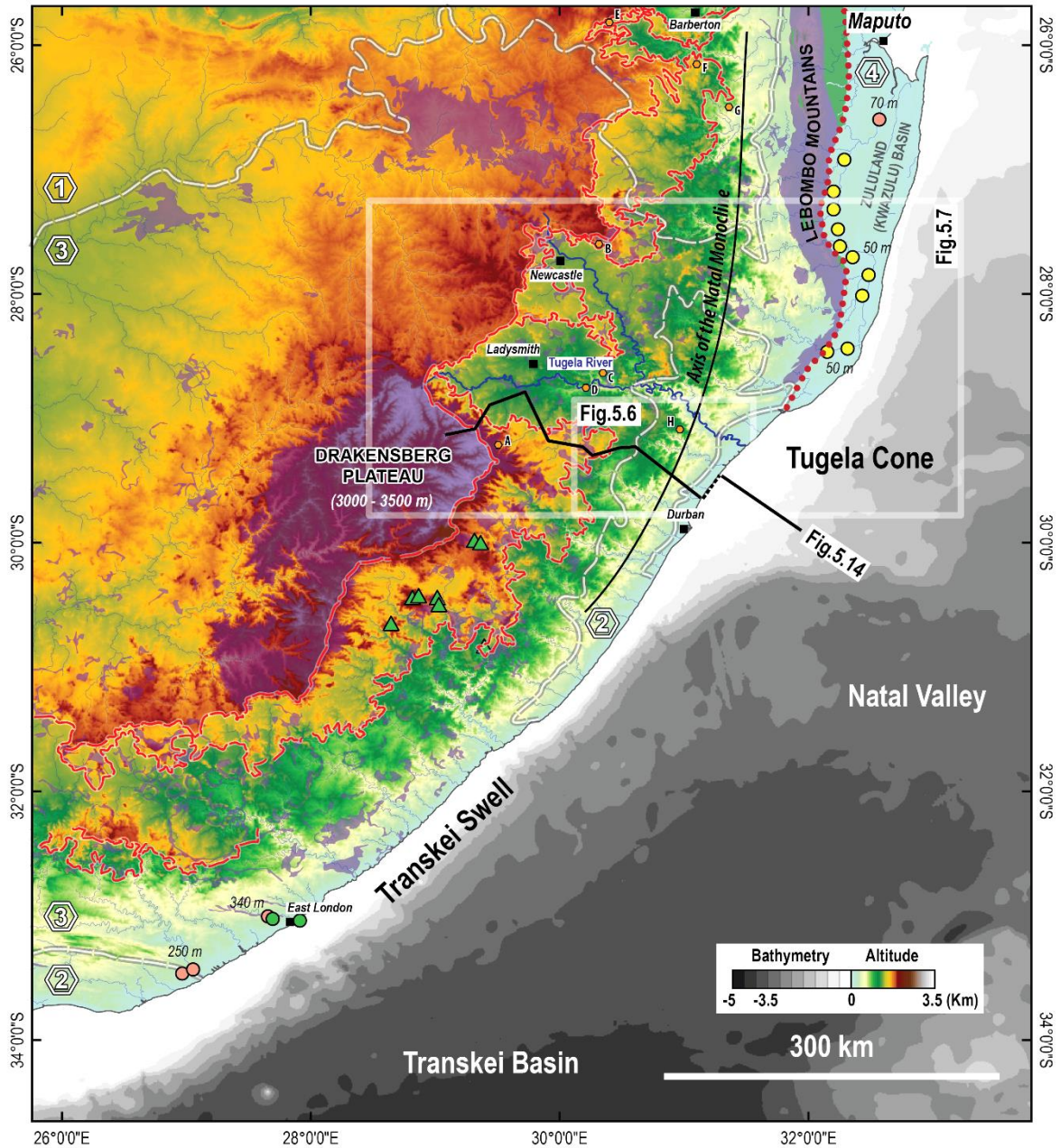


Figure 5.5 : Topographie de la marge indienne de l'Afrique australe, extraite du SRTM 90 m à terre, GEBCO 2014 (1' d'arc) à mer. Les contours géologiques sont extraits de 'The Tectonic Map of Africa' (1 :10 M), (Milesi et al., 2010). [Topography of the Indian margins of South-Africa. Onshore (SRTM 90m) and offshore (GEBCO 2014). Geological domains from 'The Tectonic Map of Africa' (1 :10 M), (Milesi et al., 2010).]

5.6.2 Chronologie relative des formes du relief du segment de marge du Kwazulu-Maputaland

Cinq générations de surfaces d'aplanissement étagées ont été définies sur le relief amont du segment de marge du Kwazulu-Maputaland (Figure 5.7). Ce sont, de la plus haute à la plus basse : (1) deux 'etchplains' résiduelles ('stripped etchplains') S1a et S1b, (2) la pédiplaine S2, (3) la pédiplaine S3, (4) la surface d'abrasion marine ou 'wave-cut platform' S4. Les incisions fluviales sont adaptées sur la surface S4 dans leur partie avale. L'ensemble des surfaces d'aplanissement reconnues sur la marge du Kwazulu-Maputaland est altéré et associé à des latérites. Plusieurs types de faciès latéritiques ont été observés sur le terrain. Ils sont dépendants de la nature du substratum (Figure 5.10). Les caractéristiques de ces formes du relief sont synthétisées dans le Tableau 5.1.

Une première estimation de la déformation peut d'ores et déjà être établie : les paléo-surfaces S1b, S2 et S3 sont basculées vers la mer, à l'est de l'axe de flexure du 'Natal Monocline', ce qui indique une ou plusieurs phases de déformation postérieures à leur mise en place (Figure 5.6).

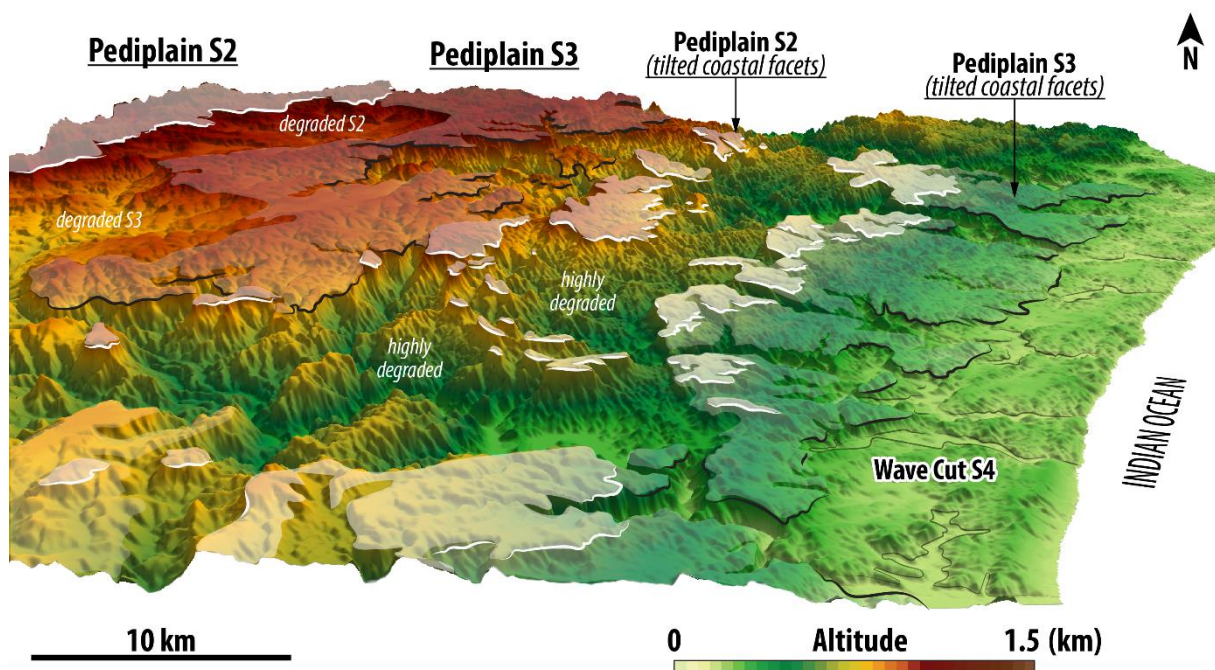


Figure 5.6 : Vue oblique (SRTM 90m) vers le Nord, illustrant l'étagement et le basculement vers l'Océan Indien des surfaces d'aplanissement du segment de marge du Kwazulu-Maputaland. Voir la localisation sur la Figure 5.5. [Oblique view toward the north of the landforms of the Kwazulu-Maputaland margin. See the stepping and the eastern tilt of the planation surfaces S2 and S3. See Figure 5.5 for the location.]

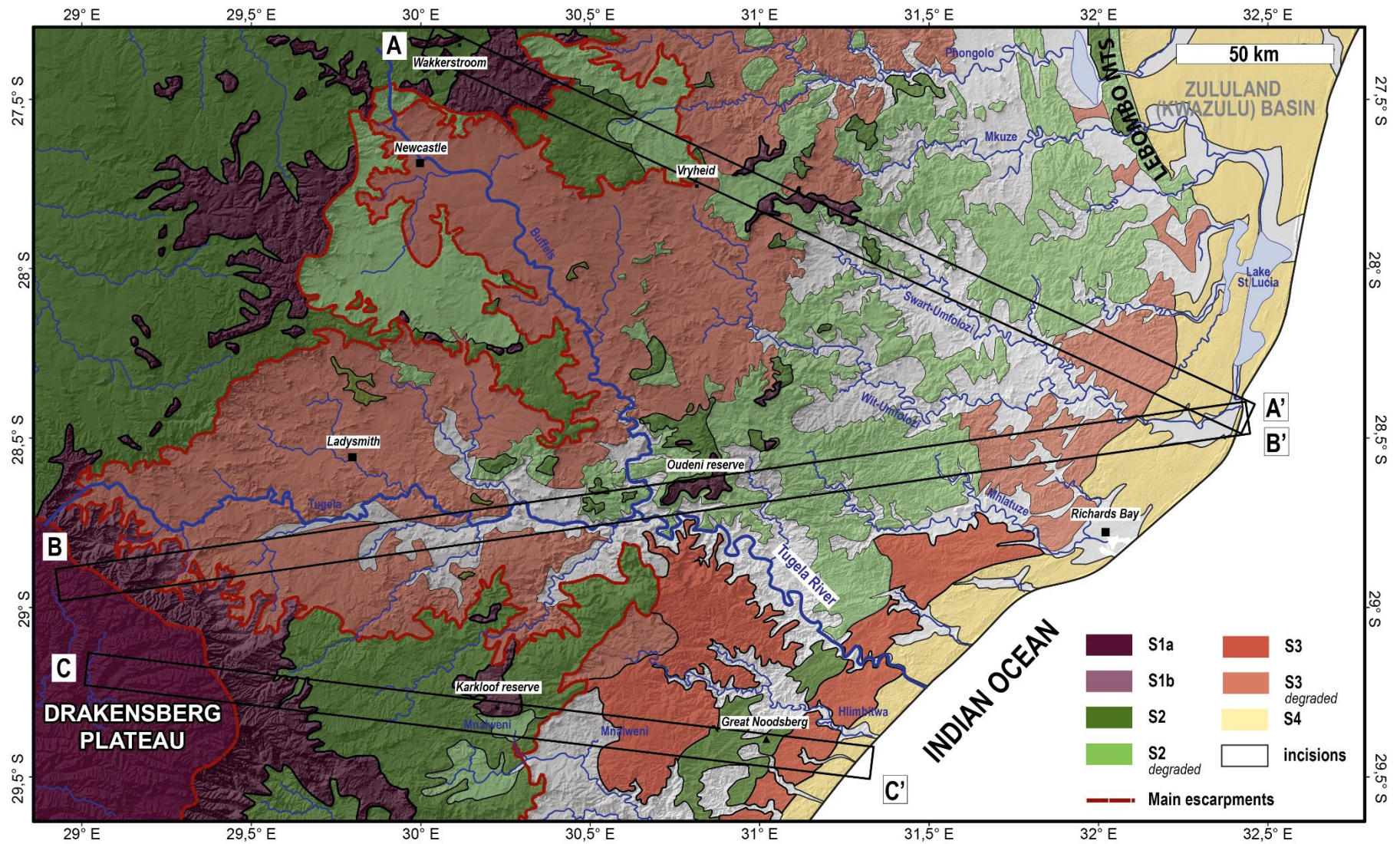


Figure 5.7 : Carte des formes du relief du segment de marge du Kwazulu-Maputaland. Voir la Figure 5.5 pour la localisation. [Geomorphological map of the Kwazulu-Maputaland margin relief. See Figure 5.5 for location]

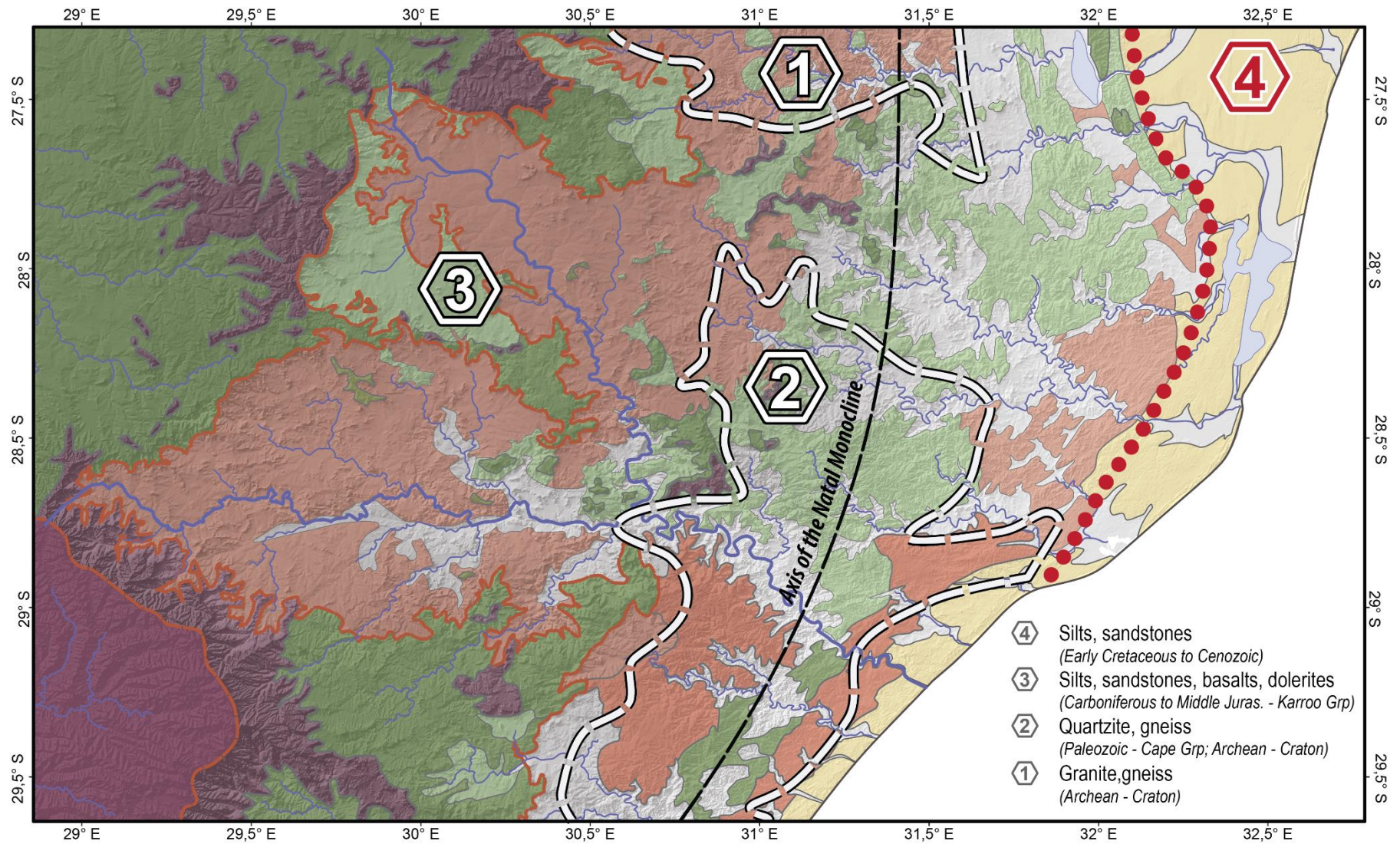


Figure 5.8 : Contours lithologiques du segment de marge du Kwazulu-Maputaland. Voir la Figure 5.5 pour la localisation. [Lithologic borders of the Kwazulu-Maputaland margin relief. See Figure 5.5 for location]

Indépendamment des déformations postérieures à leur mise en place, les surfaces d'aplanissement S1a, S2, S3 et S4 convergent vers le niveau de base de l'Océan Indien. Ce dernier devait constituer un niveau de base pérenne pendant leur mise en place (Figure 5.9).

	ELEVATION	LANDFORM + WEATHERING	RELATIONSHIPS WITH THE OLDEST FORM	SYNONYMY	AGE
Surface S1a/b	3,000 - 3,500 m (Drakensberg Plateau), 1,700 - 2,200 m (other areas)	Highly degraded planation surface - stripped etchplain w.: S1a: partly weathered parent rock - arena with corestones (spheroidal weathering) - base of the <i>lateritic profile</i> S1b: moderately (arena) to completely (kaolinite) weathered		Gondwana Surface (King, 1982)	S1a/b cut through the Karoo basalts dated at 183-176 Ma (Jourdan et al., 2008)
Surface S2	600 - 1,700 m	Regional pediplain. Outlying plateaus and tilted coastal facets preserved in the Indian side of the 'Great Escarpment'. Highly degraded planation surface in the landward side of the 'Great Escarpment'. w.: moderately (arena) to completely (kaolinite) weathered - occurrence of iron duricrusts and bauxites.	Difference of elevation with S1b, 500 - 700 m	African Surface (King, 1982; Partridge & Maud, 1987)	S2 cut through kimberlites (diatrem facies) dated at ca. 105-80 Ma (Jelsma et al., 2004)
Surface S3	150 - 1,200 m	Pediplain preserved only in the Indian side of the 'Great Escarpment'. Occurrence of tilted coastal facets. w.: moderately (arena) to completely (kaolinite) weathered - occurrence of iron duricrusts.	Difference of elevation with S2, 300 - 400 m	Post African Surface I (Partridge & Maud, 1987)	S3 is overlain by marine sediments dated from the Upper Cretaceous (ca. 84-72 Ma, Sieser 1982; McMillan 2009); and from the mid Eocene (ca. 48-41 Ma)
Surface S4	0 - 75 m	Wave cut platform. w.: moderately (arena) to completely (kaolinite) weathered - occurrence of iron duricrusts.	Difference of elevation with S3, 150 - 200 m	Post African Surface II (Partridge & Maud, 1987)	S4 cut through Cretaceous and Paleogene sediments (younger age ca. 48-41 Ma). S4 is overlain by marine sediments dated from the middle Miocene (ca. 18-15 Ma) (Frankel, 1966).
River incisions		Rivers incision cut through S1a/b, S2 and S3 planation surfaces and are connected to the S4 base level. The maximum depth of incision is located along the 'Natal Monocline' axis, with more than 700 m of incision compare to the S3 present-day elevation.			age ≤ S4

Tableau 5.1 : Chronologie relative, caractéristiques, synonymie et âges des formes du relief du segment de marge du Kwazulu-Maputaland. [Relative chronology, characteristics, synonymy and ages of the landforms of the Kwazulu-Maputaland margin.]

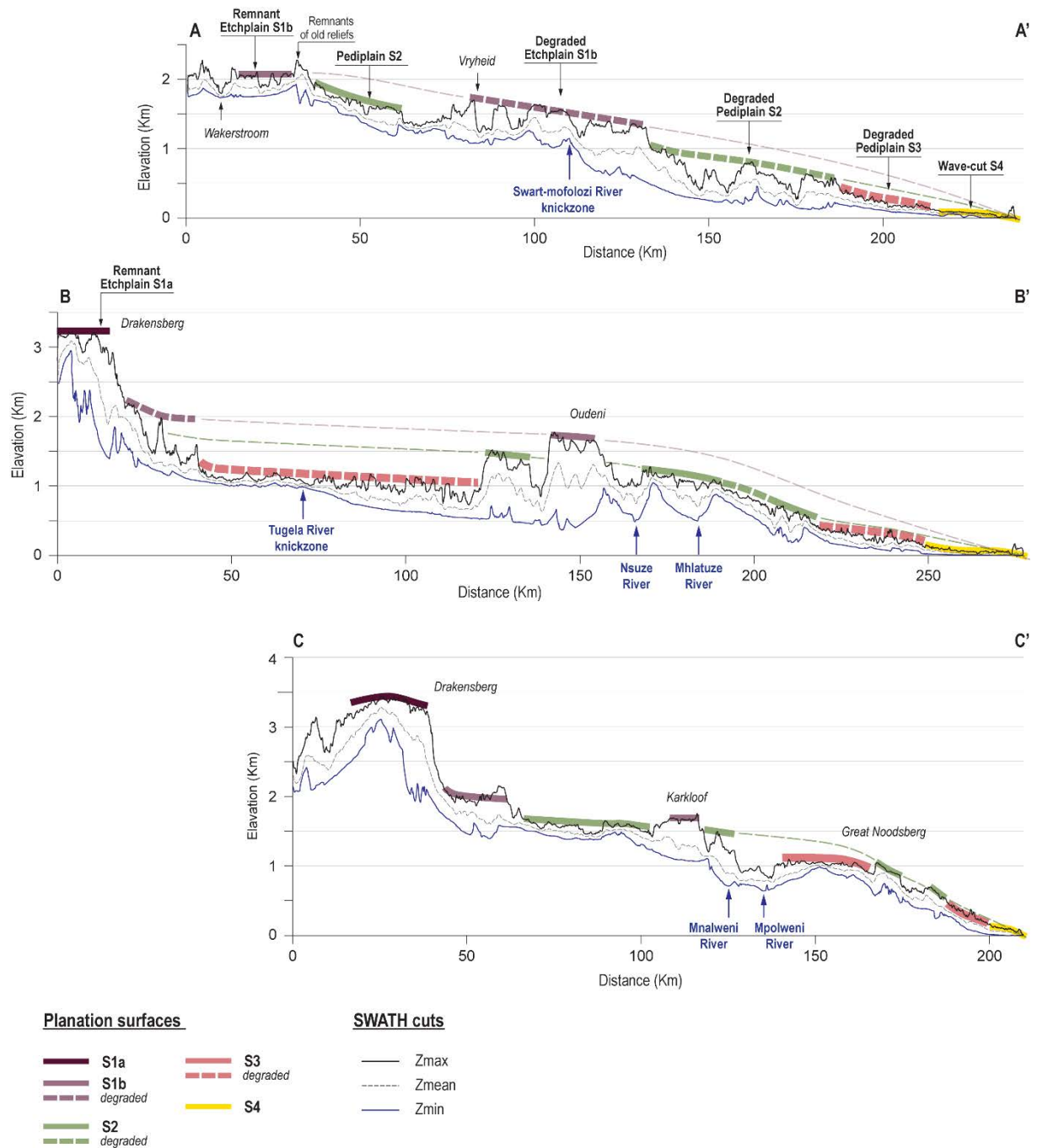


Figure 5.9 : Profils SWATH interprétés. Voir la Figure 5.7 pour la localisation des profils. Les lits des principaux cours d'eau sont indiqués par des flèches bleues. [Interpreted SWATH profiles. See Figure 4.7 for location. Blue arrows = river incisions.]

5.6.3 Impact de la lithologie et de l'altération sur les processus d'aplanissement

Les contours lithologiques représentés sur les Figures 5.5 et 5.8, regroupent quatre ensembles géologiques :

- I) le domaine de socle archéen (i.e. Craton du Kaapvaal) constitué de granites, granodiorites et gneiss. Ces terrains sont observés au nord de la zone d'étude et le long de l'axe du '*Natal Monocline*' où l'incision par les rivières est la plus importante ;
- II) les quartzites paléozoïques du Cap, localisées préférentiellement le long de l'axe du '*Natal Monocline*' ;
- III) les silts et grès du bassin du Karoo (Carbonifère terminal-Jurassique moyen) forment l'ensemble géologique dominant sur la zone d'étude. Les basaltes et dolérites de la Province Ignée du Karoo, très abondants, arment le plateau du Drakensberg et les montagnes des Lebombo ;
- IV) les séries sédimentaires méso-cénozoïques (silts et grès fins dominants), localisées au nord-est de la zone d'étude dans le Bassin du Zululand (Kwazulu), où les séries sédimentaires du Crétacé sont affleurantes (Barrémien-Maastrichtien) et basculées vers l'Océan Indien (e.g. McMillan, 2003).

La carte géomorphologique (Figure 5.7) montre qu'au premier ordre, la chronologie relative des formes du relief n'est pas contrôlée par des différences lithologiques. La même chronologie relative est mise en évidence au nord et au sud de la zone d'étude bien que ces deux domaines présentent des organisations lithologiques différentes.

Au second ordre, la lithologie joue un rôle sur la morphologie des surfaces d'aplanissement. Les photos de terrain (Figures 5.10 et 5.11) illustrent les différences de morphologie pour une même surface d'aplanissement selon qu'elle recoupe l'ensemble géologique Karoo ou le domaine de socle. De par ses strates de grès sub-horizontales, l'ensemble Karoo est caractérisé par des plateaux très plans. Sur les domaines de socle archéen, les surfaces d'aplanissement présentent un grain beaucoup plus rugueux. Ici, les processus d'altération qui dépendent de la lithologie jouent un rôle majeur sur le modelé de ces surfaces.

Sur le domaine de socle archéen (I) (au nord de la zone d'étude, Figures 5.5 et 5.8), seule la saprolite kaolinique des latérites est préservée sur de grandes épaisseurs (10 -

50 m). Elles sont souvent associées à des reliefs résiduels de type '*inselbergs*'. Aucune cuirasse latéritique *in situ* n'a été observée sur la surface haute S2 tandis que des cuirasses détritiques ont été observées sur la surface S3.

Sur le domaine sédimentaire Karoo (III) (Figure 5.8), l'expression des latérites est différente. Les silts et argiles du bassin Karoo, de par leur minéralogie dominée par la silice (sables quartzeux), sont peu ou pas kaolinisés mais sont directement surmontés d'une cuirasse ferrugineuse. Le même type de faciès est observé dans le Bassin de Zululand (Crétacé) qui est extrêmement riche en siltites quartzitiques. A l'inverse, les roches magmatiques de type dolérites et basaltes, associées à la province magmatique du Karoo, ont subi une altération intense. Dans certains cas des dykes de dolérites complètement kaolinisés (ou arènes kaolinisés) ont été observés au sein des séries sédimentaires Karoo saines.

Nos observations de terrain montrent que :

- (1) l'ensemble des surfaces d'aplanissement, défini sur la marge Indienne de l'Afrique du Sud, porte des profils d'altération (ou latérites) ;
- (2) les faciès latéritiques sont fonction de la lithologie de la roche mère ;
- (3) la lithologie et l'altération ont un impact sur le modelé des surfaces d'aplanissement.

Plusieurs auteurs ont souligné le rôle de l'importance de l'altération chimique et de son couplage avec l'érosion mécanique dans la formation des surfaces d'aplanissement (Wayland, 1933; Bremer, 1993; Thomas, 1994; Migoñ, 2004, 2013). Les données paléoclimatiques de Braun et al. (2014) (cf. Annexe 1) montrent que le climat était humide et favorable à des processus d'altération chimique continus pendant le Crétacé et le Cénozoïque. Nous suggérons que l'aplanissement des pédiplains S2 et S3 résulte de processus alluviaux dont le pouvoir décapant a été aidé par l'altération. Il en est de même pour la surface d'abrasion marine S4, où le nivellement par l'action des vagues pourrait avoir été assisté par l'altération chimique.

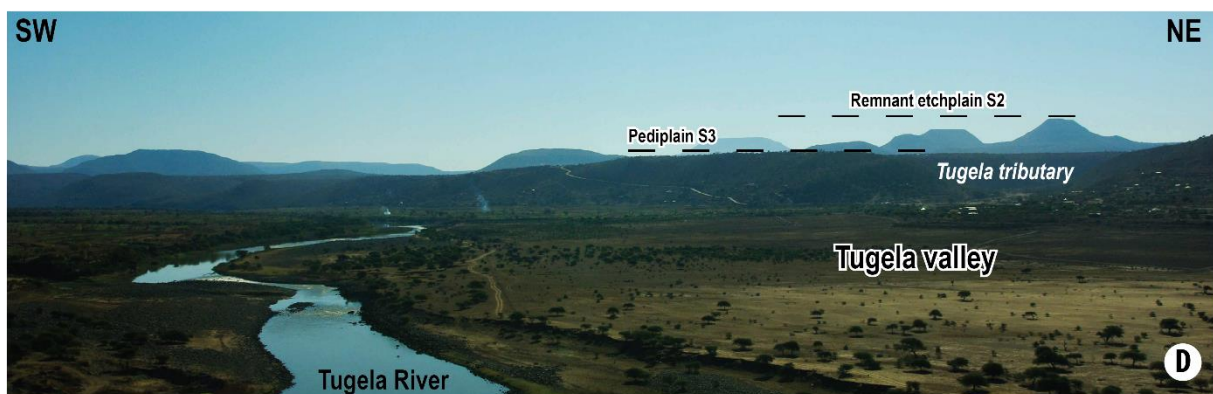
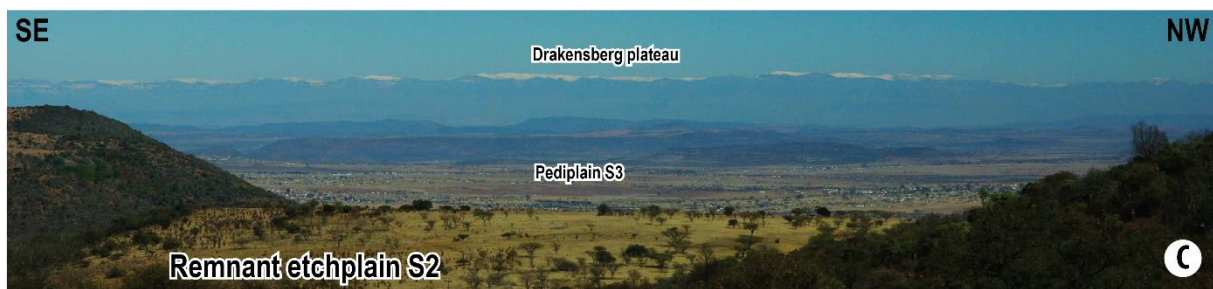
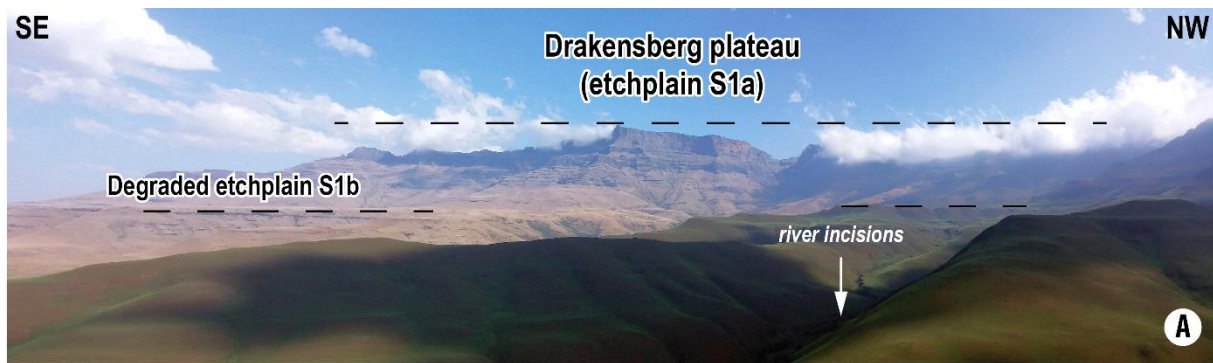


Figure 5.10: Planche photographique illustrant la morphologie des surfaces d'aplanissement dans le Bassin du Karoo. Voir la localisation sur la Figure 5.5. [Pictures plate showing the morphology of the planation surfaces in the Karoo Basin. See Figure 5.5 for location.]

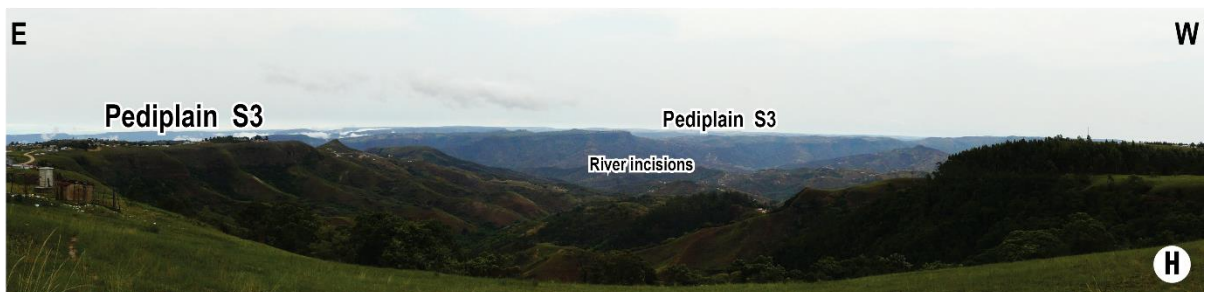
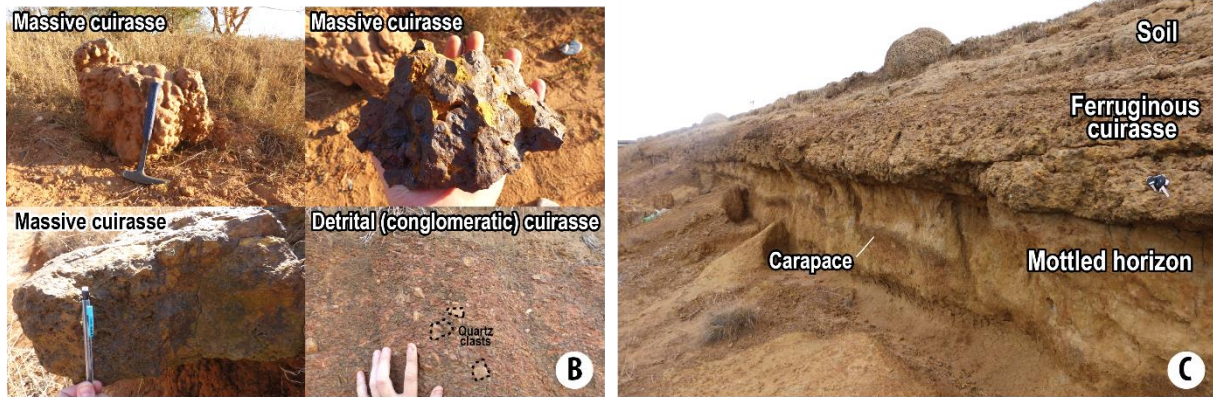
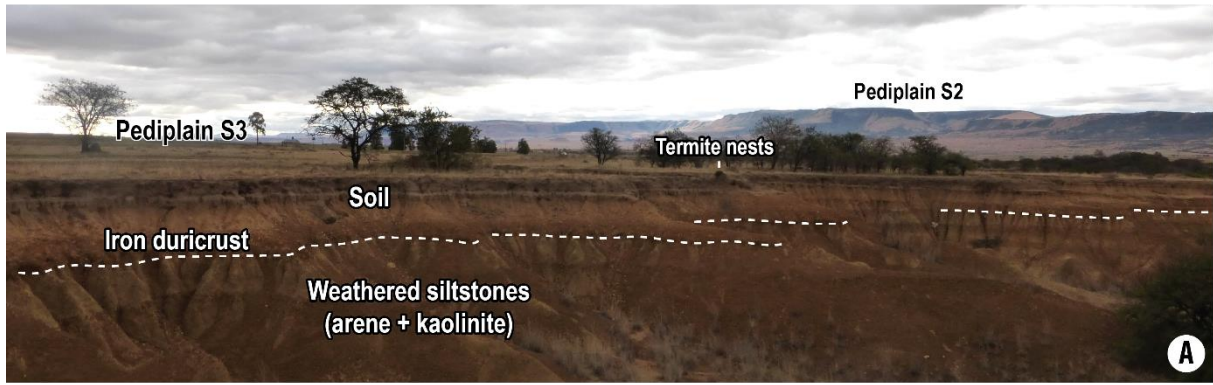


Figure 5.11 : Planche photographique illustrant la morphologie des surfaces d'aplanissement dans le domaine de socle. Voir la localisation sur la Figure 5.5. [Pictures plate showing the morphology of the planation surfaces in the basement area. See Figure 5.5 for location.]

Figure 5.12 : Planche photographique illustrant des faciès latéritiques de la marge Sud-Est Africaine. [Pictures of lateritic facies along the SE African margin.]



5.6.4 Eléments de datation des surfaces d'aplanissement

La datation relative des surfaces d'aplanissement définies préalablement est basée sur les relations géométriques entre ces surfaces et les sédiments marins préservés à terre et le volcanisme. La chronologie établie est ensuite corrélée avec les âges du remplissage sédimentaire préservé en mer (cf. Chapitre 3), en vue de proposer un modèle d'âge global.

5.6.4.1 Marqueurs stratigraphiques à terre

La localisation et l'âge des éléments de datation utilisés dans cette étude sont représentés sur la Figure 5.5 et dans le Tableau 5.1.

Surfaces S1a, S1b : Ces deux '*etchplains*' décapées recoupent les basaltes et les dolérites de la province magmatique du Karoo (épanchements volcaniques du Drakensberg et séries des Lebombo). Elles sont donc postérieures à **176 Ma** (e.g. Jourdan et al., 2008).

Surface S2 : La pédiplaine S2 recoupe des kimberlites datées entre **105 et 80 Ma** (Jelsma et al., 2004), situées au pied du plateau du Drakensberg. L'aplanissement de cette surface est donc postérieur au Crétacé inférieur.

Surface S3 : L'aval de la pédiplaine S3 est recouvert par des sédiments carbonatés marins datés de l'Eocène moyen (i.e. Formation Bathrust, le Roux, 1990) à proximité de la ville de East London en Afrique du Sud. Les études biostratigraphiques (foraminifères benthiques) réalisées dans le cadre de ce projet précisent un âge Lutétien (i.e. **48-41 Ma**) pour ces séries. Toujours dans la même localité, des sédiments marins du Campanien (ca. **84-72 Ma**) ont été décrits (Formation Igoda ; e.g. Siesser, 1982; McMillan, 2009). Cela suggère que la surface S3 serait également d'âge crétacé supérieur.

Surface S4 : La surface d'abrasion marine S4 est recouverte par des sédiments carbonatés marins (i.e. Formation Uloa - e.g. Frankel, 1966), attribués au Miocène inférieur à moyen. Cela suggère que la surface S4 serait antérieure à ca. **18-15 Ma**. La carte et la coupe géologique de la Figure 5.13 montrent que cette surface d'aplanissement recoupe les sédiments basculés vers l'est du Bassin du Zululand (Kwazulu). Les réévaluations biostratigraphiques des sédiments les plus récents recoupés (i.e. Formation Salamanca) précisent un âge compris entre **48 et 41 Ma** et contraignent l'âge inférieur de l'aplanissement.

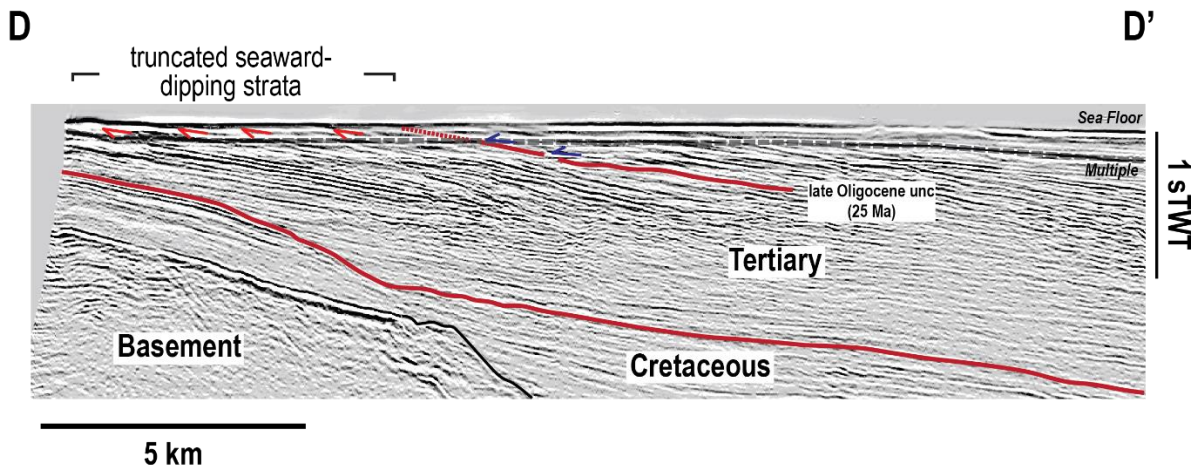
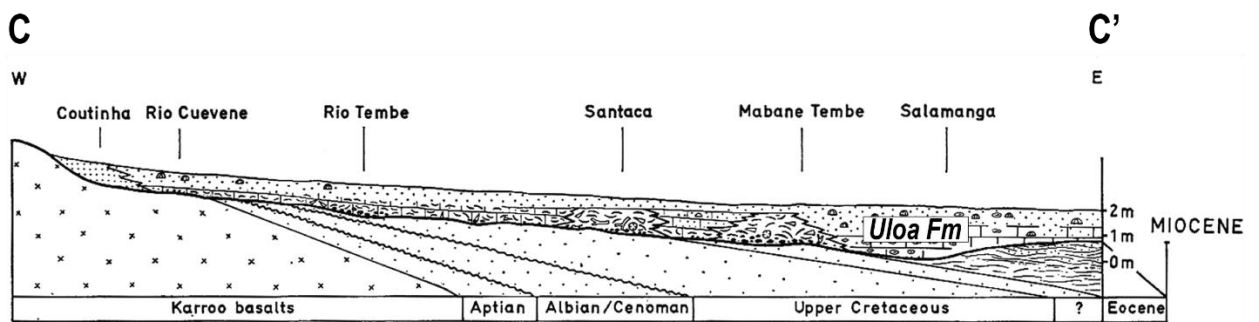
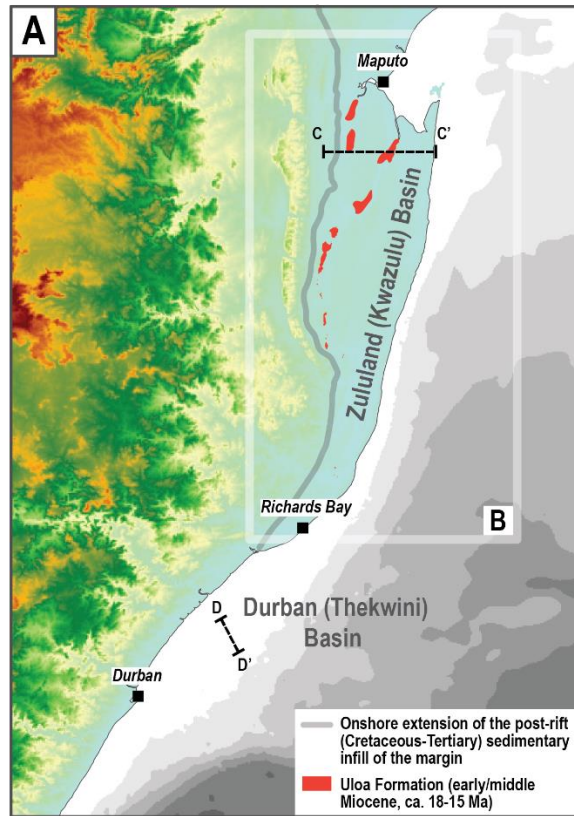
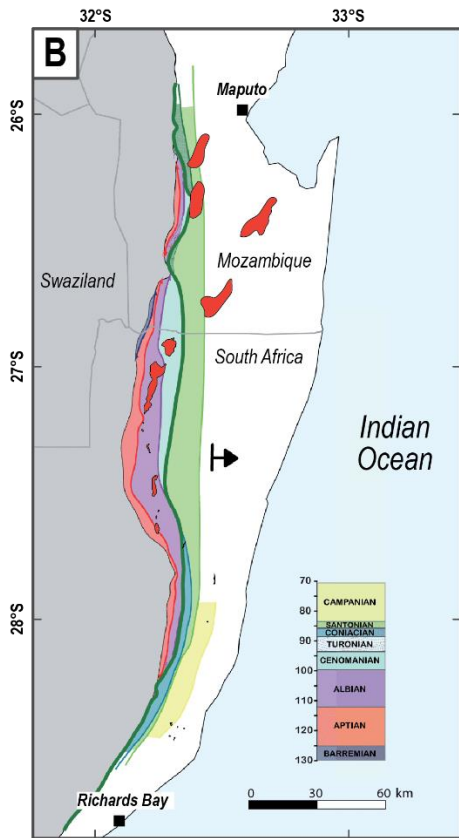


Figure 5.13 : Relations géométriques entre la surface d'abrasion marine S4 et les sédiments. *A : Plan de position. B : Carte géologique simplifiée du Bassin du Zululand (Kwazulu). Modifiée d'après Frankel, 1972 ; Rossignol, 2011 ; Cartes géologiques (1:250 000) de Kosibaai et de Santa Lucia (Council for Geoscience, 1985). C-C' : Coupe géologique synthétique du Bassin du Zululand (Kwazulu) (modifié d'après Förster, 1975). Notez la discordance angulaire, correspondant à la surface d'abrasion marine S4. Elle sépare les dépôts carbonatés marins et horizontaux de la Formation Uloa (Miocène inférieur à moyen), des dépôts du Crétacé et du Paléogène tronqués et basculés vers la mer. D-D' : Extrait de profil sismique (réflexion 2D) du Bassin de Durban (Thekwini). Notez la discordance angulaire en amont du profil, correspondant au fond d'eau actuel et à la surface d'abrasion marine S4. [Geometry between the wave-cut platform S4 and sediments. B: Zululand (Kwazulu) Basin simplified geological map. Modified from Frankel, 1972; Rossignol, 2011; Kosibaai and Santa Lucia geological map (1:250 000) (Council for Geoscience, 1985). C-C': synthetic geological section of the Zululand (Kwazulu) Basin (modified from Förster, 1975). The wave-cut platform S4 corresponds to an angular unconformity between tilted and truncated Cretaceous and Paleogene sediments and tabular marine carbonates (Uloa Formation). D-D': seismic profile of the Durban (Thekwini) Basin. Note the angular unconformity in the upstream part of the basin, showing truncated dipping strata corresponding to the wave-cut platform S4.]*

5.6.4.2 Remplissage sédimentaire à mer

L'évolution des bassins sédimentaires de la marge transformante d'Agulhas a été discutée en détail dans le Chapitre 3. L'évolution du Bassin de Durban (Thekwini) situé à l'embouchure de la zone d'étude peut être résumée comme suit :

- **Valanginien-Albien (134-103 Ma) :** Phase transitionnelle ou 'sag'. La topographie héritée du rift est progressivement comblée par une sédimentation marine peu profonde.
- **Albien-Turonien (103-93 Ma) :** Marge de type rampe (i.e. bathymétrie < 300 m), dominée par une sédimentation deltaïque.
- **Turonien (93-92 Ma) :** Surrection et basculement du bassin vers l'est enregistrés par (i) une reprise de l'érosion continentale sur la plaine côtière ; (ii) l'accélération de la subsidence et le dépôt de lobes turbiditiques en aval du bassin.
- **Turonien-Lutétien (92-43 Ma) :** Phase rétrogradante de la marge. Le maximum d'enneigement est atteint pendant le Lutétien (ca. 43 Ma). Il correspond au maximum climato-eustatique de l'Eocène moyen (Haq et al., 1987; Zachos et al., 2001). Il est contemporain de la mise en place de plateformes carbonatées sur le pourtour côtier de l'Afrique australe (i.e. Formation Bundfeldschuh en Namibie (Kaiser, 1926), Formation

Bathrust en Afrique du Sud (le Roux, 1990) et les Formations Salamanca (Förster, 1975a) et Cheringoma (e.g. Salman and Abdula, 1995) au Mozambique).

Deux chutes du niveau de base, d'origine probablement tectonique, sont enregistrées dans le bassin pendant le Crétacé supérieur (ca. 73 Ma) et à la transition Crétacé-Tertiaire (ca. 66 Ma). Ces deux chutes sont associées à des surfaces d'érosion et à la mise en place de lobes turbiditiques dans la partie avale du bassin.

- **Lutétien-actuel (43-0 Ma) :** Phase progradante de la marge. Elle est associée à la mise en place du delta de la Tugela. Deux surfaces d'érosion majeures sont enregistrées dans le bassin. La première à ca. 34-33 Ma, est marquée par une augmentation du flux silicoclastique qui pourrait indiquer un forçage tectonique et/ou climatique. La seconde à ca. 25-23 Ma, est liée à une nouvelle phase de basculement du bassin de l'amont vers l'aval. Un nouvel épisode carbonaté d'extension régionale est enregistré dans le bassin à ca. 15 Ma ; il correspond au maximum climato-eustatique du Langhien (Haq et al., 1987; Zachos et al., 2001) (i.e. Formations Uloa, Alexandria, Varswater, De Hoopvllei, terraces marine du Namaqualand en Afrique du Sud (e.g. Pether, 1986; Malan, 1989; le Roux, 1990; Pickford and Senut, 1997; Roberts et al., 2011), Formation Jofane au Mozambique (e.g. Flores, 1973; Lafourcade, 1984)).

5.6.4.3 Vers un modèle d'âge des surfaces d'aplanissement

En se basant sur les éléments de datation préservés à terre corrélés avec les géométries sédimentaires datées en mer, nous proposons le modèle d'âge suivant :

Surfaces S1a et S1b : l'âge de ces surfaces est très incertain. Elles recourent les roches magmatiques de la province ignée du Karoo. Elle est donc postérieure à **176 Ma**.

Surface S2 : Cette pédiplaine est postérieure à **100-85 Ma**. Les faciès des kimberlites qu'elle recoupe, de type diatrèmes et racines hypabyssales, indiquent une hauteur de dénudation comprise entre 1.4 et 2 km depuis leur mise en place (e.g. Stanley et al., 2015). La chute du niveau de base associée à la mise en place de cette pédiplaine, pourrait être engendrée par la flexure de la marge, enregistrée à **92 Ma** dans le Bassin de Durban (Thekwini).

Surface S3 : Cette pédiplaine porte des sédiments marins d'âges lutétien (Formation Bathrust) et ante-campanien (Formation Igoda). Elle est donc antérieure à **84-72 Ma**. La surface d'érosion datée à ca. **73 Ma** dans le Bassin de Durban (Thekwini) pourrait donc être contemporaine de cet aplanissement.

Surface S4 : La surface d'abrasion marine S4 recoupe des sédiments marins du Lutétien (Formation Salamanca) dans le bassin du Zululand et des sédiments de l'Oligocène dans le bassin de Durban en mer. Elle porte en discordance des sédiments du Miocène inférieur à moyen (Formation Uloa). L'âge de cette paléo-surface est donc compris entre **25 et 15 Ma**. La flexure de la marge, enregistrée à **25 Ma** dans le Bassin de Durban (Thekwini), est probablement à l'origine de cet aplanissement.

5.6.5 Modèle d'évolution à long terme

La paléo-topographie terre-mer de la marge et son remplissage sédimentaire ont été restaurés au travers d'une coupe synthétique (Figure 5.14). La restauration de la topographie est basée sur trois principes :

(1) les surfaces d'aplanissement ont une pente très faible ($\times 10^{-4} \%$ - 1 %). Ces valeurs proviennent d'une compilation des pentes des parties avales des pédiments subactuels en Afrique (Guillocheau et al., 2017, cf. Annexe 2) ;

(2) l'étagement des surfaces d'aplanissement résulte de chutes du niveau de base successives induites par une surrection du bourrelet marginal dont les arguments ont été développés précédemment ;

(3) l'amplitude des chutes du niveau de base correspond à la hauteur de l'escarpement entre deux surfaces successives (Figure 5.4) conséquence du fait que chaque surface plane amont de pédiments est un niveau de base local. Ce dernier correspond par restaurations successives à l'Océan Indien.

L'évolution du remplissage sédimentaire à mer provient de § 5.6.4.2 (cf. Chapitre 3).

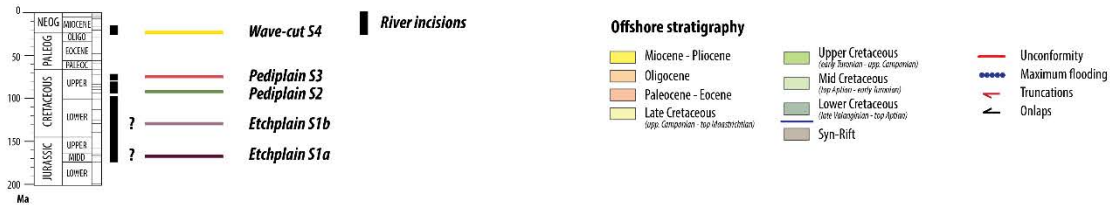
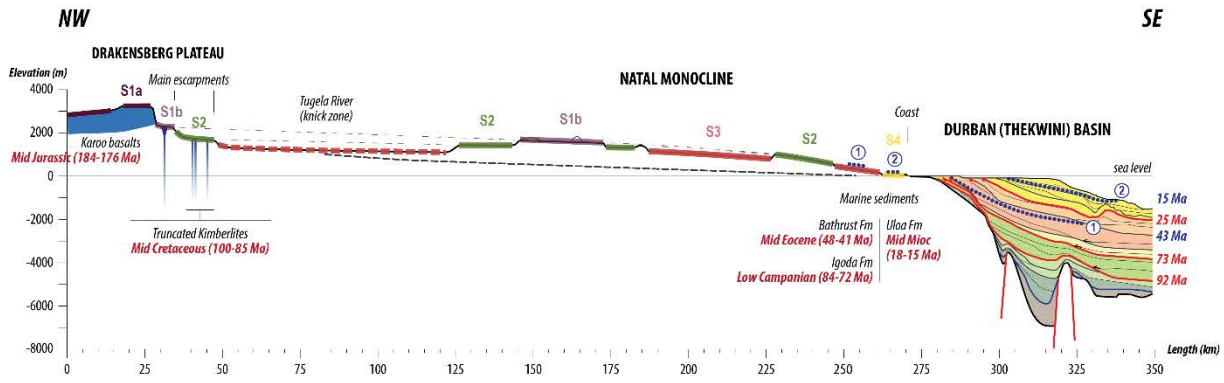
- Au Crétacé inférieur (**100-93 Ma**), le relief de la marge du Kwazulu-Maputaland est peu marqué. Le plateau du Drakensberg et plus généralement la surface S1a sont des surfaces de corrosion décapées (*'stripped etchplains'*), résiduelles, plus hautes et plus anciennes. Elles devaient déjà constituer une ligne de partage des eaux entre l'Océan Indien à l'est et l'Océan Atlantique à l'ouest.

- A ca. **93-92 Ma**, une première surrection du plateau sud-africain induit une flexure et un basculement de la marge vers l'Océan Indien. A terre, cela se traduit par une chute du niveau de base et la mise en place de la pédiplaine S2 (**92-81 Ma**). Dans le bassin, ce basculement de la marge entraîne (i) une augmentation de la subsidence associée à une augmentation de la bathymétrie (i.e. passage d'une marge de type rampe à une vraie

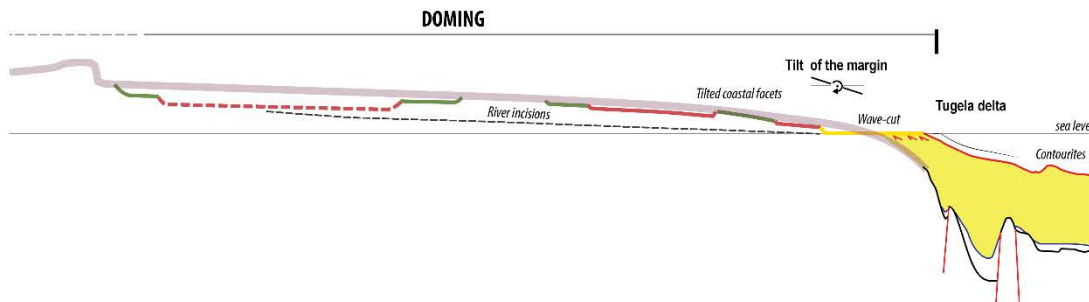
configuration de marge passive) et (ii) le dépôt de lobes turbiditiques en aval du bassin liés à une reprise de l'érosion continentale.

- Au Crétacé supérieur (ca. **81-70 Ma**), une deuxième phase de surrection (ou une accélération de la surrection initiée à 93-92 Ma) du plateau sud-africain, entraîne à terre la mise en place d'une nouvelle génération de surfaces d'aplanissement (pédiplaine S3). A mer, cette déformation se traduit par une surface d'érosion et le dépôt de lobes turbiditiques en pied de pente. Ici, la source de la déformation pourrait être plus distale et provenir de la flexure de la marge Atlantique au Crétacé supérieur (cf. Chapitre 3).
- La tendance rétrogradante de la marge initiée à la fin du Crétacé, indique une période de quiescence de la déformation pendant le Paléogène. Le maximum d'enneigement de la marge est marqué par la mise en place de plateformes carbonatées sur la frange côtière de la marge Indienne de l'Afrique australe à l'Eocène moyen (ca. **43 Ma**).
- A la fin de l'Eocène (ca. **34-33 Ma**), le Bassin de Durban (Thekwini) enregistre une accélération du flux silicoclastique qui marque le début de la progradation du delta de la Tugela. Cette phase d'accélération du flux est contemporaine d'un refroidissement global du climat (Zachos et al., 2001), ce qui suggère un forçage climatique qui pourrait être assisté par la reprise de la déformation.
- Une flexure de la marge est enregistrée dans le Bassin du Durban à la fin de l'Oligocène (ca. **25-23 Ma**). La topographie actuelle de l'amont de la marge est acquise durant cette phase de déformation. Elle se traduit à terre par : (i) la mise en place de l'axe de flexure du '*Natal Monocline*' ; (ii) le basculement des pédiplaines résiduelles S1b, S2 et S3 vers l'Océan Indien (Figure 5.6) ; (iii) la mise en place du réseau fluvial actuel, (iv) une surface d'abrasion marine sur la plaine côtière. La construction de plateformes carbonatées au Miocène moyen (ca. **15 Ma**) sur la plaine côtière actuelle scelle la surface d'aplanissement S4 et permet de contraindre l'âge de cet aplanissement marin entre **25 et 15 Ma**.
- L'émergence de la plaine actuelle du Bassin du Zululand (Kwazulu) pourrait être liée aux chutes eustatiques du Pliocène et/ou à des déformations de grande longueur d'onde induites par la croissance du dôme est-africain.

Figure 5.14: Evolution synthétique des formes du relief de la marge du Kwazulu-Maputaland. La coupe représente un transect ouest-est, depuis le plateau du Drakensberg jusqu'au Bassin de Durban (Thekwini). Les géométries du bassin à mer sont issues de l'interprétation de données sismiques, converties en profondeur (voir Chapitre 3). La localisation du transect est représentée sur la Figure 5.5. [Synthetic evolution of the Kwazulu-Maputaland margin along a W-E transect, from the Drakensberg Plateau to the Durban (Thekwini) Basin (see Figure 5.5 for location). The offshore sedimentary wedge was constructed using seismic profiles converted in depth (see Chapter 3).]



25 Ma (late Oligocene) Wave-cut S4 + river incisions

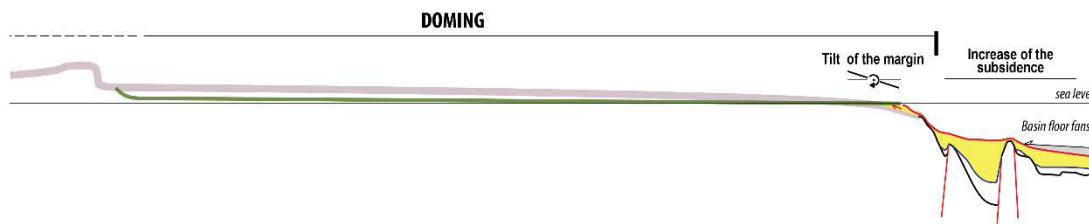


81 - 75 Ma (Campanian) Pediplain S3

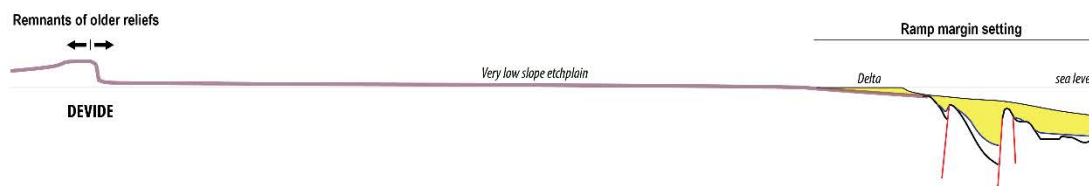
LONG WAVELENGTH DEFORMATIONS (western margin uplift)



92 - 81 Ma (early Turonian) Pediplain S2



? - 90 Ma (Lower Cretaceous) Etchplain S1b



5.7 Résultats régionaux : cartographie et modèle d'âge des surfaces d'aplanissement de l'Afrique australe

Les formes du relief définies sur la marge du Kwazulu-Maputaland ont été reconnues et donc étendues à l'échelle de l'Afrique australe (Figure 5.16). L'intégration régionale des marqueurs stratigraphiques (volcanisme et sédiments) préservés à terre permet d'affiner le modèle d'âge proposé précédemment (Figures 5.15, 5.17).

- Les surfaces **S1a (< 176 Ma)** et **S1b (< 130 Ma)** correspondent à des surfaces de corrosion décapées ou '*stripped etchplains*' qui subsistent sous la forme de buttes et de plateaux résiduels ($\times 10$ à $\times 1000 \text{ km}^2$). Elles sont préservées sur les bourrelets marginaux du plateau sud-africain et les reliefs résiduels de la chaîne du Cap. A l'est, sur la marge indienne, les surfaces S1a et S1b recourent les basaltes de la province magmatique du Karoo (183.8-176.2 Ma - Jourdan et al., 2008). A l'ouest, sur la marge atlantique, la surface S1b recoupe les basaltes de la province magmatique du Paraná-Etendeka (138-128 Ma - Trumbull et al., 2007). L'âge de ces roches volcaniques contraint l'âge inférieur de l'aplanissement à 176.2 Ma pour la surface S1a et à 128 Ma pour la surface S1b.
- La surface d'aplanissement **S2 (92-81 Ma)** est une pédiplaine d'échelle continentale ($\times 100\ 000 \text{ km}^2$). La relation géométrique entre la surface S2 et les kimberlites tronquées, préservées sur le plateau sud-africain dans la région de Kimberley et sur la marge du Kwazulu-Maputaland, permet de contraindre l'âge inférieur de l'aplanissement au Crétacé supérieur, i.e. $94.6-88.6 \pm 2 \text{ Ma}$ (Jelsma et al., 2004; Stanley et al., 2015).
- Les surfaces d'aplanissement **S3 (81-70 Ma)** sont de deux types : (i) une vaste pédiplaine ($\times 100\ 000 \text{ km}^2$) située sur le plateau et (ii) des pédiments qui peuvent être coalescents (pédiplaine) sur la frange côtière ($\times 10\ 000 \text{ km}^2$). Sur la marge indienne de l'Afrique du Sud, à l'est de la ville d'East-London, une vallée incisée remplie de sédiments campaniens (Formation Igoda) recoupe S3, contraignant l'âge supérieur de S3 entre 84 et 72 Ma (e.g. Siesser, 1982; McMillan, 2009). Sur le plateau du Bushmanland, les fossiles de vertébrés (principalement des dinosaures) et des pollens préservés dans les cratères des kimberlites de Banke, Kangnas et Stompoor ainsi que la datation des kimberlites elles-mêmes, indiquent : (1) une dénudation faible depuis leur mise en place et (2) contraignent l'âge supérieur de S3 entre 75 et 54 Ma (e.g. Scholtz, 1985; Smith, 1986, 1988; de Wit et al., 1992).

- Les formes du relief **S4 (25-18 Ma)** sont de trois types :

(1) des surfaces d'abrasion marine ou '*wace-cut platforms*'. Elles apparaissent sur tout le pourtour côtier de l'Afrique australe. L'endroit clé pour les dater est situé sur la marge du Kwazulu-Maputaland (cf. § 5.6.3.1 ; Figure 5.13), où la surface recoupe des sédiments marins de la Formation Salamanca datés de l'Eocène moyen sur foraminifères et nannofossiles (ca. 48-41 Ma - *cette étude*). Elle est scellée par les sédiments marins de la Formation Uloa attribuée au Miocène moyen (ca. 18-15 Ma - Frankel, 1966) ;

(2) des pédiments qui peuvent être coalescents sont principalement reconnus sur la marge atlantique. La marge sud-namibienne (Sperrgebiet) est l'endroit clé pour dater ces formes du relief. Ici, les pédiments recourent les édifices volcaniques de la province volcanique de Lüderitz, e.g. Klinghardt (ca. 44 Ma - Pickford et al., 2013), Dicker Willem (ca. 49 Ma - Reid et al., 1990). Ils sont recouverts par les sables du désert du Namibe qui débutent au Burdigalien (ca. 17 Ma - Pickford et al., 1995) ;

(3) des incisions fluviales syn-S4 ont été caractérisées sur la marge indienne de l'Afrique australe et sur le plateau sud-africain. L'âge des incisions à l'est n'est pas contraint. Ici, l'initiation de l'érosion fluviale est corrélée à l'accélération du flux sédimentaire dans le Bassin de Durban (Thekwini), soit à l'initiation du delta de la Tugela à l'Eocène terminal (ca. 34-30 Ma) (cf. Chapitre 3).

Sur le plateau, un ancien réseau fluviale est préservé. Les dépôts fluviaux (placers) associés correspondent aux formations Dasdap, Vaalput et Kleinvei (e.g. Dingle and Hendey, 1984; de Wit, 1999; Brandt et al., 2003, 2005) sur le plateau du Bushmanland et à des terrasses fluviales le long du fleuve Orange (Jacob et al., 1999).

Le contenu fossile de ces sédiments contraint l'âge supérieur de l'incision au Miocène moyen (ca. 17 Ma, e.g. de Wit and Bamford, 1993; Pickford and Senut, 2003).

- Les incisions fluviales plus récentes sont considérées comme post-Miocène supérieur. Elles sont contraintes par :

(1) leurs relations stratigraphiques avec les sédiments qu'elles recourent :

- les calcaires marins de la Formation Urrongas (Flores, 1973; Lafourcade, 1984) du Miocène inférieur à moyen, émergés au Miocène supérieur, affleurant sur la plaine côtière du Limpopo ;
- les lumachelles et grès calcaires de la Formation Alexandria (e.g. le Roux, 1990; Maud and Botha, 2000) d'âge Miocène supérieur à Pliocène situés dans le bassin d'Algoa sur la marge de l'Outeniqua ;

(2) Leur remplissage fluvial :

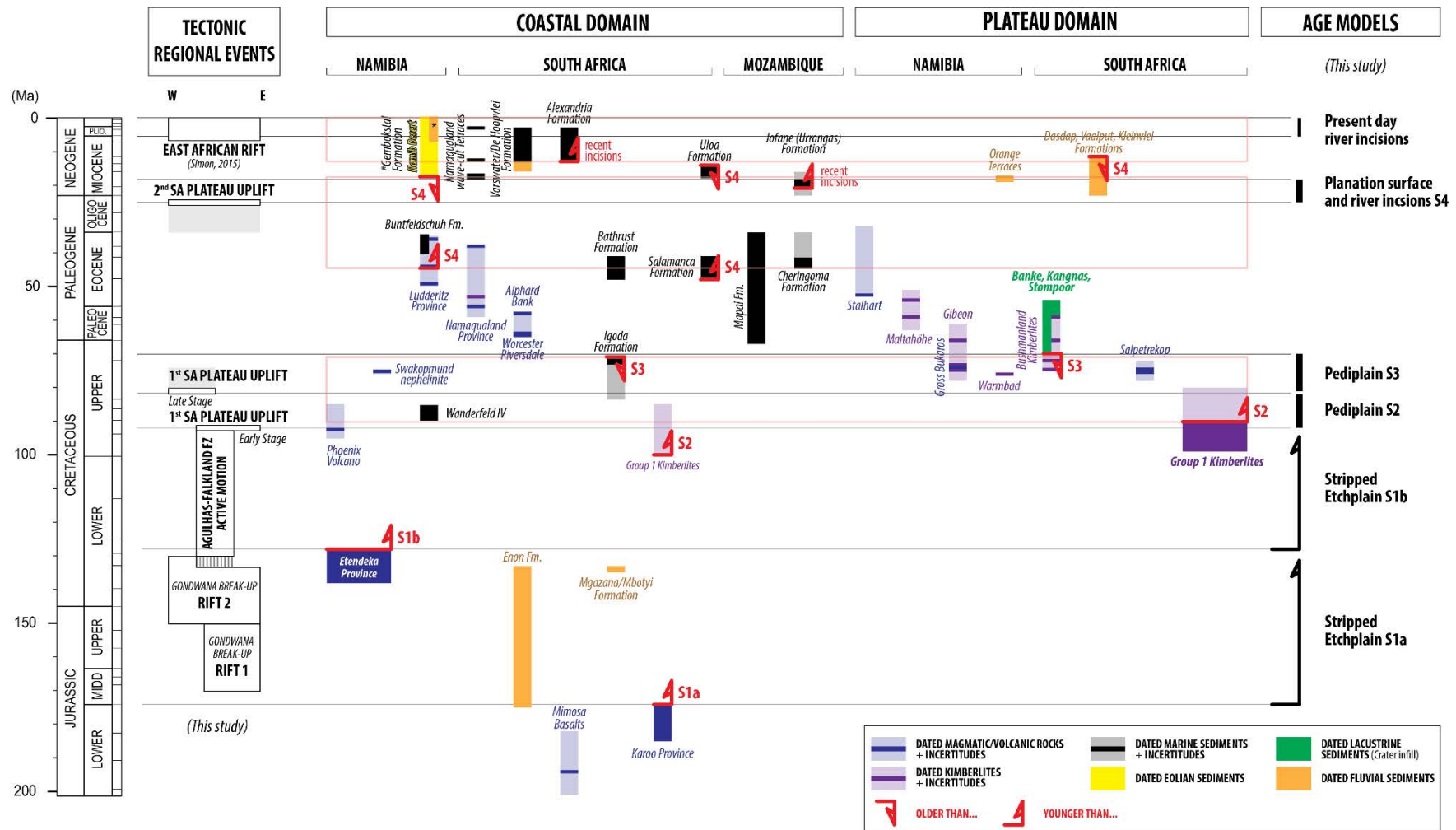
- les conglomérats de la Formation Gembokstal, considérés comme postérieurs au Miocène supérieur (e.g. Pickford et al., 2013), sur la marge sud-namibienne (Sperrgebiet).

La chronologie relative des surfaces d'aplanissement (S2, S3, S4) et des incisions fluviales (contemporaines de S4 et plus récentes) a été corrélée avec les phases de déformation du plateau sud-africain interprétées à partir de l'analyse stratigraphique des bassins sédimentaires de ses marges (cf. Chapitre 3). Cette corrélation a permis de proposer le modèle d'âge discuté ci-dessus et représenté sur la Figure 5.15.

Figure 5.15 : Chronologie relative des formes du relief de l'Afrique australe datées par rapport aux : sédiments datés préservés à terre et aux roches volcaniques et magmatiques datées préservées à terre. Calendrier des déformations de l'Afrique australe définies dans le Chapitre 3. [Chronologic relationships between sediments, magmatism, main deformation phases (Chapter 3), and landforms of austral Africa].

Figure 5.16 : Carte des formes du relief de l'Afrique australe. [Geomorphological map of southern Africa].

Figure 5.17: Coupes géomorphologiques et géologiques du pourtour sud-africain. Les marqueurs stratigraphiques discutés dans le texte ont été repositionnés sur les coupes et mis en relation avec les surfaces d'aplanissement. Les géométries des bassins en mer sont issues de l'interprétation de données sismiques, converties en profondeur (voir Chapitre 3). Notez, sur la coupe A-A', les hauteurs de dénudation estimées à partir des faciès de kimberlites préservés sur le plateau (Stanley et al., 2015). La localisation des transects est représentée sur la Figure 5.16. [Geomorphological and geological sections of southern Africa with onshore stratigraphic markers (Figure 4.15) and planation surfaces. The offshore sedimentary wedges were constructed using seismic profiles converted in depth (see Chapter 3). Note: kimberlites denudation on section A-A' copied from Stanley et al., 2015. See Figure 5.16 for the location of the profiles.]



Magmatism / Volcanism

Alphard Bank: Dingle, 1973
Bushmanland Kimb: Davis, 1977; Moore and Verwoerd, 1985
Etendeka Prov: Trumbull et al., 2007
Gibeon: Spriggs, 1988; Hoosen et al., 2000; Miller, 2011
Gross Bukaros: Kurszlaukis, 1994; Miller, 2011
Group 1 Kimberlites: Jelsma et al., 2004; Stanley et al., 2015

Karoo Prov: Jourdan et al., 2008
Luderitz Prov: Reid et al., 1990; Pickford et al., 2013
Maltahöhe: Spriggs, 1988; Hoosen et al., 2000; Miller, 2011
Mimosa basalts: Goonie Marsh, 2016
Namaqualand Prov: Davis, 1977; Kröner, 1973; Moore and Verwoerd, 1985

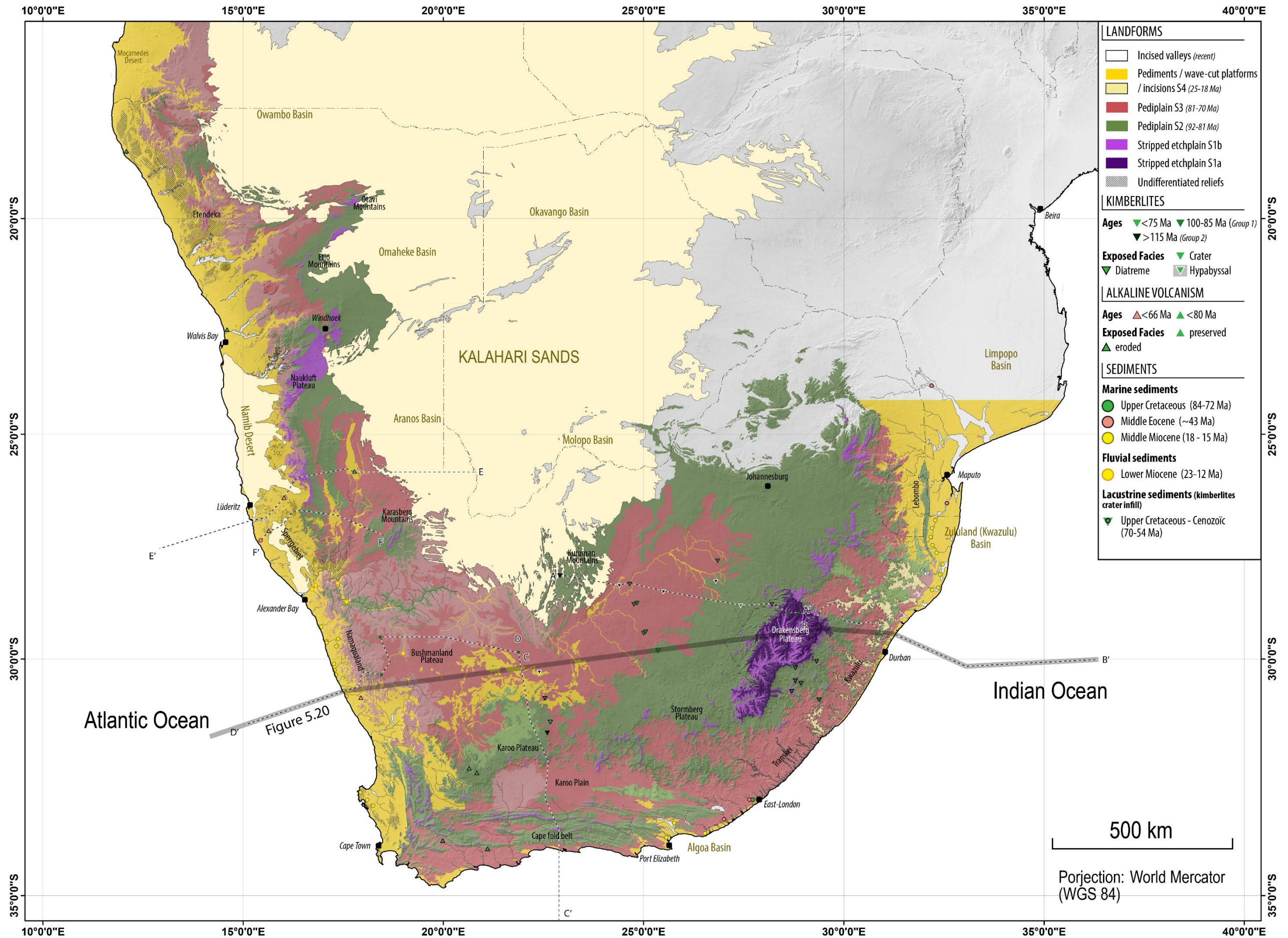
Phoenix Volcano: Holtar and Forsberg, 2000; Miller, 2011
Salpetrekop: Duncan et al., 1978
Stalhart: Marsh, 2010
Wambad: Miller, 2011
Worcester - Riversdale: Duncan et al., 1978

Sediments

Alexandria Fm: Le Roux, 1990
Banke/Kangnas/Stompooor: Scholtz, 1985; Smith 1986, 1988; de Wit et al., 1992
Bathrust Fm: Le Roux, 1990
Buntfeldschuh Fm: Kaiser, 1926; this study
Cheringoma Fm: Salman and Abdula, 1995
Enon Fm: Dingle et al., 1983
Gembosketal Fm: Pickford et al., 2013

Jofane Fm: Flores, 1973; Lafourcade, 1984
Mapai Fm: Rutten et al., 2008
Mgazana/Mbotyi Fm: McLachlan et al., 1976; Karpeta, 1987
Namaqualand Terraces: Pether, 1986; Pickford and Senut, 1997
Namib Desert: Pickford et al., 1995

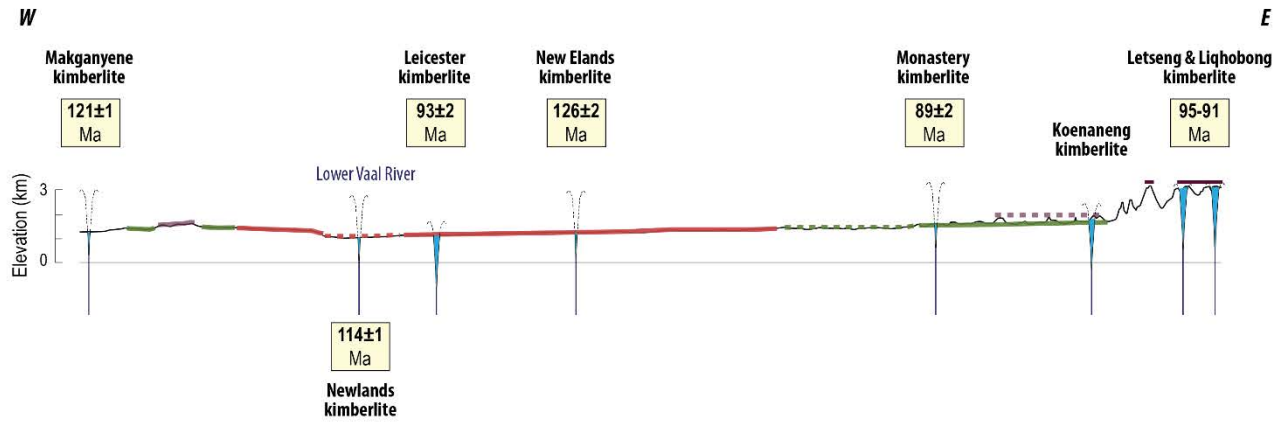
Orange Terraces: Jacob et al., 1999; Pickford and Senut, 2003
Salamanca Fm: Förster, 1975; this study
Uloa Fm: Frankel, 1966, 1968, 1972
Vaalput Fm: de Wit, 1999
Varswater/De Hoopvlei Fm: Malan, 1989; Roberts et al., 2011
Wanderfeld IV: Houghton, 1930; Klingler and McMillan, 2007



A

DRAKENSBERG PLATEAU

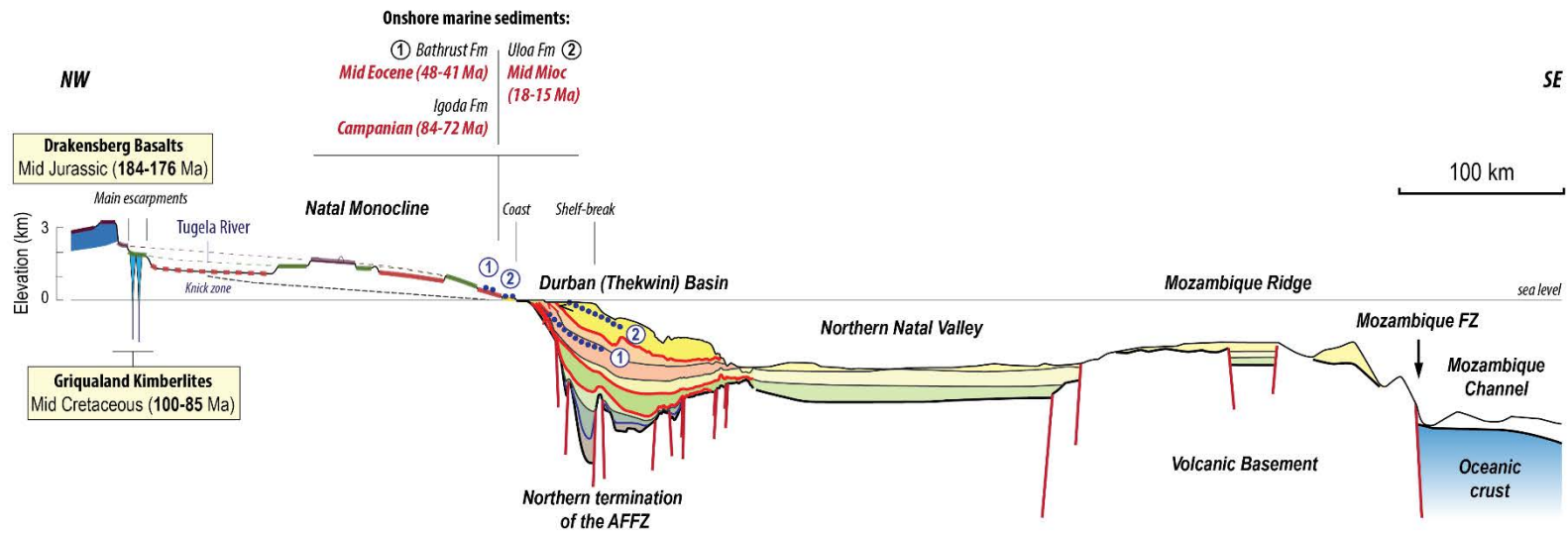
A'

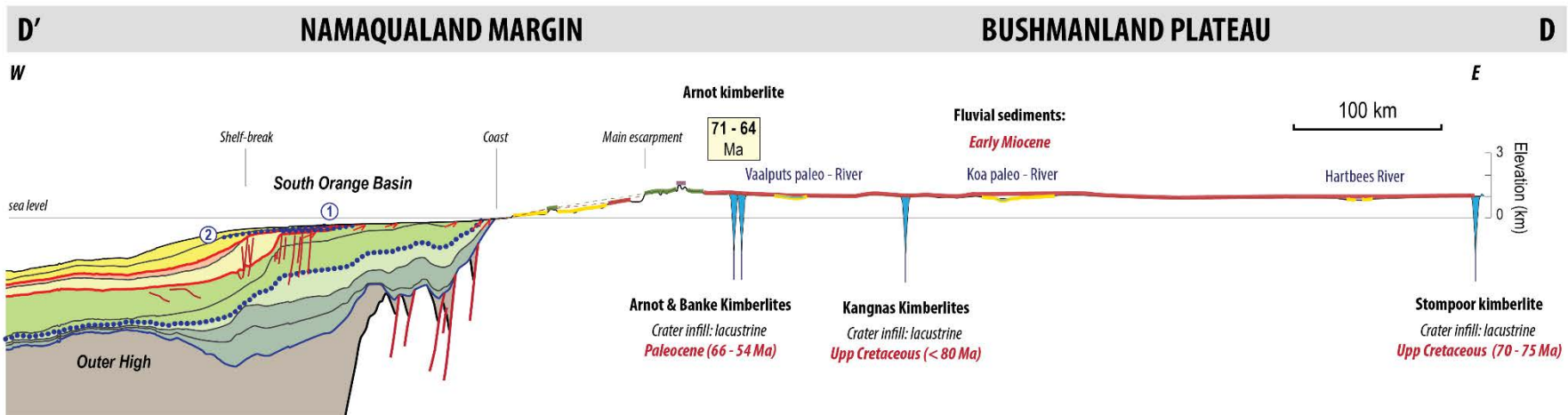
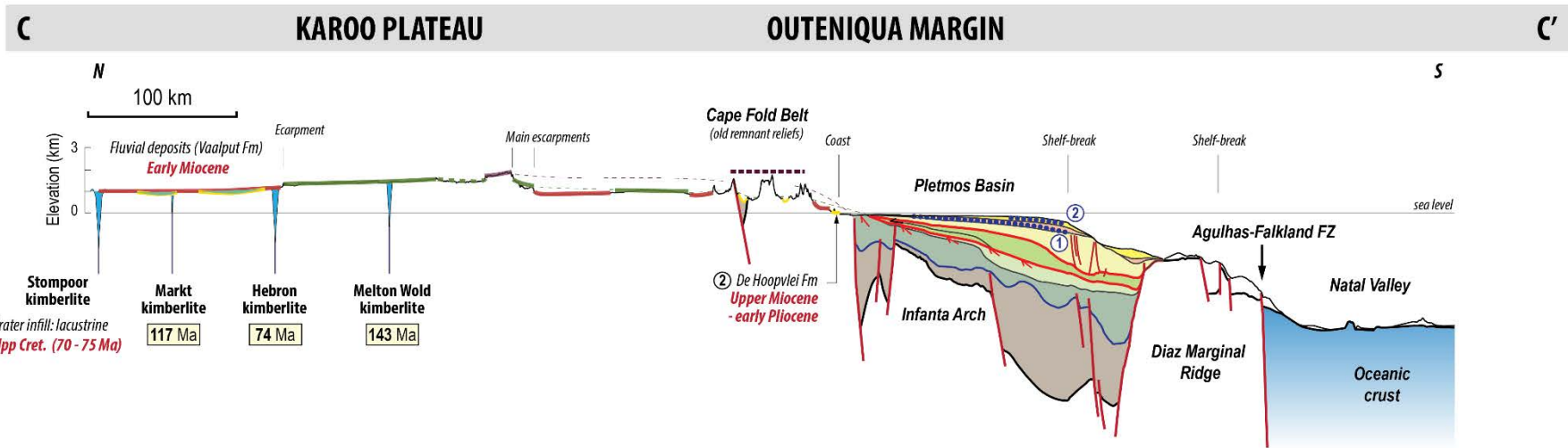


B

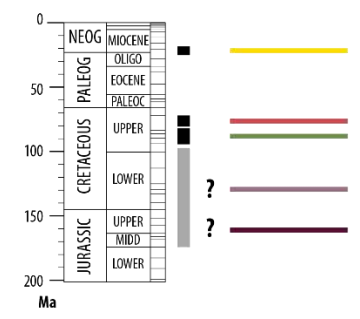
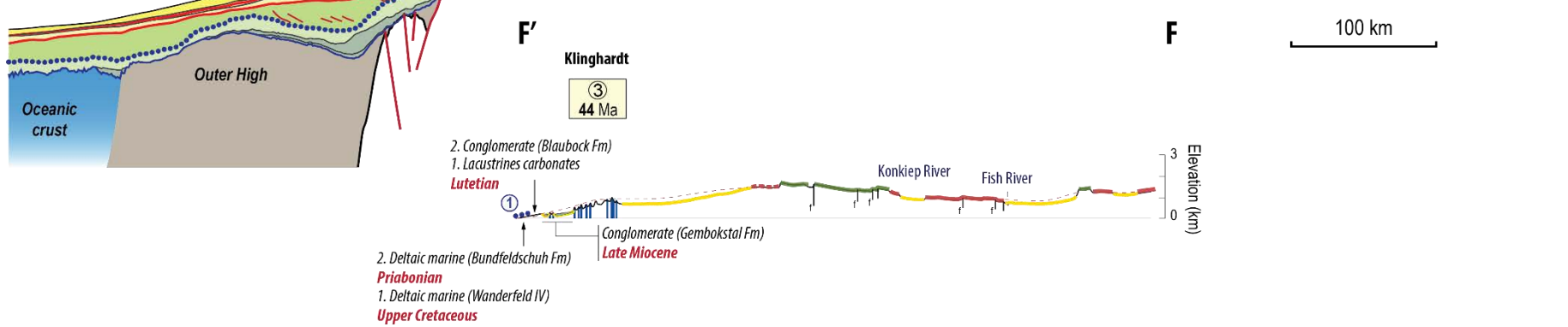
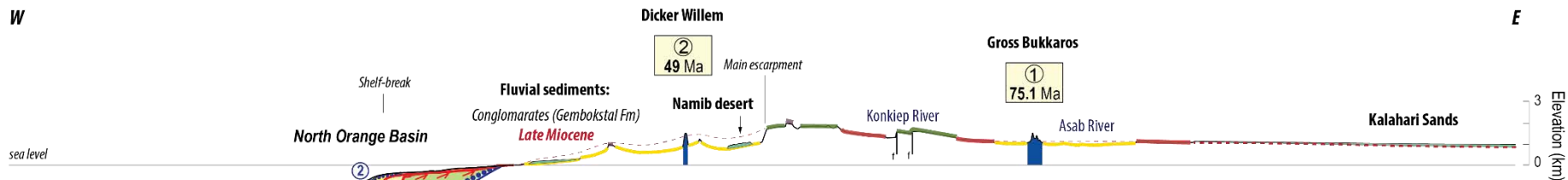
KWAZULU-MAPUTALAND MARGIN

B'





E' SPERRGEBIET MARGIN KALAHARI PLATEAU E



- PLANATION SURFACE S4 + INCISIONS
- PLANATION SURFACE S3
- PLANATION SURFACE S2
- PLANATION SURFACE S1b
- PLANATION SURFACE S1a

Offshore stratigraphy

- 30-25 Ma Miocene - Pliocene
- 81-75 Ma Oligocene
- 93-92 Ma Paleocene - Eocene
- Late Cretaceous (upp. Campanian - top Maastrichtian)
- Upper Cretaceous (early Turonian - upp. Campanian)
- Mid Cretaceous (top Aptian - early Turonian)
- Lower Cretaceous (late Valanginian - top Aptian)
- Syn-Rift

- Unconformity
- Maximum flooding
- Truncations
- Onlaps

- ① Mid Eocene flooding (43-40 Ma)
- ② Mid Miocene flooding (20-15 Ma)

5.8 Quantification de la déformation et comparaison avec les données thermochronologiques

L'objectif de ce paragraphe est de quantifier la composante verticale de la déformation (surrection) puis de comparer ces valeurs avec celles obtenues par les études thermochronologiques.

L'amplitude des chutes du niveau de base, expression de la déformation, a été mesurée pour les quatre générations de surfaces d'aplanissement S1b, S2, S3 et S4 selon le principe décrit précédemment (cf. § 5.5 ; Figure 5.4). Ici la hauteur au niveau de l'escarpement actuel, entre deux surfaces d'aplanissement données, correspond à un proxy de la dénudation. Pour permettre une comparaison, ces mesures ont été faites à partir de profils topographiques sur quatre zones où des valeurs de dénudation ont été documentées par des études thermochronologiques (AFT, U-Th/He) (Figure 5.18).

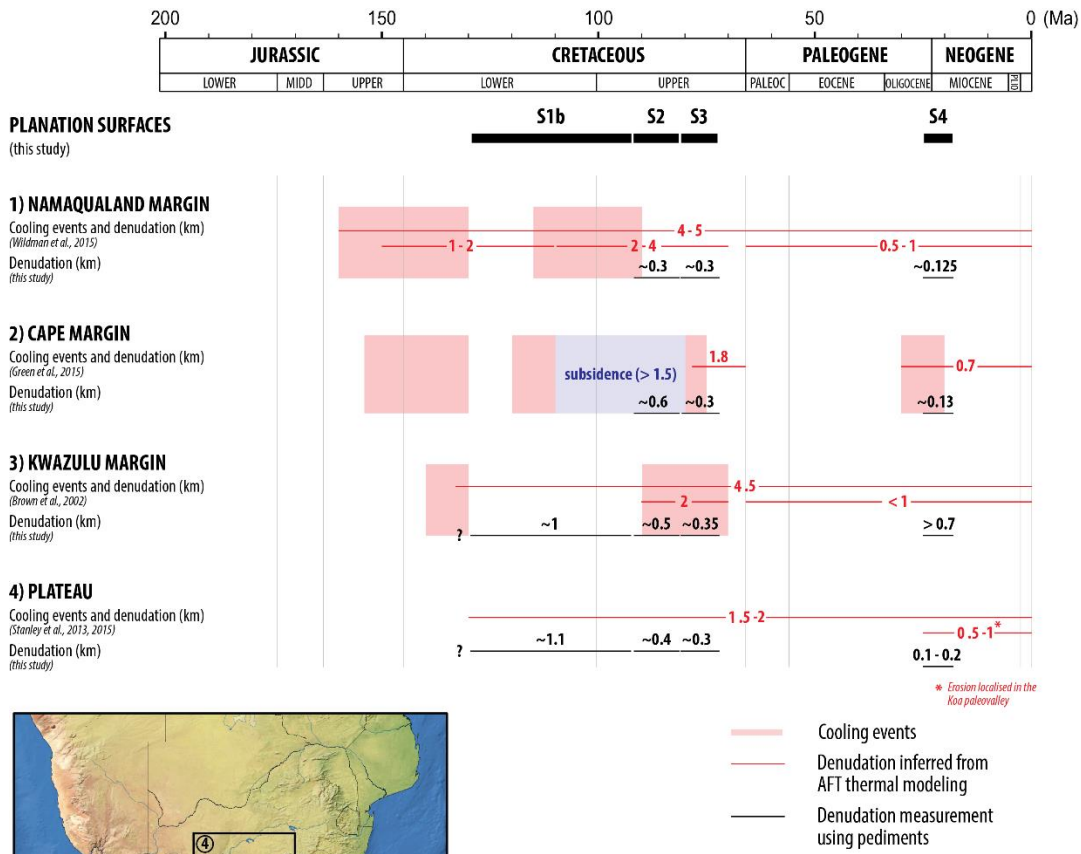


Figure 5.18 : Compilation d'études thermochronologiques en Afrique du Sud (phases de refroidissement et valeurs de dénudation déduites de la modélisation par traces de fission sur apatites) ; amplitudes des chutes du niveau de base mesurées à partir de pédiments. [Compilation of AFT studies in South-Africa (cooling events and denudation); base level falls inferred from pediments.]

L'essentiel des études thermochronologiques réalisées en Afrique australe a été fait sur la frange côtière et les bourrelets marginaux du plateau sud-africain (e.g. Brown et al., 2002; Tinker et al., 2008; Kounov et al., 2009, 2013; Flowers and Schoene, 2010; Green et al., 2015; Wildman et al., 2015, 2016), quelques-unes sur le plateau (e.g. Stanley et al., 2013, 2015). Les modélisations par inversion des données de traces de fission montrent deux périodes de refroidissement rapides, au Crétacé inférieur (150-130 Ma) et au Crétacé supérieur (110-80 Ma). Ces périodes de refroidissement ont été interprétées comme des phases de surrection régionales avec parfois des rejeux de failles locales (e.g. Green et al., 2015; Wildman et al., 2016). Les valeurs de dénudation estimées à partir de la modélisation des traces de fission (avec un gradient de 20-30°C/km) montrent : (i) des valeurs de dénudation post-rift plus importantes sur les marges (4-5 km) que sur le plateau (1-2 km) ; (ii) une phase d'accélération de la dénudation au Crétacé supérieur (2-4 km) ; (iii) des valeurs de dénudation faibles pour l'intervalle cénozoïque (< 1 km).

Les valeurs de dénudation du plateau sud-africain ont également été estimées à partir de l'analyse des faciès de kimberlites préservés sur le plateau dans la région de Kimberley à la confluence des fleuves de l'Orange et du Vaal (e.g. Hanson et al., 2009), couplée à des analyses thermochronologiques (Stanley et al., 2013, 2015). Ces auteurs estiment à environ 1.4-2 km l'épaisseur de roche érodée par retrait d'escarpement depuis le Crétacé supérieur (ca. 92 Ma). Ces estimations de la dénudation découlent de la nature de certains xénolites (i.e. fragments de roches encaissantes préservées dans le conduit kimberlitique au moment de l'éruption) et de la structure des kimberlites constituées de trois ensembles (ou faciès) : un cratère (~0.3 km de hauteur), une diatrème (1-3 km) et une racine hypabyssale. Le faciès des kimberlites préservées en Afrique du Sud, généralement d'âge crétacé, sont de type diatrèmes ou racines hypabyssales. Cela implique respectivement un minimum de 0.3 km et 1.3 km d'érosion, postérieure à leur mise en place.

Les hauteurs d'escarpements mesurées dans notre étude (Figure 5.18) ont été réalisées à partir de l'état actuel de préservation des surfaces d'aplanissement. Sachant

que ces formes du relief continuent d'évoluer postérieurement à leur formation, les hauteurs mesurées donnent donc une estimation minimale de la dénudation.

L'amplitude de ces valeurs est relativement cohérente avec les estimations faites à partir de l'analyse des faciès de kimberlites mais est d'un ordre de grandeur inférieur aux valeurs de dénudation déduites des données de traces de fission sur apatites (AFT).

Ces estimations de dénudation faites à partir de données AFT utilisent généralement des gradients de température actuels compris entre 20 et 30 °C/km (Ballard and Pollack, 1987; Jones, 1987). Il est probable que ces valeurs sous-estiment largement le gradient thermique du Crétacé probablement beaucoup plus élevé du fait de phases de volcanisme intenses (cf. synthèse volcanisme - Chapitre 2). Kounov et al. (2013), estiment un taux de dénudation de 25.5 mm / Ma, à partir d'une courbe *âges AFT/AHe-altitudes* faite sur le plateau du Bushmanland. Ces valeurs sont cohérentes avec les valeurs de dénudation obtenues dans notre étude.

5.8.1 Les déformations du Crétacé supérieur : chronologie et distribution spatiale

Le bassin du Kalahari (Miocène-actuel; durée minimale de sédimentation) recouvre en grande partie le nord du plateau sud-africain (cf. Chapitre 2). Il repose sur une surface d'aplanissement fortement altérée (McFarlane et al., 2007; Linol et al., 2015), sur laquelle se surimpose un réseau fluvial légèrement incisé (e.g. Haddon and McCarthy, 2005; Miller, 2008). Néanmoins, la géométrie de la surface basale du Kalahari et l'âge du remplissage sédimentaire sont mal connus. Nous focaliserons donc notre analyse sur le bord sud du Kalahari (au sud du parallèle 25°S). L'initiation de l'aggradation sédimentaire de ce bassin sera discutée dans le Chapitre 6.

La cartographie des surfaces d'aplanissement (Figure 5.16) montre :

- (1) que l'étagement des surfaces est maximal sur le bourrelet marginal de la marge indienne du plateau sud-africain et plus particulièrement dans le massif du Drakensberg (région du Kwazulu-Natal en Afrique du Sud). L'étagement est minimal sur le bourrelet marginal atlantique (marge du Namaqualand en Afrique du Sud) ;
- (2) les reliefs les plus anciens sont uniquement préservés sur la marge indienne.

Pour la marge indienne, la différence d'altitude des surfaces d'aplanissement en amont des escarpements, permet d'estimer des valeurs de dénudation de : (i) ~1 km, entre les surfaces d'aplanissement S1a (< 176 Ma) et S1b (< 130 Ma) ; (ii) ~0.5 - 0.6 km,

entre S1b et S2 (92 Ma). Sur la marge atlantique, les quelques buttes résiduelles du Crétacé inférieur qui subsistent, permettent d'estimer une dénudation de ~0.2-0.3 km, entre S1b (< 130 Ma) et S2 (92 Ma).

Ces valeurs montrent donc que l'amplitude de la chute du niveau de base à 92 Ma a été deux fois plus importante sur la marge indienne à l'est que sur la marge atlantique à l'ouest. Cela est en accord avec les observations stratigraphiques en mer qui montrent une flexuration importante le long de la marge transformante d'Agulhas (cf. Chapitre 3). Cette dissymétrie entre l'est et l'ouest du plateau sud-africain est toujours visible dans la topographie actuelle (figure 5.2). Elle pourrait être héritée du Crétacé inférieur (ca. 113 Ma) comme le montrent les cartes isopaques des bassins côtiers de la marge atlantique (cf. Chapitre 3) et les valeurs de flux sédimentaires présentées dans le Chapitre 6 qui suggèrent l'existence d'un delta alimenté par un (ou des fleuves) sur un bassin versant comparable à celui du fleuve Orange actuel.

A 81 Ma, une nouvelle chute du niveau de base est amorcée. L'amplitude des chutes du niveau de base mesurée sur le pourtour de l'Afrique australe indique des valeurs identiques (~0.3 km). Cela suggère que la déformation est régionale et affecte l'intégralité du plateau sud-africain (SAP). La présence de marqueurs de la déformation sur l'ensemble des marges confirme une surrection du SAP, mais avec des modes différents de déformation entre les marges atlantique et indienne:

- les géométries sédimentaires de la marge atlantique à l'ouest (cf. Chapitre 3), montrent une phase de flexure associée à un basculement de la marge vers l'Océan Atlantique ;
- sur les marges indiennes du SAP, la mise en évidence de prismes de régression forcée (cf. Chapitre 3), montre une distribution de la déformation horizontale sur l'ensemble de la marge s'exprimant par une surrection uniforme du plateau continental sans basculement.

Pour synthétiser, une surrection majeure du plateau sud-africain se produit au Crétacé supérieur avec 2 phases paroxysmales :

(1) la première (92 Ma) correspondrait à un basculement de très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km), vers l'océan indien, des marges sud et est du SAP le long d'un axe de flexure préférentiellement localisé en amont de la marge transformante d'Agulhas ;

(2) la seconde (81 Ma) correspondrait à une surrection uniforme du SAP de l'ordre de 300 m avec deux modes de déformation de très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) distincts :

- basculement vers l'ouest de la marge atlantique le long d'un axe de flexure localisé en amont de la marge sud-namibienne et du Namaqualand ;
- des déformations horizontales réparties sur toutes les marges indiennes du SAP.

Ces déformations sont cohérentes avec les données thermochronologiques qui reconnaissent une phase de refroidissement régionale au Crétacé supérieur. Récemment, Green et al. (2015) ont proposé un modèle d'évolution de la marge de l'Outeniqua au sud du plateau sud-africain comportant quatre phases de refroidissement rapide (Figure 5.18) : à la base du Crétacé inférieur (154-130 Ma), au Crétacé inférieur (120-110), au Crétacé supérieur (85-75 Ma) et au Cénozoïque (30-20 Ma). Les deux premières périodes de déformation, correspondant aux refroidissements 154-130 Ma et 120-110 Ma, ont été discutées dans le Chapitre 3. Elles correspondent respectivement à la phase de rift et au fonctionnement de la faille transformante d'Agulhas-Falkland (AFFZ). Après ces deux premiers évènements thermiques, Green et al. (2015) suggèrent que la marge ait subsidé et ait été enfouie sous environ 1.5 km de sédiments marins entre 110 et 80 Ma.

La marge aurait ensuite été ré-exhumée au Crétacé supérieur (ca. 1.8 km d'érosion) et au Cénozoïque (ca. 0.7 km d'érosion). Notre calendrier des périodes de surrection est cohérent avec celui de Green et al. (2015). Nos estimations de dénudation sont au moins d'un facteur 2 moindre à celui de ces auteurs, soit 0.9 km de dénudation au Crétacé supérieur et 0.1-0.7 km au Cénozoïque.

La phase de subsidence de la marge proposée par ces auteurs entre 110 et 80 Ma, n'est pas cohérente avec nos interprétations stratigraphiques du bassin de Pletmos (cf. Chapitre 3). L'intervalle de temps qui correspond au maximum de création d'espace d'accommodation de la marge (i.e. maximum d'extension de la mer vers le continent) est atteint à 113 Ma, l'espace d'accommodation de la marge migre ensuite vers le sud (phase progradante) pendant le Crétacé supérieur (113-70 Ma). Cette tendance va à l'inverse du scénario proposé par Green et al. (2015) qui suggère une phase de subsidence en amont de la marge. De plus, en se basant sur la géométrie des corps sédimentaire préservés (i.e. hauteur des clinofformes), l'espace d'accommodation devait être d'environ 0.2-0.3 km (non corrigé de la compaction) en bordure extérieure du plateau continental (environ 90 km au sud de la ligne de côte actuelle) et allaient en diminuant vers l'amont de la marge. Ces valeurs ne sont pas en accord avec le scénario de Green et al. (2015) qui proposent que 1.5 km de sédiments marins se sont déposés jusqu'à 150 km en amont de la ligne de côte actuelle. Toujours en se basant sur les géométries des clinofformes, nous estimons

que l'extension maximale du trait de côte était de 50 km par rapport à l'actuel pendant la phase rétrogradante de la marge (133-113 Ma).

5.8.2 Les déformations du Cénozoïque : chronologie et distribution spatiale

L'existence de déformations cénozoïques est une des questions les plus débattues, entre les géomorphologues, semblant caractériser une surrection cénozoïque et les thermochronologues niant, à l'exception notable de Stanley et al. (2013) et Green et al. (2015), son existence.

Notre étude démontre (1) l'existence de surrections cénozoïques associées à la mise en place des formes du relief S4 et des incisions fluviales plus récentes et (2) une flexure importante de la marge indienne du SAP à l'Oligocène.

La hauteur des escarpements en amont des pédiplains/pédiments S4 indique 0.2-0.3 km de dénudation sur les marges atlantique et de l'Outeniqua. A l'est, la profondeur de l'incision des rivières (> 0.7 km) laisse supposer une chute du niveau de base plus importante. Cela est en accord avec les données stratigraphiques en mer qui montrent des flux sédimentaires plus importants dans les bassins côtiers à l'est du plateau sud-africain (Bassins de Durban, Limpopo, et Zambèze), qu'au sud (Bassin de l'Outeniqua) et à l'ouest (bassins de l'Outeniqua, Orange, Lüderitz et Walvis) (cf. Chapitres 3 et 6). Les modes de déformation semblent également différents selon les marges :

- à l'est, la déformation est localisée le long de l'axe de flexure du Natal Monocline (Figure 5.8) ;
- à l'ouest, la mise en évidence de prismes de régression forcée suggère une déformation plus répartie sur l'ensemble de la marge ;
- au sud, sur la marge de l'Outeniqua, l'activité des courants océaniques (contourites) a effacé toutes les archives sédimentaires pouvant enregistrer des déformations.

Certains indices suggèrent que les incisions de rivières plus récentes pourraient avoir une origine tectonique :

- les sédiments marins miocènes à pliocènes de la Formation Alexandria (le Roux, 1990) près de la ville de Port Elizabeth (Bassin d'Algoa) sont situés à une altitude de 400 m. Cela implique un soulèvement tectonique postérieur à leur mise en place compte tenu des variations eustatiques (pour une nouvelle estimation voir Bessin et al., 2017) ;

- de nombreux changements de drainage du bassin versant de l'Orange, impliquant des déformations épirogéniques postérieures à la mise en place de S4 ont été décrits dans la littérature (e.g. Dingle and Hendey, 1984; de Wit, 1999). Un bel exemple de changement de drainage du fleuve Limpopo, non décrit à ce jour, est situé sur la plaine côtière du Limpopo (Figure 5.19). Ici, la déformation est clairement liée à la propagation du rift est-africain.

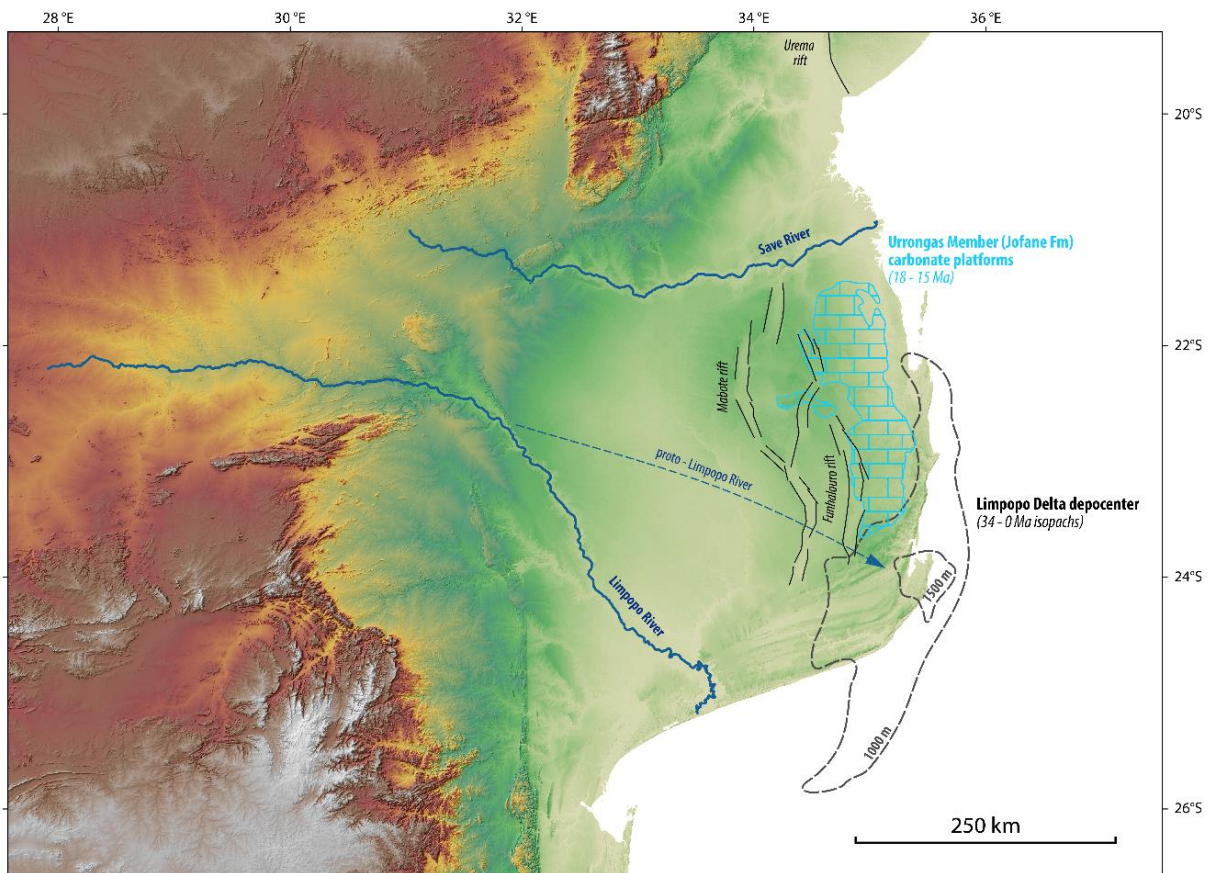


Figure 5.19 : Carte synthétique de la plaine côtière du Limpopo montrant la position du fleuve Limpopo avant le Miocène inférieur (> 18-15 Ma). Cette reconstitution découle de la carte des isopaques de l'intervalle Eocène-actuel (34-0 Ma) qui montre la position du delta du Limpopo, 250 km au nord-est de l'embouchure du fleuve actuel. Notez les affleurements de calcaires marins de la Formation Urrongas (carte géologique du Mozambique 1:1 000 000, Direcção Nacional de Geologia 2008, Council for Geoscience), recoupés par des grabens orientés nord-sud, qui montrent que la surrection de la plaine du Limpopo est postérieure au Miocène inférieur, probablement en relation avec la propagation de la Branche Ouest du Rift Est-Africain. [Synthetic map of the Limpopo coastal plain showing the position of the Limpopo River before the Early Miocene (> 18-15 Ma). This reconstitution is based on the Eocene-present day (34-0 Ma) isopach map (refer to Chapter 5) showing the Limpopo Delta depocenter 250 km to the north-east of the present day Limpopo River mouth. Note: marine carbonates outcrops of the Urrongas Formation (Mozambique geological map 1:1 000 000, Direcção Nacional de Geologia 2008, Council for Geoscience) are cut by N-S grabens. This suggests that the uplift of the Limpopo plain occurs after the Lower Miocene, probably in relation with the propagation toward the south of the Western branch of the East African Rift.]

5.9 Reconstitution de l'évolution topographique à long terme du relief de l'Afrique australe

Les reconstitutions topographiques du plateau sud-africain (SAP) sont basées sur une coupe synthétique terre-mer restaurée qui s'étend depuis la marge du Namaqualand à l'ouest, jusqu'à la marge du Kwazulu-Natal à l'est (Figure 5.20).

Nos interprétations géomorphologiques ont permis de contraindre l'âge des reliefs jusqu'au Cénomanién, mais ne permettent pas de discuter l'évolution des reliefs plus anciens. La restauration proposée ici est divisée en quatre intervals majeurs responsables du façonnement du relief et de la topographie du SAP au Crétacé supérieur et au Cénozoïque. Comme nous l'avons déjà mentionné, au nord du 25°S parallèle, le bassin du Kalahari masque un potentiel signal géomorphologique. L'évolution du relief ne sera donc discutée que pour la partie sud du SAP.

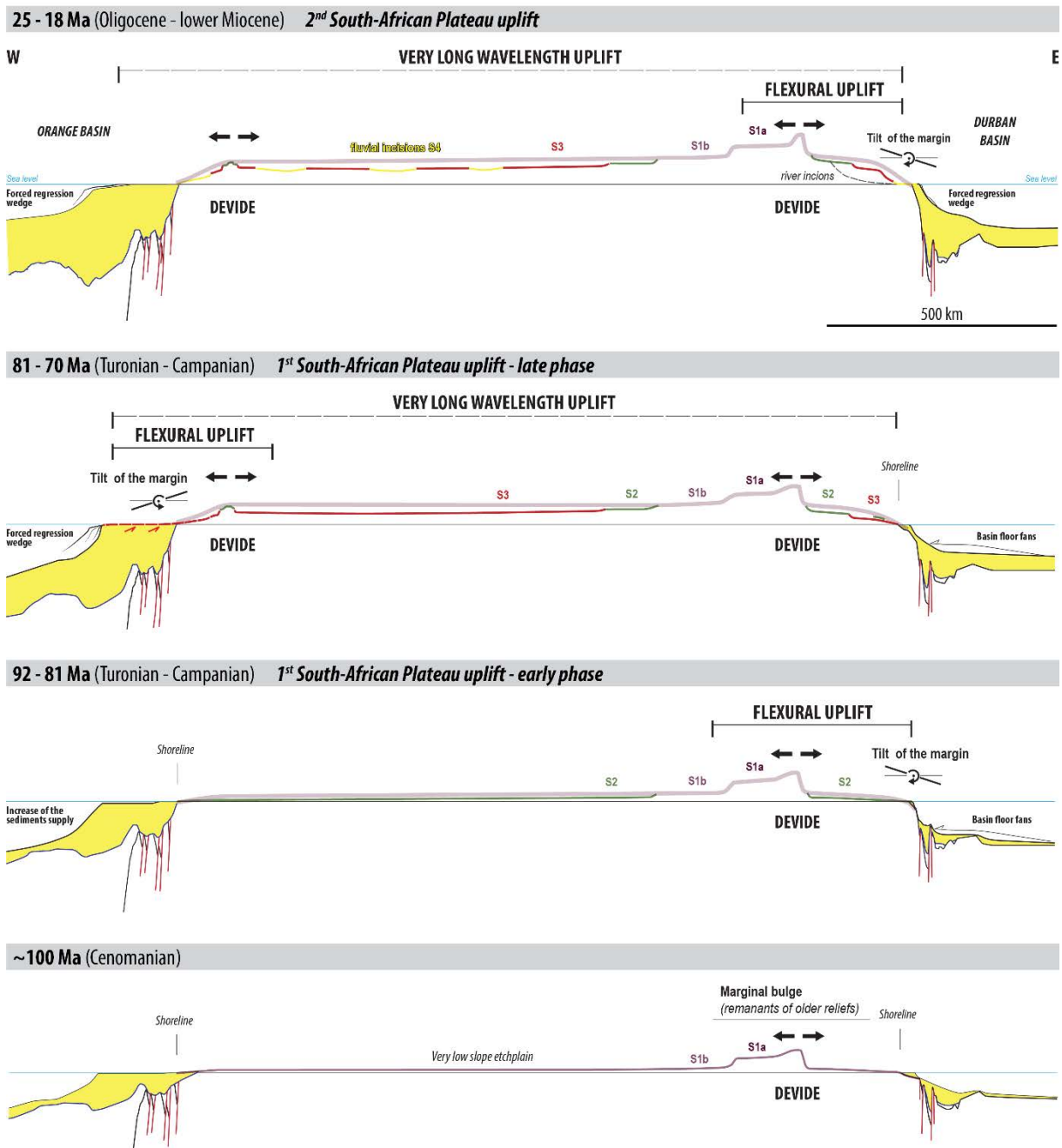


Figure 5.20 : Evolution terre-mer du plateau sud-africain. La coupe représente un transect ouest-est, depuis la marge du Namaqualand (à l'ouest) jusqu'à la marge du Kwazulu-Maputaland (à l'est). Les géométries des bassins à mer sont issues de l'interprétation de données sismiques, converties en profondeur (voir Chapitres 3 et 4). La localisation du transect est représentée sur la Figure 4.16. [Onshore-offshore synthetic evolution of the South-African Plateau along a W-E transect, from the Namaqualand margin (west) to the Kwazulu-Maputaland margin (east). See Figure 4.16 for location. The offshore sedimentary wedges were constructed using seismic profiles converted in depth (see Chapters 3 and 4).]

5.9.1 Cénomaniens (100-92 Ma) : Etchplain S1b

Au Cénomaniens, le relief a une topographie peu élevée correspondant à un plateau de 100-500 m d'altitude, relativement plat. Sur la marge indienne, des reliques de surfaces de corrosion (*'stripped etchplains'*) plus élevées et plus anciennes (e.g. le plateau du Drakensberg et les reliefs résiduel de la chaîne du Cap, équivalents à la surface S1a) devaient déjà à priori déjà constituer un bourrelet marginal agissant comme une ligne de partage des eaux entre le niveau de base de l'Océan Atlantique à l'ouest et de l'Océan Indien à l'est. Cela est confirmé par les flux sédimentaires présentés dans le Chapitre 6, plus importants sur la marge atlantique et notamment dans le bassin de l'Orange.

5.9.2 Turonien-Campanien (92-81 Ma) : Pédiplaines S2

Une nouvelle génération de surfaces d'aplanissement (S2) se met en place de part et d'autre du bourrelet marginal indien. Au premier ordre, la morphologie du relief reste la même avec un plateau de très grande longueur d'onde relativement plat mais avec une topographie moyenne plus élevée (500-1500 m).

La surrection à l'origine de l'augmentation de la topographie et de la mise en place de S2 correspond à la première surrection du SAP caractérisée au Crétacé supérieur (cf. Chapitre 3). La déformation est principalement localisée le long d'un axe de flexure de très grande longueur d'onde ($\times 100$ par $\times 1000$ km) en amont de la marge transformante d'Agulhas (cf. Chapitre 3).

5.9.3 Campanien-Maastrichtien (81-70 Ma) : Pédiplaines S3

La configuration du relief au Campanien-Maastrichtien change profondément avec une surrection généralisée du plateau (topographie moyenne comprise entre 1000 et 1800 m) marquée par la mise en place de S3 et « plus localement » à l'ouest du plateau par la croissance d'un bourrelet marginal le long de la marge atlantique.

Cette deuxième surrection du SAP semble rattachée à un mode de déformation de plus grande longueur d'onde que la précédente qui affecte l'ensemble du SAP, comme l'indique la présence de prismes de régression forcée sur tout le pourtour des marges (cf. Chapitre 3). Plus localement un axe de flexure de très grande longueur d'onde (bourrelet marginal) est localisé en amont des marges sud-namibiennes et du Namaqualand.

La croissance de ce bourrelet a probablement eu un impact majeur sur la configuration du drainage amont comme le suggère la diminution du flux terrigène sur la

marge du Namaqualand (cf. Chapitre 3). La configuration actuelle du plateau sud-africain décrite précédemment (§ 5.2.1) est probablement acquise à ce moment-là à la fin du Crétacé supérieur.

5.9.4 Paléocène-Eocène (66-40 Ma)

L'intervalle Paléocène-Eocène correspond à une période de quiescence tectonique en Afrique australe (cf. Chapitre 3) probablement synchrone d'une grande phase d'altération bien caractérisée en Afrique équatoriale (e.g. Chardon et al., 2006; Beauvais et al., 2008; Guillocheau et al., 2015, 2017). Bien que les latérites de l'Afrique australe ne soient pas datées (§ 5.6.4), les données de paléo-précipitations de Braun et al. (2014) (cf. Annexe 1) sont compatibles avec une phase d'altération intense du continent.

Cette hypothèse est soutenue également par :

- les tendances rétrogradantes (migration de l'accommodation vers le continent) observées dans tous les bassins d'Afrique australe qui indiquent une période de quiescence tectonique (cf. Chapitre 3) ;
- la croissance de plateformes carbonatées sur tout le pourtour sud-africain ce qui suggère une érosion très limitée du continent.

Cette grande phase d'altération est probablement à l'origine de l'altération des surfaces d'aplanissement préexistantes qui à l'heure actuelle portent toutes un profil d'altération plus ou moins bien développé (§ 5.6.3).

5.9.5 Oligocène (25-18 Ma)

A l'Oligocène, le sud du plateau sud-africain a acquis sa topographie actuelle avec un plateau élevé central (1500-2000 m) et des bourrelets périphériques plus élevés (> 2500 m) qui délimitent des franges côtières au relief plus dégradé. Plusieurs formes du relief sont reconnues :

- sur les franges atlantique et sud-indienne des pédiments (S4) se mettent en place ;
- sur les marges nord-indiennes (Transkei, Kwazulu-Maputaland), le relief préexistant est fortement incisé (> 700 m de hauteur d'incision) ;
- sur le haut-pays de plateau, l'érosion est localisée sur un réseau fluvial peu incisé qui préfigure un proto fleuve Orange.

La mise en place de ces formes du relief est liée à la deuxième surrection du SAP qui affecte l'ensemble du plateau comme l'indique la présence de prismes de régression forcée sur l'ensemble des marges d'Afrique australe (cf. Chapitre 3). En se basant sur la hauteur de profils de rivières, l'amplitude de la surrection semble plus importante sur versant côtier indien où un axe de flexure de moyenne longueur d'onde ($\times 10$ par $\times 100$ km) se met en place (i.e. Natal Monocline, Figure 5.8).

5.9.6 Déformations plus récentes

Des incisions fluviales plus récentes affectent l'ensemble du SAP à partir de la fin du Miocène. L'origine de ces incisions semble tectonique sur la marge indienne et pourrait être rattachée à la croissance du dôme est-africain (Figure 5.19).

5.10 Conclusions

(1) Le relief de l'Afrique australe est constitué de cinq générations de surfaces d'aplanissement successives (S1a, S1b, S2, S3 et S4) et de deux phases d'incisions fluviales, syn- et post-S4. Les surfaces d'aplanissement en Afrique australe sont de trois types :

- surfaces de corrosion résiduelles ou '*stripped etchplains*' (S1a et S1b) ;
- pédiplaines / pédiments (S2, S3 et S4) ;
- surfaces d'abrasion marine ou '*wave-cut platforms*' (S4).

(2) Ces formes du relief résultent de chutes du niveau de base successives de l'Océan Atlantique et l'Océan Indien. Ces variations du niveau de base sont associées à des surrections de très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) du plateau sud-africain.

(3) Les datations des formes du relief de l'Afrique australe sont basées sur leurs relations géométriques avec les placages sédimentaires et le volcanisme. Elles montrent que :

- le relief est principalement d'âge crétacé supérieur : S1a < 176 Ma ; S1b < 130 Ma ; S2 92-81 Ma ; S3 81-70 Ma ;
- les surfaces d'aplanissement cénozoïques sont restreintes à la frange côtière du plateau sud-africain: S4 25-18 Ma ;
- les incisions syn-S4 recoupent les pédiplaines S3 sur le plateau et sur la marge nord-indienne du plateau sud-africain ;

- les incisions plus récentes sont postérieures au Miocène moyen (< 15 Ma).

(4) Le plateau sud-africain s'est formé au cours de deux grande périodes de surrection, au Crétacé supérieur (92-70 Ma) et au Cénozoïque (25-0 Ma). Plusieurs modes de déformation sont reconnus :

- la croissance ou la réactivation de bourrelets marginaux qui forment des axes de flexure de très grande longueur d'onde ($\times 100$ par $\times 1000$ km) en amont de la marge d'Agulhas au Turonien (92 Ma) et en amont des marges du Namaqualand et sud-namibienne au Campanien (81-70 Ma) ;
- des déformations à encore plus grande longueur d'onde qui affectent l'ensemble du plateau sud-africain au Campanien (81-70 Ma) et à l'Oligocène (30-25 Ma) ;

(5) Le relief et la morphologie actuelle du plateau sud-africain sont acquis principalement au Crétacé supérieur. La topographie actuelle est acquise au Cénozoïque, à la fin de l'Oligocène et à la transition Miocène-Pliocène.

CHAPITRE 6 : QUANTIFICATION DES BILANS TERRIGENES (EROSION ET SEDIMENTATION) DU SYSTEME ORANGE

6.1. Introduction

La marge atlantique du plateau sud-africain (SAP) (cf. Chapitre 4) est principalement formée d'épaisses séries deltaïques (~5 km) déposées durant le Crétacé de 113 à 66 Ma. Le Cénozoïque (66-0 Ma) en revanche marque une diminution des volumes sédimentaires préservés (~1 km), de plus très fortement impactés par la circulation océanique à partir du Miocène moyen (~11 Ma).

Nous avons proposé (Chapitres 3,4 et 5) d'expliquer cette diminution des apports sédimentaires par une réorganisation majeure du réseau de drainage du SAP au Campanien (81-70 Ma) pendant la croissance du bourrelet marginal de la marge sud-est atlantique (segment de marge de l'Orange, i.e. 23°S-33°S).

Cette réorganisation majeure du drainage du SAP au Crétacé supérieur est reconnue par plusieurs auteurs sur la base de trois familles d'arguments : (1) les variations de distribution des dépôt-centres sédimentaires de la marge sud-est atlantique (e.g. Dingle and Hendey, 1984) ; (2) la quantification de volumes sédimentaires terrigènes préservés en mer (Dingle and Hendey, 1984; Rust and Summerfield, 1990; Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012) couplée à de la modélisation numérique du relief (Braun et al., 2014) ; (3) la caractérisation des formes du relief préservées à terre (e.g. de Wit, 1999; Moore, 1999).

Notre objectif est ici, dans la continuité de ces auteurs, de tester ce scénario de changement de drainage en quantifiant un bilan érosion (terre)-sédimentation (mer) (approche '*source to sink*') pour le système Orange (Figure 6.1) au Crétacé supérieur et au Cénozoïque.

Les volumes érodés ('*source*') sont mesurés à terre par soustraction deux à deux des topographies reconstituées des surfaces d'aplanissement S2 (92-81 Ma), S3 (81-70 Ma) et de la topographie actuelle. Les résultats obtenus sont ensuite comparés aux volumes sédimentés ('*sink*') dans le bassin de l'Orange calculés par interpolation de huit coupes régionales de la marge (de la plaine côtière à la plaine abyssale).

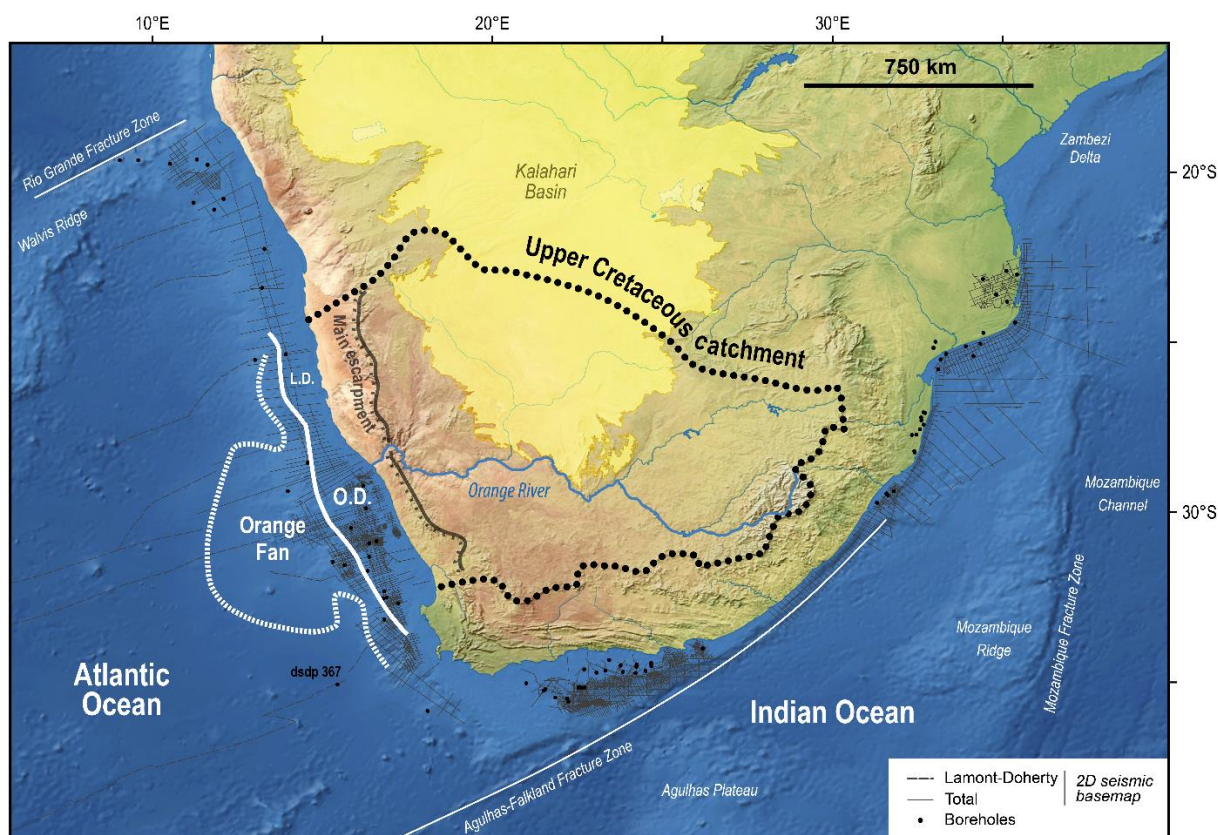


Figure 6.1 : Cadre géographique du système Orange. Le bassin versant interprété du système Orange au Crétacé supérieur a été représenté à terre (cf. Chapitre 5), ainsi que l'escarpement côtier et l'extension du bassin endoréique du Kalahari (modifié d'après Haddon, 1999). A mer, les deltas d'âge crétacé supérieur de l'Orange (O.D.) et de Lüderitz (L.D.) ont été représentés avec leurs « fans » respectifs. Les données de sub-surface (sismique 2D et forages) utilisées dans cette étude ont également été localisées. [Location of the studied Orange system. Onshore, interpreted Upper Cretaceous catchment of the Orange system is shown (Chapter 4), as well as the main escarpment and the Kalahari sand basin extension (modified from Haddon, 1999). Offshore, the Upper Cretaceous Orange Delta (O.D.) and Lüderitz Delta (L.D.) (thick white line) are shown together with the western extension of the associated fans. The seismic and borehole data used in this study are also located.]

6.2 Le modèle géologique testé par la mesure du bilan érosion-sédimentation du système Orange

Nous présentons ici le modèle géologique issu de la synthèse des chapitres précédents (Chapitres 3,4 et 5) qui va à la fois :

- (1) fournir les contraintes pour les mesures du bilan érosion-sédimentation et ;
- (2) être testé en comparant les volumes de roches érodés à terre aux volumes de sédiments préservés en mer.

La discussion requerra une connaissance (i) des déformations et (ii) du régime de paléo-précipitations. La principale incertitude concerne le modèle géomorphologique des surfaces d'aplanissement étagées. Ce sera donc l'enjeu principal du test.

6.2.1 Le système en sédimentation : évolution du remplissage sédimentaire du bassin de l'Orange

Le bassin de l'Orange qui s'étend entre les parallèles 28°S et 33°S, est un des quatre segments de la marge divergente passive sud-est atlantique. Il couvre une superficie d'environ 320 000 km², centré sur l'exutoire du fleuve Orange, à la limite entre l'Afrique du Sud et la Namibie.

L'assise sédimentaire post-rift (131-0 Ma) qui atteint une épaisseur maximale de ~7 km est connue uniquement en mer grâce aux données de sub-surface (sismiques et forages). Elle repose en discordance sur un socle néo-protérozoïque plus ou moins aminci, les dépôts syn-rift (SDR et grabens) et la croûte océanique (Figure 6.2).

Les variations de flux sédimentaire et les géométries sédimentaires 2D de ce bassin reflètent les déformations du plateau sud-africain (SAP) :

- après une phase transitionnelle de la marge (bassin peu subsident flexural - 131-113 Ma) la première accélération du flux enregistrée à partir de ~113 Ma reflète probablement une réorganisation majeure du drainage avec la mise en place d'un bassin versant mature en amont ;
- l'accélération très forte du flux à ~92 Ma marque la première surrection distale du SAP, localisée préférentiellement sur ses marges indiennes ;
- à ~81 Ma, le basculement vers l'ouest du bassin marque la mise en place du bourrelet marginal du segment de marge de l'Orange, pendant la deuxième période de surrection du SAP. Comme mentionnée précédemment, la diminution du flux sédimentaire observée dans le bassin à ce moment-là est probablement liée à une réorganisation majeure du réseau de drainage (i.e. diminution de la taille des bassins versants) synchrone de cette deuxième période de surrection ;
- après une période de quiescence tectonique (70-30 Ma) marquée dans le bassin par (i) des apports sédimentaires extrêmement faibles et (ii) une sédimentation à dominance carbonatée, le bassin enregistre une troisième période de surrection du SAP avec la mise en place du delta moderne de l'Orange ;

- l'intervalle Miocène supérieur-actuel (11-0 Ma) est dominé par des dépôts de type contouritiques.

6.2.2 Le système en érosion

6.2.2.1 Les formes du relief amont

Le bassin versant de l'Orange se décompose en trois domaines de l'amont vers l'aval : (1) un plateau élevé central (>1000 m) recouvert par les sables du bassin du Kalahari ; (2) un bourrelet marginal plus élevé (> 2000 m) et (3) une frange côtière étroite au relief plus dégradé par les incisions fluviales (Figure 6.1).

Le relief de l'Afrique australe (cf. Chapitre 5) résulte de l'étagement de cinq générations de surfaces d'aplanissement successives (S1a, S1b, S2, S3, S4) et d'au moins deux générations d'incisions fluviales (\leq S4). Ces formes du relief sont initiées par des chutes du niveau de base associées à des déformations de grande ($\times 100$ km) à très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) du plateau sud-africain (SAP) mentionnées au-dessus. Leurs relations géométriques avec des marqueurs datés (sédiments, volcanisme) préservés à terre et leur corrélation avec les grandes discontinuités fossilisées dans le remplissage sédimentaire des bassins périphériques, ont permis de dater précisément les âges d'initiation et d'abandon de ces surfaces (Figure 6.2) : S1a < 176 Ma ; S1b < 130 Ma ; S2 92-81Ma ; S3 81-70 Ma ; S4 25-18 Ma ; incisions récentes < 11 Ma.

Notre étude des formes du relief du bassin versant de l'Orange (cf. Chapitre 5) montre que :

- 1) le relief du domaine de plateau (ou haut-pays) est formé par des pédiplaines d'extension régionale (S2, S3) avec à l'est, des reliefs résiduels plus hauts (S1a, S1b) qui devaient former une ligne de partage des eaux au Crétacé ;
- 2) la pédiplaine S3 est observée de part et d'autre de l'escarpement côtier principal (Figure 6.1), le long du segment de marge de l'Orange, ce qui suggère que la croissance du bourrelet marginal est contemporaine de S3 (81-70 Ma) ;
- 3) durant l'intervalle de temps de formation de la surface d'aplanissement S4 (25-18 Ma), des pédiments (parfois coalescents) se mettent en place principalement sur la frange côtière, tandis que le plateau est incisé (faiblement) par le paléo-drainage de l'Orange. Ce type de configuration suggère que l'érosion est principalement localisée sur la frange côtière, à l'ouest d'un escarpement préexistant.

6.2.2.2 Le modèle d'évolution du système de drainage de l'Orange à tester

Nous présentons ici le modèle géomorphologique qui sera testé, résultat de l'analyse géomorphologique établie dans le Chapitre 5.

Au préalable, il convient de rappeler que les reliefs du Crétacé inférieur (S1b, S1a) ne subsistent que sous la forme de reliques résiduelles, principalement localisées à l'est du système Orange. Il est donc impossible de proposer des reconstitutions topographiques réalistes des bassins versants anciens. Nous nous focaliserons donc sur l'évolution du système Crétacé supérieur-Cénozoïque.

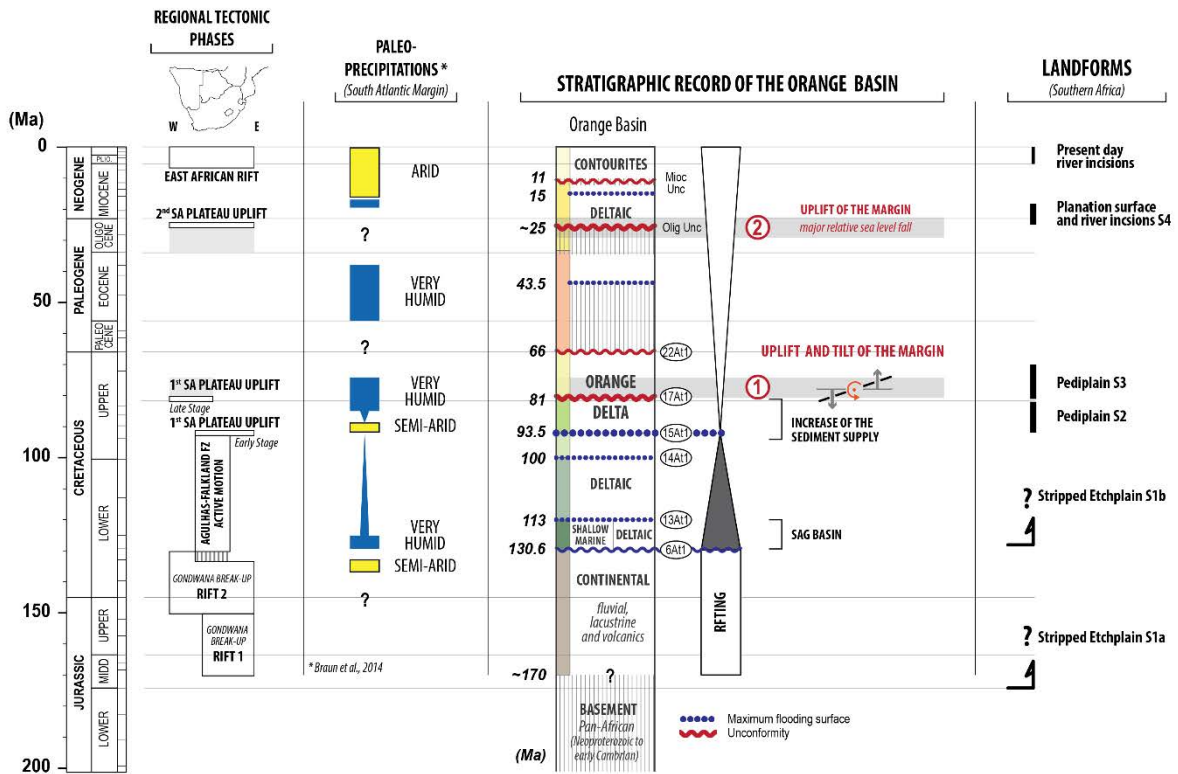
1) Entre 113 et 81 Ma, un grand bassin versant ($\sim 1125 \times 10^3 \text{ km}^2$) mature s'étend vers l'est jusqu'à la marge indienne du SAP où d'anciens reliefs hérités du Crétacé inférieur constituent une ligne de partage des eaux. La topographie (c'est-à-dire l'altitude moyenne) du système Orange est faible et le bassin sédimentaire de l'Orange est probablement alimenté par plusieurs sources deltaïques. Une première période de surrection du plateau sud-africain (SAP) a lieu à ~ 92 Ma (Turonien) le long d'une flexure localisée sur sa marge indienne.

2) Au Crétacé supérieur (81-70 Ma), la migration progressive vers l'ouest de la déformation, associée à la deuxième période de surrection du SAP, entraîne une réorganisation majeure du drainage sur le continent provoquée par la mise en place d'un bourrelet marginal en amont du segment de marge de l'Orange.

6.2.2.3 Paléo-précipitations

Les données de paléo-précipitations présentées sur la Figure 6.2 ont été extraites des travaux de Braun et al. 2014 qui montrent une humidité croissante depuis le Turonien (semi-aride) jusqu'à un paroxysme d'humidité à l'Eocène moyen (optimum mondial climatique, Zachos et al., 2001). Aucune donnée n'existe pour l'Oligocène. Le Miocène inférieur et moyen est humide à très humide. L'aridité augmente ensuite brutalement au Miocène supérieur (mise en place du désert du Namibe - e.g. Pickford et al., 1995).

A



B

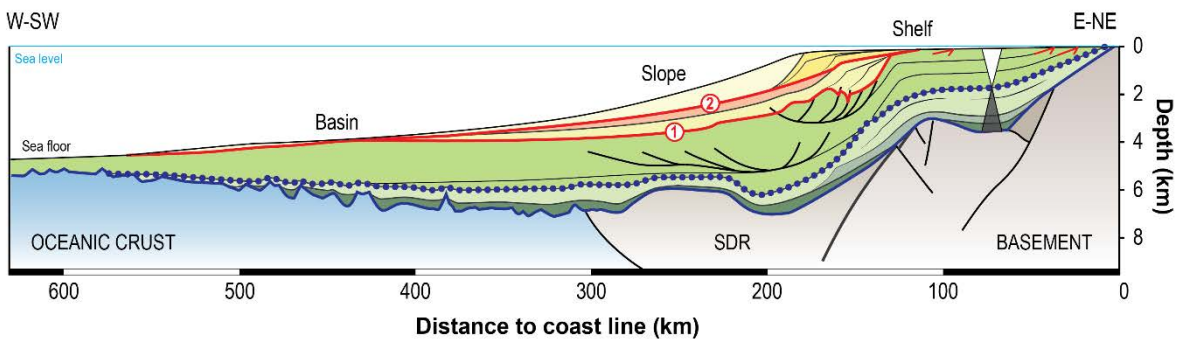


Figure 6.2 : (A) Charte synthétique de l'évolution tectonique, sédimentaire, climatique et géomorphologique du système Orange. (B) Coupe synthétique du bassin de l'Orange. L'âge des unités sismiques est représenté sur la Figure 6.2.A. [(A) Synthetic chart of the tectono-sedimentary, climatic and geomorphological evolution of the Orange system. (B) Synthetic section of the Orange basin. The ages of the seismic units are shown on Figure 6.2.A.]

6.3 Bilans des volumes de roches érodés

6.3.1 Données et méthodes

Cette étude s'inscrit dans la lignée de plusieurs études utilisant les paléo-surfaces comme marqueurs de la paléo-topographie (Grimaud, 2014; Bonnet, 2015; Simon, 2015). Les volumes de roches érodés sont estimés à partir de la différence d'altitude entre deux paléo-topographies reconstituées à partir des surfaces d'aplanissement (S2, S3) et de la topographie actuelle.

6.3.1.1 Reconstitution 3D de paléo-surfaces et estimations des volumes érodés

A partir de la cartographie des formes du relief de l'Afrique australe (cf. Chapitre 5), les surfaces d'aplanissement S2 et S3, qui subsistent sous des formes résiduelles dans la topographie actuelle (plateaux et plaines), ont été échantillonnées à partir du logiciel ArcGIS 10.1 par un semis de points qui inclue des coordonnées (longitudes (x), latitudes (y) et une altitude (z)). Cet échantillonnage a été effectué automatiquement avec une maille de 10 × 10 km puis corrigé manuellement afin de n'intégrer que les points hauts représentatifs de la surface dégradée étudiée.

Ces points géo-référencés ont ensuite été interpolés selon la méthode '*topo to raster*' qui permet de réaliser des modèles numériques de terrain avec un système hydrographique réaliste (e.g. Hutchinson and Dowling, 1991). Deux enveloppes topographiques ont été obtenues respectivement pour les paléo-surfaces S2 et S3 (Figure 6.3).

Pour compléter la topographie actuelle des paléo-surfaces S2 et S3, sur la zone recouverte par les sables du bassin du Kalahari, les isobathes (profondeur par rapport à la topographie actuelle) de la base du bassin a été extraite de la carte des isopaques du bassin du Kalahari proposée par Haddon, 1999 (Figure 6.3.A). La topographie du substratum à la base du bassin est ici supposée correspondre à la paléo-surface S2.

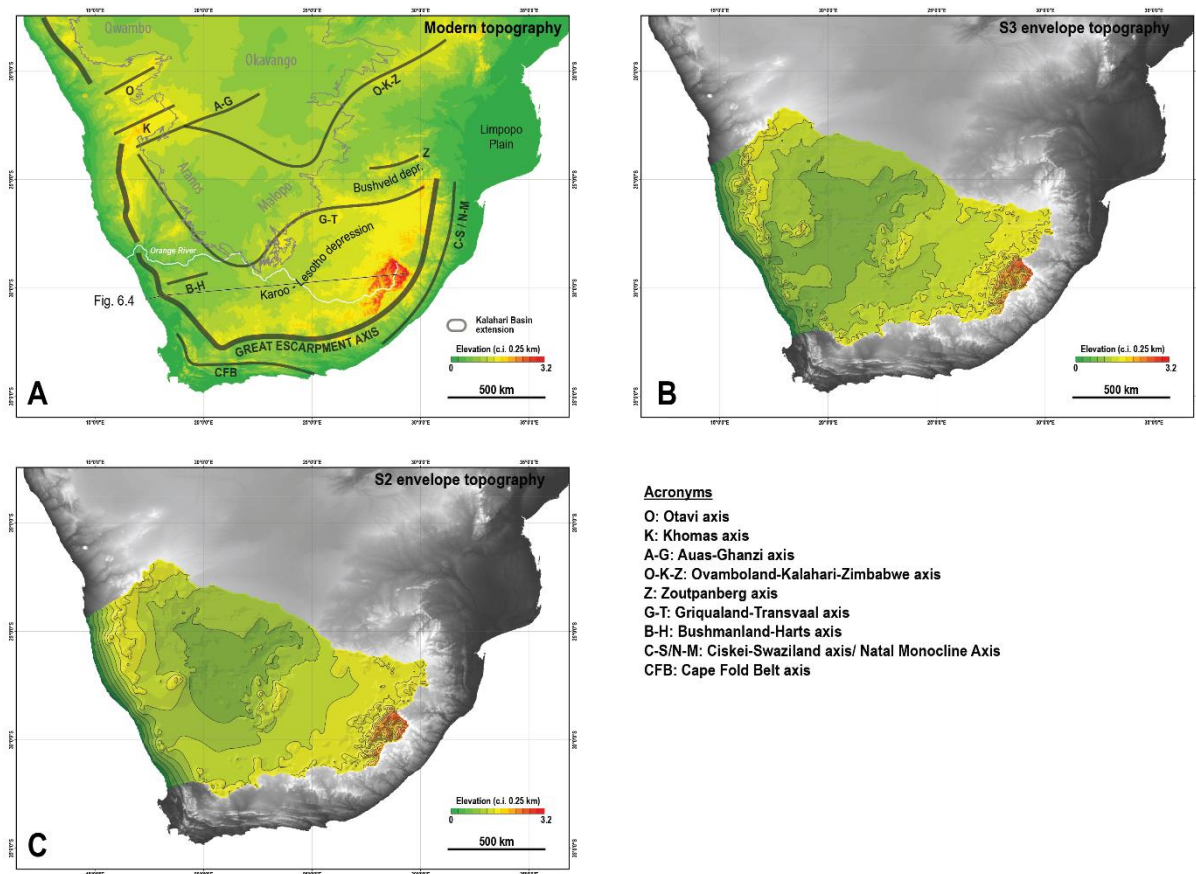


Figure 6.3 : *Cartes des paléo-surfaces interpolées et de la topographie actuelle d'Afrique australe. (A) Topographie actuelle de l'Afrique australe (GEBCO 2014, 30' arc) sur laquelle a été représentée : (i) la carte des isobathes du bassin du Kalahari (modifiée d'après Haddon, 1999) ; (ii) les axes de flexure épirogéniques (d'après Du Toit, 1933; Moore, 1999). (B) Topographie interpolée de la surface d'aplanissement S3 (81 - 70 Ma). (C) Topographie interpolée de la surface d'aplanissement S2 (92 - 81 Ma). [Interpolated topography of paleo-land-surfaces and current topography of southern Africa. (A) Current topography (GEBCO 2014, 30' arc) with (i) the Kalahari Basin isobaths (modified from Haddon, 1999); (ii) epeirogenic flexure axes (from Du Toit, 1933; Moore, 1999). (B) Interpolated topography of the S3 planation surface (81-70 Ma). (C) Interpolated topography of the S2 planation surface (92-81 Ma).]*

6.3.1.2 Estimation des incertitudes

Les sources d'incertitudes associées à cette méthode sont multiples.

- 1) Les scénarios géologiques proposés sont une source d'incertitude importante notamment en ce qui concerne la zone recouverte par le bassin du Kalahari. Elles seront discutées dans la partie discussion de ce chapitre (cf. § 6.2.5).
- 2) En l'absence d'épaisses cuirasses latéritiques indurées ou de coulées volcaniques qui permettent de les conserver, les surfaces d'aplanissement continuent d'évoluer après leur abandon par érosion chimique et/ou mécanique.

C'est le cas en Afrique australe où les surfaces d'aplanissement ne portent généralement que des résidus de profils d'altération de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur (cf. Chapitre 5), ce qui suggère une dénudation postérieure à leur mise en place. L'altitude actuelle des paléo-surfaces préservées en Afrique australe est donc une altitude minimale. Estimer la hauteur de roches érodée après l'abandon de la surface est difficile et constitue une des incertitudes le plus importantes de cette étude. Ces incertitudes sont donc actuellement impossibles à quantifier.

3) Les erreurs liées à la cartographie et à la méthode d'interpolation ont été analysées sur des coupes 2D (Figure 6.4). Sur une même coupe, les hauteurs de roches érodées entre les différentes surfaces restaurées (S2-S3 et S3-topographie moderne) ont été comparées pour un profil topographiques interprété « manuellement » et les résultats obtenus par l'interpolation 3D des reliques de surfaces (Figure 6.3.B.C). Les différences obtenues sont de $\pm 11\%$ pour S2-S3, $\pm 36\%$ pour S3-topographie actuelle et $\pm 18\%$ pour S2-topographie actuelle.

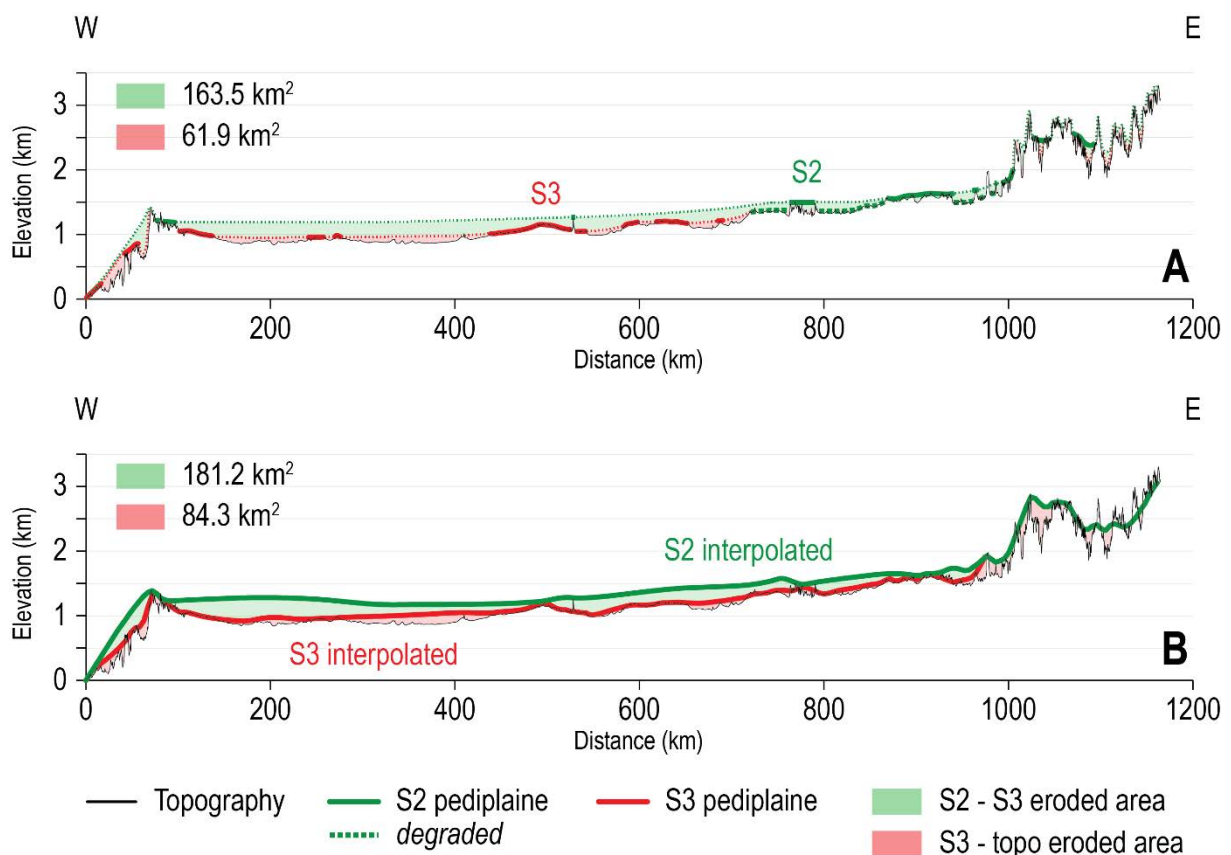


Figure 6.4 : Reconstructions des surfaces d'aplanissement S2 et S3 pour un même profil topographique. Voir la localisation sur la Figure 6.3.A. Les aplats de couleur correspondent à l'aire de matériel érodé (km²) entre deux surfaces (vert : S2-S3 ; rouge : S3-topographie actuelle). (A) Les géométries des paléo-surfaces S2 et S3 sont basées sur une interprétation manuelle surfaces S2 et S3. (B) Les géométries des paléo-surfaces S2 et S3 sont basées sur une interpolation en 3D des reliques de surfaces préalablement cartographiées S2 et S3 (Figure 6.3.B.C). [Reconstructions of S2 and S3 paleo-land-surfaces. See location of the profile on Figure 5.3, A. Coloured areas refer to the area of eroded material (km²) between two land-surfaces (green area S2-S3; red area: S3-modern topography). (A) Geometry of the S2 and S3 land-surfaces reconstructed from the 2D interpretation of S2 and S3 relicts preserved in the topographic profile. (B) Geometry of the S2 and S3 land-surfaces reconstructed from the 3D interpolation of S2 and S3 relicts preserved in the modern landscape (Figure 6.3.B.C).]

6.3.2 Résultats

La surface S3 est abandonnée à ~ 70 Ma (cf. Chapitre 5). La période qui s'étend de la fin du Crétacé supérieur au Paléogène est considérée comme une période où la déformation est très faible. Le relief est fossilisé et l'érosion sur le continent est quasiment nulle comme l'atteste la mise en place de plateformes carbonatées sur tout le pourtour sud-africain (cf. Chapitres 3,4 et 5). Une nouvelle période d'érosion débute aux alentours de 30-25 Ma en Afrique australe avec la mise en place de plusieurs deltas en mer et le façonnement de la paléo-surface S4 à terre (cf. Chapitres 3,4 et 5). Ici, nous considérons que la soustraction entre la surface d'aplanissement S3 et la topographie actuelle est l'expression de cette nouvelle période d'érosion et englobe donc uniquement l'intervalle de temps 25-0 Ma.

Les volumes de roches érodés ont été mesurés pour trois intervalles de temps : 81-70 Ma, 25-0 Ma, 81-0 Ma (Figure 6.5 et Tableau 6.1). Les cartes d'épaisseur de roches érodée représentées sur la Figure 6.6 montrent que :

- 1) Au Crétacé supérieur (81-70 Ma), l'érosion est principalement localisée sur le bourrelet marginal du système Orange (15.4 ± 1.7 m/Ma). Sur le plateau, le taux de dénudation est deux fois plus faible (6.9 ± 0.7 m/Ma). La hauteur de matériel érodée est homogène, répartie sur l'ensemble de la pédiplaine S3 (cf. carte géomorphologique présentée dans le Chapitre 5, Figure 5.16).
- 2) A la fin du Cénozoïque (25-0 Ma), les taux de dénudation chutent de moitié. L'érosion est principalement localisée sur la frange côtière du système Orange (6.4 ± 2.3 m/Ma). Sur le plateau, l'érosion se localise principalement sur le réseau de drainage ancien et actuel du fleuve Orange avec des taux de dénudation moyens faibles (2.1 ± 0.7 m/Ma).

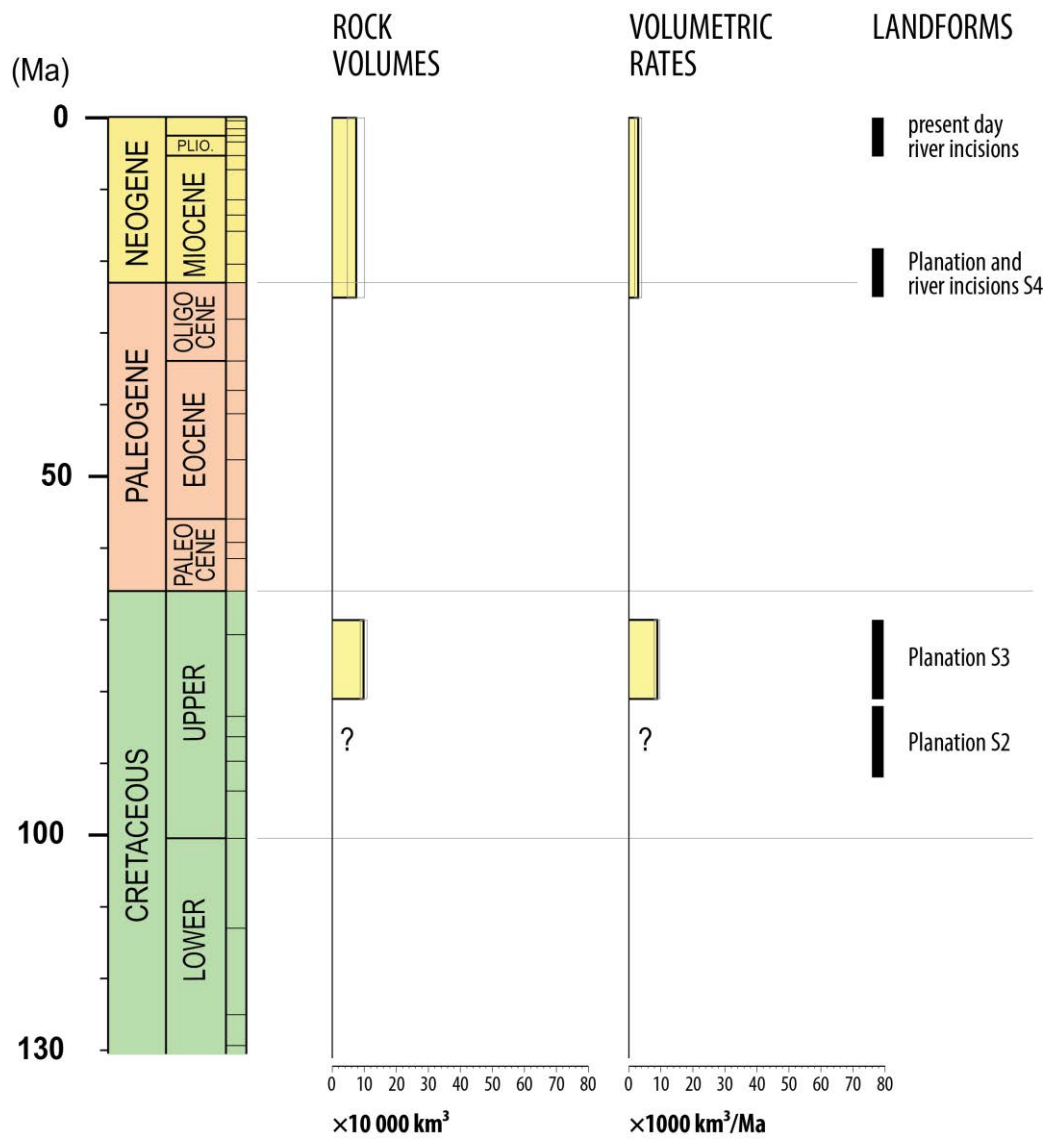


Figure 6.5 : Volumes de roches érodés et taux volumétriques du bassin versant de l'Orange.
[Eroded volumes and volumetric rates for the Orange catchment.]

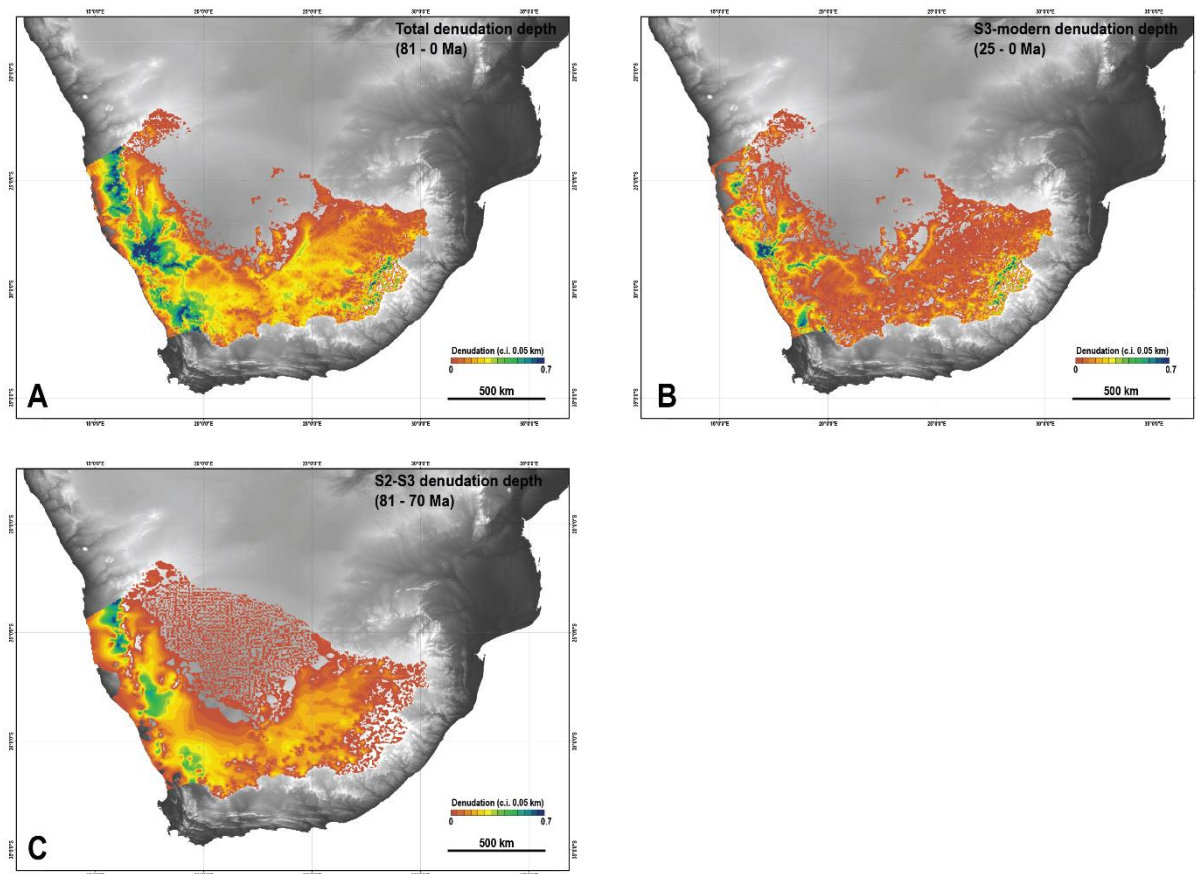


Figure 6.6 : Cartes de dénudation de l’Afrique australe. (A) S2-topographie actuelle (81-0 Ma). (B) S3-topographie actuelle (25-0 Ma). (C) S2-S3 (81-70 Ma). [Denudation maps of southern Africa. (A) S2-modern topography (81-0 Ma). (B) S3-modern topography (25-0 Ma). (C) S2-S3 (81-70 Ma).]

Landforms	(Myr)	Areas	($\times 10^3 \text{ km}^2$)	Denudation rate ($\times \text{m/Myr}$)	Rock volume ($\times 10^3 \text{ km}^3$)	Volumetric rate ($\times 10^3 \text{ km}^3/\text{Myr}$)
S2 - S3	81 - 70	total	1126.5	7.9 ± 1.4	97.7 ± 10.7	8.9 ± 1.0
		coastal domain	121.5	15.4 ± 1.7	20.6 ± 2.3	1.9 ± 0.2
		plateau domain	1005	6.9 ± 0.7	77.1 ± 8.5	7 ± 0.8
S3 - present day topography	25 - 0	total	1126.5	3.2 ± 1.1	73.6 ± 26.5	2.9 ± 1.1
		coastal domain	121.5	6.4 ± 2.3	19.5 ± 7.0	0.8 ± 0.3
		plateau domain	1005	2.1 ± 0.7	54.1 ± 19.5	2.2 ± 0.8
S2 - present day topography	81 - 0	total	1126.5	2.3 ± 0.4	167.9 ± 30.2	2.1 ± 0.4
		coastal domain	121.5	3.8 ± 0.7	38.1 ± 6.8	3.8 ± 0.7
		plateau domain	1005	1.6 ± 0.3	129.8 ± 23.4	1.6 ± 0.3

Tableau 6.1 : Taux de dénudation, volumes et taux volumétriques de roches érodés estimés par soustraction des paléo-surfaces S2 et S3, et de la topographie actuelle (Figure 6.6). [Denudation rates, volumes and volumetric rates of eroded rock estimated from the substratum of maps in Figure 6.6.]

6.4 Bilan des volumes terrigènes post-rift sédimentés sur la marge passive divergente sud-est atlantique

6.4.1 Données et méthodes

L'estimation des volumes terrigènes suit une approche traditionnelle utilisée par plusieurs auteurs (e.g. Métivier et al., 1999; Walford et al., 2005; Guillocheau et al., 2011; Calvès et al., 2013; Leroux et al., 2016). Ici, la méthode utilisée est celle qui a été développée par le groupe de Rennes et publiée par Guillocheau et al. (2012), papier auquel il faut se référer notamment concernant les mesures des incertitudes.

Les mesures de flux et de volumes sédimentaires préservés sur la marge atlantique du plateau sud-africain (SAP) ont été réalisées à partir de l'étude stratigraphique de la marge établie dans le Chapitre 4. Plusieurs coupes géologiques sériées de la marge (de la plaine abyssale à la plaine côtière) ont été construites à partir de données géophysiques (profils de sismique réflexion 2D convertis en profondeur), calées en âge et lithologies grâce aux données géologiques de forages et d'affleurements (Figure 6.1). Ces coupes régionales, séparées d'une centaine de kilomètres, servent à calculer par extrapolation les volumes sédimentaires terrigènes préservés compactés (pour permettre une comparaison avec les volumes érodés) sur la marge atlantique de l'Afrique australe.

6.4.1.1 Données 1D

Les données de forages apportent des contraintes lithologiques (description de déblais de forages ; diagraphies différées) ; biostratigraphiques et géophysiques (mesures ponctuelles d'ondes P sur échantillons (V_p)). Vingt et un forages pétroliers ont été mis à disposition par la compagnie pétrolière Total, sur le plateau continental de la marge sud-est atlantique (Figure 6.1). La partie avale de la marge est contrainte par le forage scientifique DSDP 361 (Deep Sea Drilling Project-Leg 40-Site 361 - Figure 6.1).

Les données de forages ont été complétées par des données de terrain de la région de la Sperrgebiet (sud Namibie), lors d'une mission étalée sur trois semaines en mai 2014.

6.4.1.2 Données 2D

Une base de données de sismique réflexion 2D (environ 420 000 km de lignes) a été mise à disposition par la compagnie pétrolière Total. Les lignes sont relativement récentes (années 1980-2000) et couvrent une superficie de 770 000 km² sur le plateau

continental de la marge sud-est atlantique. Pour compléter la partie avale de la marge (i.e. plaine abyssale), des données publiques du Lamont-Doherty Earth Observatory, acquises dans les années 70s, ont été extraites de GeoMapApp 3.6.3 (www.geomapapp.org - Figure 6.1).

5.4.1.3 Stratigraphie sismique

Les surfaces extrapolées à l'ensemble de bassin sont celles qui ont été définies dans le Chapitre 4. Elles reprennent la nomenclature utilisée par la compagnie pétrolière SOEKOR (devenue aujourd'hui Petroleum SA) : 6At1 (131 Ma), 13At1 (113 Ma), 14At1 (100 Ma), 15At1 (93.5 Ma), 17At1 (81 Ma), 22At1 (66 Ma), Olig Unc (25 Ma), Mioc Unc (11 Ma).

Six surfaces stratigraphiques (6At1, 13At1, 14At1, 15At1, 22At1, fond d'eau) ont pu être corrélées sur l'ensemble du plateau continental de la marge à partir du logiciel d'interprétation sismique *Sismage* utilisé par Total. Cela a permis de générer six surfaces isochrones et de réaliser des cartes d'isochores (stwt) et d'isopaques (km). Les surfaces 17At1, Olig Unc, Mioc Unc n'ont pu être positionnées que sur les coupes régionales (Figure 6.7) du fait des difficultés de les corrélérer à l'échelle de la marge (i.e. zones de glissements gravitaires, condensation des dépôt-centres etc.)

5.4.1.4 Conversions temps-profondeur

La conversion en profondeur des surfaces stratigraphiques exprimée en seconde temps double (stwt) est une source importante d'incertitudes pour les calculs de volumes sédimentaires. La loi de conversion temps-profondeur utilisée dans cette étude est une fonction polynomiale moyenne, établie à partir des données d'ondes sismiques V_p , disponibles dans les rapports de forages de la base de données de Total :

$$Z = 0.0002 \times T^2 + 0.9245 \times T$$

Z correspond à la profondeur sous le fond d'eau ;

T correspond au temps en seconde temps double sous le fond d'eau.

Les valeurs de profondeur obtenues par cette fonction ont été comparées aux côtes en profondeur de onze forages répartis sur l'ensemble du plateau continental de la marge sud-est atlantique; l'écart maximum constaté est d'environ 20 %.

La partie distale de la marge, c'est-à-dire l'ensemble des dépôts gravitaires du pied de la pente continentale ayant une lithologie et une compaction différente de celle du

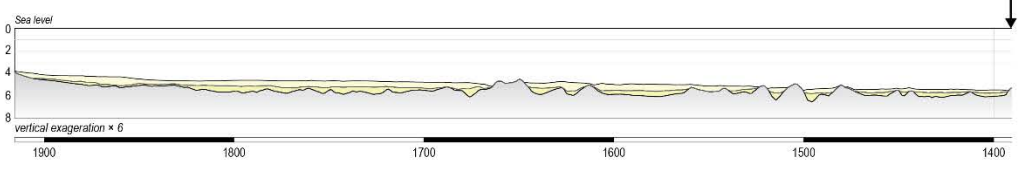
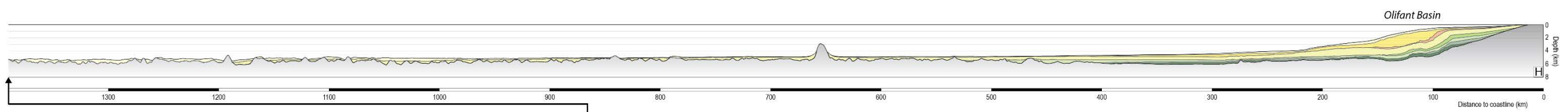
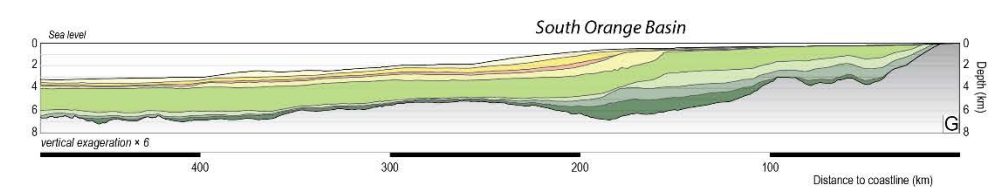
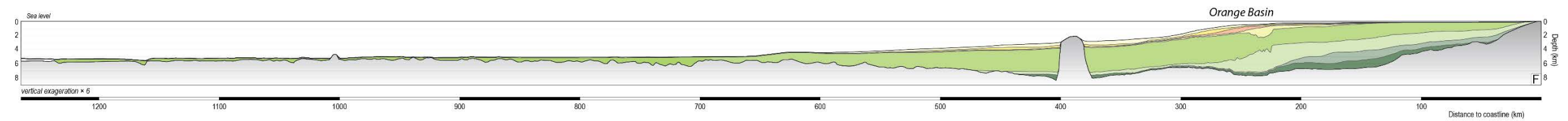
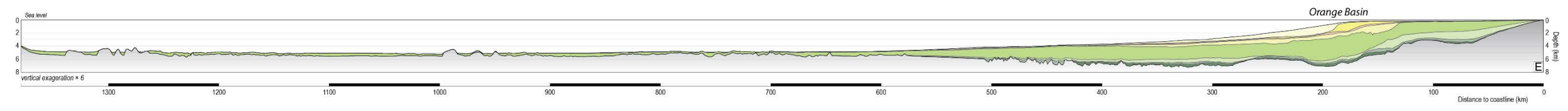
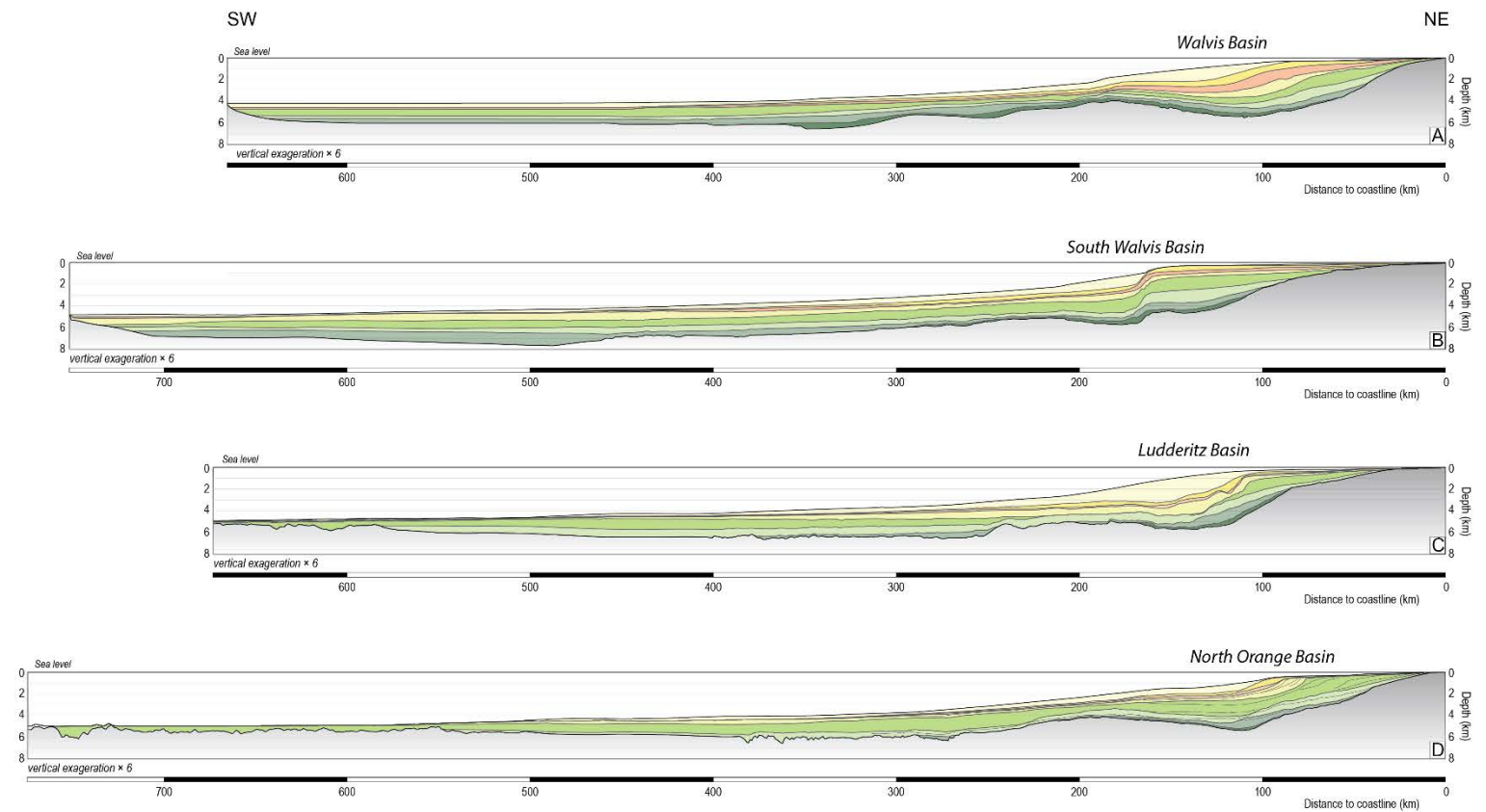
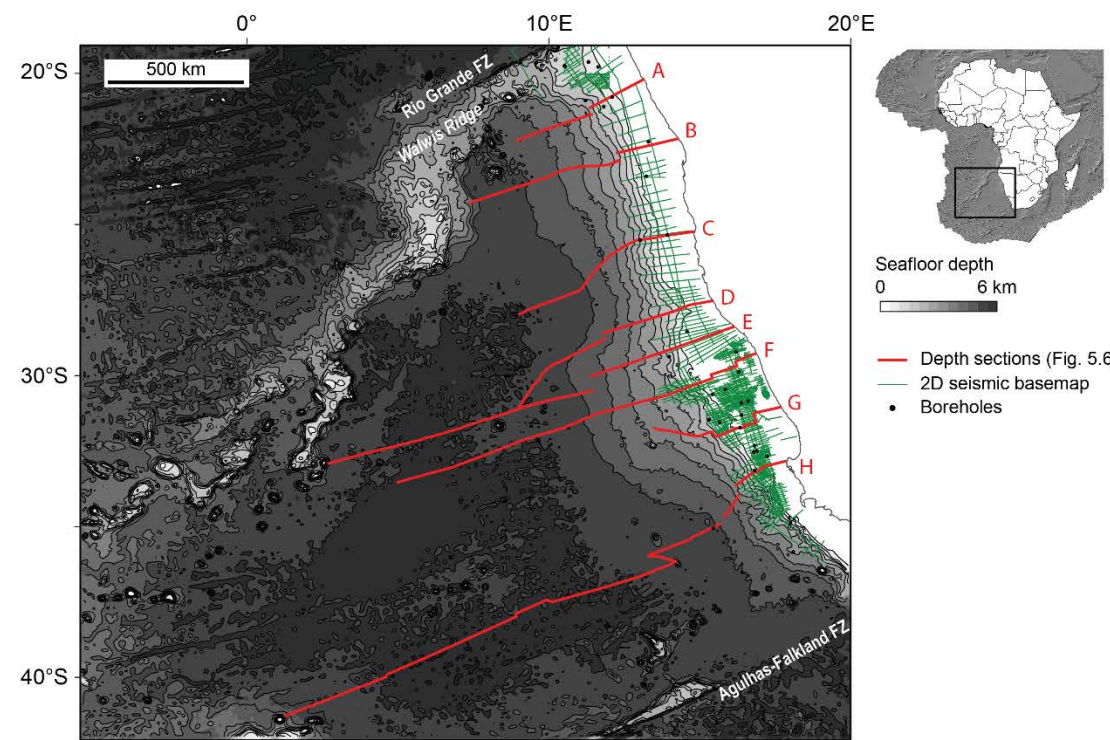
plateau continental, n'est pas contrainte par des données de vitesses propres. La même fonction précédemment utilisée a été appliquée pour les conversions en profondeur de ces données sismiques.

6.4.1.5 Quantification des volumes terrigènes préservés

Les huit coupes régionales de la marge (converties en profondeur) (Figure 6.7), comportant des lignes-temps correspondantes aux surfaces stratigraphiques définies précédemment (Figure 6.2) ainsi que les lithologies ont été interpolées grâce au code numérique VolumeEstimator développé par Jean BRAUN (Université de Potsdam) dans le cadre du projet TopoAfrica.

Les volumes mesurés (unité : $\times 10^3 \text{ km}^3$) correspondent au volume entre deux lignes-temps interpolées sur une aire de dépôt donnée. Pour obtenir des volumes terrigènes, les volumes mesurés sont ensuite compactés et corrigés de la production *in situ* sédimentaire (carbonates/sel) ou de volcanisme (unité : $\times 10^3 \text{ km}^3$). Le flux sédimentaire correspond au volume terrigène déposé pendant une période de temps (unité : $\times 10^3 \text{ km}^3/\text{Myr}$) sur une aire de dépôt donnée.

Figure 6.7: Coupes régionales de la marge atlantique de l'Afrique australe. Les coupes ont été construites à partir de plusieurs profils sismiques convertis en profondeur. [Regional cross-sections of the Atlantic margin of southern Africa. These sections are constructed by combining several seismic profiles converted in depth.]



Seismic units

Late Miocene - Pliocene (11 - 0 Ma)	Paleocene - Oligocene (66 - 30 Ma)	Early Turonian - early Campanian (93.5 - 81 Ma)	Albian (113 - 100 Ma)	Basement + syn - rift
Late Oligocene - Miocene (25 - 11 Ma)	Campanian - Maastrichtian (81 - 66 Ma)	Cenomanian (100 - 93.5 Ma)	Late Hauterivian - top Aptian (131 - 113 Ma)	

6.4.2 Modèle d'âge

La calibration en âge des surfaces stratigraphiques utilisées pour quantifier les volumes sédimentaires de la marge sud-est atlantique repose sur une réévaluation (nannofossiles calcaires, foraminifères planctoniques et benthiques, pollens et spores) des données biostratigraphiques de quatre forages (DSDP 361, O-A1, Kudu 9A1, 2212-13-1 - cf. Chapitre 4) par l'équipe biostratigraphique de Total. Des datations biostratigraphiques (nannofossiles calcaires, foraminifères benthiques) ont également été effectuées par ERADATA sur des échantillons d'affleurements de la Sperrgebiet en Namibie. Les âges des marqueurs stratigraphiques utilisés dans cette étude sont représentés sur la Figure 6.2.

6.4.3. Paramètres d'entrée du code VolumeEstimator

6.4.3.1 Aires de sédimentation

La marge passive divergente sud-est atlantique a l'avantage d'être une marge « fermée » au niveau du domaine océanique depuis sa mise en place il y a 131 Ma avec, au nord la ride de Walvis (*Walvis Ridge*) et, au sud la zone de fracture d'Agulhas-Falkland (*Agulhas-Falkland Fracture Zone*). Ainsi la marge a été subdivisée en quatre zones (ou aires) de dépôts qui s'étendent depuis le trait de côte actuel à l'est, jusqu'à la dorsale médio-océanique à l'ouest (Figure 6.8).

Cette subdivision a été établie à partir des cartes d'isopaques sédimentaires de la marge qui montrent une répartition des sédiments dans quatre dépôt-centres principaux, contrôlés par l'héritage des structures de socle panafricaines, perpendiculaires à la marge (cf. Chapitre 4), soit du nord vers le sud, les bassins de Walvis, de Lüderitz, de l'Orange et du Cap (Figure 6.8).

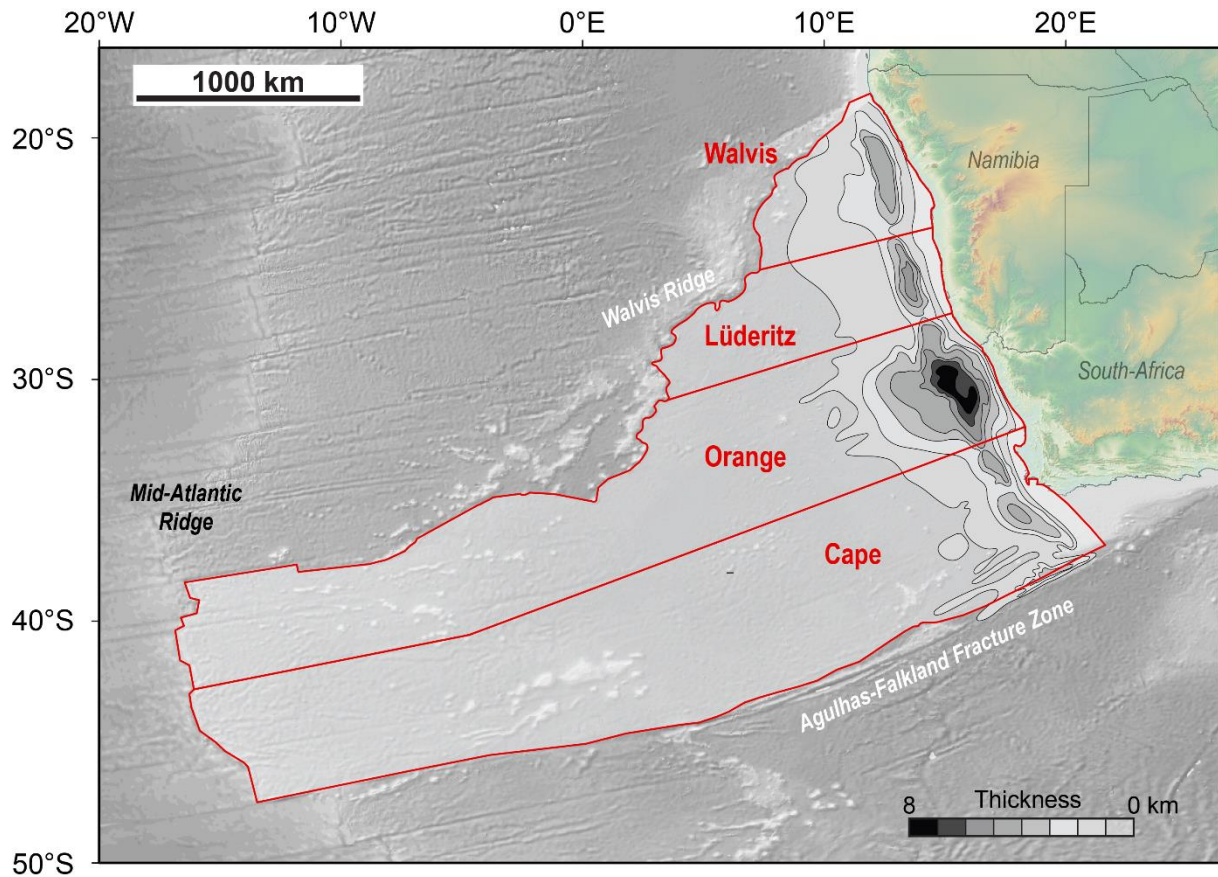


Figure 6.8 : Aires de sédimentation des quatre dépôt-centres de la marge atlantique de l'Afrique australe. La carte isopaque représente l'épaisseur totale de sédiments pour l'intervalle post-rift (131-0 Ma). [Deposition areas for the four depocenters of the Atlantic margin of southern Africa. Thickness map = post-rift total sedimentary thickness (131-0 Ma).]

6.4.3.2 Production *in situ* carbonatée et correction de la compaction

Les volumes mesurés à partir de l'approche détaillée précédemment ont été corrigés de la sédimentation autochtone (i.e. production carbonatée estimée à partir des données de forages sur la marge, Tableau 6.2) et compactés pour obtenir des volumes réels de matière.

La compaction des sédiments, généralement croissante avec l'enfouissement, se traduit par une relation exponentielle entre la variation de porosité et la profondeur :

$$\phi(z) = \phi_0 e^{-z/k}$$

ϕ correspond à la porosité à la profondeur Z ;

ϕ_0 correspond à la porosité en surface ;

k est une constante dépendant de la lithologie.

Un nombre de facteurs importants affecte cette relation porosité-profondeur, notamment la lithologie et la texture initiale du sédiment. Entre chaque ligne-temps, le volume de sédiments a été décompacté en testant plusieurs pourcentages lithologiques en deux pôles (sables et argiles). Les volumes estimés de porosité connectée ont ensuite été soustraits pour obtenir des volumes vrais de roches.

Time interval	(Myr)	Carbonate fraction (%)	σ
Upper Miocene - Present Day	11 - 0	10	± 10
Late Oligocene - Mid Miocene	25 - 11	20	± 10
Paleocene - Upper Oligocene	66 - 25	10	± 10
Campanian - Maastrichtian	81 - 66	5	± 5
Early Turonian - Lower Campanian	93.5 - 81	5	± 5
Cenomanian	100 - 93.5	10	± 10
Albian	113 - 100	10	± 10
Lower Hauterivian - Late Aptian	131 - 113	30	± 20

Tableau 6.2 : Teneurs en carbonates dans les sédiments de la marge atlantique de l’Afrique australe pour huit intervalles de temps. [Carbonate distribution in the sediments of the Atlantic margin of southern Africa for eight time periods.]

6.4.3.3 Estimation des incertitudes

Les mesures d’incertitudes associées à chaque paramètres d’entrée du code VolumeEstimator ont été détaillées et discutées dans l’article publié par Guillocheau et al. (2012).

Une des grandes incertitudes dans les budgets de sédiments à mer, non quantifiable à ce jour, concerne les transferts de matière par les courants océaniques. L’impact des courants de fonds dans le bilan sédimentaire terrigènes préservé sur la marge sud-est atlantique sera discuté dans la partie discussion de ce chapitre (§ 6.2.5.2).

6.4.4 Résultats

Les volumes et flux terrigènes ont été estimés pour l’ensemble de la marge atlantique de l’Afrique australe pour huit pas de temps qui englobent l’intervalle post-rift (131 Ma-actuel).

Les valeurs représentées sur la Figure 6.9 et le Tableau 6.3 montrent, pour l’ensemble de la marge, une augmentation progressive des volumes terrigène préservés

sur la marge entre 131 et 81 Ma (131-113 Ma, $73 \times 10^3 \text{ km}^3$ à $4 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ et 113-100 Ma, $160 \times 10^3 \text{ km}^3$ à $12.2 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) avec une augmentation des volumes à 100 Ma et du flux à 93.5 Ma (100-93.5, $335 \times 10^3 \text{ km}^3$ à $51.5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ et 93.5-81 Ma, $790 \times 10^3 \text{ km}^3$ à $63 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les valeurs de volumes et de flux diminuent de moitié à la fin du Crétacé (81-66 Ma, $395 \times 10^3 \text{ km}^3$ à $26.3 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$) et deviennent extrêmement faibles pour l'intervalle paléocène-éocène (66-25 Ma, $67 \times 10^3 \text{ km}^3$ à $1.6 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Les valeurs augmentent ensuite légèrement à l'Oligocène (25-11 Ma, $92 \times 10^3 \text{ km}^3$ à $6.5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$), puis plus fortement à partir du Miocène supérieur (11-0 Ma, $350 \times 10^3 \text{ km}^3$ à $32 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$).

La tendance décrite ci-dessus s'applique aux bassins de Walvis, Lüderitz et de l'Orange, bien que la très forte accélération de volumes terrigènes et des flux associés à 93.5 Ma, est uniquement observée dans le bassin de l'Orange (93.5-81 Ma, $642 \times 10^3 \text{ km}^3$ à $51.4 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$). Le bassin du Cap enregistre une histoire sédimentaire différente avec une accélération des volumes terrigènes et des flux associés à la fin du Crétacé (entre 81 et 66 Ma). Cette tendance est cohérente avec les mesures réalisées dans sur la marge d'Outeniqua (cf. Annexe 3) au sud du Cap qui montrent également cette accélération des volumes et des flux associés à la même période.

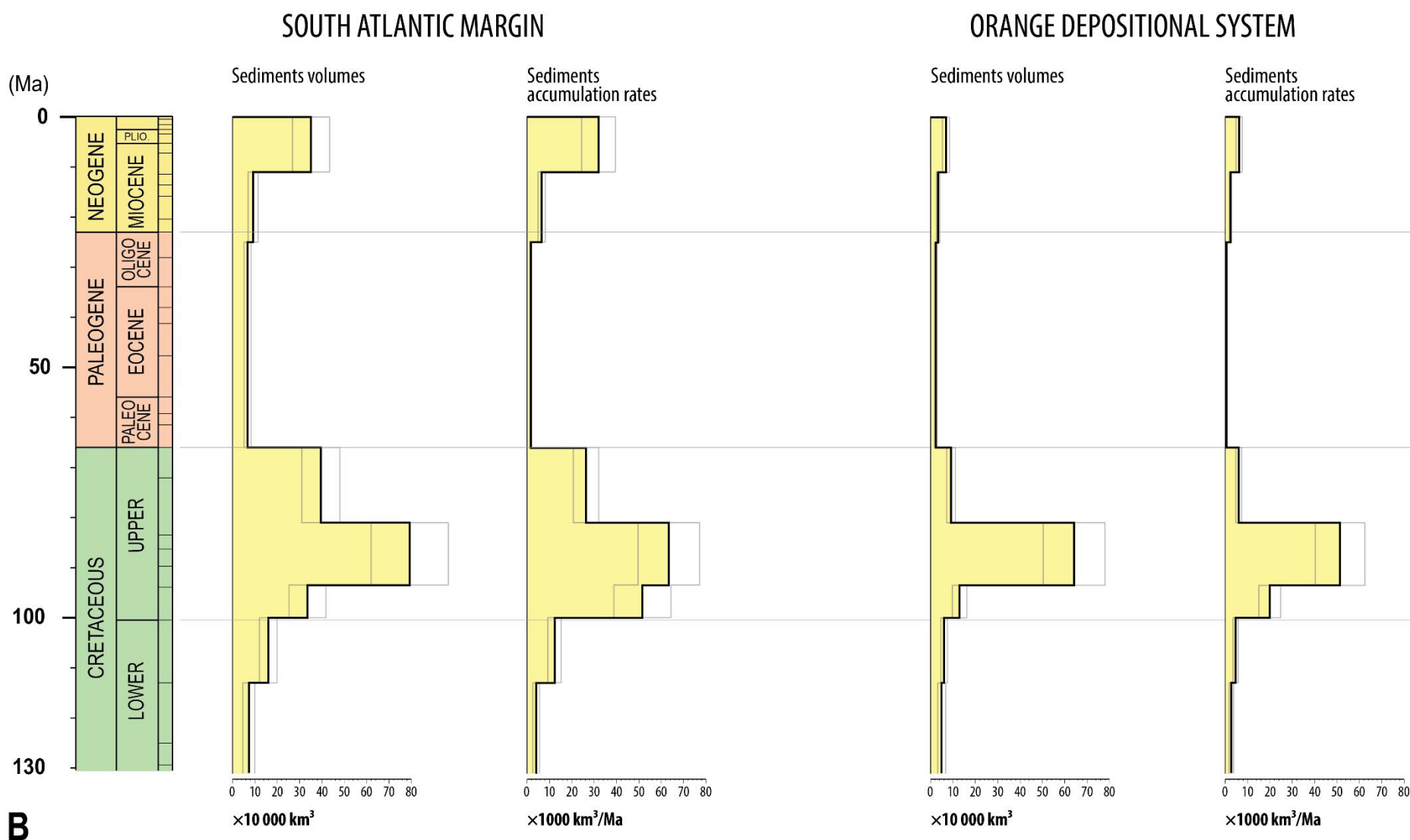
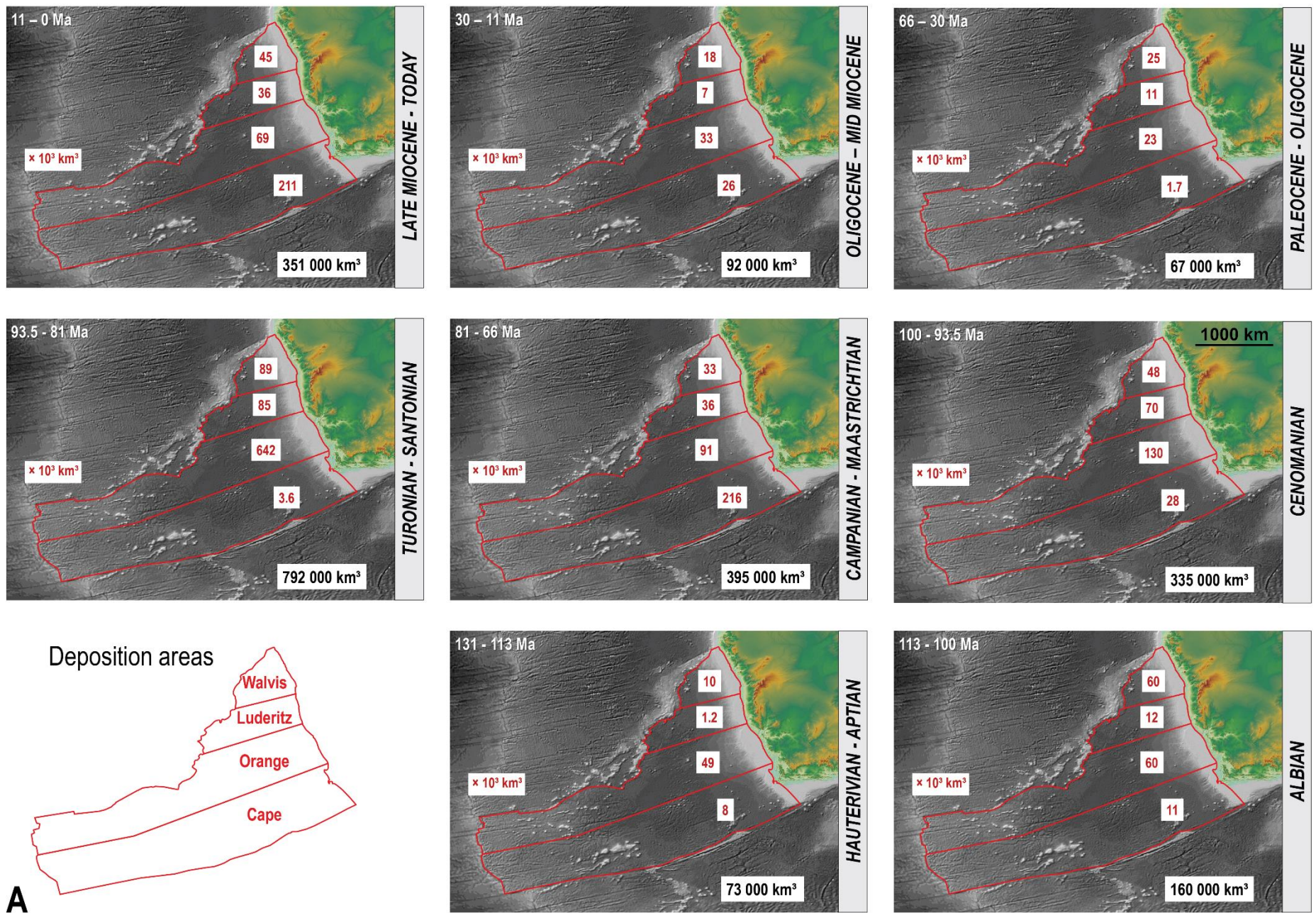


Figure 6.9 : (A) Volumes terrigènes préservés dans les 4 dépôt-centres de la marge atlantique de l'Afrique australe, pour huit intervalles de temps post-rift. (B) Volumes terrigènes et flux sédimentaires de la marge atlantique de l'Afrique australe et du bassin de l'Orange. [(A) Sediments volumes of the 4 depocenters of the Atlantic margin of southern Africa for eight post-rift intervals. (B) Accumulated volumes and rates for the Atlantic margin and the Orange depositional area.]

Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the Atlantic margin

Time interval	(Myr)	Volume ($\times 10^3 \text{ km}^3$)	σ	Rate ($\times 10^3 \text{ km}^3 / \text{Myr}$)	σ
Upper Miocene - Present Day	11 - 0	351	± 83	31.9	± 7.5
Late Oligocene - Mid Miocene	25 - 11	92.3	± 23	6.6	± 1.6
Paleocene - Upper Oligocene	66 - 25	67.2	± 16	1.6	± 0.4
Campanian - Maastrichtian	81 - 66	395.4	± 85	26.4	± 5.7
Early Turonian - Lower Campanian	93.5 - 81	792.2	± 172	63.4	± 13.8
Cenomanian	100 - 93.5	335.3	± 83	51.6	± 12.8
Albian	113 - 100	160	± 39	12.3	± 3
Lower Hauterivian - Late Aptian	131 - 113	73.2	± 27	4.1	± 1.5

Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the Walvis Basin

Time interval	(Myr)	Volume ($\times 10^3 \text{ km}^3$)	σ	Rate ($\times 10^3 \text{ km}^3 / \text{Myr}$)	σ
Upper Miocene - Present Day	11 - 0	45.4	± 11.2	4.1	± 1
Late Oligocene - Mid Miocene	25 - 11	17.8	± 4.5	1.3	± 0.3
Paleocene - Upper Oligocene	66 - 25	24.6	± 6.1	0.6	± 0.1
Campanian - Maastrichtian	81 - 66	33.4	± 7.6	2.2	± 0.5
Early Turonian - Lower Campanian	93.5 - 81	89	± 20.2	7.1	± 1.6
Cenomanian	100 - 93.5	48.8	± 12.1	7.5	± 1.9
Albian	113 - 100	60.3	± 15.3	4.6	± 1.2
Lower Hauterivian - Late Aptian	131 - 113	10.4	± 3.7	0.6	± 0.2

Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the Lüderitz Basin

Time interval	(Myr)	Volume ($\times 10^3 \text{ km}^3$)	σ	Rate ($\times 10^3 \text{ km}^3 / \text{Myr}$)	σ
Upper Miocene - Present Day	11 - 0	36.4	± 8.4	3.3	± 0.8
Late Oligocene - Mid Miocene	25 - 11	6.6	± 1.7	0.5	± 0.1
Paleocene - Upper Oligocene	66 - 25	10.9	± 2.6	0.3	± 0.06
Campanian - Maastrichtian	81 - 66	35.9	± 7.8	2.4	± 0.5
Early Turonian - Lower Campanian	93.5 - 81	85	± 18.3	6.8	± 1.5
Cenomanian	100 - 93.5	69.7	± 16.7	10.7	± 2.6
Albian	113 - 100	12.3	± 3	0.9	± 0.2
Lower Hauterivian - Late Aptian	131 - 113	1.2	± 0.5	0.07	± 0.02

Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the Orange Basin

Time interval	(Myr)	Volume ($\times 10^3 \text{ km}^3$)	σ	Rate ($\times 10^3 \text{ km}^3 / \text{Myr}$)	σ
Upper Miocene - Present Day	11 - 0	68.7	± 15.7	6.2	± 1.4
Late Oligocene - Mid Miocene	25 - 11	33.4	± 7.9	2.4	± 0.6
Paleocene - Upper Oligocene	66 - 25	23.2	± 5.5	0.6	± 0.1
Campanian - Maastrichtian	81 - 66	91.4	± 19.6	6.1	± 1.3
Early Turonian - Lower Campanian	93.5 - 81	642	± 138	51.4	± 11
Cenomanian	100 - 93.5	129.5	± 31.7	19.9	± 4.9
Albian	113 - 100	60.3	± 14.9	4.6	± 1.1
Lower Hauterivian - Late Aptian	131 - 113	49.2	± 17.7	2.7	± 1

Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the Olifant Basin

Time interval	(Myr)	Volume ($\times 10^3 \text{ km}^3$)	σ	Rate ($\times 10^3 \text{ km}^3 / \text{Myr}$)	σ
Upper Miocene - Present Day	11 - 0	211.4	± 48.1	19.2	± 4.3
Late Oligocene - Mid Miocene	25 - 11	25.9	± 6.5	1.8	± 0.5
Paleocene - Upper Oligocene	66 - 25	1.7	± 0.4	0.04	± 0.01
Campanian - Maastrichtian	81 - 66	215.9	± 45.9	14.4	± 3.1
Early Turonian - Lower Campanian	93.5 - 81	3.6	± 0.8	0.3	± 0.06
Cenomanian	100 - 93.5	27.8	± 6.6	4.3	± 1.1
Albian	113 - 100	10.8	± 2.6	0.8	± 0.2
Lower Hauterivian - Late Aptian	131 - 113	8	± 2.8	0.4	± 0.1

Tableau 6.3 : Volumes terrigènes et flux sédimentaires de la marge atlantique de l'Afrique australe et des sous-bassins associés. [Volumes and accumulation rates of the Atlantic margin of southern Africa and associated sub-basins.]

6.5 Synthèse et discussions

6.5.1 Le bilan érosion - sédimentation du système Orange

Les bilans de matière terre-mer s'établissent comme suit (Figures 6.10) :

- Entre 81 et 70 Ma, 97 700 ± 10 700 km³ de roches sont érodés et 91 400 ± 19 600 km³ de sédiments terrigènes sont déposés ;
- Entre 25 et 0 Ma, 73 600 ± 26 500 km³ de roches sont érodés et 102 100 ± 23 600 km³ de sédiments terrigènes sont déposés.

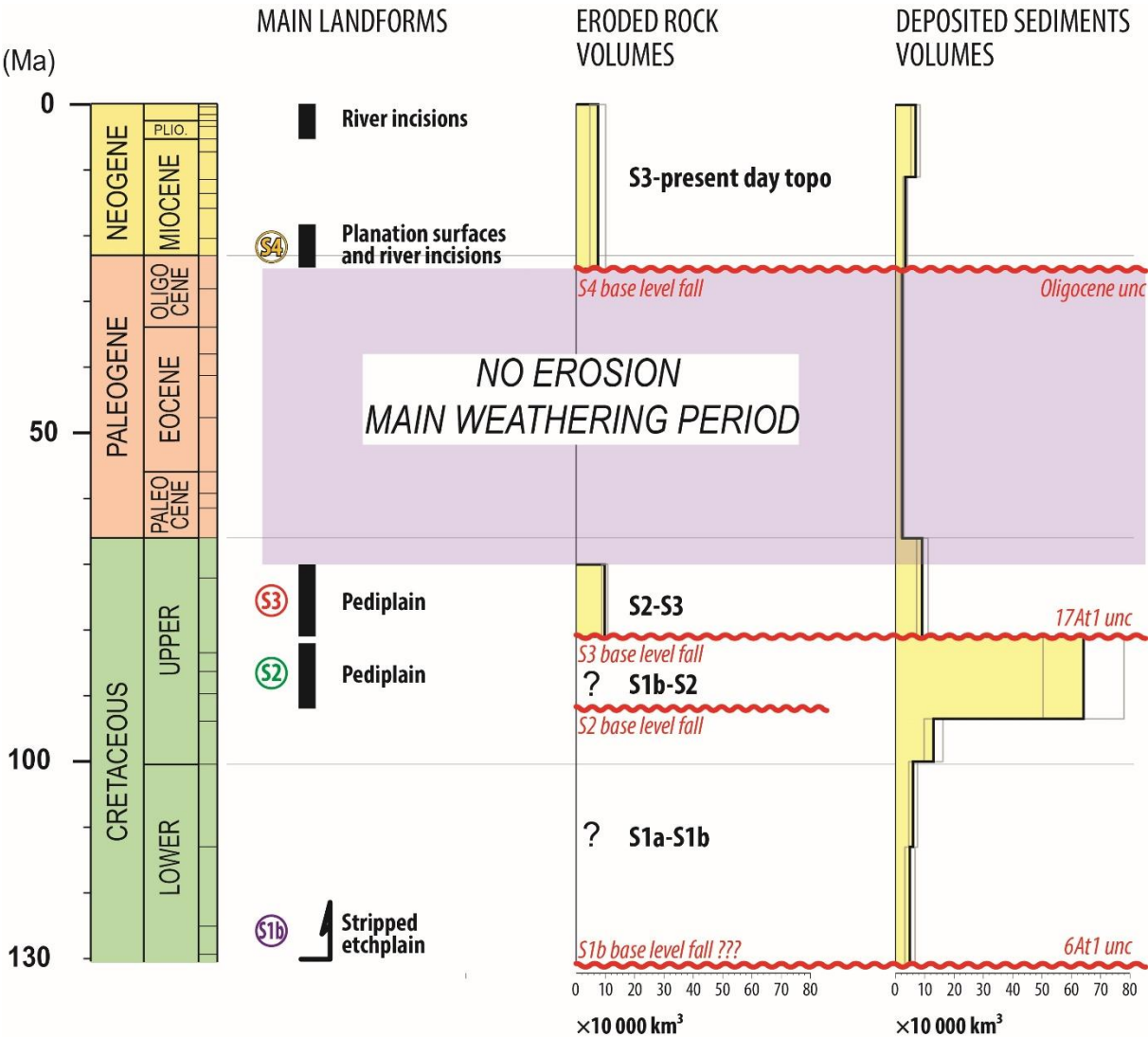


Figure 6.10 : Bilan érosion-sédimentation du système Orange. [Source to sink evolution of the Orange system.]

Ces données sont cohérentes, au problème près des incertitudes qui seront discutées par la suite.

Le bilan en faveur d'une érosion plus importante que la sédimentation, pour l'intervalle 81-70 Ma, pourrait s'expliquer par une période humide (Figure 6.2), favorisant l'érosion chimique bien que l'on soit très éloigné du rapport 60 % érosion mécanique et 40 % érosion chimique proposé par Gaillardet et al. (1995) sur le système moderne du fleuve Congo.

Le bilan en faveur de la sédimentation plus importante que l'érosion pour l'intervalle de temps 25-0 Ma peut aisément s'expliquer par (1) une faible érosion chimique en régime semi-aride et (2) par un remaniement important par les courants océaniques (ce deuxième aspect sera discuté en détail par la suite).

6.5.2 Incertitudes à mer

Une des grandes incertitudes dans le budget de sédiments terrigènes préservés en mer concerne les transferts de matière par les courants océaniques. Ces courants, contrôlés par les circulations thermohaline et atmosphérique (Stow, 1985), érodent, transportent et redéposent des sédiments sur le plancher océanique. Ce type de dépôts remobilisés par les courants de fond a été défini comme des *contourites* (Faugères and Stow, 1993).

Les études stratigraphiques de la marge atlantique de l'Afrique australe ont montré pour l'intervalle Crétacé, la présence de contourites dès l'Albien dans le bassin de Walvis (Hopkins, 2006) et au Crétacé supérieur dans les bassins de Walvis (Hopkins, 2006) et de Lüderitz (cf. Chapitre 4). Pendant l'intervalle cénozoïque, les contourites sont déposées de façon continue dans le bassin de Walvis (Hopkins, 2006). Elles sont reconnues sur l'ensemble de la marge à partir du Miocène moyen (~11 Ma) (e.g. (Bagguley and Prosser, 1999; Weigelt and Uenzelmann-Neben, 2004; Hopkins, 2006; Uenzelmann-Neben and Huhn, 2009)

Les facteurs environnementaux à l'origine des contourites crétacées sont très incertains. Hopkins (2006) propose de rattacher le dépôt des contourites albiennes à l'ouverture de l'Océan Atlantique vers l'océan mondial, lorsque le plateau de

Falkland/Malvinas quitte la plaque africaine. Il suggère ainsi que le dépôt de contourites sur la marge est continu dans le temps à partir du moment où l'océan profond se met en place et permet la circulation des courants de fond.

Les mesures de volumes sédimentaires terrigènes pour l'intervalle cénozoïque montrent une accélération du flux relativement importante pour l'intervalle 11-0 Ma (Figure 6.9). Paradoxalement, les données de paléo-précipitation (Figure 6.2) montrent une phase d'aridification majeure en amont de la marge ce qui implique des apports terrigènes très limités du continent. Cela est confirmé par l'analyse simo-stratigraphique de la marge (cf. Chapitre 4) qui montre clairement que la sédimentation est dominée par les contourites à partir du Miocène moyen (~11 Ma).

Cette accélération du flux est contemporaine de la mise en place d'une circulation océanique complexe le long de la marge atlantique de l'Afrique australe liée à des changements climatiques majeurs au Néogène et à des événements géodynamique plus globaux (e.g. fermeture du sillon océanique panaméen - e.g. Wefer et al., 1998)

Le courant dominant sur le plateau continental (bathymétrie : 0-500 m) est le courant côtier du Benguela (BCC), qui s'écoule du sud vers le nord, parallèlement à la marge (e.g. Weigelt and Uenzelmann-Neben, 2004). Plus en profondeur, sur la pente continentale (bathymétrie : 500-1800 m), le courant dominant est le courant Antarctique Intermédiaire (AAIW) qui longe la marge de l'Outeniqua (marge sud indienne du SAP) d'ouest en est, puis remonte vers le nord le long de la marge atlantique du SAP (e.g. Uenzelmann-Neben and Huhn, 2009).

L'impact des contourites dans le bilan terrigène de la marge est difficilement quantifiable pour l'intervalle Crétacé et Paléogène. Pour l'intervalle 11-0 Ma, il est probable que l'accélération du flux constaté à l'échelle de la marge soit uniquement liée à la mise en place de la circulation océanique moderne de la marge atlantique de l'Afrique australe.

L'interprétation des géométries sismiques pour cet intervalle montre que les contourites sont préférentiellement déposées sur la pente continentale ce qui suggère une influence majeure de l'AAIW en position bathymétrique intermédiaire. L'analyse stratigraphique de la marge de l'Outeniqua (cf. Chapitre 4) a montré une érosion très forte de la bordure de son talus continental dans des tranches d'eau compatibles avec l'AAIW (cf. Chapitre 4). Cette zone érodée pourrait donc être une des sources des sédiments redéposés le long de la marge sud-est atlantique.

6.5.3 Incertitudes à terre

La principale incertitude pour les bilans d'érosion à terre concerne l'âge du bassin intracontinental du Kalahari (Formation des sables du Kalahari). La question qui se pose est de savoir à quelle surface d'aplanissement correspond le toit du substratum à la base du bassin.

Le bassin est structuré en plusieurs sous-bassins (e.g. Owambo, Okavango, Aranos, Malopo - Figure 6.3.A) délimité par des axes de flexure (Figure 6.3.A). Sur notre zone d'étude (i.e. système Orange), les bassins d'Aranos et du Molopo sont délimités au nord par l'axe de flexure O-K-Z et au sud par l'axe G-T (Figure 6.3.A).

La présence de graviers et de conglomérats fluviaux (Formation Wessels - Haddon and McCarthy, 2005) dans l'axe de ces bassins (NO-SE pour Aranos et SE-NW pour Malopo) suggère l'existence d'un paléo-drainage s'écoulant vers le sud puis le sud-ouest jusqu'à rejoindre l'Océan Atlantique et alimenter le bassin de l'Orange. Ce fleuve fossile a été défini dans la littérature comme le fleuve Kalahari (e.g. Partridge, 1998; de Wit, 1999). Il n'existe pas de datation de la Formation Wessels. Les seules contraintes d'âge sont apportées par les bois fossilisés de la région de Mahura Muthla sur le plateau du Ghaap en Afrique du Sud (e.g. Partridge, 1998; de Wit et al., 2009) qui ont été datés du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur. Moore (1999), en comparant ces bois avec ceux préservés dans la Formation de Mzamba de la région du Transkei en Afrique du sud, précise un âge Santonien à Campanien pour les bois du Crétacé supérieur.

Comme l'ont déjà proposé Moore (1999) et Haddon and McCarthy (2005), nous corrélons l'aggradation des dépôts de la Formation Wessels dans les bassins d'Aranos et du Malopo à la croissance de l'axe G-T qui serait venu barrer cet ancien drainage (fleuve Kalahari) au Crétacé supérieur. L'initiation du bassin du Kalahari serait donc contemporaine de la mise en place du bourrelet marginal le long de la marge atlantique du SAP. Par conséquent, le substratum du bassin du Kalahari, incisé par le paléo-drainage du fleuve Kalahari correspondrait à la surface d'aplanissement S2.

Cette hypothèse est confortée par le bilan d'érosion à terre (S2-S3 ; Figure 6.5.C), qui n'intègre pas la zone recouverte par les dépôts du bassin du Kalahari, mais qui montre des valeurs estimées ($97.7 \times 10^3 \text{ km}^3$) cohérentes avec le volume de sédiments terrigènes préservés en mer dans le bassin de l'Orange ($91.4 \times 10^3 \text{ km}^3$).

6.6 Conclusions

L'objectif de ce chapitre était d'établir un bilan érosion - sédimentation du segment de marge de l'Orange (marge passive divergente sud-est atlantique) et de son bassin versant amont pour tester le modèle géomorphologique établi préalablement dans le Chapitre 5 pour l'intervalle Crétacé supérieur-Cénozoïque.

Les volumes érodés à terre ont été estimés à partir de la soustraction des topographies reconstituées (actuelles) des paléo-surfaces S2 (92-81 Ma) et S3 (81-70 Ma) et de la topographie actuelle (25-0 Ma). Les volumes sédimentés ont été calculés à partir de l'extrapolation de huit coupes régionales de la marge sud-est atlantique.

Les bilans de matière sont cohérents aux incertitudes près :

- entre 81 et 70 Ma, $97\,700 \pm 10\,700$ km³ de roches sont érodés et $91\,400 \pm 19\,600$ km³ de sédiments terrigènes sont déposés ;
- entre 25 et 0 Ma, $73\,600 \pm 26\,500$ km³ de roches sont érodés et $102\,100 \pm 23\,600$ km³ de sédiments terrigènes sont déposés ;

Ces bilans valident et complètent le scénario d'évolution des bassins versants proposé précédemment (Figure 6.11) :

- après la première période de surrection du plateau sud-africain à ~ 92 Ma, une vaste pédiplaine (S2), peu élevée (0-500 m), se met en place à l'ouest de l'axe de flexure (bourrelet marginal indien) formée pendant la déformation. Elle alimente le bassin de l'Orange par plusieurs sources deltaïques qui entraînent une forte accélération de flux sédimentaire dans le bassin ;
- à ~ 81 Ma pendant la deuxième période paroxysmale de surrection du plateau sud-africain, la déformation se propage vers l'ouest avec la croissance de deux axes de flexure : (1) le bourrelet marginal du segment de l'Orange et (2) l'axe épirogénique Griqualand-Transvaal (G-T). Ces déformations de très grande longueur d'onde sont à l'origine de la configuration actuelle des bassins versants de l'Orange avec:
 - (i) la mise en place de petits bassins versants côtiers, où des pédiments coalescents (S3) se mettent en place et alimentent le bassin de l'Orange ;
 - (ii) la mise en place d'un plateau interne élevé (100-1500 m) de très grande longueur d'onde, en partie endoréique (début de l'aggradation du bassin du Kalahari au nord de l'axe G-T), où une pédiplaine (S3) alimente le bassin de l'Orange ;

- à 30-25 Ma, la troisième période paroxysmale de surrection du plateau sud-africain lui confère sa topographie actuelle. L'érosion est principalement localisée sur la frange côtière qui devient la source principale d'alimentation du bassin de l'Orange. Sur le plateau un réseau de drainage peu incisé préfigure celui du fleuve Orange.

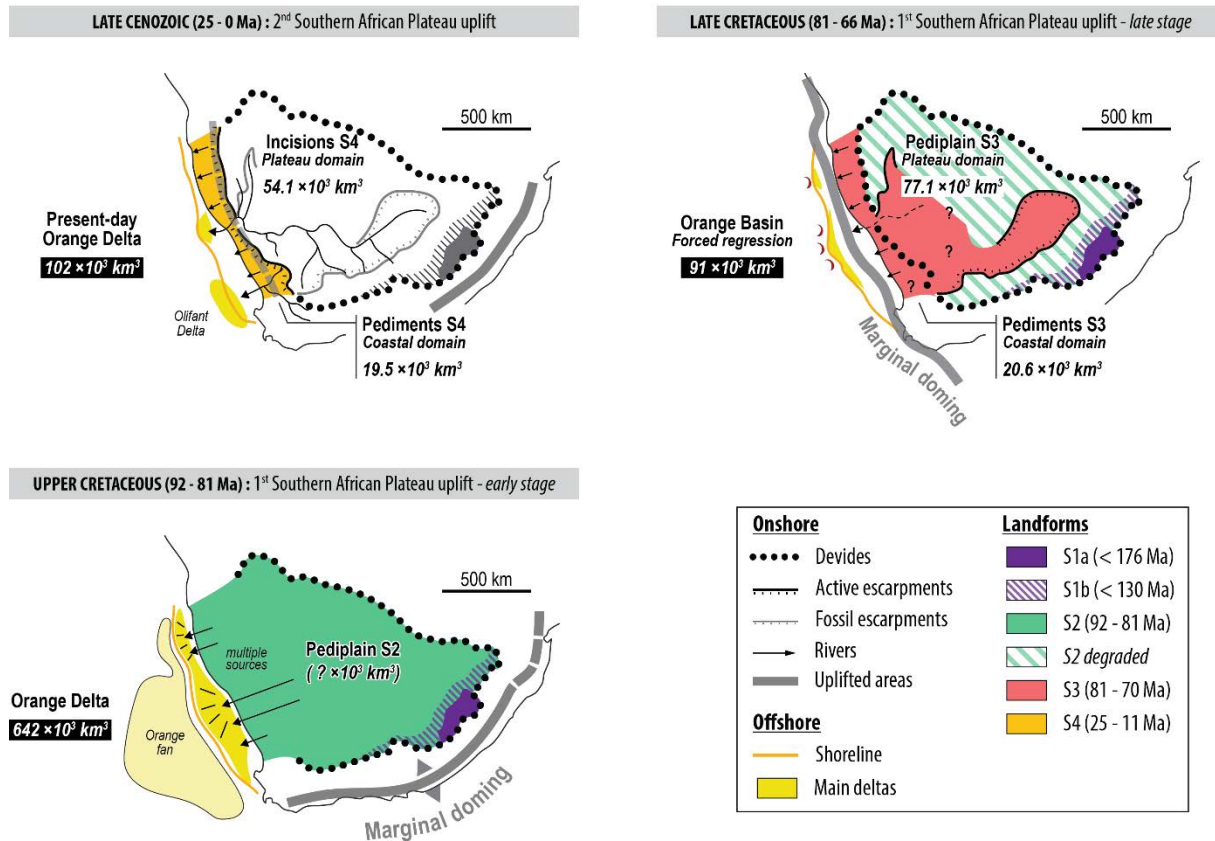


Figure 6.11 : Cartes synthétiques de l'évolution du bilan érosion-sédimentation du système Orange. La déformation, les formes du relief et les principaux deltas du système ont été représentées pour chaque pas de temps. [Synthetic maps of the source to sink evolution of the Orange system. Related deformations, landforms and deltas are shown.]

CHAPITRE 7 : SYNTHÈSE **DES DEFORMATIONS DE L'AFRIQUE**
AUSTRALE

7.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de synthétiser l'évolution des déformations de l'Afrique australe et de leurs conséquences sur les systèmes géomorphologiques et sédimentaires (paléogéographie) caractérisées dans les chapitres précédents, depuis le début de la dislocation du sud du Gondwana au Trias jusqu'à l'actuel.

Cette synthèse se fera au moyen de cartes paléogéographiques qui illustrent :

- les formes du relief à terre et la configuration au premier ordre des bassins versants.
- la localisation des principaux dépôt-centres et des grands appareils deltaïques avec une cartographie (i) du littoral marin et (ii) de la rupture de pente continentale.
- la localisation des provinces magmatiques incluant les kimberlites.
- les modes de déformation : dômes et flexures (e.g. bourrelets marginaux); systèmes de rifts.

Huit intervalles de temps ont été cartographiés. Ils illustrent les quatre grandes périodes de déformation de l'Afrique australe :

- I. la dislocation de Gondwana : (1) 170-150 Ma, (2) 150-134 Ma.
- II. la migration de la plaque Amérique du Sud et du plateau des Falkland/Malvinas le long de la zone transformante d'Agulhas-Falkland (AFFZ) : (3) 131-113 Ma, (4) 113-92 Ma.
- III. la première surrection du Plateau sud-africain au Crétacé supérieur : (5) 92-81 Ma, (6) 81-70 Ma.
- IV. la période d'apparente non déformation au Paléogène : (7) 66-25 Ma.
- V. la deuxième surrection du plateau sud-africain à l'Oligocène : (8) 30-15 Ma.

Les cartes paléogéographiques 3, 4, 5 et 8 ont été complétées par des cartes d'isopaques (km) régionales du remplissage sédimentaire. Les causes et les mécanismes des déformations seront discutés brièvement.

7.2 SYSTEME DE RIFTS 1 (170-150 Ma, JURASSIQUE MOYEN A SUPERIEUR)

Stratigraphie séquentielle : substratum - discontinuité érosive intra-Tithonien.

Arguments d'âges : âge du début de la sédimentation très mal contraint (sédimentation essentiellement continentale). Premières incursions marines enregistrées à l'Oxfordien inférieur dans le DSDP 330 localisé sur le plateau de Falkland/Malvinas (Thompson, 1977) et au Jurassique moyen à supérieur (sans plus de précision) dans le bassin du Zambèze (Salman and Abdula, 1995).

PALEOGEOGRAPHIE

Grabens et hémigrabens orientés NO-SE localisés :

- (i) au nord-est de la marge d'Outeniqua (bassins d'Algoa, Gamtoos, Pletmos),
- (ii) sur le plateau conjugué de Falkland/Malvinas,
- (iii) sur la marge du Mozambique (rifts du Limpopo et du Zambèze) (Figure 7.1).

MAGMATISME

Epanchements basaltiques dans le graben du Zambèze (Fm Belo ~ 166 Ma ; Flores, 1964).

GEODYNAMIQUE

- Première période de dislocation du Gondwana enregistrée en Afrique australe qui aboutit à la **séparation du Gondwana Ouest et du Gondwana Est avec l'ouverture** des bassins océaniques de Somalie, Mozambique, Weddell et Rocas Verdes.
- Première accréation de croûte océanique dans le bassin océanique du Mozambique enregistrée à ~159 Ma (Chron M33n - Leinweber and Jokat, 2012).

MIDDLE - UPPER JURASSIC (170 -150 Ma) : Gondwana break-up, 1st continental rifting phase recorded in southern Africa

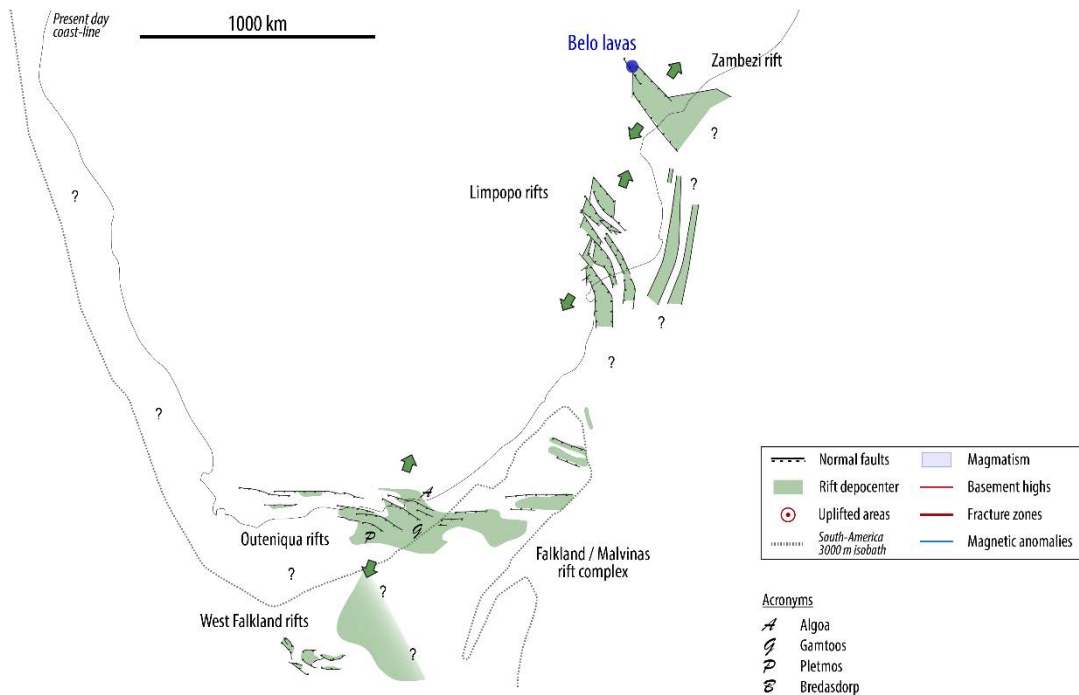


Figure 7.1 : Carte des principaux systèmes de rifts et du magmatisme en Afrique australe et sur le plateau conjugué de Falkland/Malvinas au Jurassique moyen et supérieur. Reconstruction géodynamique adaptée de Martin et al. (1982). Données sources : Dingle et al., 1983; Biddle et al., 1996; rapport Elf Aquitaine Production, 1996; McMillan et al., 1997; Richardson and Underhill, 2002. [Main rift systems of southern Africa and the Falkland/Malvinas Plateau in pre-drift reconstruction (from Martin et al. (1982)) during Middle-Upper Jurassic. Data from: Dingle et al., 1983; Biddle et al., 1996; Elf Aquitaine Production report, 1996; McMillan et al., 1997; Richardson and Underhill, 2002.]

7.3 SYSTEMES DE RIFTS 2 (150-134 Ma, JURASSIQUE SUPERIEUR A VALANGINIEN)

Stratigraphie séquentielle : discontinuité intra-Tithonien - discontinuité érosive 1At1* ou BUU*

*Break-up unconformity

Arguments d'âges : contraintes biostratigraphiques : **bassin de l'Orange** (Brown Jr. et al., 1995; Jungslager, 1999; McMillan, 2003) ; **marge d'Outeniqua** (Brown Jr. et al., 1995; McMillan et al., 1997; McMillan, 2003) ; **marge du Transkei** (grabens de Mngazana et Mbotyi (McLachlan et al., 1976; Karpeta, 1987)) ; **marge du Kwazulu-Maputaland** (graben du Zululand ; cette étude).

PALEOGEOGRAPHIE

- Initiation du système de rifts sud-est atlantique (grabens et hémigrabens orientés NNO-SSE) (Figure 7.2).
- **Généralisation de l'extension sur la marge d'Outeniqua (ouverture du graben de Bredasdorp NO-SE)** (Figure 7.2).
- **Ouverture d'hémigrabens isolés, orientés E-O, le long de la future zone de fracture d'Agulhas-Falkland** (grabens de St-Johns, Durban et Zululand) (Figure 7.2).
- Réactivations des grabens de la marge du Mozambique (Figure 7.2).

MAGMATISME

- Grande province magmatique (LIP) du Paraná-Etendeka à ~133 Ma (Jerram et al., 1999).
- Mise en place des SDR ('seaward-dipping reflectors') **le long de la marge volcanique de sud-est atlantique**.
- Province de Movene / Bumbeni de 145 à 133 Ma (Saggerson and Bristow, 1983; Allsopp et al., 1984).
- **Paroxysme d'éruptions de kimberlites** à ~120 Ma (Jelsma et al., 2004).

DENUATION (thermochronologie)

Paroxysme de dénudation régional entre ~140 et ~120 Ma (e.g. Gallagher and Brown, 1999; Brown et al., 2002, 2014; Flowers and Schoene, 2010; Green et al., 2015; Stanley et al., 2015; Wildman et al., 2015).

VOLUMES TERRIGENES PRESERVES (marge sud-est atlantique)

Très forts apports terrigènes : 1 000 000 km³ à 50 000 km³/Ma (Guillocheau et al., 2012).

GEODYNAMIQUE

- Deuxième période de dislocation du Gondwana enregistré en Afrique australe qui aboutit à **l'ouverture du segment d'Agulhas (initiation de l'ouverture de l'Atlantique Sud)**.
- Première croûte océanique **enregistrée à l'extrémité nord de la vallée du Natal** à ~134 Ma (Chron M10 - Goodlad et al., 1982).

UPPER JURASSIC - LATE VALANGINIAN (150 - 134 Ma) : Gondwana break-up, 2nd continental rifting phase recorded in southern Africa

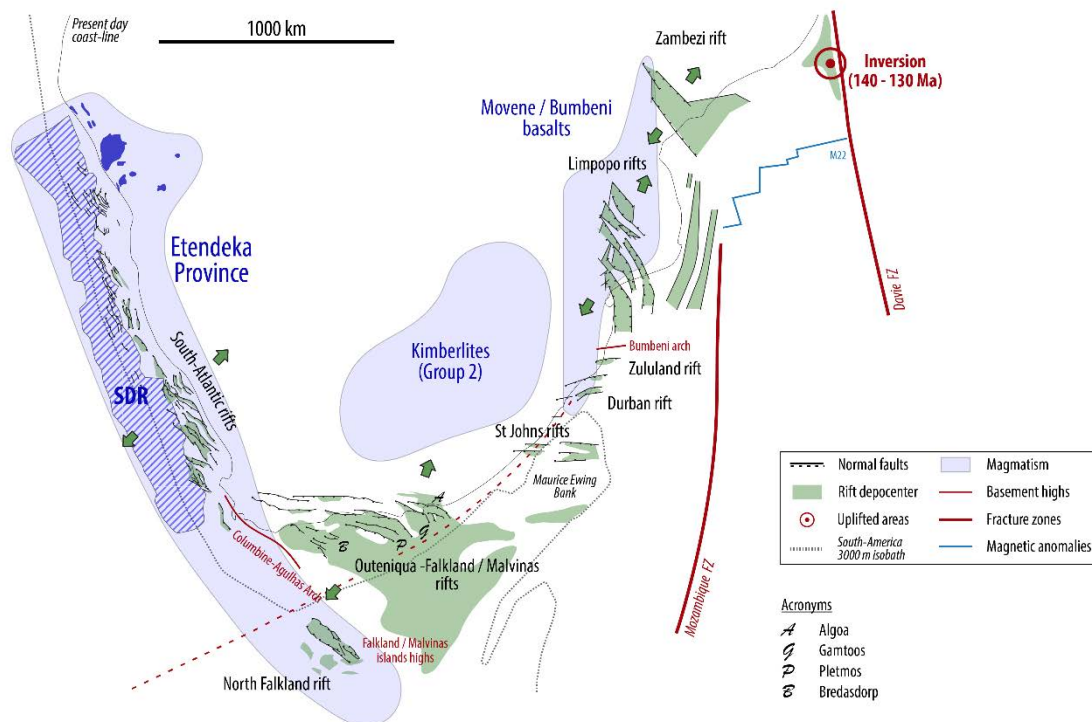


Figure 7.2 : Carte des principaux systèmes de rifts et du magmatisme en Afrique australe et sur le plateau conjugué de Falkland/Malvinas à la transition Jurassique-Crétacé. Reconstruction géodynamique adaptée de Martin et al. (1982). Données sources : Dingle et al., 1983; Salman and Abdula, 1995; Biddle et al., 1996; rapport Elf Aquitaine Production, 1996; Clemson et al., 1997; McMillan et al., 1997; Jungslager, 1999; Richardson and Underhill, 2002. [Main rift systems of southern Africa and the Falkland/Malvinas Plateau in pre-drift reconstruction (from Martin et al. (1982)) during Jurassic-Cretaceous transition. Data from: Dingle et al., 1983; Salman and Abdula, 1995; Biddle et al., 1996; Elf Aquitaine Production report, 1996; Clemson et al., 1997; McMillan et al., 1997; Jungslager, 1999; Richardson and Underhill, 2002.]

7.4 INTIATION DE LA MARGE TRANSFORMANTE D'AGULHAS (134-131 Ma, VALANGINIEN A HAUTERIVIEN)

Stratigraphie séquentielle : discontinuité érosive 1At1* ou BUU* - discontinuité érosive 6At1*

* Break-up unconformity

Arguments d'âges : contraintes biostratigraphiques : **bassin de l'Orange** (Brown Jr. et al., 1995; Jungslager, 1999; McMillan, 2003); **marge d'Outeniqua** (Brown Jr. et al., 1995; McMillan et al., 1997; McMillan, 2003).

PALEOGEOGRAPHIE

- Surrection de **la ride marginale de Diaz (marge d'Outeniqua)** (Figure 7.3).
- Mise en place de bassins en-échelon E-O le long de la ride de Diaz (Figure 7.3).
- Réactivation en trans-tension et/ou trans-pression **des systèmes de rifts de la marge d'Outeniqua**.
- Rotation horaire (d'E-O à N-S) des systèmes de rifts hérités, en bordure de la zone de fracture d'Agulhas-Falkland (AFFZ).

GEODYNAMIQUE

- Période de détachement (ou '*wrench deformation*') du plateau de Falkland/Malvinas. Le détachement **débuterait à l'extrémité nord de l'AFFZ sur la marge du Kwazulu-Maputaland à ~134 Ma. La déformation se propagerait ensuite vers le sud, le long de l'AFFZ.**
- **L'océanisation de l'Atlantique Sud à ~131 Ma (Chron M4 ; Moulin et al., 2010) scelle cette période et marque le début de la migration du plateau de Falkland/Malvinas le long de l'AFFZ.**

LATE VALANGINIAN - LATE HAUTERIVIAN (134 - 131 Ma)

Agulhas - Falkland/Malvinas transform margin initiation

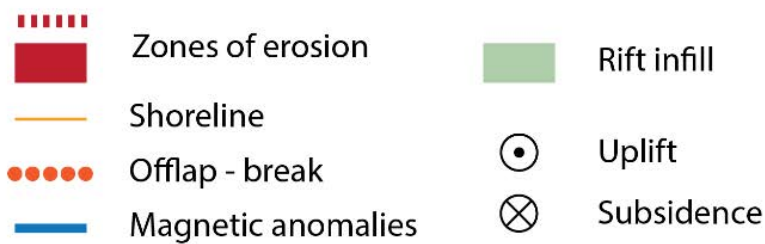
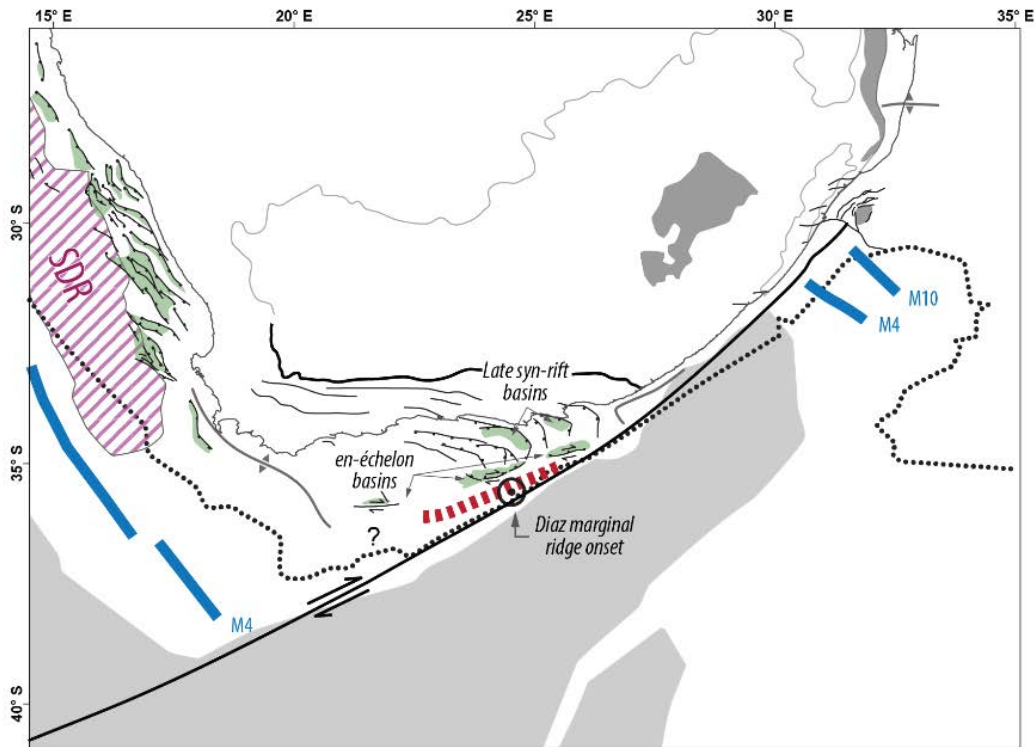


Figure 7.3 : Carte des systèmes de rifts et des zones en surrection au sud de l'Afrique australe pour l'intervalle Valanginien-Hauterivien (extraite du Chapitre 3). Reconstruction géodynamique adaptée de Martin et al. (1982). [Main rift systems and uplifted areas of southern in pre-drift reconstruction (from Martin et al. (1982)) during Valanginian-Hauterivian times.]

7.5 PERIODE ACTIVE DE LA MARGE TRANSFORMANTE D'AGULHAS (134-113 Ma, HAUTERIVIEN A APTIEN TERMINAL)

Stratigraphie séquentielle : discontinuité érosive 6At1* - discontinuité 13At1/14At1 ou SB3

* Break-up unconformity

Arguments d'âges : l'intervalle est contraint par les réévaluations biostratigraphique (cette étude) des puits Kudu 9A-1 (marge sud-est atlantique) et Jc-D1 (marge du Kwazulu-Maputaland). Sur la marge d'Outeniqua les contraintes d'âge proviennent de McMillan et al. (1997) et McMillan (2003).

PALEOGEOGRAPHIE

• GEOMETRIES SEDIMENTAIRES

- Bassins flexuraux peu subsidents (types 'sag') se développant sur une topographie aplanie.
- Croissance de plateformes carbonatées en environnement marin peu profond et confiné dans les bassins de Walvis et de Lüderitz (marge sud-est atlantique).
- **Mise en place d'appareils deltaïques au sud du bassin de l'Orange, sur la marge d'Outeniqua** (bassins de Pletmos et Bredasdorp), sur la marge du Mozambique (bassins du Limpopo et du Zambèze).

MOUVEMENTS VERTICAUX DES MARGES

Trois modes de déformation **différents (nature, longueur d'onde, etc.)** sont reconnus :

- 1) déformations de moyenne **longueur d'onde (×10 km)** en régime décrochant (marge transformante) marquées par (i) des surrections et (ii) la création de zones plus subsidentes qui **s'alignent** - et migrent dans le temps - **le long de l'AFFZ** sur la marge d'Outeniqua (Figure 7.4) ;
- 2) **surrection d'un dôme** à grande **longueur d'onde (×100 km)**, au sud-est de l'Afrique du Sud, qui alimenterait les deltas situés **au sud du bassin de l'Orange et dans les bassins de Pletmos et Bredasdorp** (Figure 7.4) ;
- 3) déformations extensives de moyenne longueur d'onde (×10 km), marquées par l'ouverture de grabens orientés N-S dans le bassin du Limpopo.

MAGMATISME

- Province alcaline de Chilwa de 136 à 106 Ma (Flores, 1964; Woolley and Jones, 1987; Woolley, 1991; Eby et al., 1995).

DENUDATION (thermochronologie)

Pas de dénudation régionale à l'exception du nord-ouest de la marge d'Outeniqua (Green et al., 2015), corrélée à la surrection du dôme qui alimente les deltas de la région du Cap (bassins sud-Orange, Pletmos, Bredasdorp).

VOLUMES TERRIGENES PRESERVES (marge sud-est atlantique)

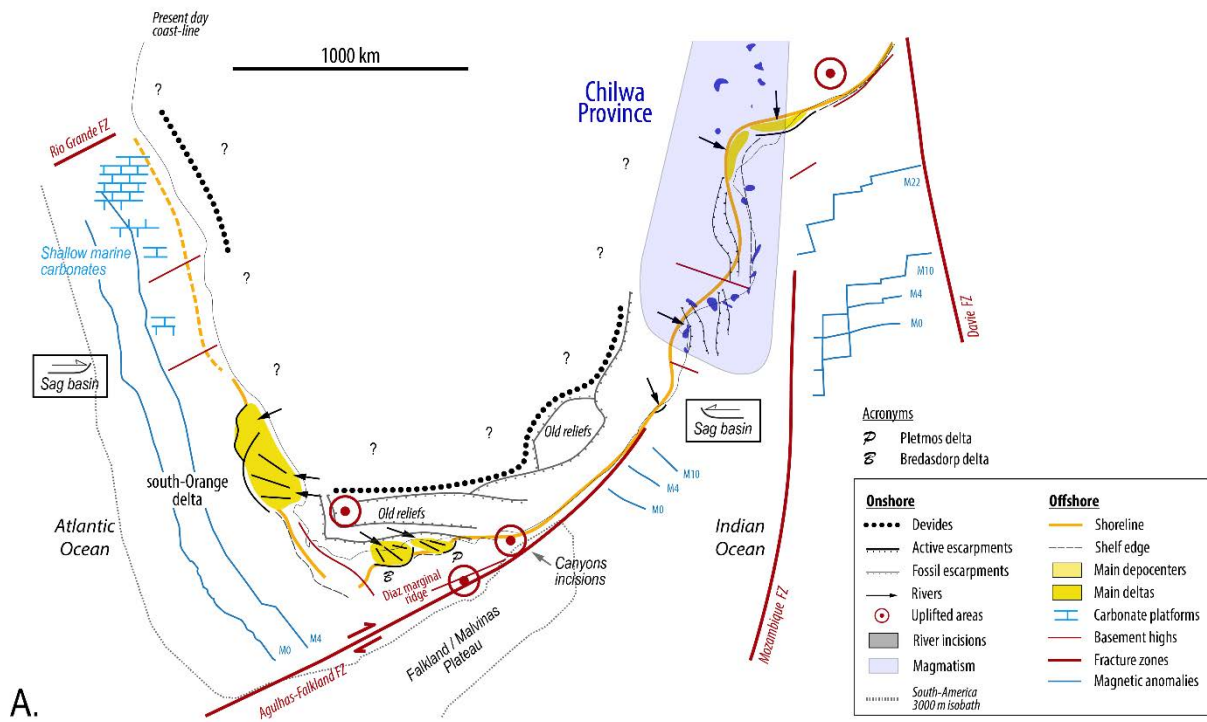
Faibles apports terrigènes : 75 000 km³ à 5 000 km³/Ma (marge totale) et 50 000 km³ à 3 000 km³/Ma (**bassin de l'Orange**).

MECANISMES DES DEFORMATIONS

- Les mécanismes des déformations en régime de marge transformante (mode 1) sont mal compris. Certains auteurs (e.g. McMillan et al., 1997) ont proposé de les rattacher à un effet thermique lors du contact de la croûte océanique chaude avec la croûte continentale amincie plus froide. Nos interprétations stratigraphiques montrent que le contact entre la croûte océanique de la vallée du Natal et la marge d'Outeniqua est postérieur à l'âge de la déformation. Le mécanisme évoqué ci-dessus est donc peu probable.
- Les mécanismes à l'origine de la surrection du dôme au sud-est de l'Afrique du Sud (mode 2) ne sont pas compris.
- La direction d'extension E-W des grabens de la plaine côtière du Limpopo (mode 3) est compatible avec une période d'extension, à l'échelle de la plaque africaine, qui débute à la fin de l'Aptien inférieur (e.g. Guiraud and Maurin, 1992; Guiraud, 1998). Cette phase d'extension est caractérisée par un système de rifts qui s'étendent depuis la Tunisie jusqu'au Kenya (Guiraud and Maurin, 1991). Cette phase d'extension est rattachée à la propagation de contraintes intra-plaques contemporaines de l'ouverture de l'Atlantique Sud et plus spécifiquement de l'initiation du mouvement transformant dextre lié à l'ouverture de l'Atlantique équatorial (e.g. Guiraud and Maurin, 1991).

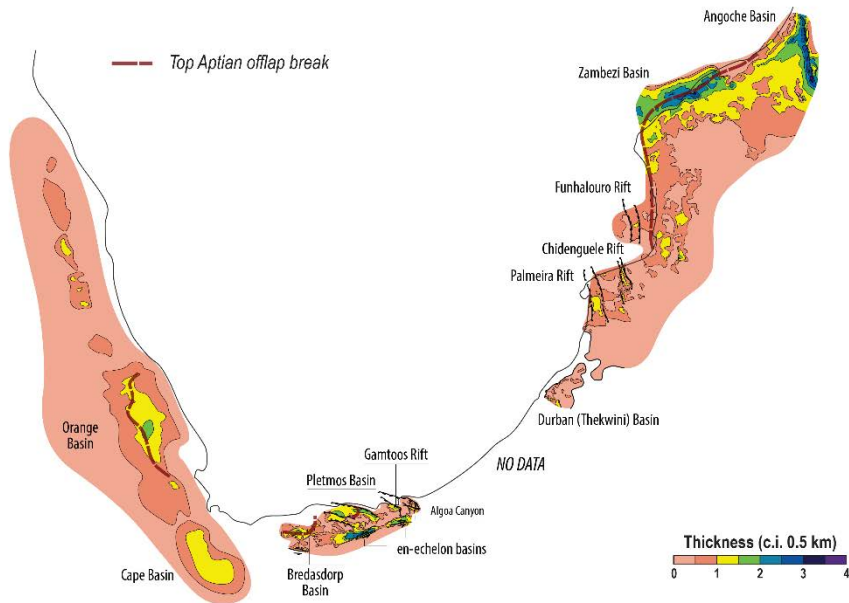
Figure 7.4 : (A) Carte paléogéographique de l'Afrique australe à l'Hauterivien-Aptien. Reconstruction géodynamique adaptée de Martin et al. (1982). Anomalies magnétiques : Goodlad et al., 1982; Moulin et al., 2010; Leinweber and Jokat, 2012. (B) Carte des isopaques (km) du remplissage sédimentaire des marges d'Afrique australe pour l'intervalle Hauterivien-Aptien. [Hauterivian-Aptian paleogeography for southern Africa. Falkland-Malvinas Plateau paleo-position from Martin et al. (1982). Magnetic anomalies : Goodlad et al., 1982; Moulin et al., 2010; Leinweber and Jokat, 2012. (B) Isopach map (km) of Hauterivian-Aptian strata on the continental margins of southern Africa.]

LATE HAUTERIVIAN - LATE APTIAN (134 - 113 Ma) : active motion of the Agulhas-Falkland Fracture Zone (AFFZ)



A.

Hauterivian - Aptian (134 - 113 Ma)



B.

7.6 PERIODE ACTIVE DE LA MARGE TRANSFORMANTE D'AGULHAS (113-92 Ma, ALBIEN A CENOMANIEN)

Stratigraphie séquentielle : discontinuité 13At1*/14At1** ou SB3** - discontinuité 15At1 ou SB4

* maximum d'inondation (marge sud-est atlantique)

** discontinuité érosive (marge d'Outeniqua et marge du Kwazulu-Maputaland)

Arguments d'âges : l'âge de la discontinuité Aptien-Albien à la base de cet intervalle est mal contraint. Elle est marquée par un hiatus (régional) qui intègre l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur comme le montrent les réévaluations biostratigraphiques (cette étude) du puit DSDP 361 qui la place entre les biozones CC7b et CC9a (cf. Chapitre 4).

PALEOGEOGRAPHIE

- GEOMETRIES SEDIMENTAIRES
 - Bassins de type marge passive, dominé par la subsidence thermique, sur les marges sud-est atlantique et nord Mozambique (bassins du Limpopo et du Zambèze) (Figure 7.5).
 - Bassins peu subsidents de type rampe **sur la marge d'Outeniqua et du Kwazulu-Maputaland** (Figure 7.5).
 - Sédimentation dominée deltaïque. Mise en place de lobes turbiditiques distaux, associés aux discontinuités érosives (ou limites de séquence type 1) SB3 et 14At1, respectivement dans les bassins de Durban (Thekwini) et de Bredasdorp (Figure 7.5).
- FORMES DU RELIEF
 - **Plateau de très grande longueur d'onde** ($\times 1000$ km) peu élevé (0 - 500 m).
 - Des reliques de surfaces de corrosions ('*stripped etchplains*') **plus hautes ou plus anciennes**, situées le long des marges indienne (chaîne du Cap, Drakensberg) et nord namibienne, délimitent **des lignes de partage des eaux entre l'Océan Atlantique et l'Océan Indien**.
 - Deux grands bassins versants **alimentent les bassins de l'Orange et du Limpopo**.

MOUVEMENTS VERTICAUX DES MARGES

Deux modes de déformation **différents (nature, longueur d'onde, etc.) sont reconnus** :

- 1) déformation décrochante sur la marge transformante marquée par la migration des aires subsidentes au **sud-ouest de la marge d'Outeniqua (bassin de Bredasdorp)** ;
- 2) déformation régionale à **très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km)** à ~ 113 Ma exprimée par :
 - (i) une accélération du flux terrigène dans les bassins (Orange et Limpopo), associée à une réorganisation régionale des réseaux de drainage amont (mise en place de grands bassins versants associés);
 - (ii) un changement du régime de subsidence (passage de bassins de type flexuraux à des bassins de type marges passives) ;
 - (iii) des chutes du niveau marin relatives associées à des discontinuités érosives (marges d'Outeniqua et du Kwazulu-Maputaland).

DENUATION (thermochronologie)

Pas de dénudation régionale significative.

VOLUMES TERRIGENES PRESERVES (marge sud-est atlantique)

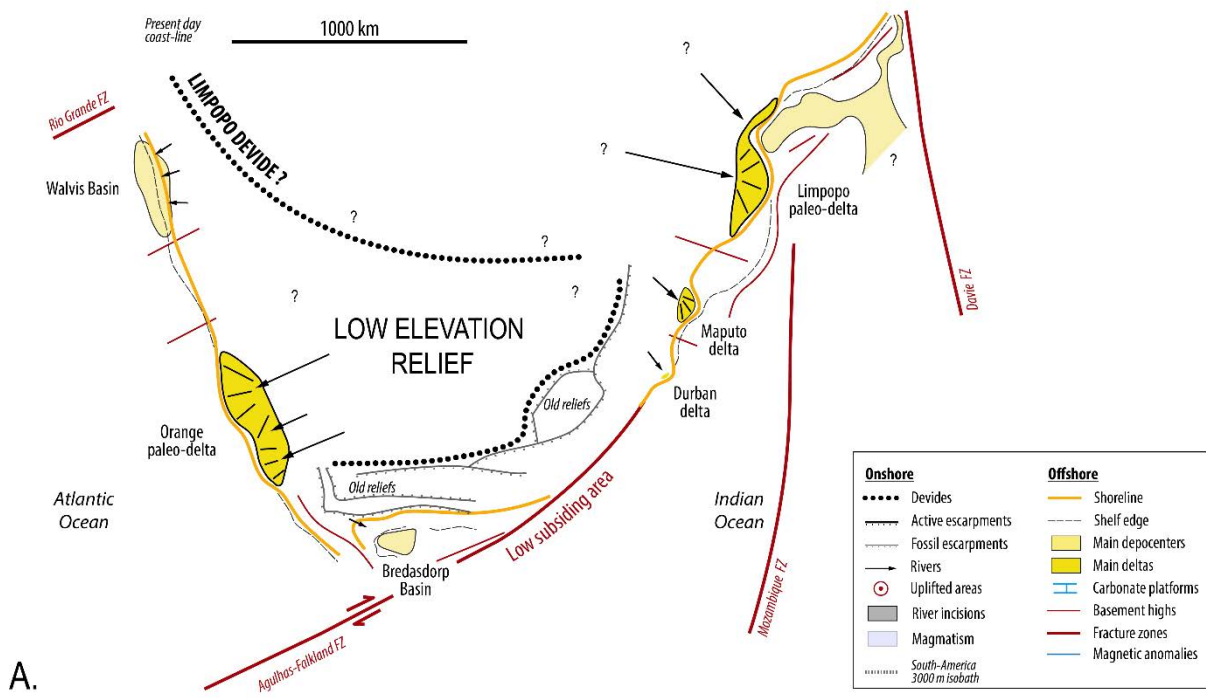
Augmentation des apports terrigènes : 500 000 km³ à 25 000 km³/Ma (marge totale), et 190 000 km³ à 10 000 km³/Ma (**bassin de l'Orange**).

MECANISMES DES DEFORMATIONS

- La déformation régionale (mode 2) caractérisée à la transition Aptien-Albien est synchrone de **déformations reconnues sur l'ensemble de l'Afrique** (projet TOPOAFRICA, non publié) correspondant aux déformations dites « autrichiennes ». Elles traduisent probablement une réorganisation générale **du champ de déformation à l'échelle de l'Afrique dont l'origine n'est pas connue**.
- **Les faibles taux de subsidence caractérisés le long de la marge transformante d'Agulhas** (Outeniqua et Kwazulu-Maputaland) restent énigmatiques et pourraient être rattachés au **fonctionnement décrochant de l'AFFZ**.

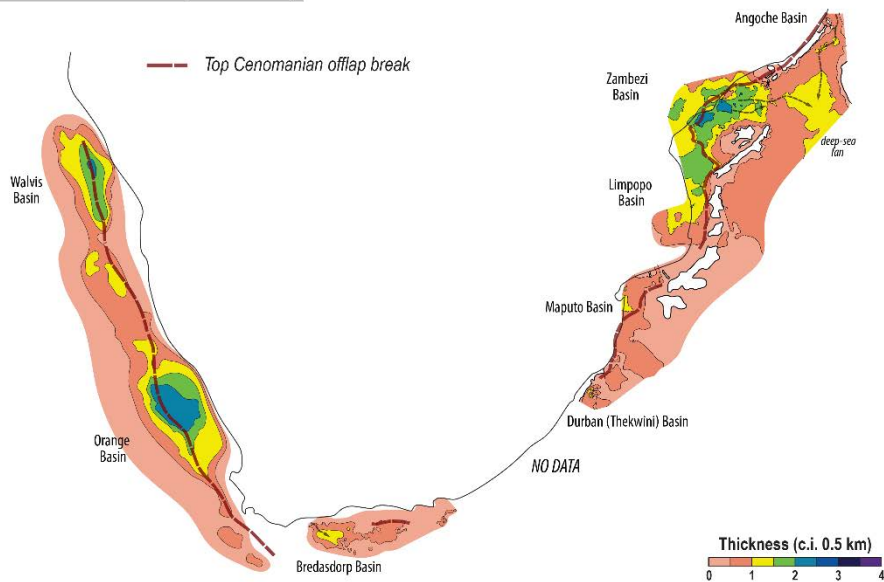
Figure 7.5 : (A) Carte paléogéographique de l'Afrique australe à l'Albien-Cénomanién. (B) Carte des isopaques (km) du remplissage sédimentaire des marges d'Afrique australe pour l'intervalle Albien-Cénomanién. [Albian-Cenomanian paleogeography for southern Africa. (B) Isopach map (km) of Albian-Cenomanian strata on the continental margins of southern Africa.]

ALBIAN - CENOMANIAN (113 - 92 Ma) : flat topography with remnants of older reliefs acting as main divides



A.

Albian - Cenomanian (113 - 92 Ma)



B.

7.7 PREMIERE SURRECTION DU PLATEAU SUD AFRICAIN (92-81 Ma, TURONIEN A BASE CAMPANIEN)

Stratigraphie séquentielle : discontinuité 15At1* ou SB4** - discontinuité érosive 17At1

* maximum d'inondation (marge sud-est atlantique), discontinuité érosive (marge d'Outeniqua)

** discontinuité érosive (marge du Kwazulu-Maputaland)

Arguments d'âges : l'intervalle est contraint par les réévaluations biostratigraphique (cette étude) des puits Kudu 9A-1 (marge sud-est atlantique) ; Jc-A1, Jc-D1 et ZOE-C (marge du Kwazulu-Maputaland). Sur la marge d'Outeniqua les contraintes d'âge proviennent de McMillan et al. (1997) et McMillan (2003).

PALEO GEOGRAPHIE

- GEOMETRIES SEDIMENTAIRES
 - Bassins de type marge passive mature dominés par la subsidence thermique **sur l'ensemble des marges d'Afrique australe.**
 - Sédimentation dominée par les deltas, marquée notamment par la mise en place d'un très grand delta dans le bassin de l'Orange (Figure 7.6).
- FORMES DU RELIEF
 - Plateau à grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) **basculé vers l'ouest et surélevé** au sud-est et à l'est lors de la surrection (ou la réactivation) du bourrelet marginal indien à ~ 92 Ma (surrection ≥ 500 m).
 - De vastes pédiplaines se développent de part et d'autre du bourrelet, mais la configuration des bassins versants demeure inchangée au premier ordre.

MOUVEMENTS VERTICAUX DES MARGES

La discontinuité érosive de la base du Turonien (15At1/SB4) est associée à une flexure brève (~ 92 Ma) et à grande et **très grande longueur d'onde** ($\times 100$, $\times 1000$ km) des marges indiennes - croissance du bourrelet marginal Indien. Cela se traduit par :

- un basculement des marges (Outeniqua, Kwazulu-Maputaland, Mozambique) marquée par (i) une discordance angulaire en amont des bassins qui tronque les dépôts sous-jacents déformés et (ii) une forte accélération de la subsidence en aval, associée à un approfondissement important de la marge et le dépôt de lobes turbiditiques sableux en pied de pente ;
- **une accélération du flux sédimentaire dans le bassin de l'Orange** (marge sud-est atlantique).

MAGMATISME

- **Province d'Agulhas** à ~ 100 -80 Ma (Parsiegla et al., 2008).
- Paroxysme **d'éruptions de kimberlites** à ~ 90 Ma (Jelsma et al., 2004).
- Volcan de Phoenix (Est de la ride Walvis) à ~ 100 -90 Ma (Holtar and Forsberg, 2000).
- Grande Province magmatique (LIP) de Madagascar à ~ 90 Ma (Storey et al., 1995, 1997).

DENUATION (thermochronologie)

Paroxysme de dénudation régional entre ~ 100 et ~ 80 Ma (e.g. Gallagher and Brown, 1999; Brown et al., 2002, 2014; Flowers and Schoene, 2010; Green et al., 2015; Stanley et al., 2015; Wildman et al., 2015).

VOLUMES TERRIGENES PRESERVES (marge sud-est atlantique)

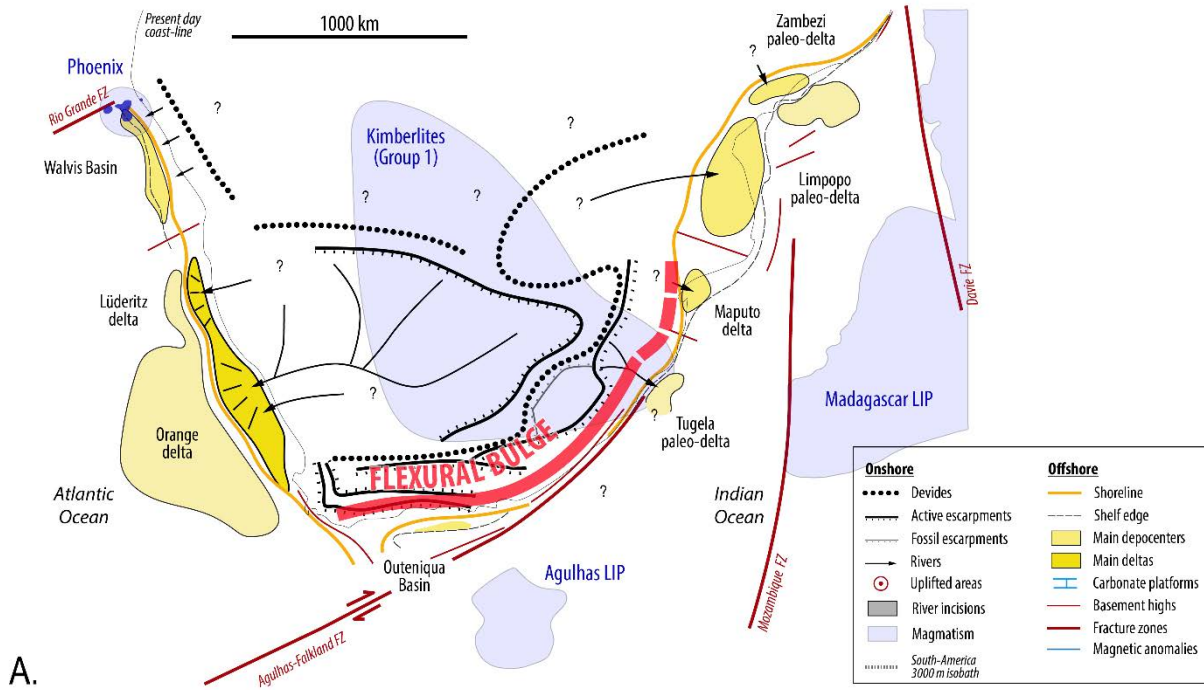
Très forts apports terrigènes : 800 000 km³ à 65 000 km³/Ma (marge totale) et 650 000 km³ à 50 000 km³/Ma (bassin de l'Orange).

MECANISMES DES DEFORMATIONS

- La surrection du bourrelet marginal de la marge indienne du plateau sud-africain est contemporaine d'une activité magmatique intense en Afrique australe, qui suggère une forte activité du manteau supérieur (e.g. de Wit, 2007). Braun et al. (2014) (Annexe 1) proposent de rattacher cette surrection à un effet de topographie dynamique de l' "African Superplume" qui serait situé préférentiellement à l'est de l'Afrique australe pour l'intervalle de temps considéré.
- Cette surrection est aussi contemporaine de la fin de la phase active de la marge transformante d'Agulhas - c'est-à-dire synchrone du moment où la dorsale océanique de la vallée du Natal quitte la plaque Afrique. Il n'est pas à exclure que ce changement de dynamique de la marge d'Agulhas ait pu engendrer des déformations d'échelles régionales.

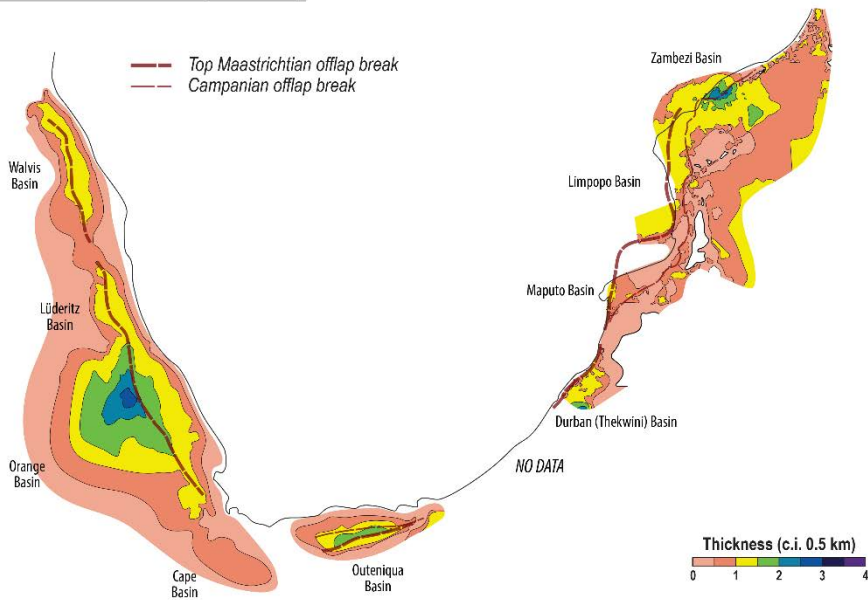
Figure 7.6: (A) Carte paléogéographique de l'Afrique australe illustrant le premier paroxysme de la surrection crétacé supérieur du plateau sud-africain (Turonien-base Campanien). (B) Carte des isopaques (km) du remplissage sédimentaire des marges d'Afrique australe pour l'intervalle Turonien-Maastrichtien. [Turonian-early Campanian paleogeography for southern Africa showing the first paroxysm of the Late Cretaceous southern African plateau uplift. (B) Isopach map (km) of Turonian-Maastrichtian strata on the continental margins of southern Africa.]

TURONIAN - EARLY CAMPANIAN (92 - 81 Ma) : 1st paroxysm of the Upper Cretaceous Southern African Plateau uplift



A.

Turonian - Maastrichtian (92 - 66 Ma)



B.

7.8 PREMIERE SURRECTION DU PLATEAU SUD AFRICAIN (81-66 Ma, MAASTRICHTIEN)

Stratigraphie séquentielle : discontinuité érosive 17At1* - discontinuité érosive 22At1 ou SB6

Arguments d'âges : l'intervalle est contraint par les réévaluations biostratigraphique (cette étude) des puits Kudu 9A-1 (marge sud-est atlantique) ; Jc-A1, Jc-D1 et ZOE-C (marge du Kwazulu-Maputaland). Sur la marge d'Outeniqua les contraintes d'âge proviennent de McMillan et al. (1997) et McMillan (2003).

PALEOGEOGRAPHIE

- GEOMETRIES SEDIMENTAIRES

- Bassins de type marge passive dominés par la subsidence thermique.
- Sédimentation dominée par les deltas (Figure 7.7).

- FORMES DU RELIEF

La croissance d'axes de flexure de grande longueur d'onde - bourrelet marginal en amont du segment de marge de l'Orange et mise en place de l'axe E-G-T - change profondément la configuration du relief. Le plateau sud-africain acquiert sa configuration actuelle avec

(i) un plateau élevé central, à très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km), bordé par plusieurs escarpements qui délimitent,

(ii) un domaine côtier plus étroit ($\times 100$ km), connecté aux océans périphériques.

Ce deuxième paroxysme de déformation marque également le début de l'aggradation du bassin du Kalahari sur le plateau. L'érosion est dominée par des processus alluviaux avec la mise en place d'une nouvelle génération de pédiplaines/pédiments.

MOUVEMENTS VERTICAUX DES MARGES

Deux modes de déformation différents (nature, longueur d'onde, etc.) sont reconnus :

- 1) Une flexure à très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) du segment de marge de l'Orange entre 81 et 70 Ma - croissance du bourrelet marginal atlantique - caractérisée par :
 - un basculement de la marge marqué par (i) une discordance angulaire en amont des bassins qui tronque les dépôts sous-jacents déformés et (ii) une accélération de la subsidence en aval, associée à la mise en place d'un prisme de régression forcée et des failles gravitaires ;
 - une diminution du flux sédimentaire associé au changement de configuration du drainage amont.
- 2) Croissance d'un dôme à grande longueur d'onde ($\times 100$ km) sur la plaine du Limpopo - Limpopo-Save Uplift.

MAGMATISME

- Province alcaline atlantique de 77 à 60 Ma (e.g. Moore et al., 2008).

DENUATION (thermochronologie)

Pas de dénudation régionale significative, à l'exception de la partie terrestre de la marge d'Outeniqua (Green et al., 2015).

DENUDATION (géomorphologie, bassin versant de l'Orange)

100 000 km³ de roche érodé à 10 000 km³/Ma.

VOLUMES TERRIGENES PRESERVES (marge sud-est atlantique)

Baisse de apports terrigènes (par rapport à l'intervalle précédent) : 400 000 km³ à 25 000 km³/Ma (marge totale) et 90 000 km³ à 5 000 km³/Ma (bassin de l'Orange).

MECANISMES DES DEFORMATIONS

- La surrection du bourrelet sud atlantique est contemporaine d'une période intense de magmatisme alcalin qui géographiquement s'aligne remarquablement sur l'axe de flexure de ce bourrelet. Cela est en faveur d'une origine mantellique de la surrection et s'accorde bien avec le mécanisme, proposé par Braun et al. (2014), de migration du sous-continent sud-africain au-dessus de l'« *African superplume* » qui reste fixe.
- Plus régionalement ces déformations sont synchrones de déformations à l'échelle de la plaque Afrique, appelées « déformations sénoniennes », rattachées à la collision de la plaque arabique avec l'arc Téthysien (e.g. Guiraud and Bosworth, 1997; Burke and Gunnell, 2008).

CAMPANIAN (81 - 70 Ma) : 2nd paroxysm of the Upper Cretaceous Southern African Plateau uplift

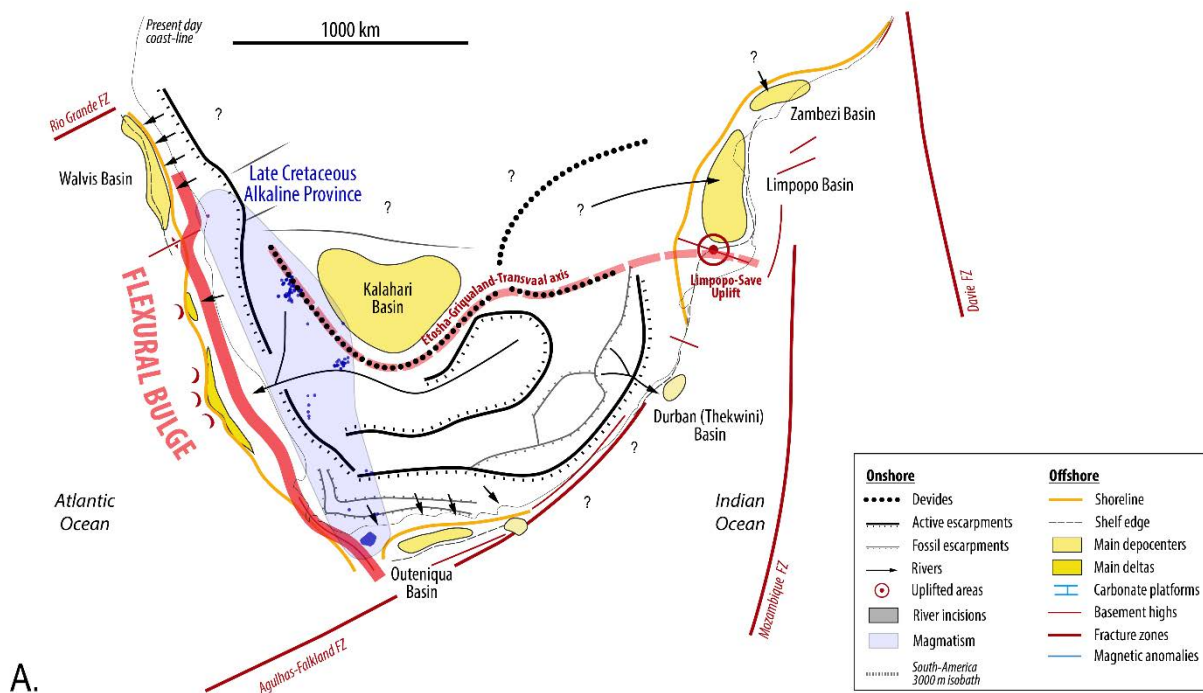


Figure 7.7 : Carte paléogéographique de l'Afrique australe illustrant le deuxième paroxysme de la surrection crétacée supérieure du plateau sud-africain (Campanien). [Campanian-Maastrichtian paleogeography for southern Africa showing the second paroxysm of the Late Cretaceous uplift of the southern African plateau.]

7.9 LA FOSSILISATION DU RELIEF DU PLATEAU SUD-AFRICAIN (66-30 Ma, PALEOGENE)

Stratigraphie séquentielle : discontinuité érosive 22At1 ou SB6 - discontinuité érosive SB8 ou Olig Unc

Arguments d'âges : l'intervalle est contraint par les réévaluations biostratigraphique (cette étude) des puits 2212-13-1 (marge sud-est atlantique) ; Jc-A1 (marge du Kwazulu-Maputaland).

PALEO GEOGRAPHIE

- GEOMETRIES SEDIMENTAIRES
 - Croissance de plateformes carbonatées sur **tout le pourtour des marges d'Afrique australe** (Figure 7.8).
 - Quelques appareils deltaïques toujours actifs (Deltas de Walvis, Olifant et proto-Tugela).
- FORMES DU RELIEF

Phase d'altération intense du continent marquée par le cuirassement des reliefs hérités du Crétacé supérieur.

MOUVEMENTS VERTICAUX DES MARGES

Stabilité **des marges** marquée par une tendance rétrogradante jusqu'à un maximum d'ennoiement de l'**Eocène moyen-supérieur** (~45-40 Ma).

DENUATION (thermochronologie)

Pas de dénudation régionale significative.

VOLUMES TERRIGENES PRESERVES (marge sud-est atlantique)

Baisse de apports terrigènes (par rapport à l'intervalle précédent) : 65 000 km³ à 1500 km³/Ma (marge totale) et 25 000 km³ à 600 km³/Ma (bassin de l'Orange).

PALEOCENE - EOCENE (66 - 40 Ma) : main weathering period

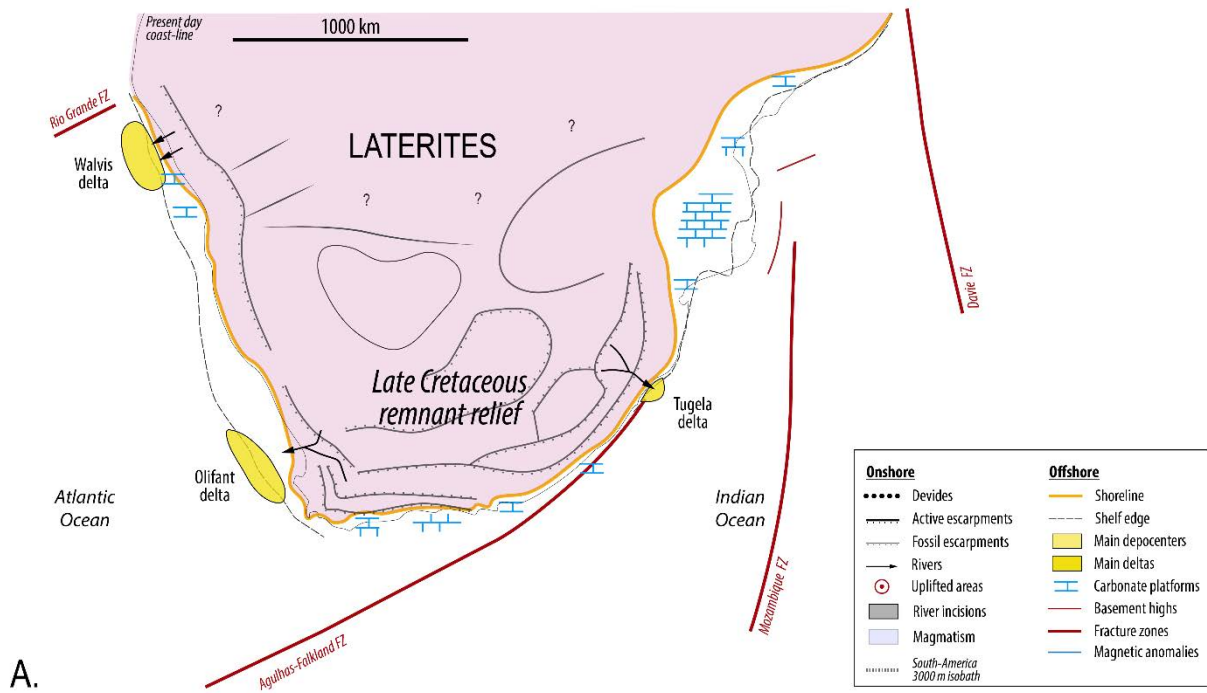


Figure 7.8: Carte paléogéographique de l'Afrique australe au Paléogène. [Paleogene paleogeography for southern Africa.]

7.10 DEUXIEME SURRECTION DU PALTEAU SUD AFRICAIN (30-15 Ma, OLIGOCENE - MIOCENE INFERIEUR)

Stratigraphie séquentielle : discontinuité érosive SB8 ou Olig Unc - surface d'inondation maximale mfs 8c ou Mid Mioc mfs

Arguments d'âges : l'intervalle est contraint par les réévaluations biostratigraphique (cette étude) des puits 2212-13-1 (marge sud-est atlantique) ; Jc-A1 (marge du Kwazulu-Maputaland). A terre les dépôts synchrones de la mfs du Miocène moyen ont fait l'objet de nombreuses études biostratigraphiques (cf. Chapitre 5 pour les références).

PALEOGEOGRAPHIE

- GEOMETRIES SEDIMENTAIRES
 - Mise en place de tous les systèmes deltaïques subactuels (Walvis, Orange, Olifant, Tugela, Limpopo et Zambèze).
- FORMES DU RELIEF
 - Le plateau sud-africain acquiert sa topographie actuelle avec un plateau élevé central (1000 - 1500 m) et des bourrelets marginaux plus élevés (> 2500 m).
 - **La déformation semble plus importante à l'est avec la mise en place de l'axe de flexure dite du 'Natal Monocline'.**
 - Sur le versant indien et le plateau central le type de drainage change, depuis un système alluvial (pédiments/pédiplaines) à un réseau de rivières à fond rocheux.

MOUVEMENTS VERTICAUX DES MARGES

Deux modes de déformation **différents (nature, longueur d'onde, etc.)** sont reconnus :

- 1) Une flexure des marges du Kwazulu-Natal et du Mozambique à **grande longueur d'onde** ($\times 100$ km) entre 25 et 15 Ma - **croissance de l'axe de flexure du 'Natal Monocline'** - caractérisée par :
 - un basculement de la marge, marqué par (i) une discordance angulaire en amont des bassins qui tronque les dépôts sous-jacents déformés et (ii) une accélération de la subsidence en aval et **la mise en place d'un prisme de régression forcée**;
- 2) Des déformations à très **grande longueur d'onde** ($\times 1000$ km) qui affectent l'ensemble du plateau sud-africain comme l'indique les **prismes de régression forcée** sur l'ensemble des marges.

MAGMATISME

- Province alcaline namibienne de 50 à 30 Ma (e.g. Moore et al., 2008).

DENUATION (thermochronologie)

Pas de dénudation **régionale significative**, à l'exception de la partie terrestre de la marge d'Outeniqua (Green et al., 2015).

DENUATION (géomorphologie, bassin versant de l'Orange)

75 000 km³ de roche érodé à 3 000 km³/Ma.

VOLUMES TERRIGENES PRESERVES (marge sud-est atlantique)

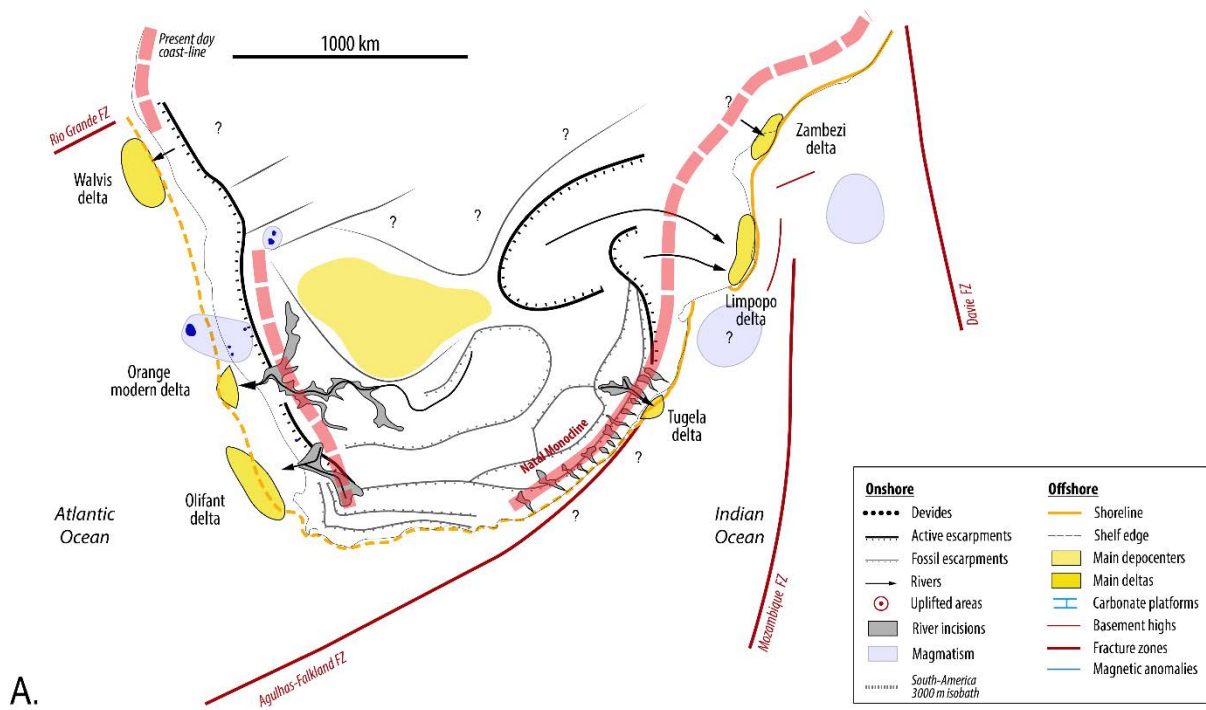
Augmentation des apports terrigènes (par rapport à l'intervalle précédent) : 95 000 km³ à 7 000 km³/Ma (marge totale) et 8 000 km³ à 2 500 km³/Ma (bassin de l'Orange).

MECANISMES DES DEFORMATIONS

- Ces déformations oligocènes sont synchrones de déformations d'échelle continentale (plaque Afrique) marquée par : i) une intense activité volcanique (e.g. trappes éthiopiens, éruption du Hoggar etc.) ; ii) l'initiation de tous les grands deltas africains. Cette déformation régionale a été reconnue par plusieurs auteurs (e.g. Bond, 1978; Burke and Gunnell, 2008). Les causes restent énigmatiques. Un des scénarios avancé par Burke and Wilson (1972) et Burke and Gunnell (2008) serait de rattacher cette surrection généralisée de l'Afrique à un ralentissement de la plaque Afrique lié à la mise en place du panache mantellique de l'Afar (~30 Ma) sous le dôme est-africain.

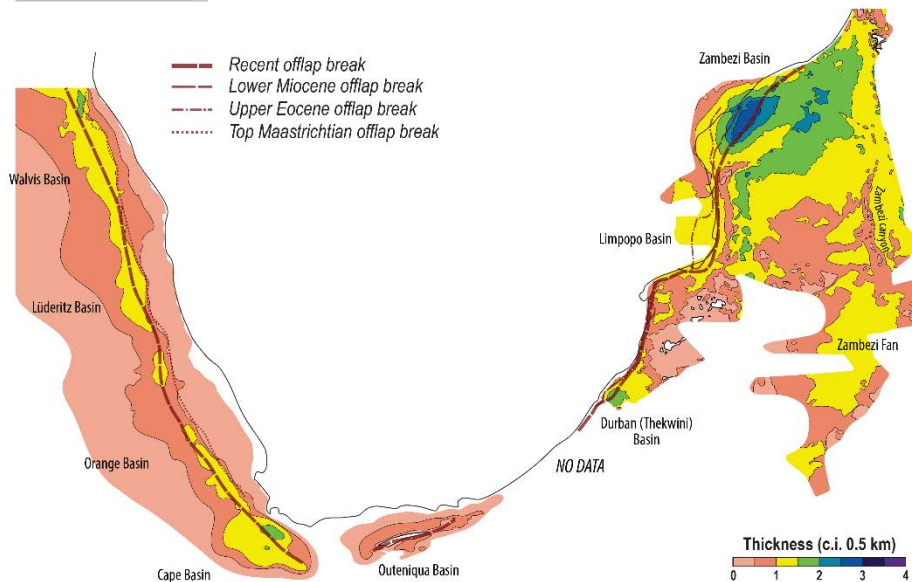
Figure 7.9: (A) Carte paléogéographique de l'Afrique australe à l'Oligocène-Miocène inférieur. (B) Carte des isopaques (km) du remplissage sédimentaire des marges d'Afrique australe pour l'intervalle Cénozoïque. [Oligocene-lower Miocene paleogeography for southern Africa. (B) Isopach map (km) of Cenozoic strata on the continental margins of southern Africa.]

OLIGOCENE - EARLY MIOCENE (25 - 18 Ma) : Oligocene Southern African Plateau uplift



A.

Cenozoic (66 - 0 Ma)



B.

CHAPITRE 8 : CONCLUSIONS

L'objectif de cette thèse était :

- de caractériser, quantifier et discuter l'origine des mouvements verticaux d'un plateau anorogénique de très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) ;
- de discuter des conséquences de ces mouvements verticaux sur :
 - l'enregistrement sédimentaire des marges passives,
 - la croissance des reliefs,
 - les bilans érosion-sédimentation connaissant le régime de paléo-précipitations (approche dite '*source to sink*').

Les objets géologiques étudiés sont le plateau sud-africain et ses marges périphériques atlantiques (divergentes) et indiennes (transformantes), depuis le bassin de Walvis (nord Namibie) jusqu'au bassin du Limpopo (sud Mozambique).

Les principaux résultats sont les suivants :

- 1. Une connaissance stratigraphique des marges d'Afrique australe divergente et transformantes.**
- 2. Une connaissance des formes du relief (surfaces d'aplanissement) du plateau sud-africain.**
- 3. L'établissement d'un calendrier des déformations (composantes horizontale et verticale) et de leur quantification à terre.**
- 4. Une mesure du bilan érosion-sédimentation sur la marge atlantique de l'Afrique australe (segment de l'Orange).**
- 5. Des reconstitutions paléogéographiques du Jurassique à l'actuel (170-0 Ma) de l'Afrique australe, intégrant la reconstitution des paléoreliefs/paléotopographies continentales.**

8.1 Modes de déformation

Plusieurs **modes de déformation** sont enregistrés sur les marges d'Afrique australe :

- **Type 1** : des déformations extensives correspondant à des grabens et hémigrabens.
- **Type 2** : des déformations décrochantes de moyenne longueur d'onde ($\times 10$ km) associées à une migration dans l'espace et le temps de la subsidence le long des zones de fracture ;
- **Type 3** : des variations globales du régime de subsidence dont les causes sont mal comprises (e.g. modification du régime de déformation intraplaque), qui se traduit par un changement de la topographie des marges - e.g. passage d'une marge de type rampe peu subsidente à une marge passive dominée par la subsidence thermique- ou par une réorganisation des aires de subsidence ;
- **Type 4** : des dômes à grande longueur d'onde ($\times 100$ km) ;
- **Type 5** : des déformations (flexures et dômes) à très grande longueur d'onde ($\times 1000$ km) à croissance rapide ($\times 1$ Ma) ou plus longue ($\times 10$ Ma) induisant un basculement des marges (exemple : le plateau sud-africain).

8.2 Calendrier des déformations enregistrées par les marges

La caractérisation de ces modes de déformation dans le signal sédimentaire, couplée à une analyse biostratigraphique, a permis de préciser le **calendrier des mouvements verticaux** des marges d'Afrique australe :

170-131 Ma (Jurassique moyen-Hauterivien) : phase rift (déformations de **type 1**) décomposée en trois périodes :

- 170-150 Ma : extension limitée aux marges indiennes (marges d'Outeniqua et du Limpopo) ;
- 150-134 Ma : généralisation de l'extension à l'Afrique australe - ouverture du segment austral de l'Atlantique sud ;
- 134-131 Ma : détachement de l'Afrique et migration du plateau de Falkland-Malvinas - réactivation en transtension et/ou transpression des systèmes de rifts hérités sur la marge d'Agulhas.

131-112 Ma (Hauterivien-Aptien) : bassins flexuraux peu subsidents (de type 'sag') se développant à partir d'une topographie aplanie. Migration active du plateau de Falkland-Malvinas le long de la zone de fracture d'Agulhas-Falkland (AFFZ) - déformations de **type 2** enregistrées sur la marge d'Agulhas (segments du Transkei et d'Outeniqua).

112-90 Ma (Albien-Cénomaniens) : initiation de la subsidence thermique (marge atlantique et nord Mozambique). Migration toujours active du plateau de Falkland-Malvinas - déformations du **type 2** enregistrées au sud-ouest de la marge d'Outeniqua.

92-81 Ma (Turonien-Santonien) : surrection est du Plateau sud-africain (**type 5**) et flexuration rapide des marges indiennes à ~92 Ma - initiation de la subsidence thermique sur la marge d'Agulhas.

81-70 Ma (Campanien) : surrection ouest du Plateau sud-africain (**type 5**) et flexuration de la marge atlantique - préférentiellement au niveau du segment du bassin de l'Orange - entre 81 et 70 Ma. Déformations du **type 5** à 75 Ma sur la marge d'Outeniqua. Croissance d'un dôme (**type 4**) sur la plaine du Limpopo (nord Mozambique).

70-30 Ma (Maastrichtien-Paléogène) : période sans déformations notables avec une diminution drastique des apports sédimentaires terrigènes induisant une rétrogradation sur l'ensemble des marges. Croissance de plateformes carbonatées à l'Eocène en l'absence d'apports terrigènes et en présence d'une forte altération chimique due à un climat hyper-humide.

30-15 Ma (Oligocène-Miocène inférieur) : flexure (**type 5**) des marges nord indiennes (bassins de Durban (Thekwini), marge du Kwazulu-Maputaland) entre 30 et 15 Ma. Initiation des grands systèmes deltaïques subactuels (i.e. deltas du Zambèze, Limpopo, Tugela).

15-0 Ma (Miocène inférieur-Actuel) : absence de déformations notables et fossilisation des formes du relief induites par les déformations antérieures en réponse à une aridification marquée surtout sur la Marge atlantique.

8.3 Les formes du relief du plateau sud-africain

L'Afrique australe est caractérisée par des surfaces d'aplanissement étagées et altérées :

- Quatre types de formes du relief ont été mis en évidence : (1) des surfaces corrodées résiduelles ('*stripped etchplains*'), (2) des pédiments et pédiplaines, (3) des vallées incisées, et (4) des surfaces d'abrasion marine ('*wave-cut platforms*').
- La cartographie des formes du relief a permis de caractériser cinq générations successives (étagées) de surfaces d'aplanissement (S1a, S1b, S2, S3 et S4) et deux phases d'incisions fluviales (syn- et post-S4).
- Leur relations avec le volcanisme, les placages sédimentaire et l'enregistrement stratigraphique des marges a permis de proposer un modèle d'âge à partir de 100 Ma.
- L'étagement de ces formes du relief traduit **deux périodes de surrection du plateau sud-africain** enregistrées dans le signal sédimentaire des marges - au **Crétacé supérieur (92-70 Ma)** et à **l'Oligocène-Miocène inférieur (30-15 Ma)** **cohérentes** avec les résultats obtenus par **l'analyse stratigraphique des marges**.

L'évolution est la suivante :

~ 100-90 Ma (Cénomanién) : plateau à grande longueur d'onde et peu élevé (0-500 m) - surface de corrosion S1b. Des reliques d'une surface plus haute et plus ancienne (S1a) préfigurent la configuration du drainage avec deux lignes de partage des eaux principales - le long des marges indienne et nord namibienne.

92-81 Ma (Turonien - Santonien) : surrection (>500 m) du bourrelet marginal indien et basculement vers l'ouest du plateau sud-africain à ~92 Ma. Une vaste pédiplaine (S2) se met en place à l'ouest, connectée au niveau de base de l'Océan Atlantique. Des pédiplaines (S2) plus modestes en taille se mettent en place sur le versant côtier indien à l'est.

80-70 Ma (Campanien) : surrection du bourrelet marginal Atlantique (>300 m). Changement du réseau de drainage et mise en place de la morphologie actuelle du plateau sud-africain : plateau élevé central - en partie endoréique (initiation de l'aggradation du bassin du Kalahari) - bordé par plusieurs escarpements qui délimitent des franges

côtières étroites connectées au niveau de base des océans périphériques. Les processus alluviaux restent dominant - formation des pédiments/pédiplaines (S3).

70-40 Ma : période d'apparente non déformation - relief fossilisé et intensément altéré (profils latéritiques).

30-15 Ma : deuxième surrection du plateau sud-africain - plus marquée à l'est - flexure du versant indien (surrection >700 m). Changement de type de drainage - sur le plateau et le versant indien - depuis un système alluvial (pédiments-pédiplaines) vers un réseau de rivières à fond rocheux.

8.4 Bilan érosion-sédimentation ('source to sink') du segment de marge de l'Orange et de son bassin versant

Les volumes érodés à terre ont été estimés à partir de la soustraction des topographies reconstituées (extrapolées par rapport à leur extensions actuelles) des surfaces d'aplanissement S2 (92-81 Ma), S3 (81-70 Ma) et de la topographie actuelle (25-0 Ma). Les volumes sédimentés ont été calculés à partir de l'interpolation de l'enregistrement stratigraphique le long de huit coupes régionales de la marge sud-est atlantique.

Les volumes terrigènes sédimentés sur la marge sud-est atlantique augmentent progressivement entre 131 et 81 Ma :

- 131-113 Ma - 75 000 km³ à 5 000 km³/Ma
- 113-100 Ma - 160 000 km³ à 5 000 km³/Ma
- 100-93.5 Ma - 335 000 km³ à 50 000 km³/Ma
- 93.5-81 Ma - 790 000 km³ à 65 000 km³/Ma

Les volumes et le flux diminuent ensuite de moitié à la fin du Crétacé et deviennent extrêmement faibles pour l'intervalle paléogène:

- 81-66 Ma - 400 000 km³ à 25 000 km³/Ma
- 66-25 Ma - 65 000 km³ à 1 500 km³/Ma

Les valeurs augmentent ensuite légèrement à l'Oligocène, puis plus fortement à partir du Miocène supérieur

- 25-11 Ma - 90 000 km³ à 6 500 km³/Ma
- 11-0 Ma - 350 000 km³ à 30 000 km³/Ma

La tendance décrite ci-dessus s'applique au bassin de l'Orange (sous-bassin de la marge sud-est atlantique) - l'augmentation des volumes et du flux à la base du Turonien y est très marquée (première surrection du plateau sud-africain) :

- 93.5-81 Ma - 650 000 km³ à 50 000 km³/Ma.

Les bilans érosion/sédimentation - du bassin de l'Orange et de son bassin versant amont - sont cohérents aux incertitudes près :

- **entre 81 et 70 Ma**, 97 700 ± 10 700 km³ de roches sont érodés et 91 400 ± 19 600 km³ de sédiments terrigènes sont déposés ;
- **entre 25 et 0 Ma**, 73 600 ± 26 500 km³ de roches sont érodés et 102 100 ± 23 600 km³ de sédiments terrigènes sont déposés.

8.5 Perspectives

Les perspectives sont de deux ordres : (1) améliorer nos connaissances géologiques régionales en Afrique australe et (2) améliorer notre connaissance de certains processus fondamentaux en géosciences étudiés dans le cadre de ce projet.

Connaissances géologiques régionales en Afrique australe

- Datations : obtenir de meilleurs âges sur les sédiments, le magmatisme et les formes du relief :
 - ✓ Redater les marqueurs stratigraphiques de Soekor (e.g. 6At1, 13, At1, 14At1..) avec un intérêt tout particuliers pour le bassin d'Outeniqua ;
 - ✓ Dater le volcanisme Jurassique terminal-Crétacé basal de la chaîne des Lebombos et Crétacé terminal-Paléogène de la chaîne du Cap et du sud-ouest du bassin du Karoo ;
 - ✓ Dater les profils d'altération (paléomagnétisme, datation Ar du cryptomélane, datation de la goethite et des kaolinites..) sur le continent pour mieux contraindre l'âge des surfaces d'aplanissement.

- Bilan « source to sink » : Intégrer la partie distale (ou abyssale) des marges indiennes dans les bilans des volumes terrigènes - en cours dans le cadre du projet PAMELA.
- Géodynamique :
 - ✓ Mieux contraindre la cinétique de la rupture des plaques Afrique et Antarctique en imageant et datant la nature du substratum de la plaine du Limpopo (marge nord Mozambique) - en cours dans le cadre du projet PAMELA ;
 - ✓ Quantifier et modéliser la subsidence des marges d'Afrique australe à partir de puits bien renseignés (âges et lithologies).

Processus fondamentaux

- Sédimentologie : temps caractéristiques et échelles de transport des sédiments par la circulation océanique profonde actuel et ancienne ;
- Géomorphologie : modéliser la genèse des surfaces d'aplanissements de type surface de corrosion et pédiplaine afin de comprendre la signification de leur étagement. ;
- Géodynamique :
 - ✓ Mieux comprendre les changements de régime de subsidence des marges et leurs implications géodynamiques locales et plus globales - notamment :
 - ⇒ la phase transitionnelle peu subsidente dite '*sag*'.
 - ⇒ les changements de vitesse de subsidence en période post-rift et leurs relations avec les changements de régime de contrainte intraplaque,
 - ✓ Modéliser l'effet des déformations décrochantes d'une marge transformante sur la croissance des reliefs ;
 - ✓ Comprendre l'effet relatif de la dynamique du manteau et du rebond isostatique lié à l'érosion sur la croissance des bourrelets marginaux des marges.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Aizawa, M., Bluck, B., Cartwright, J., Milner, S., Swart, R., Ward, J., 2000. Constraints on the geomorphological evolution of Namibia from the offshore stratigraphic record. *Communs geol. Surv. Namibia* 12, 337–346.
- Allsopp, H.L., Manton, W.I., Bristow, J.W., Erlank, A.J., 1984. Rb-Sr geochronology of Karoo felsic volcanics. *Petrog. Volcan. rocks Karoo Prov. Spec. Publ. Geol. Soc. South Africa* 13, 273–280.

B

- Bagguley, J., Prosser, S., 1999. The interpretation of passive margin depositional processes using seismic stratigraphy: examples from offshore Namibia. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 153, 321–344.
- Ballard, S., Pollack, H.N., 1987. Diversion of heat by Archean cratons: a model for southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 253–264.
- Bally, A.W., Snelson, S., 1980. Realms of subsidence, in: Miall, A.D. (Ed.), *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence. Mem. Can. Soc. Petr. Geol.* 6, pp. 9–94.
- Basile, C., Mascle, J., Popoff, M., Bouillin, J.P., Mascle, G., 1993. The Ivory Coast-Ghana transform margin: a marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics* 222, 1–19.
- Basile, C., 2015. Transform continental margins - part 1: Concepts and models. *Tectonophysics* 661, 1–10.
- Bate, K.J., Malan, J.A., 1992. Tectonostratigraphic evolution of the Algoa, Gamtoos and Pletmos Basins, offshore South Africa, in: De Wit, M.J., Ransome, I.G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. A.A.Balkema, Rotterdam, Netherlands*, pp. 61–73.
- Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R.B., Weber, K., 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. *J. Geophys. Res.* 105, 25829.
- Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O., Colin, F., 2008. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The 39 Ar- 40 Ar dating of supergene K-Mn oxides. *J. Geophys. Res.* 113, F04007.
- Ben-Avraham, Z., Hartnady, C.J.H., Kitchin, K.A., 1997. Structure and tectonics of the Agulhas-Falkland fracture zone. *Tectonophysics* 282, 83–98.
- Bessin, P., 2014. Evolution géomorphologique du Massif armoricain depuis 200 Ma : approche Terre-Mer. *Université de Rennes 1*.
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.M., Bauer, H., 2015. Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): Denudation chronology of a Mesozoic land

- surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia. *Geomorphology* 233, 75–91.
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.M., Bauer, H., 2017. Quantification of vertical movement of low elevation relief combining a new compilation of sea-level charts and scattered marine deposits (Armorican Massif, Western France). Accepted in *Earth and Science Review*.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G., Wright, R.C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 8, 41–61.
- Biddle, K.T., Snively III, P.D., Uliana, M.A., 1996. Plateau de las Malvinas, in: Ramos, V.A., Turic, M.A. (Eds.), *XIII Congreso Geológico Argentino Y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Buenos Aires, pp. 225–252.
- Blewett, S.C.J., Phillips, D., 2016. An Overview of Cape Fold Belt Geochronology: Implications for Sediment Provenance and the Timing of Orogenesis, in: Linol, B., de Wit, M.J. (Eds.), *Origin and Evolution of the Cape Mountains and Karoo Basin, Regional Geology Reviews*. Springer International, Switzerland, pp. 45–55.
- Bolli, H.M., Ryan, W.B.F., Foresman, J.B., Hottman, W.E., Kagami, H., Longoria, J.F., McKnight, B.K., Melguen, M., Natland, J., Proto-Decima, F., Siesser, W.G., 1978. Cape Basin continental rise - sites 360 and 361, in: *Initial Report Deep Sea Drilling Project, 40*. US Government Printing Office, Washington, pp. 29–182.
- Bond, G., 1978. Evidence for Late Tertiary uplift of Africa relative to North-America, South-America, Australia and Europe. *J. Geol.* 86, 47–65.
- Bond, G.C., Kominz, M.A., 1988. Evolution of thought on passive continental margins from the origin of geosynclinal theory (~1860) to the present. *Bull. Geol. Soc. Am.* 100, 1909–1933.
- Bonnet, N.J., Beauvais, A., Arnaud, N., Chardon, D., Jayananda, M., 2014. First $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intense Late Palaeogene lateritic weathering in Peninsular India. *Earth Planet. Sci. Lett.* 386, 126–137.
- Bonnet, N.J., 2015. Dynamique long-terme d'une marge continentale divergente (Les Ghâts Occidentaux de l'Inde péninsulaire) : Contraintes $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ des paléosurfaces latéritiques. *Université d'Aix-Marseille*.
- Bonnet, N.J., Beauvais, A., Arnaud, N., Chardon, D., Jayananda, M., 2016. Cenozoic lateritic weathering and erosion history of Peninsular India from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of supergene K-Mn oxides. *Chem. Geol.* 446, 33–53.
- Boulila, S., Galbrun, B., Miller, K.G., Pekar, S.F., Browning, J. V., Laskar, J., Wright, J.D., 2011. On the origin of Cenozoic and Mesozoic “third-order” eustatic sequences. *Earth-Science Rev.* 109, 94–112.
- Brandt, D., Andreoli, M.A.G., McCarthy, T.S., 2003. Mesozoic fluvial deposits on a rifted continental margin near Vaalputs, Namaqualand, South Africa. *South African J. Geol.* 106, 11–16.
- Brandt, D., Andreoli, M.A.G., McCarthy, T.S., 2005. The late Mesozoic palaeosoils and Cenozoic fluvial deposits at Vaalputs, Namaqualand, South Africa: Possible depositional mechanisms and their bearing on the evolution of the continental margin. *South African J. Geol.* 108, 271–284.

- Brandsen, P.J.E., Burges, P., Durham, M.J., Hall, J.G., 1999. Evidence for multi-phase rifting in the North Falklands Basin. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 153, 425–443.
- Braun, J., Beaumont, C., 1989. A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology* 17, 760–764.
- Braun, J., Guillocheau, F., Robin, C., Baby, G., Jelsma, H., 2014. Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell. *J. Geophys. Res. Solid Earth Solid Earth* 119, 6093–6112.
- Bremer, H., 1993. Etchplanation, review and comments of Büdel's model. *Zeitschrift für Geomorphol. Suppl. Bd.*, 189–200.
- Broad, D.S., Jungslager, I.R., McLachlan, I.R., Roux, J., 2007. OFFSHORE MESOZOIC BASINS, in: Johnson, M.R., Abhaeusser, C.R., Thomas, R.J. (Eds.), *The Geology of South Africa. Geological Society of South Africa / Council for Geoscience, Johannesburg / Pretoria*, pp. 553–571.
- Broad, D.S., Jungslager, E.H.A., McLachlan, I.R., Roux, J., Van der Spuy, D., 2012. South Africa's offshore Mesozoic basins, in: Roberts, D.G., Bally, A.W. (Eds.), *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps. Elsevier, Amsterdam*, pp. 534–564.
- Brown, R., Summerfield, M., Gleadow, A., Gallagher, K., Carter, A., Beucher, R., Wildman, M., 2014. Intracontinental deformation in southern Africa during the Late Cretaceous. *J. African Earth Sci.* 100, 20–41.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A., Gleadow, A.J.W., 2002. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. *J. Geophys. Res.* 107, 2350.
- Brown Jr., L.F., Benson, J.M., Brink, G.J., Doherty, S., Jollands, A., Jungslager, E.H.A., Keenan, J.H.G., Muntingh, A., van Wyk, N.J.S., 1995. Sequence stratigraphy in offshore South African divergent basins; an atlas on exploration for Cretaceous lowstand traps by Soekor (Pty) Ltd. *AAPG Stud. Geol.*
- Büdel, V.J., 1957. Sie "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. *Z. Geomorph. N.F* 1, 201–228.
- Büdel, V.J., 1982. Climatic geomorphology (Translated by Fischer, L. and Busche, D.). *Princeton, New Jersey*.
- Burke, K., Wilson, J.T., 1972. Is the African plate stationary?. *Nature* 239, 387–390.
- Burke, K., 1996. The African plate. *South African J. Geol.* 99, 339–409.
- Burke, K., Gunnell, Y., 2008. The African Erosion Surface: A Continental-Scale Synthesis of Geomorphology, Tectonics, and Environmental Change over the Past 180 Million Years. *Geol. Soc. Am. Mem.* 201, 66.

C

- Calvès, G., Toucanne, S., Jouet, G., Charrier, S., Thereau, E., Etoubleau, J., Marsset, T., Droz, L., Bez, M., Abreu, V., Jorry, S., Mulder, T., Lericolais, G., 2013. Inferring denudation variations from the sediment record; an example of the last glacial cycle record of the

- Golo Basin and watershed, East Corsica, western Mediterranean sea. *Basin Res.* 25, 197–218.
- Cartwright, J., Swart, R., Corner, B., 2008. The Namibian coastal margin, *in: Miller, R.M. (Ed.), Geology of Namibia Vol. 3. Geological Survey of Namibia, Windhoek*, pp. 28-1-28-13.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P.G., Cairncross, B., Rubidge, B.S., Smith, R.M.H., Hancox, P.J., 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *J. African Earth Sci.* 43, 211–253.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Rev.* 92, 1–33.
- Cawthra, H.C., Uken, R., Ovechkina, M.N., 2012. New insights into the geological evolution of the Durban Bluff and adjacent Blood Reef, South Africa. *South African J. Geol.* 115, 291–308.
- Chardon, D., Chevillotte, V., Beauvais, A., Grandin, G., Boulangé, B., 2006. Planation, bauxites and epeirogeny: One or two paleosurfaces on the West African margin?. *Geomorphology* 82, 273–282.
- Clemson, J., Cartwright, J., Booth, J., 1997. Structural segmentation and the influence of basement structure on the Namibian passive margin. *J. Geol. Soc. London* 154, 477–482.
- Cockburn, H.A.P., Brown, R.W., Summerfield, M.A., Seidl, M.A., 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 429–435.
- Colli, L., Stotz, I., Bunge, H., Smethurst, M., Clark, S., Laffaldano, G., Tassara, A., Guillocheau, F., Bianchi, M., 2014. Rapid South Atlantic spreading changes and coeval vertical motion in surrounding continents: Evidence for temporal changes of pressure-driven upper mantle flow. *Tectonics* 32, 1304–1321.
- Corner, B., Cartwright, J., Swart, R., 2002. Volcanic passive margin of Namibia: A potential fields perspective, *in: Menzies, M., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), Volcanic Rifted Margins. Geological Society of America Special Paper*, pp. 203–220.
- Cox, K.G., 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 68, 137–148.

D

- Dalton, T.J.S., Paton, D.A., Needham, D.T., 2016. Influence of mechanical stratigraphy on multi-layer gravity collapse structures: insights from the Orange Basin, South Africa, *in: Sabato Ceraldi, T., Hodgkinson, R.A., Backe, G. (Eds.), Petroleum Geoscience of the West Africa Margin. Geological Society, London, Special Publications*.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2013. The Scotia Arc: Genesis,

- Evolution, Global Significance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci* 41, 767–93.
- Dauteuil, O., Bessin, P., Guillocheau, F., 2015. Topographic growth around the Orange River valley, southern Africa: A Cenozoic record of crustal deformation and climatic change. *Geomorphology* 233, 5–19.
- Davis, G.L., 1977. The ages and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks. *Carnegie Inst. Washingt. Yearb.* 76, 631–654.
- de Vera, J., Granado, P., McClay, K., 2010. Structural evolution of the Orange Basin gravity-driven system, offshore Namibia. *Mar. Pet. Geol.* 27, 223–237.
- de Wit, M., 2007. The Kalahari Epeirogeny and climate change: differentiating cause and effect from core to space. *South African J. Geol.* 110, 367–392.
- de Wit, M.C.J., Ward, J.D., Spaggiari, R., 1992. A Reappraisal of the Kangnas Dinosaur Site, Bushmanland, South-Africa. *S. Afr. J. Sci.* 88, 504–507.
- de Wit, M.C.J., Bamford, M.K., 1993. Fossil wood from the Brandvlei area, Bushmanland as an indication of palaeoenvironmental changes during the Cainozoic. *Palaeontol. Africana* 30, 81–89.
- de Wit, M.C.J., 1999. Post-Gondwana drainage and the development of diamond placers in western South Africa. *Econ. Geol.* 94, 721–740.
- de Wit, M.C.J., Ward, J.D., Bamford, M.K., Roberts, M.J., 2009. The significance of the Cretaceous diamondiferous gravel deposit at Mahura Muthla, northern Cape Province, South Africa. *South African J. Geol.* 112, 89–108.
- Decker, J.E., Niedermann, S., de Wit, M.J., 2013. Climatically influenced denudation rates of the southern African plateau: Clues to solving a geomorphic paradox. *Geomorphology* 190, 48–60.
- Diester-Hass, L., 1990. Miocene history of the Benguela current and Antarctic ice volumes: evidence from rhythmic sedimentation and current growth across the Walvis Ridge (Deep Sea Drilling Project sites 362 and 532). *Paleoceanography* 5, 685–707.
- Dingle, R.V., Siesser, W.G., Newton, A.R., 1983. Mesozoic and Tertiary geology of southern Africa. *A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands.*
- Dingle, R.V., Hendey, Q.B., 1984. Late Mesozoic and Tertiary sediment supply to the eastern Cape Basin (SE Atlantic) and palaeo-drainage systems in Southwestern Africa. *Mar. Geol.* 56, 13–26.
- Dingle, R. V., 1973. Post-Palaeozoic stratigraphy of the eastern Agulhas Bank, South African continental margin. *Mar. Geol.* 15, 1–23.
- Dohrenwend, J.C., Parsons, A.J., 2009. Pediments in Aarid Environments, *in: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), Geomorphology of Desert Environments. Springer Netherlands, Dordrecht*, pp. 377–411.
- Du Toit, A.L., 1933. Crustal movement as a factor in the geographical evolution of South Africa. *South African Geogr. J.* 16, 20.
- Du Toit, A.L., 1937. Our Wandering Continents. *Oliver & Boyd, Edinburgh/London.*
- du Toit, S.R., Leith, M.J., 1974. The J(c)-1 borehole on the continental shelf near Stanger, Natal. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 77, 247–252.
- Du Toit, S.R., 1977. The Mesozoic History of the Agulhas Bank in Terms of the Plate-

Tectonic Theory. *Geol. Soc. South Africa Spec. Publ.* 6, 197–203.

Duncan, R.A., Hargraves, R.B., Brey, G.P., 1978. Age, palaeomagnetism and chemistry of melilite basalts in the Southern Cape, South Africa. *Geol. Mag.* 115, 317–396.

Duncan, R.A., Hooper, P.R., Rehacek, J.J., Marsh, J.S.G., Duncan, A.R., 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *J. Geophys. Res.* 102, 18127–18138.

Duval, B.C., Cramez, C., Vail, P.R., 1998. Stratigraphic cycles and major marine source rocks, in: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, pp. 43–51.

E

Eby, G.N., Roden-Tice, M., Krueger, H.L., Ewing, W., Faxon, E.H., Woolley, A.R., 1995. Geochronology and cooling history of the northern part of the Chilwa Alkaline Province, Malawi. *J. African Earth Sci.* 20, 275–288.

Emery, K.O., Uchupi, E., Bowin, C.O., Phillips, J., Simpson, E.S.W., 1975. Continental margin off Western Africa: Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa). *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 59, 3–59.

Erlanger, E.D., Granger, D.E., Gibbon, R.J., 2012. Rock uplift rates in South Africa from isochron burial dating of fluvial and marine terraces. *Geology* 40, 1019–1022.

Exxon, 1985. Tectonic Map of the World. World Mapping Project. *Exxon Production Research Company, Houston, USA.*

F

Fairbridge, R.W., 1952. Marine erosion, in: *7th Pacific Science Congress, New Zealand.* pp. 347–358.

Fairbridge, R.W., 1968. Platforms - Wave-cut, in: *Fairbridge, R.W. (Ed.), The Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences Series.. Reinhold Book Corporation, New York, USA*, pp. 859–865.

Faugères, J.C., Stow, D.A. V., 1993. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sediment. Geol.* 82, 287–297.

Flores, G., 1964. On the age of the Lupata rocks, lower Zambezi River, Mozambique. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 67, 111–118.

Flores, G., 1973. The Cretaceous and Tertiary sedimentary basins of Mozambique and Zululand, in: *BLANT, G. (Ed.), Bassins Sédimentaires Du Littoral Africain. Association des Services Géologiques Africains, Paris XV*, pp. 81–111.

Flores, G., 1984. the SE Africa Triple Junction and the Drift of Madagascar. *J. Pet. Geol.* 7, 403–418.

Flowers, R.M., Schoene, B., 2010. (U-Th)/He thermochronometry constraints on unroofing of the eastern Kaapvaal craton and significance for uplift of the southern African plateau. *Geology* 38, 827–830.

- Förster, R., 1975a. The geological history of the sedimentary basin of southern Mozambique, and some aspects of the origin of the Mozambique channel. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 17, 267–287.
- Förster, R., 1975b. Die geologische Entwicklung von Süd-Mozambique seit der-Urkreide und die Ammonitenfauna von Unterkreide und-Cenoman. *Geol. Jahrb.* B12, 3–324.
- Forte, A.M., Quéré, S., Moucha, R., Simmons, N. a., Grand, S.P., Mitrovica, J.X., Rowley, D.B., 2010. Joint seismic–geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* 295, 329–341.
- Frankel, J.J., 1966. The Basal Rocks of the Tertiary at Uloa, Zululand, South Africa. *Geol. Mag.* 103, 214–230.
- Frankel, J.J., 1968. Tertiary sediments in the lower Umfolozi River valley, Zululand. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 71, 135–145.
- Frankel, J.J., 1972. Distribution of Tertiary Sediments in Zululand and Southern Mozambique, Southeast Africa. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 56, 2415–2425.
- Friedrich, O., Norris, R.D., Erbacher, J., 2011. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans--A 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology* 40, 107–110.
- Frimmel, H.E., Basei, M.S., Gaucher, C., 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *Int. J. Earth Sci.* 100, 323–354.

G

- Gaillardet, J., Dupré, B., Allègre, C.J., 1995. A global geochemical mass budget applied to the Congo basin rivers: Erosion rates and continental crust composition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3469–3485.
- Galeazzi, J.S., 1996. Cuenca de Malvinas, in: Ramos, V.A., Turic, M.A. (Eds.), *XIII Congreso Geológico Argentino Y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología Y Recursos Naturales de La Plataforma Continental Argentina*. Buenos Aires, pp. 273–309.
- Galeazzi, J.S., 1998. Structural and Stratigraphic Evolution of the Western Malvinas Basin, Argentina. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 82, 596–636.
- Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 519–572.
- Gallagher, K., Brown, R., 1999a. Denudation and uplift at passive margins: the record on the Atlantic Margin of southern Africa. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 357, 835–859.
- Gallagher, K., Brown, R., 1999b. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 153, 41–53.
- Gerrard, I., Smith, G.C., 1982. Post-Paleozoic succession and structure of the southwestern African continental margin, in: Watkins, J.S., Drake, C.L. (Eds.), *Studies in Continental Margin Geology: AAPG Memoir 34*. pp. 49–74.
- Gilbert, G.K., 1877. Report on the Geology of the Henry Mountains. *US Government Printing*

Office, Washington D.C.

- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1991. Denudation, isostasy and landscape evolution. *Earth Surf. Process. Landforms* 16, 555–562.
- Gladczenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S., Skogseid, J., 1997. South Atlantic volcanic margins. *J. Geol. Soc. London*. 154, 465–470.
- Gladczenko, T.P., Skogseid, J., Eldholm, O., 1998. Namibia volcanic margin. *Mar. Geophys. Res.* 20, 313–341.
- Glotzbach, C., Paape, A., Baade, J., Reinwarth, B., Rowntree, K., Miller, J., 2016. Cenozoic landscape evolution of the Kruger National Park as derived from cosmogenic nuclide analyses. *Terra Nov.* 1–7.
- Goodlad, S.W., Martin, A.K., Hartnady, C.J.H., 1982. Mesozoic magnetic anomalies in the southern Natal Valley. *Nature* 295, 686–688.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012. The geologic time scale 2012. *Elsevier : Oxford, United Kingdom, University of Oslo, Geological Museum, Oslo, Norway.*
- Green, P.F., Duddy, I.R., Japsen, P., Bonow, J.M., Malan, J.A., 2015. Post-breakup burial and exhumation of the southern margin of Africa. *Basin Res.* 1–32.
- Grimaud, J., 2014. Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique: l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. *Université de Toulouse.*
- Guillocheau, F., Rouby, D., Robin, C., Helm, C., Rolland, N., Le Carlier de Veslud, C., Braun, J., 2012. Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continental margin: a new method applied to the Namibia-South Africa margin. *Basin Res.* 24, 3–30.
- Guillocheau, F., Chelalou, R., Linol, B., Dauteuil, O., Robin, C., Mvondo, F., Callec, Y., Caulin, J., 2015. Cenozoic Landscape Evolution in and Around the Congo Basin: Constraints from Sediments and Planation Surfaces, *in: de Wit, M.J., Guillocheau, F., de Wit, M.C.J. (Eds.), Geology and Resource Potential of the Congo Basin. Springer: Regional Geology Reviews, Berlin Heidelberg*, pp. 271–313.
- Guiraud, R., Maurin, J.-C., 1991. Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur : synthèse structural, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. *Bull. Soc. géol. Fr.* 162, 811–823.
- Guiraud, R., Maurin, J.-C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics* 213, 153–168.
- Guiraud, R., Bosworth, W., 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282, 39–82.
- Guiraud, R., 1998. Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: an overview. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 132, 217–229.
- Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M., Hurford, A.J., 2003. Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic - reconciling apatite fission-track data with geomorphology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 215, 187–201.
- Gurnis, M., Mitrovica, J.X., Ritsema, J., Van Heijst, H.J., 2000. Constraining mantle density

structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 1.

Gutzmer, J., Du Plooy, A.P., Beukes, N.J., 2012. Timing of supergene enrichment of low grade sedimentary manganese ores in the Kalahari Manganese Field, South Africa. *Ore Geol. Rev.* 47, 136–153.

H

Haddon, I.G., 1999. Isopach map of the Kalahari Group.

Haddon, I.G., McCarthy, T.S., 2005. The Mesozoic-Cenozoic interior sag basins of Central Africa: The Late-Cretaceous-Cenozoic Kalahari and Okavango basins. *J. African Earth Sci.* 43, 316–333.

Hanson, E.K., Moore, J.M., Bordy, E.M., Marsh, J.S., Howarth, G., Robey, J.V.A., 2009. Cretaceous erosion in central South Africa: Evidence from upper-crustal xenoliths in kimberlite diatremes. *South African J. Geol.* 112, 125–140.

Haq, B., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science (80-.)*. 235, 1156–1167.

Hartwig, A., Anka, Z., di Primio, R., 2012. Evidence of a widespread paleo-pockmarked field in the Orange Basin: An indication of an early Eocene massive fluid escape event offshore South Africa. *Mar. Geol.* 332–334, 222–234.

Helland-Hansen, W., Gjelberg, J.G., 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sediment. Geol.* 92, 31–52.

Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *J. Sediment. Res.* B66, 670–688.

Helland-Hansen, W., Hampson, G.J., 2009. Trajectory analysis: Concepts and applications. *Basin Res.* 21, 454–483.

Henriksen, S., Helland-Hansen, W., Bullimore, S., 2011. Relationships between shelf-edge trajectories and sediment dispersal along depositional dip and strike: A different approach to sequence stratigraphy. *Basin Res.* 23, 3–21.

Hicks, N., Green, A., 2016. Sedimentology and depositional architecture of a submarine delta-fan complex in the Durban Basin, South Africa. *Mar. Pet. Geol.* 78, 390–404.

Hodgson, N., Intawong, A., 2013. Derisking deep-water Namibia. *First Break* 31, 91–96.

Holtar, E., Forsberg, A.W., 2000. Postrift Development of the Walvis Basin , Namibia : Results from the Exploration Campaign in Quadrant 1911, in: *M. R. Mello and B. J. Katz (Ed.), Petroleum Systems of South Atlantic Margins: AAPG Memoir* 73. pp. 429–446.

Hoosen, Z., Kurszlaukis, S., Kiviets, G.B., Fourie, L.F., 2000. New high-precision ages from the Gibeon and Maltahohe Kimberlite Fields, southern Namibia. *J. African Earth Sci.* 31, 31.

Hopkins, A.E., 2006. Seismic Stratigraphic Interpretation of Contourite Systems, Namibian Continental Margin. *Cardiff University*.

Hutchinson, M.F., Dowling, T.I., 1991. A continental hydrological assessment of a new grid-based elevation model of Australia. *Hydrol. Process.* 5, 45–58.

J

- Jacob, R., Bluck, B.J., Ward, J.D., 1999. Tertiary-Age Diamondiferous Fluvial Deposits of the Orange River Valley.pdf. *Econ. Geol.* 94, 749–758.
- Jacquin, T., de Graciansky, P.C., 1998. TRANSGRESSIVE/REGRESSIVE (SECOND ORDER) FACIES CYCLES: THE EFFECTS OF TECTONO-EUSTASY, in: *Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basin, SEPM Special Publication 60.* pp. 31–42.
- Japsen, P., Chalmers, J.A., Green, P.F., Bonow, J.M., 2012. Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. *Glob. Planet. Change* 90–91, 73–86.
- Japsen, P., Green, P.F., Bonow, J.M., Erlström, M., 2016. Episodic burial and exhumation of the southern Baltic Shield: Epeirogenic uplifts during and after break-up of Pangaea. *Gondwana Res.* 35, 357–377.
- Jelsma, H., Wit, M. De, Thiart, C., Dirks, P., Viola, G., Basson, A., Eva, A., 2004. Preferential distribution along transcontinental corridors of kimberlites and related rocks of Southern Africa. *South African J. Geol.* 107, 301–324.
- Jerram, D., Mountney, N., Holzförster, F., Stollhofen, H., 1999. Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: Understanding the onset of flood volcanism. *J. Geodyn.* 28, 393–418.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression, in: *Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wangoner, J.C. (Eds.), Sea-Level Changes: An Integrated Approach, SEPM Special Publication 42.* pp. 47–69.
- Jones, M.Q.W., 1987. Heat flow and heat production in the Namaqua mobile Belt, South Africa. *J. Geophys. Research* 92, 6273–6289.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M., Renne, P.R., 2007. Distinct brief major events in the Karoo large igneous province clarified by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on the Lesotho basalts. *Lithos* 98, 195–209.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M.K., Renne, P.R., 2008. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the sill complex of the Karoo large igneous province: Implications for the Pliensbachian-Toarcian climate change. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 9.
- Jungslager, E.H. a., 1999. Petroleum habitats of the Atlantic margin of South Africa. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 153, 153–168.

K

- Kaiser, E., 1926. Die Diamantewüste Südwestafrikas. *Dieter. Reimer Verlag, Berlin.*
- Karner, G.D., Watts, A.B., 1982. On isostasy at Atlantic-type continental margins. *J. Geophys. Res.* 87, 2923.
- Karpeta, W.R., 1987. The Cretaceous Mbotyi and Mngazana Formations of the Transkei

- coast: their sedimentology and structural setting. *South African J. Geol.* 90, 25–36.
- Kennedy, W.J., Klinger, H., 1971. A major intra-Cretaceous unconformity in eastern South Africa. *J. Geol. Soc. London.* 127, 183–186.
- Kennedy, W.J., Klinger, H.C., 1975. retaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa Introduction, Stratigraphy. *Bull. Br. Museum (Natural Hist. Geol.* 25, 263–315.
- King, L.C., 1948. On the ages of African land-surfaces. *Q. J. Geol. Soc. London* 104, 439–459.
- King, L.C., 1949. The Pediment Landform: Some Current Problems. *Geol. Mag.* 86, 245–250.
- King, L.C., 1953. Canons of landscape evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64, 721–752.
- King, L.C., 1955. Pediplanation and isostasy: An example from South Africa. *Q.J. Geol. Soc. London* 111, 353–359.
- King, L.C., 1982. The Natal Monocline: explaining the origin and scenery of Natal. *South Africa (Second Revis. Ed. Univer Natal Press. Pietermaritzbg.* 134.
- Klinger, C.K., Kennedy, W.J., 1980. The Umzamba Formation at its type section, Umzamba Estuary (Pondoland, Transkei), the ammonite content and palaeogeographical distribution. *Ann. S. Afr. Mus.* 81, 207–222.
- Klinger, H.C., Lock, B.E., 1978. Upper Cretaceous sediments from the Igoda River mouth, East London, South Africa. *Ann. South African Museum.*
- Koopmann, H., Franke, D., Schreckenberger, B., Schulz, H., Hartwig, A., Stollhofen, H., di Primio, R., 2014. Segmentation and volcano-tectonic characteristics along the SW African continental margin, South Atlantic, as derived from multichannel seismic and potential field data. *Mar. Pet. Geol.* 50, 22–39.
- Koopmann, H., Schreckenberger, B., Franke, D., Becker, K., Schnabel, M., 2016. The late rifting phase and continental break-up of the southern South Atlantic: the mode and timing of volcanic rifting and formation of earliest oceanic crust. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 420, 315–340.
- Kounov, A., Viola, G., de Wit, M., Andreoli, M.A.G., 2009. Denudation along the Atlantic passive margin: new insights from apatite fission-track analysis on the western coast of South Africa. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 324, 287–306.
- Kounov, A., Viola, G., Dunkl, I., Frimmel, H.E., 2013. Southern African perspectives on the long-term morpho-tectonic evolution of cratonic interiors. *Tectonophysics* 601, 177–191.
- Kröner, A., 1973. Comments on “Is the African plate stationary?”. *Nature* 243, 29–30.
- Kurszlaukis, S., 1994. Geology and geochemistry of the carbonatitic Gross Brukkaros Volcanic field and the ultrabasic Blue Hills Intrusive Complex, southern Namibia. *Universität Würzburg.*

L

- Lafourcade, P., 1984. Etude géologique et géophysique de la marge continentale du sud Mozambique(17 S à 28 S). *Pierre et Marie Curie, Paris.*
- Lageat, Y., Robb, L.J., 1984. The relationships between structural landforms, erosion

- surfaces and the geology of the archaean granite basement in the barberton region, eastern transvaal. *Trans. Geol. Soc. S. Afr* 87, 141–159.
- Lawrence, S.R., Johnson, M., Tubb, S.R., Marshallsea, S.J., 1999. Tectono-stratigraphic evolution of the North Falkland region. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 153, 409–424.
- le Roux, F.G., 1990. Algoa Group 2, 1–2.
- Leinweber, V.T., Jokat, W., 2012. The Jurassic history of the Africa–Antarctica corridor — new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins. *Tectonophysics* 530–531, 87–101.
- Leroux, E., Rabineau, M., Aslanian, D., Gorini, C., Molliex, S., Bache, F., Robin, C., Droz, L., Moulin, M., Poort, J., Rubino, J.L., Suc, J.P., 2016. High-resolution evolution of terrigenous sediment yields in the Provence Basin during the last 6 Ma: Relation with climate and tectonics. *Basin Res.* 1–35.
- Lidmar-Bergström, K., Bonow, J.M., Japsen, P., 2013. Stratigraphic Landscape Analysis and geomorphological paradigms: Scandinavia as an example of Phanerozoic uplift and subsidence. *Glob. Planet. Change* 100, 153–171.
- Light, M.P.R., Maslanyj, M.P., Greenwood, R.J., Banks, N.L., 1993. Seismic sequence stratigraphy and tectonics offshore Namibia, in: *Williams, G.D., Dobb, A. (Eds.), Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society Special Publication*, pp. 163–191.
- Linol, B., 2012. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Congo and Kalahari Basins of South- Central Africa and their evolution during the formation and break-up of West Gondwana. *Nelson Mandela Metropolitan University*.
- Linol, B., de Wit, M.J., Guillocheau, F., de Wit, M.C.J., Anka, Z., Colin, J.-P., 2015. Formation and Collapse of the Kalahari Duricrust [“African Surface”] Across the Congo Basin, with Implications for Changes in Rates of Cenozoic Off-Shore Sedimentation, in: *De Wit, M.J., Guillocheau, F., De Wit, M.C.J. (Eds.), Geology and Resource Potential of the Congo Basin. Springer Verlag : Berlin*, pp. 193–210.
- Linol, B., de Wit, M.J., Kasanzu, C.H., Schmitt, R.S., Corrêa-Martins, F.J., Assis, A., 2016. Correlation and Paleogeographic Reconstruction of the Cape-Karoo Basin Sequences and Their Equivalents Across Central West Gondwana, in: *Linol, B., de Wit, M.J. (Eds.), Origin and Evolution of the Cape Mountains and Karoo Basin. Springer International Publishing, Switzerland*, pp. 193–192.
- Lithgow-Bertelloni, C., Silver, P., 1998. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. *Nature* 395, 345–348.

M

- Mabbutt, J.A., 1952. A Study of Granite Relief form South-West Africa. *Geol. Mag.* 89, 87–96.
- Mabbutt, J.A., 1955. Pediment land forms in Little Namaqualand, South Africa. *Geogr. J.* 121, 77–83.
- Malan, J.A., 1989. Lithostratigraphy of the Waenhuiskrans Formation (Bredasdorp Group). *South African Comm. Stratigr. Lithostratigr. Ser.* 8.

- Marsh, J.S., Ewart, A., Milner, S.C., Duncan, A.R., Miller, R.M.G., 2001. The Etendeka Igneous Province: Magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bull. Volcanol.* 62, 464–486.
- Marsh, J.S., 2010. The geochemistry and evolution of Palaeogene phonolites, central Namibia. *Lithos* 117, 149–160.
- Martin, A.K., Hartnady, C.J.H., Goodlad, S.W., 1981. A revised fit of South America and South Central Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 54, 293–305.
- Martin, A.K., Goodlad, S.W., Hartnady, C.J.H., du Plessis, A., 1982. Cretaceous palaeopositions of the Falkland Plateau relative to southern Africa using Mesozoic seafloor spreading anomalies. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 71, 567–579.
- Martin, A.K., Hartnady, C.J.H., 1986. Plate Tectonic Development of the South West Indian Ocean: A Revised Reconstruction of East Antarctica and Africa. *J. Geophys. Researched* 91, 4767–4786.
- Martin, A.K., Flemming, B.W., 1988. Physiography, Structure and Geological Evolution of The Natal Continental Shelf, in: *Coastal Ocean Studies off Natal, South Africa. Springer-Verlag*, pp. 11–46.
- Martin, H., 1973. The Atlantic margin of southern Africa between latitude 17° south and The Cape of Good Hope, in: *Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (Eds.), The South Atlantic Volume 1. Springer*, pp. 277–300.
- Masle, J., Blarez, E., 1987. Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana continental margin. *Nature* 326, 378–381.
- Maud, R.R., Botha, G.A., 2000. Deposits of the south eastern and southern coasts, in: *Partridge, T.C., Maud, R.R. (Eds.), The Cenozoic of Southern Africa. Oxford Univ. Press, New York*, pp. 19–32.
- McFarlane, M.J., Coetzee, S.H., Kuhn, J.R., Vanderpost, C.H.M., Eckardt, F.D., 2007. In situ rounding of quartz grains within an African surface weathering profile in North West Ngamiland, Botswana. *Zeitschrift für Geomorphol.* 51, 269–286.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the formation of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 25–32.
- McLachlan, I.R., McMillan, K.K., Brenner, P.W., 1976. Micropalaeontological study of the Cretaceous beds at Mbotyi and Mngazana, Transkei, South Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 79, 321–340.
- McMillan, I.K., 1990. Foraminiferal definition and possible implications of the major mid-Cretaceous (Albian to Coniacian) hiatuses of southernmost Africa. *Abstr. Geocongress 90, Geol. Soc. S. Afr., Abstr.* 363–366.
- McMillan, I.K., Brink, G.J., Broad, D.S., Maier, J.J., 1997. Late Mesozoic Sedimentary Basins Off the South Coast of South Africa, *African Basins. Sedimentary Basins of the World*, 3.
- McMillan, I.K., 2003. Foraminiferal defined biostratigraphic episodes and sedimentation pattern of the Cretaceous drift succession (Early Barremian to Late Maastrichtian) in seven basins on the South African and southern Namibian continental margin. *S. Afr. J. Sci.* 99, 537–576.
- McMillan, I.K., 2009. Early Campanian Foraminifera of the Igoda Formation and Needs

- Camp upper and lower quarries, Eastern Cape, South Africa, and comparison with Mzamba and the KwaZulu Basin. *African Nat. Hist.* 5, 133–154.
- Melluso, L., Cucciniello, C., Petrone, C.M., Lustrino, M., Morra, V., Tiepolo, M., Vasconcelos, L., 2008. Petrology of Karoo volcanic rocks in the southern Lebombo monocline, Mozambique. *J. African Earth Sci.* 52, 139–151.
- Mericer De Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W.R., Patriat, M., Es Maillard, A., De Clarens, P., 2016. Transform continental margins – Part 2: A worldwide review. *Tectonophysics*.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Klein, M., 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophys. J. Int.* 137, 280–318.
- Migoñ, P., 2004. Etching, Etchplain and Etchplanation, in: *Goudie, A.S. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Taylor and Francis Group, Routledge, London and New-York*, pp. 345–347.
- Migoñ, P., 2013. 4.8 Weathering Mantles and Long-Term Landform Evolution, in: *Shroder, J.F. (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego*, pp. 127–144.
- Milesi, J.P., Frizon de Lamotte, D., De Kock, G., Toteu, F., 2010. The Tectonic Map of Africa. (scale 1:10 M).
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science (80-)*. 310, 1293–1298.
- Miller, R., 2008. 24. Kalahari Group, in: *Miller, R. (Ed.), The Geology of Namibia. Geological Survey, Windhoek, Namibia*.
- Miller, R.M., 2008. The Geology of Namibia, Volume 3. *Geological Survey, Windhoek, Namibia*.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis, in: *Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration American Association of Petroleum Geologists Memoir 26*. pp. 53–62.
- Moore, A., Blenkinsop, T., Cotterill, F. (Woody), 2008. Controls on post-Gondwana alkaline volcanism in Southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 268, 151–164.
- Moore, A.E., Verwoerd, W.J., 1985. The olivine melilitite-“kimberlite”-carbonatite suite of Namaqualand and Bushmanland, South Africa. *Trans. Geol. Soc. South Africa* 88, 281–294.
- Moore, A.E., 1999. A reappraisal of epeirogenic flexure axes in southern Africa. *South African J. Geol.* 102, 363–376.
- Moore, A.E., Larkin, P. a., 2001. Drainage evolution in south-central Africa since the breakup of Gondwana. *South African J. Geol.* 104, 47–68.
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Rev.* 98, 1–37.

N

Niemi, T.M., Ben-Avraham, Z., Hartnady, C.J.H., Reznikov, M., 2000. Post-Eocene seismic stratigraphy of the deep ocean basin adjacent to the southeast African continental margin: A record of geostrophic bottom current systems. *Mar. Geol.* 162, 237–258.

Nyblade, A.A., Robinson, S.W., 1994. The African Superswell. *Geophys. Res. Lett.* 21, 765–768.

Nyblade, A.A., Sleep, N.H., 2003. Long lasting epeirogenic uplift from mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4, 1105.

O

Ollier, C.D., 1965. Some features of granite weathering in Australia. *Zeitschrift für Geomorphol.* 9, 265–284.

Ollier, C.D., Pain, C.F., 1997. Equating the basal unconformity with the palaeoplain: a model for passive margins. *Geomorphology* 19, 1–15.

P

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *J. Petrol.* 41, 605–625.

Parsiegla, N., Gohl, K., Uenzelmann-Neben, G., 2008. The Agulhas Plateau: structure and evolution of a Large Igneous Province. *Geophys. J. Int.* 174, 336–350.

Partridge, T.C., Maud, R.R., 1987. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. *South African J. Geol.* 90, 179–208.

Partridge, T.C., 1998. Of diamonds, dinosaurs and diastrophism: 150 million years of landscape evolution in southern Africa. *South African J. Geol.* 101, 167–184.

Passarge, S., 1904. Die Kalahari. *Berlin, Germany.*

Paton, D.A., Underhill, J.R., 2004. Role of crustal anisotropy in modifying the structural and sedimentological evolution of extensional basins: The Gamtoos Basin, South Africa. *Basin Res.* 16, 339–359.

Paton, D.A., van der Spuy, D., di Primio, R., Horsfield, B., 2008. Tectonically induced adjustment of passive-margin accommodation space; influence on the hydrocarbon potential of the Orange Basin, South Africa. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 92, 589–609.

Penck, A., 1908. Der Drakensberg und der Quathlambabruich. *Sitz. K. Preuss. Akad. Wissen* 11, 230–258.

Pether, J., 1986. Late Tertiary and early Quaternary marine deposits of the Namaqualand coast, Cape Province: new perspectives. *S. Afr. J. Sci.* 82, 464–470.

Pickford, M., Senut, B., Dauphin, Y., 1995. Biostratigraphy of the Tsondab sandstone (Namibia) based on gigantic avian eggshells. *Geobios* 28, 85–98.

Pickford, M., Senut, B., 1997. CAINOZOIC MAMMALS FROM COASTAL NAMAQUALAND, SOUTH AFRICA. *Palaeontol. Africa* 34, 199–217.

Pickford, M., Senut, B., 2003. Miocene palaeobiology of the Orange River Valley, Namibia.

Mem. Geol. Surv. Namibia 19, 1–22.

- Pickford, M., Sawada, Y., Hyodo, H., Senut, B., South, S., Tafelberg, C., 2013. Radio-isotopic age control for Palaeogene deposits of the Northern. *Commun. Geol. Surv. Namib* 15, 3–15.
- Pickford, M., 2015. Cenozoic Geology of the Northern Sperrgebiet, Namibia, accenting the Paleogene. *Commun. Geol. Surv. Namibia* 16, 10–104.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition; II, Sequence and systems tract models. *Spec. Publ. - Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* 42, 125–154.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework; Concepts, Examples, and Exploration Significance. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 76, 1687–1709.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications. *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, V7.
- Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 71, 35–66.
- Purdy, E.G., MacGregor, D.S., 2013. Map compilations and synthesis of Africa's petroleum basins and systems, in: *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*. Geological Society, London, Special Publications. pp. 1–8.

R

- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Carter, A., Weber, K., 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics* 349, 75–92.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Weber, K., Gleadow, a. J.W., 2005. Denudational and thermal history of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyenya igneous complexes on Namibia's Atlantic passive margin. *Tectonics* 24, n/a-n/a.
- Ramsay, S.A.C., 1846. On the denudation of south Wales and the adjacent counties of England, in: *Memoir of the Geological Survey of Great Britain* 1. pp. 297–335.
- Reid, D.L., Cooper, A.F., Rex, D.C., Harmer, R.E., 1990. Timing of post-Karoo alkaline volcanism in southern Namibia. *Geol. Mag.* 127, 427–433.
- Richardson, N.J., Underhill, J.R., 2002. Controls on the Structural and Stratigraphic Architecture of Syn-Rift Sequences, North Falkland Basin, South Atlantic. *Mar. Pet. Geol.* 19, 417–443.
- Riley, T.R., Millar, I.L., Watkeys, M.K., Curtis, M.L., Leat, P.T., Klausen, M.B., and Fanning, C.M., 2004. U-Pb zircon (SHRIMP) ages for the Lebombo rhyolites, South Africa: refining the duration of Karoo volcanism. *J. Geol. Soc. London.* 161, 547–550.
- Roberts, D.L., Matthews, T., Herries, A.I.R., Boulter, C., Scott, L., Dondo, C., Mtembi, P., Browning, C., Smith, R.M.H., Haarhoff, P., Bateman, M.D., 2011. Regional and global context of the Late Cenozoic Langebaanweg (LBW) palaeontological site: West Coast of South Africa. *Earth-Science Rev.* 106, 191–214.
- Roberts, G.G., White, N., 2010. Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 115, 1–24.

- Rossignol, C., 2011. Evolution du Plateau Sud-Africain depuis 130 millions d'années sur sa bordure indienne : stratigraphie et géomorphologie. *Université de Rennes 1*.
- Rouby, D., Bonnet, S., Guillocheau, F., Gallagher, K., Robin, C., Biancotto, F., Dauteuil, O., Braun, J., 2009. Sediment supply to the Orange sedimentary system over the last 150 My: An evaluation from sedimentation/denudation balance. *Mar. Pet. Geol.* 26, 782–794.
- Rust, D.J., Summerfield, M.A., 1990. Isopach and borehole data as indicators of rifted margin evolution in southwestern Africa. *Mar. Pet. Geol.* 7, 277–287.

S

- Saggerson, E.P., Bristow, J.W., 1983. The geology and structural relationships of the southern Lebombo volcanic and intrusive rocks, South Africa. *Bull. Volcanol.* 46, 161–181.
- Said, A., Moder, C., Clark, S., Ghorbal, B., 2015. Cretaceous–Cenozoic sedimentary budgets of the Southern Mozambique Basin: Implications for uplift history of the South African Plateau. *J. African Earth Sci.* 109, 1–10.
- Salman, G., Abdula, I., 1995. Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique. *Sediment. Geol.* 96, 7–41.
- Sandiford, M., Quigley, M., 2009. TOPO-OZ: Insights into the various modes of intraplate deformation in the Australian continent. *Tectonophysics* 474, 405–416.
- Scholtz, A., 1985. The palynology of the upper lacustrine sediments of the Arnot pipe, Banke, Namaqualand. *Ann. South African Museum* 95, 1–109.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Rev.* 113, 212–270.
- Shone, R.W., 2006. Onshore post-Karoo Mesozoic deposits, in: *The Geology of South Africa*. pp. 541–552.
- Siesser, W.G., Miles, G.A., 1979. Calcareous nannofossils and planktic foraminifers in Tertiary limestones, Natal and Eastern Cape, South Africa. *Ann. South African Museum* 139–158.
- Siesser, W.G., 1980. Late Miocene Origin of the Benguela Upwelling System off Northern Namibia. *Science* 208, 283–5.
- Siesser, W.G., Dingle, R.V., 1982. Tertiary Sea-Level Movements Around Southern Africa.pdf. *J. Geol.* 523–536.
- Siesser, W.G., 1982. Cretaceous calcareous nannoplankton in South Africa. *J. Paleontol.* 56, 335–350.
- Simon, B., 2015. Rift du Lac Albert, Ouganda, Rift Est Africain : Déformation, érosion, sédimentation et bilan de matière depuis 17 Ma. *Université de Rennes 1*.
- Smith, R.M.H., 1986. Sedimentation and palaeoenvironments of Late Cretaceous crater-lake deposits in Bushmanland, South Africa. *Sedimentology* 33, 369–386.
- Smith, R.M.H., 1988. Palaeoenvironmental reconstruction of a Cretaceous crater-lake

deposit in Bushmanland, South Africa, *in: Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands*. pp. 27–41.

- Spriggs, A.J., 1988. An isotopic and geochemical study of kimberlites and associated alkaline rocks from Namibia. *University of Leeds*.
- Stanley, J.R., Flowers, R.M., Bell, D.R., 2013. Kimberlite (U-Th)/He dating links surface erosion with lithospheric heating, thinning, and metasomatism in the southern African Plateau. *Geology* 41, 1243–1246.
- Stanley, J.R., Flowers, R.M., Bell, D.R., 2015. Erosion patterns and mantle sources of topographic change across the southern African Plateau derived from the shallow and deep record of kimberlites. *Geochemistry Geophys. Geosystems* 16, 3235–3256.
- Stevenson, I.R., McMillan, I.K., 2004. Incised valley fill stratigraphy of the Upper Cretaceous succession, proximal Orange Basin, Atlantic margin of southern Africa. *J. Geol. Soc. London*. 161, 185–208.
- Storey, M., Mahoney, J.J., Saunders, A.D., Duncan, R.A., Kelley, S.P., Coffin, M.F., 1995. Timing of hot spot-related volcanism and the breakup of Madagascar and India. *Science* (80-). 267, 852–855.
- Storey, M., Mahoney, J.J., Saunders, A.D., 1997. Cretaceous basalts in Madagascar and the transition between plume and continental lithosphere mantle sources, *in: J.J. Mahoney and M.F. Coffin (Ed.), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, Washington D.C.*, pp. 95–122.
- Stow, D.A. V., 1985. Deep-sea clastics: where are we and where are we going?. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 18, 67–93.
- Stow, D.A. V., Faugeres, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts; current state-of-the-art. *Mem. Geol. Soc. London* 22, 7–20.
- Strasser, A., Hillgärtner, H., Hug, W., Pittet, B., 2000. Third-order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. *Terra Nov.* 12, 303–311.
- Summerfield, M.A., 1985. Plate tectonics and landscape development on the African continent, *in: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), Tectonic Geomorphology. Allen and Unwin, London, UK*, pp. 27–51.
- Svensen, H., Corfu, F., Polteau, S., Hammer, Øyvind, Planke, S., 2012. Rapid magma emplacement in the Karoo Large Igneous Province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 325–326, 1–9.

T

- Tator, B.A., 1952. Pediment characteristics and terminology; Part 1, Pediment characteristics. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 42, 295–317.
- Tator, B.A., 1953. Pediment Characteristics and Terminology; Part 2, Terminology. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 43, 47–53.
- Thomas, M.F., 1989. The role of etch processes in landform developments: II. Etching and the formation of relief. *Z. Geomorph. N.F.* 33, 257–274.

- Thomas, M.F., 1994. Geomorphology in the tropics; a study of weathering and denudation in low latitudes.. *John Wiley & Sons, Cichester, United Kingdom*.
- Thompson, R.W., 1977. Mesozoic sedimentation on the eastern Falkland Plateau, *in: Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. US Government Printing Office, Washington*, pp. 877–891.
- Tinker, J., de Wit, M., Brown, R., 2008a. Linking source and sink: Evaluating the balance between onshore erosion and offshore sediment accumulation since Gondwana break-up, South Africa. *Tectonophysics* 455, 94–103.
- Tinker, J., de Wit, M., Brown, R., 2008b. Mesozoic exhumation of the southern Cape, South Africa, quantified using apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics* 455, 77–93.
- Trumbull, R.B., Reid, D.L., de Beer, C., van Acken, D., Romer, R.L., 2007. Magmatism and continental breakup at the west margin of southern Africa: A geochemical comparison of dolerite dikes from northwestern Namibia and the Western Cape. *South African J. Geol.* 110, 477–502.
- Twidale, C.R., Bourne, J.A., 2013. Pediments as Etch Forms: Implications for Landscape Evolution. *J. Geol.* 121, 607–602.
- Tyson, P.D., Partridge, T.C., 2000. Evolution of Cenozoic climates, *in: Partridge, T.C., Maud, R.R. (Eds.), The Cenozoic of Southern Africa. Oxford Univ. Press, New York*, pp. 371–387.

U

- Uenzelmann-Neben, G., Schlüter, P., Weigelt, E., 2007. Cenozoic oceanic circulation within the South African gateway: Indications from seismic stratigraphy. *South African J. Geol.* 110, 275–294.
- Uenzelmann-Neben, G., Huhn, K., 2009. Sedimentary deposits on the southern South African continental margin: Slumping versus non-deposition or erosion by oceanic currents?. *Mar. Geol.* 266, 65–79.
- Uliana, M.A., Bidlle, K.T., 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. *Gondwana Six Struct. Tectonics Geophys.* 40, 271–286.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Cerdan, J., 1989. Mesozoic Extension and the Formation of Argentine Sedimentary Basins: Chapter 39: Analogs. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. Memoir* 46, 599–614.

V

- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., Hatlelid, W.G., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, *in: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26. pp. 49–212.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, G., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology - an overview, *in: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), Springer Verlag : Berlin*, pp. 617–659.

- Van der Beek, P., Summerfield, M.A., Braun, J., Brown, R.W., Fleming, A., 2002. Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. *J. Geophys. Res.* 107, 2351.
- Van Der Merwe, R., Fouche, J., 1992. Inversion tectonics in the Bredasdorp Basin, offshore South Africa, in: *de Wit, M.J., Ransome, I.G.D. (Eds.), Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. A.A.Balkema, Rotterdam, Netherlands*, pp. 49–59.
- Von Veh, M.W., Andersen, N.J.B., 1990. Normal-slip faulting in the coastal areas of northern Natal and Zululand, South Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 93, 574–582.

W

- Walford, H.L., White, N.J., Sydow, J.C., 2005. Solid sediment load history of the Zambezi Delta. *Earth Planet. Sci. Lett.* 238, 49–63.
- Watkeys, M.K., Sokoutis, D., 1998. Transtension in southeastern Africa associated with Gondwana break-up. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 135, 203–214.
- Watkeys, M.K., 2002. Development of the Lebombo rifted volcanic margin of southeast Africa. *Spec. Pap. - Geol. Soc. Am.* 362, 27–46.
- Wayland, E.J., 1933. Peneplains and some other erosional platforms.. *Annu. Rep. Bull. Prot. Uganda Geol. Surv. Dep. Mines, Note1* 77–79.
- Wefer, G., Berger, W.H., Richter, C., 1998. Proseedings of Ocean Drilling Program, Initial reports 175. *College Station, Texas*.
- Weigelt, E., Uenzelmann-Neben, G., 2004. Sediment deposits in the Cape Basin: Indications for shifting ocean currents?. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 88, 765–780.
- Weissel, J.K., Karner, G.D., 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 94, 13919–13950.
- Whitaker, C.R., 1979. The use of the term “pediment” and related terminology. *Zeitschrift für Geomorphol.* 23, 427–439.
- Whitehead, K., Le Roex, a, Class, C., Bell, D., 2002. Composition and Cretaceous thermal structure of the upper mantle beneath the Damara Mobile Belt: evidence from nephelinite-hosted peridotite xenoliths, Swakopmund, Namibia. *J. Geol. Soc. London.* 159, 307–321.
- Widdowson, M., 1997. The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces, in: *Widdowson, M. (Ed.), Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental Interpretation. Geological Society, London, Special Publication.* pp. 1–12.
- Wildman, M., Brown, R., Watkins, R., Carter, A., Gleadow, A., Summerfield, M., 2015. Post break-up tectonic inversion across the southwestern cape of South Africa: New insights from apatite and zircon fission track thermochronometry. *Tectonophysics* 654, 30–55.
- Wildman, M., Brown, R., Beucher, R., Persano, C., Stuart, F., Gallagher, K., Schwanethal, J., Carter, A., 2016. The chronology and tectonic style of landscape evolution along the elevated Atlantic continental margin of South Africa resolved by joint apatite fission

track and (U-Th-Sm)/He thermochronology. *Tectonics* 35, 511–545.

Woolley, A.R., 1987. Lithosphere metasomatism and the petrogenesis of the Chilwa Province of alkaline igneous rocks and carbonatites, Malawi. *J. African Earth Sci.* 6, 891–898.

Woolley, A.R., Jones, G.C., 1987. The petrochemistry of the northern part of the Chilwa alkaline province, Malawi. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 30, 335–355.

Woolley, A.R., 1991. The Chilwa alkaline igneous province of Malawi: a review, in: *Kampunzu, A.B., Lubalala, R.T. (Eds.), Magmatism in Extensional Structural Settings: The Phanerozoic African Plate. Springer Verlag, Berlin*, pp. 377–409.

Y-Z

Yrigoyen, M.R., 1989. Cuenca de Malvinas, in: *Chelbi, G.A., Spalletti, L.A. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentianas: Serie Correlcion Geologica 6. Universidad Nacional del Tucuman*, pp. 481–491.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–93.

ANNEXES

Annexe 1: Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell. Published in *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2014

Annexe 2: Planation surfaces as a record of mantle dynamics: the case example of Africa. Accepted in *Gondwana Research*, 2017

Annexe 3 : Volumes terrigènes et flux sédimentaires de la marge d'Outeniqua. [Accumulated volumes and rates for the Outeniqua margin.]

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JB010998

Key Points:

- New data support rapid denudation of Southern Africa in Late Cretaceous
- Tilting of plateau over a source of dynamic topography enhances erosion
- Lithology and climate also played a role in the plateau denudation

Correspondence to:

J. Braun,
jean.braun@ujf-grenoble.fr

Citation:

Braun, J., F. Guillocheau, C. Robin, G. Baby, and H. Jelsma (2014), Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 6093–6112, doi:10.1002/2014JB010998.

Received 30 JAN 2014

Accepted 3 JUL 2014

Accepted article online 9 JUL 2014

Published online 30 JUL 2014

Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell

Jean Braun¹, François Guillocheau², Cécile Robin², Guillaume Baby², and Hielke Jelsma³

¹Institut des Sciences de la Terre, Université Grenoble Alpes et CNRS, Grenoble, France, ²Géosciences Rennes, Université de Rennes 1 et CNRS, Rennes, France, ³De Beers Exploration, Johannesburg, South Africa

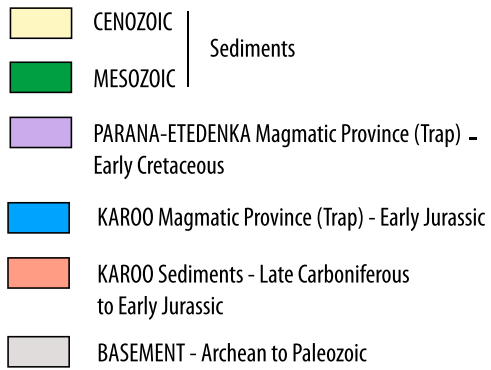
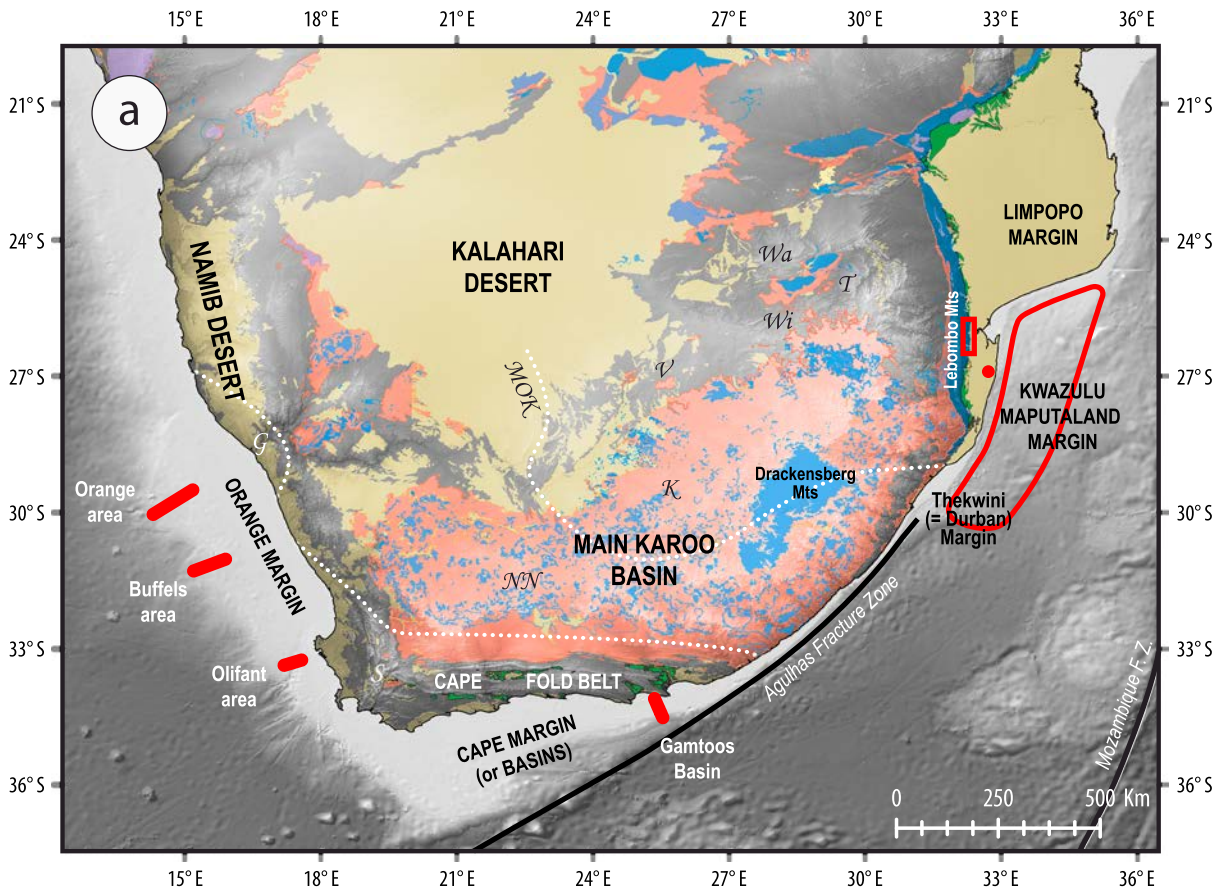
Abstract We present new sedimentary flux data confirming that a large pulse of erosion affected the Southern African Plateau in the Late Cretaceous and is likely to be related to a major uplift episode of the plateau. This short phase of erosion (i.e., less than 30 Myr in duration) has commonly been difficult to reconcile with a mantle origin for the plateau anomalous uplift: given its size, the rise of the African superplume is likely to have lasted much longer. Here we demonstrate by using a simple model for fluvial erosion that tilting of the continent as it rides over a wide dynamic topography high cannot only cause rapid uplift of the plateau but also trigger continent-wide drainage reorganization, leading to substantial denudation in a relatively short amount of time. The amplitude and short duration of the sedimentary pulse are best reproduced by assuming a strong erodibility contrast between the Karoo sedimentary and volcanic rocks and the underlying basement. We also present a new compilation of paleoclimate indicators that shows a transition from arid to very humid conditions approximately at the onset of the documented erosional pulse, suggesting that climate may have also played a role in triggering the denudation. The diachronism of the sedimentary flux between the eastern and western margins of the plateau and the temporal and geographic coincidence between the uplift and kimberlite eruptions are, however, better explained by our tilt hypothesis driven by the migration of the continent over a fixed source of mantle upwelling.

1. Introduction

The Southern African craton is characterized by a large (>1000 m) topographic anomaly (Figure 1), which is often regarded as the expression of the surface upwelling caused by flow in the underlying mantle associated with the African superplume, a large low-seismic velocity zone that is imaged in most tomographic models of the mantle [Nyblade and Robinson, 1994; Gurnis et al., 2000; Nyblade and Sleep, 2003]. There is, however, debate about the timing of this uplift, and thus the age and rising rate of the superplume. The thermochronological data and numerical models of escarpment erosion and retreat [Gallagher and Brown, 1999; van der Beek et al., 2002] suggest that uplift of the plateau may predate the breakup of Gondwana resulting in a rapid and substantial base level fall around the margins of Africa at the time of rifting (between 140 and 100 Ma) and the subsequent retreat of the escarpment to its present-day position. The thermochronological [Brown et al., 2002; Flowers and Schoene, 2010], offshore well data [Brown et al., 1990] and sedimentary flux estimates from the Orange basin [Rouby et al., 2009] suggest that an important and rapid phase of erosion affected most of the plateau in the Late Cretaceous (around 100–60 Ma). This phase of denudation is then commonly associated with uplift of the plateau with respect to sea (base) level. A third scenario uses the arbitrary correlation between planation surfaces across the plateau and the surrounding low lying areas [Partridge and Maud, 1987] to conclude that a substantial part of the present-day topography is the product of a more recent phase of uplift (i.e., in the last 30 Myr) and is potentially related to the onset of uplift and rifting in the East African Rift System [Burke, 1996].

Here we present a new compilation of the terrigenous sedimentary flux from around the Southern African Plateau that confirms the intense episode of rapid erosion around 90–80 Ma and therefore confirms the scenario of Late Cretaceous uplift of the plateau. The large volume of sediment shed from the continent in a relatively short duration (a few tens of Myr) suggests, however, that the uplift was relatively fast and that up to 1–2 km of sediment was removed from the entire surface during uplift or shortly after.

The rate of change of dynamic topography caused by a plume rising in the mantle is very low (less than 10 m/Myr) [Gurnis et al., 2000] and cannot, therefore, be called upon to explain the rapid rise and erosion of the plateau in



- ARCHEAN to PROTEROZOIC**
- Wa*: Waterberg Basin
 - Wi*: Witwatersrand Basin
 - K*: Kaapvaal Craton
 - MOK*: Magondi-Okwa-Kheis Belt
 - N*: Namaqua-Natal Belt
 - S*: Saldania Belt
 - T*: Transvaal Basin
 - V*: Ventersdorp Basin
 - G*: Gariep Belt

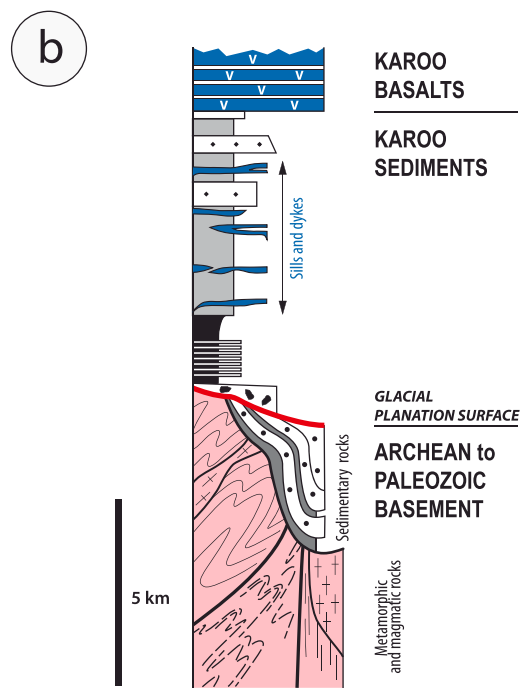


Figure 1. (a) Main geological elements constitutive of the uppermost continental crust of the Southern African Plateau superimposed on the topography (Shuttle Radar Topography Mission 90) and location of the seismic data, wells, and outcrops hereafter used (Figure 2). (b) Synthetic lithological succession from the Archean-Paleozoic basement to the Early Jurassic Karoo floods basalts.

the Late Cretaceous. This led some authors [Gallagher and Brown, 1999; Bell *et al.*, 2003] to suggest a lithospheric instability, potentially resulting from Gondwana breakup, as the cause for the rapid rise of the plateau. The geochemical signature of xenoliths from kimberlite pipes suggests a major lithospheric-scale Mesozoic thermal or metasomatic event that is consistent with a major lithospheric delamination event [Bell *et al.*, 2003].

As we will demonstrate later, the northeastward motion of Africa over a relatively fixed and already buoyant mantle can also easily explain the rapid uplift suggested by the sedimentary flux data. There remains to explain, however, how up to 1–2 km of rocks have been removed from a large (2000 km wide) plateau in a few tens of millions of years (and thus a mean erosion rate of 100 m/Myr sustained over a period of a few tens of million years). There is clear evidence that present-day plateau surfaces, such as in the Tibetan plateau, the Altiplano, or the Southern African Plateau, erode at very low rate (less than 10 m/Myr), mostly because they are characterized by very low slopes and low precipitation rates. Plateaus erode by river incision along their margins, which are characterized by very steep slopes and where orographic control on precipitation focuses rainfall. Removal of a substantial thickness of rocks from the entire surface of a plateau therefore requires the propagation of knick points over thousands of kilometers, a process that is likely to take hundreds of millions of years.

The episode of rapid exhumation over the top of the plateau may therefore indicate that the climate was much wetter in the Late Cretaceous than it is today, or that, contrary to the Tibetan plateau or the Altiplano, the surface of the Southern African Plateau was characterized by high relief. As we will show later, there is evidence that the climate of Southern Africa was slightly wetter 80–90 Myr ago, but it is difficult to estimate whether this is sufficient to justify a tenfold to a twentyfold increase in erosion rate. We will present here a new compilation on paleoprecipitation indicators to demonstrate that only the margins of the plateau have experienced enhanced precipitation rate in the mid- to Late Cretaceous. There is also strong evidence that the plateau surface was covered by a 1–2 km thick sequence of marine sediments topped by a layer of Karoo volcanic rocks (that erupted at around 180 Ma), which suggests that the plateau surface was relatively flat.

Here we explore the possibility that the motion of Africa over a fixed source of upward mantle flow explain not only its relatively high rate of uplift but also the rate at which it has been eroded. Braun *et al.* [2013] have shown that, despite the relatively low slopes that it creates, the motion of a continent over a fixed source of dynamic topography may lead to substantial, i.e., kilometer scale, and rapid surface erosion, through continental-scale drainage reorganization. We demonstrate that it is the tilt experienced by the continent as it climbs over the dynamic topography high that is responsible for the rapid pulse of erosion. Our approach is based on a careful interpretation of the existing geological record and the use of a very efficient numerical model, which can be used to quantify the effects of a large-scale, low-amplitude tilt of a continent. We will first review the data pertaining to the uplift of Southern Africa during the Upper Cretaceous, its paleoclimate, and the sedimentary record of the surrounding margins. We will then briefly present the numerical model and describe a series of numerical experiments designed to find which among a wide range of setups and uplift scenarios fit best the observations.

2. Geological Constraints on Late Cretaceous Erosion

The Southern African Plateau is a westward tilted plateau, extended over two third of the Southern African subcontinent at an average elevation of 1000 m [Nyblade and Sleep, 2003, Figure 1a]. The surrounding escarpment is highest along the Drakensberg Mountains (SE) and lowest along the Orange Delta (W). The Southern African Plateau is bounded by two margins, a divergent passive margin on the Atlantic Ocean side with two main present-day feeding rivers, the Orange and the Olifant Rivers and a transform margin on the Indian Ocean side.

2.1. Evidence for a Strong Lithological Contrast Between Karoo Sedimentary and Volcanic Rocks and the Underlying Basement

The continental crust of the Southern African Plateau (Figures 1a and 1b) comprises a large Archean nucleus, here referred to as the Southern African craton, which is an amalgamation of the Zimbabwe and Kaapvaal cratons linked across the intervening Limpopo Belt. The southern part of the craton is in parts overlain by Mesoarchean and Paleoproterozoic sedimentary and volcanic basins (Witwatersrand, Ventersdorp, Transvaal, and Waterberg). The craton is surrounded by Proterozoic terranes that include the Paleoproterozoic Magondi-Okwa-Kheis Belt, the Mesoproterozoic Namaqua-Natal Belt, and the Neoproterozoic Gariep and

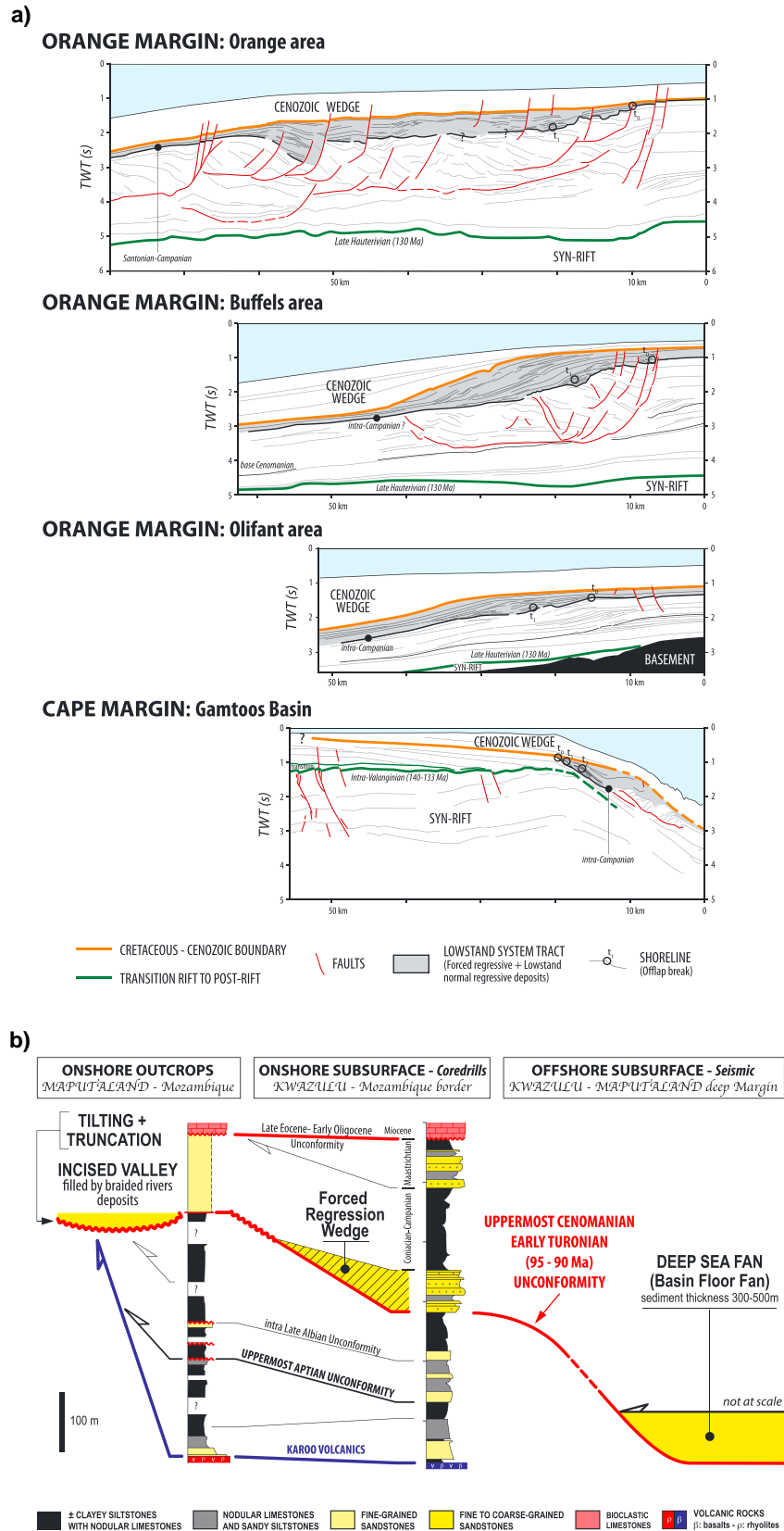


Figure 2

Saldania Belts. This basement is subsided during Paleozoic and Early Mesozoic times, with the growth of two main basins [Tankard *et al.*, 2009]: (1) the Cape Basin (Ordovician to Devonian) [Shone and Booth, 2005], mainly limited to the southern part of present-day South Africa, and (2) the Karoo Basin (Late Carboniferous to Early Jurassic), covering most of South Africa. The transition between the two basins is marked by the Late Devonian–Early Permian Gondwana glaciation, a major climatic event in Southern Africa. The Karoo Basin is contemporaneous of the growth of the Cape Fold Belt [Johnson *et al.*, 1996] and is considered as a foreland basin [Catuneanu *et al.*, 1998] or as the result of lithospheric deflection driven by mantle flow associated with the distant southern subduction [Pysklywec and Mitrovica, 1999]. It is filled with sedimentary rocks deposited in a deep subaqueous environment evolving upward to more coarse-grained continental sediments. At the time of deposition of Early Jurassic eolian sediments, the basin subsidence pattern suggests that it had ceased to grow as a foreland basin. This succession is sharply overlain by the basalts of the Karoo Traps of Early Jurassic age (184–179.5 Ma) [see Jourdan *et al.*, 2008]. A dense network of dolerites sills and dykes is coeval or a little younger than the basalts and rhyolites erupted on the southeastern side of the present-day plateau, along the future Lebombo Mountains (see Melluso *et al.* [2008] for the last review on this subject). After this major volcanic event, Southern Africa stopped subsiding, although in Zimbabwe some Upper Jurassic thin continental “red beds” are preserved [Cooper, 1988].

Lithologically, the Southern African Plateau is thus composed of the following (Figure 1b):

1. a basement of Archean to Paleozoic is mainly metamorphic and magmatic rocks (granites), overlain by competent sedimentary basins (see above);
2. a 3 to 9 km of Karoo siliciclastic sedimentary rocks, broadly ranging from siltstones at the base to sandstones at the top (armed by Karoo dolerites), i.e., going from softer to harder but much less resistant than the underlying basement; and
3. Karoo basalts, which have a maximum preserved thickness of 1.7 km in the Drakensberg area [Marsh *et al.*, 1997]. Although these mafic rocks are intrinsically stronger than the sedimentary sequence they overlay, they are known to be very prone to rapid and efficient weathering [Dessert *et al.*, 2003], and therefore of a mechanical resistance to erosion similar to the siliciclastic rocks. It is possible, however, that part of this volcanic cover was removed in the Early Cretaceous, as evidenced by the lack of basalt xenoliths in kimberlites that erupted since 90 Ma [Hanson *et al.*, 2009].

2.2. Late Cretaceous Main Uplift and East to West Migration

2.2.1. Stratigraphic Characterization of Uplift

The uplift of a plateau can be dated and measured based on the stratigraphic record of the surrounding margins. This measure is based on a sequence stratigraphic analysis of seismic lines calibrated in age and lithology by well data (here petroleum wells) or by outcrops. The basic principle is quite simple. The shoreline migration through time [Posamentier *et al.*, 1988] is a function of subsidence/uplift driven by lithospheric deformation and/or thermal contraction, isostasy, as well as mantle flow (we will call this the “tectonic” forcing), sea level variations (eustasy), and the sediment flux (siliciclastic supply and in situ production, e.g., carbonates, evaporites,...). Only tectonic forcing and sea level variations generate vertical movements of the shoreline and thus create, or remove, in submarine domains, accommodation space [Posamentier *et al.*, 1988] that can be filled by sediments. In our case, uplift of the margin will induce a downward migration of the shoreline (called a forced regression in the sequence stratigraphic nomenclature) [Posamentier *et al.*, 1992], as a eustatic sea level fall would do, with upstream river incision (formation of incised valleys) and high-sediment supply in the deep-sea plain (formation of basin floor fans). The next step is to discriminate the

Figure 2. Stratigraphic data (location on Figure 1) supporting a major uplift during Late Cretaceous age, earlier (uppermost Cenomanian, 90–95 Ma) in the east and later (“Campanian,” 85–70 Ma) in the west. (a) Line drawing of four seismic lines with the Late Cretaceous forced regression wedges and the shoreline trajectory (offlap-break migration). The amplitude of the relative sea level fall (accommodation space removal) during “Campania” is between 0,3 s (Two-Way Travel Time (TWTT)-Gamtoos and Olifant) and 0,6 s (TWTT-Orange and Buffels), which means, using *P* wave velocities of 2000 to 2500 m/s, local uplift ranges between 300–375 m and 600–750 m. Orange area, data of Compagnie Générale de Géophysique (CGG) Veritas published by de Vera *et al.* [2010] and available on the Virtual Seismic Atlas (www.seismicatlas.org)-Buffels and Olifant areas, seismic data of SOEKOR (now PetroSA) published by Brown *et al.* [1995]-Gamtoos Basin, seismic data by courtesy of PASA (South African Petroleum Agency). (b) Correlation between outcrops, wells, and seismic data along the Kwazulu-Maputaland Margin showing a major accommodation space removal (relative sea level fall) during uppermost Cenomanian–Early Turonian (90–95 Ma). Well data by courtesy of PASA.

tectonic forcing from the eustatic component in a downward migration of the shoreline. Three conditions can be considered where the shoreline migration is likely to be a direct measure of uplift:

1. Based on published eustatic charts [Haq *et al.*, 1987; Miller *et al.*, 2005], which can sometimes be contradictory, the studied time interval does not correspond to a period of sea level fall.
2. The amplitude of the downward migration of the shoreline is larger than the maximum rate of sea level fall accepted for greenhouse or icehouse periods, i.e., around 100 m of sea level fall over a 1 Ma period and around 150 m for a duration of 100 Ka, respectively.
3. For any given time interval, noticeable spatial variations in relative sea level fall are observed, which must therefore be related to tectonic forcing [Robin *et al.*, 1998] as eustasy is, by definition, a function of time only, not space.

2.2.2. Timing of the Uplift—East to West Migration

Four subbasins were studied (Figures 2a and 2b): the Kwazulu-Maputaland marginal basin, the offshore Gamtoos Basin, the southern Atlantic margin offshore Cape Town (Olifant Delta), and the Orange Delta Margin. All of them show evidence of forced regression wedges (or forced regressive units) with downward migration of the shoreline and river incision during Upper Cretaceous time, with an amplitude of accommodation space removal (relative sea level fall) higher than 150 m. The exact age of this uplift is still unknown because of biostratigraphic uncertainties, but these positive vertical movements occurred between the uppermost Santonian [de Vera *et al.*, 2010] and the Late Campanian [Brown *et al.*, 1995], i.e., between 85 and 70 Ma. This uplift, accompanied by tilting of the margin and/or increase of the siliclastic sediment supply, is probably responsible for the large slumps observed along the northern Orange Margin (Figure 2a—Orange and Buffels areas).

The Kwazulu-Maputaland margin was uplifted at the end of the Cenomanian (around 95–90 Ma). This uplift (Figure 2b) was coeval with a major tilting and erosion (truncation) of the upstream part of the margin, river incision, and the growth of a deep-sea fan (basin floor fan) fed northward and running parallel to the Agulhas and Mozambique Fracture Zones. The three other domains (Figure 2a) show well-defined forced regression wedges around Campanian times (85–70 Ma). This implies a westward migration of the uplift, with a first uplift of the eastern domain (Thekwini and Kwazulu-Maputaland margins) around 90–95 Ma and uplift in the west around 85–70 Ma.

2.2.3. Position of Africa With Respect to a Fixed Mantle Source of Dynamic Uplift

This asynchronism in the uplift signal suggests that the uplift could be related to the motion of Africa with respect to the underlying mantle. In Figure 3a, we show a reconstruction of the position of the African continent in the African superplume (fixed hot spot) frame of reference [Torsvik *et al.*, 2010; Torsvik and Cocks, 2013]. This reconstruction clearly shows that the continent moved in an eastward fashion from at least 140 Ma to present-day and was entirely positioned over it by about 70 Ma. This suggests that, if the superplume was responsible for substantial surface dynamic topography, the continent must have experienced a progressive uplift from east to west and thus a tilt. This tilt could, in turn, have generated a major drainage reorganization, which would be consistent with the asymmetry in the sedimentary flux between the western margin and its relatively starved eastern counterpart. Note that the position and distribution of upward flow within the African superplume is still open to much debate [Simmons *et al.*, 2007]. Our main argument here is that the continent has moved toward and over it in the Late Cretaceous.

2.2.4. Relation With the Ages of the Kimberlites

Figure 3b shows the distribution of age-dated kimberlites (circles) and related rocks (stars) across Southern Africa grouped according to age (based on Jelsma *et al.* [2004, 2009]), illustrating progressive age variation of kimberlite magmatism. Three periods can be defined (1) from 210 to 105 Ma with a migration from east to the central part of South Africa, (2) from 105 to 80 Ma with a widespread distribution across central South Africa and Botswana with no distinct age progression, and (3) from 80 to 48 Ma with again a westward migration from the central part of South Africa to the coastal region. This age progression with older ages in the east suggests source migration from east to west and is, potentially, in accordance with the northeastward motion of Africa over a stationary mantle, if a link exists between kimberlite eruptions and the underlying mantle structure/dynamics as suggested by Torsvik *et al.* [2010].

2.3. Siliclastic Sedimentary Flux Along the Margins of Southern Africa

Siliclastic sediment fluxes were measured using seismic lines and biostratigraphically dated wells according to the technique published by Guillocheau *et al.* [2012]. The volume of sediments, for each time interval, was measured by interpolation between cross sections and corrected for in situ carbonate production and porosity to obtain siliclastic solid volumes.

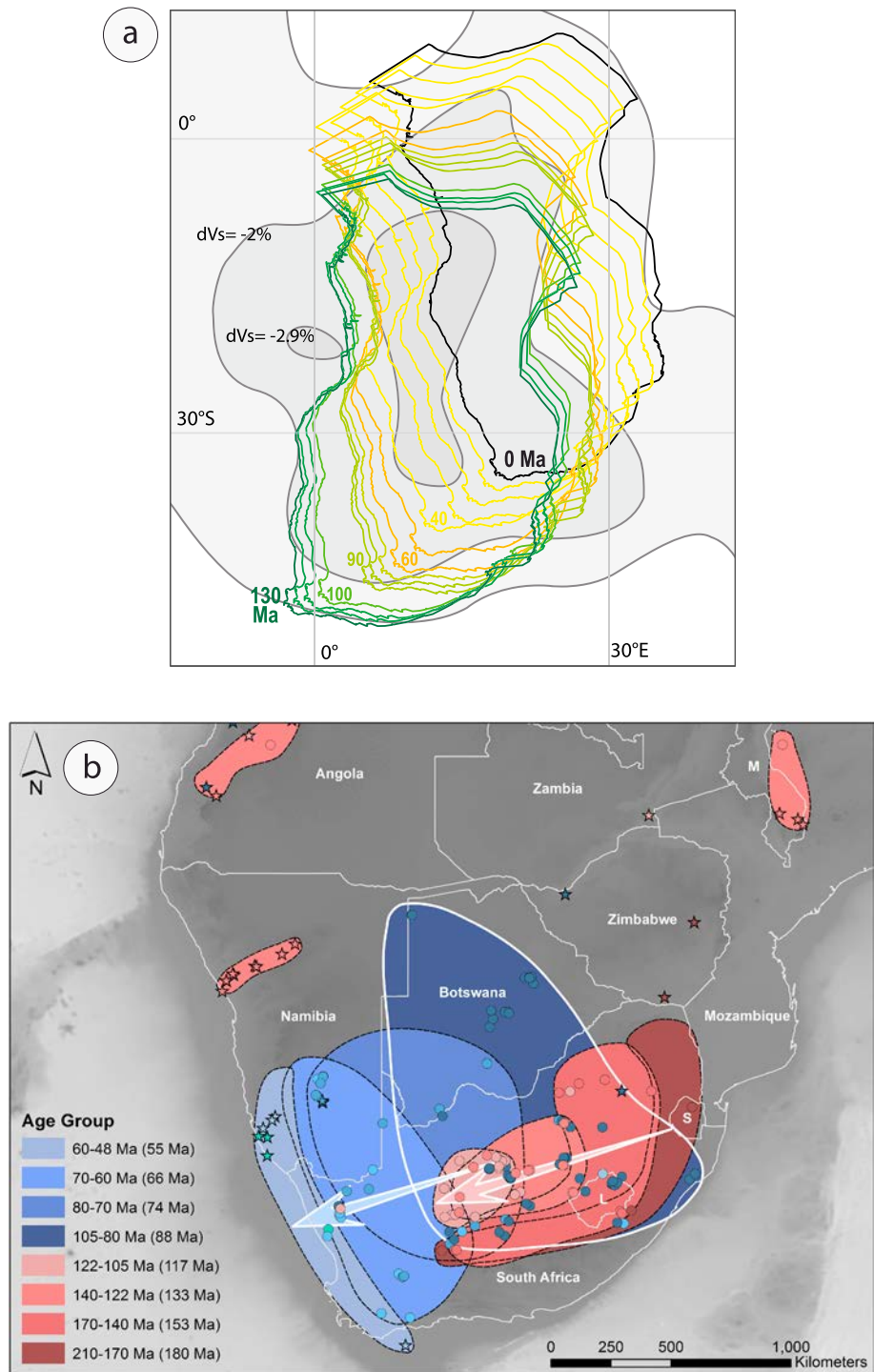
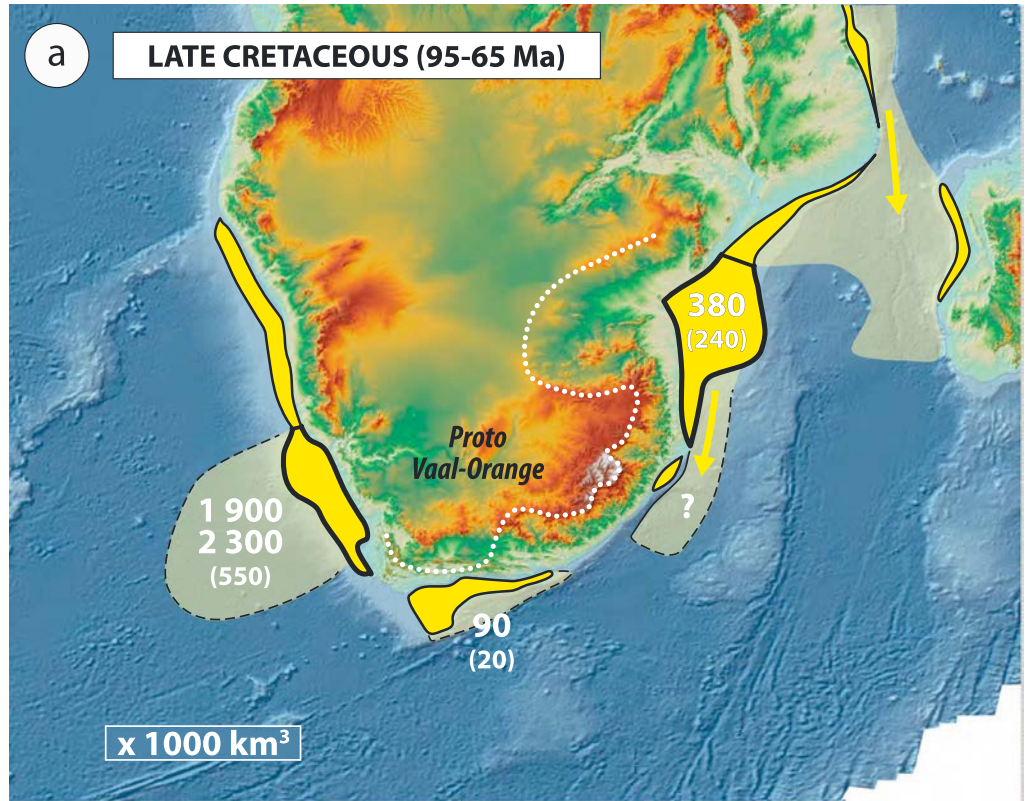


Figure 3. (a) Relationship between the migration of Africa over the past 130 Myr (color lines from Gplates software by Qin *et al.* [2012]) and a possible mantle upwelling, drawn from the present-day position of the African superplume for reference (grey shaded contours based on Torsvik *et al.* [2010] and Torsvik and Cocks [2013]). (b) Successive locations of kimberlites from 210 Ma (uppermost Triassic) to 28 Ma (Oligocene) in Southern Africa [Jelsma *et al.*, 2004], showing an east-west migration of their location through time, potentially related to the movement of the African plate over the superplume.



(b) ATLANTIC MARGIN SEDIMENT VOLUME (Walvis Ridge - Cape of Good Hope)

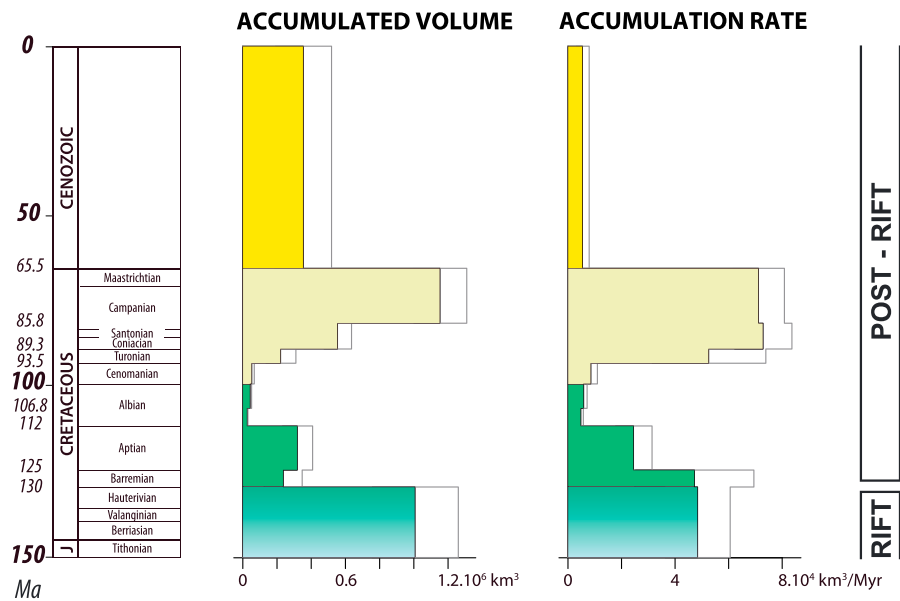


Figure 4. Sedimentary fluxes around the Southern African Plateau since Cretaceous times. (a) Location of the main sediment feeders (deltas and deep-sea fans) and amount of deposited sediments (10^3 km^3) for the Late Cretaceous and Cenozoic (numbers between parentheses). (b) Evolution of the deposited sediment volumes along the Orange Margin since Lower Cretaceous (modified from Guillocheau *et al.* [2012]).

These measurements were made at two different temporal resolutions according to the biostratigraphic data available: we used two time intervals (the Late Cretaceous and the Cenozoic) for the area surrounding the entire plateau (Figure 4a), and much smaller intervals of a few million years for the Atlantic Ocean Margins (Figure 4b). Those measurements were based on seismic lines and wells for the Atlantic [Brown *et al.*, 1995], Thekwini (Durban), Kwazulu-Maputaland and Limpopo margins, and on published data [Tinker *et al.*, 2008] for the Cape margins, where the Cretaceous-Paleogene sedimentary record is incomplete, because of the erosion by Neogene oceanic currents [Uenzelmann-Neben *et al.*, 2007].

The siliciclastic sediment flux (Figure 4b) shows a sharp rate increase at the end of the Cenomanian, around 90–95 Ma. This event occurred at the same time around the Southern Africa Plateau, from the Atlantic to the Indian margins. The integrated measurement of the siliciclastic sediment volumes (Figure 4a) indicates a major change between the Late Cretaceous and the Cenozoic. Along the Orange-Walvis Margin, the deposited volume is between 1900 and $2300 \times 10^3 \text{ km}^3$ for the Late Cretaceous and only $550 \times 10^3 \text{ km}^3$ for the Cenozoic. For the Cape Basins (truncated by the Neogene oceanic currents), the Upper Cretaceous volume is $90 \times 10^3 \text{ km}^3$ and the Cenozoic volume is $20 \times 10^3 \text{ km}^3$. On the Indian Ocean side, a major drainage reorganization occurred during Cenozoic times, with the birth of the present-day Limpopo and Zambezi Rivers around the Eocene-Oligocene boundary (based on the age of the beginning of the Limpopo and Zambezi Deltas by Salman and Abdula [1995]). On the present-day Limpopo onshore flat (including the Natal Valley) and in the offshore delta, the minimum volume of siliciclastic sediments is $380 \times 10^3 \text{ km}^3$ for the Upper Cretaceous and $240 \times 10^3 \text{ km}^3$ for the Cenozoic.

Note that the earlier pulse of sedimentation clearly evidenced along the Atlantic margin (Figure 4b) is related to the rifting phase and the formation of the margin, which either uplifted the flanks of the continent or caused a base level drop, which, in turn, drove the rapid erosion of the continent edges [van der Beek *et al.*, 2002; Brown *et al.*, 2002]. This uplift did not cause much erosion of the interior of the plateau as evidenced by low-temperature thermochronological data [Flowers and Schoene, 2010].

2.4. Paleoprecipitations During Cretaceous and Cenozoic Times

No synthetic study exists on the paleoclimate evolution of Southern Africa, except for the Cenozoic [Tyson and Partridge, 2000]. Here we compiled all available data with the purpose of characterizing any precipitation change through Cretaceous and Cenozoic times. This study is mainly based on paleoflora record [Bamford, 2000], well dated by micropaleontology (foraminifers), palynology (spores and pollens), or vertebrate paleontology (mainly mammals). The precipitation recorders were mainly the association of plants (including trees), based on fossilized woods, spores, and pollens, characteristic of arid, semiarid, humid or very humid settings or other key indicators such as the type of plant association (bush, savanna, and coastal forest). Seasonality was estimated from the growth rings of the wood or, more rarely, the shape of the leaves or the type of stomates on well-preserved cuticles [Gomez *et al.*, 2002]. We also used the occurrence of eolian deposits dated for the Neogene by ostrich eggs [Senut and Pickford, 1995]. Because of poor dating, paleosoils were not used. The data are summarized in Figure 5 for two regions characterized by different elevations. The first and most complete record corresponds to the areas near the margins (the past coastal plains) and the second one to the interior of the plateau.

The base Cretaceous (140–130 Ma) is arid to semiarid with the deposition of eolian desert sediments, prior the Parana Flood Basalts, at the end of the South Atlantic (Austral segment) rifting (Twyfelfontein sandstones) [Jerram *et al.*, 1999; Wanke *et al.*, 2000]. The transition from a semiarid to a very humid setting was probably sharp, within the Barremian. From 130 to around 90 Ma, the climate was progressively drier [Sandersen, 2006], with a paroxysm of semiaridity around the Turonian-Coniacian boundary. On the plateau, lake sediments preserved in kimberlites craters (Orapa, Botswana) [Rayner *et al.*, 1997] indicate a seasonally temperate milder humid environment. Along the coastal plain, the return toward very humid conditions was quite fast. Very humid conditions prevailed since 85 Ma (intra-Santonian). From 75 to 55 Ma (uppermost Cretaceous-Paleocene), no data are available, except on the plateau where the flora of a crater lake (Arnot Pipe, Banke) [Smith, 1986, 1988] indicates a dry open forest in warm temperate conditions for the Maastrichtian-lowermost Paleocene (70–65 Ma). The Eocene (55–40 Ma) was very humid. The upper Eocene (40–35 Ma) is a transitional period with drier conditions (semiarid in the Sperrgebiet, southern Namibia) [Bamford, 2000], announcing the major global-scale climate change of the Eocene-Oligocene boundary. Unfortunately, no data are available for the Oligocene and lowermost Miocene (34–20 Ma), beginning of the Ice House period.

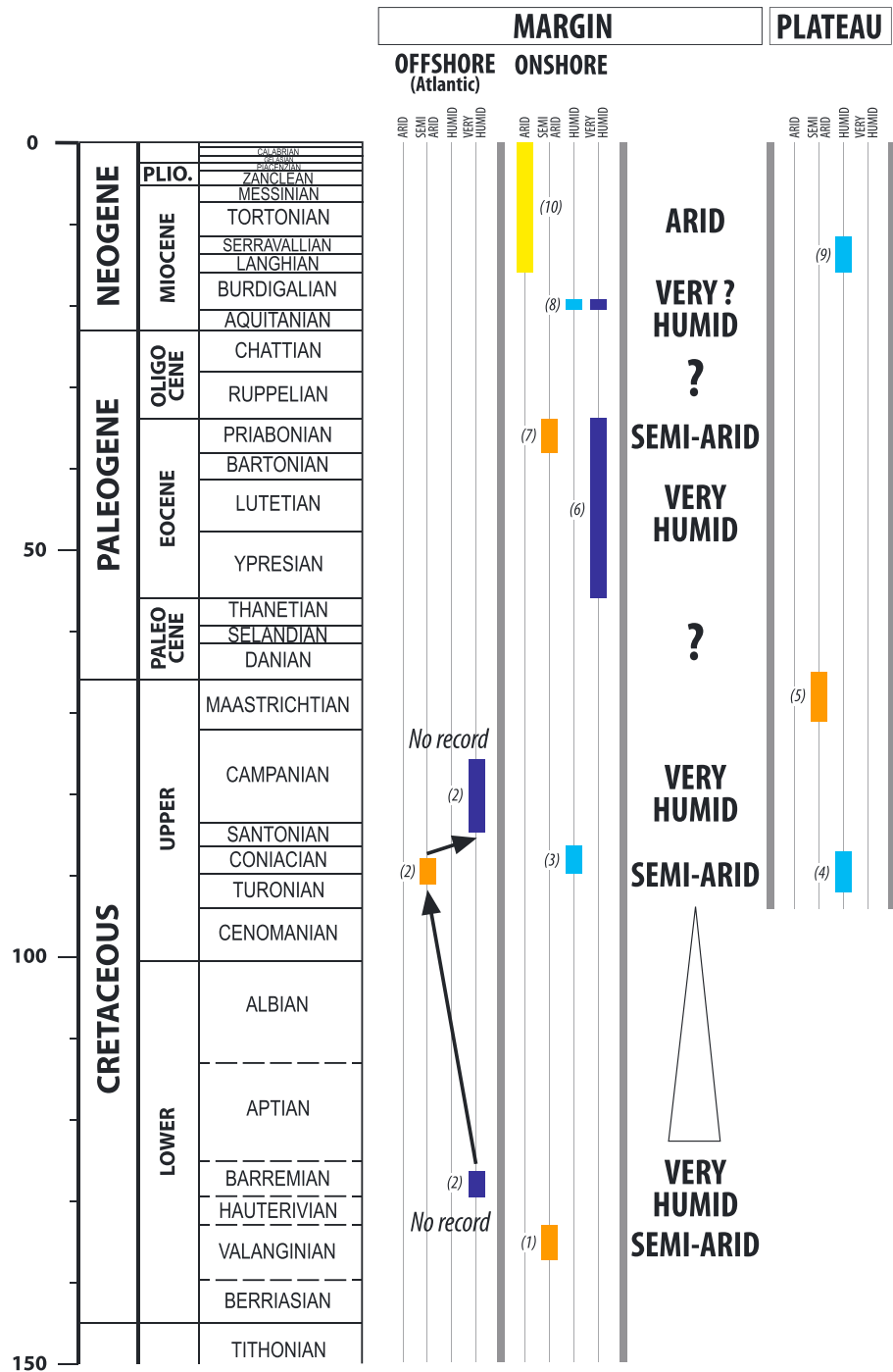


Figure 5. Precipitation change chart for the Cretaceous and Cenozoic, mainly based on paleoflora data (see text). Four categories are defined: very humid (similar to present-day Gabon-North Congo conditions), humid, semiarid, and arid (desert similar to the Namib Desert). Data: (1) Gomez *et al.* [2002], (2) Sandersen [2006], (3) Bamford and Stevenson [2002], (4) Rayner *et al.* [1997], (5) Smith [1986, 1988], (6) de Villiers [1999], (7) Bamford [2000], (8) Roberts *et al.* [2013], (9) Bamford [2000]-Bamford and de Wit [1993], and (10) Pickford and Senut [1999].

Along the coastal plain, the Burdigalian (20–16 Ma) was again (very?) humid, before a major (still acting) dry event starting around 15 Ma at time of first eolian sediments deposition in the Namib Desert [Pickford and Senut, 1999; Ségalen *et al.*, 2006]. Uppermost Miocene to present-day (8–0 Ma) Africa-scale increase of humidity (7.5–7 and 5–3.5 Ma, from Bonnefille [2010]) is moderately recorded in Southern Africa.

Table 1. Model Parameter Values

Symbol	Parameter Name (and Units)	Reference Value
K	reference erodibility ($\text{m}^{1-2m}/\text{yr}$)	1×10^{-6}
m	area exponent	0.4
n	slope exponent	1
L_x, L_y	dimension of the experiment (m)	2×10^6
$\Delta x, \Delta y$	spatial resolution of the model (m)	1×10^3
Δt	time step length (year)	1×10^5
T_e	Effective Elastic Thickness (m)	20×10^3
E	Young modulus (Pa)	1×10^{11}
ν	Poisson's ratio	0.25
ρ_s	surface (crustal) density (kg/m^3)	2800
ρ_a	asthenospheric density (kg/m^3)	3200
T	duration of uplift/tilt phase (year)	30×10^6

2.5. Summary: Topographic, Erosional, and Climatic Evolution of the Southern African Plateau During Upper Cretaceous Times

The Southern African Plateau experienced a two steps uplift during Upper Cretaceous times. The first one, around 95–90 Ma, is limited to the eastern part of the present-day plateau. This uplift generated an active erosion of the plateau in a semiarid to humid setting (with a sharp transition at 80 Ma from dryer to wet). The products of this erosion are distributed all around the plateau since 95–90 Ma, probably in response

to a proto-Vaal-Orange drainage system. The second uplift phase, at 75–70 Ma, is mainly recorded on the western side, whereas erosion stopped between 70–75 and 65–60 Ma in the west and center of the plateau, respectively, as indicated by the preservation of kimberlite craters filled with lacustrine sediments (the Stompoor Pipes [Smith, 1986] and the Arnot Pipes [Scholtz, 1985a, 1985b]).

3. Model Description

Continental surface erosion is controlled by the rate at which rivers incise into bedrock and transport the resulting sediments. Fluvial incision is commonly parameterized by the stream power law [Howard and Kerby, 1983], which states that erosion (incision) rate, dh/dt , is function of local slope, $S = dh/dx$, and drainage area, A , which is taken as a proxy for discharge, under the assumption that net precipitation is spatially uniform [Howard and Kerby, 1983; Whipple and Tucker, 1999]:

$$e = \frac{\partial h}{\partial t} = KA^m S^n = KA^m \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^n$$

In this relationship, K , m , and n , are commonly assumed to be constant in space and time and represent the dependency of erosion rate on climate, i.e., precipitation [Whipple and Tucker, 1999] and precipitation variability [Lague and Hovius, 2005], and lithology [Whipple and Tucker, 1999]. Their values are poorly constrained, except for the ratio m/n , which is known to be close to 0.4–0.5, based on the concavity of river profiles in actively uplifting areas [Whipple, 2004].

We have solved this equation using a first-order implicit finite difference scheme [Braun and Willett, 2012] over a 2000 km by 2000 km area, which we discretized at 1 km resolution. Time integration is performed using 1000 time steps of 100 kyr duration. We tested that the solution does not depend on the grid spacing or time step by increasing and decreasing both values. The initial topography is flat and at sea level. We imposed that all four boundaries remain at sea level, i.e., $h = 0$. The lithological contrast between the Precambrian basement/Karoo sedimentary rocks and the overlying volcanic rocks is included in the model by varying the coefficient K with depth. We will assume that the first 1 km of rocks (the Karoo volcanic rocks) is characterized by a value of K 10 times larger than that corresponding to the underlying lithologies.

This surface processes model is coupled to a thin elastic plate model representing the flexural isostatic response of the lithosphere to both erosional unloading and vertical stresses originating in the underlying mantle [see Braun *et al.*, 2013]. Values for the flexural parameters and surface and asthenospheric densities are given in Table 1.

As stated earlier, we will assume that erosion of the Southern African Plateau is related to a phase of uplift associated with the passage of Southern Africa over a source of upward mantle flow, generating dynamic topography [Gurnis *et al.*, 2000]. We have represented this upward mantle flow by imposing a vertical stress at the base of the thin elastic plate representing the lithosphere, which results in uplift of the surface, the creation of relief (and thus slope), and subsequent erosion by fluvial processes, as described above. We consider two scenarios (see Figure 6): one in which the vertical stress resulting from mantle flow is spatially uniform beneath the Southern African craton (we will refer to this scenario as the “no-tilt case”; Figure 6a),

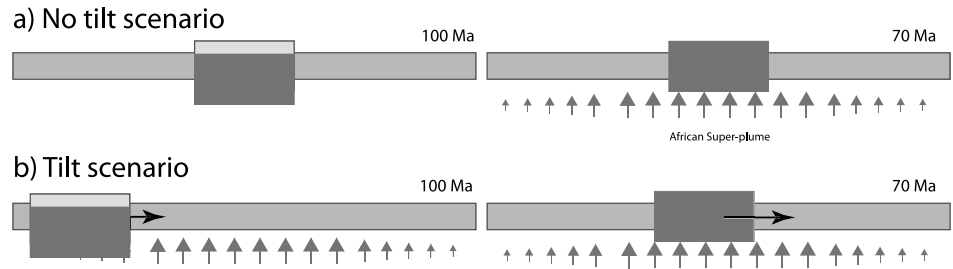


Figure 6. Schematic representation of vertical stress (arrows) applied at the base of the continental lithosphere (dark grey box) (a) in the no-tilt case and (b) in the tilt case. After 30 Myr the two scenarios are identical with a constant (and uniform) applied stress.

and the other one in which it evolves from a gentle tilt to the West to the same uniform spatial pattern, simulating the passive eastward motion of the lithospheric plate over a fixed source of mantle upwelling (we will refer to this scenario as the “tilt case”; Figure 6b). In both cases, the stress is gradually imposed over a time period, T , which we vary between 10 and 30 Myr, and its final value is scaled to give rise to the same dynamic topography (of 1 km surface amplitude) for the density layering given in Table 1. This value is based on estimates for the present-day anomalous topography of Southern Africa [Nyblade and Robinson, 1994]. Model parameters are given in Table 1.

4. Model Results

4.1. Reference Models (Tilt and No-Tilt Cases)

The basic results are summarized in Figures 7 and 8, where we show the evolution of the erosion rate integrated over the entire model (Figure 7), which we take as a proxy for the sedimentary flux leaving the continent into the marginal basins and snapshots of the topography over which we have draped the lithology of the surface rocks (Figures 8a and 8b). The model characterized by a uniform uplift (no-tilt case) shows a period of rapid erosion during the first 20 Myr of uplift, followed by a period of relatively uniform erosion of the plateau, during which it is progressively eroded along its margins (Figure 8a). The sedimentary flux during the postuplift phase (red curve in Figure 7) is of similar amplitude to the flux predicted during the first 30 Myr such that the plateau is relatively deeply incised along its margins 90 Myr after the onset of uplift.

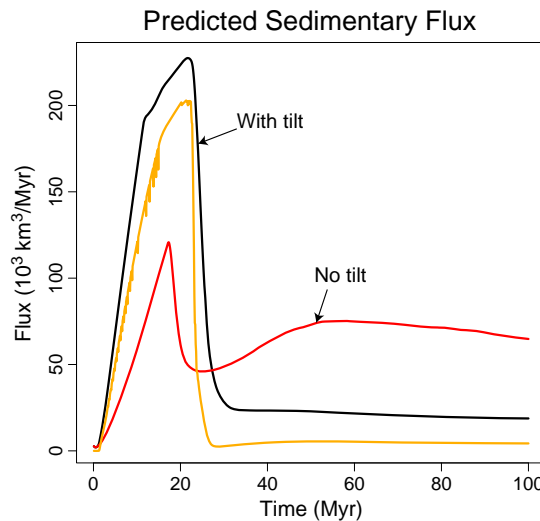


Figure 7. Predicted sedimentary flux leaving the model as a function of time as predicted by the two reference models. The orange line corresponds to the flux coming out of the left-hand side (western) boundary of the model in the tilt case.

The model characterized by a tilt of the continent (tilt case) displays a much more dramatic and rapid phase of erosion during the first 20 Myr of evolution of the model (Figure 8b), followed by a long phase of more subdued erosion (black curve in Figure 7). In both model, T is equal to 30 Myr. The reason for this enhanced erosion during the period of tilt is the continental-scale organization of the drainage system toward the western margin of the model (Figure 8b, first panel), which results in an amplification of the erosion rate by increased drainage area. In the no-tilt case, this reorganization of the drainage system does not take place and the erosion is concentrated along the margins of the plateau (Figure 8a) during both the uplift stage and the remaining part of the model run.

The total volume of rock removed from the landscape is $5.53 \times 10^6 \text{ km}^3$ in the tilt case, compared to $6.45 \times 10^6 \text{ km}^3$ for the no-tilt case. Interestingly, the final mean topography is

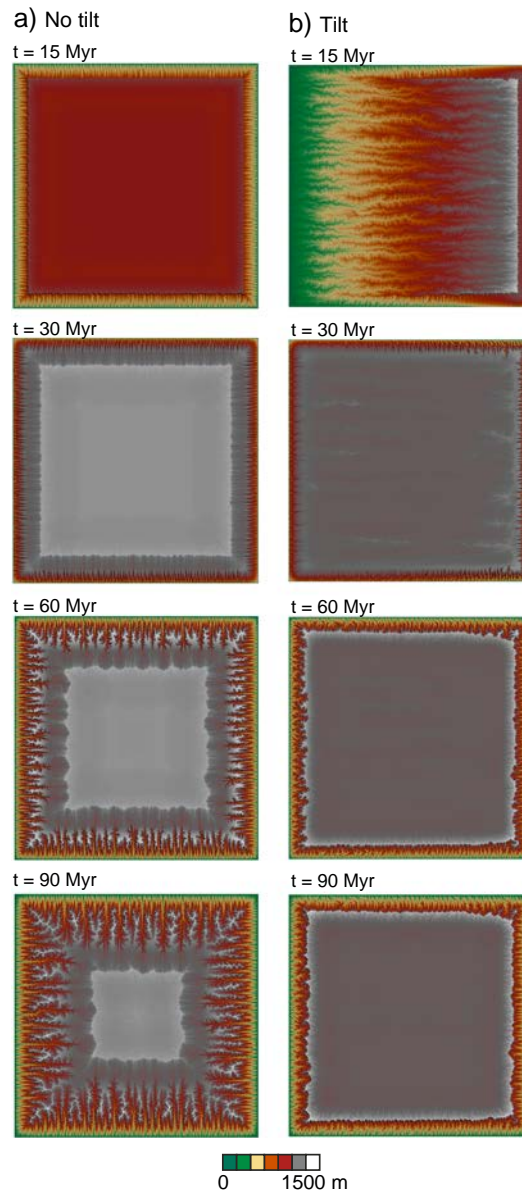


Figure 8. Evolution of computed surface topography as a function of time for the two scenarios, (a) no tilt case and (b) tilt case.

sedimentary and volcanic rocks and that their thickness can be obtained from the total volume of sediment stored in the margins. Note, however, that our model does not include the effect of chemical weathering and mass loss, which must be taken into account when estimating total erosion from sedimentary volumes.

The model predicts that most of the sediment eroded during the tilt phase exits the plateau along its (left) western boundary (orange line in Figure 7). If our scenario is correct, we can argue that most of the sediment corresponding to the Late Cretaceous erosion pulse is stored along the South African and Namibian Atlantic margin. A recent study [Rouby *et al.*, 2009] of the volume of sediments in the Orange system alone gives estimates of $0.75\text{--}1.5 \times 10^6 \text{ km}^3$ for the period 100–60 Ma. Assuming that half of the volume of sediment removed has been lost to chemical weathering [Gaillardet *et al.*, 1999; Larsen *et al.*, 2014] leads to an approximate thickness of 1.5–3 km uniformly eroded over the 10^6 km^2 present-day Orange River catchment. Similarly, if we use our estimate of $1.9 \text{ to } 2.3 \times 10^6 \text{ km}^3$ for the whole western margin of the plateau, we end up with a total denudation estimate of 1.2–1.5 km distributed over a slightly larger area ($1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$) than

similar in both runs, as it is sustained by an identical final vertical stress imposed at the base of the lithosphere. This demonstrates that erosion of dynamic topography does not necessarily lead to mean surface lowering, and that erosion can remove a rock thickness (1.38 km in the tilt case and 1.61 km in the no-tilt case) that is larger than the instantaneous amplitude of the dynamic topography (1 km in both cases) [Braun *et al.*, 2013].

4.2. Distribution and Volume of Eroded Rocks

In both the tilt and no-tilt cases, total (accumulated) erosion is maximum around the margins of the plateau but differs in its distribution on top of the plateau (Figure 9). In the no-tilt case total erosion decreases toward the plateau interior (Figure 9a), while in the tilt case it is relatively uniform (Figure 9b). The plateau final topography is also strikingly different in the two models: in the no-tilt case (Figure 9a), the highest topography is reached at the center of the plateau, while in the tilt case elevation is maximum along the sides of the plateau (Figure 9b). This uplift of the plateau sides is due to the flexural rebound associated with the strong erosion of the plateau margins. This uplift has caused the plateau edges to become a local drainage divide that slows down erosion of the plateau. The final topography of the tilt case is clearly more similar to the present-day topography of the Southern African craton.

Interestingly, the period of rapid erosion and sediment shedding into the marginal basins is not equal to the time imposed to create the dynamic topography (30 Myr in the models). It appears to be controlled by the volume of “soft” sedimentary rocks. From this observation and the total volume of sediments measured in the basins, one can argue that the Late Cretaceous sedimentary pulse corresponds to the erosion of the softer Karoo

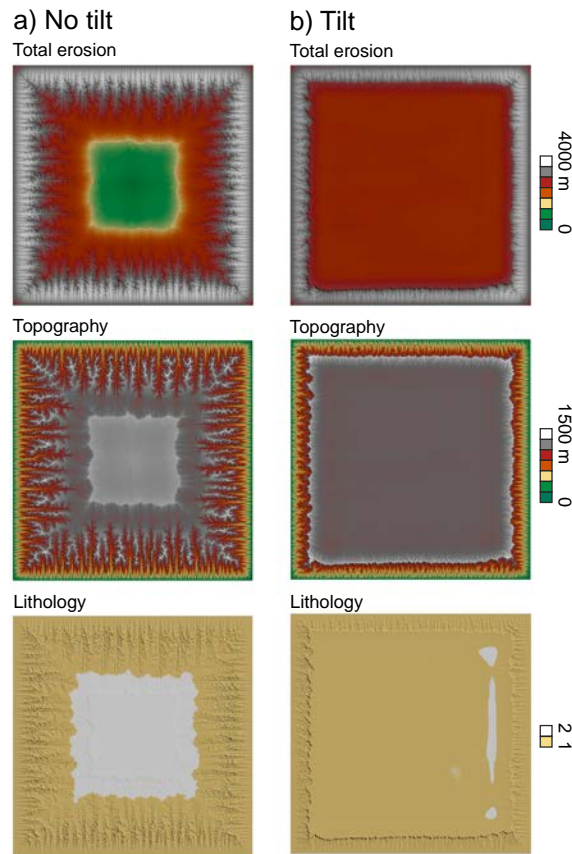


Figure 9. Computed total erosion (top panels), topography (middle panels) and surface lithologies (bottom panels) at the end of 100 Myr long model runs, for the two scenarios (a) no tilt case and (b) tilt case. The two colors in the bottom panels correspond to the two lithologies (yellow corresponds to the harder underlying lithology and white to the softer overlying lithology).

is very short (it lasts 10 Myr), but the sedimentary flux remains relatively high in the second, stable phase of evolution of the plateau.

4.4. Effect of the Lithological Contrast

Introducing r as the ratio between the value of K (the fluvial erosion parameter) for the upper soft layer and that of the underlying, more resistance rocks, we note that the size of the early sedimentary pulse increases with the value of r (Figure 10b). For high value of r ($r = 30$) corresponding to a large lithological contrast in erodibility, the initial sediment pulse is amplified in comparison to the reference situation described above and corresponding to $r = 10$. For $r = 30$, the initial pulse is in fact made of two separate events, the first corresponding to the complete removal of the soft cover, the second to the incision of the underlying harder lithology while the plateau is still inclined.

When r is decreased from its reference value of 10 to 3, the initial pulse is proportionally smaller such that the soft layer is not entirely removed during the phase of active uplift and tilting of the plateau, and its erosion continues for most of the model duration. When no lithological contrast exists ($r = 1$), there is no pulse. This clearly demonstrates that to create a rapid pulse of sedimentation and thus denudation on top of the plateau, one needs to call upon a mechanism to enhance erosion during uplift of the plateau (the tilt) and a strong lithological contrast to slow it down after uplift.

4.5. Effect of Flexure

Although the isostatic part of the model is essential to correctly predict the effect of erosion on the amplitude of the dynamic topography, as explained earlier, the effective elastic plate thickness, T_e , used

the Orange catchment alone (Figure 4); this estimate increases to 2.4–3 km taking into account the amount lost to chemical weathering. These figures should, however, be regarded as upper bound estimates that need to be reconciled with the partial preservation of 90–85 Ma old kimberlite pipes in Botswana and South Africa, suggesting that a maximum of 1 to 1.5 km of rocks was eroded since their emplacement [Hanson et al., 2009].

4.3. Effect of the Duration of the Active Uplift Phase, T

The imposed duration of the phase of active uplift plays a secondary role in the sedimentary flux response of the system (Figure 10a), as long as it is long enough to remove most of the soft material from the top of the plateau ($T = 20$ or 30 Myr). As T decreases, the rate of uplift of the plateau increases (as we assume that the final amplitude of the imposed dynamic topography is the same in all cases, 1 km), larger slopes are reached earlier during the phase of uplift, which increases the local erosion rate and thus the sedimentary flux. However, if T is too small, a nonnegligible proportion of the soft layer stays on top of the plateau at the end of the uplift phase and is eroded away in the subsequent stages of model evolution. In this situation ($T = 10$ Myr), the first phase of rapid erosion

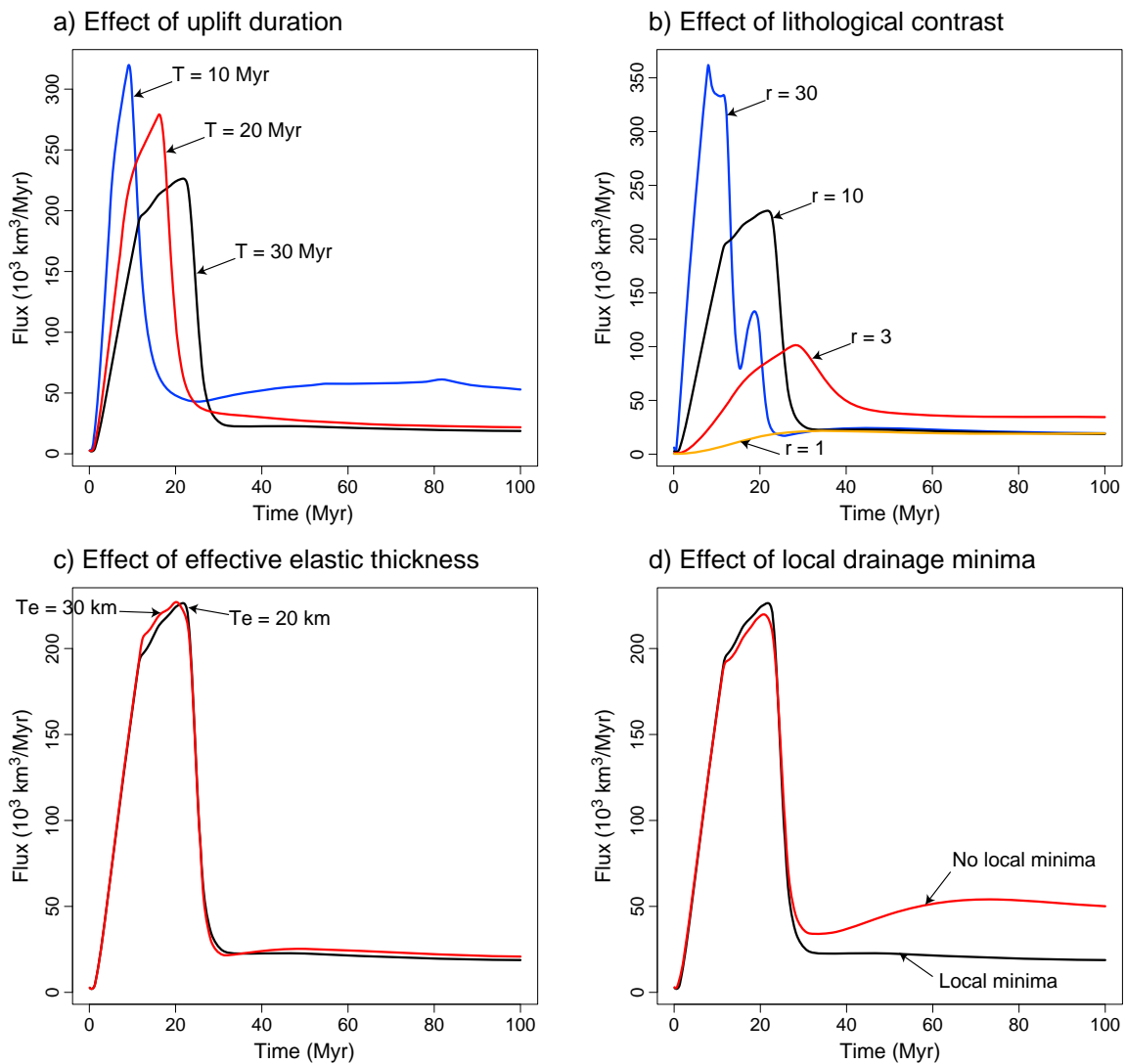


Figure 10. Sedimentary flux leaving the model as a function of time for several experiments highlighting the importance of (a) the duration of uplift (T), (b) the assumed lithological contrast (r), (c) the effective elastic plate thickness (T_e) used in the flexural isostatic calculations, and (d) the removal of local drainage minima.

to compute the flexural isostatic response does not influence the solution of the model (Figure 10c). Flexure is responsible for the relative uplift of the edges of the plateau in response to the erosion of the coastal regions. The uplifted edges of the plateau form a local drainage divide that prevents its erosion by fluvial incision because it is proportional to drainage area (equation (1)) and is thus minimal at drainage divide.

4.6. Effect of Endoreic Versus Connected Flow

The slow erosion of the plateau during the second (postuplift) stage of its evolution is amplified (Figure 10d) in models where drainage toward the interior of the plateau is allowed (formation of endoreic systems), in comparison with those in which all parts of the drainage system are forced to be connected to sea level (the boundary or “base level” of the model). In our code, this is done by computing the geometry of “lakes” that form around local topographic minima and their spill over points. In natural systems, the situation must lie in between these two extreme drainage geometries, depending on the long-term balance between precipitation and evaporation. However, the effect of endoreic drainage is relatively weak on the existence and amplitude of the sedimentation pulse during the tilt phase.

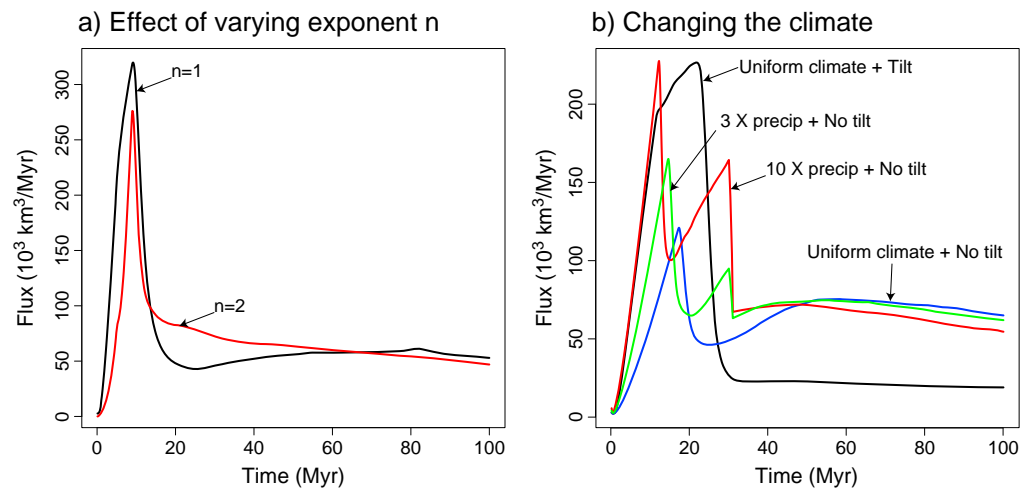


Figure 11. Sedimentary flux leaving the model as a function of time for other experiments highlighting the importance of (a) the n exponent in the erosion law and (b) enhanced precipitations.

4.7. Effect of n Exponent

Changing the value of the exponent n has relatively little effect on the flux evolution with time, as shown in Figure 11a where we reproduce the tilt experiment (with a tilt duration of 10 Myr) using a value of $n = 2$. The solution is very similar in amplitude and duration, except that the pulse in sedimentary flux is sharper for $n = 2$ in comparison to the reference situation where $n = 1$.

4.8. Effect of Climate

We investigated the effect of replacing the continental tilt by a period of enhanced precipitation corresponding to a transition from semiarid to humid conditions. We run the model under the assumption of a uniform uplift (no tilt) over the first 30 Myr of the model, but arbitrarily multiplying the precipitation by a factor 3 and, in a second experiment, by a factor 10 during the uplift period (first 30 Myr of the model run). The results (Figure 10b) show that an extreme increase in mean precipitation rate (tenfold increase) is capable of generating a major pulse in the sediment flux through the model boundaries. A more realistic threefold increase in precipitation rate produced a noticeable but much reduced pulse in sedimentation. The model therefore demonstrates that the Late Cretaceous pulse in sedimentary flux into the Southern African margins could have been created by climate change. Although large, the magnitude of the change in precipitation rate that is required could have taken place during the change from semiarid to very humid conditions at 80 Ma that is supported by our data compilation. Today's mean annual precipitation in arid regions is typically <200 mm/yr, whereas very humid conditions are characterized by a mean annual precipitation >3000 mm/yr. However, to produce the E-W asymmetry in the sedimentary flux would have required a progressive transition in climate from east to west and a greater intensification of the precipitations in the west, which is not supported by available evidence on the paleoclimate of the region.

5. Discussion

As discussed in section 1, several contradictory scenarios have been proposed for the uplift of the Southern African Plateau, differing mostly by the timing of the major pulse of uplift, and, consequently, by the nature of the mechanism invoked to explain its present-day anomalous topography. These scenarios include rifting along the margins, mantle upwelling, and lithospheric delamination or onset of extension in the East African Rift system. The sedimentary flux compilation that we presented here indicates a major phase of rapid denudation between 90 and 70 Ma that is likely to be related to a major phase of uplift of the plateau. This episode coincides with the migration of the African continent over the superplume indicating a causal relationship between uplift and flow in the underlying mantle. This is further supported by the diachronism between uplift in the east and west, and the correlation with kimberlite eruptions.

How much of the total present-day anomalous topography of the plateau can be accounted for by this phase of uplift is, however, difficult to constrain. The postrift (i.e., 130 Ma) phase of escarpment retreat, supported by fission track data [van der Beek *et al.*, 2002], is also consistent with the sedimentary flux data that we have compiled, but only along the Indian Ocean margin. Along the western margin of the plateau, denudation took place around 80–60 Ma, as supported by fission track data [Gallagher and Brown, 1999] and our sedimentary flux data, and is therefore in agreement with the mechanism we propose here for the uplift of the plateau. A recent contribution to plateau uplift is not observed in the sedimentary flux data. However, as recently pointed out by Rowley [2013], it is possible that uplift of Southern Africa is sufficiently recent that the continent's interior has not had the time to respond to the uplift and the subsequent relative drop in base level. Consequently, this recent phase of uplift would not have been recorded yet in the sedimentary record.

Recent denudation rates estimated from cosmogenic isotopes from dolerites of the Karoo Basin [Decker *et al.*, 2013] confirm that present-day erosion rates on the Southern African Plateau and its margins are very low (less than a few meters per million years), and suggest that erosion of the plateau surface is weathering limited, a situation that may have existed since the end of the Cretaceous. Apatite U-Th/He ages from samples across the southeastern margin of the plateau [Flowers and Schoene, 2010] demonstrate that most of the erosion on top of the plateau and along its escarpment took place during the Late Cretaceous, and that little or no erosion has taken place since. Such observations are in good agreement with our sedimentary flux data and call for a mechanism that can explain not only the major pulse of erosion 80–60 Ma but also the subsequent abrupt decrease in erosion rate to values that have characterized the area for most of the Cenozoic. The tilt of the continent, as it rises over the African superplume, is one such mechanism and, to our knowledge, the only one that can account for both the Late Cretaceous erosional pulse and the Cenozoic low-sedimentation rate.

Some authors [see Decker *et al.*, 2013] postulated that the cooling climate of the Cenozoic was responsible for the decrease in denudation rates. We have shown here that variations in precipitation rate could indeed explain the erosional history of the plateau over the past 100 Myr or so, but the diachronism observed in the sedimentary flux data between the eastern and western margins of the plateau cannot be easily accounted for by a climatic control on erosion rate. The observations we have collected here on the paleoclimate of Southern Africa show, in fact, that the increase in precipitation rates in the time interval 80–60 Ma is focused mostly along the margins of the plateau, suggesting that it may be an orographic effect associated with the rise of the plateau and thus a consequence, rather than the cause of the uplift and erosion of the plateau.

The mechanism we propose here for the rapid unroofing of the plateau is based on the argument that tilting of the continent caused a major drainage reorganization to the west. Present-day drainage over the plateau is strongly asymmetrical and controlled by the Orange River and its tributaries, which flows from east to west across most of the plateau area. This asymmetry of the drainage system could date back to Late Cretaceous times [Rouby *et al.*, 2009] and is certainly much older than any other African river network, such as the Nile [Macgregor, 2012] or the Niger.

Although the scenario we propose for the geomorphic evolution of the Southern African Plateau is the result of a combination of factors—the migration of the continent over a fixed source of mantle upwelling and the preexistence of a strong lithological contrast at the surface—other regions may have been subjected to a similar scenario. For example, the recent denudation of the top of the Colorado Plateau may be the result of the passage of the North American continent over a fixed source of dynamic topography [Braun *et al.*, 2013].

6. Conclusions

We have presented a new compilation of data that constrains the flux of siliclastic sediments into the marginal basins surrounding the Southern African Plateau over the past 100 Myr. The data confirm that the plateau underwent a major phase of denudation in the Late Cretaceous (80 to 60 Ma) when several kilometers of rocks were eroded away from the plateau surface. The compilation also shows that, although this phase of erosion started along the eastern margin of the present-day plateau, the largest sediment accumulation is observed along its western margin, near the mouth of the present-day Orange River. The data show that for most of the Cenozoic the marginal basins were starved and, consequently, that despite its present-day high elevation, the plateau has seen little or no erosion in the past 60 Myr.

We have proposed a mechanism that can explain the phase of rapid denudation, as well as the long period of erosional quiescence that followed. Using a surface processes model, we have demonstrated that tilting of the continent in response to its migration over a source of dynamic topography (here the African superplume) results in a continental-scale reorganization of the drainage system that strongly increases its erosional efficiency. As the continent migrates over the superplume, it becomes flat again and erosion rate rapidly decreases. This effect is further amplified by the presence of at least 1 km of soft Karoo sedimentary rocks that blanketed most of the plateau surface in the mid-Cretaceous. The hardness contrast between these sedimentary rocks and the underlying basement is, in part, responsible for the reduction in Cenozoic denudation rates.

We have shown the importance of the various model parameters on the evolution of the predicted sedimentary fluxes coming out of the plateau to demonstrate that our proposed mechanism is a robust consequence of the basic dependence of erosion rate on slope and drainage area. We also attempted to assess whether climate (precipitation) variability could be responsible for the observed erosional pulse. We compiled existing data on paleoprecipitations across the Southern African Plateau to show that the margins of the plateau have experienced an increase in precipitation from semiarid to very humid conditions some 80 Ma, as well as a return to semiarid conditions in the Cenozoic. We argue, however, that climate variability cannot be the main driver for the erosion pulse because it cannot explain the diachronism of the erosion and sedimentary flux along the eastern and western margins of the plateau.

Acknowledgments

The work presented in this manuscript was financed by a grant from the Agence Nationale de la Recherche (projet TopoAfrica) and supported by the Canadian Institute for Advanced Research. We would like to thank Olivier Dauteuil (Rennes) et Delphine Rouby (Toulouse) for helpful discussions.

References

- Bamford, M. K. (2000), Cenozoic macro-plants, in *The Cenozoic of Southern Africa*, edited by T. C. Partridge and R. R. Maud, pp. 351–356, Oxford Univ. Press, Oxford, U. K.
- Bamford, M. K., and M. C. J. de Wit (1993), Taxonomic description of fossil wood from Cainozoic Sak River terraces, near Brandvlei, Bushmanland, South Africa, *Palaeontol. Afr.*, *30*, 71–80.
- Bamford, M. K., and I. R. Stevenson (2002), A submerged Late Cretaceous podocarpaceous forest, west coast, South Africa, *S. Afr. J. Sci.*, *98*, 181–185.
- Bell, D. R., M. D. Schmitz, and P. E. Janney (2003), Mesozoic thermal evolution of the southern African mantle lithosphere, *Lithos*, *71*(2–4), 273–287, doi:10.1016/S0024-4937(03)00117-8.
- Bonnefille, R. (2010), Cenozoic vegetation, climate changes and hominid evolution in tropical Africa, *Global Planet. Change*, *72*, 390–411.
- Braun, J., and S. D. Willett (2012), A very efficient O(n), implicit and parallel method to solve the stream power equation governing fluvial incision and landscape evolution, *Geomorphology*, *180–181*, 170–179, doi:10.1016/j.geomorph.2012.10.008.
- Braun, J., X. Robert, and T. Simon-Labric (2013), Eroding dynamic topography, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 1494–1499, doi:10.1002/grl.50310.
- Brown, L. F. J., J. M. Benson, G. J. Brink, S. Doherty, A. Jollands, E. H. A. Jungslager, J. H. G. Keenan, A. Muntingh, and N. J. S. van Wyk (1995), *Sequence Stratigraphy in Offshore South African Divergent Basins: An Atlas on Exploration for Cretaceous Lowstand Traps by Soekor (Pty) Ltd, Studies in Geology*, vol. 41, 184 pp., American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla.
- Brown, R. W., D. J. Rust, M. A. Summerfield, A. J. Gleadow, and M. C. De Wit (1990), An Early Cretaceous phase of accelerated erosion on the south-western margin of Africa: Evidence from apatite fission track analysis and the offshore sedimentary record, *Int. J. Radiat. Appl. Instrum. Part D Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, *17*(3), 339–350.
- Brown, R. W., M. A. Summerfield, and A. J. Gleadow (2002), Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology, *J. Geophys. Res.*, *107*(B12), 2350, doi:10.1029/2001JB000745.
- Burke, K. (1996), The African plate, *S. Afr. J. Geol.*, *99*(4), 339–409.
- Catuneanu, O., P. J. Hancox, and B. S. Rubidge (1998), Reciprocal flexural behavior and contrasting stratigraphies: A new basin development model for the Karoo retroarc foreland system, South Africa, *Basin Res.*, *10*, 417–439.
- Cooper, M. R. (1988), A new bivalve from the late Jurassic of Zimbabwe, *S. Afr. J. Geol.*, *91*, 321–325.
- Decker, J. E., S. Niedermann, and M. J. De Wit (2013), Climatically influenced denudation rates of the southern African plateau: Clues to solving a geomorphic paradox, *Geomorphology*, *190*, 48–60, doi:10.1016/j.geomorph.2013.02.007.
- Dessert, C., B. Dupré, J. Gaillardet, L. M. François, and C. J. Allègre (2003), Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle, *Chem. Geol.*, *202*, 257–273.
- de Vera, J., P. Granado, and K. McClay (2010), Structural evolution of the Orange Basin gravity-driven systems, offshore Namibia, *Mar. Pet. Geol.*, *27*, 223–227.
- de Villiers, S. E. (1999), Palaeobotanical implications arising from palynological studies of Eocene sediments from the continental shelf, Northern Cape Province, South Africa, in *Actes du 4ème Symposium de Palynologie africaine, Sousse, Tunisie, Geo-Eco-Trop, Numéro Spécial*, edited by Geo-Eco-Trop, pp. 129–140, Brusells, Belgium.
- Flowers, R. M., and B. Schoene (2010), (U-Th)/He thermochronology constraints on unroofing of the eastern Kaapval craton and significance for uplift of the southern African plateau, *Geology*, *38*, 827–830.
- Gaillardet, J., B. Dupré, P. Louvat, and C. Allegre (1999), Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers, *Chem. Geol.*, *159*, 3–30.
- Gallagher, K., and R. Brown (1999), Denudation and uplift at passive margins: The record on the Atlantic Margin of Southern Africa [and Discussion], *Philos. Trans. Math. Phys. Eng. Sci.*, *357*(1753), 835–859.
- Gomez, B., X. Martinez-Delclos, M. Bamford, and M. Philippe (2002), Taphonomy and palaeoecology of plant remains from the oldest African Early Cretaceous amber locality, *Lethaia*, *35*, 300–308.
- Guillocheau, F., D. Rouby, C. Robin, C. Helm, N. Rolland, L. Carlier, C. de Veslud, and J. Braun (2012), Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continental margin: A new method applied to the Namibia-South Africa margin, *Basin Res.*, *24*, 3–30.

- Gurnis, M., J. Mitrovica, J. Ritsema, and H. van Heijst (2000), Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African superplume, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *1*(7), 1020, doi:10.1029/1999GC000035.
- Hanson, E. K., J. M. Moore, E. M. Bordy, J. S. Marsh, G. Howarth, and J. V. A. Robey (2009), Cretaceous erosion in central South Africa: Evidence from upper-crustal xenoliths in kimberlite diatremes, *S. Afr. J. Geol.*, *112*, 125–140.
- Haq, B. U., J. Hardenbol, and P. R. Vail (1987), Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, *235*, 1156–1167.
- Howard, A. D., and G. Kerby (1983), Channel changes in badlands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *94*(6), 739–752.
- Jelsma, H. A., M. J. de Wit, C. Thiart, P. H. G. M. Dirks, G. Viola, I. J. Basson, and E. Anckar (2004), Preferential distribution along transcontinental corridors of kimberlites and related rocks of Southern Africa, *S. Afr. J. Geol.*, *107*, 301–324.
- Jelsma, H. A., W. Barnett, S. Richards, and G. Lister (2009), Tectonic setting of kimberlites, *Lithos*, *112S*, 155–165.
- Jerram, D., N. Mountney, F. Holzförster, and H. Stollhofen (1999), Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: Understanding the onset of flood volcanism, *J. Geodyn.*, *28*, 393–418.
- Johnson, M. R., C. J. van Vuuren, W. F. Hegenberger, R. E. Key, and U. Shoko (1996), Stratigraphy of the Karoo Supergroup in southern Africa: An overview, *J. Afr. Earth Sci.*, *23*, 3–15.
- Jourdan, F., G. Féraud, H. Bertrand, M. K. Watkeys, and P. R. Renne (2008), The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the sill complex of the Karoo large igneous province: Implications for the Pliensbachian-Toarcian climate change, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *9*, Q06009, doi:10.1029/2008GC001994.
- Lague, D., and N. Hovius (2005), Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile, *J. Geophys. Res.*, *110*, F04006, doi:10.1029/2004JF000259.
- Larsen, I. J., D. R. Montgomery, and H. M. Greenberg (2014), The contribution of mountains to global denudation, *Geology*, *42*(6), 527–530, doi:10.1130/G35136.1.
- Macgregor, D. S. (2012), The development of the Nile drainage system: Intégration of onshore and offshore evidence, *Pet. Geosci.*, *18*, 417–431, doi:10.1144/petgeo2011-074.
- Marsh, J. S., P. R. Hooper, J. Rehacek, R. A. Duncan, and A. R. Duncan (1997), Stratigraphy and age of Karoo basalts of Lesotho and implications for correlations within the Karoo igneous province, in *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*, *Geophys. Monogr. Ser.*, edited by J. J. Mahoney and M. F. Coffin, pp. 247–272, AGU, Washington, D. C.
- Melluso, L., C. Cucciniello, C. M. Petrone, M. Lustrino, V. Morra, M. Tiepolo, and L. Vasconcelos (2008), Petrology of Karoo volcanic rocks in the southern Lebombo monocline, Mozambique, *J. Afr. Earth Sci.*, *52*, 139–151.
- Miller, K. G., M. A. Kominz, J. V. Browning, J. D. Wright, G. S. Mountain, M. E. Katz, P. J. Sugarman, B. S. Cramer, N. Christie-Blick, and S. F. Pekar (2005), The Phanerozoic record of global sea-level change, *Science*, *310*, 1293–1298.
- Nyblade, A. A., and S. Robinson (1994), The African superswell, *Geophys. Res. Lett.*, *21*(9), 765–768, doi:10.1029/94GL00631.
- Nyblade, A. A., and N. H. Sleep (2003), Long lasting epeirogenic uplift from mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *4*(12), 1105, doi:10.1029/2003GC000573.
- Partridge, T. C., and R. R. Maud (1987), Geomorphic evolution of Southern Africa since the Mesozoic, *S. Afr. J. Geol.*, *90*, 179–208.
- Pickford, M., and B. Senut (1999), *Geology and Palaeobiology of the Namib Desert Southwest Africa*, *Memoir*, vol. 18, 155 pp., Geological Survey of Namibia, Windhoek, Namibia.
- Posamentier, H. W., M. T. Jervey, and P. R. Vail (1988), Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework, in *Sea-Level Changes: An Integrated Approach, Special Publication*, edited by C. K. Wilgus et al., pp. 109–124, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla.
- Posamentier, H. W., G. P. Allen, D. P. James, and M. Tesson (1992), Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, examples, and exploration significance, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, *76*, 1687–1709.
- Pysklywec, R., and J. X. Mitrovica (1999), The role of subduction-induced subsidence in the evolution of the Karoo Basin, *J. Geol.*, *107*, 155–164.
- Qin, X., R. D. Müller, J. Cannon, T. C. W. Landgrebe, C. Heine, R. J. Watson, and M. Turner (2012), The GPlates geological information model and markup language, *Geosci. Instrum. Methods Data Syst. Discuss.*, *2*, 365–428, doi:10.5194/gid-2-365-2012.
- Rayner, R. J., M. K. Bamford, D. J. Brothers, A. S. Dippenaar-Schoeman, I. J. McKay, R. G. Oberprieler, and S. B. Waters (1997), Cretaceous fossils from the Orapa Diamond Mine, *Palaeontol. Afr.*, *33*, 55–65.
- Roberts, D. L., L. Sciscio, A. I. R. Herries, L. Scott, M. K. Bamford, C. Musekiwa, and H. Tsikos (2013), Miocene fluvial systems and palynofloras at the southwestern tip of Africa: Implications for regional and global fluctuations in climate and ecosystems, *Earth Sci. Rev.*, *124*, 184–201.
- Robin, C., F. Guillocheau, and J. M. Gaulier (1998), Discriminating between tectonic and eustatic controls on stratigraphic record in the Paris Basin, *Terra Nova*, *10*, 323–329.
- Rouby, D., S. Bonnet, F. Guillocheau, K. Gallagher, C. Robin, F. Biancotto, O. Dauteuil, and J. Braun (2009), Sediment supply to the Orange sedimentary system over the last 150My: An evaluation from sedimentation/denudation balance, *Mar. Pet. Geol.*, *26*(6), 782–794, doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.08.004.
- Rowley, D. B. (2013), Sea level: Earth's dominant elevation: Implications for duration and magnitudes of sea level variations, *J. Geol.*, *21*, 445–454, doi:10.1086/671392.
- Salman, G., and I. Abdula (1995), Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique, *Sediment. Geol.*, *96*, 7–41.
- Sandersen, A. (2006), *A Palynological Investigation of the Offshore Cretaceous Sequence on the South-West Coast of South Africa*, 566 pp., Faculty of Science, Univ. of Witwatersrand, Johannesburg, South Africa.
- Scholtz, A. (1985a), The palynology of the upper lacustrine sediments of the Arnot Pipe, Banke, Namaqualand, *Ann. S. Afr. Mus.*, *95*, 1–109.
- Scholtz, A. (1985b), The palynology of the upper lacustrine sediments of the Arnot Pipe, Namaqualand—A summary, *Ann. Geol. Surv. S. Afr.*, *19*, 85–87.
- Ségalen, L., M. Renard, J. A. Lee-Thorp, L. Emmanuel, L. Le Callonnec, M. de Rafélis, B. Senut, M. Pickford, and J. L. Melice (2006), Neogene climate change and emergence of C4 grasses in the Namib, southwestern Africa, as reflected in ratite 13C and 18O, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *244*, 725–734.
- Senut, B., and M. Pickford (1995), Fossil eggs and Cenozoic continental biostratigraphy of Namibia, *Palaeontol. Afr.*, *32*, 33–37.
- Shone, R. W., and P. W. K. Booth (2005), The Cape Basin, South Africa: A review, *J. Afr. Earth Sci.*, *43*, 196–210.
- Simmons, N. A., A. M. Forte, and S. P. Grabd (2007), Thermomechanical structure and dynamics of the African superplume, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L02301, doi:10.1029/2006GL028009.
- Smith, R. M. H. (1986), Sedimentation and paleoenvironments of Late Cretaceous crater-lake deposits in Bushmanland, South Africa, *Sedimentology*, *33*, 369–386.
- Smith, R. M. H. (1988), Palaeoenvironmental reconstruction of a Cretaceous crater-lake deposit in Bushmanland, South Africa, *Palaeoecol. Afr.*, *19*, 27–41.

- Tankard, A., H. Welsink, P. Aukes, R. Newton, and E. Stettler (2009), Tectonic evolution of the Cape and Karoo Basins of South Africa, *Mar. Pet. Geol.*, *26*, 1379–1412.
- Tinker, J., M. de Wit, and R. Brown (2008), Linking source and sink: Evaluating the balance between onshore erosion and offshore sediment accumulation since Gondwana break-up, South Africa, *Tectonophysics*, *455*, 94–103.
- Torsvik, T. H., and L. R. M. Cocks (2013), Gondwana from top to base in space and time, *Gondwana Res.*, *24*, 999–1030.
- Torsvik, T. H., K. Burke, B. Steinberger, S. Webb, and L. D. Ashwal (2010), Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary, *Nature*, *466*, 352–355, doi:10.1038/nature09216.
- Tyson, P. D., and T. S. Partridge (2000), Evolution of Cenozoic climates, in *The Cenozoic of Southern Africa*, edited by T. C. Partridge and R. R. Maud, pp. 371–387, Oxford Univ. Press, Oxford.
- Uenzelmann-Neben, G., P. Schlüter, and E. Weigelt (2007), Cenozoic oceanic circulation within the South African gateway: Indications from seismic stratigraphy, *S. Afr. J. Geol.*, *110*, 275–294.
- van der Beek, P., M. Summerfield, J. Braun, R.W. Brown, and A. Fleming (2002), Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin, *J. Geophys. Res.*, *107*(B12), 2351, doi:10.1029/2001JB000744.
- Wanke, A., H. Stollhofen, I. G. Stanistreet, and V. Lorenz (2000), Karoo unconformities in NW-Namibia and their tectonic implications, *Commun. Geol. Surv. Namibia*, *12*, 259–268.
- Whipple, K. X. (2004), Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *32*(1), 151–185, doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120356.
- Whipple, K. X., and G. E. Tucker (1999), Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, *104*(B8), 17,661–17,674, doi:10.1029/1999JB900120.

Planation surfaces as a record of mantle dynamics: the case example of Africa

François Guillocheau^a, Brendan Simon^a, Guillaume Baby^a, Paul Bessin^{a,b}, Cécile Robina, Olivier Dauteuil^a

^a*Géosciences-Rennes, UMR 1618 Université de Rennes 1 – CNRS, OSUR, Université de Rennes 1, 35042 Rennes cedex, France*

^b*Université du Maine, Avenue Olivier Messiaen, 72085 Le Mans cedex 9, France*

Corresponding author: François Guillocheau, francois.guillocheau@univ-rennes1.fr

ABSTRACT

There are two types of emerged relief on the Earth: high elevation areas (mountain belts and rift shoulders) in active tectonic settings and low elevation domains (anorogenic plateaus and plains) characteristic of the interior of the continents i.e. 70 % of the Earth emerged relief. Both plateaus and plains are characterized by large erosional surfaces, called planation surfaces that display undulations with middle (several tens of kilometres) to very long (several thousands of kilometres) wavelengths, i.e. characteristic of lithospheric and mantle deformations respectively.

Our objective is here (1) to present a new method of characterization of the very long and long wavelength deformations using planation surfaces with an application to Central Africa and (2) to reconstruct the growth of the very long wavelength relief since 40 Ma, as a record of past mantle dynamics below Central Africa.

(i) The African relief results from two major types of planation surfaces, etchplains (weathering surfaces by laterites) and pediplains/pediments. These planation surfaces are stepped along plateaus with different elevations. This stepping of landforms records a local base level fall due to a local tectonic uplift.

(ii) Central Africa is an extensive etchplain-type weathering surface – called the African Surface - from the uppermost Cretaceous (70 Ma) to the Middle Eocene (45 Ma) with a paroxysm around the Early Eocene Climatic Optimum. Restoration of this surface in Central Africa suggests very low-elevation planation surfaces adjusted to the Atlantic Ocean and Indian Ocean with a divide located around the present-day eastern branch of the East African Rift.

(iii) The present-day topography of Central Africa is younger than 40-30 Ma and records very long wavelength deformations (1000-2000 km) with (1) the growth of the Cameroon Dome and East African Dome since 34 Ma, (2) the Angola Mountains since 15-12 Ma increasing up to Pleistocene times and (3) the uplift of the low-elevation (300 m) Congo Basin since 10-3 Ma. Some long wavelength deformations (several 100 km) also occurred with (1) the low-elevation Central African Rise since 34 Ma and (2) the Atlantic Bulge since 20-16 Ma. These very long wavelength deformations record mantle dynamics, with a sharp increase of mantle upwelling around 34 Ma and an increase of the wavelength of the deformation and then of mantle convection around 10-3 Ma.

Keywords: Planation surfaces, Mantle dynamics, Weathering, Africa, East African Rift

The emerged relief of the Earth is composed of three main types of forms, besides large volcanoes: (1) mountain belts and associated orogenic plateaus, (2) rift shoulders and (3) anorogenic plateaus and plains. These latter types, plateaus and plains, are the specific landforms for most of the interior of the continents (Africa, Australia, eastern parts of both South and North America, Eurasia north of the Alpine mountain belts, southern and central India). They represent approximately 70% of the emerged relief on the Earth. Both plateaus and plains are characterized by large subplanar surfaces. For plains, these surfaces can be depositional (subsiding domain), by-passing (no subsidence, no uplift) or erosional (uplift). For plateaus, they are mostly erosional.

These erosional surfaces are called planation surfaces (Migon, 2004a) or palaeosurfaces (Widdowson, 1997). They correspond (Brown, 1968; Migon, 2004b) to nearly flat erosional surfaces, truncating a heterogeneous mosaic of hard rocks, with no or little discontinuous (several metres-thick) sedimentary cover. Hard rocks can be basement rocks (metamorphic and plutonic rocks), volcanic rocks as well as lithified sedimentary rocks of recent (with respect to the age of the surface) interior basins or margins. These surfaces can be subtabular or slightly inclined (reaching several degrees locally), displaying undulations with middle (several tens of kilometres) to very long (several thousands of kilometres) wavelengths. Their surface area ranges from several km² to 10⁵ km². The underlying hard rocks can be fresh or weathered. There are at least six types of planation surfaces (Migon, 2004a): peneplains (fluvial erosion by slope downwearing, Davis, 1899 and Migon, 2004b and Ebert, 2009 for discussions), pediplains and pediments (backwearing of escarpments, King, 1953 and Dohrenwendt and Parsons, 2009 for a review), etchplains (weathering surfaces, Wayland, 1933; Büdel, 1957; Thomas 1989ab), wave-cut platforms (marine terraces, Ramsay, 1846; Fairbridge, 1952), cryoplanation surfaces (Thorn, 2004) and glacial surfaces.

Planation surfaces were at the root of the original debates in geomorphology (Orme, 2013) as the end-member of the erosion cycle (or geographical cycle) defined by W.M. Davis (1899). Research on these landforms was very active until the 1970s. Unfortunately simplistic assumptions (e.g. King, 1962) regarding their geometry (“all the surfaces are flat”), their dating (“the age of a surface is a function of its elevation”), their elevation at the time of formation (“all the surfaces formed at sea level”) combined with the progress made on understanding lithosphere deformation with the birth of plate tectonics and the evolution of geomorphology toward a more physical science, have resulted in the studies on planation surfaces and the associated low elevation relief being relegated to the background.

Planation surfaces, today preserved as plateaus, are assumed to have resulted from tectonic uplifts (e.g. Lidmar-Bergström et al., 2013; Japsen et al., 2016), for which even the kinematics and causes of these uplifts have been (are) debated (Gilchrist and Summerfield, 1990; Braun et al., 2014; Colli et al., 2014). They are related to subtle low amplitude low inclination tiltings, called epeirogenic movements since Gilbert (1890). At the scale of low-elevation continental interiors, these surfaces record undulations (Lidmar-Bergström, 1996; Peulvast and Sales, 2004; Chardon et al., 2006) with long

(several 100 km) to very long (several 1000 km) wavelengths with an amplitude of several tens to several hundreds of kilometres, respectively. These wavelengths correspond to lithospheric deformations via buckling or boudinage (long wavelength – several 100 km, Cloetingh and Burov, 2011; Burov, 2011) or mantle dynamics (very long wavelength – several 1000 km, e.g. Braun, 2010; Burov and Gerya, 2014; Colli et al., 2016). Such very long wavelength deformations have already been characterized at the scale of a continent, Australia, using the stratigraphic record (e.g. Heine et al., 2010) and were related to dynamic topography effects.

Our first objective is here to show that these planation surfaces are major geomorphological markers of the earth surface deformation in response to lithosphere and/or mantle dynamics according to the wavelength of the deformation (see above). This new method will be applied to the case example of Central Africa. The second objective is to focus on the growth of very long wavelength (several 1000 km) landforms (larges plateaus), record of mantle-induced surface deformation, to reconstruct past mantle dynamic below Central Africa since 40 Ma. This study is based on a review of the different types of planation surfaces encountered in Africa.

The African topography (Fig. 1) has a dual characteristic: (1) it displays a unique bimodal distribution (Harrison et al., 1993) and (2) it shows a specific “basin and swell” pattern (Holmes, 1944) with a wavelength between swells of 1000 to 2000 km. The elevation distribution of Africa has two modes (Fig. 1b): a first one around 300-400 m corresponding to the mean elevation of the Sahara (northern Africa) and the Congo Basin, and a second one around 900-1100 m due to the Southern African (or Kalahari) Plateau, the East African and Ethiopian domes and the Hoggar, Aïr, Tibesti and Darfur highs in the Sahara. The cause of the “basin and swell” pattern in the African topography has been discussed by several authors and related to mantle dynamics (e.g. Burke and Wilson, 1972; McKenzie and Weiss, 1975; England and Houseman, 1984). Burke (Burke, 1996; Burke et al., 2003) claimed that it was an Oligocene topography due to the Ethiopian Plume. These same authors (Burke, 1996; Burke and Gunnell, 2008) emphasized the relationships between mantle deformations, swell formations and a weathering surface called the African Surface. The analysis of this surface is the main goal of our study, which focuses on Central Africa.

1. Planation surfaces of Africa: etchplains and pediplains.

There are two main types of planation surfaces in Africa: etchplains and pediplains/pediments.

1.1. Etchplains (Fig. 2)

Characteristics. Etchplains are weathering surfaces due to the growth of lateritic profiles requiring hot and very humid conditions in a tropical climatic setting (Wayland, 1933; Büdel, 1982; Thomas, 1994).

There are two types of these etchplains (Fig. 2), mantled and stripped (Migon, 2004c).

Mantled etchplains preserve a complete lateritic profile, with duricrusts on top and saprolites underneath (kaolinites and insoluble elements such as quartz, Tardy, 1997) with a thickness up to 100 m to the weathering front (also called etch-surface). The duricrust can be made up of iron (iron duricrusts) or bauxites. In plan view (Fig. 2a), mantled etchplains display a characteristic pattern of low duricrust hummocks (around one kilometre wide with an amplitude of 10-20 m), called Bowal (plural Bowé, de Chetelat, 1938; Buckle, 1978 – a vernacular word from NW Africa borrowed by the soil geologists).

Stripped etchplains are mantled etchplains that are eroded by alluvial processes. The erosion of the weathering profile (Migon, 2004c) can be partial (some of the saprolite remains) - defining a partly stripped etchplain - or mostly full (complete removal of the laterite) up to the weathering front. Due to the irregular geometry of the weathering front of the laterites, the stripping of the saprolite leaves a residual relief corresponding to the areas with thin weathering profiles (Fig. 2b). They are called inselbergs (or tors and bonhardts according to their either small or large size – e.g. Ollier, 1960; Twidale and Bourne, 1978).

In Africa, these surfaces are mainly preserved on the top of high plateaus (mantled etchplains) or as inselberg fields. In these two cases (Mabbutt, 1966; Twidale and Bourne, 2013a), they are remnants of larger etchplains, today dissected by younger landforms (pediplains/pediments and/or incised valleys). They can also shape lower elevation planation surfaces, and even some plains.

They are widespread in Africa, from Morocco in northern Africa (inselbergs fields in the eastern Anti-Atlas, Riser, 1975) to South Africa (laterites on the top of the Southern African Plateau - Maud, 1965 - or close to sea level in the Western Cape Province - Marker et al., 2002). Today, they extend far beyond the tropical belt, in semi-arid to arid domains (e.g. Hoggar in the Sahara – Bordet, 1951 - or southward of the Namib Desert in the Sperrgebiet area of Namibia – Pickford, 2015). The best examples of preserved etchplains are in Guinea (Guinea Rise) and southern Mali (Mandingues Plateau - Chardon et al., 2006). They are also major features of the relief in Cameroon, Central African Republic, the northern Congo Basin and Uganda.

Discussion. The mode of formation of these surfaces is still poorly understood and debated (Bremer, 1993; Thomas, 1994, Migon, 2004c). Many studies have been performed on the vertical growth of lateritic profiles (see Tardy, 1997). Few studies (e.g. Strudley, 2006) have tried to couple erosion weathering processes with the geomorphology and base level fluctuations in order to understand their lateral evolution (Braun et al., 2016).

Most of these African etchplains, even those that were shaped some tens of millions years ago (Beauvais et al., 2008), are still active with rates that are lower than at their period of formation. Cosmogenic studies in Cameroon (Braucher et al., 2000) indicate a vertical rate of erosion of 2 m/Ma for mantled etchplains under the present-day hot very humid conditions. For stripped etchplains and under arid to semi-arid conditions, the present-day erosion rate of the inselbergs is between 1 and 2 m/Ma (cosmogenic isotopes on the inselbergs of Namibia, Matmon et al., 2013).

1.2. Pediments/Pediains: the pediment system concept (Fig. 3)

Characteristics. Pediments are nearly flat erosional surfaces, which are bounded upslope by scarps connecting with upstanding landforms (Tator, 1952, 1953; Whitaker, 1979; White, 2004; Dohrenwendt and Parsons, 2009). The size of this landform is highly variable (Fig. 3a); the flat erosional surface can extend from 1-10 km (called pediments) up to hundreds of kilometres long (called pediains).

The **nearly flat surfaces** (Fig. 3) have a rectilinear to slightly concave profile with slope angles for the African examples varying from 1° (1.75% - small pediments) to up to 10⁻³% (large pediains). This surface is free of sediments, except for discontinuous thin layers (approximately several metres thick) of alluvial or aeolian deposits. The underlying hard rocks can be fresh or weathered. In latter case, this may be a stripped lateritic weathering profile (with remnants of kaolinitized rocks in the saprolite, e.g. a stripped etchplain) or more or less rocks covered by an iron duricrust coating alluvial deposits.

The **upstream scarps** (Fig. 3) have a mean steepness varying from 1° to 30°, sometimes ending upslope with a subvertical cliff. In some cases, the transition with the upstanding landform may be more progressive, with a pediment merging to the above landform. In 3D view, scarps can be continuous smooth slopes or incised by valleys. In this case, the rivers incising the valleys have adjusted to the flat surface of the pediments which constitutes a local base level for these rivers.

In plan view (Fig. 3b) and with respect to the regional slope, the geometry of the pediment may be (1) bounded by a nearly straight to slightly sinuous escarpment at a right angle from the slope with no or few upslope incised valleys, (2) bounded by a highly dissected scarp with numerous upscarp long (several tens of kilometres to 100 km) incised rivers or (3) organized into large flat valleys (width: 50-200 km, length: 100-500km) elongated in the slope, called pedivalleys.

We defined (Guillocheau et al., 2015) the concept of a pediment system (Fig. 3c) which summarizes the relationships between pediains, pediments and incised valleys. A downslope pediain passes upstream to pediments displaying more or less pronounced re-entrants in the upslope landform (up to pedivalleys) and then upscarp to incised valleys. Some remnants of the upstanding landforms are preserved as inselbergs in the pediments or pediain. The pediain is the local base level of both the pediments and incised valleys.

Discussion. Two modes of pediment formation (see White, 2004 and Dohrenwendt and Parsons, 2009 for discussions) have been proposed (1) by mechanical erosion and (2) by combined chemical and mechanical erosional processes. The idea behind this is that they are two types of pediments: the first one is shaped under semi-arid conditions (mechanical erosion) and the second one under hot very humid conditions (mixed). The nature of the processes responsible for mechanical erosion is discussed as well: large pediment-scale sheet floods or highly avulsionary anastomosed rivers (multiple lateral shifts of anabranching rivers).

In Africa, most of the pediments show evidence of chemical weathering processes as suggested by the occurrence of remains of either weathered rocks on the nearly flat surface or inselbergs. This supports a mixed origin through chemical-assisted mechanical erosion for these pediments in agreement with the models proposed by Twidale and Bourne (2013b) following the pioneering works of Büdel (1957) and Thomas (1989ab).

As etchplains discussed before, pediments and pediplains are still today active landforms. However, the rate of the present-day scarp retreat is quite low, between 1 and 10 m/Ma (cosmogenic studies in South Africa and Namibia, e.g. Cockburn et al., 2000; Decker et al., 2013).

Some pediments have preserved thin layers of alluvial sediments and/or show evidence of detritic alluvial networks which have already been extensively studied in semi-arid environments (e.g. Tooth et al., 2007). The main question is the age relationships between the alluvial sediments and the pediments: are they contemporaneous or younger alluvial systems superimposed onto fossil pediments?

1.3. Burial and exhumed planation surfaces

Some planation surfaces can be old planation surfaces that were buried due to lithosphere subsidence and then covered by sediments. The depth of burial can range from few hundreds to few thousands of metres. A good illustration in Africa is provided by the uppermost Devonian to Early Permian Gondwana glaciation covering most of Central and South Africa (Dwyka glacial deposits of the base Karoo basins, Catuneanu et al., 2005). This is a buried surface (at least covered by the Karoo sediments of Late Carboniferous to Early Jurassic age) that was later exhumed by different tectonic uplifts during Mesozoic and Cenozoic times. The best examples are preserved in the southern Angolan Plateau and Mountains, where the present-day planation surface is mostly inherited from this glacial period (e.g. de Wit, 2007).

2. Stepped pediment-type planation surfaces: a record of uplift

2.1. Principles (Fig. 5, 6)

African plateaus are characterized by several stepped planation surfaces, which have the same pattern everywhere in Africa (Fig. 5a). From the top to the base of the

plateau, one or two etchplains pass downward to several stepped pediments and pediplains.

The stepping of pediment-type planation surfaces can be interpreted into two different ways (Fig. 5b): (1) a synchronous retreat of the scarps in all the stepped pediments after an initial uplift of the plateau, (2) a successive growth of the pediments in response to an uplift, where the lowest pediment is the youngest. For the latter case, the uplift can be steady with several variations of the climate regime (precipitation) that control changes in the erosion pattern and then in the growth of the pediments (case of the Fig. 5b – Beauvais et al., 2013) or transient with a discontinuous uplift.

In the case of African plateaus, four arguments support the second scenario, i.e. landform stepping is controlled by a tectonic uplift (Fig. 6).

- Each **pediment/pediplain surface** is a **local base level**. As mentioned previously, pediments are organized as pediment systems in which incised upstream valleys are adjusted to the nearly flat surface of the pediments and pediplains, which constitutes the local base level of these incised rivers.

When two pediment systems are stepped (Fig. 6a), the upstream part of the incised valley network for the lowest pediment system does not reach the downstream part of the incised valleys in the highest pediment system. Modern rivers passing from the highest to lowest incised valley networks by-pass over the nearly flat surface of the highest pediments. The absence of connectivity between the two incised valley networks (the highest and the lowest) indicate (1) that the highest network of valleys was first incised by rivers in base level connection with the highest pediments and (2) that the second network is younger and shaped at time of the growth of the lowest pediment system. It implies that the lowest and highest incised valleys are not contemporaneous: the highest one is older and a kind of “fossil” landscape, even though both chemical and mechanical erosion are later active but at lower rates. This confirms that both pediments, the highest and the lowest, are local base levels for the incised upstream river network. Consequently, the stepping between the highest and lowest pediment systems records a base level fall.

- The **degradation of planation surfaces** via river incision **decreases** from the top to the base of the plateaus (Fig. 6a). Planation surfaces can be characterized by the rate of preservation/degradation through alluvial processes on the surface, ranging from a fully preserved surface (no degradation) to highly dissected surfaces where the surface is only preserved as flat-topped stubs (high degradation). For all the stepped landforms, the highest planation surfaces show the highest rate of degradation and the lowest ones are almost fully preserved. This indicates a longer degradation by the rivers of the highest planation surfaces and a shorter one for the lowest pediments, suggesting that the highest ones due to their longer exposure to alluvial erosion, are older than the lowest ones.
- Even though few **datings** are available, the age of the planation surfaces are older on top and younger at the base of the plateaus. In western Africa (Burkina Faso, Mali), the dated old weathering profiles are located on the highest surfaces (Bauxitic

surface=African Surface, Beauvais et al., 2008) and the youngest on the lowest surface (Higher Glacis, Vasconcelos et al., 1994).

- In some cases, the flat surfaces of successive pediments are **tilted**. All the recent pediplains of Africa have the same angle on their downslope part, ranging from 10^{-2} to $10^{-3}\%$. In some cases and for the same location along the pediment/pediplain profile with respect to the scarp, the highest planation surfaces have steeper slopes than the lowest surfaces. This suggests an uplift via doming of the plateau.

All these facts suggest that stepped pediments record base level falls, where the highest pediments are the oldest and the lowest ones the youngest. Base level variations record either tectonic vertical movements or sea or lake level variations if the pediments are connected to the sea or to lakes. Schumm (1993) studied the effect of sea level fluctuations on very low slope river systems and showed the buffer effect of this very low slope with respect to the base level fluctuations and the absence of any stratigraphic record. The implication here for pediplains and etchplains with very low slopes is that they are not able to record far field base level fluctuations such as sea or lake levels variations. They can only record local base level changes, i.e. lithosphere/mantle deformation.

The vertical displacement between two successive flat surfaces of pediments provides a proxy for the measurement of the surface uplift.

2.2. Application to the Congolese side of the East African Plateau (Fig. 7)

In eastern Congo (RDC – North Kivu Province), the transition between the Congo Basin and East African Dome (see Fig. 1 for general location) shows good evidence of stepped planation surfaces. Four generations of major regional stepped planation surfaces (Fig. 7) were defined (Guillocheau et al., 2015), from highest to lowest: (1) the highly degraded etchplain u1, (2) the degraded etchplain/pediplain u2, (3) the duricrusted pediplain l and (4) the well-preserved pediment x (with two inset ones x1 and x2). Pediment x is connected to the local base level of the Congo Basin. This area (Fig. 7a) displays two different types of pediment geometry, a pediment with sinuous scarps with few incised rivers to the north and pediment valleys connecting upscarps to long incised valleys.

The evidence for uplift is as follows: (1) incised valleys adjusted to the flat surface of pediplain l (degrading u2) but disconnected from the incised valleys adjusted to pediment x (arrows on Fig. 7a), indicating a downward migration of the base level from u2 to x; (2) increasing degradation by rivers from pediment x to etchplain/pediplain u2 (circle on Fig. 7b), indicating an older age for u2 and a younger one for x and (3) tilting (Fig. 7b) of the flat surface of pediplain u2 with respect to pediment x ($0.25-0.5\%$ vs. $6.10^{-2}\%$).

The successive nearly flat pediments/pediplains – irrespective of the amount of the tilting - merge westward to a single line that more or less corresponds to the

present-day Congo River (eastern limit of the Congo Basin). This suggests the growth of a dome from the same perennial base level, the Congo Basin.

3. The African Surface – a long-lasting etchplain (70-40 Ma) at Africa-scale – nature, age, mapping

3.1. Characteristics

As already mentioned, most of the highest plateaus in Africa correspond to remnants of mantled (sometimes with bauxites) or stripped (inselberg fields) etchplains. Nevertheless, remnants of etchplains are also preserved at lower elevation on low altitude plateaus. In 3D view and at the scale of hundreds of kilometres, these low and high elevation residual etchplains are in continuity and delineate large undulating planation surfaces dissected by younger pediments or pediplains and incised valleys.

The occurrence of such highly elevated duricrusted planation surfaces has already been observed by soil geologists and geomorphologists (for German-speaking authors: Jessen, 1936; for French-speaking authors: e.g. Cahen, 1954; Michel, 1973; Grandin, 1976; Millot, 1981; for English-speaking authors: e.g. King, 1949; Pugh, 1954, Ollier, 1960, McFarlane, 1976). Parts of this etchplain were called the African Surface by King (1962) on elevation criteria. This name became very popular and was extensively used in the absence of a clear definition (nature, age...) of this surface. Later on, Burke and Gunnell (2008) recognized this deformed surface over all of Africa using more geologically significant criteria than King.

Two questions now have to be addressed, (1) the reality of an Africa-scale etchplain and its existence as the same physical surface that was shaped during the same time-interval and (2) the age of its formation.

3.2. Mapping of the oldest etchplains in Central Africa

The oldest etchplains in Central Africa were mapped in two steps. (1) For each main morphological unit of Africa (e.g. Cameroon Highlands or Angolan Plateau), a chronological study of the stepped planation surfaces was performed to ensure that, from one unit to another one, the top etchplains are really at the same relative chronological position. (2) A map was made of these undulating etchplains based on their physical continuity at the scale of each morphological unit and in between these units. These studies were based on the analysis of Digital Elevation Models (SRTM – see Bessin et al., 2015 for a presentation of this mapping technique) which were verified by field studies and/or numerous published local observations on landforms and weatherings.

At the scale of the studied area (Central Africa), the studied etchplains are in the same relative chronological location from the Cameroon Highlands to the East African

Dome and Angola Plateaus (Guillocheau et al., 2015; Simon, 2015). Nevertheless this etchplain is not a single surface; in fact, two or three inset etchplains are stacked on top of the plateaus, sometimes located below an older highly degraded unweathered relief (mainly made up of quartzites).

3.3. Age of the oldest etchplain (Fig. 8): redefinition of the African Surface

The age of this oldest etchplain (and its associated weathering profiles) was determined based on (1) the dating of the laterite profiles, (2) the interfingering or reworking of the laterites in the sedimentary record of the surrounding sedimentary basins and (3) the geometrical relationships with dated magmatic rocks. Because the weathering of an etchplain requires hot very humid conditions, ages were tested using paleoclimate reconstructions (primarily paleoprecipitation).

- **Dating of the laterites:** Two types of dating are available in Africa (Fig. 8) based on ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of different minerals formed at the time of the weathering (cryptomelane, jarosite, etc.) and on palaeomagnetism based on the magnetic signal preserved by iron-rich minerals syngenetic to the weathering.
- **Interfingering and reworking in sediments:** Lateritic profiles can be preserved in the sedimentary record during a major relative base level (sea or lake) fall and of the consecutive emersion. This is quite unusual (Iullemeden Basin - Niger; southern margin of Namibia). The common occurrence is the precipitation of iron coming from the continent into marine or lacustrine environments as iron ooids (Van Houten, 1992) or the transformation in wetlands of kaolinite coming from saprolite into smectites (attapulgitite, Chamley, 1989). This second technique implies a low transportation of clays to ensure that smectites are not later reworked in younger sediments.
- **Geometrical relationships with the magmatism:** In places with continuous magmatic activity (e.g. Cameroon Volcanic Line, Virunga-Kivu Province, Hoggar, Aïr, etc. Fig. 1), planation surfaces can cut across dated plutons or lavas and be later covered by younger lavas, providing a time-range for the formation of the etchplains or pediments.
- **Paleoprecipitation reconstructions:** This approach is mainly based on palaeobotanical compilations (Fig. 8) with the assumption that Cenozoic floras have similar climatic settings as the modern equivalents. Two types of data are used: pollens and spores, and preserved pieces of plants (woods and leaves). Two points limit these reconstructions. (1) Some Early Cenozoic plants (66-34 Ma – Paleocene-Eocene) have no present-day equivalents and then cannot be used for reconstructions. (2) The definition of fossil pollen and spores is based on a double taxonomic nomenclature, one is established on an equivalence between the spores/pollen and the plants and the other one is specific to the palynology - only data using the first nomenclature can be used. The paleoprecipitation characterization is quite approximate and ranges from very humid, humid, semi-arid to arid settings.

The age of this oldest etchplain (Fig. 8) ranges from at least 70 to 40 Ma (Maastrichtian to lowermost Late Eocene). This confirms a long-lasting polygenic surface as expected by the occurrence of two or three inset etchplains (3.2). Most of the ages come from the area between North and Central Africa. Few ages are available in southern Africa (only southern Namibia).

The compilation of the weathering ages suggests four main periods of weathering on the scale of Africa since 145 Ma (base Cretaceous): Albian-Cenomanian (113-94 Ma), Coniacian-Santonian (89-84 Ma), Maastrichtian to Bartonian? (72-40 Ma) and Burdigalian to Serravallian (20-12 Ma). The Maastrichtian-Bartonian? period can probably be subdivided into two subperiods of higher weathering rates during Maastrichtian (72-66 Ma) and Thanetian-Bartonian? (60-40 Ma) times. The age of the African Surface is in agreement with the Thanetian-Bartonian? weathering subperiod which fits with the climatic optimum of the Early Eocene (EECO, Zachos et al., 2001). This also implies a weathering reactivation for the etchplains of the African Surface during Early and Middle Miocene times (20-12 Ma) as previously expected.

We here defined the African Surface as an Africa-scale long-lasting etchplain ranging from at least 70 Ma to 40 Ma, later deformed and now located at different elevations. Compared to the works of King (1949, 1962), based on the assumption that all the weathering surfaces are at the same elevation, the surface mapped here comprises most of its African Surface, but also include most of its Post-Gondwana and Gondwana Surfaces. Nevertheless, we agree that some older relict relief exist in Central Africa (see 4.2) but their geographical distribution is less than expected by King.

4. Deformation of the African Surface in Central Africa as a consequence of very long wavelength deformations

4.1. The present-day 3D geometry of the African Surface in Central Africa (Fig. 9)

The studied area extends (Fig. 1), from north to south, from the plains of southern Chad and Sudan (Cretaceous to Paleogene rifts) to the northern part of the southern African (Kalahari) Plateau (Angolan Plateau and Zambia highlands) and, from west to east, from the Atlantic Ocean to the Indian Ocean.

The mapped geological elements are (1) remnants of etchplains (mantled or stripped) on plateaus that have been validated as being in the same chronological position of the landform (see above), (2) weathering profiles in plains located over sediments older than the Paleocene-Eocene and corresponding to the local base level of younger stepped pediplains/pediments (Congo Basin, Guillocheau et al., 2015) and (3) for the subsiding areas (sedimentary basins), sediments (continental or marine) deposited during this time interval and mainly during Early to Middle Eocene times (passive margins of the Atlantic Ocean and Indian Ocean, Cretaceous to Paleogene rifts in Chad, Sudan and Kenya – the Termit, Logone, Bongor, Doba, Doseo, Salamat, Abu

Gabra-Muglad, Melut, Bara, Kosti, Blue Nile and Anza rifts – Guiraud and Maurin, 1992 - Fig.1).

In the case of the stripped etchplains, the African Surface was delineated on top of the highest inselbergs, underestimating its true elevation which has to be higher on top of the stripped weathering surface; it is unfortunately impossible to determine this thickness.

The African Surface (Fig. 9) merges with sediments from the Atlantic and Indian Margins, both onshore and offshore, with respect to the present-day shoreline (transition to depositional subsiding domains). It is more or less at the level of the present-day topography in the Congo Basin i.e. around 300 m and is predominantly above in the surrounding relief of the Congo Basin.

The African Surface displays two types of forms: large domes with sizes from 1000 to 1500 km and a heights from 2000 to 2500 m by taking the present-day Congo Basin flat as the level of reference and bulges, elongated forms with a width of 300 to 800 km and a heights of 200 to 1000 m. Four large domes were recognized, from largest to smallest, the East African, Ethiopian, Cameroon and Angola Domes. These domes may be linked by elongated bulges, e.g. the Central African Atlantic Swell and the subdued Central African Rise, or bounded by depressions, e.g. the Turkana Gap. The topography of the East African Dome can be broken down into two wavelengths, a very long one corresponding to the dome itself and a long one with two bulges corresponding to each branch of the East African Rift.

All these domes, bulges and rises show evidence of stepped planation surfaces with the above criteria that are indicative of tectonic uplifts (Guillocheau et al., 2015; Simon, 2015).

4.2. Age of the deformation of the African Surface in Central Africa (Fig. 10)

The different etchplains and pediments/pediains that have been shaped since the formation of the African Surface, were drawn along a W-E topographic profile from northern Gabon to southern Kenya through Uganda (Fig. 10) based on the works of Guillocheau et al. (2015) and Simon (2015). Six main generations of landforms were mapped using the nomenclature of Guillocheau et al. (2015): from oldest to youngest, (1) remnant degraded “old” relief, (2) the African Surface, (3) an intermediate etchplain/pediain (u2), (4) a pediain (l), (5) a major pediment (x), and (6) “recent” pediments (y and z). Landforms (1) to (3) were recognized all along the profile. Because of the initiation of the rifts in the eastern branch of East African Rift - and then the creation of local base levels – after u2, two specific successive landforms were identified only along the East African Dome: (1) major pediains and (2) incised rivers.

Based on the same dating principles as the ones for the African Surface (Guillocheau et al., 2015), etchplain/pediain u2 was planated from the Late Eocene to the end of the Oligocene (40-23 Ma) and probably before the Late Oligocene weathering period (28-23 Ma), pediain l around the Early Miocene (23-16 Ma), pediment x during

the Late Miocene (11-5 Ma) and pediment y from Late Miocene (younger than x) to Early Pliocene (10-3 Ma). Pediplain l is extensively duricrusted by laterites, which is consistent with a planation before the second major Cenozoic weathering period (Early to Middle Miocene). A Late Miocene age for pediments x is supported by the low amount of weathering of this landform and by the new ages of the weatherings available in Katanga (De Putter et al., 2015) which confirms a major uplift around 10.5-11 Ma, namely at the time of the pediment x erosion in this area.

The successive palaeotopographies can be reconstructed (Fig. 10) by restoring the vertical displacement recorded by each stepped pediment/pediplain (see 2.1).

(1) We confirmed an initial **nearly flat African Surface** gently inclined toward the Atlantic Ocean during **Eocene** times with remnants of oldest relief (Taylor and Howard, 1998, Guillocheau et al., 2015) with a divide between the Atlantic Ocean and Indian Ocean base levels along the present-day western branch of the East African Rift. This implies that the present-day topography of Central Africa is younger than 40-30 Ma as already suggested by Bond (1978), Burke & Gunnell (2008) or Roberts and White (2010).

(2) The **uplift of the East African Dome** and of the flanks of the western branch of the EAR – recorded by the stepping between the African Surface and the etchplain/pediplain u2 - start quite early with a quite long age range from 45 to 23 Ma (and probably before 28 Ma – see discussion above). The stratigraphic record of both the Atlantic Margin and Indian Margin confirms and pinpoints the timing of this uplift. Siliciclastic sediment budget measurements along the Atlantic Margin (Leturmy et al., 2003; Anka et al., 2010) - from northern Gabon to Angola - indicate a major sharp sediment rate increase around 34 Ma and the birth of the three major present-day deltas: the Ogooué, Niger and Kwanza Deltas (Séranne and Anka, 2005; Anka et al., 2009). Along the Indian Ocean, the age of the first sediments from the two major deltas, the Rovuma and Rufiji Deltas, is not the same. The Rovuma Delta initiated around 34 Ma (Eocene-Oligocene boundary, Salman and Abdula, 1995) and the Rufiji Delta occurred later around 23 Ma (Oligocene-Miocene boundary, Kajato et al., 1982). These Atlantic and Indian Ocean stratigraphic data suggest an uplift initiation of the East African Dome around **34 Ma**.

This uplift increased during Late Miocene times (11-6 Ma - incision of pediments x), at time of the major reorganization of the EAR (e.g. MacGregor, 2015).

(3) The **uplift of the Central African Atlantic Swell** started later, with the stepping of pediplain l from the African Surface and etchplain/pediplain u2 that merged here. This uplift occurred during Early Miocene times (23-16 Ma) again confirmed by the stratigraphic record of the margins and thermochronological data in Gabon (Walgenwitz et al., 1992). A major unconformity is recorded during Burdigalian times (**20-16 Ma**) in the Ogooué Delta (Mougamba, 1999), southern Gabon (Walgenwitz et al., 1992) and along the Congo Delta (Massala, 1993).

Again this uplift increased during Late Miocene – Early Pliocene times (11-3 Ma - incision of pediments x and y), confirmed by the increase in the sediment supply in the Ogooué Delta (Mougamba, 1999).

(4) The **uplift of the Congo Basin** to its present-day elevation of 300 m was during Late Miocene – Early Pliocene (pediments x and y) at the time of a major reorganization of the Congo Delta (northward shifting of the depocentres, Anka et al., 2009).

Using similar approaches (Guillocheau et al., 2015), the uplift of the Cameroon Dome and the Central African Rise started around 34 Ma (Oligocene-Eocene boundary). The growth of the Angola Mountains is different from the other domes and unfortunately few published data with ages are available on the margin to constrain its evolution. The uplift started during the Middle Miocene (Lunde et al., 1992), as evidenced by a major hiatus (Jackson et al., 2005) and increased from the Late Miocene to the present day as indicated by the truncation of the Late Miocene sediments (Jackson et al., 2005; Al-Hajri et al., 2009) and the uplifted Late Pleistocene marine terraces in the Benguela area (Guiraud et al., 2010). The timing of the Ethiopian dome is poorly constrained because of the few dated geomorphological and margin stratigraphic data.

5. Very long wavelength deformations and mantle dynamics.

5.1. Constraints provided by the geomorphology (Fig. 11)

Two wavelengths of deformation are characterized here using geomorphological constraints: a very long wavelength one which can be related to mantle dynamics (e.g. Braun, 2010; Burov and Gerya, 2014; Burke and Cannon, 2014; Colli et al., 2016) and a long wavelength resulting from lithospheric-scale deformations (e.g. Cloetingh and Burov, 2011; Burov, 2011). Since the pioneering works of Holmes (1944), it has already been suggested by several authors that mantle dynamic controls these very long deformations (Lithgow-Bertelloni and Silver, 1998; Gurnis et al., 2000 in Africa), for which Hager and Gurnis (1987) coined the term “Dynamic topography”. Hartley et al. (1996) used a dual analysis of gravity anomalies and topography to suggest that these very long wavelength relief may not be completely isostatically compensated, one of the key-arguments for a dynamic topography origin (Braun, 2010; Colli et al., 2016).

The evolution through time of the very long wavelength deformations that have been characterized in this present work (Fig. 11) addresses several questions with regards to past mantle dynamics.

(1) **Kinematics of mantle dynamic changes:** Even though it was poorly dated onshore, the margin stratigraphy seems to record a **quite fast uplift around 34 Ma** for the Cameroon and East Africa Domes. Unfortunately, this time interval is also a major period of climate change with the initiation of polar caps on Antarctica coeval with a major cooling of the Earth (e.g. Zachos et al., 2001). The effect of this cooling is poorly

understood with respect to the climate and surface processes of Africa. Researches agree that there was a minor aridification in South Africa at that time (Tyson and Partridge, 2000), but these data are scarce and quite unreliable. The eustatic effects of this major cooling are also debated (Miller et al., 2008), with a sea level fall ranging between 50 and 100 m which is not enough to control the birth of new deltas and the previously discussed sharp increase in the sediment supply. In the present-day state of our knowledge, we may assume a climate-forced uplift for the unconformities recorded all around Central Africa at 34 Ma, thereby following Burke and Gunnell (2008).

Our results imply an increase in mantle upwelling beneath Central Africa around 30 and 40 Ma that may be or not the consequence of temporal changes in asthenosphere flows beneath Central and Austral Africa as suggested by Colli et al. (2014), or a fast migration of the upper part of the convection cell of the African superswell controlling the East African Dome following Forte et al. (2010) or the earlier stage of a mantle plume effect according to Koptev et al. (2015). This also implies for the same time interval (40-30 Ma) the initiation of a mantle upwelling beneath the Cameroon Dome as the magmatic activity already started 40 to 30 Ma before (emplacement of the “younger granites” in the Cameroon Volcanic Line since 66 Ma, see Njonfang et al, 2011 for a review). However, the simultaneous uplift of the Cameroon Dome, the Central African Rise and the East African Dome is supported by the seismic tomography data of Reusch et al. (2010) which explained the Cameroon Volcanic Line by an edge flow convecting along the northern boundary of the Congo craton lithosphere coming from the East African mantle upwelling.

(2) Spatial distribution changes in mantle dynamics: The second surprising result concerns the **increase in the wavelength of the deformation from 30-40 Ma to 10 Ma**. Around 34 Ma, two major domes, the Cameroon and the East Africa Dome, and the Central African Rise located in between were initiated (Fig. 11) and later on - between 10 and 3 Ma - the wavelength increased with an uplift of all of Central Africa. This again implies a change in mantle dynamics with a progressive evolution from localized zones of uplift (the two domes) to a larger Central African-scale regime of mantle convection.

The nature of the deformation controlling the Central African Atlantic Swell and the Central African Rise might be (according to their wavelengths) of lithospheric-origin. But this is quite uncertain. It is quite difficult at the moment to quantify the relative importance of the isostatic response to erosion (Gilchrist et al., 1994, Van Der Beek et al., 2002 in Africa), ridge push effects or other processes involving margin compression (Yamato et al., 2013) in the growth of the marginal bulges that are characteristic of several passive margins in the world (elevated passive margins of Japsen et al., 2012 and Green et al., 2014). The age of uplift in the Central African Atlantic Swell (20-16 Ma) did not correspond (1) to any major climatic or eustatic changes (Zachos et al., 2011; Miller et al., 2005) that could trigger a modification of the erosion processes at the origin of an instantaneous isostatic response or (2) to a major change in sea-floor spreading (Colli et

al., 2014) which may induce a ridge push effect. More global studies, at least at continent-scale, are required to understand these margin deformations.

5.2. Discussion: comparison with the available dynamic topographic models.

One of the major challenges in mantle dynamic studies is to simulate the past mantle convection starting from the present-day relationships between the mantle convection and topography. Several studies have been carried out (Conrad & Gurnis, 2003; Moucha et al., 2011), with different results according to the boundary conditions of the models (mantle viscosity structure, role of subductions, etc.).

One such study was carried out in Africa to reconstruct dynamic topography over the past 30 Ma (Moucha et al., 2011 based on the model of Forte et al., 2010). Seven time-slices are available including the present-day (steps of 5 Ma). This model predicts growth of the East African Dome and subsidence of the Congo Basin since 25 Ma. The rate of change of dynamic topography for the Central African Atlantic Swell and the Angola Mountains is low and constant since 25 Ma. No dynamic topography effect is modelled beneath the Cameroon Dome.

This model does not fit our data. No subsidence occurred along Central Africa since the lowermost Early Cenozoic as suggested by the stratigraphic and subsidence analysis of the Congo Basin (Linol et al., 2015). The only point of agreement concerns the growth of the East African Dome even though our results suggest an earlier dome initiation.

Other models (Downey and Gurnis, 2009; Crosby et al., 2010) suggested that the Congo Basin was a subsiding domain in response to mantle convection draw-down. Our result do not support this interpretation, in agreement with Buitter et al. (2012) which has shown on gravity and seismic tomography evidences that the sublithospheric mantle was not efficient for controlling the basin subsidence.

6. Conclusions

The objective of this study was to develop a new approach based on very-long wavelength deformations using planation surfaces to constrain the past mantle dynamic evolution.

1. The African relief is shaped by two major types of planation surfaces: etchplains which correspond to the weathering of surfaces by laterites and pediplains/pediments. Other surfaces exist: wave-cut platforms and buried-exhumed glacial surfaces. These planation surfaces are stepped along plateaus with various elevations.

2. The stepping of the pediment-type planation surfaces records a local base level fall due to local uplift: each pediment flat surface is a local base level as indicated by the adjustment of upscarp incised rivers to this surface, successive flat surfaces can be tilted, etc.

3. Central Africa is an extensive etchplain-type weathering surface from the uppermost Cretaceous (70 Ma) to the Middle Eocene (45 Ma) with a paroxysm around the Early Eocene Climatic Optimum. The restoration of the African Surface in Central Africa suggests low-elevation planation surfaces connected to the Atlantic Ocean and Indian Ocean with a divide located around the present-day eastern branch of the East African Rift.

4. The present-day topography of Central Africa is younger than 40-30 Ma. It results from very long wavelength deformations (1000-2000 km) that induced (1) the growth of the Cameroon Dome and East African Dome since 34 Ma, (2) the uplift of the low-elevation (300 m) Congo Basin since 20-10 Ma and (3) the growth of the Angola Mountains since 15-12 Ma up to Pleistocene times. Some long wavelength deformations (several 100 km) controlled smaller relief (bulges), (1) the low elevation central African Rise since 34 Ma and (2) the Atlantic Swell since 20-16 Ma.

5. Those very long wavelength deformations record past mantle dynamics, with a sharp increase of mantle upwelling around 34 Ma and an increase of the very long wavelength of the deformation and then of the mantle convection beneath Central Africa around 10-3 Ma.

6. In Central Africa, the bimodal topography results from a dual mantle uplift one starting around 34 Ma for the relief with an elevation around 900-1100 m and a second one starting between 10 and 3 Ma for the relief with an elevation around 300-400 m (Congo Basin).

Acknowledgments

This work was supported by the French National Research Agency (ANR), TopoAfrica Project (grant number 08-BLAN_0247). We would like to thank Jean Braun (GFZ, Potsdam), Dominique Chardon and Delphine Rouby (GET, Toulouse University, IRD and CNRS) for fruitful discussions. Dominique organized a field trip in Mali (Mandingues Plateau) that was at the origin of this research. Thomas Croissant, a PhD student at Géosciences-Rennes, designed a software to map the African Surface. Many thanks to him.

We are very grateful to Yanni Gunnell and Peter Japsen for their critical comments that improved the early version of the manuscript. We would like to thank Hans-Peter Bunge for inviting us to this special issue and for editing the final version of the manuscript.

References

- Adeleye, D.R., 1973. Origin of ironstones, an example from the Middle Niger Valley, Nigeria. *Journal of Sedimentary Petrology* 43, 709-727.
- Al-Hajri, Y., White, N., Fishwick, S., 2009. Scales of transient convective support beneath Africa. *Geology* 37, 883-886.
- Anka, Z., Séranne, M., di Primio, R., 2010. Evidence of a large upper-Cretaceous depocentre across the Continent-Ocean boundary of the Congo-Angola basin. Implications for palaeo-drainage and potential ultra-deep source rocks. *Marine and Petroleum Geology* 27, 601-611.
- Anka, Z., Séranne, M., Lopez, M., Scheck-Wenderoth, M., Savoye, B., 2009. The long-term evolution of the Congo deep-sea fan: A basin-wide view of the interaction between a giant submarine fan and a mature passive margin (ZaiAngo project). *Tectonophysics* 470, 42-56.
- Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O., Colin, F., 2008. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research* 113, F04007.
- Beauvais, A., Chardon, D., 2013. Modes, tempo, and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: The West African example. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 1590-1608.
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.M., Bauer, H., 2015. Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): Denudation chronology of a Mesozoic land surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia. *Geomorphology* 233, 75-91.
- Bond, G., 1978. Evidence for Late Tertiary uplift of Africa relative to North America, Australia and Europe. *Journal of Geology* 86, 47-65.
- Boudouresque, L., Dubois, D., Lang, J., Trichet, J., 1982. Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des Iullemmeden au Crétacé supérieur et au Cénozoïque (Niger et Mali, Afrique de l'Ouest). *Bulletin de la Société géologique de France* (7) XXIV, 685-695.
- Braucher, R., Bourlès, D.L., Brown, E.T., Colin, F., Muller, J.P., Braun, J.J., Delaune, M., Edou Minko, A., Lescouet, C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 2000. Application of in-situ production cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. *Chemical Geology* 170, 95-111.
- Braun, J., 2010. The many surface expressions of mantle dynamics. *Nature Geoscience* 3, 825-833.
- Braun, J., Guillocheau, F., Robin, C., Baby, G., Jelsma, H., 2014. Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 6093-6112.
- Braun, J., Mercier, J., Guillocheau, F. & Robin, C., 2016. A simple model for regolith formation by chemical weathering. *Journal of Geophysical Research Earth Surface* 121, 2140-2171.
- Bremer, H., 1993. Etchplanation; review and comments of Büdel's model. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband* 92, 189-200.
- Buckle, C., 1978. *Landforms in Africa: An introduction to geomorphology*. Longmans, London.
- Büdel, J., 1957. Sie "Doppelten Einebnungsflächen" in der feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 1, 201-286.
- Büdel, J., 1982. *Climatic geomorphology* (Translated by Fischer, L. and Busche, D.). Princeton University Press, Princeton, New Jersey, United States.
- Buiter, S.J.H., Steinberger, B., Medvedev, S., Tetreault, J.L., 2012. Could the mantle have caused subsidence of the Congo Basin? *Tectonophysics* 514-517, 62-80.
- Burke, K., 1996. The African Plate. *South African Journal of Geology* 99, 339-410.
- Burke, K. and Cannon, M.J., 2014. Plume-plate interaction. *Canadian Journal of Earth Sciences* 51, 208-221.
- Burke, K., Gunnell, Y., 2008. The African erosion surface: A continental-scale synthesis of geomorphology, tectonics and environmental change over the past 180 million years. *Geological Society of America, Memoir* 201, 66.
- Burke, K., MacGregor, D.S., Cameron, N.R., 2003. Africa's petroleum systems: four tectonic "aces" in the past 600 million years, In: Arthur, T.J., MacGregor, D.S., Cameron, N.R. (Eds.), *Petroleum geology of Africa: new themes and developing technologies*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 21-60.
- Burke, K., Wilson, J.T., 1972. Is the African Plate stationary. *Nature* 239, 387-390.
- Burov, E., Gerya, T., 2014. Asymmetric three-dimensional topography over mantle plumes. *Nature* 513, 85-89.
- Burov, E.B., 2011. Rheology and strength of the lithosphere. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1402-1443.
- Cahen, L., 1954. *Géologie du Congo belge*. Vaillant-Carmanne, Liège.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P.G., Cairncross, B., Rubidge, B.S., R.M.H., S., Hancox, P.J., 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 43, 211-253.
- Chamley, H., 1989. *Clay sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Chardon, D., Chevillotte, V., Beauvais, A., Grandin, G., Boulangé, B., 2006. Planation, bauxite and epeirogeny:

- One or two paleosurfaces on the West African margin? *Geomorphology* 82, 273-282.
- Chételet, E.d., 1938. Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* 11, 5-120.
- Cloetingh, S., Burov, E., 2011. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms. *Basin Research* 23, 257-290.
- Cockburn, H.A.P., Brown, R.W., Summerfield, M.A., Seidl, M.A., 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters* 179, 429-435.
- Colli, L., Stotz, I., Bunge, H.P., Smethurst, M.A., Clark, S., Iaffaldano, G., Tassara, A., Guillocheau, F., Blanchi, M.C., 2014. Rapid South Atlantic spreading changes and coeval vertical motion in surrounding continents: Evidence for temporal changes of pressure-driven upper mantle flow. *Tectonics* 32, 1304-1321.
- Colli, L., Ghelichkhan, S., Bunge, H.-P., 2016. On the ratio of dynamic topography and gravity anomalies in a dynamic Earth. *Geophysical Research Letters* 43, 2510-2516.
- Conrad, C.P., Gurnis, M., 2003. Seismic tomography, surface uplift, and the breakup of Gondwanaland: Integrating mantle convection backwards in time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (3) 1031.
- Crosby, A.G., Fishwick, S., White, N., 2010. Structure and evolution of the intracratonic Congo Basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11, Q06010.
- Dauteuil, O., Bouffette, J., Toteu, F., 2009. The changing faces of Africa. *Elements of African geology. Commission for the Geological Map of the World, Paris.*
- Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *Geographical Journal* 14, 481-504.
- De Putter, T., Ruffet, G., Yans, J., Mees, F., 2015. The age of supergene manganese deposits in Katanga and its implications for the Neogene evolution of the African Great Lakes Region. *Ore Geology Reviews* 71, 350-362.
- de Wit, M., 2007. The Kalahari Epeirogeny and climate change: differentiating cause and effect from core to space. *South African Journal of Geology* 110, 367-392.
- Decker, J.E., Niedermann, S., de Wit, M.J., 2013. Climatically influenced denudation rates of the southern African plateau: Clues to solving a geomorphic paradox. *Geomorphology* 190, 48-60.
- Deller, M.E., 2012. Lateritic paleosols of N.E. Africa: A remote sensing study. Open University, London, p. 416.
- Dohrenwend, J.C., Parsons, A.J., 2009. Pediments in arid environments, In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Geomorphology of desert environments*. Springer Science+Business Media B.V., Berlin-Heidelberg, pp. 377-411.
- Downey, N.J., Gurnis, M., 2009. Instantaneous dynamics of the cratonic Congo basin. *Journal of Geophysical Research* 114, B06401.
- Ebert, K., 2009. Terminology of long-term geomorphology: a Scandinavian perspective. *Progress in Physical Geography* 33, 163-182.
- Fairbridge, R.W., 1952. Marine erosion, 7th Pacific Science Congress, New Zealand 1949, Pacific Science Associations Proceedings, pp. 347-358.
- Forte, A.M., Quéré, S., Moucha, R., Simmons, N.A., Grand, S.P., Mitrovica, J.X., Rowley, D.B., 2010. Joint seismic-geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 295, 329-341.
- Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. *U.S. Geological Survey Monograph* 1, 438.
- Gilchrist, A.R., Kooi, H., Beaumont, C., 1994. Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: Implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments. *Journal of Geophysical Research* 99, 12211-12228.
- Grandin, G., 1976. Aplanissements cuirassés et enrichissements des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. *Mémoire de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM)* 82, 275.
- Green, P.F., Lidmar-Bergström, K., Japsen, P., Bonow, J.M., Chalmers, J.A. 2013. Stratigraphic landscape analysis, thermochronology and the episodic development of elevated passive continental margins. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 2013/30, 150.
- Guillocheau, F., Chelalou, R., Linol, B., Dauteuil, O., Robin, C., Mvondo, F., Callec, Y., Colin, J.P., 2015. Cenozoic landscape evolution in and around the Congo Basin: Constraints from sediments and planation surfaces, In: de Wit, M.J., Guillocheau, F., de Wit, M.C.J. (Eds.), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 271-313.
- Guiraud, M., Buta-Neto, A., Quesne, D., 2010. Segmentation and differentiated post-rift uplift at the Angola margin as recorded by transform-rifted Benguela and oblique-to-orthogonal-rifted Kwanza basins. *Marine and Petroleum Geology* 27, 1040-1068.
- Guiraud, R., Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics* 213, 153-168.

- Gurnis, M., Mitrovica, J.X., Ritsema, J., van Heijst, H.J., 2000. Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1, 1999GC000035.
- Gutzmer, J., Du Plooy, A.P., Beukes, N.J., 2012. Timing of supergene enrichment of low-grade sedimentary manganese ores in the Kalahari Manganese Field, South Africa. *Ore Geology Reviews* 47, 136-153.
- Hager, B. H., and M. Gurnis (1987), Mantle convection and the state of the earth' interior, *Reviews of Geophysics*, 25, 1277-285.
- Harrison, C.G.A., Miskell, K.J., Brass, G.W., Saltzman, E.S., Slaon II, J.L., 1983. Continental hypsometry. *Tectonics* 2, 357-377.
- Hartley, R.W., Watts, A.B., Fairhead, J.D., 1996. Isostasy of Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 137, 1-18.
- Heine, C., Müller, R.D., Steinberger, B., DiCaprio, L., 2010. Integrating deep Earth dynamics in paleogeographic reconstructions of Australia. *Tectonophysics* 483, 135-150.
- Jackson, M.P.A., Hudec, M.R., Hegarty, K.A., 2005. The great West African Tertiary coastal uplift: Fact or fiction? A perspective from the Angolan divergent margin. *Journal of Geophysical Research* 24, TC6014.
- Japsen, P., Chalmers, J.A., Green, P.F., Bonow, J.M., 2012. Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. *Global and Planetary Change* 100, 153-171.
- Japsen, P., Green, P.F., Bonow, J.M., Erlström, M., 2016. Episodic burial and exhumation of the southern Baltic Shield: Epeirogenic uplifts during and after break-up of Pangaea. *Gondwana Research* 35, 357-377..
- Jessen, O., 1936. *Reisen und Forschungen in Angola*. Verlag von Dietrich Reimer, Berlin.
- Kajato, H.K., 1982. Gas strike spurs search for oil in Tanzania. *Oil & Gas Journal* Mars 15, 123-131.
- King, L.C., 1949. On the age of African land-surfaces. *Quarterly Journal of the Geological Society, London* 104, 439-459.
- King, L.C., 1953. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geological Society of America*, 721-752.
- King, L.C., 1962. *Morphology of the Earth*. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Koptev, A., Calais, E., Burov, E., Leroy, S., Gerya, T., 2015. Dual continental rift systems generated by plume-lithosphere interaction. *Nature Geoscience* 8, 388-392.
- Leturmy, P., Lucazeau, F., Brigaud, F., 2003. Dynamic interactions between the gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin: 1. Morphology and mass balance. *Journal of Geophysical Research* 108, B8, 2383.
- Lidmar-Bergström, K., 1996. Long term morphotectonic evolution in Sweden. *Geomorphology* 16, 33-59.
- Lidmar-Bergström, K., Bonow, J.M., Japsen, P., 2013. Stratigraphic Landscape Analysis and geomorphological paradigms: Scandinavia as an example of Phanerozoic uplift and subsidence. *Global and Planetary Change* 100, 153-171.
- Lighthow-Bertelloni, C., Silver, P.G., 1998. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. *Nature* 395, 269-272.
- Linol, B., de Wit, M.J., Guillocheau, F., Robin, C., Dauteuil, O., 2015. Multiphase Phanerozoic subsidence and uplift history recorded in the Congo Basin: A complex successor basin, In: de Wit, M.J., Guillocheau, F., de Wit, M.C.J. (Eds.), *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 213-227.
- Lunde, G., Aubert, K., Lauritzen, O., Lorange, E., 1992. Tertiary uplift of the Kwanza Basin in Angola, *Géologie Africaine : Coll. Géol. Libreville, recueil des Communications*, 6-8 May 1991. Elf-Aquitaine Editions, Pau, pp. 99-117.
- Mabbutt, J.A., 1966. Mantle-controlled planation of pediments. *American Journal of Science* 264, 78-91.
- Macgregor, D., 2015. History of the development of the East African Rift System: A series of interpreted maps through time. *Journal of African Earth Sciences* 101, 232-252.
- Marker, M.E., McFarlane, M.J., Wormald, R.J., 2002. A laterite profile near Albertinia, Southern Cape, South Africa: its significance in the evolution of the African Surface. *South African Journal of Geology* 105, 67-74.
- Massala, A., 1993. Le Crétacé supérieur et le Tertiaire du bassin côtier congolais. *Biochronologie et stratigraphie séquentielle*. Université de Bourgogne, Dijon, p. 392.
- Matmon, A., Mushkin, A., Enzel, Y., Grodek, T., Ream, A., 2013. Erosion of a granite inselberg, Gross Spitzkoppe, Namib Desert. *Geomorphology* 201, 52-59.
- Maud, R.R., 1965. Laterite and lateritic soil in coastal Natal, South Africa. *Journal of Soil Science* 16, 60-72.
- McFarlane, M.J., 1976. *Laterite and landscape*. Academic Press, New York.
- McKenzie, D., Weiss, N., 1975. Speculations on the thermal and tectonic history of the Earth. *Geophysical Journal Royal astronomical Society* 42, 131-174.
- Michel, P., 1973. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, étude géomorphologique. *Mémoire de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM)* 63, 752 p.
- Migoñ, P., 2004a. Planation surfaces, In: Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge,

- London, pp. 788-792.
- Migoñ, P., 2004b. Peneplain, In: Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, pp. 771-772.
- Migoñ, P., 2004c. Etching, Etchplain and Etchplanation, In: Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, pp. 345-347.
- Miko Dit Angoula, I., 1999. Dynamique sédimentaire des formations détritiques et ligniteuses du continental terminal dans le bassin des Iullemeden (Niger), Département de Géologie. Université Abdou Moumouni, Niamey, p. 328.
- Miller, K.G., Kominsz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* 310, 1293-1298.
- Miller, K.G., Wright, J.D., Katz, M.E., Browning, J.V., Cramer, B.S., Wade, B.S., Mizintseva, S.F., 2008. A view of Antarctic ice-sheet evolution from sea-level and deep-sea isotope changes during the Late Cretaceous-Cenozoic, In: Cooper, A.K., Barrett, P.J., Stagg, H., Storey, B., Stump, E., Wise, W., editorialTeam, t.I. (Eds.), *Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*. The National Academies Press, Washington, DC, pp. 55-70.
- Millot, G., 1981. Weathering sequences. "Climatic" planations. Leveled surfaces and paleosurfaces, In: van Olphen, H., Veniale, F. (Eds.), *Proceedings of the VII International Clay Conference, Bologna and Pavia*. Elsevier, Amsterdam, pp. 585-593.
- Moucha, R., Forte, A.M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. *Nature Geoscience* 4, 707-712.
- Mougamba, R., 1999. Chronologie et architecture des systèmes turbiditiques cénozoïque du prisme sédimentaire de l'Ogooué (Marge nord-Gabon). Université de Lille 1, Villeneuve-d'Ascq, p. 285.
- Mucke, A., 2000. Environmental conditions in the Late Cretaceous African Tethys: conclusions from a microscopic-microchemical study of ooidal ironstones from Egypt, Sudan and Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 30, 25-46.
- Nicolini, P., 1967. Remarques comparatives sur quelques éléments sédimentologiques et paléogéographiques liés aux gisements de fer oolithiques du Djebel Ank (Tunisie) et de Lorraine (France). *Mineralium Deposita* 2, 95-101.
- Njonfang, E., Nono, A., Kamgang, P., Ngako, V., Tchoua, F., 2011. Cameroon Line alkaline magmatism (central Africa): A reappraisal, In: Baccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (Eds.), *Volcanism and Evolution of the African Lithosphere*. Geological Society of America, Special Paper, pp. 173-191.
- Njonfang, E., Nono, A., Kamgang, P., Ngako, V., Tchoua, F.M., 2011. Cameroon Line alkaline magmatism (central Africa): A reappraisal, In: Baccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (Eds.), *Volcanism and Evolution of the African Lithosphere*. Geological Society of America, Special Paper, pp. 173-191.
- Ollier, C.D., 1960. The inselberghs of Uganda. *Zeitschrift Für Geomorphologie* 4, 43-52.
- Orme, A.R., 2013. 1.12 Denudation, Planation, and Cyclicity: Myths, Models, and Reality, In: Shroder, J.F. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, pp. 205-232.
- Peulvast, J.P., Sales, V.C., 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian «Nordeste»: constraints on models of morphotectonic evolution. *Geomorphology* 62, 89-122.
- Pickford, M., 2015. Cenozoic Geology of the Northern Sperrgebiet, Namibia, accenting the Palaeogene. *Communications of the Geological Survey of Namibia* 16, 10-104.
- Pugh, J.C., 1954. High-level surfaces in the eastern Highlands of Nigeria. *South African Geographical Journal* 36, 31-42.
- Ramsay, A.C., 1846. On the denudation of South Wales and the adjacent countries of England. *Memoir of the Geological Survey of Great Britain* 1, 297-335.
- Reusch, A.M., Nyblade, A.A., Wiens, D.A., Shore, P.J., Ateba, B., Tabod, C.T., Nnange, J.M., 2010. Upper mantle structure beneath Cameroon from body wave tomography and the origin of the Cameroon Volcanic Line. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11, Q10W07.
- Riser, J., 1975. Les modelés des granites du Jbel Sarho oriental (Anti-Atlas oriental). *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* (2) XVII, 61-72.
- Roberts, G.G., White, N., 2010. Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples. *Journal of Geophysical Research* 115.
- Salama, W., El Aref, M., Gaupp, R., 2014. Facies analysis and palaeoclimatic significance of ironstones formed during the Eocene greenhouse. *Sedimentology* 61, 1594-1624.
- Salard-Cheboldaeff, M., Dejax, J., 1991. Evidence of Cretaceous to Recent West African intertropical vegetation from continental sediment spore-pollen analysis. *Journal of African Earth Sciences* 12, 353-361.
- Salman, G., Abdula, I., 1995. Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique. *Sedimentary Geology* 96, 7-41.

- Schumm, S.A., 1993. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101, 279-294.
- Schwarz, T., Germann, K., 1999. Weathering surfaces, laterite-derived sediments and associated mineral deposits in north-east Africa. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* 27, 367-390.
- Séranne, M., Anka, Z., 2005. South Atlantic continental margins of Africa: A comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. *Journal of African Earth Sciences* 43, 283-300.
- Siesser, W.G., Miles, G.A., 1979. Calcareous nannofossils and planktic foraminifers in Tertiary Limestones, Natal and Eastern Cape, South Africa. *Annals of the South African Museum* 79, 139-158.
- Simon, B., 2015. Rift du Lac Albert, Ouganda, Rift Est Africain : Déformation, érosion, sédimentation et bilan de matière depuis 17 Ma. Université de Rennes 1, Rennes, p. 403.
- Strudley, M.W., Murray, A.B., Haff, P.K., 2006. Regolith thickness instability and the formation of tors in arid environments. *Journal of Geophysical Research* 111, F03010.
- Tanner, L.H., Khalifa, M.A., 2010. Origin of ferricretes in fluvial-marine deposits of the Lower Cenomanian Bahariya Formation, Bahariya Oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 56, 179-189.
- Tardy, Y., 1997. Petrology of laterites and tropical soils. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Tator, B.A., 1952. Pediment characteristics and terminology; Part 1, Pediment characteristics. *Annals of the Association of American Geographers* 42, 295-317.
- Tator, B.A., 1953. Pediment characteristics and terminology; Part 2, Terminology. *Annals of the Association of American Geographers* 43, 47-53.
- Taylor, R.G., Howard, K.W.F., 1998. Post-Palaeozoic evolution of weathered landsurfaces in Uganda by tectonically controlled deep weathering and stripping. *Geomorphology* 25, 173-192.
- Théveniaut, H., 2012. Recherches et applications du paléomagnétisme et du magnétisme des roches aux problématiques d'un service géologique national. Université d'Orléans, Orléans, p. t1: 79.
- Thomas, M.F., 1989a. The role of etch processes in landform developments: I. Etching concepts and their applications. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 33, 129-142.
- Thomas, M.F., 1989b. The role of etch processes in landform developments: II. Etching and the formation of relief. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 33, 257-274.
- Thomas, M.F., 1994. *Geomorphology in the tropics; a study of weathering and denudation in low latitudes.* John Wiley and Sons, Chichester, United Kingdom.
- Thorn, C.E., 2004. Cryoplanation, In: Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology.* Routledge, London, pp. 204-205.
- Tooth, S., Rodnight, H., Duller, G.A.T., McCarthy, T.S., Marren, P.M., Brandt, D., 2007. Chronology and controls of avulsion along a mixed bedrock-alluvial river. *Geological Society of America Bulletin* 119, 452-461.
- Twidale, C.R., Bourne, J.A., 1998. Multistage landform development, with particular reference to cratonic bornhardt. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 80, 79-94.
- Twidale, C.R., Bourne, J.A., 2013a. Pediments as etch forms: implications for landscape evolution. *Journal of Geology* 121, 607-622.
- Twidale, C.R., Bourne, J.A., 2013b. Do pediplains exist? Suggested criteria and examples. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF* 57, 411-428.
- Tyson, P.D., Partridge, T.C., 2000. Evolution of Cenozoic climates, In: Partridge, T.C., Maud, R.R. (Eds.), *The Cenozoic of Southern Africa.* Oxford University Press, Oxford, pp. 371-387.
- Van Der Beek, P.A., Summerfield, M.A., Braun, J., Brown, R.W., Fleming, A., 2002. Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. *Journal of Geophysical Research* 107, B12, 2351.
- Van Houten, F.B., 1992. Review of Cenozoic ooidal ironstones. *Sedimentary Geology* 78, 101-110.
- van Niekerk, H.S., Gutzmer, J., Beukes, N.J., Phillips, D., Kiviets, G.B., 1999. An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of supergene K-Mn oxyhydroxides soil profile on the Highveld of South Africa. *South African Journal of Science* 95, 450-454.
- Vasconcelos, L., Brimhall, G.H., Becker, T.A., Rennes, P.R., 1994. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 401-420.
- Walgenwitz, F.R., Richert, J.P., Charpentier, P., 1992. Southwest African plate margin: Thermal history and geodynamical implications, In: Poag, C.W., Graciansky, P.C.d. (Eds.), *Geologic evolution of Atlantic continental rises.* Van Nostrand Reinhold, New York, pp. 20-45.
- Wayland, E.J., 1933. Peneplains and some other erosional platforms. Note 1. Annual Report Bulletin, Protectorate of Uganda, Geological Survey, Department of Mines, 77-79.
- Whitaker, C.R., 1979. The use of the term 'pediment' and related terminology. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 23, 427-439.

- White, K., 2004. Pediment, In: Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, pp. 768-770.
- Widdowson, M., 1997. The geomorphological and geological importance of palaeosurfaces, In: Widdowson, M. (Ed.), *Palaeosurfaces: Recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*. Geological Society Special Publication, London, pp. 1-12.
- Yamato, P., Husson, L., Becker, T.W., Pedoja, K., 2013. Passive margins getting squeezed in the mantle convection vice. *Tectonics* 32, 1-12.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686-693.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1: Onshore-offshore topography of Africa. a: DEM of Africa with the location of the geographical names cited in the text. b: elevation distribution of Africa showing a bimodal pattern (from Dauteuil et al., 2008).

Fig. 2: Main characteristics of the etchplains. a: mantled etchplain with duricrusts. b: stripped etchplain with inselbergs.

Fig. 3: Main characteristics of the pediments and pediplains. a: type pediment profile and variability. b: map view variability of the pediment shape. c: the concept of a pediment system.

Fig. 4: Planation surfaces of the case examples of the Jos Plateau (a) and Cameroon Highlands (b) (see Fig. 1 for location). a: stepped pediments at time t (mostly present-day geometry). b: reconstructions before the uplift (time t-n).

Fig. 5: Stepped planation surfaces. a: characteristic distribution of the stepped planation surfaces on the African plateaus. b: different scenarios of stepped pediment formation.

Fig. 6: Stepped pediments: arguments for an uplift record.

Fig. 7: Stepped planation surfaces on the Congolese side of the East African Dome (North Kivu Province). a: map of the planation surfaces – the circles shows the increase of the degradation of the flat surfaces from pediplain x (preserved), pediplain l (moderately degraded) to etchplain/pediplain u2 (highly degraded) – the arrows indicate examples of incised rivers adjusted to the flat surfaces of the pediments/pediplains - b: projected regional topographic profiles and landform interpretation (see Fig. 1 for location).

Fig. 8: Age of the main weathering periods in Africa and the age of the African Surface.

Fig. 9: Present-day elevation map of the African Surface in Central Africa.

Fig. 10: Synthetic evolution of Central Africa along an E-W- transect from northern Gabon to southern Kenya crossing through Uganda (see Fig. 1 for location).

Fig. 11: Growth of the topography of Central African since 50 Ma – constraints for mantle dynamics in Cenozoic times.

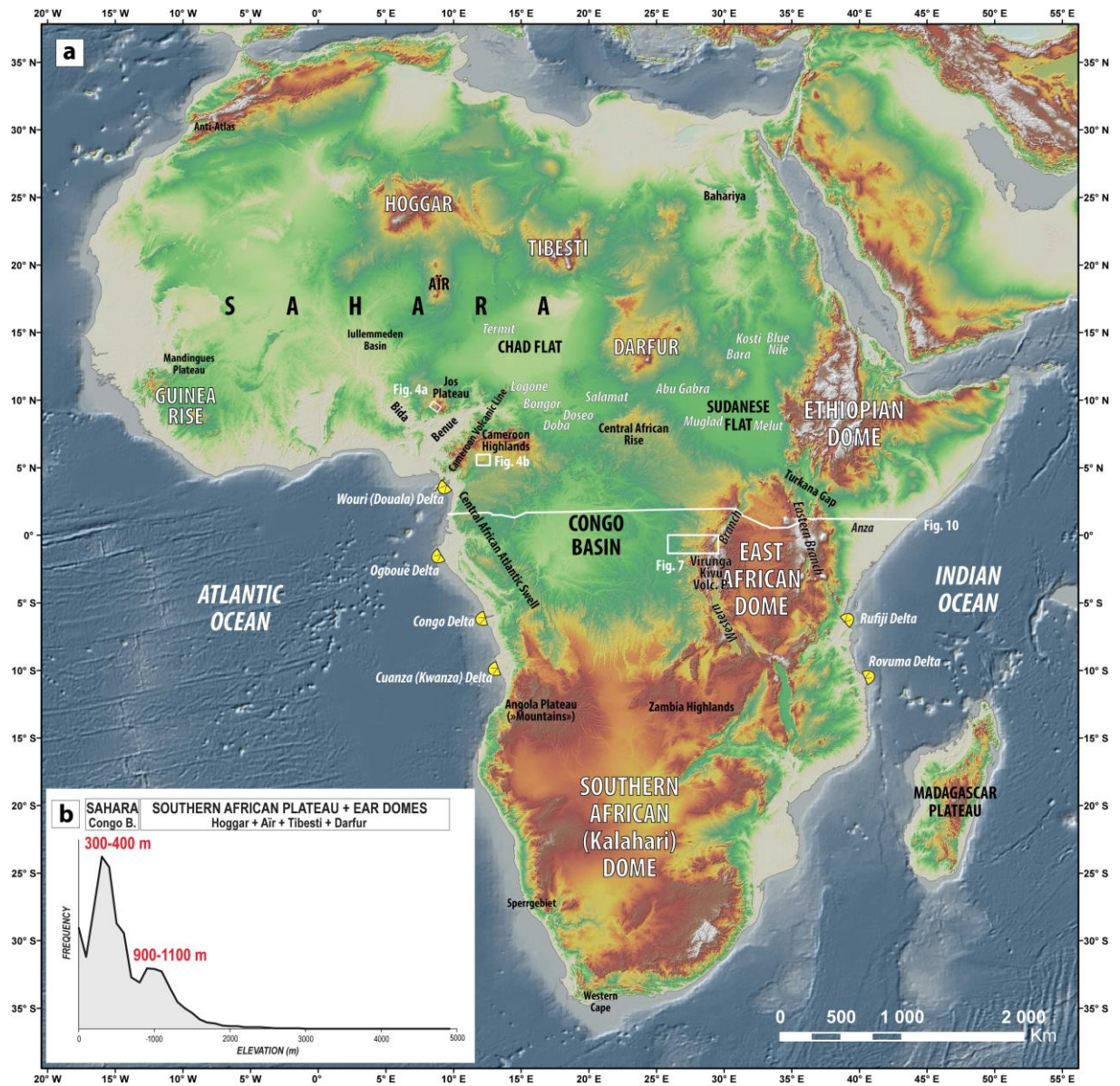
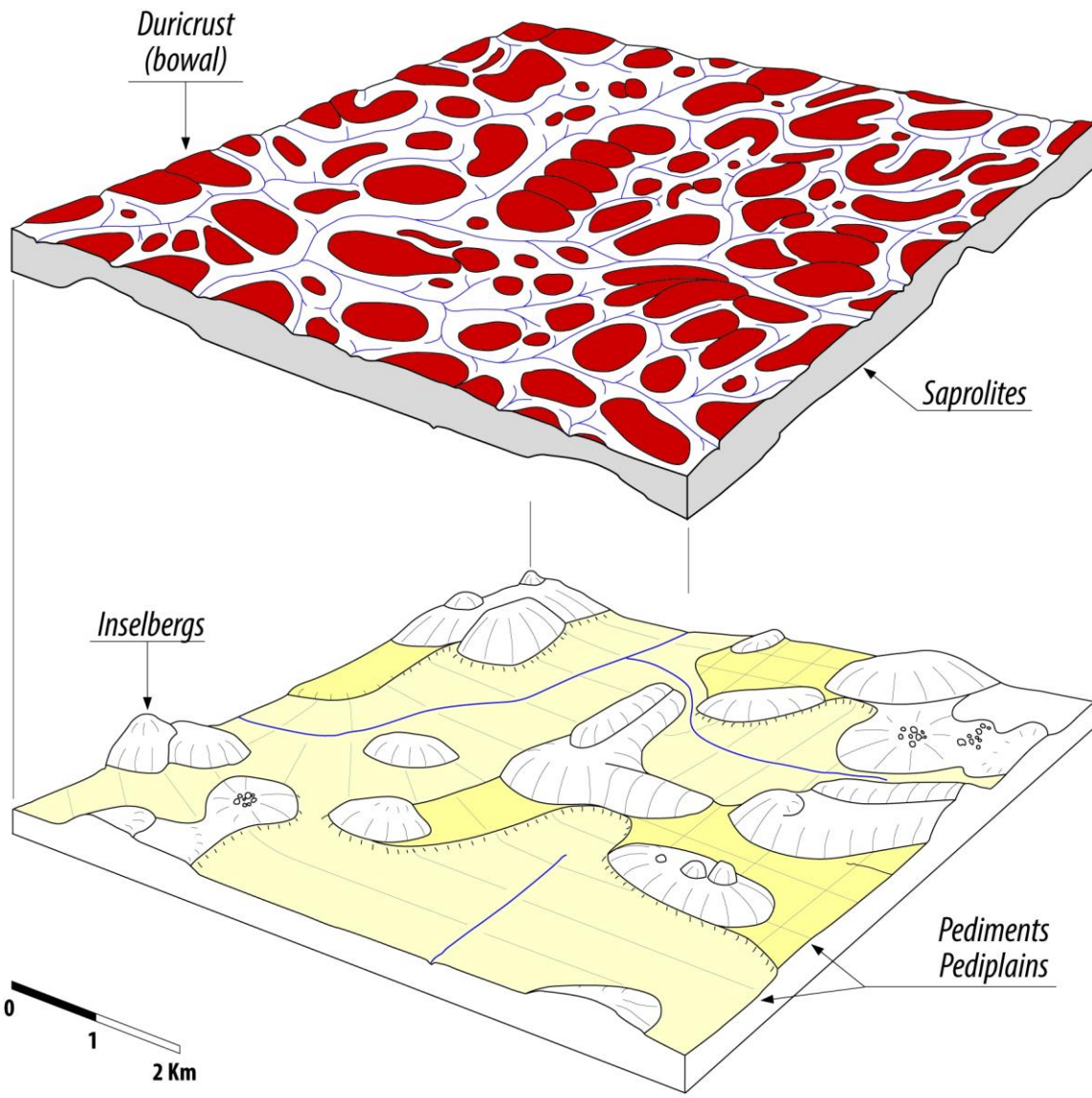


Figure 1

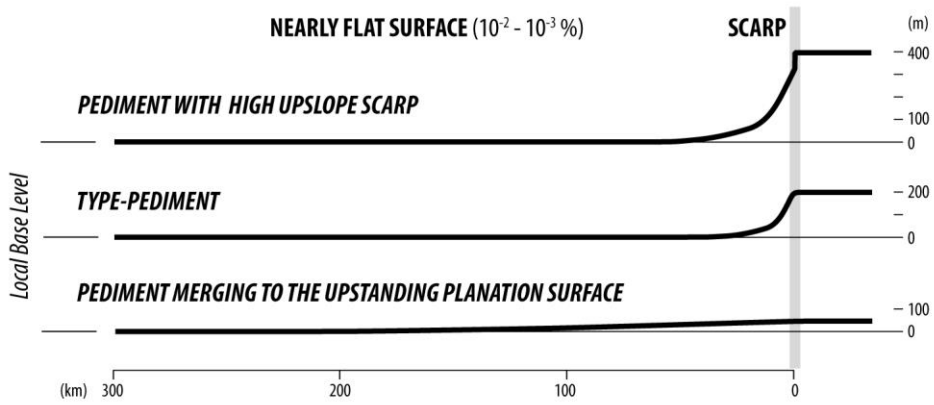
a MANTLED ETCHPLAIN



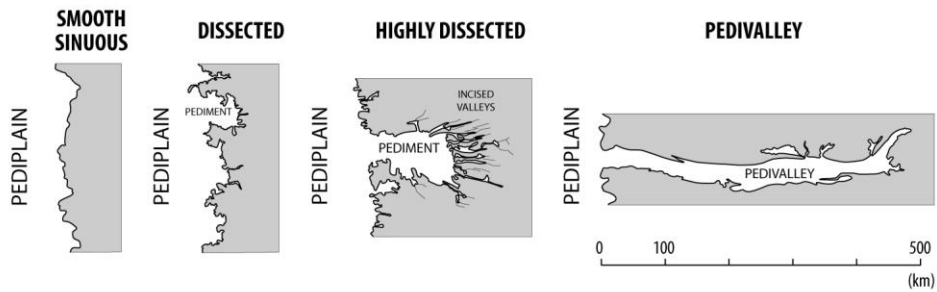
b STRIPPED ETCHPLAIN

Figure 2

a - DIFFERENT PEDIMENT PROFILES



b - PLAN VIEW OF THE SCARP GEOMETRY



c - PEDIMENT SYSTEM

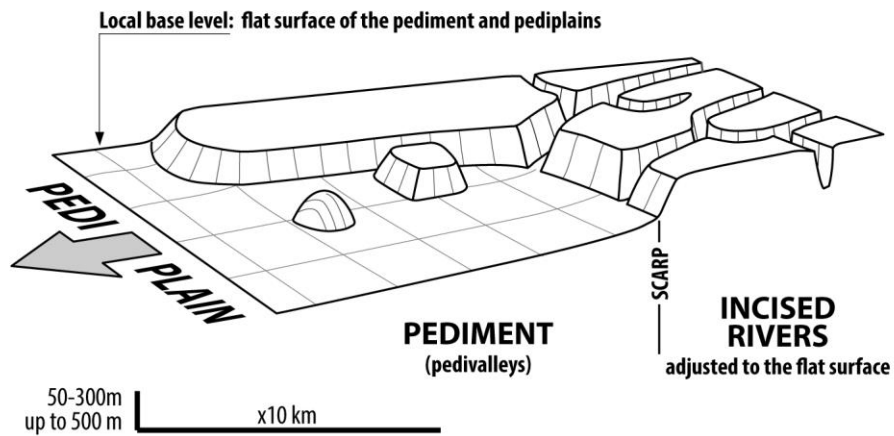
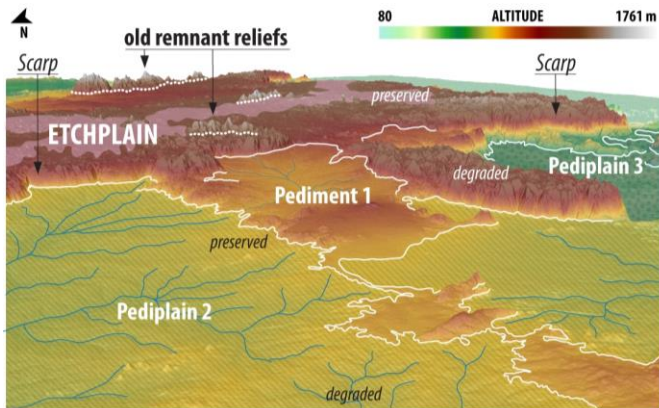
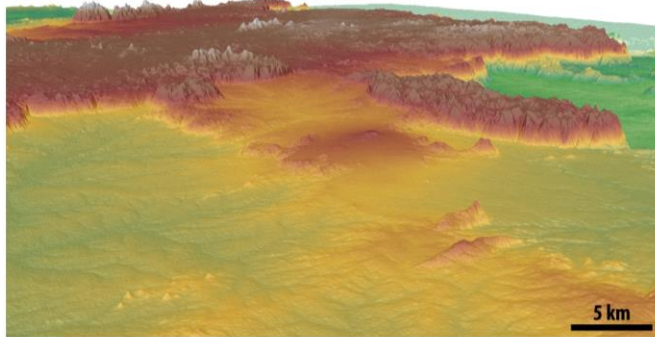


Figure 3

a JOS PLATEAU (Nigeria)



b CAMEROON HIGHLANDS

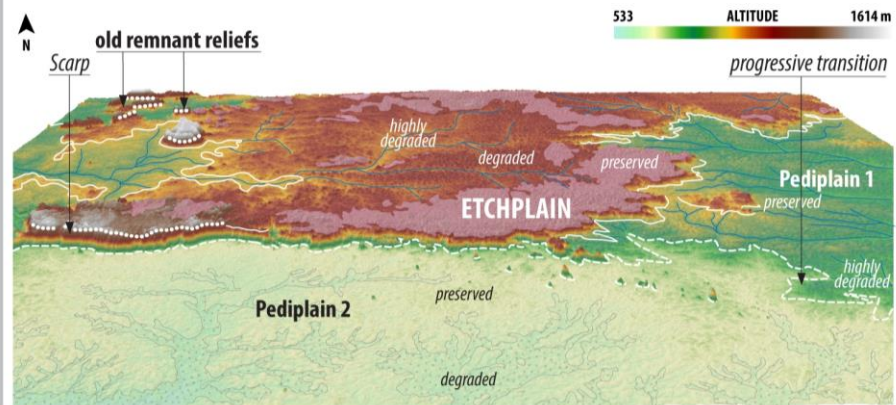
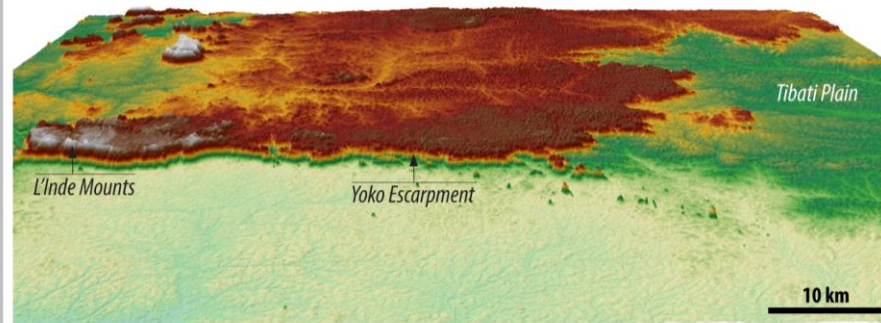
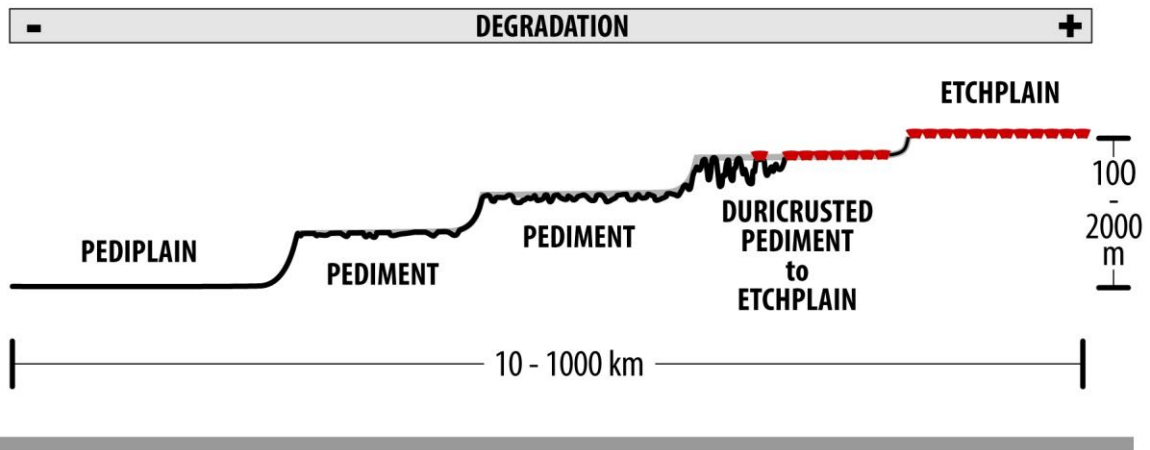


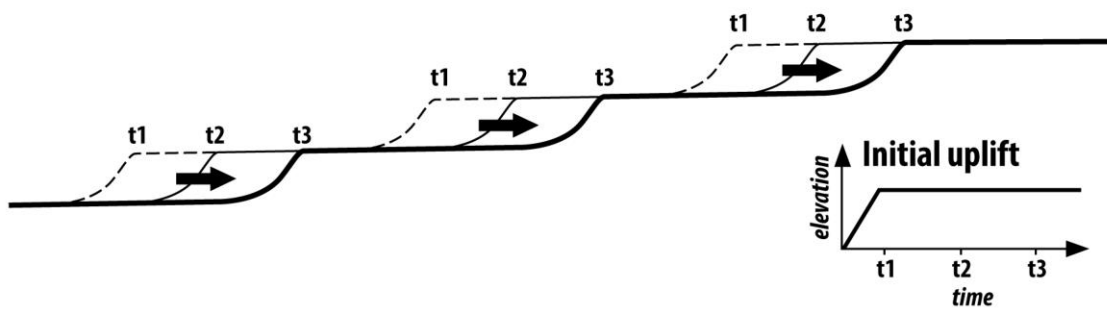
Figure 4

a AFRICAN PLATEAUS: STEPPED PLANATION SURFACES



b POSSIBLE PEDIMENTS EVOLUTION THROUGH TIME

SYNCHRONOUS SCARP RETREAT



SUCCESSIVE PEDIMENT FORMATION

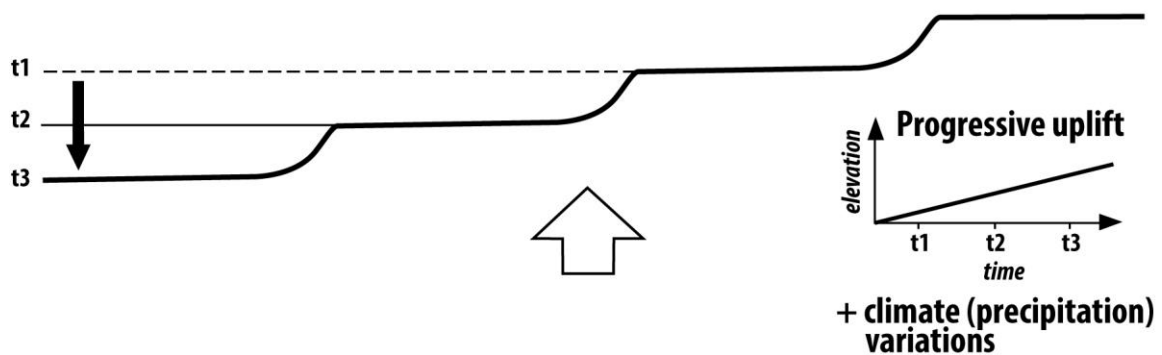
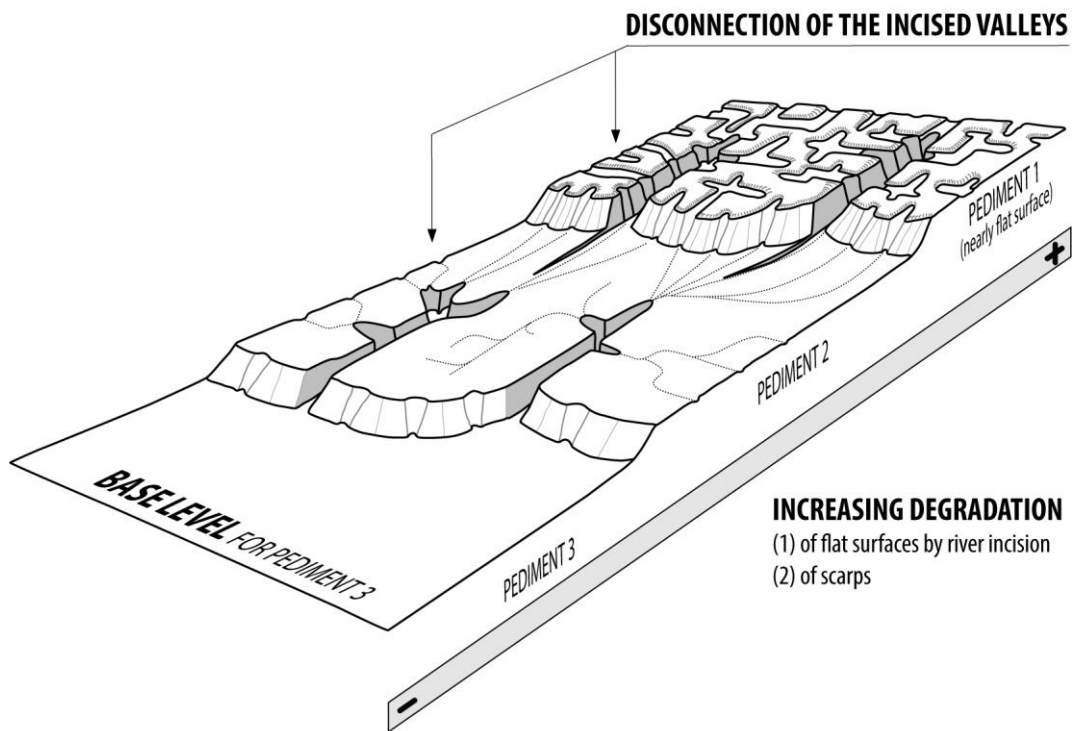


Figure 5

a STEPPED PEDIMENTS AT TIME t



b PEDIMENTS RECONSTRUCTION AT TIME $t-n$:
before the incision of Pediment 3

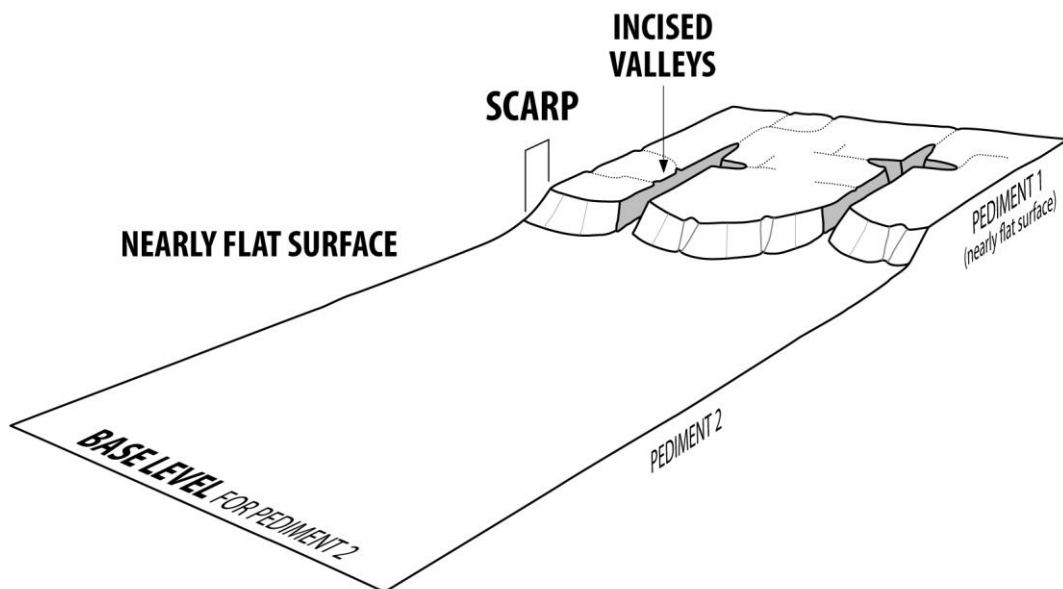
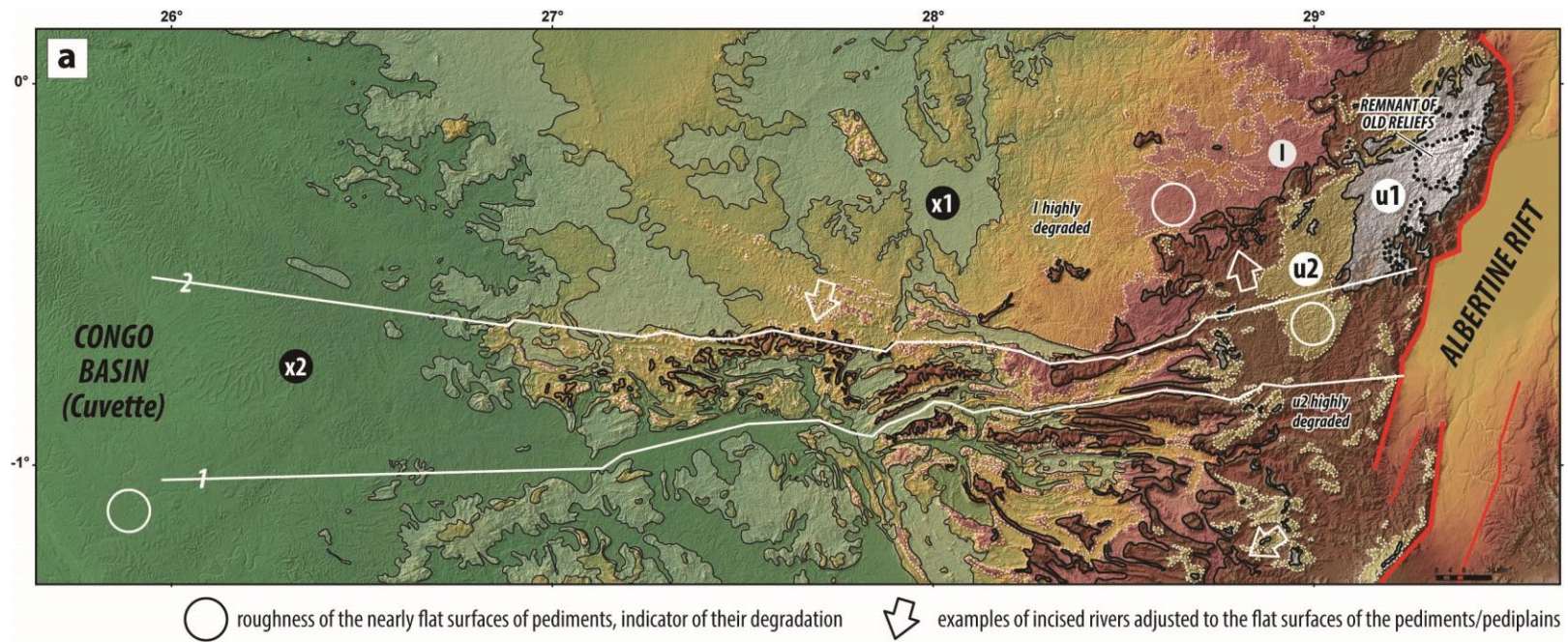


Figure 6



b PROJECTED PROFILES 1 AND 2

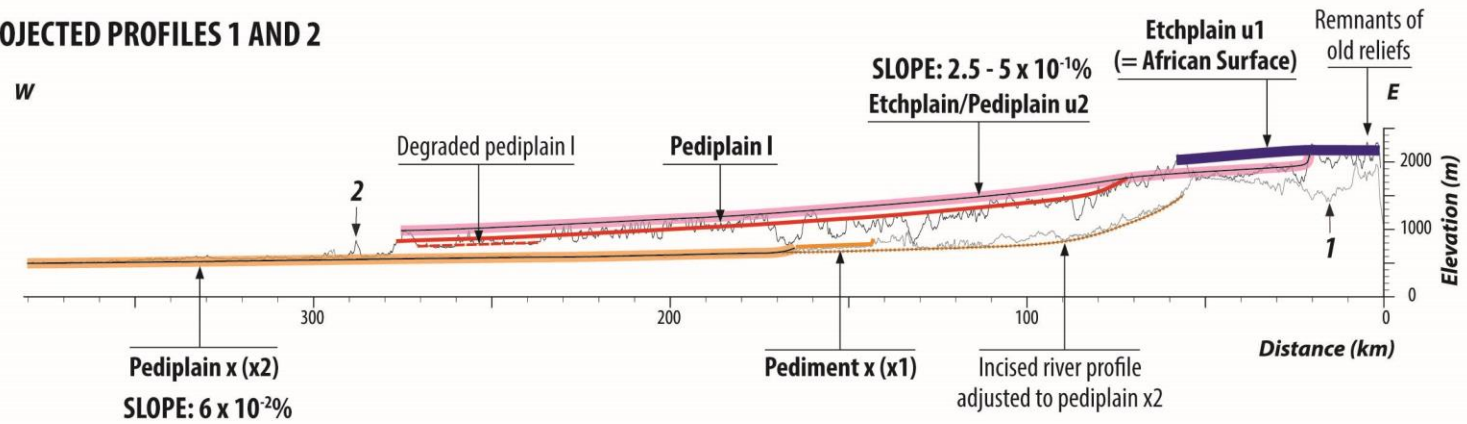


Figure 7

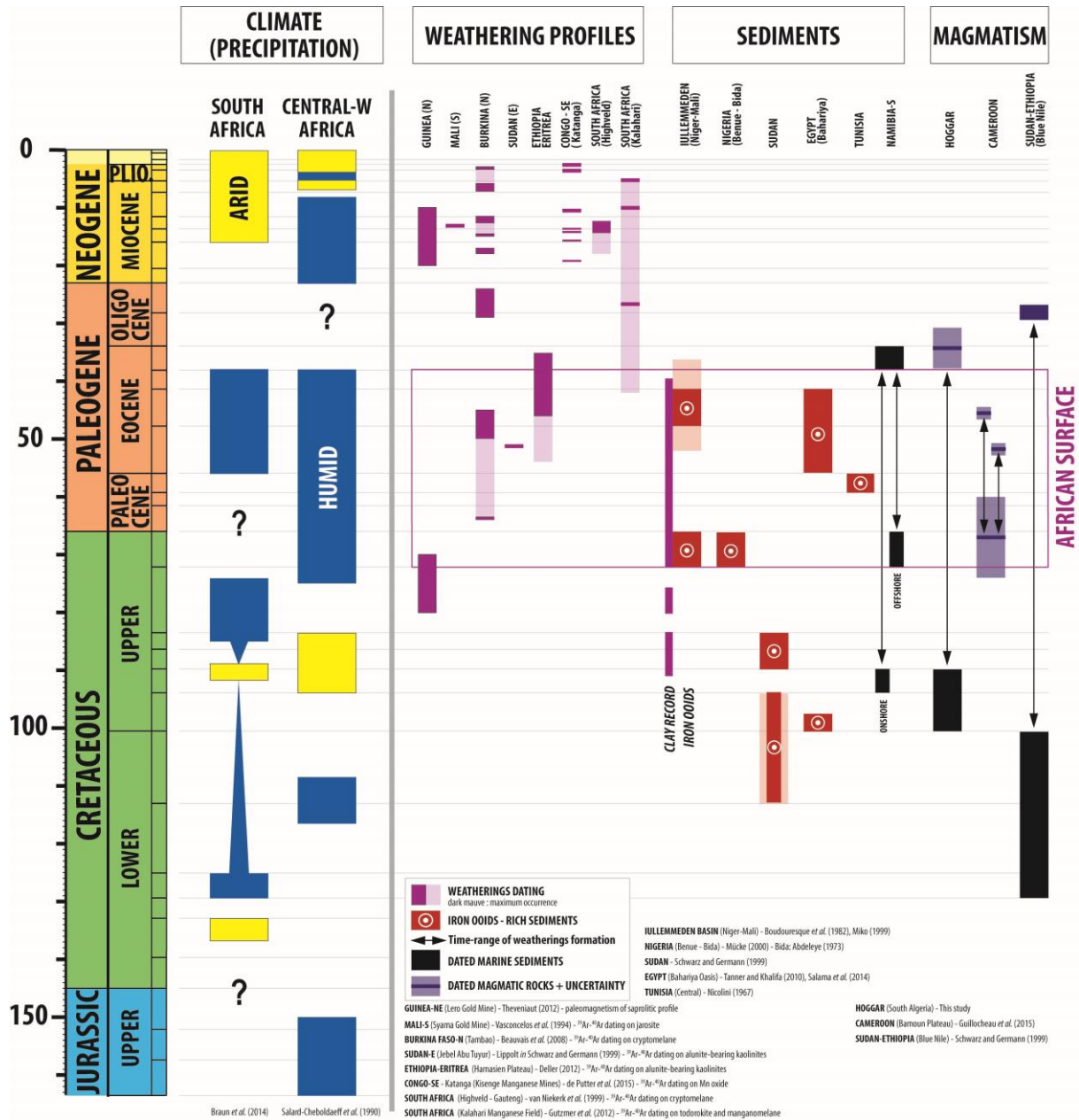


Figure 8

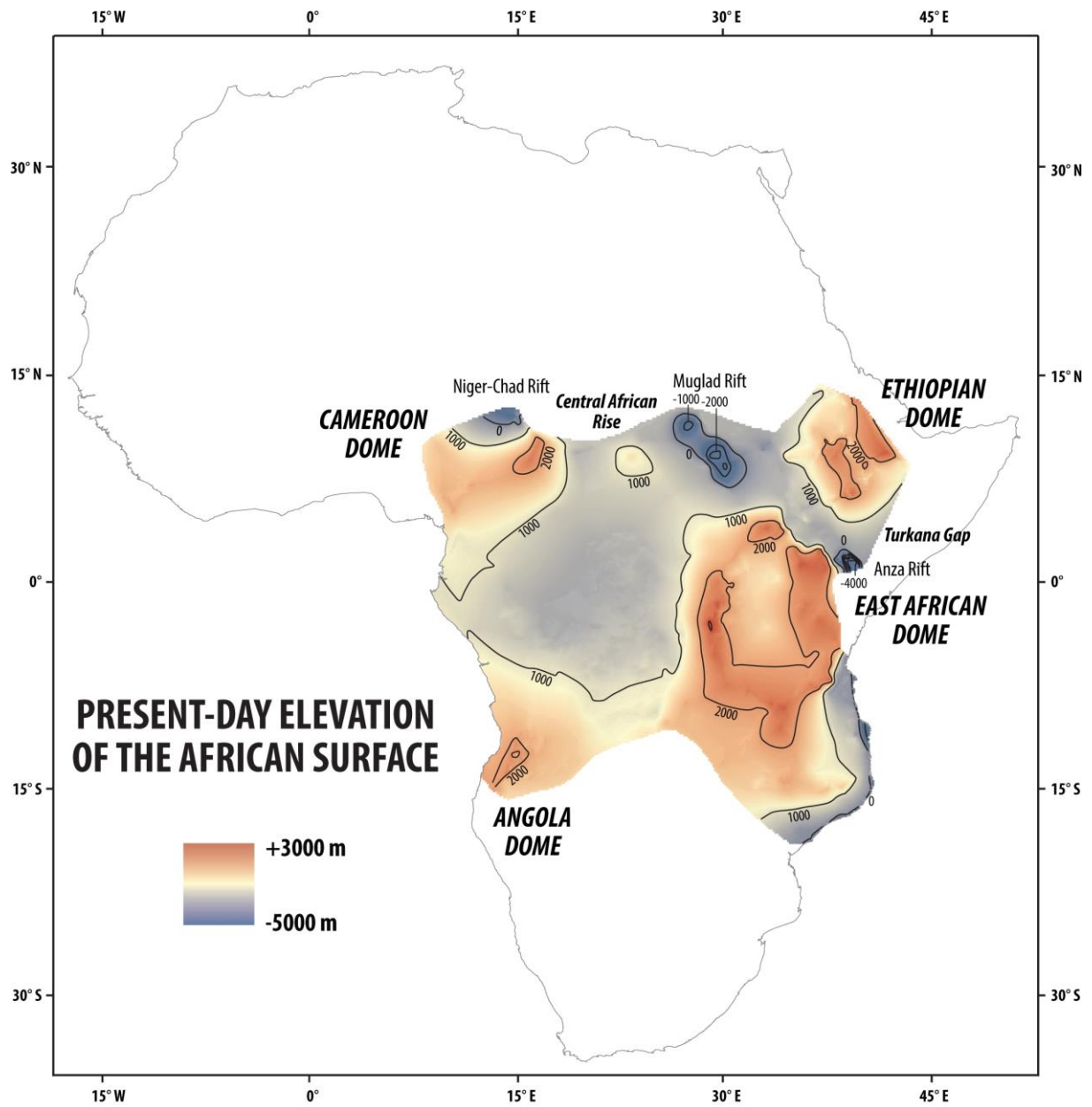
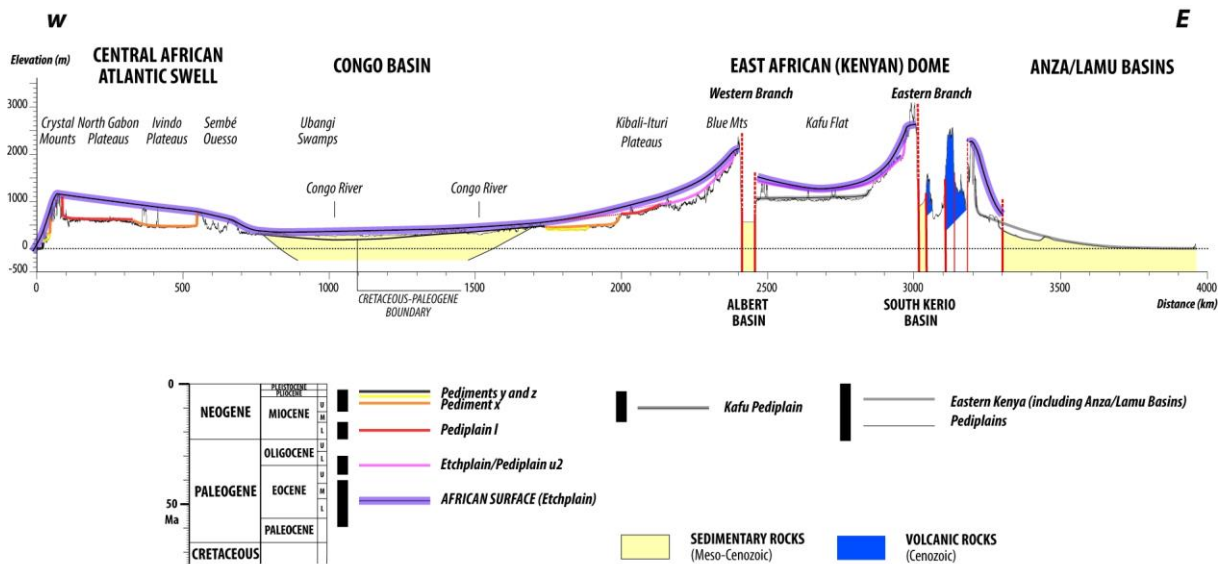
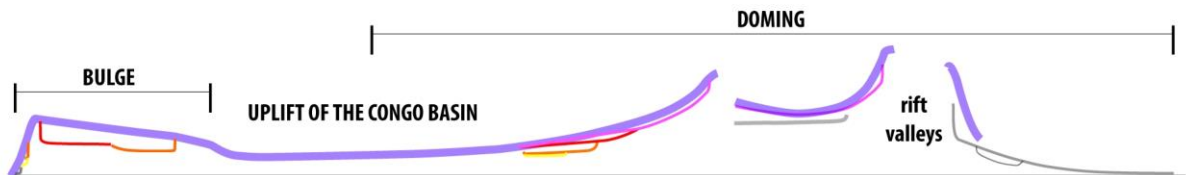


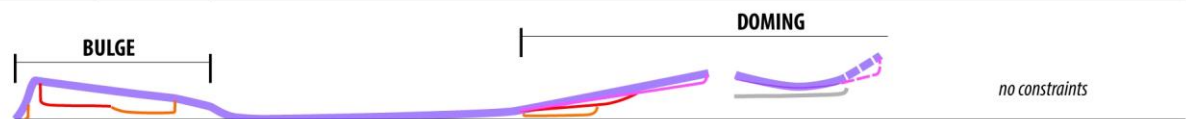
Figure 9



10-3 Ma (Uppermost Miocene-Lowermost Miocene) Pediment y-z



11-6 Ma (Late Miocene) Pediment x



20-16 Ma (Early Miocene) Pediplain I



34 (38-30) Ma (Eocene-Oligocene boundary) Etchplain/Pediplain u2



60-40 Ma (Late Paleocene-Late Eocene) AFRICAN SURFACE (Etchplain)

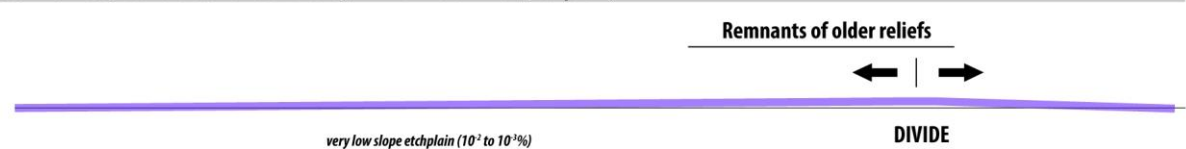


Figure 10

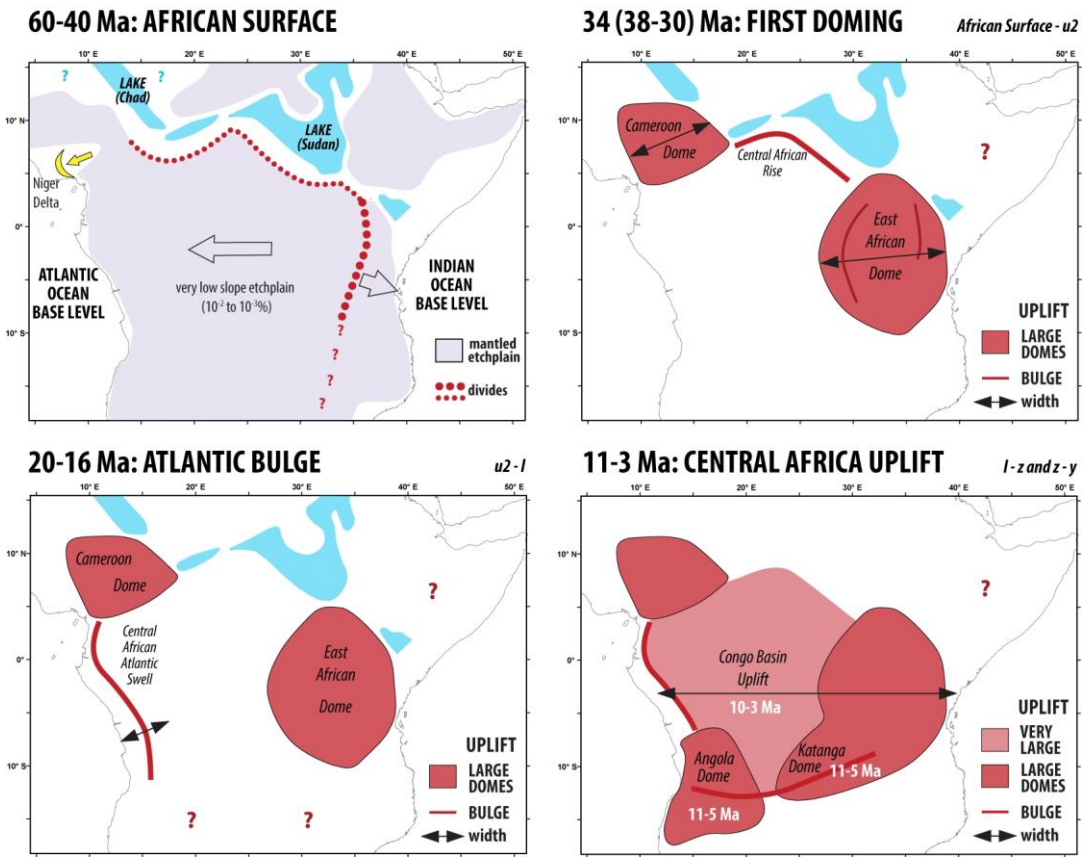
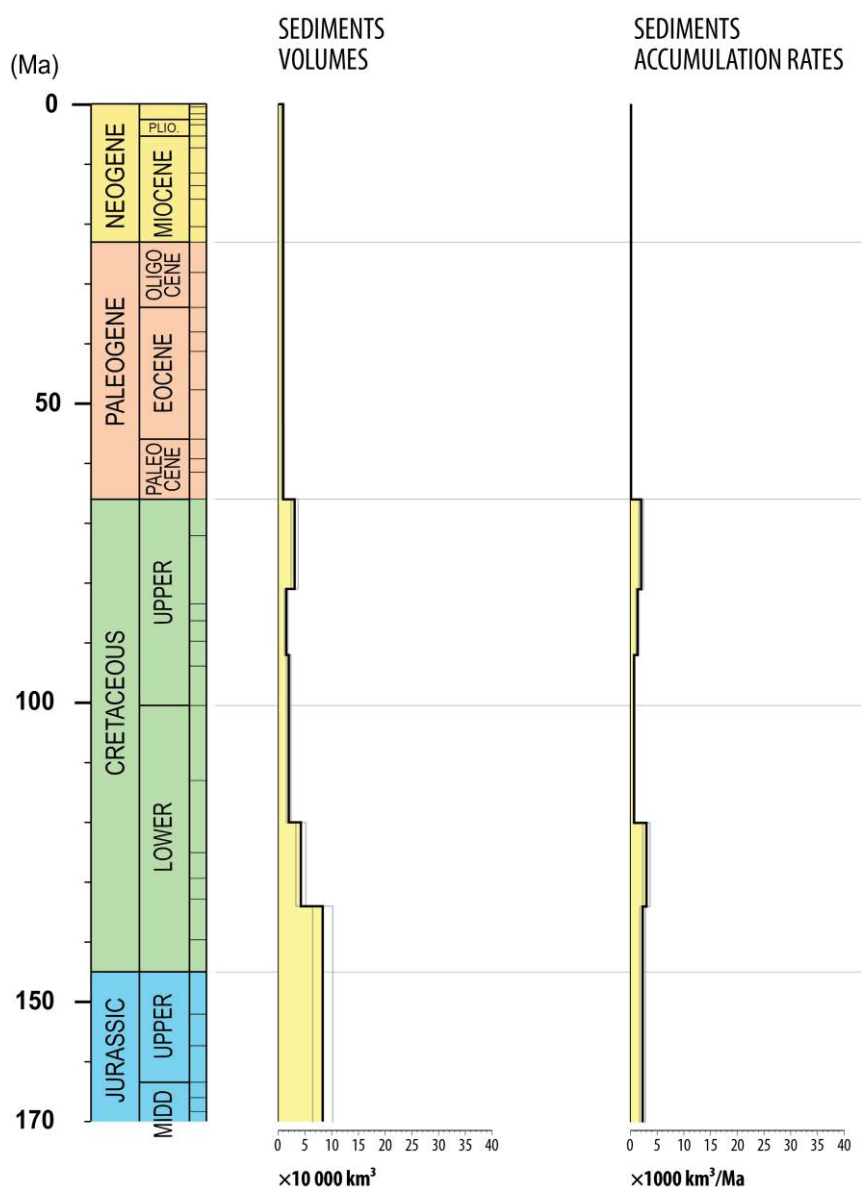


Figure 11

Annexe 3 : Volumes terrigènes et flux sédimentaires de la marge d'Outeniqua. [Accumulated volumes and rates for the Outeniqua margin.]



Accumulated solid volumes, rates and associated variance for the Outeniqua margin

Time interval	(Myr)	Volume ($\times 10^3\text{ km}^3$)	σ	Rate ($\times 10^3\text{ km}^3/\text{Myr}$)	σ
Paleocene - Present Day	66 - 0	9	± 2.3	0.14	± 0.03
Campanian - Maastrichtian	81 - 66	30.6	± 6.5	2	± 0.4
Early Turonian - Lower Campanian	92 - 81	14.9	± 3.3	1.3	± 0.3
Aptian - Cenomanian	120 - 92	19.7	± 4.4	0.7	± 0.16
Early Hauterivian - Lower Aptian	134 - 120	42.3	± 9.5	3	± 0.7
Mid Jurassic - Valanginan	170 - 134	83.2	± 18.9	2.3	± 0.5