

REPUBLIQUE DU CAMEROUN
Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN SCIENCES
TECHNOLOGIE ET GEOSCIENCES

UNITE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE PHYSIQUE ET
APPLICATIONS

B.P. 812 Yaoundé



REPUBLIC OF CAMEROON
Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF SCIENCE
TECHNOLOGY AND GEOSCIENCES

RESEARCH AND POSTGRADUATE
TRAINING UNIT FOR PHYSICS AND
APPLICATIONS

P.O. Box 812 Yaoundé

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE
LABORATORY OF PHYSICS OF EARTH'S ENVIRONMENT

***EVALUATION DES MODELES GEOPOTENTIELS GLOBAUX SUR
L'ETENDUE DU GOLFE DE GUINEE, CARACTERISATION DES
STRUCTURES SUPERFICIELLES ET PROFONDES A PARTIR DES
ONDULATIONS GEOIDALES D'UN MODELE DE HAUTE-
RESOLUTION***

THESE

*Présentée et soutenue publiquement en vue de l'obtention du
Doctorat/PhD en Physique*

Option : Géophysique et Géoexploration

Par:

KAMTO Paul Gautier

Matricule: 18Z5621

DEA en Physique

Sous la codirection de

NGUIYA Séverin
Maître de Conférences

KAMGUIA Joseph
Directeur de Recherche

Année 2022



RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN

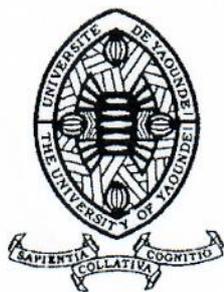
Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

FACULTÉ DES SCIENCES

DÉPARTEMENT DE PHYSIQUE

B.P.: 812 Yaoundé, Tel/Fax: 222 234 496



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace-Work-Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDÉ I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF PHYSICS

P.O. Box: 812 Yaoundé, Tel/Fax: 222 234 496

ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THÈSE DE DOCTORAT/Ph.D

Nous, Professeur **NJANDJOCK NOUCK Philippe** et Professeur **NDJAKA Jean-Marie Bienvenu**, respectivement Examineur et Président du jury de la thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur **KAMTO Paul Gautier**, matricule **18Z5621**, préparée sous la co-direction du Professeur **NGUIYA Sévérin** et du Docteur **KAMGUIA Joseph**, intitulée : « **Evaluation des modèles géopotentiels globaux sur l'étendue du golfe de Guinée, caractérisation des structures superficielles et profondes à partir des ondulations géoïdales d'un modèle de haute résolution** », soutenue le **Mardi 26 Juillet 2022**, attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.

En foi de quoi, la présente attestation lui est délivrée pour servir et valoir ce que de droit.

Fait à Yaoundé le..... **05 SEP 2022**

Examineur

Pr **NJANDJOCK
NOUCK Philippe**

Président du jury

Pr **NDJAKA Jean-Marie
Bienvenu**

Chef de Département de Physique



Pr **NDJAKA Jean-Marie
Bienvenu**

DEDIDACE

A ma famille,

elle qui m'a doté d'une éducation digne, son amour a fait de moi ce que je suis aujourd'hui.

REMERCIEMENTS

Avant tout, je rends grâce à **Dieu Tout-Puissant** qui m'a créé, m'a maintenu en vie jusqu'à ce jour et m'a accordé la grâce d'atteindre ce niveau de la Science.

De nombreuses personnes et institutions ont contribué à l'accomplissement de ce travail qui a duré trois longues années. L'occasion m'est donc offerte de remercier les différentes personnes et institutions qui m'ont soutenu.

Je voudrais remercier Docteur **KAMGUIA Joseph**, Directeur de Recherche à l'Institut National de Cartographie (INC) pour sa disponibilité, son esprit de rigueur et sa passion pour la recherche que j'espère m'auront été transmis lors de nos nombreuses rencontres et discussions. Egalement codirecteur de cette thèse, le Docteur KAMGUIA Joseph a accepté d'avoir un œil vigilant sur l'ensemble de sa préparation. Je lui en serai infiniment reconnaissant.

Je tiens à exprimer ma gratitude au Professeur **NGUIYA Séverin**, codirecteur de cette thèse, qui m'a accordé sa confiance tout au long de mes travaux, depuis mon Master Recherche. Je le remercie pour son encadrement, ses précieux conseils et son regard critique dans la lecture du manuscrit. Aucun mot ne sera jamais assez bien placé pour exprimer ma gratitude.

Que le Recteur de l'Université de Yaoundé I, le Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I et le Directeur de l'Ecole Doctorale de l'Université de Yaoundé I trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude pour leur accueil et les commodités ayant permis la bonne réalisation de ce travail.

Mes remerciements s'adressent aussi au Chef de Département de Physique à la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, Professeur **NDJAKA Jean-Marie Bienvenu**, ainsi que tous les enseignants du Département.

J'exprime toute ma reconnaissance aux **membres de jury** pour l'évaluation de ce travail. Leurs remarques et observations vont contribuer à améliorer la qualité de ce travail. A cet effet, j'exprime ma profonde gratitude vis-à-vis du Professeur **MEYING Arsène** de l'Université de Ngaoundéré.

Mes remerciements vont également au Professeur **NJANDJOCK NOUCK Philippe** pour sa disponibilité et sa passion pour la recherche. Il m'a toujours tenu en éveil à chacune de nos rencontres sur la nécessité de finaliser les travaux de thèse.

Ma gratitude va aussi à l'endroit des enseignants du laboratoire de Géophysique et Géoexploration de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaounde I à savoir : les Professeurs **NOUAYOU Robert**, **TABOD Charles TABOD**, **VONDOU DERBETINI**, **ENYEGUE A NYAM Françoise** et Docteur **MELI'I Jorelle Larissa**.

Je tiens à remercier Docteur **YAP Loudi**, Chef de Laboratoire de Recherche en Géodésie (LAREG) à l'Institut National de Cartographie, avec qui j'ai beaucoup travaillé tout au long de cette thèse. A chacune de nos rencontres, il m'a transmis les notions de base sur la production d'un travail scientifique de qualité. Il m'a toujours encouragé afin que j'aille au bout de mes efforts.

Je ne saurais oublier les enseignants de la Faculté des Sciences de l'Université de Douala et du Département de Physique en particulier qui ont guidé mes premiers pas depuis l'obtention de mon Baccalauréat jusqu'à mon Master Recherche. Je pense particulièrement aux Professeurs **MONKAM David**, **LENOUO André** et **EYIKE YOMBA Albert**. Je leur dis merci pour tout le travail qu'ils ont abattu pour moi.

Je remercie vivement Monsieur **ELIMBI MBOTTA Martin**, Directeur Général de l'INC qui dès mon arrivée à l'INC, n'a pas hésité à me fournir le matériel et les outils donc j'avais besoin pour venir à bout de ce travail de recherche.

Je remercie vivement mes amis et collègues de promotion à l'Institut National de Cartographie ; nous nous sommes toujours soutenus mutuellement aussi bien dans la recherche scientifique que dans la vie sociale. Je pense particulièrement à mes collègues de Laboratoire de Recherche en Géodésie.

Je ne saurai oublier mes parents, **KAMTO Robert Macaire** et **NGOUNOUE Florence**, pour leur soutien inconditionnel et leur affection sans faille. Aucun mot, ni cadeau ne sera jamais assez grand pour exprimer ma reconnaissance et mon amour.

Je tiens enfin à remercier tous mes frères et sœurs que j'aime du plus profond de mon cœur. Leur présence dans ma vie me procure un bonheur inestimable et me donne toujours la force d'avancer face aux différents obstacles.

TABLE DES MATIERES

DEDIDACE	i
REMERCIEMENTS	ii
TABLE DES MATIERES	iv
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES TABLEAUX	x
LISTE DES ABREVIATIONS ET SYMBOLES	xii
RESUME	xv
ABSTRACT	xvi
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : REVUE DE LA LITTERATURE	8
INTRODUCTION	8
I. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE, ECONOMIQUE ET GEO-POLITIQUE DE LA ZONE D’ETUDE	8
I.1. Localisation géographique	8
I.2. Hydrographie.....	9
I.3. Topographie/Bathymétrie.....	11
I.4. Golfe de Guinée et potentiel économique	12
I.5. Golfe de Guinée, géopolitique et insécurité	13
II. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE GENERAL	15
II.1 Le craton du Congo.....	15
II.2 La Ligne Volcanique du Cameroun	16
II.3 La zone de cisaillement d’Afrique Centrale.....	19
II.4 Le fossé de la Bénoué	21
III. GEOLOGIE STRUCTURALE DE LA ZONE D’ETUDE	24
IV. TRAVAUX ANTERIEURS	27
V. INTERET SCIENTIFIQUE DE CE TRAVAIL	28

CONCLUSION	30
CHAPITRE II: DONNEES ET METHODES	32
INTRODUCTION.....	32
I. DONNEES	32
I.1. Données gravimétriques marines	32
I.1.1. Présentation des données gravimétriques marines.....	32
I.1.2. Traitement des données gravimétriques marines par la méthode de validation croisée	34
I.2. Données gravimétriques satellitaires : modèles geopotentiels globaux.....	36
I.2.1 Missions satellitaires CHAMP, GRACE et GOCE.....	37
➤ Mission satellitaire CHAMP	37
➤ Mission satellitaire GRACE.....	38
➤ Mission satellitaire GOCE.....	39
I.2.2 Modèles géopotentiels globaux	40
➤ Modèle GO_CONS_GCF_2_DIR_R5	41
➤ Modèle ITU-GGC16	41
➤ Modèle SPW_R5.....	41
➤ Modèle TIM_R5.....	42
➤ Modèle GGM05G.....	43
➤ Modèle NULP_02S	43
➤ Modèle EGM2008	43
➤ Modèle EIGEN-6C4.....	44
➤ Modèle GECO	45
➤ Modèle GOCO05C.....	45
➤ Modèle SGG-UGM-1	46
➤ Modèle XGM2016	46
I.2.3 Modèle numérique de terrain SRTM15+	48
I.2.4 Modèle global de la croûte terrestre CRUST1.0	49
I.2.5 Programmes et logiciels utilisés	51
I.2.5.1 GRAVSOFT	51
I.2.5.2 Logiciel ArcGIS	52
I.2.5.3 Logiciel Oasis Montaj	53

I.2.5.4 Logiciel Adobe Illustrator	53
I.2.5.5 Service de calcul d'ICGEM	54
II. METHODES	54
II.1. Méthodologie d'évaluation des modèles géopotentiels globaux	54
II.1.1. Méthode de renforcement spectral	55
II.1.2. Le modèle du terrain résiduel (RTM)	56
II.1.3. Topographie équivalente à la roche	57
II.1.4. Surface moyenne de référence	58
II.1.5. Choix des rayons d'intégration	59
II.1.6. Evaluation des modèles combinés et purement satellitaires.....	60
II.2 Détermination des ondulations du géoïde	61
II.2.1 Attraction et potentiel de pesanteur terrestre	61
II.2.2 Champ de pesanteur normal.....	61
II.2.3 Potentiel perturbateur et hauteur du géoïde	65
II.3 Analyse spectrale du géoïde	67
CONCLUSION	69
CHAPITRE III: RESULTATS ET DISCUSSION	71
INTRODUCTION.....	71
I EVALUATION DES MODELES GEOPOTENTIELS GLOBAUX.....	71
I.1 Prétraitement des données gravimétriques marines	72
I.2 Evaluation des GGMs avant application du SEM.....	74
I.3 Evaluation des GGMs après application partielle de la méthode de renforcement spectral (addition des bandes spectrales du modèle EGM2008)	77
I.4 Evaluation des GGMs après application totale du principe SEM	79
II ANALYSE DES ONDULATIONS DU GEOÏDE SUR LE GOLFE DE GUINEE, IMPLICATIONS TECTONIQUE ET GEODYNAMIQUE	86
II.1 Analyse et interprétation des ondulations du géoïde	87
II.1.1 Analyse de la carte du géoïde EGM2008	88
II.1.2 Corrélation avec les paramètres géologiques et tectoniques	88
II.2 Analyse spectrale du géoïde	91

II.2.1 Analyse des cartes du géoïde résiduel	91
II.2.2 Analyse des cartes du géoïde intercouche	100
III. DISCUSSION	107
CONCLUSION	114
CONCLUSION GENERALE.....	119
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	123
ANNEXES.....	136
Liste des publications scientifiques issues de cette thèse	136

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude (délimitée par le cadre en trait interrompu).	9
Figure 2 : Altitudes de la zone d'étude d'après le modèle SRTM+15	12
Figure 3 : Esquisse des structures géologiques composant la Ligne Volcanique du Cameroun.	19
Figure 4 : Aperçu du prolongement de la zone de cisaillement d'Afrique Centrale.	21
Figure 5 : Esquisse de l'étendue du fossé de la Bénoué en Afrique centrale et occidentale...	23
Figure 6 : Carte présentant les structures géologiques majeures de la région du golfe de Guinée.....	26
Figure 7 : Répartition spatiale des données gravimétriques marines sur la zone d'étude	33
Figure 8 : Vue aérienne du satellite CHAMP.	37
Figure 9 : Vue aérienne du satellite GRACE.	39
Figure 10 : Vue aérienne du satellite GOCE.	40
Figure 11 : Carte de répartition des épaisseurs de la croûte lithosphérique sur la zone d'étude.....	50
Figure 12 : Carte de répartition latérale des épaisseurs de la couverture sédimentaire sur la zone d'étude.....	51
Figure 13 : Schéma simplifié du principe SEM.	55
Figure 14 : Modèle du terrain résiduel (Forsberg 1984).	56
Figure 15 : Force de gravitation (Ismail 2016)	62
Figure 16 : Force axifuge (Ismail 2016)	64
Figure 17 : Distribution des valeurs résiduelles avant validation croisée des données gravimétriques marines.	73
Figure 18 : RMS des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines en fonction des d/o d'harmoniques sphériques.	77
Figure 19 : Effets RTM sur les anomalies gravimétriques.....	80
Figure 20 : RMS des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines en fonction des d/o d'harmoniques sphériques (après application totale du principe SEM).	84
Figure 21 : Carte des ondulations du géoïde issu du modèle EGM2008 sur le golfe de Guinée.....	89

Figure 22 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d’harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 320.....	93
Figure 23 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d’harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 213.....	94
Figure 24 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d’harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 65.....	95
Figure 25 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d’harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 22.....	96
Figure 26 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d’harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 14.....	98
Figure 27 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d’harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 10.....	99
Figure 28 : Carte des ondulations du géoïde intercouche pris entre les degrés d’harmoniques sphériques 320 et 213.....	101
Figure 29 : Carte des ondulations du géoïde intercouche pris entre les degrés d’harmoniques sphériques 213 et 65.....	102
Figure 30 : Carte des ondulations du géoïde intercouche pris entre les degrés d’harmoniques sphériques 65 et 22.....	103
Figure 31 : Carte des ondulations du géoïde intercouche pris entre les degrés d’harmoniques sphériques 22 et 14.....	105
Figure 32 : Carte des ondulations du géoïde intercouche pris entre les degrés d’harmoniques sphériques 14 et 10	106
Figure 33 : Schéma illustrant la remontée du panache mantellique le long de la Ligne Volcanique du Cameroun.	112

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Caractéristiques des modèles géopotentiels globaux évalués dans ce travail.....	48
Tableau 2 : Statistiques des données gravimétriques embarquées avant et après validation croisée ; unité [mGal].....	74
Tableau 3 : Statistiques des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines avant application du principe SEM ; unité [mGal].	76
Tableau 4 : Statistiques des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines après application partielle du principe SEM (addition des bandes spectrales du modèle EGM2008) ; unité [mGal].	79
Tableau 5 : Statistiques des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines après application totale du principe SEM (addition des bandes spectrales du modèle EGM2008+les effets RTM) ; Unité [mGal].	82
Tableau 6 : Statistiques des différences entre les GGMs purement satellitaires et les anomalies gravimétriques marines aux d/o 170, 200 et 230.	85
Tableau 7 : Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 320$	92
Tableau 8 : Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 213$..	93
Tableau 9 : Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 65$..	95
Tableau 10 : Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 22$...	97
Tableau 11 : Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 14$...	97
Tableau 12 : Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 10$	99
Tableau 13 : Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 320$ et $n = 213$	100
Tableau 14 : Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 213$ et $n = 65$	102
Tableau 15 : Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 65$ et $n = 14$	104
Tableau 16 : Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 22$ et $n = 14$	104

Tableau 17 : Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 14$ et $n = 10$	106
--	-----

LISTE DES ABREVIATIONS ET SYMBOLES

ABREVIATIONS

A :	Altimétrie
BGI :	Bureau Gravimétrique International
CASZ :	Central African Shear Zone
CHAMP :	CHALLENGE Minisatellite Payload
d/o	Degré et ordre
DTU :	Danish Technical University
E :	Est
EGM2008 :	Earth Gravitational Model 2008
EIGEN :	European Improved Gravity model of the Earth by New Techniques
ESSP :	Earth System Science Pathfinder
FES :	Finite Element Solution
G :	Gravimétrie terrestre
GECO :	GOCE-EGM2008 Combined
GFZ :	GeoForschungsZentrum
GGM :	Global Geopotential Model
GOCE :	Gravity Field and steady state Ocean Circulation Explorer
GOCO :	Gravity Observation Combination
GPS :	Global Positioning System
GRACE :	Gravity Recovery and Climate Experiment
IAG :	International Association of Geodesy
ICGEM :	International Centre for Global Earth Models
IGFS :	International Gravity Field Service
INC :	Institut National de Cartographie
IRD :	Institut de Recherche pour le Développement
LAGEOS :	Laser Geodynamics Satellite
LAREG :	Laboratoire de Recherche en Géodésie
LIP :	Large Igneous Province
LVC :	Ligne Volcanique du Cameroun
Ma :	Millions d'années
mGal :	milliGals ($1\text{mGal}=10^{-5}\text{ m.s}^{-2}$)

MNT :	Modèle Numérique de Terrain
N :	Nord
NASA :	National Aeronautics and Space Administration
NGA :	National Geospatial Agency
O :	Ouest
ONERA :	Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales
ORSTOM :	Office de Recherche Scientifique des Territoires d'Outre-Mer
RDC :	République Démocratique Cameroun
RMS :	Root Mean Square
RTM :	Residual Terrain Model
S :	Satellite
S :	Sud
SD :	Standard Deviation
SEM :	Spectral Enhancement Method
SI :	Système International
SRTM :	Shuttle Radar Topography Mission
TC :	Terrain Correction
USGS :	United States Geological Survey
ZEE :	Zone Economique Exclusive

SYMBOLES

μ :	Valeur moyenne	
σ :	Ecart-type	
H :	Hauteur des points de la topographie réelle	(m)
H_{ref} :	Hauteurs des points de la topographie réelle et de la surface de référence	(m)
G :	Constante gravitationnelle de Newton	(m ³ .kg ⁻¹ .s ⁻²)
C :	Correction de terrain classique	(mGal)
N_{max} :	Degré harmonique sphérique maximal	
ρ :	Constante de densité des masses topographiques	(kg.m ⁻³)
Δg_{RTM} :	Effet résiduel de terrain	(mGal)
ρ_w :	Constante de densité des masses d'eau en mer	(kg.m ⁻³)

λ :	Longitude géographique	(degré)
φ :	Latitude géographique	(degré)
C_{lm}^{topo} et S_{lm}^{topo} :	Coefficients d'expansion harmoniques sphériques	
R :	Rayon de référence de la Terre	(m)
P_{lm} :	Polynôme de Legendre de degré l et d'ordre m	
l :	Degré de développement en harmoniques sphériques	
m :	Ordre de développement en harmoniques sphériques	
Δg_{res} :	Anomalie gravimétrique résiduelle	(mGal)
Δg_{GGM} :	Anomalie gravimétrique dérivée d'un modèle géopotentiel global	(mGal)
\bar{C}_{nm} et \bar{S}_{nm} :	Coefficients harmoniques sphériques du potentiel perturbateur	
\vec{F} :	Force d'attraction	(N)
\vec{u} :	Vecteur unitaire	
γ :	Accélération de gravité	(m.s ⁻²)
γ_r :	Accélération axifuge	(m.s ⁻²)
V :	Potentiel de pesanteur terrestre	(m ² .s ⁻²)
U :	Potentiel de pesanteur normal	(m ² .s ⁻²)
a :	Rayon équatorial de la Terre	(m)
μ :	Masse ponctuelle	(kg)
ω :	Vitesse angulaire moyenne de la Terre	(rad.s ⁻¹)
N :	Ondulation du géoïde	(m)
a et b :	Demi-grand et demi-petit axes de l'ellipsoïde	(m)
e et e' :	Première et la deuxième excentricité de l'ellipsoïde de référence	(m)
T :	Potentiel perturbateur	(m ² .s ⁻²)
N_{res} :	Ondulation du géoïde résiduel	(m)
N_{12} :	Ondulation du géoïde intercouche	(m)
z_n :	Profondeur maximale de l'anomalie de masse	(m)

RESUME

Les modèles géopotentiels globaux (GGMs) donnent une image du champ de pesanteur terrestre avec des résolutions et précisions différentes. Dans la première partie de cette thèse, l'objectif principal est d'évaluer quelques GGMs récents dans la région du golfe de Guinée à l'aide de données gravimétriques marines. Les comparaisons entre ces GGMs et les données gravimétriques marines préalablement filtrées ont été effectuées avant et après la méthode de renforcement spectral (SEM). Avant et après application de la SEM, le modèle EGM2008 présente les meilleurs résultats statistiques par rapport aux anomalies gravimétriques marines (les valeurs RMS et SD évoluent respectivement de 3,87 mGal à 3,55 mGal et de 3,57 mGal à 3,32 mGal). Aux courtes longueurs d'onde du champ de pesanteur terrestre, presque tous les modèles affichent les mêmes performances. Cependant, le modèle DIR_R5 est le meilleur parmi les GGMs purement satellitaires évalués dans cette étude. Sa comparaison avec les anomalies gravimétriques marines donne un RMS de 5,5 mGal après application du SEM. Dans la deuxième partie de cette thèse, les structures géologiques majeures de la zone d'étude sont caractérisées à partir des ondulations du géoïde issu d'un modèle géopotentiel de haute résolution : EGM2008. La séparation spectrale a été appliquée aux ondulations du géoïde pour ressortir les ondulations des géoïdes résiduel et intercouche. A partir des travaux géophysiques et géologiques antérieurs, la caractérisation des structures géologiques majeures a été effectuée. Le long du domaine Ghana-Togo-Benin, la présence de corps mafiques très denses dans la croûte continentale est mise en relief. Ces corps mafiques iraient jusqu'à une profondeur supérieure à 20 km. Les fractures Chain et Romanche le long de la croûte océanique sont mises en évidence. La profondeur de ces fractures irait à plus de 20 km. Par ailleurs, l'interprétation des résultats obtenus montre que les formations superficielles le long de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) et les monts sous-marins au sud de la zone d'étude auraient la même source. La LVC aurait pour source un panache mantellique provenant du manteau inférieur. Par ailleurs, les structures profondes et très denses localisées au large de la côte du Nigéria n'auraient pas de lien direct avec les formations de la LVC. Les résultats obtenus confirment l'hypothèse de la présence d'une cellule de convection mantellique entre 100 km et 300 km de profondeur. Cette cellule de convection pourrait être liée à l'activation du panache mantellique à l'approche de la lithosphère et au renforcement des forces asthénosphériques sous-jacentes.

Mots clés : Modèles géopotentiels globaux; données gravimétriques marines; méthode de renforcement spectral (SEM); analyse spectrale; structures géologiques; LVC; anomalies du géoïde; golfe de Guinée.

ABSTRACT

Global Geopotential Models (GGMs) give an image of the Earth's gravity field with different resolutions and accuracies. In the first part of this thesis, the principal aim is to evaluate some recent GGMs on the gulf of Guinea region using shipborne free-air gravity data. The comparisons between these GGMs and the preliminary filtered shipborne gravity data were performed before and after the Spectral Enhancement Method (SEM). Before and after SEM, we note that the EGM2008 model presents the best statistical results compared to the shipborne gravity anomalies (the RMS and STD values respectively changes from 3.87 mGal to 3.55 mGal and from 3.57 mGal to 3.32 mGal). At short wavelengths of the Earth's gravity field, almost all the models show the same performance. However, the DIR_R5 model is the best of the satellite-only GGMs of this study. Its comparison with the shipborne gravity anomalies gives an RMS of 5.5 mGal after application of SEM. In the second part of this thesis, major lithospheric and deep-mantle structures of the study area are characterized using geoidal anomalies from a very high-resolution geopotential model: EGM2008. Spectral separation has been applied to EGM2008 geoid undulations to bring out residual and interlayer geoid undulations. From previous geophysical and geological studies, several major geological structures have been characterized. Along the Ghana-Togo-Benin domain, the presence of very dense mafic bodies inside the continental crust have been highlighted. These mafic bodies would exist up to a depth greater than 20 km. The Chain and Romanche fractures zones along the oceanic crust have been also identified. Their vertical extent could reach more than 20 km depth. The results of this study confirm that the shallow formations along the Cameroon Volcanic Line (CVL) and the seamounts located in the south-west of the study area would surely have the same source. The source of CVL formations would be a mantle plume from the lower mantle. In addition, the deep and very dense structures located off the coast of Nigeria would not have a direct link with CVL formations. The obtained results confirm the hypothesis of the presence of a mantle convection cell between 100 km and 300 km depth. This convection cell could be related to the activation of the mantle plume as it approaches the lithosphere and to the intensification of underlying asthenospheric forces.

Keywords: Global geopotential models; shipborne gravity data; spectral enhancement method (SEM); spectral analysis; geological structures; CVL; geoid anomalies; Gulf of Guinea.

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

L'approximation mathématique du champ de pesanteur terrestre par des coefficients harmoniques sphériques est connue sous le nom de modèle géopotentiel global. Depuis plusieurs années, les modèles géopotentiels globaux (GGMs) se sont de plus en plus développés avec une amélioration progressive de leur résolution et de leur précision. Il existe deux catégories de GGM : les modèles purement satellitaires, développés à partir des missions satellitaires CHAMP (Reigber et al., 1999), GRACE (Adam, 2002) et GOCE (Drinkwater et al., 2003) et des modèles combinés contenant les données satellitaires, altimétriques et terrestres. Les modèles combinés sont généralement plus récents et plus résolus que les modèles uniquement satellitaires (Barthelmes et Köhler, 2016). Les anomalies gravimétriques de ces modèles peuvent être utilisées pour le calcul de géoïdes gravimétriques ou encore pour effectuer des études géophysiques et géodynamiques telles que les mouvements crustaux, la tectonique des plaques et bien d'autres applications en géodésie. Malgré l'importance du golfe de Guinée du point de vue géologique et économique en Afrique centrale et occidentale, très peu d'études géophysiques ont pris pour cible cette région. De plus, le domaine océanique de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) présente une caractéristique géologique majeure dans la région et le prolongement de la zone de cisaillement de l'Afrique Centrale (CASZ) jusqu'au Brésil reste encore non cartographiée (Burke et al., 1971 ; Browne et Fairhead, 1983). Aussi, les données gravimétriques terrestres et marines disponibles dans la zone d'étude ont une faible densification. Leur exploitation reste donc limitée car les signatures gravimétriques causées par certaines structures géologiques majeures du golfe de Guinée ne sont pas mises en évidence. Il est donc nécessaire d'évaluer la précision des GGMs sur l'étendue du golfe de Guinée. Cela permettrait de faire le choix optimal du GGM qui représente au mieux le champ de gravité réel de la Terre dans la zone d'étude. Plusieurs études similaires ont été menées avec succès par différents chercheurs pour évaluer et valider les meilleurs GGMs dans différentes régions du monde (Gruber et al., 2011; Hirt et al., 2011; Gilardoni et al., 2016; Zaki et al., 2018; Goyal et al., 2019).

Par ailleurs, le golfe de Guinée est une partie de l'Océan Atlantique qui s'enfonce en coin vers le centre du continent Africain. Il a été formé suite à la séparation des plaques africaine et sud-américaine. Le golfe de Guinée renferme plusieurs structures géologiques avec une activité tectonique importante. Une des structures géologiques majeures est la LVC dans sa partie méridionale. Le prolongement de la LVC dans le golfe de Guinée renferme plusieurs volcans, îles et monts sous-marins, qui seraient tous nés du point chaud du Cameroun. Les marges continentales du golfe de Guinée sont des zones très peuplées et peuvent être considérablement affectées par les activités tectoniques et sismiques venant du domaine océanique (Shimazaki, 1976). De nombreux séismes et éruptions volcaniques ont d'ailleurs déjà affecté plusieurs régions adjacentes au golfe de Guinée causant ainsi d'énormes pertes matérielles et en vie humaine (Yarwood et Doser, 1990; Amponsah, 2004). Ces activités tectoniques et sismiques en provenance de la croûte océanique pourraient fortement être influencées par la géodynamique en profondeur. Jusqu'à présent, les structures tectoniques et les phénomènes géodynamiques sous-jacents ont été faiblement explorées, pourtant ils pourraient avoir un fort lien avec les activités sismiques affectant la marge continentale africaine (Ambraseys et Adams, 1986; Kutu, 2013; Rouland et al., 2016). Aussi, les études scientifiques menées jusqu'à nos jours sur la LVC n'ont pas encore confirmé l'origine de cette structure géologique majeure qui est plus ou moins active selon les zones concernées. Une étude s'impose donc pour localiser et identifier les structures géologiques (failles, zones de fracture, monts et volcans sous-marins) qui dominent sur le golfe de Guinée. Un accent devrait également être mis sur la géodynamique de cette région dont la marge continentale a longtemps été affectée par des activités sismiques de grandes envergures.

Le géoïde est une surface équipotentielle de référence dont l'amplitude varie en fonction de la distribution de la densité à l'intérieur du globe terrestre. La variation de la densité à l'intérieur du globe terrestre est en grande partie due aux différents phénomènes tectoniques et géodynamiques. Les ondulations du géoïde peuvent fournir de bonnes informations sur la tectonique des plaques lithosphériques et la géodynamique sous-jacente (Lu, 2002). Le géoïde peut également être utilisé pour caractériser les grands traits structuraux qui affectent la croûte terrestre (Sreejith et al., 2013). L'exploitation des informations du géoïde par le géophysicien serait donc utile pour mener des études structurales, tectoniques et géodynamiques. En plus, l'utilisation du géoïde en géophysique a déjà fortement contribué à l'accomplissement de

nombreux travaux scientifiques dans le monde. En effet, le géoïde a servi à localiser les monts marins, prédire les volcans sous-marins, étudier les zones de subduction, caractériser les structures géologiques profondes et donner des informations importantes sur la géodynamique interne (Lazarewicz et Schwank, 1982; Anny et Kien, 1984; Fang, 2006; Kamguia et al., 2008; Wu et al., 2018). Cependant, un modèle de géoïde gravimétrique de haute résolution ne saurait être calculé à partir des données gravimétriques marines disponibles sur la zone d'étude. Celles-ci sont très éparpillées et leur précision devrait être améliorée. Les nouvelles techniques d'observation à partir des satellites sont en pleine croissance et offrent des données de plus en plus sensibles à la variation de la densité à l'intérieur du globe terrestre. Les ondulations du géoïde utilisées dans ce travail sont dérivées d'un modèle géopotential global de haute résolution et ayant une bonne précision sur la zone d'étude.

L'objectif principal de ce travail est d'évaluer quelques GGMs combinées et purement satellitaires récentes et disponibles sur l'étendue du golfe de Guinée d'une part, et utiliser le meilleur modèle géopotential global pour mener des interprétations structurales et géodynamiques d'autre part.

Pour atteindre cet objectif, il sera question de façon spécifique de :

1. Procéder au traitement des données gravimétriques marines par la méthode de validation croisée qui est une bonne approche pour détecter et éliminer les multiples erreurs contenues dans une base de données ;
2. Utiliser les données gravimétriques marines préalablement traitées pour évaluer la précision de quelques GGMs combinées et purement satellitaires à savoir les modèles DIR_R5 (Bruinsma et al., 2013), ITU_GGC16 (Akyilmaz, 2016), SPW_R5 (Gatti et al., 2016), TIM_R5 (Brockmann et al., 2014), GGM05G (Bettadpur et al., 2015) et NULP_02S (Marchenko et al., 2016), EGM2008 (Pavlis et al., 2008), EIGEN-6C4 (Förste et al., 2014), GECO (Gilardoni et al., 2016), SGG-UGM-1 (Liang et Reißland, 2018), GOCO05C (Fecher et al., 2016) et XGM2016 (Pail et al., 2016);
3. Effectuer les différentes comparaisons avant et après l'application de la méthode de renforcement spectral qui consiste à appliquer les effets RTM et les très hautes fréquences d'un modèle géopotential de haute résolution sur les différents GGMs évalués;

4. Valider le GGM le plus adapté sur la zone d'étude à partir de l'analyse de certains paramètres statistiques (maximum, minimum, moyenne, écart-type, RMS);
5. Procéder au calcul des ondulations du géoïde dérivées du modèle le plus adapté sur la zone d'étude;
6. Ressortir les ondulations du géoïde résiduel et celles du géoïde intercouche en appliquant un filtre passe-haut à différents degrés d'harmoniques sphériques;
7. Localiser certaines structures géologiques majeures et mener des interprétations structurales et géodynamiques sur la zone d'étude à partir des ondulations du géoïde et des travaux antérieurs.

Cette thèse commence par une introduction générale et est organisée autour de trois chapitres :

➤ **Le chapitre I** passe en revue la zone d'étude dans différents contextes afin de justifier l'intérêt scientifique que suscite cette région. Tout d'abord, la zone d'étude sur les plans géographique et économique est présentée. La localisation géographique, l'hydrographie et le relief de la zone d'étude sont mis en exergue. Ensuite, un aperçu général des contextes géologique et tectonique est présenté. Les grandes structures géologiques étant de près ou de loin en relation avec la zone d'étude sont décrites. Le chapitre s'achève par une présentation de la géologie structurale de la zone d'étude. Dans cette dernière partie, les informations utiles pour conduire une interprétation des résultats sont obtenus.

➤ **Le chapitre II** présente en détail toutes les données utilisées ainsi que la méthodologie déployée tout au long de ce travail. Les données gravimétriques marines utilisées pour évaluer les modèles géopotentiels globaux sont présentées ainsi que la procédure ayant permis leur prétraitement. D'autres données et logiciels utilisés dans le cadre de cette thèse ont également été présentés dans ce chapitre. Après cette phase de présentation des données, une attention particulière sera accordée à la méthodologie d'évaluation des modèles géopotentiels globaux, à la détermination des ondulations du géoïde à partir des coefficients d'harmoniques sphériques des modèles géopotentiels globaux et à l'application de l'analyse spectrale sur les ondulations du géoïde.

➤ **Le chapitre III** est consacré aux résultats obtenus et à leur discussion. La première partie de ce chapitre consiste à évaluer des modèles géopotentiels globaux. Pour cela, un

prétraitement des données gravimétriques marines est préalablement effectué. Ensuite, une série de comparaisons statistiques avec la base de données gravimétriques marines sera appliquée. L'évaluation des modèles combinés et des modèles purement satellitaires sera faite avant et après application de la méthode de renforcement spectral. La deuxième partie consiste en l'utilisation des ondulations du géoïde pour mener un étude structurale et géodynamique sur la zone d'étude. Les cartes des ondulations du géoïde et celles des géoïdes résiduel et intercouche obtenues pour des bandes spectrales spécifiques seront continuellement ressorties. Ces cartes, en corrélation avec les paramètres géologiques et tectoniques de la zone d'étude, seront utilisées pour conduire une interprétation structurale et géodynamique.

Le travail s'achève par une conclusion générale suivie d'une ouverture sur les perspectives de recherche à prendre en compte pour une amélioration future des résultats obtenus.

REVUE DE LA LITTERATURE

CHAPITRE I : REVUE DE LA LITTERATURE

INTRODUCTION

Le but de ce chapitre est de passer en revue la zone d'étude dans différents contextes afin de justifier l'intérêt scientifique que suscite cette région. Tout d'abord, la zone d'étude sur les plans géographique et économique est présentée. La localisation géographique, l'hydrographie et le relief de la zone d'étude sont mis en exergue. Ensuite, un aperçu général du contexte géologique et tectonique est présenté. Les structures géologiques majeures ayant un lien avec la zone d'étude sont décrites. Il s'agit notamment du craton du Congo, de la LVC, de la zone de cisaillement d'Afrique centrale et du fossé de la Bénoué. Le chapitre se termine par la présentation de la géologie structurale de la zone d'étude. Cette partie sera utile pour mener à bien les interprétations géophysiques des résultats.

I. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE, ECONOMIQUE ET GEO-POLITIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

I.1. Localisation géographique

Le golfe de Guinée est une partie de l'océan Atlantique qui s'enfonce en coin vers le centre du continent africain. Il est situé au sud-ouest de l'Afrique et lui donne, un peu au nord de l'équateur, une longue façade est-ouest balayée par les alizés, la côte de Guinée. Le méridien de Greenwich (longitude 0°) et l'équateur (latitude 0°) se croisent dans ses eaux à 570 km au large des côtes du Ghana.

La zone d'étude (zone cible) est située de -5° à 12° longitude Est et de -6° à 7° latitude Nord. Elle recouvre une bonne partie du golfe de Guinée dans sa partie marine (Figure 1). La zone cible renferme également la partie côtière de plusieurs pays en Afrique notamment : La Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo, le Bénin, le Nigéria, le Cameroun, la Guinée Equatoriale, le Gabon et le Congo.

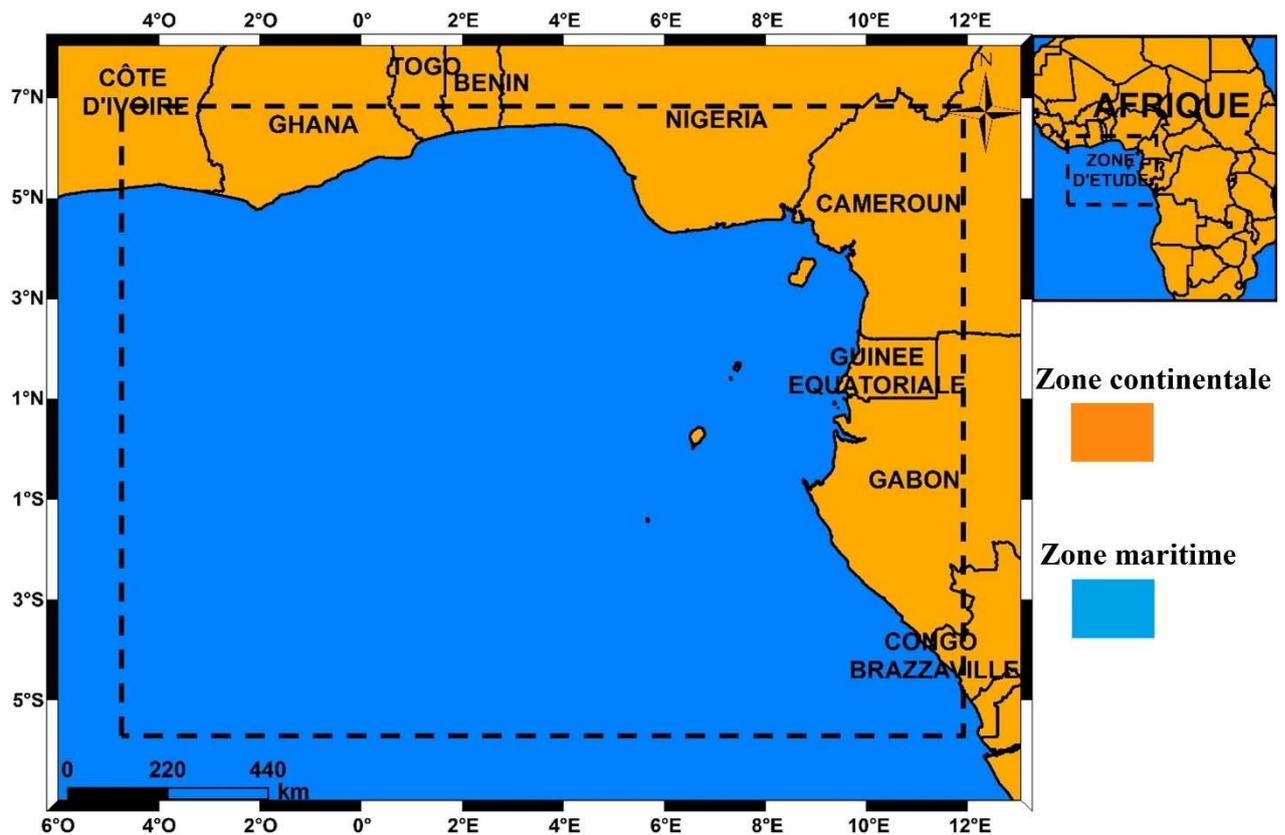


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude (délimitée par le cadre en trait interrompu).

I.2. Hydrographie

Le sud du Cameroun, la Guinée-Equatoriale, le Gabon et une partie de la République du Congo sont drainés par de nombreux fleuves côtiers, dont les principaux sont la Sanaga au Cameroun, l'Ogooué et la Nyanga au Gabon, le Kouilou-Niari en République du Congo. Le bassin fluvial du Congo, qui comporte des ressources en eau renouvelables annuelles d'environ 1,3 milliard de mètres cubes, est le plus grand de ces bassins et constitue environ 30% des ressources en eau de l'Afrique. C'est le plus grand bassin d'Afrique avec une superficie d'environ 4 millions de km². Le fleuve Congo a un débit moyen annuel de 41.000 m³/s. Il s'étend sur 10 pays différents, mais 85,3% du bassin fluvial du Congo se situe dans les régions, en grande partie boisées, de quatre pays : le Cameroun, la République Centrafricaine, la République Démocratique du Congo et la République du Congo. Le réseau hydrographique du

bassin du Congo est très dense et comprend un réseau complexe de rivières, de vastes forêts inondées et de lacs.

Les différents fleuves qui se jettent dans le golfe de Guinée sont les suivants (du Nord au Sud et l'Ouest à l'Est) :

- Le Cavally (frontalier du Libéria et de la Côte d'Ivoire) : c'est un cours d'eau d'Afrique occidentale qui coule en Guinée, au Libéria et en Côte d'Ivoire. C'est aussi le nom de l'une des 31 régions de la Côte d'Ivoire regroupant les villes de Guiglo, Taï, Toulepleu et Bloléquin.
- Le Sassandra (en Côte d'Ivoire) : c'est un fleuve de l'ouest de la Côte d'Ivoire. Comme le Bandama qui coule plus à l'Est, il traverse le pays du Nord au Sud et se jette dans le golfe de Guinée.
- Le Bandama (en Côte d'Ivoire) : c'est un fleuve qui traverse la Côte d'Ivoire du Nord au Sud. Le nom fleuve vient de l'expression « gbanda-ma » qui signifie « fils de la mer ». Il est formé de la conjonction des Bandama blanc et Bandama rouge (Marahoué). Le Bandama blanc constitue le cours supérieur du fleuve.
- La Comoé (en Côte d'Ivoire) : c'est un fleuve d'Afrique Occidentale qui coule au Burkina Faso et en Côte d'Ivoire.
- La Volta (au Ghana) : c'est un fleuve d'Afrique de l'Ouest qui se jette dans le golfe de Guinée. Elle est formée par la confluence de la Volta Noire, la Volta Blanche et la Volta Rouge. Ce fleuve donna autrefois son nom au pays de la Haute-Volta, avant qu'il prenne le nom de Burkina Faso en 1984.
- Le Mono (entre le Togo et le Bénin) : c'est un fleuve du Togo et du Bénin.
- Le Niger (au Nigeria) : encore appelé Djoliba en mandingue, c'est un fleuve d'Afrique Occidentale, le troisième du continent par sa longueur, après le Nil et le Congo. Il prend sa source entre la Sierra Leone et la Guinée à 800 m d'altitude au pied des monts Loma pour, après une grande boucle aux confins du Sahara, se jeter dans l'océan Atlantique, au Nigéria. Son cours traverse ou borde six États (la Sierra Leone, la Guinée, le Mali, le Niger, le Bénin et le Nigéria), parmi lesquels deux tirent leur nom directement du fleuve (le Niger et le Nigéria).
- La Sanaga (au Cameroun) : c'est l'un des principaux fleuves du Cameroun, également appelé Djerem dans son cours supérieur.

- L'Ogooué : c'est le principal fleuve du Gabon.
- Le Congo (frontalier du Congo-Kinshasa et de l'Angola) : un fleuve d'Afrique Centrale prenant sa source sur les hauts plateaux à la limite de l'Afrique Australe, drainant de nombreux pays (dont majoritairement la République démocratique du Congo) et se jetant dans l'océan Atlantique. Il sert de frontière naturelle entre la République démocratique du Congo, la République du Congo et l'Angola. Son cours supérieur est appelé Lwalaba ou Lualaba, et entre les années 1970 et 1990 (zaïrianisation), la totalité du fleuve était appelé Zaïre au Zaïre. Avec ses 4 700 kilomètres de longueur, il est le huitième plus long fleuve du monde mais le second après l'Amazone pour son débit de 80 832 m³/s au maximum. Sous réserve des vérifications nécessaires, des levés bathymétriques par sonar effectués en 2008 pourraient en faire le fleuve le plus profond au monde, avec une profondeur dépassant 220 mètres sous forme de canyons immergés (Oberg et al., 2009) ; ses eaux abritent même une faune typiquement abyssale, parfois rejetée agonisante à sa surface en raison d'accidents de décompression brutale provoqués par la force des courants (Elbein, 2020).
- La Couanza (en Angola) : aussi nommé Cuanza, Coanza ou Quanza, c'est un fleuve de l'Angola qui se jette dans l'océan Atlantique.

I.3. Topographie/Bathymétrie

Les altitudes de la zone d'étude sont présentées sur la figure 2. Cette figure présente la bathymétrie (altitudes négatives) et la topographie (altitudes positives) de l'étendue du golfe de Guinée et ses environs. Les données topographiques et bathymétriques couvrent une zone plus large (de -6° à 13° longitude Est et de -7° à 8° latitude Nord) pour prendre en compte l'effet de la topographie lointaine. Ces données d'altitudes doivent avoir une grande précision et une bonne résolution pour se rapprocher le plus possible de la réalité. Un des modèles bathymétriques les plus résolus actuellement à l'échelle globale est le 15 arc-second Shuttle Radar Topography Mission (USGS, 2017), i.e. SRTM15+ (Figure 2). La zone d'étude présente une forte bathymétrie allant jusqu'à environ 6000 m de profondeur. Le golfe de Guinée présente une bathymétrie assez irrégulière au sud-ouest de la LVC. Les altitudes maximales sont principalement observées sur la LVC et son prolongement dans le domaine océanique.

L'altitude maximale est de 4000 m environ. Cette altitude est très proche de la hauteur du mont Cameroun (4037 m) évaluée par Kamguia et al. (2015) et qui se trouve être le plus haut sommet en Afrique Centrale.

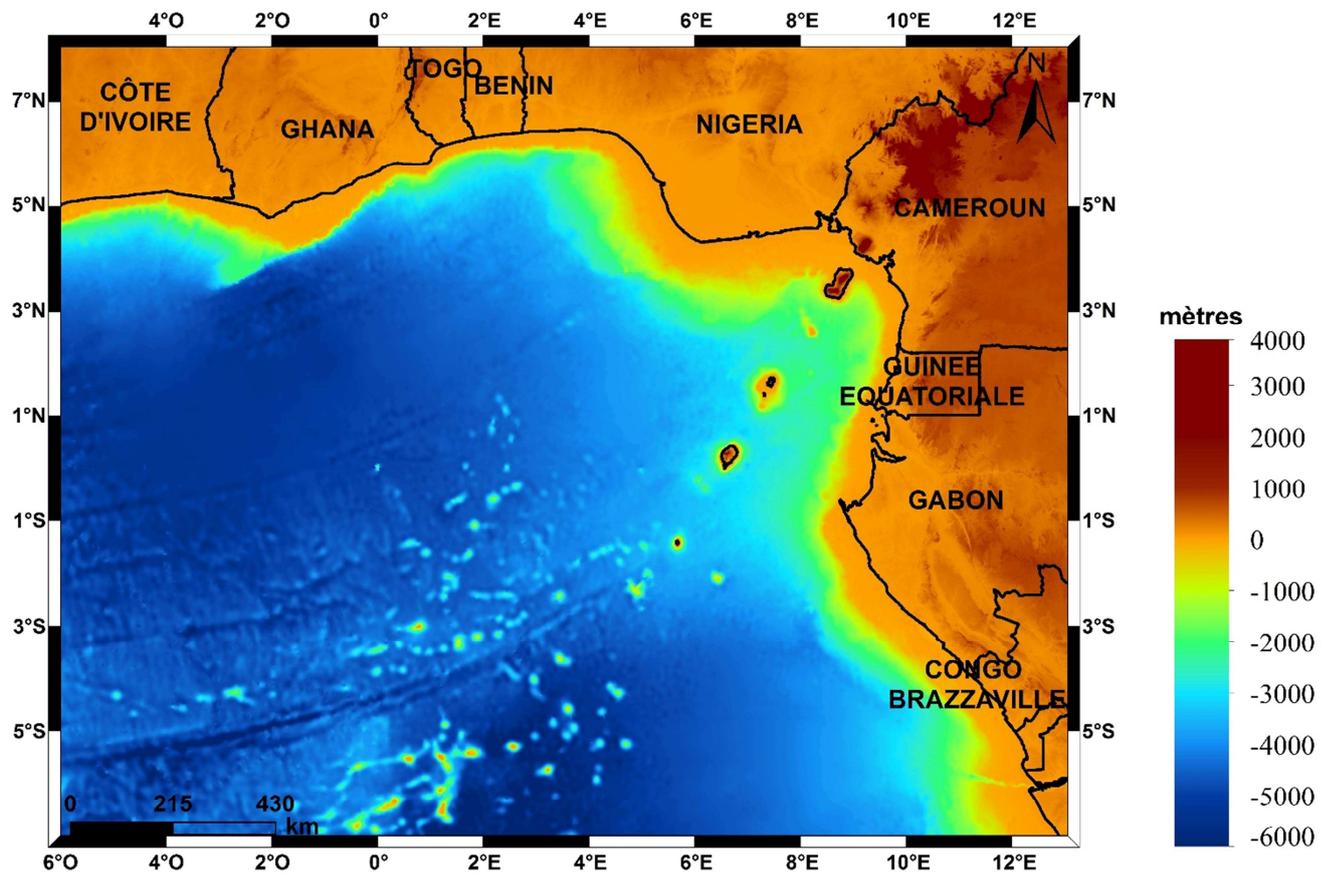


Figure 2 : Altitudes de la zone d'étude d'après le modèle SRTM+15.

I.4. Golfe de Guinée et potentiel économique

Le golfe de Guinée présente une zone d'intérêt au regard de son fort potentiel économique. En effet, il regorge de multiples ressources comme le gaz, le pétrole et des produits halieutiques.

Le gaz est surtout exploité, par ordre d'importance, par le Nigeria, le Ghana et le Gabon. C'est une des ressources les plus présentes et les plus exploitées du golfe. À lui seul, le Nigeria

a produit en 2008 35 milliards de m³ ; il exporte essentiellement sa production en Europe du Sud ainsi que dans le reste du golfe.

Le pétrole, première ressource du golfe de Guinée, fait de celui-ci la première région pétrolière d'Afrique, avec un des plus grands gisements sous-marins connus au monde : il représente près de 24 milliards de barils de réserves, soit 4,5 % des réserves mondiales de pétrole. En 2012, cette réserve permet une production globale de 5 millions de barils par jour dans le golfe de Guinée, exportée principalement vers les États-Unis, l'Europe, l'Inde, et la Chine (dont 30 % des importations totales de pétrole viennent du golfe de Guinée) (Boukoulou, 2008). De l'Ouest vers l'Est, les pays exploitant de pétrole sont le Ghana, le Nigeria, la Guinée Equatoriale, et le Gabon. Le Ghana produit 120 000 barils par jour, et cette ressource pourrait représenter pour le pays un gain de 20 milliards de dollars d'ici 2030. Le Nigeria, lui, possède les deux tiers de cette ressource, essentiellement dans les gisements offshore présents dans ses eaux. En revanche, il détourne environ 5 % de cette production vers des marchés parallèles d'Afrique de l'Ouest. Pour la Guinée Equatoriale, la découverte d'un gisement offshore dans ses eaux, ainsi que la présence de pétrole près de l'île de Bioko et de celle de Mbanié sont autant de facteurs de croissance pour le pays, qui, avec ses 1,1 milliard de barils de réserve, représentant 89 % du budget de l'État, se trouve être le troisième producteur de pétrole d'Afrique subsaharienne. Enfin, le Gabon est le 37^e producteur mondial, avec près de 234 000 barils tous les 14 jours (Boukoulou, 2008).

Le golfe de Guinée possède également des ressources halieutiques estimées à 1 055 000 tonnes de réserve de poisson, et avec une production aux alentours de 600 000 tonnes par an. Mais le golfe recense, à cause de ces ressources, un certain nombre de pêcheurs illicites et notamment étrangers, qui viennent s'approvisionner sans limite dans le golfe, empêchant les petits pêcheurs locaux de pratiquer correctement leur activité.

I.5. Golfe de Guinée, géopolitique et insécurité

La géopolitique du golfe de Guinée considère le golfe de Guinée en tant que territoire partagé ou disputé entre les États. Ce golfe est un espace maritime situé à l'ouest du continent africain; il inclut généralement huit pays côtiers (bien que ce chiffre puisse varier selon les

sources) bordés par l'océan Atlantique : le Ghana, le Togo, le Bénin, le Nigeria, le Cameroun, la Guinée équatoriale, le Gabon et Sao Tomé-et-Principe. Les eaux du golfe de Guinée abritent de nombreuses ressources. Ses réserves en pétrole lui permettent d'augmenter sa production et engendrent des flux importants, notamment reliés à l'axe maritime proche du golfe, lui laissant l'espoir de devenir pas à pas, malgré les conflits et les pirates, un nouveau centre de gravité énergétique et donc stratégique. Le partage des espaces maritimes est inégal, comme on peut le voir avec l'exemple du Cameroun ou du Nigeria. Pays de superficie relativement proche, ils ne possèdent pas la même surface d'espace maritime : le Cameroun est presque enclavé. Certains pays veulent étendre leur espace maritime, occasionnant ainsi de nombreux conflits et désaccords. Comme le sol marin est riche en ressources et notamment en hydrocarbures, certains pays se disputent l'appropriation de certains espaces. C'est le cas avec les îles de Bioko et Annobon, qui appartiennent à la Guinée Equatoriale. Ces îles sont source de conflits car elles présentent un potentiel énergétique. Il existe aussi des tensions depuis 30 ans entre le Gabon et la Guinée Equatoriale pour la possession d'îles de la baie de Corisco, comme celle de Mbanié. Les eaux territoriales de ces îles sont riches en hydrocarbures. Tous les pays du golfe de Guinée producteurs de pétrole veulent agrandir leur zone économique exclusive (ZEE) et engendrent par conséquent un chevauchement des revendications. C'est ainsi que le Ghana, le Bénin, le Togo, Sao Tomé-et-Principe et le Nigeria revendiquent la même zone de plateau continental.

Le golfe de Guinée est une zone d'insécurité. En raison d'une augmentation des échanges maritimes, on peut observer une augmentation significative des attaques pirates. La présence d'hydrocarbures entraîne aussi de nombreuses attaques pirates. Le golfe de Guinée constitue en effet une des principales zones de risques en ce qui concerne l'activité pétrolière en mer et les attaques pirates concernent principalement les mers territoriales d'États producteurs de pétrole comme le Nigeria ou le Cameroun. On peut aussi noter des attaques dans les ports. On a recensé 60 attaques en 2011 dans le golfe de Guinée. Avec environ vingt attaques en 2011, le Bénin est le pays du Golfe de Guinée le plus touché par la piraterie. Il y a aussi eu une hausse du nombre d'attaques au Togo et au Bénin. La piraterie maritime cause d'importantes pertes financières, avoisinant les 2 milliards de dollars chaque année. Les conséquences de telles pertes sont inimaginables pour les populations qui espèrent une amélioration de leurs conditions de vie. Bien plus, selon le Bureau maritime international, le

golfe de Guinée aurait dépassé le golfe d'Aden en la matière avec 966 attaques de marins contre 851 attaques au large des côtes somaliennes.

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE GENERAL

En général, la plaque Africaine est marquée par des formations et structures géologiques majeures ayant un lien avec la zone d'étude.

II.1 Le craton du Congo

Le craton du Congo est un ancien craton précambrien couvert par le bassin du Congo à l'ère paléozoïque jusqu'au récent. Avec les quatre autres cratons (cratons du Kaapvaal, du Zimbabwe, de la Tanzanie et de l'Afrique de l'Ouest), le craton du Congo constitue le continent africain moderne. Ces cratons se sont formés il y a environ 3,6 à 2,0 milliards d'années et sont stables sur le plan tectonique depuis lors. Tous ces cratons sont délimités par des ceintures plissées plus jeunes formées il y a entre 2,0 milliards et 300 millions d'années. Le craton du Congo occupe une grande partie du centre de l'Afrique Australe, s'étendant de la région du Kasai de la RDC jusqu'au Soudan et en Angola. Il fait partie du Gabon, du Cameroun et de la République Centrafricaine. Une petite partie s'étend également en Zambie, où elle s'appelle le bloc Bangweulu.

Avant l'ouverture de l'Atlantique Sud, les cratons de São Francisco et du Congo étaient reliés par un pont «cratonique», le pont Bahia-Gabon. L'événement orogénique le plus récent sur ce pont s'est produit à 2 Ga, de sorte que la connexion entre São Francisco et le Congo doit s'être formée au cours du Paléoprotérozoïque. Au sud de ce pont cratonique, l'orogénèse Araçuaí-Congo de l'ouest a évolué au Néoprotérozoïque dans un bassin marin fait de croûte océanique, une échancrure du continent São Francisco-Congo (Babinski et al., 2012). La ceinture panafricaine de l'ouest du Congo comprend des événements magmatiques majeurs. Au début du Néoprotérozoïque, la bordure ouest du craton du Congo a été le lieu du rifting initial de Rodinia avant son éclatement. Au Néoprotérozoïque, le Centre du Congo ou Bas Congo est devenu une marge passive sur laquelle se sont déposés des sédiments de 4000 m. A la fin du Néoprotérozoïque, le Bas-Congo n'a été affecté par l'orogénèse panafricaine à 566 Ma que dans une mesure limitée protégée par cette marge passive et par l'épaisseur du craton. À

1000 Ma, le magmatisme peralcalin a initié une mise en place transtensionnelle précoce le long du bord ouest du craton du Congo. Une Grande Province Ignée (LIP) a été suivie d'un magmatisme felsique (entre 920 et 910 Ma) qui avait un court intervalle de mise en place et a donné une séquence de 3000 à 4000 m d'épaisseur. Les séquences de magma mafique-felsique (6000 m d'épaisseur) sur le bord ouest du craton du Congo sont similaires à celles des LIP du Paraná et du Deccan, mais dans le craton du Congo, la source de magma est devenue moins profonde avec le temps. Il n'y avait aucune activité géodynamique le long de la marge occidentale du Congo pendant le Mésoprotérozoïque (Tack et al., 2001).

II.2 La Ligne Volcanique du Cameroun

La LVC est une chaîne de volcans de 1 600 km (Burke, 2001). Il comprend des îles du golfe de Guinée et des montagnes qui s'étendent le long de la région frontalière de l'est du Nigéria et de la région « ambazonienne » du Cameroun, du mont Cameroun sur le golfe de Guinée au Nord et à l'Est vers le lac Tchad. Les îles, qui enjambent l'équateur, ont des climats tropicaux et abritent de nombreuses espèces uniques de plantes et d'oiseaux. La LVC est géologiquement inhabituelle en s'étendant à la fois à travers l'océan et la croûte continentale. Diverses hypothèses ont été avancées par différents géologues pour expliquer la ligne (Burke, 2001).

Les géologues ne sont pas d'accord sur les régions volcaniques qui devraient être incluses dans la LVC. Tous comprennent la ligne des îles du golfe de Guinée et la ligne continentale jusqu'au Mont Oku. Sur la base des similitudes d'âge et de composition, certains incluent également le plateau de Ngaoundéré, le plateau de Biu au Nigeria au nord du bras Yola de la fosse de Bénoué et le plateau de Jos à l'ouest de la fosse de Bénoué. La Figure 3 montre les structures géologiques composant la LVC. Il existe différentes théories sur les similitudes entre les formations océaniques et continentales de la LVC (Rankenburg et al., 2004). La LVC coupe l'angle où la côte de l'Afrique fait un virage à 90° de la côte sud le long de l'ouest du craton du Congo à la côte ouest le long du sud du craton ouest-africain. Le littoral correspond à peu près à la côte de la province géologique de Borborema au nord-est du Brésil, qui a commencé à se séparer de cette partie de l'Afrique il y a environ 115 millions d'années. La zone de cisaillement centrafricaine (CASZ), un linéament qui s'étend du Soudan jusqu'à la

côte du Cameroun, passe sous la section continentale de la LVC. Il est visible dans la zone de cisaillement de Fouban, qui était active avant et pendant l'ouverture de l'Atlantique Sud au Crétacé (Dorbath et al., 1986). L'extrémité ouest de la zone de cisaillement est obscurcie par les volcans de la LVC, mais sur la base de la reconstruction de la configuration de l'Amérique du Sud avant qu'elle ne se sépare de l'Afrique, la zone de cisaillement de Fouban peut être identifiée avec la faille de Pernambuco au Brésil (Stuart et al., 1985). Un tremblement de terre majeur en 1986 pourrait indiquer que la zone de cisaillement est en train de se réactiver. Le creux de la Bénoué se trouve à l'ouest de la LVC. Le fossé de la Bénoué a été formé par le rifting du sous-sol du centre de l'Afrique de l'Ouest, à partir du début de l'ère du Crétacé. Une explication courante de la formation de ce fossé est qu'il s'agit d'un aulacogène, un bras abandonné d'un système de rift radial à trois bras. Les deux autres bras ont continué de se répandre pendant l'éclatement du Gondwana, alors que l'Amérique du Sud se séparait de l'Afrique (Petters, 1978). Au Santonien, il y a environ 84 millions d'années, le creux de la Bénoué a subi une compression et un pliage intenses (Obaje et al., 2004). Depuis lors, il a été tectoniquement calme (Burke, 2001).

Les roches basaltiques des secteurs océanique et continental de la LVC sont de composition similaire, bien que les roches les plus évoluées soient assez distinctes. La similitude des roches basaltiques peut indiquer qu'elles ont la même source. Puisque le manteau de la lithosphère sous l'Afrique doit être différent dans sa composition chimique et isotopique du manteau lithosphérique plus jeune sous l'Atlantique, une explication est que la source se trouve dans l'asthénosphère plutôt que dans la lithosphère métasomatisée (Fitton, 1987). Un point de vue différent est que les similitudes seraient causées par une contamination peu profonde de la section océanique, qui pourrait être causée par des sédiments du continent ou par des blocs de croûte radés qui ont été piégés dans la lithosphère océanique lors de la séparation entre l'Amérique du Sud et l'Afrique (Rankenburg et al., 2004). Selon certains géologues, il est prouvé qu'un panache du manteau existe dans la région depuis environ 140 millions d'années, restant d'abord à peu près dans la même position tandis que la plaque africaine tournait au-dessus, puis restant stationnaire sous la région d'Oku depuis environ 66 millions d'années (Burke, 2001). Dans cette théorie, la chaleur anormale s'élevant dans un panache du manteau conduirait à la fusion du manteau supérieur. Cette ascension du panache mantellique aurait donc aminci et affaibli la croûte, facilitant ainsi le rifting. La panache

mantellique sous-jacent aurait affecté le fossé de Bénoué plusieurs fois entre 140 Ma et 49 Ma (Ofoegbu, 1984 ; Maluski et al., 1995). Une hypothèse liée au panache pour le développement ultérieur de la LVC il y a 30 Ma, est qu'il coïncide avec le développement d'un système de convection du manteau peu profond centré sur le panache du manteau et est lié à l'amincissement et à l'extension de la croûte le long de la LVC dû à la détente des pressions dans la plaque maintenant stationnaire (Burke, 2001). L'hypothèse du panache du manteau est contestée par les scientifiques qui soulignent que les caractéristiques de la région sont assez différentes de ce qui est prédit par cette hypothèse, et qu'une source dans une fracture lithosphérique est plus susceptible d'être l'explication (Foulger, 2012). La LVC se serait formée suite à une fuite de magma provenant de failles précambriennes réactivées (Njonfang et al., 2008). La mystérieuse hypothèse selon laquelle la composition des magmas serait la même dans les formations volcaniques continentales et océaniques, est probablement expliquée par des études récentes qui montrent que la lithosphère sous-jacente est la même. Une étude gravimétrique de la partie sud du plateau de l'Adamaoua a montré une ceinture de roches denses à une profondeur moyenne de 8 km parallèlement à la zone de cisaillement de Fouban. Ces matériaux denses semblent être une intrusion ignée qui peut avoir accompagné la réactivation de la zone de cisaillement et peut être associée à la LVC (Tatchum et al., 2006).

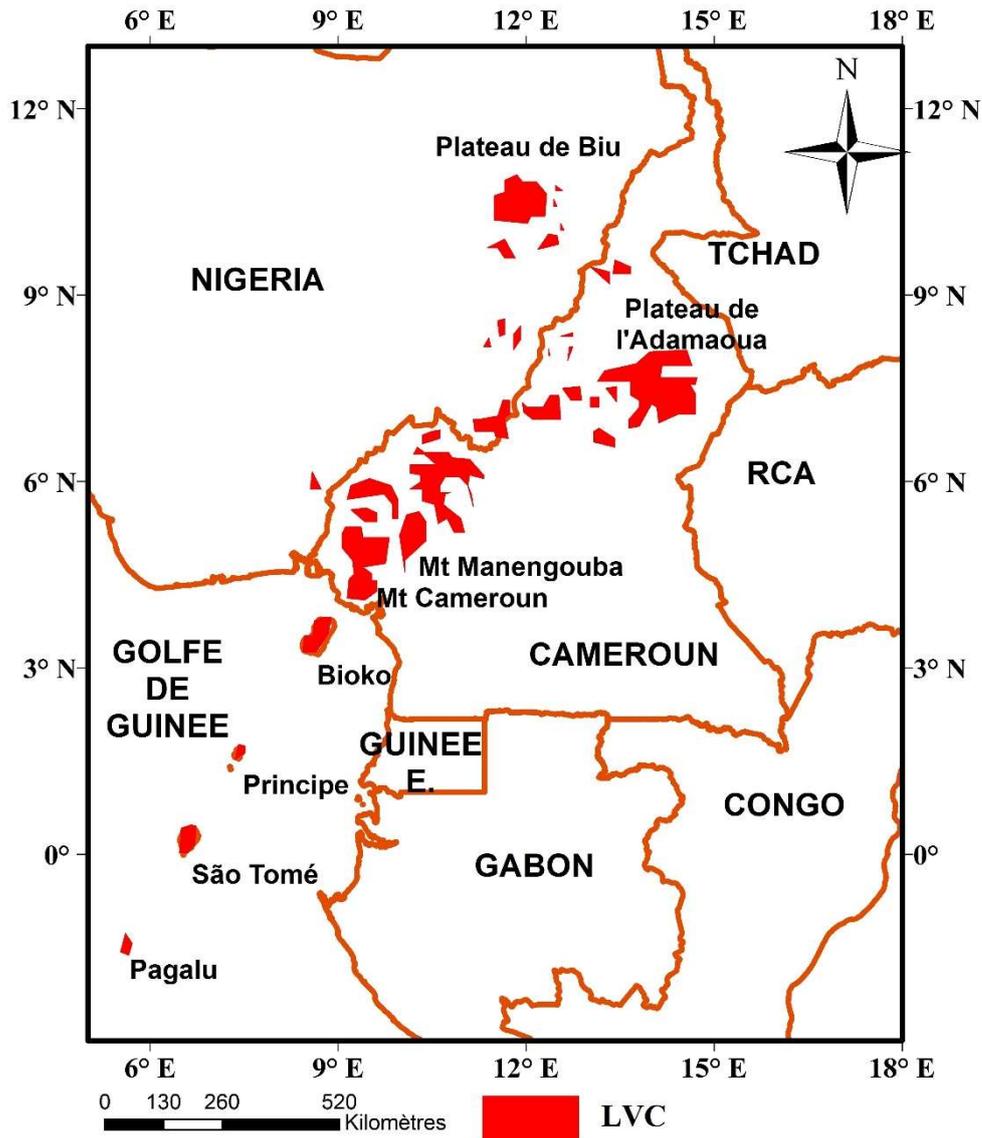


Figure 3 : Esquisse des structures géologiques composant la Ligne Volcanique du Cameroun (Burke, 2001). LVC : Ligne Volcanique du Cameroun ; RCA : République Centrafricaine.

II.3 La zone de cisaillement d'Afrique Centrale

La zone de cisaillement d'Afrique Centrale est un système de failles s'étendant dans une direction E-NE depuis le golfe de Guinée jusqu'au Soudan, traversant le Cameroun (Ibrahim et al., 1996). Sa structure n'est pas très bien connue ni comprise. En 2008, il n'y avait toujours pas de consensus sur la manière dont les différents linéaments sont reliés (Pankhurst et al.,

2008). La Figure 4 montre un aperçu du prolongement de la zone de cisaillement d'Afrique Centrale.

La zone de cisaillement date au moins de 640 Ma (Dorbath et al., 1986). Le mouvement s'est produit le long de la zone lors de la fracturation du Gondwana à l'époque du Jurassique et du Crétacé (Ibrahim et al., 1996). Certaines failles ont été rajeunies plus d'une fois, avant et pendant l'ouverture de l'Atlantique Sud au Crétacé (Dorbath et al., 1986). La faille de Pernambouc au Brésil en est la continuation à l'Ouest. Au Cameroun, la zone coupe le soulèvement de l'Adamaoua, une formation plus récente que le Crétacé. Le fossé de la Bénoué s'étend au Nord et la zone de cisaillement de Fouban s'étend au Sud (Schlüter et Trauth, 2008). Il y a eu une activité volcanique le long de la ligne du Cameroun depuis 130 Ma jusqu'à nos jours. Cette activité volcanique aurait un lien avec la réactivation de la zone (Foulger et Jurdy, 2007). Sous la zone de cisaillement, la lithosphère est relativement mince et forme une étroite ceinture, l'asthénosphère étant à une profondeur de 190 à 120 km (Plomerova et al., 1993). Les mouvements à l'époque du Mésozoïque et du Tertiaire ont produit des bassins de rifts allongés au centre du Cameroun, au nord de la République Centrafricaine et au sud du Tchad (Dorbath et al., 1986).

On pensait auparavant que la zone s'étendait vers l'Est jusqu'à la région du Darfour, dans l'ouest du Soudan (Dorbath et al., 1986). On sait désormais, depuis la fin des années 1990, qu'elle s'étend jusqu'au centre et à l'est du Soudan, sur une longueur totale de 4 000 km (Ibrahim et al., 1996). Au Soudan, la zone de cisaillement est suspectée d'avoir joué le rôle d'une barrière structurelle au développement des bassins sédimentaires profonds du Crétacé Tertiaire au nord de la zone. Les objections à cette théorie sont que le rift du Bahr el Arab et le rift du Nil Bleu s'étendent au nord d'une ligne proposée comme frontière de la zone de cisaillement (Selley, 1997). Cependant, l'alignement des extrémités nord-ouest des rifts est conforme à la théorie (Bowen et Jux, 1987).

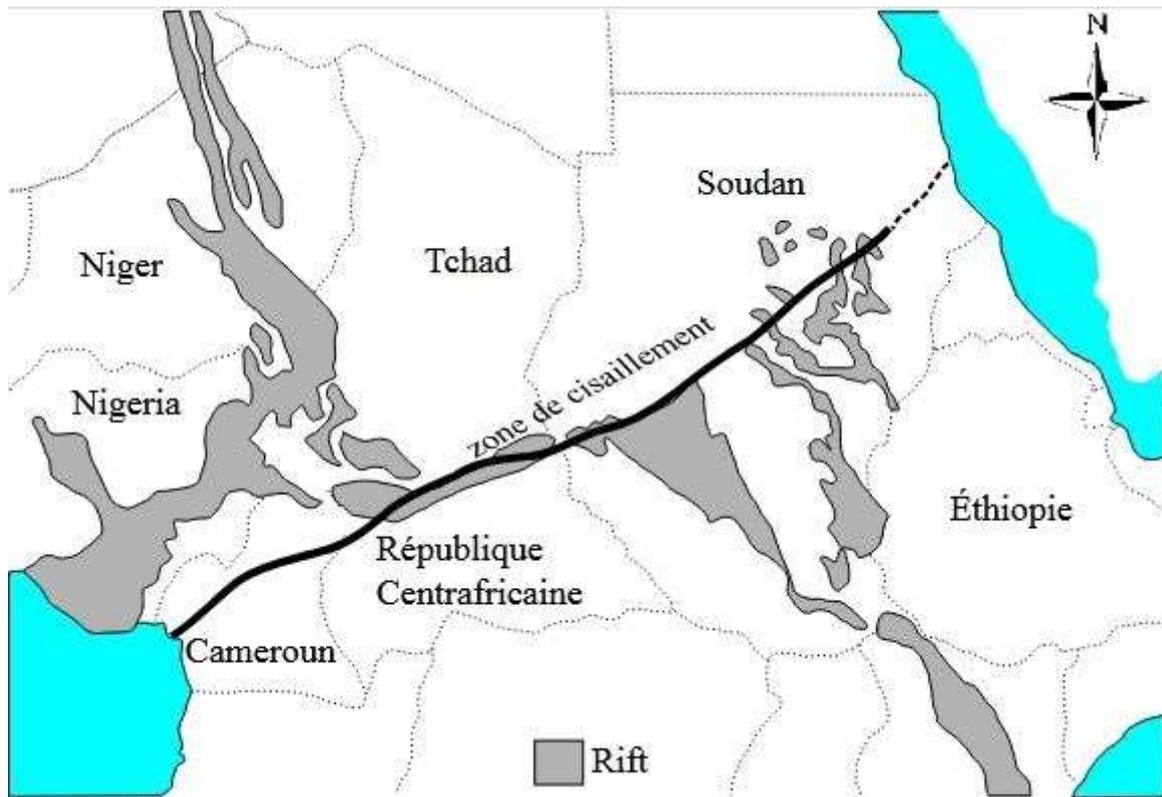


Figure 4 : Aperçu du prolongement de la zone de cisaillement d’Afrique Centrale (Ibrahim et al., 1996).

II.4 Le fossé de la Bénoué

Le fossé de la Bénoué ou encore trouée de la Bénoué (Hirsch et Roussel, 2017), est une formation géologique de grande taille, sous-tendant une notable partie du Nigeria et s'étendant sur 1 000 km depuis le golfe du Bénin jusqu'au lac Tchad (Figure 5). C'est un rift avorté faisant partie du système plus global du rift d'Afrique Centrale. La limite sud du fossé se situe à la frontière nord du delta du Niger où il plonge vers le bas et est recouvert de sédiments datant du Tertiaire et plus récents. Il s'étend vers le Nord jusqu'au bassin du Tchad et fait environ 150 km de large. Il est arbitrairement divisé en trois régions (basse, médiane et haute). La région haute est elle-même divisée en deux branches, celle de Gongola et celle de Yola. Le bassin d'Anambra, à l'ouest de la région basse, est plus récent que le reste du fossé, mais il est néanmoins considéré comme en faisant partie (Obaje, 2009).

Le fossé de la Bénoué s'est formé par une fracture du sous-sol du centre de l'Afrique de l'Est, commencée au début du Crétacé (145 à 66 Ma). Au commencement, le fossé accumule les sédiments déposés par les rivières et les lacs. Entre le début et le milieu du Crétacé, il est recouvert par la mer. Le plancher marin accumule lui aussi les sédiments, particulièrement dans la partie sud, le rift d'Abakiliki, dans des conditions anaérobiques. Au Crétacé supérieur (100,5 à 66 Ma), le fossé de la Bénoué forme la liaison principale entre le golfe de Guinée et l'océan Thétys via le bassin du Tchad et le bassin des Iullemmeden (Wright et al., 1985). Aujourd'hui, il contient environ 5 000 m de sédiments du Crétacé et de roches volcaniques (Adighije, 1979). L'explication la plus commune concernant sa formation est qu'il s'agit d'un « aulacogène », un rift avorté d'un système de fracturation en trois points. Les deux autres plaques ont continué à s'écarter durant la séparation du Gondwana, lorsque l'Amérique du Sud s'est séparée de l'Afrique (Petters, 1978). Les deux continents semblent avoir commencé à se diviser dans leurs zones sud respectives, avec un fossé s'étendant des lignes côtières actuelles à la Bénoué puis, plus tard, s'écartant le long de ce qui est aujourd'hui la côte sud de l'Afrique de l'Ouest et de la côte nord-est d'Amérique du Sud. Lorsque la séparation fut complète, la partie sud de l'Afrique bascula légèrement, compressant et pliant les sédiments du fossé de la Bénoué (Wright, 1968). Durant le Santonien, il y a environ 84 millions d'années, le bassin subit une intense compression. Cette compression conduisit à la formation de centaines d'anticlinaux et de synclinaux. Les dépôts du fossé de la Bénoué furent déplacés vers l'ouest, causant l'affaissement du bassin d'Anambra (Obaje, 2009).

Une version plus élaborée du modèle fait intervenir un panache (remontée de roches chaudes vers la surface) où la chaleur anormalement élevée fait fondre le manteau supérieur, amincissant et étirant la croûte terrestre jusqu'à la fracture de la zone affaiblie. Cela a pu se produire plusieurs fois, le fossé de la Bénoué se déformant entre chaque épisode de fracturation (Ofoegbu, 1984). Le même phénomène de panache est peut-être responsable de la LVC, le long de la zone de cisaillement d'Afrique Centrale, ainsi que de la formation de l'île volcanique de Sainte-Hélène, dans l'océan Atlantique (Coulon et al., 1996). Trois périodes d'activité magmatique ont été identifiées de 147 à 106 Ma, de 97 à 81 Ma et de 68 à 49 Ma. La première s'est manifestée au nord du fossé et elle est contemporaine de l'activité magmatique au Brésil. Cela indique qu'elle s'est probablement produite pendant la période d'expansion crustale avant que l'Atlantique ne commence à s'ouvrir. La deuxième concerne uniquement le sud du fossé et

s'est déroulée sans doute à une période où l'extension de l'Atlantique s'était ralentie. Elle se termine par une période de compression. La troisième et dernière est également localisée au sud de la zone et peut être considérée comme une réponse isostatique à un amincissement préalable de la croûte terrestre (Maluski et al., 1995). L'effet de panache était probablement limité dans ses effets, la plupart des bassins contenus dans le fossé ayant été créés par une combinaison d'effets d'extension et de ceux liés à des failles décrochantes. Le prolongement de ces failles dans l'océan, avec la zone de faille de Chain et celle de Charcot, trouve sa contrepartie dans le nord-est du Brésil (Robert, 2008).

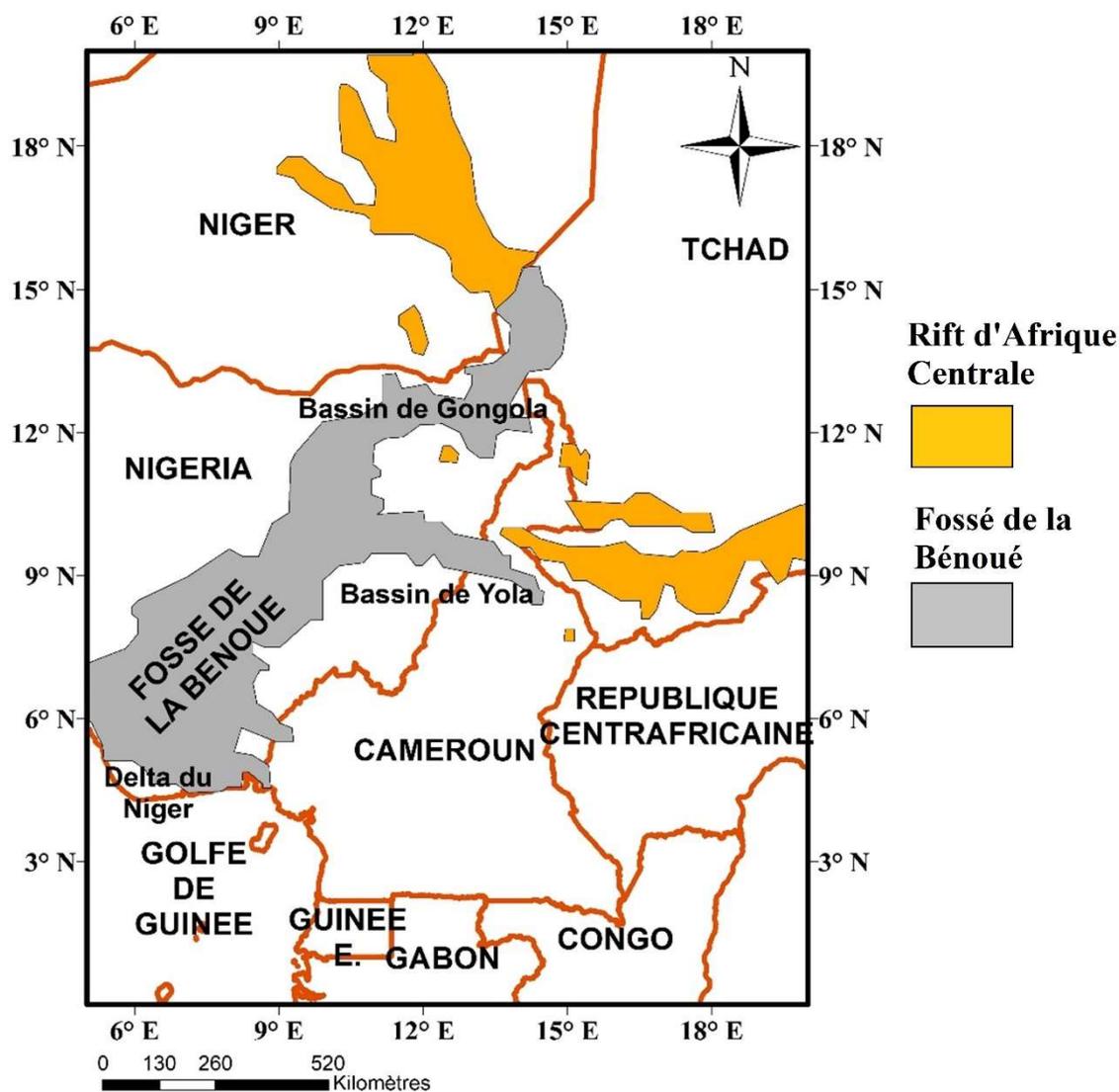


Figure 5 : Esquisse de l'étendue du fossé de la Bénoué en Afrique Centrale et Occidentale (Obaje, 2009).

III. GEOLOGIE STRUCTURALE DE LA ZONE D'ETUDE

La figure 6 présente une géologie simplifiée et quelques structures majeures de la zone d'étude. La zone d'étude est située de -4° à 11° longitude Est et de -5° à 7° latitude Nord. Elle recouvre une bonne partie du golfe de Guinée dans sa partie marine. La zone cible renferme également la partie côtière de plusieurs pays en Afrique notamment : La Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo, le Bénin, le Nigéria, le Cameroun, la Guinée Equatoriale et le Gabon.

Le golfe de Guinée s'est formé entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur à la suite de la séparation des plaques africaines et sud-américaines (Binks et Fairhead, 1992; Guiraud et Maurin, 1992). Cette phase a été caractérisée par des activités tectoniques créant ainsi des failles de blocs et des failles transformantes. Des roches volcaniques datant du Jurassique moyen sont présentes dans la partie ouest de la zone d'étude. La tectonique affectant le golfe de Guinée aurait donc commencé au plus tard au Jurassique moyen (Dumestre, 1985; Kjemperud et al., 1992).

Le golfe de Guinée renferme trois zones de fractures majeures notamment : la zone de fracture Saint Paul située au Nord-Ouest, la zone de fracture Romanche et la zone de fracture Chain située à l'Est. Le point chaud du Cameroun, faisant partie de la ligne du Cameroun, a donné naissance aux différentes îles du golfe et à plusieurs monts sous-marins. Du point de vue géotectonique, la région du golfe de Guinée peut être subdivisée en cinq provinces :

- Le terrane au nord du Gabon : il a été formé au cours du Crétacé supérieur. Cette structure géologique comporte une large zone de rift sur la croûte continentale (Karner et al., 1997, Karner et Driscoll, 1999). Les failles affectant cette zone évoluent suivant la direction NW-SE et les failles de transfert de direction NE-SW sont continues avec les zones de fractures océaniques (Teisserenc et Villemin, 1989). La limite septentrionale de cette zone de rift est marquée par une zone de fracture ascendante.

- La marge Rio Muni : elle est située dans la partie sud-ouest du Cameroun. Cette marge est orientée dans la direction NNE-SSW. Elle renferme les bassins de Kribi-Campo et de Rio-Muni. Les failles du rift continental affectant cette marge semblent avoir la même direction que la marge Rio-Muni. Meyers et al. (1998) ont montré que la croûte de cette partie du golfe de Guinée est constituée de blocs continentaux disloqués et traversés par des dykes, de magma

mafique et d'épaisses accumulations volcaniques. Par ailleurs, dans cette même zone, Rosendahl et Groschel-Becker (1999) ont plutôt identifié la zone de fracture de Kribi suivant la direction NE-SW. Au nord de la marge, se trouve tout un complexe constitué d'une épaisse couche de sédiments datant du Tertiaire.

- Le fossé de la Bénoué : cette structure a un grand impact sur l'histoire géologique de la zone d'étude. Le fossé de la Bénoué s'est formé suite à une fracture du sous-sol du centre de l'Afrique de l'Est, commencée au début du Crétacé (145 à 66 Ma). Cette structure géologique majeure évolue vers le golfe de Guinée dans la direction NE-SW. La zone de transition entre le fossé de la Bénoué et le golfe de Guinée est marquée par la présence du Delta du Niger, où on retrouve des sédiments datant du Tertiaire aux plus récents. C'est un rift avorté faisant partie du système plus global du rift d'Afrique Centrale.

- La LVC évolue dans le golfe de Guinée suivant une direction NE-SW. La partie méridionale de la ligne du Cameroun est ponctuée de volcans nés du point chaud du Cameroun. Il renferme plusieurs centres volcaniques à savoir le Mt Cameroun, les îles volcaniques de Bioko, Principe, São Tomé et Annobon et plusieurs volcans sous-marins. Plusieurs théories ont été proposées sur l'origine de la LVC. Burke (2001) pense que la LVC se serait formée suite à la réactivation d'un panache du manteau. Ce panache ferait partie d'un nouveau modèle de convection du manteau superficiel et à courte longueur d'onde. Les collines sous-marines qui se trouvent à l'ouest de la LVC s'orientent suivant la même direction et auraient la même origine que cette dernière.

- Le domaine océanique est composé de plusieurs zones de fractures qui ont été mises en évidence grâce aux données gravimétriques satellitaires et sismiques. Par exemple, la zone de fracture de Kribi peut être citée. C'est une zone de failles transformantes large de 75 km et qui évolue suivant la direction NE-SW.

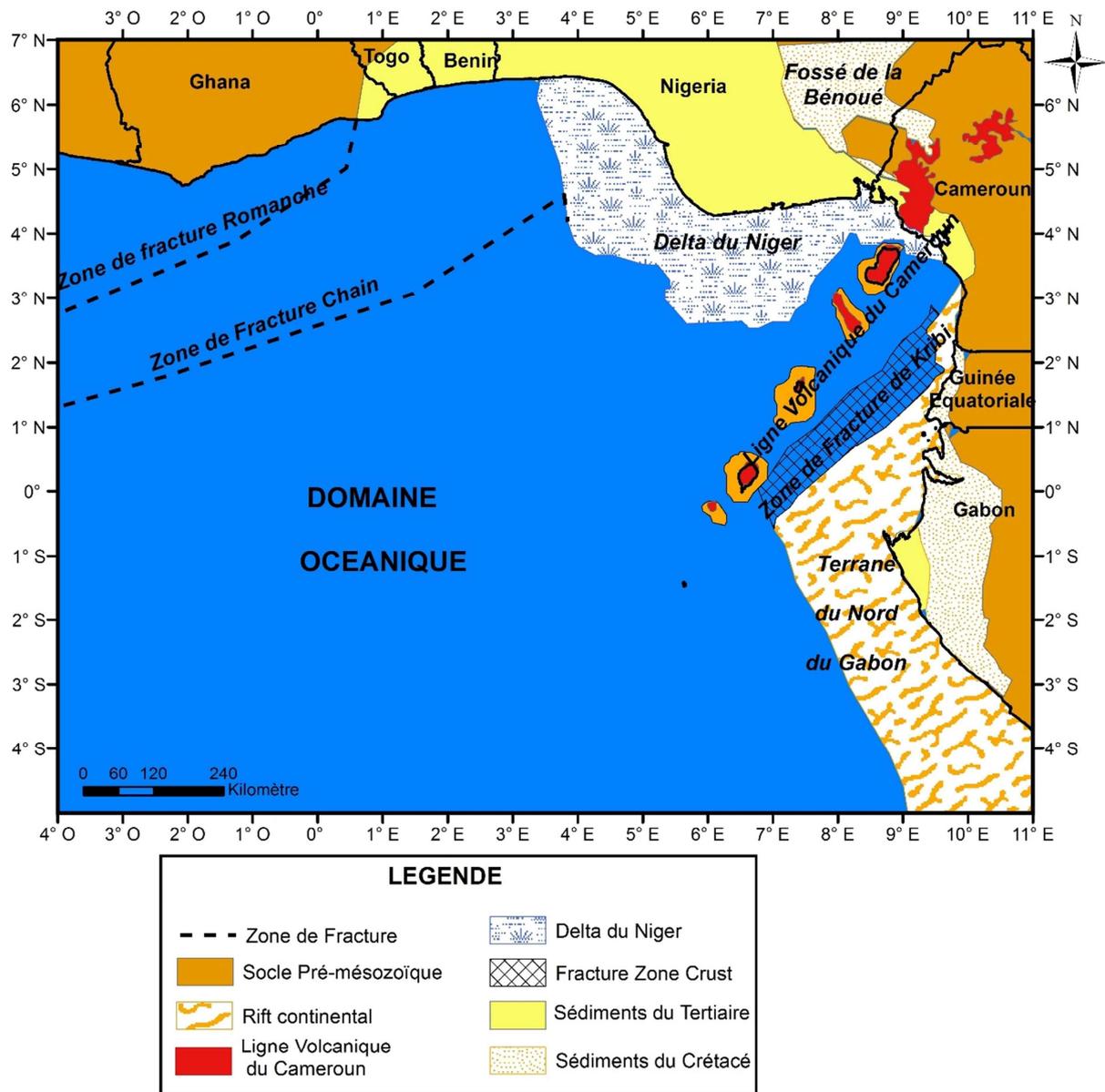


Figure 6 : Carte présentant les structures géologiques majeures de la région du golfe de Guinée. Les différentes unités structurales de la zone d'étude sont : la Ligne Volcanique du Cameroun, le terrane au nord du Gabon, le Delta du Niger, le fossé de la Bénoué, la zone de fracture de Kribi et les zones de fracture à l'ouest du golfe de Guinée.

IV. TRAVAUX ANTERIEURS

Pour montrer l'intérêt scientifique de ce travail, plusieurs travaux scientifiques antérieurs réalisés dans le monde et dont les objectifs rejoignent ceux de cette étude, sont présentés. Durant ces dernières décennies, de nombreux travaux scientifiques sur l'évaluation des modèles géopotentiels globaux d'une part, et sur l'utilisation des ondulations du géoïde pour mener des interprétations géophysiques d'autre part, ont été publiés.

Récemment, Hirt et al. (2011) ont évalué quatre modèles issus des deux premiers mois de la mission satellitaire GOCE. Comme première stratégie d'évaluation des modèles GOCE, ils ont utilisé des données gravimétriques terrestres sur la Suisse et l'Australie et des déflexions verticales astro-géodétiques sur l'Europe et l'Australie. Ils ont ensuite appliqué une méthode d'amélioration spectrale (SEM) aux GGMs GOCE tronqués pour rendre leur contenu spectral plus comparable aux données gravimétriques terrestres. Le SEM utilise les bandes de degré élevé de l'EGM2008 et les données du modèle de terrain résiduel comme source de données pour combler largement l'écart spectral entre les données satellites et terrestres. Comme deuxième stratégie d'évaluation, ils ont procédé à la comparaison des grilles globales des hauteurs quasigéoides des modèles GOCE et EGM2008. Cette étude a permis de localiser les régions où GOCE est susceptible de fournir une meilleure connaissance du champ de gravité terrestre. Les résultats des deux stratégies d'évaluations ensemble fournissent des preuves solides que les deux premiers mois d'observations GOCE améliorent la connaissance du champ de gravité statique de la Terre à des échelles spatiales comprises entre ~ 125 et ~ 110 km, en particulier sur certaines parties de l'Asie, de l'Afrique, de l'Amérique du Sud et de l'Antarctique, en comparaison avec l'ère pré-GOCE. Aussi, les travaux de Gilardoni et al. (2016) ont permis d'évaluer la qualité du modèle GECO en effectuant des comparaisons avec d'autres modèles combinés récents, tels que EIGEN6C4, et un géoïde local basé sur de nouveaux ensembles de données gravimétriques en Antarctique.

Zaki et al. (2018) ont effectué une comparaison statistique entre différents GGMs et des données gravimétriques marines sur la Mer Rouge. La méthode d'amélioration spectrale a été appliquée pour surmonter l'écart spectral existant entre les GGMs et les données gravimétriques marines. A l'issue de ces travaux, le modèle EGM2008 a présenté les meilleurs résultats avec des différences caractérisées par une moyenne de 1,35 mGal et un écart type de 11,11 mGal.

Il est également important de citer les travaux de Goyal et al. (2019) qui ont permis d'identifier le GGM le plus approprié pour l'Inde en comparant 15 GGMs développés de 1996 à 2017. Leurs résultats indiquent que le modèle EGM2008 est le meilleur GGM disponible pour l'Inde avec une erreur quadratique moyenne de 0,28 m, sans ajustement du modèle. Cependant, après avoir considéré des erreurs systématiques, le modèle GECO a montré des résultats significativement meilleurs avec une erreur quadratique moyenne de 0,19 m.

Par ailleurs, de nombreuses études scientifiques ont utilisé les ondulations du géoïde pour mener des interprétations géophysiques. Lu (2002) a utilisé un géoïde de haute-résolution pour identifier et caractériser quelques structures topographiques en Mer de Chine méridionale. Les travaux de Kamguia et al. (2008) ont permis de révéler les signatures géophysiques des structures géologiques superficielles à l'aide des ondulations du géoïde ; en supprimant les tendances régionales du géoïde à l'aide d'un modèle géopotential hybride, ils ont pu détecter une unité géologique dense près du bassin de Mamfe jamais identifiée par les études antérieures. Grâce aux anomalies d'un géoïde résiduel de haute-résolution, Sreejith et al. (2013) ont caractérisé les traits tectoniques régionaux de l'Océan Indien telles que les zones de subduction, les traces volcaniques et les systèmes de crêtes médio-océaniques.

Wu et al. (2018) ont effectué une interprétation géophysique détaillée à l'aide des anomalies du géoïde en combinaison avec d'autres jeux de données. Ils ont montré que les anomalies du géoïde résiduel peuvent refléter l'intensité de la convection mantellique à petite échelle dans l'asthénosphère. Aussi, les anomalies du géoïde intercouche peuvent refléter les activités magmatiques associées à la convection et au panache du manteau à différentes échelles. Une autre conclusion de leurs travaux était basée sur l'utilité du géoïde pour la recherche des zones de subduction, de convection mantellique et de panache mantellique.

V. INTERET SCIENTIFIQUE DE CE TRAVAIL

Ce travail de thèse a un fort intérêt scientifique compte tenu du potentiel économique et de la position stratégique de la zone d'étude.

Dans ce travail, l'évaluation de quelques GGMs récents sur le golfe de Guinée est effectuée. L'évaluation des GGMs se révèle très importante en géodésie et en géophysique. En effet, les anomalies gravimétriques sont généralement utilisées dans le calcul de géoïdes

gravimétriques ou encore pour effectuer des études géophysiques et géodynamiques telles que les mouvements crustaux, la tectonique des plaques. La détermination du modèle géopotentiel le plus adapté sur une zone comme le golfe de Guinée viendrait apporter un plus pour les futurs travaux scientifiques. Par ailleurs, les investigations géophysiques menées dans les zones côtières ou en mer en utilisant les données gravimétriques locales disponibles sont généralement limitées. Les données gravimétriques marines contiennent généralement de nombreuses erreurs et sont très irrégulièrement réparties. Les nouvelles techniques d'observations à partir des satellites ont considérablement évolué au cours des dernières années et offrent des données plus sensibles à la variation de la densité à l'intérieur du globe terrestre. Les données satellitaires récentes sont également reconnues pour leur haute résolution que l'on soit en mer ou sur terre. Les modèles gravimétriques satellitaires évalués dans ce travail pourraient être utilisés pour densifier les données gravimétriques terrestres et marines disponibles sur la zone d'étude. L'intérêt de ce travail est davantage mis en évidence au regard des travaux scientifiques effectués dans différentes régions du monde sur l'évaluation et la validation des meilleurs GGMs (Gruber et al., 2011; Hirt et al., 2011; Gilardoni et al., 2016; Zaki et al., 2018; Goyal et al., 2019).

Par ailleurs, ce travail permet d'effectuer une investigation des nombreuses formations géologiques superficielles et profondes que renferme la zone d'étude. En effet, plusieurs structures restent encore mal connues. Les structures tectoniques du golfe de Guinée ont été faiblement explorées, pourtant elles pourraient avoir un fort lien avec les activités sismiques affectant la marge continentale Africaine (Ambraseys et Adams, 1986; Kutu, 2013; Rouland et al., 2016). Une des structures géologiques majeures qui domine la zone d'étude est la LVC. Son origine reste encore mitigée au vue des différentes études scientifiques menées jusqu'à nos jours. Aussi, les activités tectoniques et sismiques en provenance de la croûte océanique pourraient fortement être influencées par la géodynamique en profondeur. Cette étude vient apporter une contribution à la compréhension des sources profondes et à la caractérisation des structures géologiques qui dominent la zone d'étude. Les ondulations du géoïde sont liées à la variation de la densité à l'intérieur du globe terrestre et donc aux différentes activités tectoniques et géodynamiques. Certains travaux scientifiques à l'instar de Lu (2002) ont montré que les anomalies géoïdales peuvent fournir de bonnes informations sur la tectonique et la géodynamique des plaques océaniques et continentales. Sreejith et al. (2013) ont

également montré qu'il est possible de caractériser les traits structuraux majeurs qui affectent la croûte terrestre à partir des ondulations du géoïde en mer. Le géoïde marin est donc un bon outil que l'on peut aisément utiliser pour des études structurales, tectoniques et géodynamiques. A cause de sa grande couverture sédimentaire, le domaine maritime est une zone assez sensible et contraignante pour mener des études géophysiques de qualité. La tomographie sismique est une méthode adéquate pour cartographier et explorer la structure interne de la terre, mais elle reste onéreuse. L'intérêt scientifique de ce travail est davantage mis en exergue au regard des études antérieures (Lazarewicz et Schwank, 1982; Anny et Kien, 1984; Fang, 2006; Kamguia et al., 2008; Wu et al., 2018) qui ont apporté leur contribution à la science au travers de la localisation des monts marins, la prédiction des volcans sous-marins, l'étude des zones de subduction et la caractérisation des plusieurs structures géologiques profondes jusqu'ici inconnues.

CONCLUSION

Ce chapitre a permis de montrer que la zone d'étude est une région d'intérêt en général, et sur les plans géologique et tectonique en particulier. Sur le plan économique, le golfe de Guinée regorge de multiples ressources comme le gaz, le pétrole et les produits halieutiques. A cause de ses différentes ressources et de sa position géographique, le golfe de Guinée est un territoire partagé ou disputé entre les États. Sur le plan géologique et tectonique, la zone d'étude a été affectée par plusieurs activités tectoniques et regorge plusieurs structures géologiques. La structure géologique majeure de cette région est la LVC dont l'origine reste encore mal connue. Pour mener à bien une interprétation géophysique de la zone d'étude et contribuer à la connaissance sur l'origine de la LVC, il sera capital de préalablement traiter et évaluer les données géophysiques utilisées, et d'établir une méthodologie pour l'obtention de des résultats.

DONNEES ET METHODES

CHAPITRE II : DONNEES ET METHODES

INTRODUCTION

La zone d'étude est un domaine assez sensible à cause de la couverture sédimentaire et des différentes erreurs de mesure qui pourraient survenir lors de la collecte des données. Les données gravimétriques marines utilisées pour évaluer les modèles géopotentiels globaux sont présentées ainsi que la procédure ayant permis leur prétraitement. D'autres données et logiciels utilisés dans ces travaux de thèse ont également été présentés dans ce chapitre. Il s'agit de quelques programmes du package GRAVSOF, des logiciels ArcGIS, Oasis Montaj et Adobe Illustrator et du service de calcul de ICGEM. Après cette phase de présentation des données, une attention particulière sera accordée à la méthodologie d'évaluation des modèles géopotentiels globaux, à la détermination des ondulations du géoïde à partir des coefficients harmoniques sphériques des modèles géopotentiels globaux et de l'analyse spectrale pouvant permettre une interprétation des différentes signatures géophysiques.

I. DONNEES

I.1. Données gravimétriques marines

I.1.1. Présentation des données gravimétriques marines

Les données gravimétriques marines utilisées dans ce travail ont été collectées par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, France) et fournies par le Bureau Gravimétrique International (Bureau Gravimétrique International [BGI], 2018). L'équipe BGI à Toulouse (France) a fait beaucoup d'efforts depuis plusieurs années pour le gros travail d'élaboration d'une banque de données gravimétriques couvrant l'ensemble de la planète. De nombreux travaux scientifiques effectués dans le cadre de la géophysique ont recours à cette banque de données. Ces données ont été obtenues après compilation de l'ensemble des levés gravimétriques réalisés dans le golfe de Guinée et dans les pays voisins par divers organismes de recherche entre 1950 et 1987. Ces données sont limitées dans une zone allant de -5° à 12°

longitude Est et de -6° à 7° latitude Nord. La base de données gravimétriques marines comprend 40613 points de mesure. La Figure 7 présente la répartition spatiale des stations gravimétriques sur la zone d'étude. Cette base de données appartient majoritairement à l'ORSTOM (Office de Recherche Scientifique des Territoires d'Outre-Mer), l'actuel IRD (Institut de Recherche pour le Développement). Les mesures de la pesanteur ont été corrigées des effets de marée lunisolaire et de dérive instrumentale (supposée linéaire dans le temps). Les levés gravimétriques effectués dans la zone d'étude par l'ORSTOM et d'autres organismes de recherche ont eu pour objectif les prospections minière et pétrolière beaucoup plus dans les bassins sédimentaires.

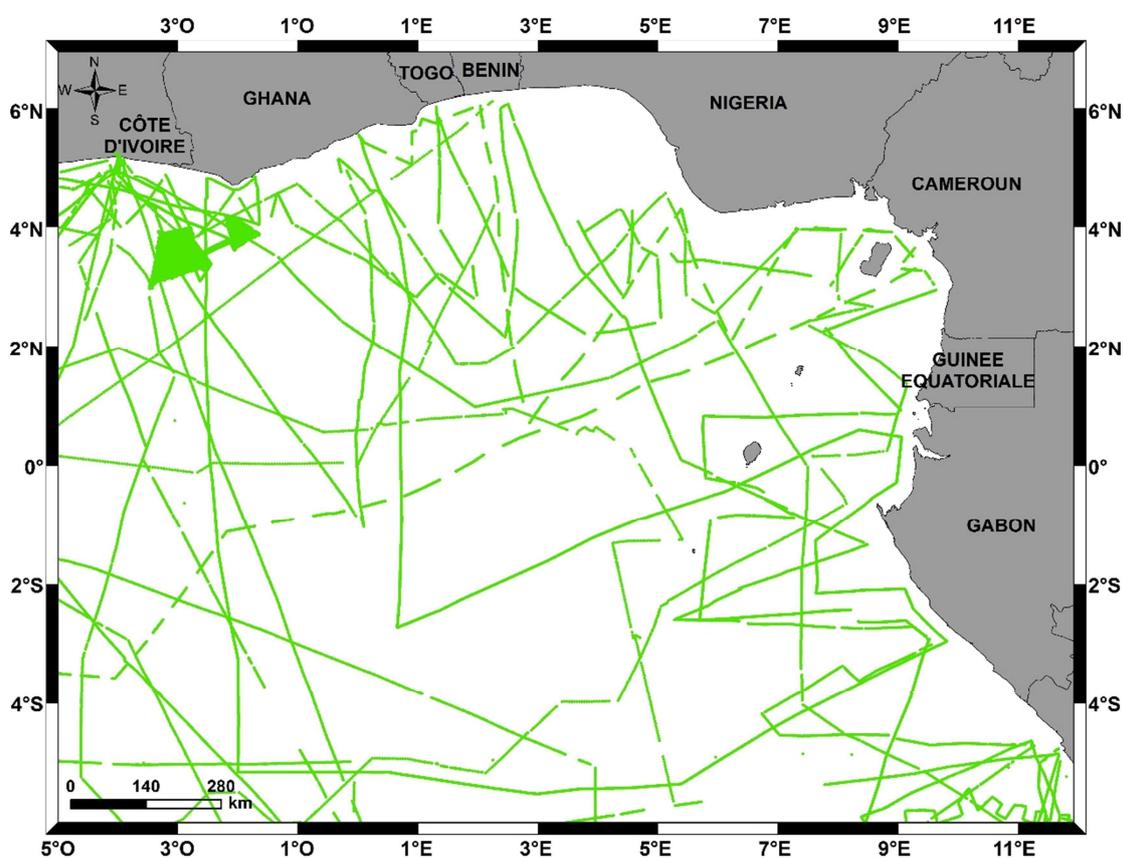


Figure 7 : Répartition spatiale des données gravimétriques marines sur la zone d'étude. Les stations gravimétriques marines sont matérialisées en couleur verte.

Une analyse de la Figure 7 montre que les données gravimétriques marines sont plus ou moins éparées et sont réparties de façon hétérogène sur la zone cible. La densité moyenne

des données est approximativement d'une donnée pour 5 km². Les mesures gravimétriques ont été réalisées selon les méthodes utilisées dans tous les levés gravimétriques de l'ORSTOM avec une distance d'environ 3 km entre les stations (Poudjom et al., 1995). Le format de ces données a été décrit de façon détaillée dans le document intitulé *The Geodesist Handbook* (Drewes et al., 2012). Ce document donne des informations précises sur l'origine des données collectées, la position et la profondeur des points, la valeur mesurée de la pesanteur et sa précision, l'anomalie à l'air libre et l'anomalie de Bouguer. Cependant, cette base de données gravimétriques marines contient des lacunes.

I.1.2. Traitement des données gravimétriques marines par la méthode de validation croisée

Les données gravimétriques fournies par la base de données BGI ont une précision moyenne de 5 mGal. Cette faible précision est probablement due à l'instabilité des plateformes utilisées, à de mauvaises liaisons avec les stations de base côtières et à une mauvaise utilisation des systèmes de référence. Avant d'utiliser la base de données gravimétrique marine dans ce travail, les erreurs grossières qui affectent sa précision ont été supprimées. L'incohérence des données gravimétriques marines pourrait être liée à la différence existant entre les stations de base gravimétriques IRD et la station de base de Potsdam.

Le traitement des données gravimétriques consiste à identifier les erreurs grossières, les fautes dans les données gravimétriques et à appliquer les corrections adéquates. La base de données gravimétriques doit subir un traitement afin d'être exploitable. Ce traitement consiste à détecter et à corriger les différentes erreurs contenues dans la base de données. Il s'agit des points de mesure ayant une altitude trop grande par rapport à celles de ses voisins et par rapport à la valeur interpolée à la même station dans le MNT ou encore des données ayant des mesures trop grandes ou trop petites par rapport à celles des stations voisines. Outre la détection et la correction des erreurs sus-évoquées, il faut utiliser les données indépendantes comme les modèles géopotentiels globaux et d'autres techniques nouvelles comme la collocation pour la validation des données gravimétriques.

Pour ce travail de thèse, la méthode de validation croisée a été appliquée. C'est une assez bonne approche pour détecter et éliminer les multiples erreurs contenues dans la base de

données (Tsherning, 1991). Cette méthode a déjà été appliquée avec succès dans plusieurs travaux scientifiques (Featherstone et Sproule, 2006; Zaki et al., 2018). La technique de validation croisée Leave-one-out a été choisie car elle est assez précise et permet de faire une bonne estimation des erreurs contenues dans la base de données (Vapnik et Chapelle, 2000). La technique statistique de validation croisée Leave-one-out consiste à choisir une donnée à valider dans l'ensemble pendant que les autres serviront à l'interpoler (Arlot et Celisse, 2010). Cet algorithme est appliqué tour à tour jusqu'à épuisement complet de la base de données. Cette méthode peut se résumer en quatre principales étapes :

1. Choisir une seule mesure à valider dans la base de données ;
2. Choisir une technique d'interpolation adéquate ;
3. Interpoler chaque mesure choisie pour la validation grâce à toutes les autres données environnantes ;
4. Eliminer les valeurs aberrantes possédant des résiduels énormes (gap entre la valeur réelle et la valeur interpolée).

La qualité de la technique d'interpolation choisie et la position des points validés impactent considérablement sur les valeurs résiduelles obtenues à l'étape 4. Le choix de la technique d'interpolation est donc décisif pour cette étape. Les erreurs sont détectées grâce à la loi normale de distribution des différences ou résiduels autour d'une moyenne. Le Krigeage est une méthode d'interpolation largement utilisée pour détecter les valeurs biaisées (Matheron, 1963). Dans ce travail, cette méthode d'interpolation a été choisie afin de minimiser les erreurs de prédiction (Tsherning, 1991; Kiamehr, 2007). Après interpolation, les valeurs résiduelles sont calculées c'est-à-dire les différences entre les valeurs réelles et celles interpolées. Ensuite, l'écart-type de ces valeurs résiduelles est déterminé pour enfin appliquer la loi de distribution normale. Dans ce travail, la méthode d'interpolation par Krigeage est utilisée pour minimiser les erreurs de prédiction. Après interpolation, les valeurs résiduelles sont calculées et leur écart-type (STD) est déterminé pour appliquer la distribution normale. La distribution normale est utilisée ici pour supprimer les valeurs aberrantes dans la base de données. En fait, les valeurs inférieures à un écart-type de la moyenne représentent 68,27% des données gravimétriques marines tandis que celles inférieures à deux écarts-types de la moyenne représentent 95,45%; et les données inférieures à trois écarts-types représentent 99,73%. Une distribution normale avec un, deux et trois écarts-types éloignées de la moyenne a été testée sur les valeurs

résiduelles. Dans ce travail, deux écarts-types de la moyenne ont été choisis pour appliquer la distribution normale aux valeurs résiduelles car elle a montré un meilleur filtrage. Ainsi, les valeurs résiduelles doivent être placées dans la plage suivante:

$$\mu - 2\sigma \leq x \leq \mu + 2\sigma$$

μ et σ sont respectivement la valeur moyenne et l'écart-type des résidus avant la validation croisée.

I.2. Données gravimétriques satellitaires : modèles géopotentiels globaux

L'approximation mathématique du champ gravitationnel externe de la Terre par des coefficients harmoniques sphériques est connue sous le nom de modèle géopotentiel global.

Depuis plusieurs années, les modèles géopotentiels globaux (GGMs) sont de plus en plus développés avec une amélioration progressive de leur résolution et précision. On distingue deux catégories de GGMs : les modèles purement satellitaires e.g. CHAMP (Reigber et al., 1999), GRACE (Adam, 2002) et GOCE (Drinkwater et al., 2003) et les modèles combinés qui comprennent les données satellitaires, altimétriques et terrestres. Les modèles combinés sont généralement plus récents et plus résolus que les modèles purement satellitaires (Barthelmes et Köhler, 2016).

Les modèles purement satellitaires sont obtenus à partir des données satellitaires uniquement, dérivées du « tracking » et de l'analyse des perturbations des orbites des satellites artificiels de la terre à partir de la méthode spectrale temporelle. Ces modèles jugés autrefois moins précis à cause de l'altitude des satellites, de la gestion approximative des orbites des satellites (Amos et Featherstone, 2003). Avec le lancement de la mission satellitaire GOCE, ces modèles satellitaires sont devenus plus précis. Ces modèles sont parfois utilisés comme données indépendantes pour valider les données gravimétriques terrestres. Les modèles combinés connaissent beaucoup de lacunes. En plus des erreurs contenues dans les modèles satellitaires, on ignore la qualité des données au sol intégrées dans ces modèles sans oublier les systèmes de référence de ces données qui diffèrent d'un pays à l'autre. Néanmoins, les anomalies gravimétriques issues de ces modèles peuvent être utilisées pour la modélisation d'un géoïde gravimétrique, des explorations géophysiques, des études géodynamiques comme le mouvement de la croûte lithosphérique et plusieurs autres applications géodésiques.

I.2.1 Missions satellitaires CHAMP, GRACE et GOCE

➤ Mission satellitaire CHAMP

CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload) est un satellite scientifique allemand lancé le 15 juillet 2000 (Figure 8). Son objectif principal est de mesurer avec une grande précision le champ magnétique terrestre, le champ gravitationnel de la Terre et d'effectuer des mesures des caractéristiques de l'atmosphère par occultation radio des signaux GPS. Le satellite placé sur une orbite polaire (inclinaison de $87,3^\circ$) quasi circulaire à 454 km d'altitude par un lanceur russe Kosmos-3M remplit parfaitement ses objectifs en effectuant des mesures durant plus de 10 ans soit 2 fois plus que la durée prévue. Le satellite est détruit durant sa rentrée atmosphérique contrôlée le 19 septembre 2010. Le satellite est développé sous la supervision du GeoForschungsZentrum (GFZ) de Potsdam en Allemagne. Plusieurs laboratoires d'autres pays ont fourni des capteurs : le centre JPL de la NASA (récepteur GPS pour l'expérience d'occultation radio), l'ONERA (accéléromètres), l'Université Technique du Danemark (viseur d'étoiles), le Leti (magnétomètre scalaire) et les laboratoires de la United States Air Force (senseurs ioniques DIDM, sonde de Langmuir).

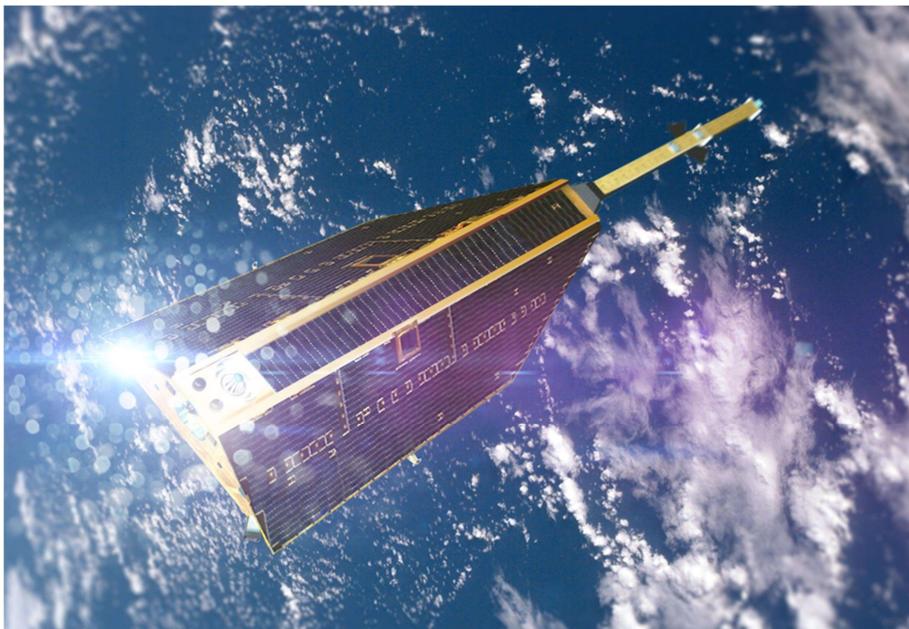


Figure 8 : Vue aérienne du satellite CHAMP (Reigber, 1999).

➤ **Mission satellitaire GRACE**

Gravity Recovery And Climate Experiment plus connue par son acronyme GRACE est une mission satellitaire de la NASA lancée en mars 2002 (Figure 9). L'objectif de cette mission est d'effectuer des mesures détaillées de la gravité terrestre. Les données recueillies permettent de connaître la répartition détaillée des masses au sein de la planète et ses variations dans le temps. Pour y parvenir, cette mission utilise deux satellites travaillant en tandem. Les positions relatives des deux satellites et les variations de leurs orbites sont exploitées pour mesurer l'évolution du champ gravitationnel dans la région survolée. Ce type d'information joue un rôle important dans l'étude des océans, de la géologie et du climat de la Terre.

GRACE est développé conjointement par le Centre de Recherche Spatial de l'Université du Texas à Austin, du Jet Propulsion Laboratory à Pasadena en Californie, l'Agence Spatiale Allemande, le Centre de Recherche Allemand pour les Sciences de la Terre à Potsdam. Le JPL est responsable de la mission dans son ensemble dans le cadre du programme Earth System Science Pathfinder (ESSP) de la NASA. Cette mission spatiale fait partie du programme Earth Observing System qui regroupe un ensemble de satellites de la NASA chargés de collecter des données sur de longues périodes sur la surface de la Terre, la biosphère, l'atmosphère terrestre et les océans de la Terre.

Les cartes générées mensuellement par GRACE sont 1 000 fois plus précises que les cartes qui existaient auparavant. Le satellite GRACE qui permet d'améliorer la précision de nombreuses techniques utilisées par les océanographes, les hydrologues, les glaciologues, les géologues, les climatologues et autres scientifiques observant les phénomènes naturels. La mesure du champ gravitationnel de la Terre par GRACE permet ainsi aux scientifiques de mieux comprendre des processus naturels importants comme, exemples parmi d'autres, la diminution de l'épaisseur des inlandsis polaires, la circulation de l'eau dans les océans (circulation thermohaline) ou les grands bassins hydrographiques (répartition entre aquifères et système fluviale, temps de transfert et écoulements), et les écoulements, lents du manteau terrestre (solide), plus rapides dans le noyau externe (liquide), dans l'intérieur de la Terre. En océanologie, une des applications les plus importantes est la compréhension de la circulation océanique globale. Les « vallées » et les « collines » de la surface de l'océan, écarts de topographie entre la « surface réelle » de l'océan et le géoïde, sont produits d'une part par les

courants marins, d'une autre part par les variations temporelles et géographiques de la pression atmosphérique et des champs de vents associés, et enfin par les variations locales du champ gravitationnel. GRACE permet de séparer ces diverses origines et de mieux mesurer les courants océaniques et leurs effets sur le climat. Les données de GRACE sont également importantes pour déterminer l'origine de l'élévation du niveau de la mer et dans quelle mesure celle-ci est due à la masse d'eau provenant de la fonte des glaciers ou à la dilatation thermique des eaux chaudes ou aux changements de salinité.

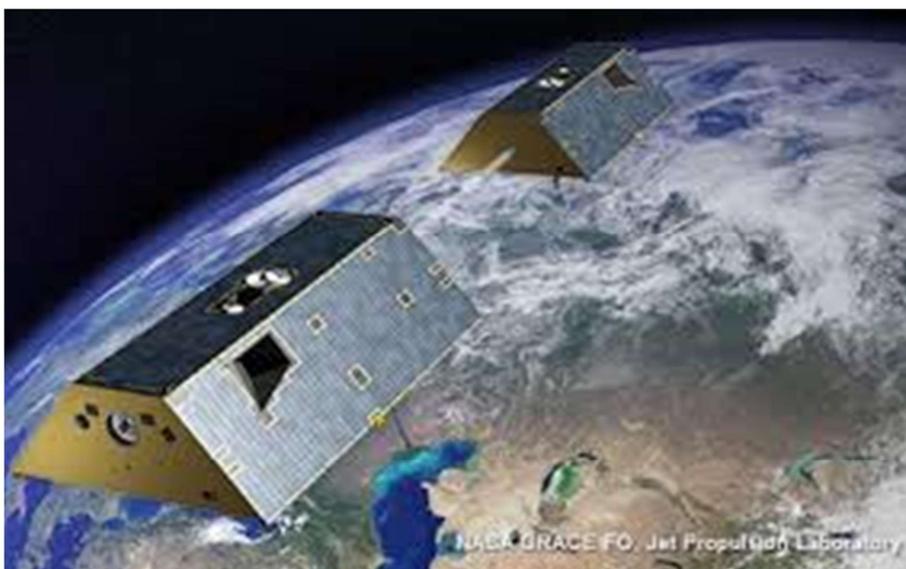


Figure 9 : Vue aérienne du satellite GRACE (Tapley et Reigber, 2002).

➤ **Mission satellitaire GOCE**

Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (GOCE) est un satellite scientifique de l'Agence Spatiale Européenne lancé le 17 mars 2009, destiné à mesurer avec une résolution de 2 cm, le champ gravitationnel (géoïde) de la Terre (Figure 10). Pour remplir cet objectif, le satellite est placé sur une orbite particulièrement basse à 260 kilomètres d'altitude et doté d'accéléromètres d'une très grande précision. La mission s'achève le 11 novembre 2013 en ayant atteint tous ses objectifs.

GOCE est la première mission scientifique Earth Explorer du programme Living Planet de l'Agence Spatiale Européenne. Ce programme est consacré à l'étude de la Terre depuis

l'espace et est composé de missions scientifiques et de missions destinées à collecter des données pour un usage opérationnel regroupées sous la dénomination Earth Watch. GOCE est retenu en 1999 et après une phase d'étude de faisabilité son développement industriel est confié en février 2001 à la société italienne Alenia Spazio avec comme objectif un lancement en 2005.



Figure 10 : Vue aérienne du satellite GOCE (Rebhan, 2000).

I.2.2 Modèles géopotentiels globaux

Les modèles géopotentiels globaux (GGMs) purement satellitaires utilisés dans ce projet de recherche sont : DIR_R5 (Bruinsma et al., 2013), ITU_GGC16 (Akyilmaz et al., 2016), SPW_R5 (Gatti et al., 2017), TIM_R5 (Brockmann et al., 2014), GGM05G (Bettadpur et al., 2015), and NULP_02S (Alexander et al., 2016) ; et les GGMs combinés sont EGM2008 (Pavlis et al., 2012), EIGEN-6C4 (Förste et al., 2014), GECCO (Gilardoni et al., 2016), SGGUGM-1 (Liang et Reißland, 2018), GOCO05C (Fecher et al., 2016), and XGM2016 (Pail et al., 2016). Tous les 12 modèles combinés et purement satellitaires évalués dans ce travail sont fournis par le International Centre for Global Earth Models (ICGEM, <http://icgem.gfzpotdam.de/>), Ince et al., 2019).

➤ **Modèle GO_CONS_GCF_2_DIR_R5**

La mission satellitaire GOCE, les données de LAGEOS 1/2 et GRACE ont été combinées pour construire un modèle de champ de gravité par satellite allant jusqu'à un degré maximal 300 : le modèle DIR_R5 (Bruinsma et al., 2013). Par rapport au modèle géopotentiel EGM2008, ce modèle est plus précis pour des résolutions basses à moyennes, grâce aux données issues des missions GOCE et GRACE. Par rapport aux versions précédentes des modèles GOCE de l'Agence Spatiale Européenne, le modèle DIR_5 est plus précis à des degrés élevés en raison de la plus grande quantité de données intégrées qui ont d'ailleurs été prises à une altitude plus basse. L'impact de l'orbite à basse altitude au cours de la dernière année de la mission est important : un modèle basé sur les données des 14 derniers mois est nettement plus précis que le modèle de la version 4 construit avec les 28 premiers mois. L'estimation de l'erreur cumulée du géoïde (étalonnée) à une résolution de 100 km est de 1,7 cm. La résolution optimale du modèle GOCE pour une application océanographique est comprise entre 100 et 125 km.

➤ **Modèle ITU-GGC16**

ITU_GGC16 est un modèle de champ de gravité global statique allant jusqu'au degré 280, calculé à partir de la combinaison des modèles ITU_GRACE16 (jusqu'à d/o 180) et GO_CONS_GCF_2_TIM_R5 (jusqu'à d/o 280) par collaboration de diverses institutions nationales (YTU, KOU, NEU, SU) dirigé par l'UIT et l'OSU en tant que collaborateur international avec le soutien de la subvention de recherche N°113Y155 du Conseil de la recherche scientifique et technologique de Turquie (TUBITAK) (Akyilmaz et al., 2016). La combinaison est effectuée au niveau de l'équation normale avec une estimation des composantes de la variance. Aucun terme tarifaire n'a été modélisé et aucune correction pour les tremblements de terre n'a été appliquée.

➤ **Modèle SPW_R5**

SPW_R5 est un modèle de champ de gravité global statique allant jusqu'au degré 330, calculé à partir des données issues de la mission satellitaire GOCE (Gatti et al., 2017). Aucune

correction par rapport aux modèles de champ de gravité antérieurs n'a été calculée (modèle GOCE uniquement). Les modèles EIGEN-6C4 et GOCO05C sont utilisés pour la modélisation de la covariance du signal et le modèle FES2004 est utilisé pour la modélisation des marées océaniques. L'approche spatiale est une procédure de collocation comportant plusieurs étapes, développée dans le cadre du traitement des données GOCE HPF pour l'estimation des grilles de gradient de gravité à l'altitude du satellite. En analysant ces grilles, les coefficients harmoniques sphériques du champ gravitationnel terrestre et leur matrice de covariance d'erreur peuvent être calculés. Le degré d'harmonique sphérique maximal est de 330 car c'est le degré maximal utilisé pour la modélisation des fonctions de covariance du signal dans le maillage de collocation locale. Les coefficients harmoniques sphériques avec les degrés les plus élevés ont globalement une faible puissance de signal, mais ils pourraient contribuer à mieux modéliser des zones locales avec un rapport signal sur bruit élevé. Toute troncature de l'expansion harmonique sphérique à un degré maximum inférieur à 330 pourrait introduire des erreurs dues à la corrélation des coefficients harmoniques sphériques estimés.

➤ **Modèle TIM_R5**

Après plus de 4,5 ans en orbite, la mission satellitaire GOCE en régime permanent a pris fin avec la rentrée du satellite le 11 novembre 2013. Cette publication sert de référence pour le cinquième modèle de champ de gravité basé : le modèle TIM_R5 (Brockmann et al., 2014). C'est un modèle global uniquement déterminé à partir d'observations GOCE. En raison de son indépendance par rapport à toute autre donnée gravimétrique, un ensemble cohérent et homogène de coefficients harmoniques sphériques jusqu'au degré et à l'ordre 280 (correspondant à une résolution spatiale de 71,5 km au sol) est fourni comprenant une matrice de covariance complète caractérisant les incertitudes du modèle. La matrice de covariance associée décrit de manière réaliste la qualité du modèle. C'est le premier modèle qui est purement basé sur GOCE incluant toutes les observations recueillies pendant toute la mission. La précision globale moyenne obtenue est de 2,4 cm en termes de hauteurs du géoïde et de 0,7 mGal pour les anomalies gravimétriques avec une résolution spatiale de 100 km.

➤ **Modèle GGM05G**

Le modèle GGM05G a été développé à partir des données GRACE et GOCE (Bettadpur et al., 2015). Plus de 11 ans de données de télémétrie des satellites de la mission conjointe américano-allemande GRACE et près de quatre ans de mesures de gradient de gravité de la mission ESA GOCE ont été assimilés à un modèle de gravité moyenne de la Terre. En plus du traitement des données, la validation des produits de données des modèles résultants est un défi tout aussi important. Ce modèle contient des coefficients harmoniques sphériques allant jusqu'au degré et ordre 240.

➤ **Modèle NULP_02S**

La mission satellitaire GOCE est l'une des principales réalisations de la géodésie par satellite pour la récupération du champ gravitationnel terrestre. Trois approches différentes ont été développées pour l'estimation des coefficients harmoniques à partir des données de gradiométrie mesurées à bord du satellite GOCE. Le modèle NULP-01S a été déterminé jusqu'au degré/ordre 220 dérivé de la grille de Gauss des dérivées radiales GOCE par rapport au champ de référence WGS-84. Ce modèle a été développé sur la base d'un seul des gradients radiaux EGG_TRF_2 dans le Cadre EFRF. Dans la deuxième itération, le même algorithme est appliqué pour construire le modèle de champ de gravité NULP-02S jusqu'au degré/ordre 250 en utilisant la même grille gaussienne par rapport au champ de référence NULP-01S (Marchenko et al., 2017). Le modèle NULP-02S a été vérifié en appliquant diverses approches pour la construction des anomalies gravimétriques maillées et des hauteurs du géoïde dans la région de la mer Noire en utilisant le traitement des ensembles de données de six missions satellitaires d'altimétrie. La comparaison de différents modèles avec des données de nivellement GNSS dans la région des États-Unis démontre la vérification indépendante de la précision obtenue du modèle de champ de gravité terrestre NULP-02S construit.

➤ **Modèle EGM2008**

Le modèle EGM2008 est une version améliorée du modèle géopotential global EGM96 et il est fourni par l'Agence Nationale d'Intelligence Géospatiale (NGA) (Palvis et al., 2008). Ce modèle intègre les données gravimétriques marines, terrestres et aéroportées, ainsi que les

données issues de l'altimétrie satellitaire (mission GRACE). Dans les zones où seules des données gravimétriques de résolution inférieure étaient disponibles, leur contenu spectral a été complété par des informations gravitationnelles contenues dans la topographie. En général, les modèles géopotentiels globaux sont fournis sous forme de coefficients harmoniques sphériques. Ces coefficients sont dérivés à un ordre précis pour obtenir le potentiel gravitationnel de la Terre. Plus l'ordre des coefficients est grand, mieux le potentiel gravitationnel terrestre peut être exprimé. Le modèle EGM2008 contient des coefficients harmoniques sphériques allant jusqu'au degré et ordre 2159, avec des coefficients additionnels qui vont jusqu'au degré 2190 et ordre 2159 (Palvis et al., 2012). Ceci correspond à une résolution spatiale de 9 km. Par ailleurs, le modèle EGM2008 fournit des anomalies géoidales à l'échelle mondiale. Sur les zones couvertes par des données gravimétriques de haute qualité, les écarts entre les ondulations du géoïde EGM2008 et les valeurs GPS/nivellement indépendantes sont de l'ordre de ± 5 à ± 10 cm. Par rapport à EGM96, EGM2008 représente une amélioration par un facteur de six en résolution et par des facteurs de trois à six en précision, en fonction de la quantité gravitationnelle et de la zone géographique. Le modèle EGM2008 représente un jalon et un nouveau paradigme dans la modélisation du champ de gravité global, en démontrant pour la première fois que, compte tenu des données gravimétriques précises et détaillées, un seul modèle global peut satisfaire les exigences d'un très large éventail d'applications.

➤ **Modèle EIGEN-6C4**

EIGEN-6C4 est un modèle géopotentiel global combiné allant jusqu'au degré et ordre 2190 (Förste et al., 2014). Ce modèle a été élaboré conjointement par le GFZ Potsdam et le GRGS Toulouse. La combinaison des différents ensembles de données satellitaires et de surface a été faite par une combinaison à bande limitée d'équations normales (au degré maximum 370), qui sont tirées des équations d'observation pour les coefficients harmoniques sphériques. La solution résultante au degré/ordre 370 a été étendue au degré/ordre 2190 par une solution diagonale par blocs utilisant la grille de données du champ de gravité global DTU10. Ce modèle a été déduit de la combinaison des données issues des missions LAGEOS, GRACE, GOCE et DTU. EIGEN-6C4 contient les données SGG complètes de la mission GOCE. La version finale de EIGEN-6C4 est téléchargeable dans la base de données ICGEM à GFZ Potsdam.

➤ **Modèle GECO**

Le modèle GECO est un modèle géopotentiel global obtenu par la combinaison des données GOCE et du modèle EGM2008 (Gilardoni et al., 2016). Le modèle GECO est une amélioration de la précision du modèle EGM2008 dans les basses à moyennes fréquences, en particulier dans les zones où aucune donnée n'était disponible au moment du calcul EGM2008. En effet, le modèle EGM2008 fait aujourd'hui partie de la description du champ gravitationnel global à la plus haute résolution. Néanmoins, il est livré avec deux sources d'informations pas totalement cohérentes sur son erreur : les variances des coefficients d'harmoniques sphériques et une carte géographique des variances d'erreurs (par exemple en termes d'ondulation du géoïde). Le problème a été de mettre en place les matrices de covariance d'erreurs des deux modèles pour une combinaison optimale des moindres carrés : la matrice de covariance d'erreurs complète des coefficients harmoniques sphériques GOCE est approximée par une matrice diagonale par blocs, tandis que pour le modèle EGM2008, les variances d'erreurs ponctuelles sont tirées de la carte d'erreur du géoïde fournie et les corrélations spatiales d'erreurs des variances des coefficients. Le modèle GECO s'étend jusqu'au degré maximum du modèle EGM2008 (2190). Des comparaisons avec d'autres modèles combinés récents, tels que EIGEN-6C4, et un géoïde local basé sur de nouveaux jeux de données gravimétriques en Antarctique ont été effectuées pour évaluer sa qualité.

➤ **Modèle GOCO05C**

En combinant les informations GRACE et GOCE, un champ de gravité satellite de pointe est disponible. Il est très précis aux très longues et moyennes longueurs d'onde (80100 km). En ajoutant des informations provenant de la gravimétrie terrestre/aérienne et de l'altimétrie satellitaire, qui sont toutes deux des techniques de mesure fournissant des informations de gravité de courte longueur d'onde au-delà de la résolution de GOCE, le spectre complet du champ de gravité peut être obtenu. C'est ainsi que le modèle de champ de gravité combiné GOCO05c a été conçu (Fecher et al., 2016). C'est un modèle de champ de gravité global allant jusqu'au degré et ordre 720 basé sur des systèmes d'équation normaux complets. Lors du calcul du modèle GOCO05c, les différents types de données complémentaires ont été

combinés dans ledit modèle de champ de gravité global de manière à ce que tous les types de données conservent leurs forces spécifiques et ne soient pas dégradés par la combinaison avec d'autres informations dans certaines longueurs d'onde. L'application du modèle dans les analyses océanographiques montre les performances améliorées grâce aux données GOCE et à la technique de combinaison.

➤ **Modèle SGG-UGM-1**

SGG-UGM-1 est un modèle de champ de gravité statique basé sur les anomalies gravimétriques dérivées du modèle EGM2008, les données du satellite GOCE et les observations spatiales jusqu'au degré et à l'ordre 2159 (Liang et Reißland, 2018). La comparaison entre les modèles SGG-UGM-1, EGM2008 et EIGEN-6C4, dans le domaine fréquentiel montre que SGG-UGM-1 est proche des modèles de référence et que les coefficients inférieurs au degré 220 de SGG-UGM-1 sont plus précis que ceux du modèle EGM2008 (Wei et al., 2018). Les modèles sont également validés par des données de nivellement GPS en Chine et en Amérique et des données gravimétriques aéroportées dans la zone de levé de Maowusu. Les résultats montrent qu'en Chine, le niveau de précision du géoïde dérivé du SGG-UGM-1 est moins que EIGEN-6C4, et mieux que EGM2008, alors qu'en Amérique, ils sont presque les mêmes. Dans la région de Maowusu, le niveau de précision de la perturbation gravimétrique dérivée de SGG-UGM-1 est presque au même niveau de précision avec EGM2008 et EIGEN -6C4.

➤ **Modèle XGM2016**

En tant qu'étude précurseur du prochain modèle combiné de gravitation terrestre 2020 (EGM2020), XGM2016 est un modèle géopotential expérimental paramétré comme une série harmonique sphérique jusqu'au degré et à l'ordre 719 (Pail et al., 2018). XGM2016 partage la même méthodologie de combinaison que son modèle prédécesseur GOCO05c (Fecher et al., 2016). La principale différence entre ces modèles est que XGM2016 est pris en charge par un ensemble de données terrestres amélioré de 15'× 15' de résolution fourni par la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) des États-Unis. L'ajout de ces données terrestres entraîne des améliorations significatives par rapport aux modèles de champ de pesanteur, en

particulier dans les zones continentales telles que l'Amérique du Sud, l'Afrique, certaines parties de l'Asie et l'Antarctique. Une stratégie combinée de pondération régionale relative permet d'améliorer les performances du modèle XGM2016 dans les régions océaniques proches des côtes, y compris les régions où les données altimétriques sont pour la plupart inchangées par rapport aux modèles précédents. La comparaison des anomalies géoïdales, à la fois de EGM2008 et XGM2016 au degré/ordre 719, donne des différences de 26 cm en Afrique et de 40 cm en Amérique du Sud. Ces différences résultent de l'inclusion d'informations supplémentaires sur les données satellitaires, ainsi que de l'amélioration des données au sol dans ces régions. XGM2016 donne également une topographie dynamique moyenne plus lisse avec des artefacts considérablement réduits, conduisant ainsi à l'obtention d'une modélisation améliorée des zones océaniques.

Le tableau 1 donne un récapitulatif des caractéristiques de chaque modèle géopotential global évalué dans ce travail.

Tableau 1 : Caractéristiques des modèles géopotentiels globaux évalués dans ce travail

(S = Satellite, G = Gravimétrie terrestre, A = Altimétrie).

Modèle	Degré maximal	Source des données	Année de sortie	Référence
EGM2008	2190	S (GRACE), G, A	2008	Pavlis et al., 2012
EIGEN-6C4	2190	S (GOCE, GRACE, LAGEOS), G, A	2016	Förste et al., 2014
GECO	2190	S (GOCE), EGM2008	2015	Gilardoni et al., 2016
SGG-UGM-1	2159	S (GOCE), G, A	2018	Liang et Reißland, 2018
GOCO05C	720	S (GRACE, GOCE), G, A	2015	Fecher et al., 2016
XGM2016	719	S (GRACE, GOCE), G, A	2016	Pail et al., 2016
DIR_R5	300	S (GOCE, GRACE, LAGEOS)	2014	Bruinsma et al., 2013
TIM-R5	280	S (GOCE)	2014	Akyilmaz et al., 2016
SPW_R5	330	S (GOCE)	2016	Gatti et al., 2016
ITU_GGC16	280	S (GRACE, GOCE)	2016	Brockmann et al., 2014
NULP_02S	250	S (GOCE)	2017	Bettadpur et al., 2015
GGM05G	240	S (GRACE, GOCE)	2015	Alexander et al., 2016

I.2.3 Modèle numérique de terrain SRTM15+

Le modèle SRTM15+ présente une grille de données bathymétriques et topographiques à l'échelle globale avec un intervalle d'échantillonnage spatial de 15 secondes d'arc (Tozer et al., 2019). Les données bathymétriques de ce modèle ont été produites en utilisant une combinaison de sondages de bord et de profondeurs prédites à l'aide de l'altimétrie satellitaire. Les données du modèle SRTM15+ comprennent plus de 33,6 millions de mesures multifaisceaux et monofaisceaux rassemblées par plusieurs institutions, à savoir, la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA), l'Agence Japonaise pour les Sciences et la Technologie terrestres marines, l'Agence Geoscience Australia, the Center for Coastal and

Ocean Mapping et la Scripps Institution of Oceanography. Les données altimétriques du modèle SRTM15+ se composent de 48, 14 et 12 mois de mesures de distance reprogrammées de Cryosat-2, SARAL/AltiKa et Jason-2, respectivement. En ce qui concerne SRTM15_PLUS (Olson et al., 2016), l'inclusion de ces nouvelles données se traduit par : une amélioration de 1,4 km de la longueur d'onde minimale récupérée pour les anomalies gravimétriques à l'air libre de la surface de la mer, une légère augmentation de la précision des profondeurs prédites calculées par altimétrie et une augmentation de de la superficie totale du plancher océanique qui est limitée par les sondages à bord des navires avec une résolution de 15 secondes d'arc. Les grilles bathymétriques contraintes par l'altimétrie satellitaire ont estimé des incertitudes de ± 150 m dans les océans profonds et de ± 180 m entre les côtes et l'élévation du continent. À terre, les données topographiques proviennent de modèles numériques d'élévation publiés antérieurement, principalement SRTM-CGIAR V4.1 entre 60°N et 60°S . Le modèle ArcticDEM (Morin et al., 2016) est utilisé au-dessus de 60°N , tandis que le modèle d'élévation de référence de l'Antarctique est utilisé en dessous de 62°S . Des grilles illustrant la couverture des données à bord, les anomalies gravimétriques marines à l'air libre et les gradients verticaux sont également fournies dans des formats de données courants.

Le modèle numérique de terrain (MNT) est l'une des données d'entrée du calcul des effets du terrain résiduel. Ces effets résiduels de terrain sont exploités dans l'évaluation des modèles géopotentiels globaux sur la zone d'étude. En effet, les altitudes issues des MNT sont nécessaires pour évaluer les très courtes longueurs d'onde du champ de pesanteur qui sont généralement absentes dans les GGMs. Ainsi, toute erreur dans le MNT pourrait avoir un impact non négligeable dans la correction topographique (Kamto et al., 2020). Le modèle SRTM15+ a été choisi dans ce travail à cause de sa bonne résolution à l'échelle globale (15 secondes d'arc) et de sa disponibilité sur la zone d'étude.

I.2.4 Modèle global de la croûte terrestre CRUST1.0

Les Figures 11 et 12 donnent respectivement les répartitions latérales de l'épaisseur de la croûte terrestre et l'épaisseur de la couverture sédimentaire sur la zone d'étude. Les données crustales de la Figure 11 sont extraites du modèle global de la croûte terrestre CRUST1.0 (Laske et al., 2012). Ce modèle a été conçu à partir d'une base de données provenant d'études sismiques actives, d'études de la fonction du récepteur et de contraintes gravimétriques. C'est

une amélioration du modèle crustal CRUST2.0 largement utilisé (Bassin et al., 2000). Le modèle CRUST1.0 présente une croûte lithosphérique dont l'épaisseur varie fortement lorsqu'on va du domaine continental vers le domaine océanique (les épaisseurs varient de 45,76 km à 6,65 km). Les données crustales seront utilisées dans ce travail dans le cadre de l'interprétation géophysique des ondulations du géoïde. Ces données permettent de contraindre la localisation en profondeur de la structure géologique. La couverture sédimentaire présentée à la Figure 12 a été extraite du modèle de sédiments développé par Laske et Masters (1997). La Figure 12 montre que la couverture sédimentaire est considérable près des côtes. Les côtes du Nigeria et du Gabon en sont les plus affectées. L'épaisseur des sédiments varie de 0 à 10.75 km sur toute la zone d'étude. Ces données sur l'épaisseur seront utilisées dans ce travail pour tenir compte de l'influence de la couverture sédimentaire sur les ondulations du géoïde.

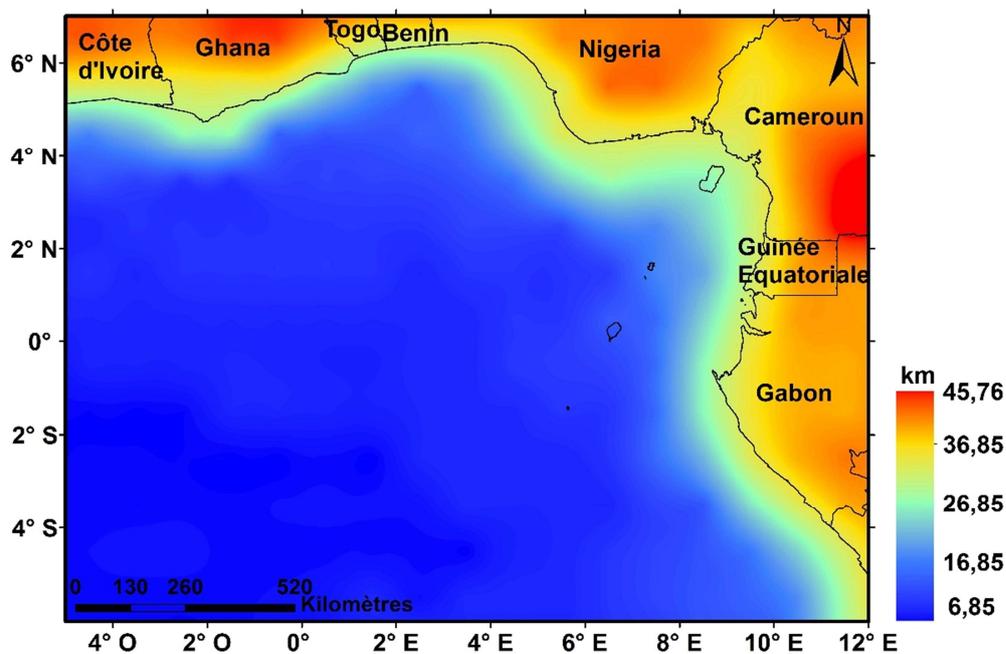


Figure 11 : Carte de répartition des épaisseurs de la croûte lithosphérique sur la zone d'étude (Laske et al., 2012).

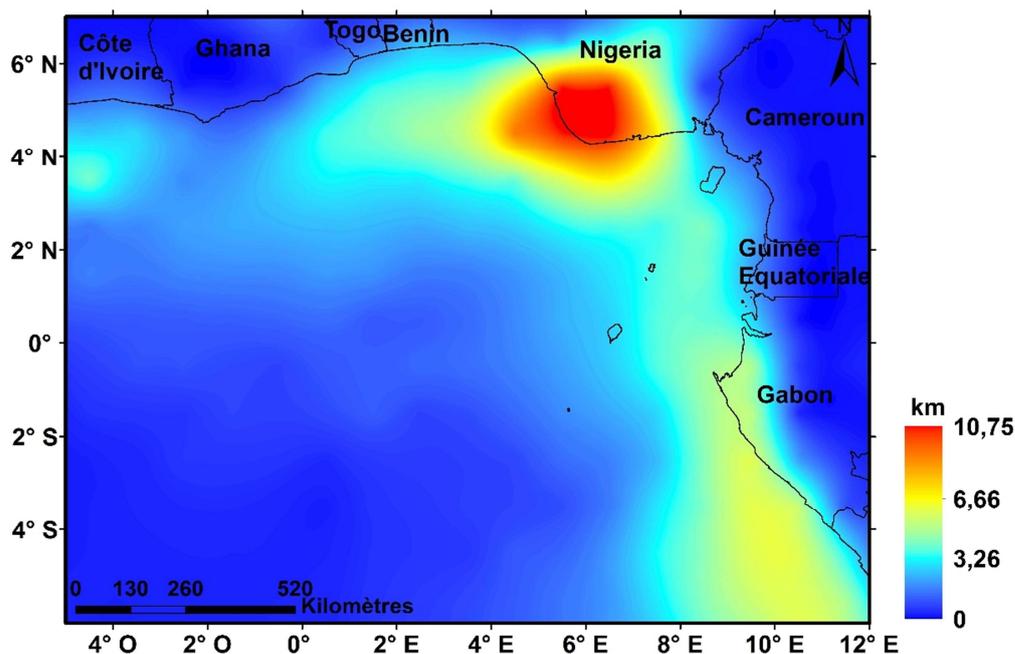


Figure 12 : Carte de répartition latérale des épaisseurs de la couverture sédimentaire sur la zone d'étude (Laske et Masters, 1997).

I.2.5 Programmes et logiciels utilisés

Pour mener à bien ce travail, des programmes et logiciels depuis le traitement des données jusqu'à l'obtention des différents résultats ont été utilisés. Les outils exploités sont les suivants : quelques programmes du package GRAVSOF, des logiciels ArcGIS, Oasis Montaj, Adobe Illustrator et du service de calcul de ICGEM.

I.2.5.1 GRAVSOF

GRAVSOF est un ensemble de programmes FORTRAN pour la modélisation du champ de gravité (Forsberg et Tscherning, 2008). Ce package de programmes a été développée depuis le début des années 1970 à l'Institut géodésique et l'Institut de géophysique de l'Université de Copenhague. Aujourd'hui, les versions distribuées de GRAVSOF comprennent des programmes plus récents et plus anciens. Les programmes GRAVSOF ne sont pas des logiciels gratuits et les utilisateurs des programmes signent un accord que les programmes ne doivent pas être redistribués. Mais, pour un usage scientifique, les programmes sont généralement mis à disposition gratuitement. Les différents programmes GRAVSOF ont

été programmés par Carl Tscherning, René Forsberg et Per Knudsen. Les principaux programmes GRAVSOFT utilisés dans ce travail sont SELECT et TC.

- SELECT : C'est un programme de sélection, de moyennage ou de reformatage des données. Ce programme peut sélectionner un point de données par pixel, le plus proche du nœud d'une grille donnée, ou produire une moyenne de toutes les valeurs dans la cellule de la grille. Ce programme a été utilisé dans ce travail pour reformater les données SRTM au format standard (identifiant, latitude, longitude, hauteur, données...).

- TC : C'est un programme pour calculer les effets du terrain sur les grandeurs gravimétriques. Ce programme est utilisé pour calculer les effets RTM (modèle de terrain résiduel), c'est-à-dire les irrégularités topographiques par rapport à une surface moyenne. Le calcul est basé sur deux modèles numériques d'élévation, un de haute résolution et l'autre de résolution réduite. La grille de faible résolution est généralement construite à partir de la grille de haute résolution par moyennage.

I.2.5.2 Logiciel ArcGIS

Le logiciel ArcGIS est un élément fondamental pour les professionnels des SIG pour créer, analyser, gérer et partager des informations géographiques afin que les décideurs puissent prendre des décisions intelligentes et éclairées. Il permet de créer des cartes, d'effectuer une analyse spatiale et de gérer des données. Il est possible d'importer plusieurs formats de données et utiliser des outils analytiques et des flux de travail puissants pour identifier les modèles spatiaux, les tendances et les relations non évidentes.

Pour l'élaboration et le traitement des cartes de ce travail, le logiciel ArcMap version 10.3.1 a été exploité. C'est une application centrale utilisée dans ArcGIS. ArcMap représente les informations géographiques sous forme d'un ensemble de couches et autres éléments dans une carte. ArcMap permet d'afficher et d'explorer les jeux de données SIG de la zone d'étude ; il permet également d'attribuer des symboles et de créer des mises en page de carte en vue de l'impression ou de la publication. ArcMap est aussi l'application que vous utilisez pour créer et modifier des jeux de données.

I.2.5.3 Logiciel Oasis Montaj

Oasis Montaj fournit un environnement adaptable pour importer, traiter, visualiser, analyser et partager de grands volumes de données géophysiques, géochimiques et géologiques au sein d'un seul et même environnement. Ce logiciel ultra performant de cartographie et de traitement de données, a été conçu pour faciliter et simplifier des travaux scientifiques grâce à un ensemble de fonctions simples d'utilisation et efficaces. Oasis Montaj supporte un très grand nombre de formats de données : les données ponctuelles, les données de maillages, les images, les vecteurs et les données 3D. Oasis Montaj permet également d'interagir de façon dynamique entre les différentes fenêtres d'images, les cartes, les profils, les graphiques, et les données et métadonnées dans une, deux ou trois dimensions. Ce logiciel a permis de créer des cartes de qualité professionnelle, d'interpoler les données et de créer des grilles grâce à ses multiples routines de maillages.

I.2.5.4 Logiciel Adobe Illustrator

Adobe Illustrator est un logiciel de création graphique vectorielle. Il fait partie de la gamme Adobe, peut être utilisé indépendamment ou en complément de Photoshop et offre des outils de dessin vectoriel puissants. Les images vectorielles sont constituées de courbes générées par des formules mathématiques. L'un des outils principaux d'Illustrator étant « la plume » qui permet de tracer des courbes à l'aspect parfait grâce au placement de points d'ancrage et de tangentes qui vont en modifier la courbure. Un des avantages des images vectorielles est qu'elles sont indépendantes de la résolution, c'est-à-dire qu'elles ne perdent pas en qualité lorsqu'on les agrandit. Adapté aussi bien à la création de document papier qu'à celle d'illustrations pour Internet (logos, affiches, etc.), ce logiciel est orienté vers le marché professionnel car il intègre de nombreuses options propres à améliorer la productivité. Ce logiciel a donc été utilisé dans ce travail pour modéliser les résultats en 3D.

I.2.5.5 Service de calcul d'ICGEM

Le Centre International pour les Modèles Globaux de la Terre (ICGEM) est l'un des cinq services coordonnés par l'International Gravity Field Service (IGFS) de l'Association Internationale de Géodésie (IAG). La tâche principale de l'ICGEM est de mettre tous les modèles de champ de gravité global de la Terre à la disposition du public. Les modèles peuvent être téléchargés sur le site Web de l'ICGEM dans un format standardisé et autoexplicatif sous forme de coefficients harmoniques sphériques. L'ICGEM fournit non seulement les modèles les plus récents, mais aussi les modèles historiques, et fournit des services d'identification d'objets numériques (DOI) pour les modèles gravitationnels depuis 2015. Les différences de champ de gravité, leur variation dans le temps et les différentes fonctionnelles du modèle de champ de gravité sont disponibles via une fonction de gravité dédiée service de calcul et outil de visualisation fournis sur le site Internet de l'ICGEM. En outre, le site Web propose des tutoriels sur les harmoniques sphériques et la théorie sous-jacente du service de calcul.

II. METHODES

II.1. Méthodologie d'évaluation des modèles géopotentiels globaux

Pour déterminer le modèle qui s'ajuste le mieux au champ de gravité externe de la Terre, les anomalies gravimétriques à l'air libre issues de chaque GGM sont évaluées à partir les données gravimétriques marines disponibles dans la zone d'étude. Cependant, les GGMs ont un contenu spectral limité par leurs degrés et ordres harmoniques sphériques maximum. Contrairement aux données gravimétriques terrestres, les GGMs ne contiennent pas toutes les longueurs d'onde possibles. Les très hautes fréquences du champ gravitationnel terrestre ne sont pas représentées dans ces modèles : c'est l'erreur d'omission. Il serait donc judicieux de prendre en compte le gap fréquentiel qui existe entre les données gravimétriques marines et les GGMs lors de l'évaluation de ces derniers.

II.1.1. Méthode de renforcement spectral

Afin de faire une évaluation adéquate des GGMs, la méthode de renforcement spectral (SEM - spectral enhancement method en anglais) (Hirt et al., 2011) est une bonne alternative pour combler le gap fréquentiel qui existe entre les modèles géopotentiels globaux et le champ gravimétrique réel de la Terre. Cette méthode a déjà été appliquée avec succès sur Terre et en Mer par plusieurs chercheurs à travers le monde (Hirt et al., 2011 ; Samprieto et al., 2017 ; Zaki et al., 2018).

Pour les GGMs combinés comme EGM2008, le Modèle Résiduel de Terrain (RTM) (Forsberg, 1984) est utilisé pour combler le spectre absent (très hautes fréquences) dans ces modèles. Par contre, les GGMs purement satellitaires sont évalués jusqu'à leur degré maximal, et les bandes spectrales à partir du degré $k + 1$ sont comblées par un GGMs de haute résolution (par exemple EGM2008) et les effets du Modèle Résiduel de Terrain (RTM). Les effets RTM correspondent aux effets des ondulations de la topographie/bathymétrie (SRTM15+ utilisé dans cette étude) par rapport à une surface de référence comme le modèle harmonique sphérique ETOPO1 (Amante et Eakins, 2008) développée jusqu'aux degré et ordre (d/o) 2190. La surface de référence est utilisée pour soustraire le signal gravimétrique de grande et moyenne longueur d'onde déjà contenue dans le modèle EGM2008 développé jusqu'aux d/o maximum 2190. La méthode de renforcement spectral est généralement utilisée pour combler le gap fréquentiel contenu dans les différentes fonctions du champ de gravité telles que les anomalies gravimétriques, les ondulations du géoïde, les anomalies d'altitude et la déflexion de la verticale (Hirt et al., 2010). Le principe simplifié de la méthode de renforcement spectral est illustré à la Figure 13.

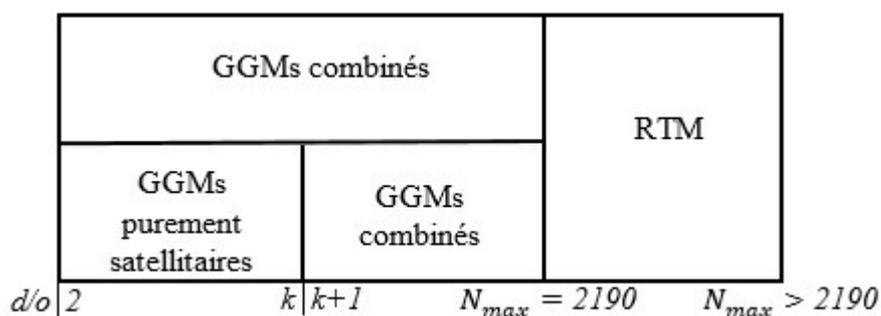


Figure 13 : Schéma simplifié du principe SEM (Hirt et al., 2011).

II.1.2. Le modèle du terrain résiduel (RTM)

Le modèle du terrain résiduel a été introduit par Forsberg (1984, 1993). Il représente la partie des résidus entre la surface de la topographie/bathymétrie et une surface moyenne lisse de référence. Les masses topographiques qui se trouvent au-dessus de cette surface sont retirées et les masses au-dessous de cette surface sont remplies. Le principe est illustré dans la figure 14. La densité de la croûte est $2,67 \text{ g/cm}^3$.

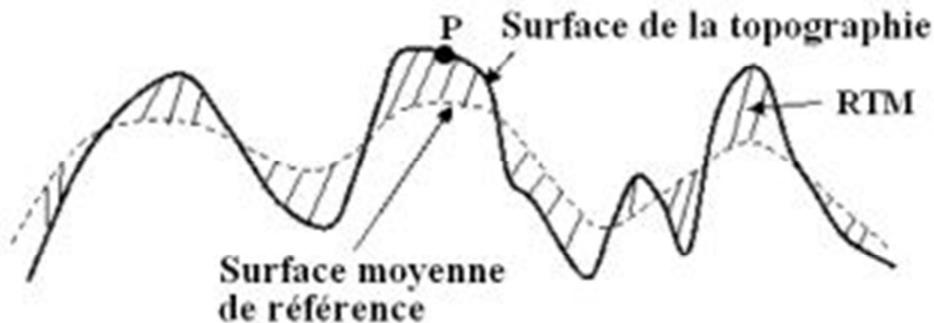


Figure 14 : Modèle du terrain résiduel (Forsberg, 1984).

La surface de référence peut être obtenue soit par une fenêtre glissante, soit par un développement en harmoniques sphériques d'un degré maximal égal à celui du modèle géopotential. En utilisant la réduction RTM, l'avantage obtenu est celui de ne pas prendre en compte les effets à grandes longueurs d'onde deux fois dans la procédure du calcul. Les effets du terrain par rapport au RTM diminuent en magnitude quand la résolution de la surface de référence augmente (Forsberg, 1984).

On peut assimiler ces effets à un plateau de Bouguer pris entre la surface réelle et la surface de référence auquel on retranche les corrections de terrains classiques (Forsberg, 1984) :

$$\Delta g_{RTM} \approx 2\pi G\rho(H - H_{ref}) - C \quad (2.1)$$

H et H_{ref} sont respectivement les hauteurs des points de la topographie réelle et de la surface de référence. G est la constante de gravitation et ρ est la constante de densité des masses

topographiques. C correspond à la correction de terrain classique en un point $P(x_P, y_P, H_P)$. En approximation plane, elle est donnée par la formule suivante (Forsberg, 1984) :

$$C(P) = G\rho \iiint \frac{z - H_P}{\left((x - x_P)^2 + (y - y_P)^2 + (z - H_P)^2 \right)^{3/2}} dx dy dz \quad (2.2)$$

Les corrections du terrain correspondent à la somme des attractions gravitationnelles des masses topographiques autour du point de calcul. Cet effet est dominant à de courtes longueurs d'onde. Historiquement, les corrections du terrain étaient calculées par l'emploi des abaques de Hammer (1939) constitués d'une série de cercles concentriques avec des secteurs radiaux. Ces méthodes ont été abandonnées et remplacées par le calcul à l'aide d'un modèle numérique du terrain (MNT). L'intégrale dans l'équation 2.2 est évaluée par l'utilisation de prismes droits (Nagy, 1966) ou de tesseroides (Seitz et Heck, 2001; Grombein et al., 2013).

Afin de réduire le temps de calcul, des approximations de calcul sont employées comme par exemple diviser la zone autour du point de calcul en champ proche où les formules exactes sont utilisées avec un MNT de haute résolution et en champ lointain avec des formules approximatives appliquées à un MNT d'une résolution moins haute que le premier. Mais avant cela, le principe de 'topographie équivalente à la roche' a été appliqué au modèle numérique SRTM15+.

II.1.3. Topographie équivalente à la roche

Lors du calcul des effets résiduels de terrain, la masse volumique de la roche topographique standard ($\rho = 2670 \text{ kg/m}^3$) est utilisée pour représenter les points terrestres, ainsi que les masses topographiques du fond marin (alternativement, des valeurs de masse volumique plus petites pourraient être utilisées pour les sédiments, si elles sont connues). Les masses d'eau de la mer sont correctement représentées par une masse volumique de $\rho_w = 1030 \text{ kg/m}^3$. Pour éviter d'avoir à faire la distinction entre les différentes valeurs de densité lors de l'étape de modélisation directe (et utiliser deux différentes surfaces de référence), le concept de topographie équivalente à la roche est utilisé (Balmino et al., 1973; Rummel et al., 1988; Hirt

et al., 2012). Dans cette approche, les masses d'eau sont «compressées» en masses rocheuses équivalentes en réduisant les profondeurs de la mer ($H < 0$) par le facteur $(1 - \rho_w/\rho) \approx 0,614$ à des hauteurs H^* équivalentes à la roche.

$$H^* = H(1 - \rho_w/\rho) \quad (2.3)$$

L'équation 2.3 est appliquée pour tout $H < 0$ où l'ensemble de données bathymétriques du SRTM15+ indique des zones océaniques. L'utilisation du principe topographie équivalente à la roche est pratique car une seule masse volumique uniforme et constante (de roche topographique) peut être utilisée à la fois sur la terre et les masses d'eau en mer sont maintenant comprimées dans le nouveau modèle SRTM15+. Il n'est donc plus nécessaire de faire la distinction entre les points terrestres et océaniques. L'inconvénient de ce concept est que la géométrie des masses océaniques est légèrement modifiée (Kuhn et Featherstone, 2003).

II.1.4. Surface moyenne de référence

Pour calculer les effets résiduels de terrain, il faut intégrer une surface de référence plus lisse. Cette surface représente des grandes longueurs d'onde de la topographie réelle et doit être soustraite du modèle numérique de terrain précis (SRTM 15+). D'après Forsberg (1984), la surface de référence peut être obtenue par deux approches : soit en transformant le modèle numérique précis en une grille de résolution inférieure, soit en utilisant une expansion harmonique sphérique de la topographie jusqu'à un certain ordre. La deuxième approche est choisie car elle permet de soustraire les effets topographiques de grandes longueurs d'onde déjà contenus dans les modèles géopotentiels globaux. De plus, Hirt (2010) a montré que pour résoudre le problème d'erreur d'omission généralement contenu dans les modèles géopotentiels globaux, les surfaces de référence harmoniques sphériques sont meilleures par rapport aux surfaces obtenues par une moyenne.

Le modèle harmonique sphérique ETOPO1 de la topographie terrestre est choisi comme surface de référence. Il est disponible au grand public sur le site d'ICGEM. Les hauteurs orthométriques de cette surface de référence ont été calculées jusqu'au degré 2190 grâce au service de calcul de ICGEM (Barthelmes, 2013).

$$H(\lambda, \varphi) = R \sum_{l=0}^{l_{max}} \sum_{m=0}^l P_{lm}(\sin \varphi) (C_{lm}^{topo} \cos m\lambda + S_{lm}^{topo} \sin m\lambda) \quad (2.4)$$

où: $H(\lambda, \varphi)$ sont les hauteurs topographiques/bathymétriques de la surface de référence prise par rapport au niveau moyen de la mer, R est le rayon de référence, et C_{lm}^{topo} et S_{lm}^{topo} sont les coefficients d'expansion harmoniques sphériques, P_{lm} est le polynôme de Legendre de degré l et d'ordre m .

La grille de données obtenue au paragraphe II.1.3 est utilisée pour représenter la topographie proche autour du point de calcul. Pour la topographie lointaine, une grille de résolution 3 minutes d'arc est utilisée. Cette grille est obtenue en lissant le SRTM15+ avec le programme SELECT. La surface de référence est obtenue par l'expansion du modèle harmonique sphérique ETOPO1 jusqu'au degré 2190, qui correspond au degré maximal du modèle géopotential global EGM2008. Cette surface de référence est utilisée parce qu'elle permet de retrancher les fréquences de la topographie réelle déjà contenues dans le modèle EGM2008.

II.1.5. Choix des rayons d'intégration

Le choix des rayons d'intégration pour le calcul des effets RTM est capital pour limiter la propagation de grosses erreurs dans les résultats. Deux rayons d'intégration sont généralement choisis: un pour le champ d'intégration proche avec des données topographiques de résolution supérieure et l'autre pour le champ d'intégration lointain. Certaines études (Ismael, 2016 ; Yahaya et Azzab, 2018) ont fait des tests en ce qui concerne le choix optimal des rayons d'intégration, l'influence qu'ils pourraient avoir sur les différentes quantités calculées et le temps de calcul induit. Leurs résultats montrent que pour des valeurs $R_1 = 10 \text{ km}$ et $R_2 = 200 \text{ km}$, de très faibles erreurs et un temps de calcul abordable sont observés lors de la détermination des effets de terrain que l'on soit en zone plane ou en zone montagneuse. Ces valeurs de rayons d'intégration ont été choisies dans le cadre de ce projet.

Les valeurs des effets RTM peuvent à présent être calculées. Le programme TC du package GRAVSOFT (Forsberg et Tscherning, 2008) a été utilisé pour calculer les effets du modèle résiduel de terrain dans ce travail.

II.1.6. Evaluation des modèles combinés et purement satellitaires

L'évaluation des GGMs dans ce travail a été faite sur une comparaison statistique des anomalies gravimétriques issues de ces GGMs par rapport aux anomalies gravimétriques marines couvrant la zone d'étude. L'évaluation des ondulations du géoïde issu de ces GGMs n'a pas été faite car étant donné que la zone d'étude est majoritairement maritime. Les points GPS/nivelés généralement utilisés pour cette évaluation n'existent pas.

Les quantités $\Delta g_{GGM_2^k}$ représentent les anomalies gravimétriques issues de chaque GGM pris jusqu'à son d/o maximal k . Ces quantités sont comparées aux anomalies gravimétriques marines Δg avant et après application de la méthode de renforcement spectral. Avant application de cette méthode, les différences résiduelles Δg_{res} se calculent suivant l'expression:

$$\Delta g_{res} = \Delta g - (\Delta g_{GGM_2^k}) \quad (2.5)$$

Après application de la méthode de renforcement spectral aux GGMs de résolution supérieure ($d/o \text{ maximal} = 2190$), les différences résiduelles deviennent :

$$\Delta g_{res} = \Delta g - (\Delta g_{GGM_2^{2190}} + \Delta g_{RTM}) \quad (2.6)$$

Pour les GGMs de résolution inférieure ($d/o \text{ maximal} < 2190$) à partir des données gravimétriques marines, les différences résiduelles s'expriment par l'équation suivante:

$$\Delta g_{res} = \Delta g - (\Delta g_{GGM_2^k} + \Delta g_{EGM2008_{k+1}^{2190}} + \Delta g_{RTM}) \quad (2.7)$$

Δg correspond à l'anomalie gravimétrique marine à l'air libre. $\Delta g_{GGM_2^k}$ est l'anomalie gravimétrique à l'air libre du GGM sous-évaluation et développé jusqu'au d/o k . $\Delta g_{EGM2008_{k+1}^{2190}}$ est l'anomalie gravimétrique à l'air libre issu du modèle EGM2008 développé à partir du d/o k jusqu'au d/o maximal 2190. Δg_{RTM} représente le signal gravimétrique de courtes longueurs d'onde calculé par la méthode RTM.

Les anomalies gravimétriques à l'air libre de chaque GGM sont calculées suivant la formule (Hofmann-Wellenhof et Moritz, 2005):

$$\Delta g_{GGM} = \frac{GM}{r^2} \times \sum_{n=2}^{+\infty} (n-1) \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.8)$$

avec GM la constante gravitationnelle géocentrique ; r , λ et θ sont respectivement le rayon géocentrique, la longitude et la colatitude au point de calcul ; n et m sont respectivement

les degré et ordre d'harmoniques sphériques ; \bar{C}_{nm} et \bar{S}_{nm} sont les coefficients d'harmoniques sphériques du potentiel perturbateur ; \bar{P}_{nm} est la fonction de Legendre complètement normalisée.

Les paramètres statistiques des différences utilisés pour évaluer les GGMs dans ce travail sont : le maximum (Max), le minimum (Min), la moyenne (Moy), l'écart-type (ET) et la moyenne quadratique (RMS). Le RMS est très significatif pour évaluer la performance des GGMs sur une zone car il permet d'apprécier le degré de précision du GGM par rapport aux données gravimétriques mesurées localement. Plus le RMS est proche de zéro, plus le GGM est précis par rapport aux données gravimétriques marines.

II.2 Détermination des ondulations du géoïde

Le calcul d'un modèle géopotential global est une entreprise de grande envergure qui permet quel que soit le type de modèle, de condenser en deux ensembles de coefficients notés \bar{C}_{nm} et \bar{S}_{nm} (lorsqu'ils sont normalisés) un volume de données très important, qu'on ne saurait manier autrement. Dans chaque modèle géopotential global, la circonférence terrestre est divisée par un degré maximal de développement noté n_{max} . Ce degré maximal donne approximativement la longueur d'onde et la résolution du modèle. Le nombre n_c de coefficients \bar{C}_{nm} et \bar{S}_{nm} de développement en harmoniques sphériques pris en compte pour représenter un modèle est :

$$n_c = (n_{max} + 1)^2 \quad (2.9)$$

Dans cette partie, la théorie qui se cache derrière le calcul des ondulations du géoïde à partir des coefficients d'harmoniques sphériques est exposée.

II.2.1 Attraction et potentiel de pesanteur terrestre

Soit M le centre de gravité d'un solide de masse m à la surface ou à l'extérieur de la Terre, lié au mouvement de rotation de la terre sur elle-même (Figure 15). La force d'attraction, au point M , générée par un élément M' de masse infinitésimale m' , est donnée par la relation :

$$\overrightarrow{dF} = -G \frac{mm'}{l^2} \vec{u} = -G \frac{m\rho d\tau}{l^2} \vec{u} \quad (2.10)$$

où G est la constante de gravitation universelle, ρ est la densité au point M' , $d\tau$ est l'élément du volume, l est la distance entre deux points et \vec{u} est un vecteur unitaire de même direction que $\overrightarrow{MM'}$. En intégrant les forces élémentaires $d\vec{F}$ sur la sphère, on obtient :

$$\vec{F} = -Gm \iiint \frac{\rho d\tau}{l^2} \vec{u} \quad (2.11)$$

L'accélération de gravité est donnée par : $\vec{\gamma} = \frac{\vec{F}}{m}$

Cette accélération dérive d'un potentiel V tel que :

$$\vec{\gamma} = \overrightarrow{grad}(V) \quad (2.12)$$

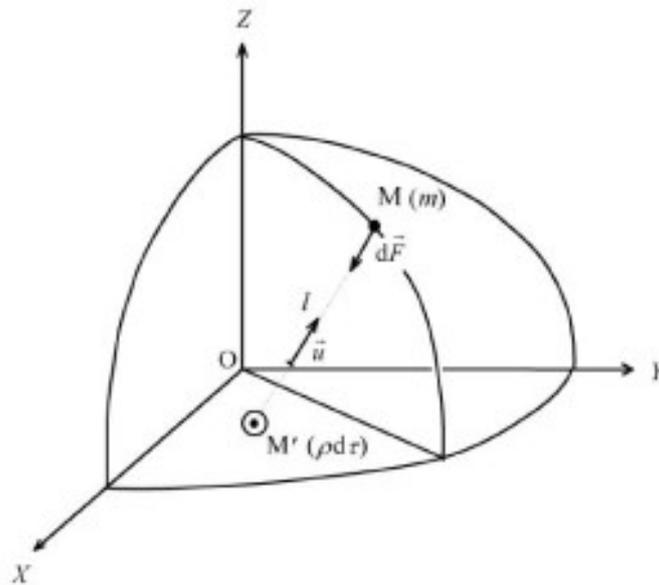


Figure 15 : Force de gravitation (Ismail, 2016).

La différence de potentiel entre M et M' correspond au travail effectué sur la masse M qui se déplace d'une distance l de M à M' dans la direction donnée par $-\vec{u}$.

Le potentiel de gravitation peut s'exprimer sous la forme :

$$V = G \iiint \frac{\rho d\tau}{l} \quad (2.13)$$

En dehors des masses, ce potentiel vérifie l'équation de Laplace :

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (2.14)$$

C'est-à-dire qu'au-dessus de la surface terrestre et en négligeant la masse atmosphérique, le potentiel étant une fonction harmonique, il peut se développer en une série d'harmoniques sphériques. L'ordre de grandeur de l'accélération au niveau de la mer est de $\gamma \approx 9,80 \text{ m/s}^2$.

Le développement en harmoniques sphériques consiste à modéliser le potentiel par une somme de fonctions harmoniques de Laplacien nul, qui représentent un spectre en longueurs d'onde en fonction de deux indices : le degré n et l'ordre m (Hobson, 1931; Heiskanen et Moritz, 1967). Plus n et m sont grands, plus les termes représentent des variations de plus en plus locales du champ. Les harmoniques d'ordre zéro sont les harmoniques zonales qui correspondent à des moyennes du potentiel selon la longitude et ne varient qu'avec la latitude. Les autres termes, appelés harmoniques tesséraux, dépendent de la latitude et de la longitude. Lorsque le développement du champ de pesanteur par ces fonctions est tronqué au degré et à l'ordre n_{max} , n_{max} indique quelle est la plus fine résolution spatiale du modèle, en kilomètres, cette résolution vaut approximativement $2000/n_{max}$.

Dans un repère géocentrique qui coïncide avec le centre des masses de la Terre, le développement en harmoniques sphériques s'écrit :

$$V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left(1 - \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \right) \quad (2.15)$$

où GM est la constante gravitationnelle géocentrique, (r, θ, λ) sont les coordonnées sphériques au point de calcul, a est le rayon équatorial de la Terre, $\bar{P}_{nm}(\cos\theta)$ sont les fonctions de Legendre totalement normalisées au degré n et à l'ordre m , \bar{C}_{nm} et \bar{S}_{nm} sont les coefficients d'harmoniques sphériques totalement normalisés et n_{max} est le degré maximal du modèle géopotential.

La force de gravité s'exerçant sur un objet n'est pas identique sur toute la surface de la Terre en raison de la rotation de la Terre et de la répartition des masses. La force de gravité

mesurée est une combinaison de la force gravitationnelle due à l'attraction de la Terre, de la force centrifuge due à sa rotation (Figure 16) et des forces de marées.

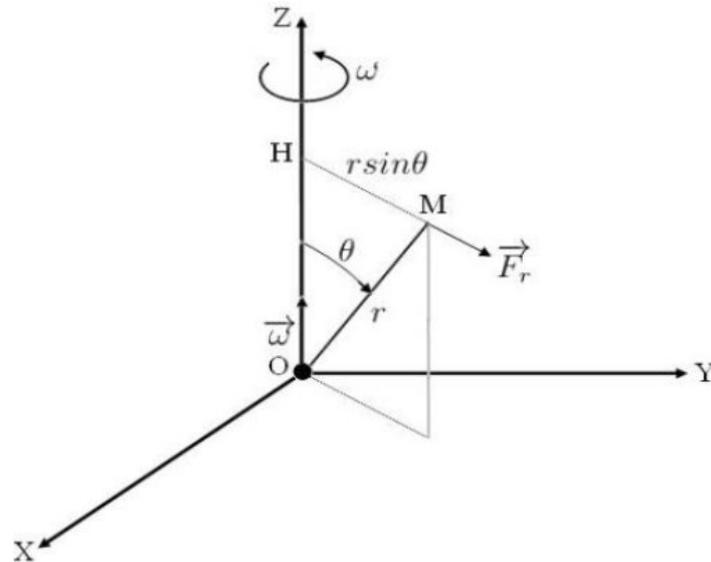


Figure 16 : Force axifuge (Ismail, 2016).

Pour obtenir le potentiel de pesanteur terrestre, il faut ajouter aussi le potentiel centrifuge qui dérive de l'accélération centrifuge :

$$V_r = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (2.16)$$

où $\omega = 7,292115 \cdot 10^{-5} \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1}$ est la vitesse angulaire moyenne de la Terre (McCarthy et Petit, 2004). Au niveau de la mer et à l'équateur, l'ordre de grandeur de l'accélération axifuge est de $\gamma_r \approx 0,03 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$.

La troisième composante est liée à la marée. La force de marée vient de la non-uniformité de l'attraction gravitationnelle exercée sur la Terre par l'ensemble des astres qui l'entourent. Elle contient un terme constant dépendant de la latitude et des termes périodiques. Les termes périodiques génèrent une accélération $\gamma_t \approx 2,8 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ au maximum d'amplitude.

Dans le système international (SI), l'unité de la pesanteur est le m/s^2 . Cependant, les géodésiens et géophysiciens continuent d'utiliser une unité de l'ancien système CGS : le *gal*

(noté *Gal*) nommé en l'honneur de Galilée: $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$. Les unités utilisées en pratique sont le *milligal* ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) et le *microgal* ($1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$).

Le potentiel de pesanteur moyen peut être donc écrit :

$$W = V + V_r = \frac{GM}{r} \left(1 - \sum_{n=2}^{n_{\max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \right) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (2.17)$$

Une surface équipotentielle est l'ensemble des points ayant le même potentiel W . Une surface équipotentielle est une surface de repos de l'eau. La verticale, direction du champ de pesanteur, est perpendiculaire en tout point à la surface équipotentielle. Le géoïde est la surface équipotentielle coïncidant au mieux avec le niveau moyen des océans. Il est caractérisé par la valeur de son potentiel W_0 .

II.2.2 Champ de pesanteur normal

Le champ de pesanteur normal est un modèle de champ qui permet d'approximer le champ moyen réel. Ce champ satisfait les caractéristiques suivantes :

- une des équipotentielle du champ normal est un ellipsoïde géocentrique;
- le potentiel normal sur l'ellipsoïde est égal au potentiel réel sur le géoïde;
- la masse des sources correspond à la masse de la terre et celle de l'atmosphère.

Le potentiel normal U peut être développé en harmoniques sphériques (Heiskanen et Moritz, 1967).

$$U = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{2n} J_{2n} \bar{P}_{2n}(\cos\theta) \right) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (2.18)$$

Où :

$$J_{2n} = (-1)^{n+1} \frac{3e^{2n}}{(2n+1)(2n+3)} \left(1 - n + \frac{5nJ_2}{e^2} \right), \quad J_2 = \frac{e^2}{3} \left(1 - \frac{2me'}{15q_0} \right);$$

$$e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2}, \quad e'^2 = \frac{a^2 - b^2}{b^2}, \quad m = \frac{w^2 a^2 b}{b^2} \text{ et } q_0 = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{3}{e'^2} \right) \arctan e' - \frac{3}{2e'}.$$

Dans ces relations, e et e' sont respectivement la première et la deuxième excentricité de l'ellipsoïde de référence ; m le paramètre géodésique ; a et b demi-grand et demi-petit axe de l'ellipsoïde.

II.2.3 Potentiel perturbateur et hauteur du géoïde

Pour un ellipsoïde de référence géocentrique, de masse égale à la masse réelle de la Terre et celle de l'atmosphère, de potentiel égal au potentiel réel de la Terre et de petit axe coïncidant avec l'axe de rotation de la Terre, le potentiel anormal T du champ de potentiel terrestre peut alors être exprimé en harmoniques sphériques (Heiskanen et Moritz, 1967) par la relation suivante :

$$T(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \quad (2.19)$$

Pour un couple d'indice (n, m) , ces coefficients représentent la différence entre les coefficients du développement en harmoniques du potentiel réel W de la Terre et ceux du potentiel normal U .

À partir de la valeur de potentiel perturbateur T sur le géoïde, on obtient les hauteurs du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence par la formule de Bruns (Heiskanen et Moritz, 1967) qui relie ces deux grandeurs :

$$T(r, \theta, \lambda) = \gamma N \quad (2.20)$$

La hauteur du géoïde se modélise alors :

$$N(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{\gamma r} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \quad (2.21)$$

II.3 Analyse spectrale du géoïde

Pour étudier les structures crustales et mantelliques sous-jacentes, les composantes de grandes à très grandes longueurs d'onde doivent être soustraites des ondulations du géoïde quasi-total (le terme « quasi-total » renvoie à l'absence des composantes de très hautes fréquences, signature des couches de sédiments et de la bathymétrie/topographie en superficie). Ainsi, on obtient le géoïde résiduel (Kenzie et al., 1980) qui permet de localiser les structures majeures comprises entre une certaine profondeur jusqu'en superficie. Les ondulations du géoïde résiduel sont donc obtenues à partir de l'équation suivante :

$$N_{res} = N - N_l \quad (2.22)$$

où N correspond aux ondulations du géoïde calculées à l'équation 2.21 jusqu'au degré maximal n_{max} , et N_l correspond aux ondulations du modèle géopotential calculées jusqu'à un degré d'harmonique sphérique $n = l$.

Par ailleurs, les ondulations du géoïde intercouche sont calculées pour ressortir les informations sur la stratification verticale à l'intérieur du globe terrestre. Les ondulations des anomalies du géoïde intercouche sont obtenues en faisant la différence entre deux géoïdes résiduels pris à des degrés différents :

$$N_{12} = N_{res2} - N_{res1} \quad (2.23)$$

où N_{res2} correspond aux ondulations d'un géoïde résiduel de degré supérieur à celui du géoïde résiduel d'ondulations N_{res} .

Les ondulations du géoïde sont généralement la représentation de plusieurs structures géologiques qui se superposent le plus souvent de façon verticale. Les ondulations de faible amplitude sont causées par des zones de faible densité ou des zones de dépression alors que les ondulations de fortes amplitudes sont des zones de fortes densités. Ces structures peuvent être identifiées à partir de leur profondeur ou de leur extension latérale. En calculant les ondulations des géoïdes résiduels et intercouches à des degrés d'harmoniques spécifiques, il est possible d'identifier la nature et les caractéristiques géométriques d'une anomalie. En effet, la formule de Bowin (1983) montre qu'il existe une relation entre la profondeur de la source d'anomalie z_n , la longueur d'onde λ et le degré n du modèle géopotential.

En effet, une anomalie de masse ponctuelle μ , située à une profondeur z du géoïde, est à l'origine en tout point de celui-ci et de masse unité, d'un potentiel anomal T tel que :

$$T = \frac{G\mu}{z} \quad (2.24)$$

En égalant la formule de Bruns (Heiskanen et Moritz, 1967) avec l'équation (2.24), la profondeur maximale z à laquelle une anomalie de masse ponctuelle μ crée une ondulation N sensible sur le géoïde est :

$$z = \frac{G\mu}{N\gamma} \quad (2.25)$$

L'anomalie de la pesanteur Δg correspondant à cette anomalie de masse μ à la profondeur z peut donc être exprimée suivant la formule :

$$\Delta g = \frac{G\mu}{z^2} \quad (2.26)$$

En éliminant $G\mu$ dans les deux équations (2.25) et (2.26), on obtient la profondeur z en deçà de laquelle une masse μ doit se trouver pour créer une anomalie de pesanteur Δg d'effet sensible et une ondulation N perceptible sur le géoïde, en fonction des deux grandeurs Δg et N (Featherstone, 1997) :

$$z = \frac{N\gamma}{\Delta g} \quad (2.27)$$

L'équation (2.27) peut être ramenée au domaine des fréquences. En considérant les équations (2.8) et (2.21), on déduit alors la profondeur maximale z_n de l'anomalie de masse en fonction du rayon R de la Terre ($R \approx 6400 \text{ km}$) et du degré n de développement dans le domaine fréquentiel du champ (Featherstone, 1997) :

$$z_n = \frac{R}{n-1} \quad (2.28)$$

Chaque degré développement en harmoniques sphériques n correspond à une longueur d'onde précise. La longueur d'onde λ du géoïde est liée au degré n par la formule (Li et Götze, 2001) :

$$\lambda = \frac{360}{n} \quad (2.29)$$

En combinant les équations (2.28) et (2.29), la profondeur maximale devient :

$$Z_n = \frac{R\lambda}{360-\lambda} \quad (2.30)$$

λ s'exprime en degrés d'arc. On peut également le convertir en mètres, en prenant une valeur approximative telle que $1^\circ \approx 111 \text{ km}$.

Plusieurs études géophysiques ont été réalisées sur l'étude de la profondeur de la structure géologique responsable de l'ondulation N sur le géoïde (Khan, 1977 ; Bowin, 1983 ; Lambeck, 1988 ; Featherstone, 1997). Ces études géophysiques ont des sentiments mitigés en ce qui concerne l'extension latérale et la profondeur des structures responsables des anomalies de grandes longueurs d'onde. Certaines attribuent l'origine des grandes longueurs d'onde à toutes les structures géologiques profondes (Bowin, 1983). D'autres par contre (Khan, 1977 ; Lambeck, 1988) estiment que ces sources se trouveraient dans le manteau supérieur et la lithosphère. Dans cette étude, les composantes de grandes longueurs d'onde du géoïde sont considérées comme vérifiant la relation (2.30).

CONCLUSION

Dans ce chapitre, les données gravimétriques marines utilisées pour évaluer les modèles géopotentiels globaux ont été présentées ainsi que la procédure ayant permis leur prétraitement. Dans ces travaux de thèse, quelques programmes du package GRAVSOFT, les logiciels ArcGIS, Oasis Montaj, Adobe Illustrator et le service de calcul de ICGEM ont été utilisés. Par la suite, la méthodologie d'évaluation des modèles géopotentiels globaux ainsi que la méthode de détermination des ondulations du géoïde à partir des coefficients d'harmoniques sphériques des modèles géopotentiels globaux ont été présentées. Enfin, les formules théoriques permettant de réaliser l'analyse spectrale des ondulations du géoïde ont été mises en relief.

RESULTATS ET DISCUSSION

CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSION

INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à la présentation des résultats obtenus et de leur discussion. La première partie de ce chapitre consiste à évaluer des modèles géopotentiels globaux. Pour cela, le prétraitement des données gravimétriques marines est préalablement effectué. Ensuite, une série de comparaisons statistiques avec la base de données gravimétriques marines est entreprise. L'évaluation des modèles combinés et des modèles purement satellitaires sera effectuée avant et après application du principe de renforcement spectral. Le modèle géopotentiel global le plus adapté sur la zone d'étude sera utilisé dans la deuxième partie de ce chapitre. Dans la deuxième partie, les ondulations du géoïde sont utilisées pour mener une interprétation structurale et géodynamique sur la zone d'étude. Il s'agira de ressortir continuellement la carte des ondulations du géoïde, les cartes du géoïde résiduel et les cartes du géoïde intercouche à des degrés spécifiques. Les différentes cartes en corrélation avec les paramètres géologiques et structuraux de la zone d'étude seront utilisées pour mener une interprétation géophysique.

I EVALUATION DES MODELES GEOPOTENTIELS GLOBAUX

L'évaluation des modèles géopotentiels globaux a longtemps été une tâche complexe selon qu'on se trouve en domaine continental ou océanique. En effet, l'évaluation des modèles géopotentiels nécessite d'une part les données gravimétriques terrestres (ou marines) dotées d'une assez bonne précision et d'une résolution appréciable, et d'autre part des points GPS/nivelés. Les données gravimétriques terrestres sont utilisées pour évaluer le champ de pesanteur obtenu par développement des coefficients harmoniques sphériques des modèles satellitaires. De même, les points GPS/nivelés sont utilisés pour évaluer les anomalies d'altitudes dérivées des modèles satellitaires. Cependant, la zone d'étude est majoritairement occupée par le domaine maritime. Un réseau de points GPS/nivelés n'est pas disponible en mer. Donc une évaluation à l'aide des points GPS nivelés n'est pas envisageable. Par ailleurs,

les données gravimétriques marines disponibles contiennent certaines erreurs. Elles doivent donc passer par une phase de prétraitement avant leur exploitation.

I.1 Prétraitement des données gravimétriques marines

Des mesures gravimétriques marines sont effectuées dans le monde entier depuis plusieurs décennies à l'aide des compteurs de gravité marine montés sur des plates-formes gyro-stabilisées. Les données gravimétriques marines sont généralement affectées par plusieurs valeurs biaisées dues à la navigation, à des mauvaises liaisons avec les stations de base situées sur la côte et à une mauvaise utilisation des systèmes de référence (Denker et Roland, 2005). Wessel et Watts (1988) ont également reporté qu'en raison d'erreurs instrumentales, d'erreurs de navigation et d'autres sources d'erreurs, des incohérences significatives existent entre les différentes mesures. Dans les anciennes bases de données gravimétriques marines, le principal facteur limitant la précision était la navigation du navire, affectant le calcul de l'effet Eötvös. Ce problème ne pouvait être résolu qu'avec le GPS et d'autres systèmes de positionnement très précis, mais il existe toujours dans une grande partie des données gravimétriques marines. L'effet Eötvös génère également des erreurs lorsqu'il est mal calculé avec un cap et une vitesse au-dessus du sol imprécis. Certaines mesures gravimétriques marines ont été effectuées avant 1967 et à cette époque, la majorité des navires utilisaient un système de navigation céleste avec une précision assez faible (jusqu'à quelques dizaines de mGal). Le problème des incohérences dans les ensembles de données de gravité marine a été traité avec succès dans le passé par l'analyse des trajectoires des navires qui se croisent (Wessel et Watts, 1988). À partir des différences de croisement, les paramètres d'erreur par croisière de navire ont été estimés par un ajustement des moindres carrés. Cet ajustement a engendré une réduction significative des différences de croisement. Dans cette partie, il est question de détecter et de supprimer les grosses erreurs contenues dans cette base de données gravimétriques marines avant de l'utiliser en appliquant une méthode de filtrage appropriée pour détecter les valeurs biaisées.

La méthode d'interpolation par Krigeage est appliquée sur 40 613 points de données gravimétriques marines et les valeurs résiduelles sont ensuite évaluées. Les valeurs résiduelles représentent les différences entre la grille obtenue par interpolation et chaque donnée

gravimétrie marine. Les résultats contenus dans le tableau 2 montrent que la base des données gravimétriques marines n'a pas de valeurs extrêmement biaisées (par exemple 9999 ou -9999 mGal). Néanmoins, des aberrations persistantes existent comme le montrent les valeurs résiduelles évaluées. Après application de la méthode de validation croisée, l'écart type des valeurs résiduelles est passé de 9,96 à 6,28 mGal. Ce résultat montre que la base des données gravimétriques a maintenant une dispersion plus faible du fait de la suppression des grosses erreurs dans cette dernière. À la fin de la procédure de validation croisée, 2148 valeurs aberrantes ont été détectées et supprimées de l'ensemble de données résiduelles brutes. La valeur aberrante est définie comme une erreur supérieure au double de l'écart-type (Zaki et al., 2018). La figure 17 montre la distribution des valeurs résiduelles avant validation croisée sur la zone d'étude. Les valeurs résiduelles les plus élevées sont présentées dans les zones colorées en bleu et en rouge.

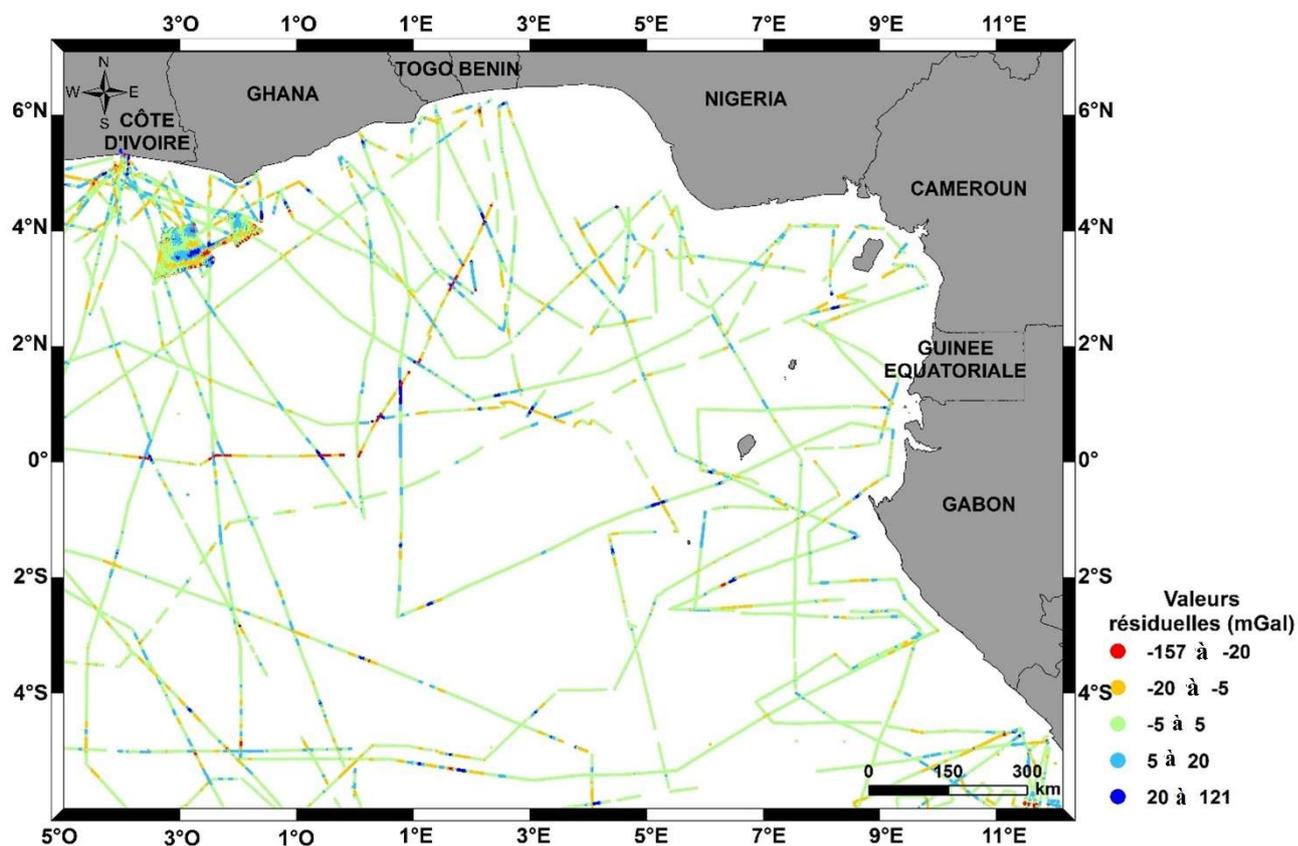


Figure 17 : Distribution des valeurs résiduelles avant validation croisée des données gravimétriques marines.

Tableau 2 : Statistiques des données gravimétriques marines avant et après validation croisée. Les résidus représentent les différences entre les valeurs réelles et interpolées (Unité: mGal).

	Nombre de données	Max	Min	Moyenne	Ecart-type
Avant la validation croisée	40613	161,02	-202,80	-16,96	25,74
Valeurs résiduelles avant la validation croisée	40613	120,97	-157,29	1,47	9,96
Après la validation croisée	38465	111,92	-86,80	-17,85	24,16
Valeurs résiduelles après la validation croisée	38465	19,92	-19,87	0,69	6,28

Pour évaluer les GGMs sur la zone d'étude, les paramètres statistiques suivants sont utilisés : le minimum (Min), le maximum (Max), la moyenne (Moy), l'écart-type (SD) et la moyenne quadratique (RMS). Le RMS est très significatif pour évaluer la performance des GGMs sur une zone car il permet d'apprécier le degré de précision du GGM par rapport aux données gravimétriques mesurées localement. Plus le RMS est proche de zéro, plus le GGM est précis par rapport aux données gravimétriques marines.

I.2 Evaluation des GGMs avant application du SEM

Après avoir traité la base de données gravimétriques marines, une comparaison statistique de cette dernière a été effectuée avec chaque GGM. Les statistiques des différences entre chaque GGM et les données gravimétriques marines disponibles sur la zone d'étude sont présentées dans le tableau 3. Les résultats statistiques du modèle EGM2008 sont nettement meilleurs sur la zone d'étude avec un écart-type de 3,57 mGal et un RMS de 3,87 mGal. Le modèle EGM2008 est suivi des modèles EIGEN-6C4 et GECO en terme de meilleure performance statistique. En effet, les modèles EIGEN-6C4 et GECO montrent respectivement un écart-type de 3,87 et 3,9 mGal d'une part, et un RMS de 4,17 et 5,01 mGal d'autre part. Par contre, les modèles purement satellitaires affichent des écart-types et RMS assez élevés contrairement aux modèles combinés (on peut observer des écart-types supérieurs à 6 mGal et des RMS supérieurs à 8 mGal pour les GGMs purement satellitaires). On peut donc conclure

que les GGMs combinés se rapprochent le plus des données gravimétriques marines contrairement aux GGMs purement satellitaires. Ceci est sans doute dû au fait que les GGMs combinés sont plus résolus que les GGMs purement satellitaires, ces derniers ne contenant que les grandes et moyennes longueurs d'onde du champ de gravité terrestre. La haute résolution des modèles combinés est apportée par les coefficients d'harmoniques sphériques qui sont développés jusqu'à des degrés nettement supérieurs à ceux des modèles purement satellitaires. D'après le Tableau 3, DIR_R5 est le modèle purement satellitaire qui décrit au mieux le champ de gravité sur la zone d'étude avec un RMS de 8,51 mGal et un SD de 6,07 mGal. Cependant, il a besoin d'être enrichi des hautes et très hautes fréquences du champ de gravité terrestre pour être encore plus performant. Il est également important de noter que malgré que le modèle SPW_R5 soit développé jusqu'au degré 330 (supérieur au degré maximal du modèle DIR_R5), il n'a pas une meilleure performance statistique par rapport aux autres modèles purement satellitaires. Ceci montre que le modèle satellitaire le plus résolu n'est pas forcément le plus précis sur une zone. La précision d'un modèle dépend de la qualité des différentes données prises en compte lors du développement de ce dernier, ainsi que des techniques de mesures satellitaires.

Afin de mieux apprécier la performance des GGMs en fonction du degré d'harmonique sphérique, la représentation graphique est le plus souvent bien placée. La figure 18 montre l'évolution des valeurs RMS des différences entre les GGMs et les anomalies gravimétriques marines en fonction des d/o (degré et ordre) d'harmoniques sphériques. Il est à noter que tous les modèles ont presque même comportement vis-à-vis des données gravimétriques marines dans les premiers degrés d'harmoniques sphériques. Les différences commencent à s'observer à partir du d/o 210 avec le modèle GGM05G qui s'éloigne légèrement des autres modèles. Par ailleurs, les valeurs RMS de chaque modèle décroissent lorsque les d/o augmentent. Ce phénomène est normal car plus les d/o d'harmoniques sphériques sont grands, mieux le modèle décrit le champ de pesanteur avec une bonne résolution.

Tableau 3: Statistiques des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines avant application du principe SEM ; Unité [mGal].

GGMs	Degré	Min	Max	Moy	SD	RMS
EGM2008	2190	-54,63	85,23	-0,85	3,57	3,87
EIGEN-6C4	2190	-55,31	89,19	-1,23	3,87	4,17
GECO	2190	-59,5	90,12	-1,65	3,9	5,01
SGG-UGM-1	2159	-58,3	96,74	-2,01	4,02	6,12
GOCO05C	720	-66,82	100,75	-4,45	5,89	7,03
XGM2016	719	-65,6	105,43	-4,34	4,95	7,01
DIR_R5	300	-70,48	140,65	-6,37	6,07	8,51
TIM-R5	280	-69,47	119,65	-7,01	7,82	8,85
SPW_R5	330	-73,68	125,45	-6,65	8,05	8,95
ITU_GGC16	280	-78,32	100,43	-6,23	7,1	9,45
NULP_02S	250	-75,37	111,46	-7,75	7,84	9,24
GGM05G	240	-72,8	103,56	-7,83	7,36	9,26

A partir du d/o 230, on constate que les courbes des modèles combinés et celles des modèles purement satellitaires prennent des orientations différentes. Les courbes des modèles EGM2008, GECO et EINGEN-6C4 continuent de décroître jusqu'au d/o 300 pendant que les courbes des autres modèles deviennent presque stables. Les différences sont dues à l'intégration des données gravimétriques terrestres, marines et satellitaires lors de la construction des GGMs combinés. Les GGMs combinés sont donc meilleurs que les GGMs satellitaires pour de grands degrés d'harmoniques sphériques. Parmi les modèles purement satellitaires, DIR_R5 a des valeurs de RMS plus basses donc il est plus performant. En ce qui concerne les modèles combinés, EGM2008 et EIGEN-6C4 ont presque les mêmes valeurs de RMS et semblent être meilleures que le modèle GECO sur la zone d'étude. Il est à noter que

cette comparaison graphique a été réalisée jusqu'au degré 300 malgré que les modèles combinés peuvent être développés à des degrés nettement supérieurs. Si l'on combinait des modèles purement satellitaires avec les hautes fréquences d'un modèle de haute résolution (EGM2008 par exemple), une meilleure évaluation des modèles entre eux pourrait être faite.

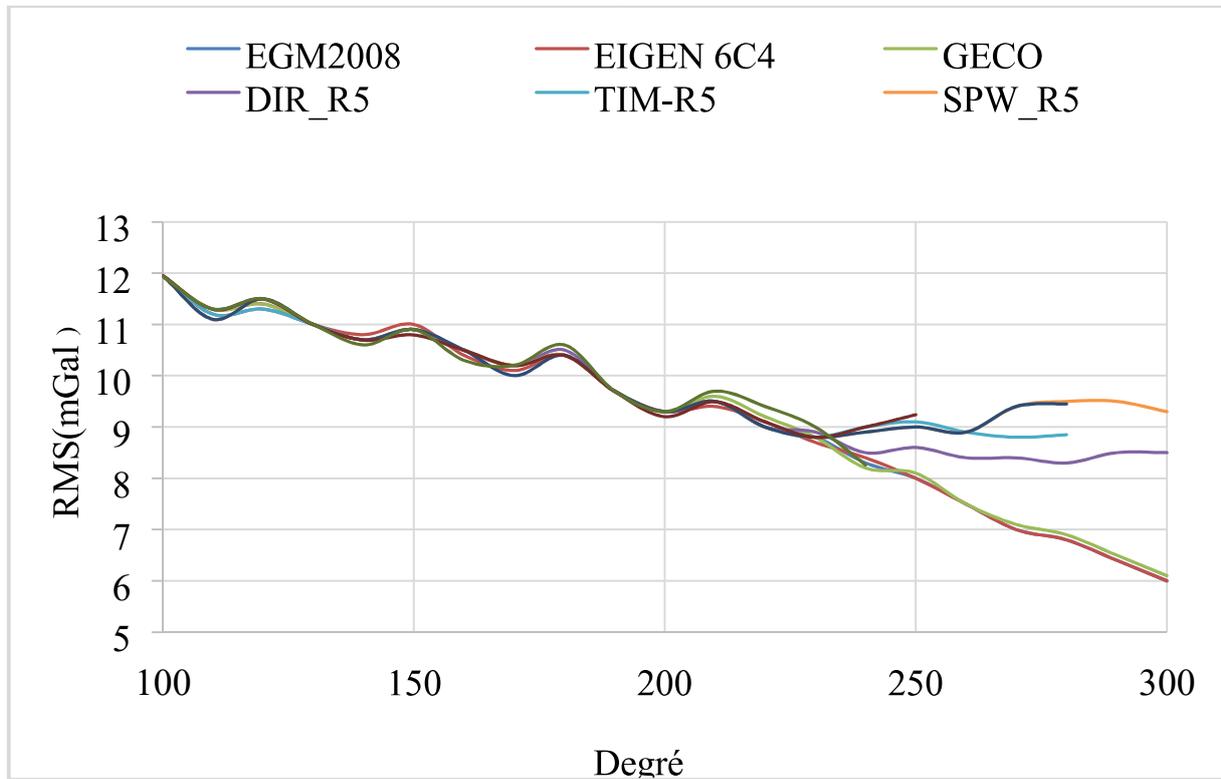


Figure 18 : RMS des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines en fonction des d/o d'harmoniques sphériques.

I.3 Evaluation des GGMs après application partielle de la méthode de renforcement spectral (addition des bandes spectrales du modèle EGM2008)

Les GGMs combinés et purement satellitaires ont généralement des bandes spectrales différentes. Les modèles purement satellitaires ont un contenu spectral couvrant uniquement les grandes et moyennes longueurs d'onde. Chaque modèle n'est pas développé jusqu'au même degré maximal ; ils n'ont pas donc la même résolution. L'évaluation de la précision de chaque

modèle vis-à-vis des données gravimétriques marines serait plus judicieuse si ces modèles présentaient un même niveau de bandes spectrales. Pour une évaluation optimale des GGMs, il est question de ramener tous les modèles au même niveau de bandes spectrales. Le principe SEM (voir paragraphe II.1.1) permet de combler les modèles purement satellitaires avec les bandes spectrales du modèle EGM2008 jusqu'au degré maximal 2190. Le modèle EGM2008 a été choisi dans cette opération car il semble être le meilleur parmi les modèles combinés évalués dans ce travail.

Le tableau 4 présente les statistiques des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines après application partielle du principe SEM (addition des bandes spectrales du modèle EGM2008). Lors de cette opération, les modèles EGM2008, EIGEN6C4, GECO et SGG-UGM-1 sont naturellement épargnés lors de cette opération vu leur degré d'harmonique sphérique maximal. Une nette amélioration de la précision de plusieurs modèles peut être observée. Cette amélioration est sans doute apportée par les hautes fréquences du modèle EGM2008. Parmi les modèles purement satellitaires, DIR_R5 offre encore la meilleure performance avec un SD de 4,60 mGal et un RMS de 5,61 mGal. Cependant, les modèles combinés EGM2008, GECO, EINGEN-6C4 restent plus performants que les autres modèles dont le contenu spectral a été comblé. L'évaluation de la précision des GGMs par rapport aux données gravimétriques marines peut davantage être améliorée si l'on comble l'absence des très hautes fréquences contenues même dans les modèles les plus résolus.

Tableau 4 : Statistiques des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines après application partielle du principe SEM (addition des bandes spectrales du modèle EGM2008); Unité [mGal].

GGMs	Degré	Min	Max	Moy	SD	RMS
EGM2008	2190	-54,63	85,23	-0,85	3,57	3,87
EIGEN 6C4	2190	-55,31	89,19	-1,23	3,87	4,17
GECO	2190	-59,5	90,12	-1,65	3,9	5,01
SGG-UGM-1	2159	-58,3	96,74	-2,01	4,02	6,12
GOCO05C	720+EGM2008 $_{721}^{2190}$	-62,42	86,75	-3,45	4,87	5,55
XGM2016	719+EGM2008 $_{720}^{2190}$	-65,85	95,75	-2,98	4,68	5,76
DIR_R5	300+EGM2008 $_{301}^{2190}$	-66,01	91,25	-3,05	4,60	5,61
TIM-R5	280+EGM2008 $_{281}^{2190}$	-69,75	95,34	-4,21	4,85	5,75
SPW_R5	330+EGM2008 $_{331}^{2190}$	-69,55	99,18	-3,85	5,35	7,23
ITU_GGC16	280+EGM2008 $_{281}^{2190}$	-69,23	92,54	-3,65	4,64	5,87
NULP_02S	250+EGM2008 $_{251}^{2190}$	-66,45	95,34	-3,84	4,91	5,75
GGM05G	240+EGM2008 $_{241}^{2190}$	-62,78	93,45	-4,45	5,11	7,56

I.4 Evaluation des GGMs après application totale du principe SEM

Les anomalies gravimétriques marines contiennent toutes les bandes spectrales possibles, des basses fréquences jusqu'aux très hautes fréquences. Par contre, les GGMs les plus récents sont sujets à l'erreur d'omission (absence des très hautes fréquences du champ gravitationnel externe de la Terre). Il serait donc judicieux d'ajouter les effets RTM aux GGMs pour une meilleure évaluation avec les données gravimétriques marines. Cependant, les

effets RTM dans cette partie doivent être calculés à partir d'un modèle numérique/bathymétrique de terrain de résolution supérieure à celle des modèles.

La figure 19 présente la répartition des effets RTM sur toute la zone d'étude. Les effets RTM sur le champ de gravité terrestre ont des valeurs très importantes allant de 76,08 à 123,43 mGal. Ces valeurs sont plus importantes sur les zones ayant une topographie et/ou une bathymétrie hautement variable. Les régions les plus affectées par les effets RTM sont la LVC et son prolongement dans le golfe de Guinée. Les effets RTM ont donc été additionnés aux différents modèles pour combler leurs bandes spectrales en très hautes fréquences.

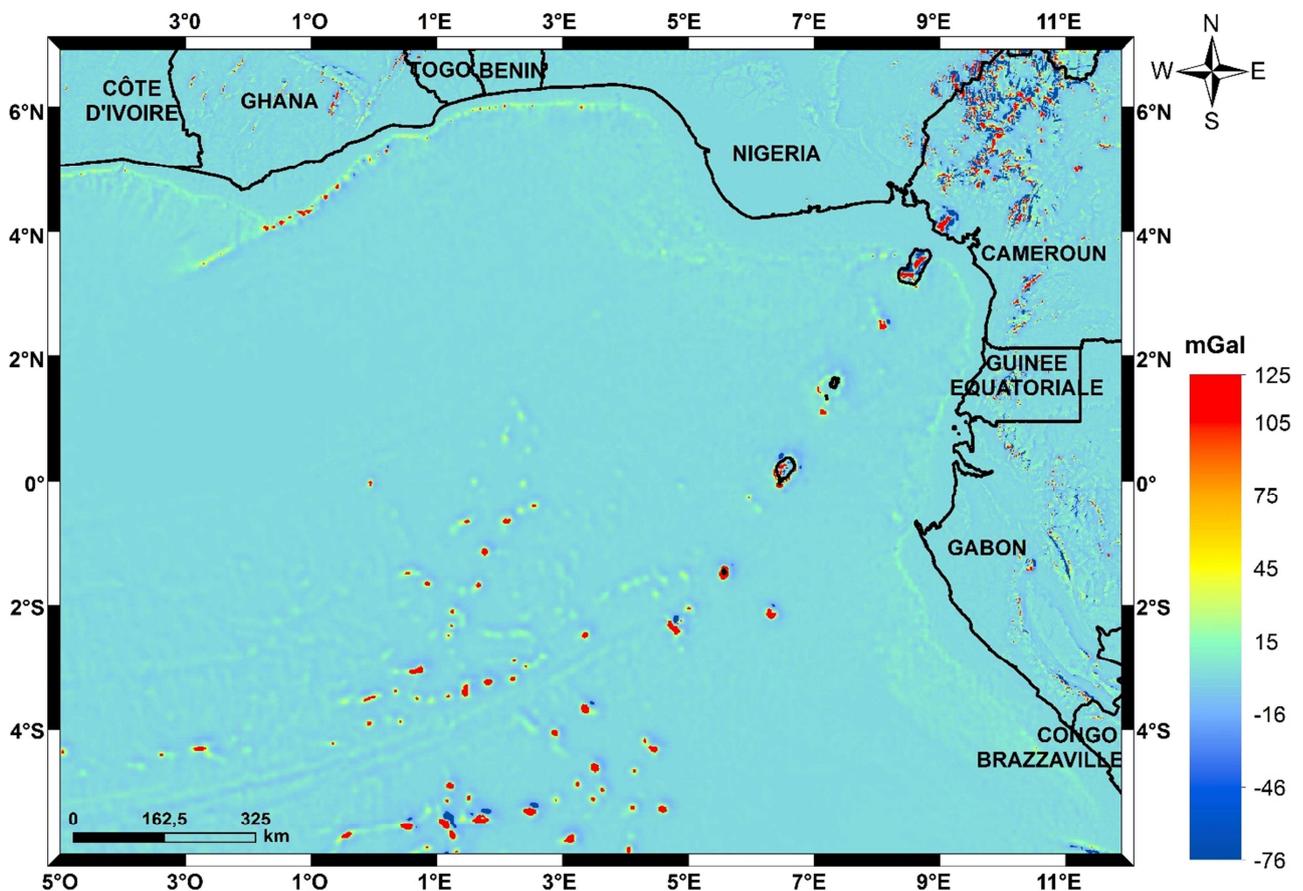


Figure 19 : Effets RTM sur les anomalies gravimétriques.

Le tableau 5 présente les statistiques des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines après application totale du principe SEM (c'est-à-dire après addition des bandes spectrales du modèle EGM2008 et des effets RTM). Une légère amélioration de tous les GGMs peut être remarquée. Le modèle EGM2008 reste le meilleur avec une moyenne de -0,89 mGal, un écart-type de 3,32 mGal et un RMS de 3,55 mGal. Il est suivi du modèle EINGEN-6C4 qui montre également une assez bonne précision (un écart-type de 3,45 mGal et un RMS de 3,7 mGal). Parmi les modèles purement satellitaires, DIR_R5 offre la meilleure performance avec une moyenne de -2.74 mGal, un SD de 3.85 mGal et un RMS de 5.5 mGal. La légère amélioration observée sur chaque GGM après addition des effets RTM montre que les modèles EGM2008, GECO et EINGEN-6C4 ont des bandes spectrales limitées sur l'étendue du golfe de Guinée. Le couplage des effets RTM sur chaque GGMs vient combler l'erreur d'omission qui était contenue dans chacun de ces modèles. Cette technique serait adéquate pour améliorer le champ de pesanteur dérivé des modèles gravimétriques satellitaires partout dans le monde.

L'importance de cette technique d'affinement des modèles géopotentiels globaux a fait l'objet d'une étude en zone montagneuse au Cameroun (Kamto et al., 2020). Dans cette étude, Kamto et al. (2020) ont su affiner le champ de pesanteur du modèle EGM2008 sur l'étendue du Cameroun en utilisant les effets RTM. Ils ont également mis en relief l'importance que les effets RTM pourraient avoir en zone montagneuse. Un modèle bathymétrique/topographique de meilleure résolution que SRTM15+ devrait être développé pour pouvoir calculer des effets RTM plus précis. Ceci permettrait d'avoir une meilleure représentation des très hautes fréquences qui ne sont pas contenues dans les GGMs.

Tableau 5 : Statistiques des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines après application totale du principe SEM (addition des bandes spectrales du modèle EGM2008+les effets RTM) ; Unité [mGal].

GGMs	Degré	Min	Max	Moy	SD	RMS
EGM2008	2190+RTM	-32,54	43,6	-0,89	3,32	3,55
EIGEN 6C4	2190+RTM	-36,11	41,15	0,45	3,45	3,7
GECO	2190+RTM	-38,67	40,1	0,65	3,78	3,8
SGG-UGM-1	2159+RTM	-39,25	56,25	-1,11	3,95	4,13
GOCO05C	720+EGM2008 $_{721}^{2190}$ +RTM	-51,22	50,7	-2,35	4,56	5,01
XGM2016	719+EGM2008 $_{720}^{2190}$ +RTM	-53,68	35,83	-2,67	4,23	5,34
DIR_R5	300+EGM2008 $_{301}^{2190}$ +RTM	-50,61	59,18	-2,74	3,85	5,5
TIM-R5	280+EGM2008 $_{281}^{2190}$ +RTM	-49,17	50,67	-3,91	4,32	5,56
SPW_R5	330+EGM2008 $_{331}^{2190}$ +RTM	-48,65	43,4	-2,95	4,65	5,92
ITU_GGC16	280+EGM2008 $_{281}^{2190}$ +RTM	-46,83	40,41	-3,25	4,1	5,55
NULP_02S	250+EGM2008 $_{251}^{2190}$ +RTM	-45,47	41,76	-3,3	4,46	5,24
GGM05G	240+EGM2008 $_{241}^{2190}$ +RTM	-42,45	43,66	-3,88	4,55	5,01

Maintenant, il est aussi important d'évaluer la précision de chaque modèle dans les grandes et moyennes longueurs d'onde. L'évolution des valeurs RMS des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines en fonction des d/o d'harmoniques sphériques (après application totale du principe SEM) est présentée à la figure 20. Cette figure montre les performances de chaque GGM par rapport au modèle EGM2008 + effets RTM. Le but ici est d'évaluer le comportement de chaque modèle à des degrés inférieurs et moyens. Ainsi, le RMS du modèle EGM2008 + les effets RTM a été fixé indépendamment du d/o afin de faire une meilleure comparaison avec les autres modèles. Il est à noter que dans les premiers d/o (de 100

à 170), presque tous les modèles offrent une meilleure précision par rapport aux données gravimétriques marines sauf le modèle EGM2008. Ceci montre que la majorité des GGMs qui prennent en compte le satellite GOCE offrirait une meilleure performance dans les grandes longueurs d'onde. Cette performance ne serait pas observée pour les modèles issus du satellite GRACE. Pour les d/o allant de 100 à 170, le modèle GGM05G montre des valeurs de RMS situées entre celles du modèle EGM2008 et des autres modèles. Ceci est dû au fait que le modèle GGM05G a été développée par les satellites GRACE et GOCE dans les basses fréquences (Bettadpur et al., 2015). A partir du d/o 170, les courbes des modèles purement satellitaires évoluent progressivement alors que celles des modèles combinés deviennent stables. Ceci montre que les GGMs purement satellitaires sont performants uniquement dans les grandes et moyennes longueurs d'onde. Néanmoins, cette divergence observée entre les courbes des modèles combinés et celles des modèles purement satellitaires doit être explorée davantage pour une meilleure maîtrise des limites de chaque modèle lorsqu'on se trouve dans une certaine bande fréquentielle. La remarque faite est qu'à partir du degré 170, le modèle EGM2008 offre une meilleure précision suivie respectivement des modèles EINGEN-6C4 et GECO.

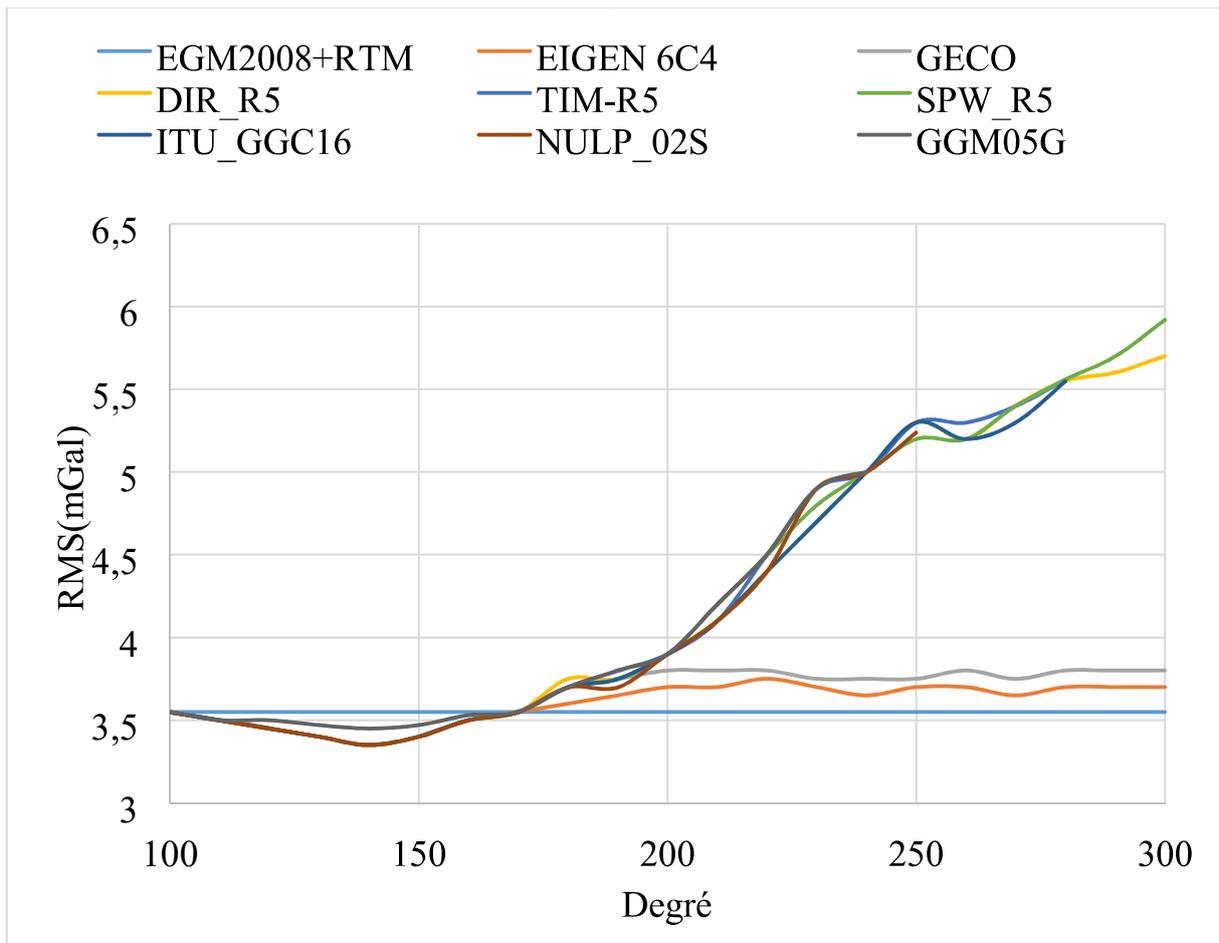


Figure 20 : RMS des différences entre les GGMs et les données gravimétriques marines en fonction des d/o d'harmoniques sphériques (après application totale du principe SEM).

Maintenant, il est nécessaire d'apprécier le comportement de chaque modèle purement satellitaire par rapport aux données gravimétriques marines lorsqu'on se trouve à un degré d'harmonique sphérique bien précis. Le tableau 6 présente les résultats statistiques des GGMs purement satellitaires après application du principe SEM aux d/o 170, 200, 230. En fait, le contenu spectral des modèles purement satellitaires a été amélioré comme ceci : GGM (n = 2 à 170, 200, 230) + EGM2008 (n = 171, 201, 231 à 2190) + effets RTM. De faibles différences entre les paramètres statistiques STD et RMS peuvent être remarquées (de l'ordre de 0,1 à 0,2 mGal). Ceci montre que les GGMs purement satellitaires ont presque la même performance pour les grandes et moyennes longueurs d'onde. Néanmoins, le DIR_R5 offre de meilleurs

paramètres statistiques que les autres modèles purement satellitaires. Abd-Elmotaal (2015) avait justement montré qu'en Afrique, le modèle DIR_R5 représentait au mieux le champ de gravité. Le constat fait est que ce résultat s'étend sur la zone d'étude (le golfe de Guinée).

Tableau 6 : Statistiques des différences entre les GGMs purement satellitaires et les anomalies gravimétriques marines aux d/o 170, 200 et 230.

d/o	170			200			230		
	Moy	SD	RMS	Moy	SD	RMS	Moy	SD	RMS
DIR_R5	-1,1	3,42	3,55	-1,5	3,50	3,7	-2,2	4,12	4,7
TIM-R5	-1,9	3,42	3,56	-2,98	3,53	3,8	-3,25	4,3	4,9
SPW_R5	-1,1	3,41	3,55	-1,6	3,50	3,8	-2,41	4,11	4,8
ITU_GGC16	-1,2	3,43	3,56	-1,7	3,60	3,9	-2,2	4,12	4,7
NULP_02S	-2,5	3,41	3,56	-2,5	3,63	3,9	-2,56	4,11	4,9
GGM05G	-2,89	3,41	3,56	-2,88	3,64	3,8	-3,21	4,13	4,9

Dans cette première partie, il était question d'évaluer quelques GGMs récents disponibles sur l'étendue du golfe de Guinée à l'aide des anomalies gravimétriques marines. Les anomalies gravimétriques obtenues par développement des GGMs combinés et purement satellitaires jusqu'à leur d/o maximal ont été comparées aux données gravimétriques marines avant et après application du principe SEM (bandes spectrales du modèle EGM2008 + Effets RTM). Il en ressort que les GGMs combinés offrent en général de meilleurs résultats que les GGMs purement satellitaires. Avant et après application du SEM, l'observation faite est que le modèle EGM2008 offre de meilleurs résultats statistiques. Leurs valeurs de RMS sont respectivement de 3,67 et 3,55 mGal avant et après application du SEM. EGM2008 est suivi respectivement des modèles EIGEN-6C4 et GECO. Cependant, GECO et EIGEN-6C4 offrent une meilleure performance que EGM2008 pour des d/o entre 100 et 170 car ils contiennent les

données du satellite GOCE dont les valeurs biaisées ont été prises en compte. Cette partie a fait d'objet d'une étude scientifique dans le golfe de Guinée (Kamto et al., 2011).

L'évaluation des modèles purement satellitaires avant et après application du principe SEM montre des résultats statistiques avec de légères différences statistiques entre les modèles. Néanmoins, le modèle DIR_R5 montre la meilleure performance sur le golfe de Guinée sur les grandes et moyennes longueurs d'onde. Sa comparaison aux données gravimétriques marines après application du principe SEM donne un RMS de 5,5 mGal. DIR_R5 peut donc être utilisé dans le calcul d'un géoïde gravimétrique marin sur la zone d'étude vu qu'il est assez précis dans les basses fréquences du champ de gravité terrestre. Il est à noter que le modèle DIR_R5 est suggéré d'utiliser avec la méthode UNB (Ellmann et Vaníček, 2007) et la méthode KTH (Ågren et al., 2009, Goyal et al., 2021) lors d'un éventuel calcul de géoïde mais il ne peut pas remplacer les modèles combinés de haute résolution utilisés dans l'approche de l'Université Curtin (Featherstone et al., 2018, Goyal et al., 2021).

La conclusion faite de cette partie est que les GGMs développées par la mission satellitaire GOCE ont une bonne représentation du champ de gravité pour les basses fréquences. Par ailleurs, le modèle EGM2008 représente le champ de gravité sur la zone d'étude avec une bonne précision par rapport aux données gravimétriques marines. Il serait judicieux de densifier la zone d'étude avec d'autres sources de données gravimétriques marines pour une évaluation plus optimale des GGMs disponibles. Le modèle EGM2008 pourrait être utilisé pour faire une étude tectonique et géodynamique sur le prolongement de la LVC dans le golfe de Guinée.

II ANALYSE DES ONDULATIONS DU GEOÏDE SUR LE GOLFE DE GUINEE, IMPLICATIONS TECTONIQUE ET GEODYNAMIQUE

Dans cette partie, les différents résultats obtenus sont présentés (cartes des ondulations du géoïde, cartes du géoïde résiduel et cartes du géoïde intercouche) suivi d'une interprétation géophysique. Pour obtenir ces différents résultats, le modèle EGM2008, qui se trouve être l'un des modèles géopotentiels globaux les plus adaptés sur la zone d'étude, est utilisé. La discussion des résultats est effectuée en conformité avec les paramètres géologiques et structuraux de la zone d'étude ainsi que quelques travaux géophysiques antérieurs. Les différentes cartes d'ondulations des géoïdes résiduels et intercouches sont calculées par des

filtrages à des degrés spécifiques. Chaque degré est choisi en fonction de la structure interne de la Terre et de l'information à ressortir.

Le géoïde est une source d'informations utilisables par le géophysicien. En effet, les ondulations du géoïde sont généralement liées à l'effet des hétérogénéités des formations tant profondes que superficielles. Ainsi, un excès de masse ou une formation de densité supérieure aux structures environnantes correspondra à une bosse du géoïde ; de même, un défaut de masse ou une zone de faible densité sera associé à un creux du géoïde. A partir des ondulations du géoïde sur la zone d'étude, on est donc en mesure d'identifier les signatures des structures profondes et superficielles. L'analyse et l'interprétation des ondulations du géoïde dans ce travail ne sauraient être suffisantes pour décrire qualitativement et quantitativement les différentes formations crustales, lithosphériques et même mantéliques. Mais, l'utilisation de la géodésie en géophysique vient apporter une grande contribution à la compréhension de la formation des structures très profondes qui jusqu'ici sont difficilement accessibles par plusieurs méthodes géophysiques. Les composantes de grandes longueurs d'onde du géoïde, qui ont une origine dans les profondeurs de la Terre ou qui proviennent des sources très étendues et proches de la surface, sont les plus dominantes sur la carte des ondulations du géoïde. Afin d'éviter la superposition des signatures des formations profondes à superficielles, ou des formations étendues à celles qui sont plus localisées, le filtrage passe-haut à plusieurs degrés est appliqué (c'est ainsi que les différentes cartes de géoïde résiduel sont ressorties). C'est donc un filtrage progressif permettant de suivre l'évolution des différentes formations en fonction de la profondeur.

II.1 Analyse et interprétation des ondulations du géoïde

Les techniques de la géodésie spatiale (Doppler, télémétrie laser, etc.), éventuellement complétées par l'altimétrie satellitaire et la gravimétrie, permettent de calculer les coefficients de développement du potentiel en harmoniques sphériques. Ce développement ne doit être utilisé que dans une référence géodésique bien défini, qui n'est d'ailleurs pas toujours explicitement connue. La précision des meilleurs développements actuels est, pour la hauteur du géoïde, de quelques décimètres. Le modèle EGM2008, avec des coefficients harmoniques sphériques allant jusqu'au degré 2190, a été utilisé dans ce travail pour modéliser les ondulations du géoïde sur toute la zone d'étude.

II.1.1 Analyse des ondulations du géoïde EGM2008

Les ondulations du géoïde issues du modèle EGM2008 sont présentées à la figure 21. Ces ondulations sont présentées sur une zone comprise entre les latitudes 6°S à 7°N et les longitudes 5°O à 12°E. Les ondulations du géoïde varient latéralement sur toute la zone d'étude avec plusieurs zones de gradients et des pics d'anomalies. Les zones en bleu représentent les ondulations les plus faibles et celles en rose/rouge représentent les amplitudes les plus fortes. La carte des ondulations du géoïde (Figure 21) semble être en bonne corrélation avec les positions de plusieurs structures géologiques et tectoniques mises en relief à la figure 6. Néanmoins, les structures de grande longueur d'onde prédominent sur la carte des ondulations du géoïde. L'influence de la couverture sédimentaire ne saurait être ignorée étant donné que cette étude est majoritairement menée dans une région côtière. De façon générale, les ondulations du géoïde observées sont dues aux structures géologiques majeures (profondes et superficielles). Les ondulations du géoïde varient de 3,5 m à 28,8 m. Les amplitudes les plus fortes sont réparties au nord de la zone d'étude alors que les anomalies les plus faibles sont situées au sud-est. La carte montre généralement trois domaines : un domaine dans les parties nord et ouest avec des ondulations relativement fortes, un domaine avec des ondulations moyennes autour de 15 m et un domaine dans le sud-est qui présente des ondulations assez faibles. Les courbes d'iso-valeurs prennent généralement une orientation N45°E. Les longs des îles de la LVC et des monts sous-marins, on peut observer une série de pics locaux des ondulations du géoïde. Une corrélation avec paramètres géologiques et tectoniques de la zone d'étude pourrait contribuer à une bonne interprétation de ces signatures géoïdales.

II.1.2 Corrélation avec les paramètres géologiques et tectoniques

La carte des ondulations du géoïde ci-dessous présente les signatures de toutes les structures allant des grandes aux courtes longueurs d'onde. Ce couplage des signatures des structures superficielles et profondes empêche une interprétation réaliste des ondulations du géoïde. C'est la raison pour laquelle par la suite, un filtrage à plusieurs degrés sera effectué afin de dissocier les différences signatures des structures contenues dans la zone d'étude.

Cependant, quelques informations peuvent déjà être tirées de cette carte (Figure 21) en considérant les paramètres géologiques et tectoniques déjà connus.

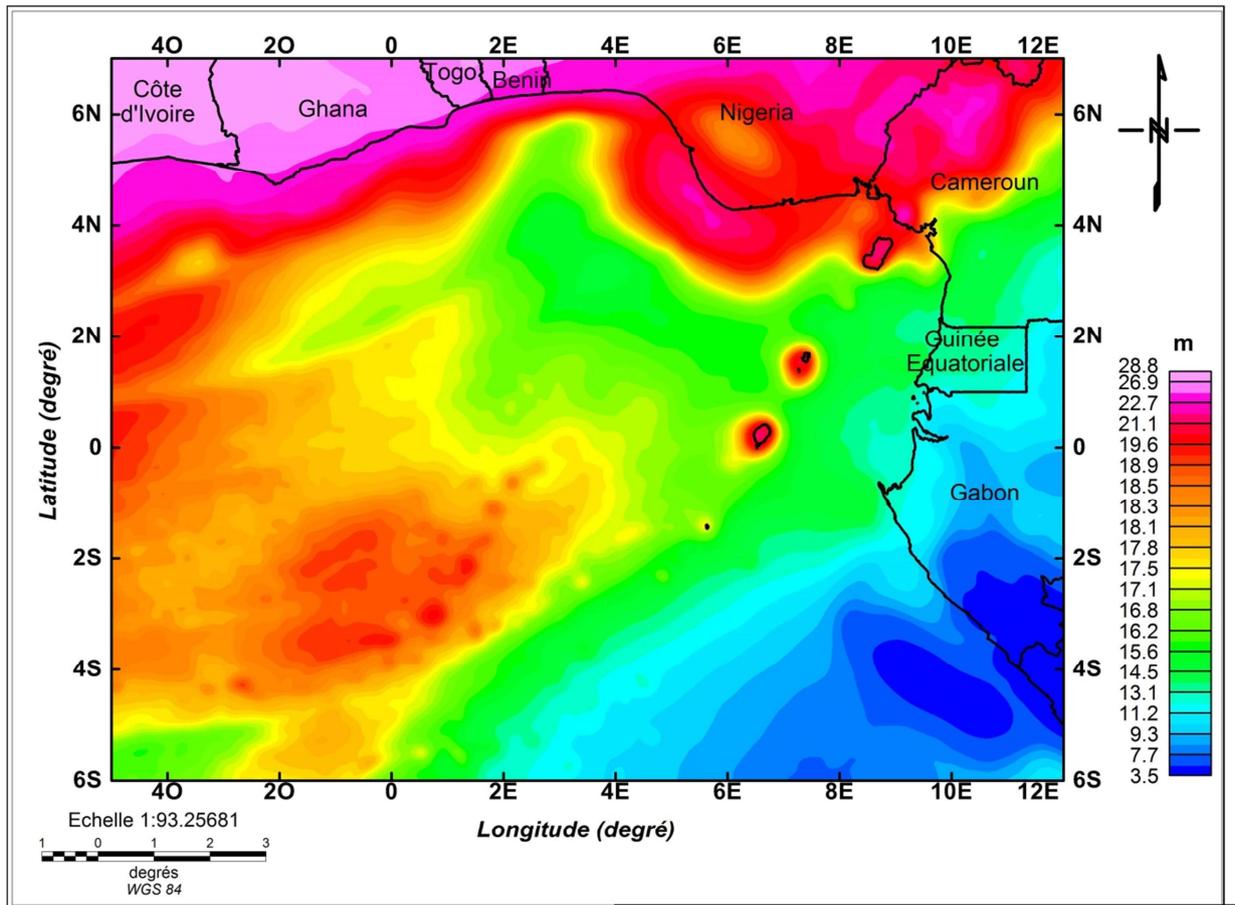


Figure 21 : Carte des ondulations du géoïde dérivé du modèle EGM2008 sur le golfe de Guinée. Les ondulations du géoïde ont été calculées jusqu’au degré maximal 2190.

Les ondulations de faible amplitude du domaine continental montrent que le golfe de Guinée serait constitué de roches de faible densité dans sa partie sud-est. En effet, le craton du Congo est une structure géologique majeure de la croûte continentale africaine allant de l’est du Congo jusqu’à l’ouest vers la côte continentale africaine. Cette zone de faible densité semble être le prolongement du craton du Congo en profondeur jusqu’à la limite de la lithosphère océanique. En effet, Le craton du Congo est considéré comme une structure de grande longueur d’onde assez stable vu son extension latérale sur le continent africain. Par ailleurs, dans le domaine océanique, la carte des ondulations du géoïde présente une signature de faible amplitude localisée et de direction NW-SE. Cette signature géoïdale coïncide avec le

Terrane au Nord du Gabon, une structure géologique comportant une large zone de rift sur la croûte continentale (Karner et al., 1997 ; Karner et Driscoll, 1999). Cette zone de faible amplitude est attribuée à l'épaisse couche de sédiments datant du Crétacé supérieur.

La LVC est marquée par des pics d'ondulations géoïdales de forme circulaire dans le golfe de Guinée. En effet, le géoïde modélise une surface où tous les points subissent le même effet de gravitation. Sous une chaîne de montage ou une zone à forte topographie, on peut observer de fortes amplitudes au niveau du géoïde. Au sud-ouest de la LVC, on observe également une vaste zone d'amplitudes positives sur la carte des anomalies du géoïde (Figure 21). Cette zone est ponctuée de plusieurs pics d'anomalies localisées et de forme circulaire. Ces fortes ondulations locales seraient donc causées par la présence de monts sous-marins dans le golfe de Guinée. Le modèle bathymétrique de la zone d'étude (Figure 2) montre une parfaite concordance entre ces pics du géoïde et plusieurs monts sous marins. Cependant, une étude des sources profondes de la LVC à partir des ondulations du géoïde n'est pas aisée compte tenu de l'influence des structures profondes et superficielles. Pour avoir une meilleure appréhension des structures sous-jacentes, un filtrage progressif des composantes du géoïde serait d'une grande importance.

Le nord-ouest du domaine océanique est marqué par la présence de deux zones de gradients de direction NE-SW. Ces zones de gradients suivent approximativement la même direction que celle des zones de fracture Romanche et Chain. Ces zones de fractures ne sont pas parfaitement identifiables sur la carte du géoïde probablement à cause de l'épaisse couche de sédiments qui floutent la signature des structures superficielles. Aussi, les ondulations du géoïde sont plus adaptées pour interpréter les structures plus profondes (croûte-manteau) et décrire des phénomènes avec extension latérale considérable (géodynamique, tectonique des plaques) (Li et Fang, 2016 ; Wu et al., 2018). Au nord de la zone d'étude, de fortes amplitudes géoïdales sont observées. La répartition des épaisseurs crustales (Figure 11) dans cette partie de la zone d'étude permet de rejeter l'hypothèse d'un amincissement de la croûte lithosphérique. Au vue de la faible couverture sédimentaire dans le domaine continental (Figure 12), ces fortes amplitudes géoïdales pourraient donc être attribuées à la présence de corps denses dans la partie crustale de cette zone. Cette assertion rejoint les résultats de Tidjani et al. (1997) et Dasho et al. (2020) qui ont prédit la présence de formations granulitiques, de corps mafiques à ultramafiques au sud du domaine Togo-Bénin-Nigéria. De même, Balogun

et Akintokewa (2020) ont montré que la marge Atlantique de la côte ouest africaine serait composée de basalte à forte densité et que le littoral africain est fortement imprégné de roches magmatiques.

Cependant, l'interprétation géophysique faite des ondulations du géoïde reste insuffisante. Les anomalies du géoïde pourraient avoir plusieurs sources se superposant verticalement depuis les formations superficielles jusqu'en profondeur. Il est important de prendre en compte l'influence de la topographie/bathymétrie, les structures lithosphériques et mantéliques. Il serait donc judicieux de faire une séparation spectrale des longueurs d'onde du géoïde pour une meilleure interprétation.

II.2 Analyse spectrale du géoïde

Chaque structure géologique peut être à l'origine d'une ondulation (creux ou bosse du géoïde) ou d'une anomalie de la pesanteur qui lui est propre. Réciproquement, à une ondulation géoïdale ou une anomalie de la pesanteur quelconque, peut correspondre une infinité de structures géologiques (anomalies de densité) de sources distinctes. La détermination de la masse responsable d'une ondulation n'est donc pas univoque. Cependant, la réaction du géoïde au contact des formations lithosphériques ou mantelliques semble simple : une bosse de géoïde est générée par une formation géologique de densité élevée. Les creux du géoïde sont les lieux de défaut de masses c'est-à-dire le contact des structures de faible densité. On peut donc supposer que les sites de grandes valeurs d'ondulations du géoïde sont les lieux de vieilles formations géologiques, profondément enracinées et constituées de roches très denses, telles que les cratons et les boucliers continentaux. Par ailleurs, les faibles valeurs d'ondulations indiquent la présence de formations géologiques moins denses, telles que les bassins sédimentaires ou des intrusions de roches ignées dans du matériau léger.

II.2.1 Analyse des cartes du géoïde résiduel

Les différentes cartes du géoïde résiduel représentées sur les figures 22, 23, 24, 25, 26 et 27 correspondent à un filtrage passe-haut appliqué respectivement à des degrés harmoniques sphériques 320, 213, 65, 22, 14 et 10. D'après la formule de Bowin (Equation 2.28), ces degrés correspondent respectivement à des profondeurs de 20 km, 30 km, 100 km, 300 km, 500 km,

et 700 km. Ces différentes profondeurs ont été choisies en fonction de la profondeur des couches composant la Terre et de l'information à ressortir.

La figure 22 est obtenue après filtrage des ondulations du géoïde au degré $n = 320$. La carte présentée à la figure 22 présente beaucoup d'irrégularités dans la répartition des anomalies du géoïde résiduel. Cette carte présente les signatures des structures géologiques qui se trouvent à une profondeur inférieure à 20 km. Le tableau 7 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenus après filtrage au degré $n = 320$. Les hauteurs résiduelles se situent entre 4,14 m et -1,69 m, avec une moyenne de -0,004 m et un écart-type de 0,35 m. D'après le modèle de croûte CRUST1.0 (Figure 11), on se trouve juste en dessous du Moho dans le domaine océanique et l'on migre progressivement dans la croûte lorsqu'on se rapproche de la marge continentale. Les amplitudes du géoïde résiduel à cette profondeur sont peu importantes. Les amplitudes positives sont localisées sur la LVC ainsi que sur plusieurs monts sous-marins étalées vers le Sud-Ouest. On peut observer des zones de gradient ayant une direction presque ENE-WSW. Les marges continentale et océanique de la zone d'étude présentent des signatures de forme allongée et alternativement positives et négatives. Le reste du domaine océanique présente des amplitudes presque nulles.

Tableau 7: Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 320$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde résiduel ($n = 320$)	4,14	-1,69	-0,004	0,35

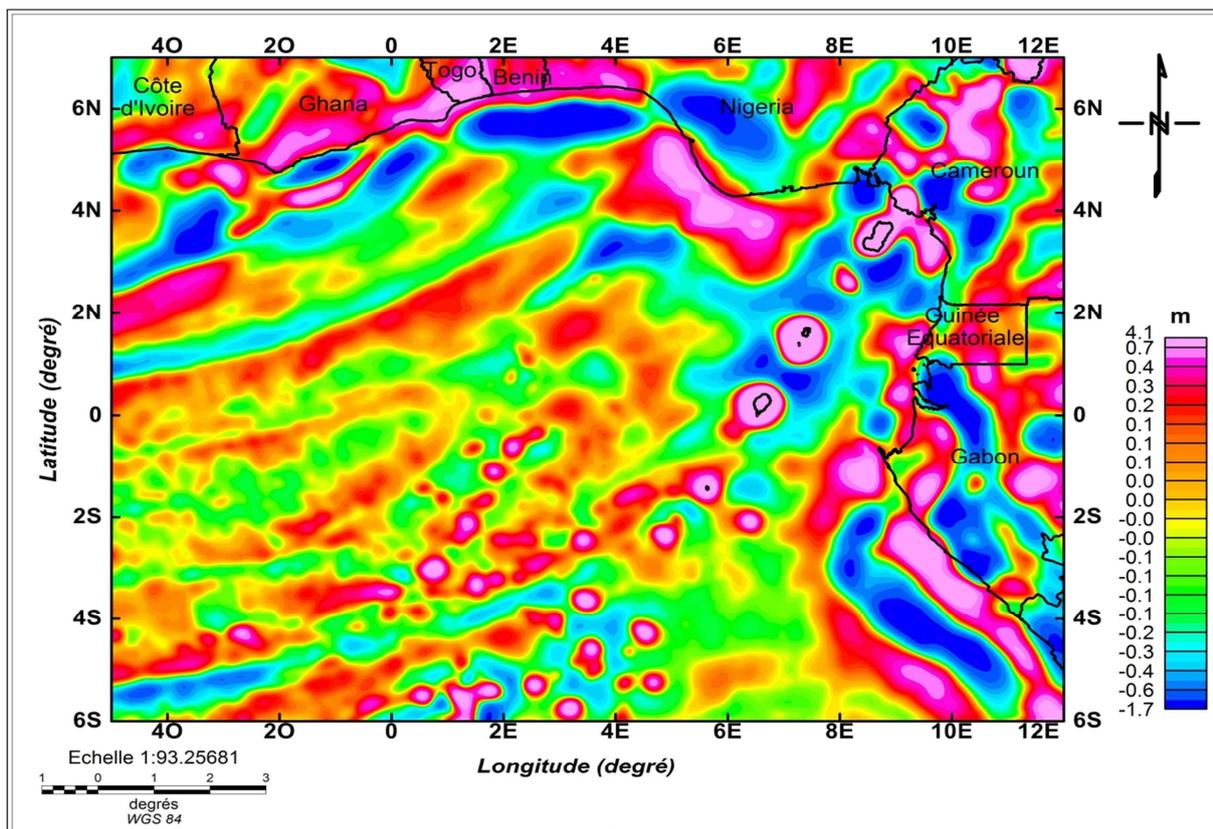


Figure 22 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d’harmoniques sphériques supérieures ou égal à 320.

La figure 23 montre des anomalies du géoïde résiduel pour une profondeur inférieure à 30 km. Les structures géologiques mises en évidence se trouvent encore dans la lithosphère. Les signatures de ses structures sont presque pareilles en termes de forme et d’amplitude géoïdales que celles présentées à la figure 23. Le tableau 8 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenu après filtrage au degré $n = 213$. Les hauteurs résiduelles se situent entre 4,77 m et -2,45 m, avec une moyenne de -0,008 m et un écart-type de 0,52 m.

Tableau 8 : Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 213$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde résiduel ($n = 213$)	4,77	-2,45	-0,008	0,52

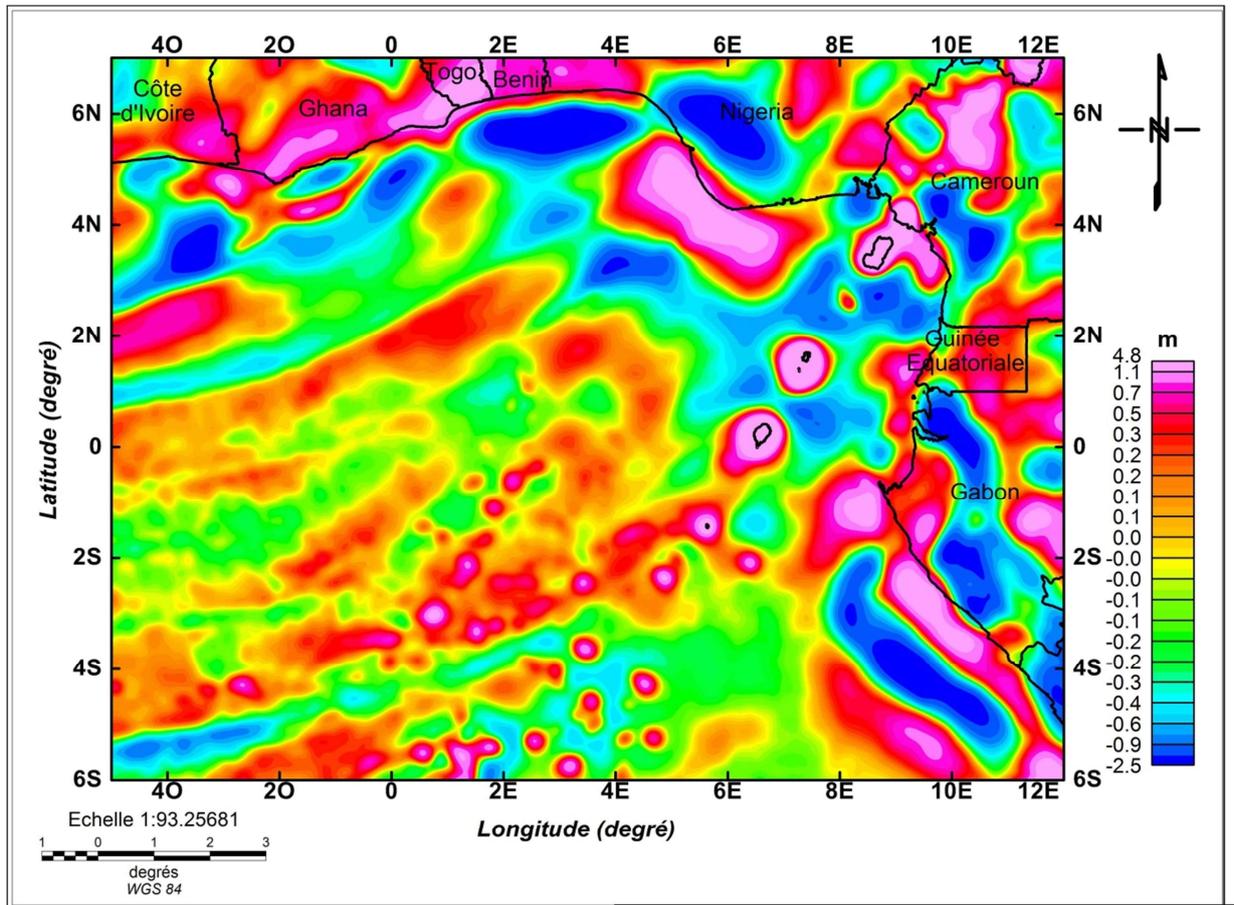


Figure 23 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d’harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 213.

La figure 24 présente les anomalies du géoïde résiduel pour des structures situées à une profondeur inférieure à 100 km. Ce géoïde résiduel montre les anomalies dues aux structures contenues dans la lithosphère (croûte + manteau lithosphérique). Le tableau 9 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenu après filtrage au degré $n = 65$. Les hauteurs résiduelles se situent entre 6,15 m et -4,63 m, avec une moyenne de -0,07 m et un écart-type de 1,28 m. Par rapport aux cartes précédentes, les anomalies deviennent moins irrégulières. Les zones de gradients de direction ENE-WSW disparaissent. Les anomalies négatives près des marges continentales prennent des formes plus étendues. Les anomalies positives de la LVC et des monts sous-marins du sud-ouest conservent leurs fortes amplitudes. Le reste du domaine océanique présente toujours des amplitudes géoïdales presque nulles.

Tableau 9: Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 65$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde résiduel ($n = 65$)	6,15	-4,64	-0,07	1,28

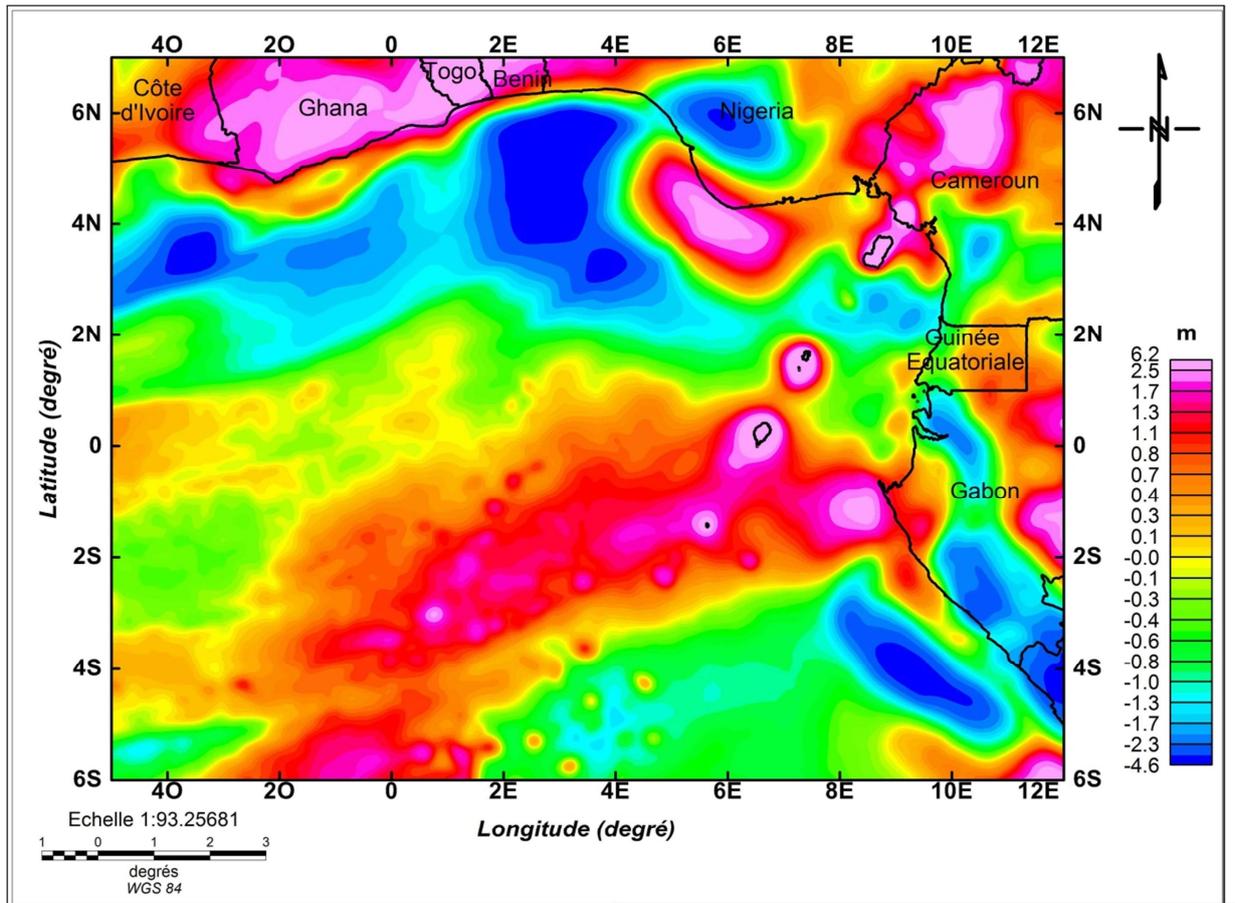


Figure 24 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d'harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 65.

La figure 25 présente des contrastes de densité situés à l'intérieur du globe terrestre à une profondeur inférieure à 300 km. Les signatures des structures représentées se situent dans la lithosphère et une partie de l'asthénosphère. Le tableau 10 présente les statistiques des

ondulations du géoïde résiduel obtenues après filtrage au degré $n = 22$. Les ondulations résiduelles se situent entre 8,60 m et -6,03 m, avec une moyenne de -0,06 m et un écart-type de 2,75 m. La LVC est toujours aussi dominée par des amplitudes géoïdales maximales ainsi que le domaine des monts sous-marins au Sud-Ouest. Cependant, leurs signatures se trouvent atténuées par rapport à celles observées précédemment. Les anomalies négatives aux marges continentales du Nigéria et du Gabon ont totalement disparu pour laisser place à des anomalies très faibles. Sur la côte atlantique du Gabon, on observe une signature négative beaucoup plus atténuée que sur les cartes précédentes. Le nord du domaine océanique est à présent marqué par la présence d'une signature d'amplitude négative qui prend une forme régulière. Pendant ce temps, les anomalies fortement positives qui marquaient le domaine continental au nord-ouest de la zone d'étude ont considérablement diminuées.

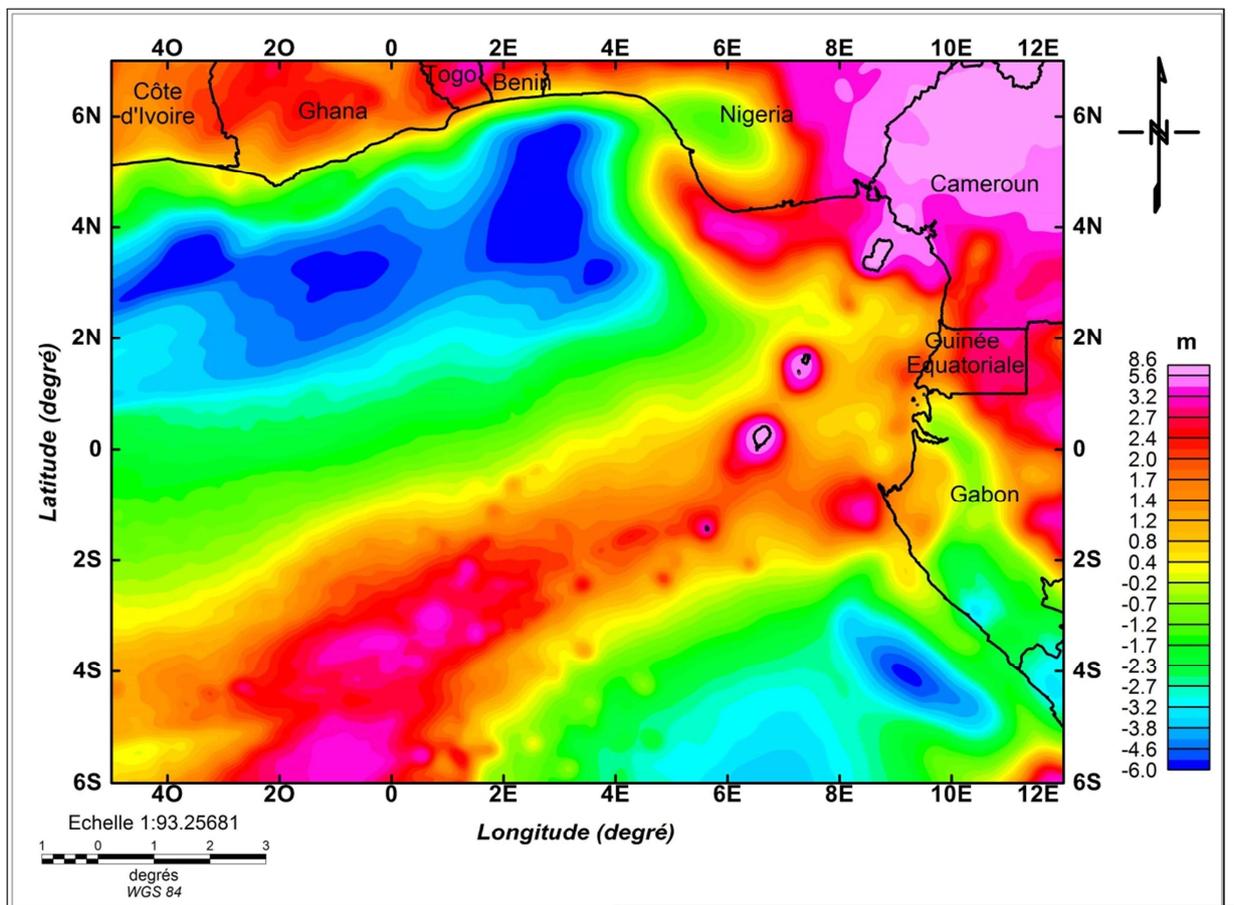


Figure 25 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d'harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 22.

Tableau 10: Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 22$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde résiduel ($n = 22$)	8,60	-6,03	-0,06	2,75

La figure 26 montre les anomalies résiduelles du géoïde des structures situées à une profondeur maximale de 500 km. Les signatures des structures représentées se situent dans la totalité de la lithosphère et l'asthénosphère. Le tableau 11 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenues après filtrage au degré $n = 14$. Les amplitudes résiduelles se situent entre 10,61 m et -6,37 m, avec une moyenne de -0,02 m et un écart-type de 3,16 m. La LVC est toujours aussi dominée par des amplitudes très positives, aussi bien dans le domaine océanique que continental. Par contre, la partie bondée de monts sous-marins montre des signatures positives de plus en plus faibles. Comme à la figure 25, la figure 26 montre toujours des signatures négatives au nord-ouest et au sud-est du domaine océanique.

Tableau 11 : Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 14$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde résiduel ($n = 14$)	10,61	-6,37	-0,02	3,16

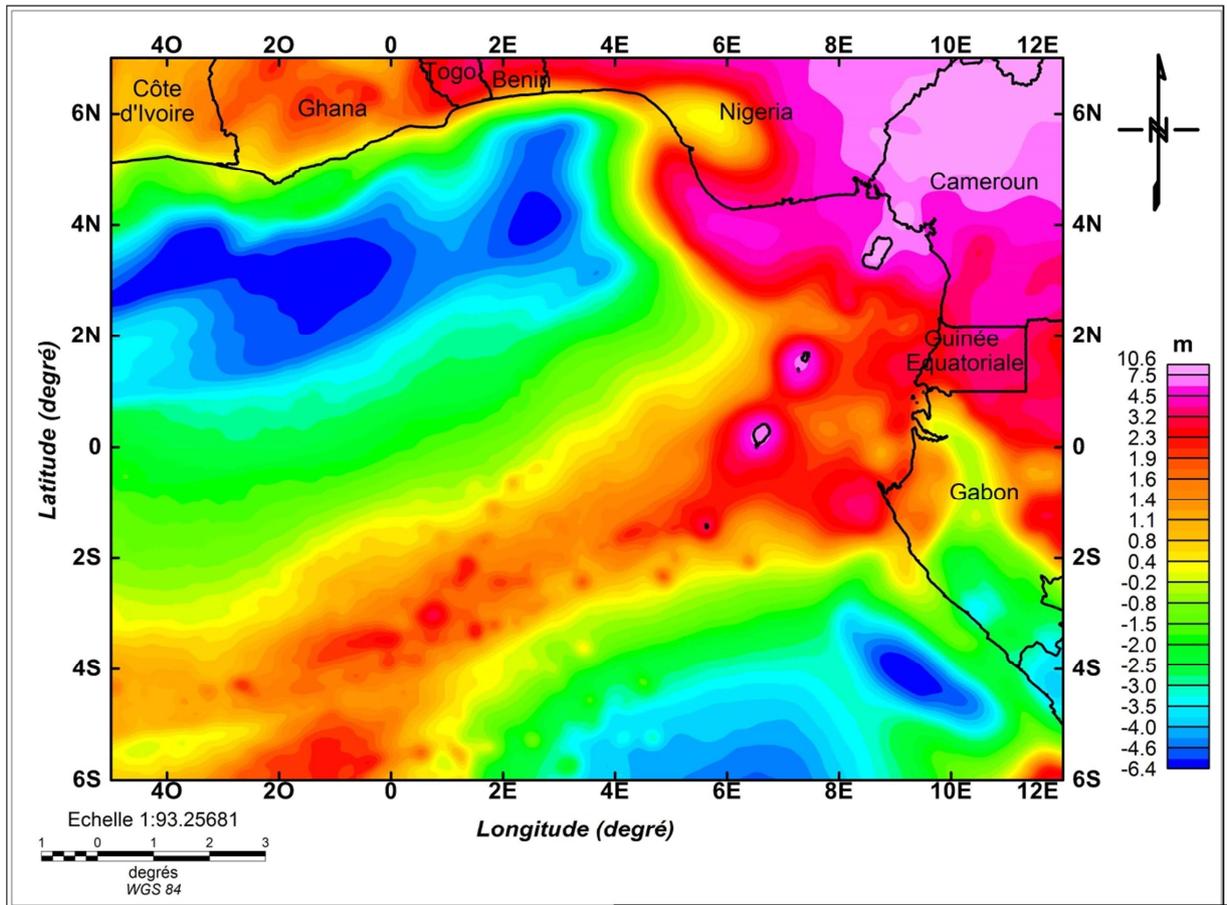


Figure 26 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d'harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 14.

Les ondulations du géoïde résiduel de la figure 27 présente des différences considérables par rapport à celles présentée à la figure 26. Le tableau 12 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenues après filtrage au degré $n = 10$. Cette profondeur correspond à la partie superficielle du manteau inférieur. Les structures mises en évidence sont prises à partir de la zone de transition entre le manteau supérieur et le manteau inférieur jusqu'à la superficie du globe terrestre. Les hauteurs résiduelles se situent entre 11,26 m et -5,80 m, avec une moyenne de 1,53 m et un écart-type de 3,10 m. La LVC est toujours aussi marquée par des anomalies hautement positives. Cependant, un vaste champ d'anomalies négatives prend forme au sud-est de la zone d'étude et tend à se prolonger dans une direction ENE-WSW.

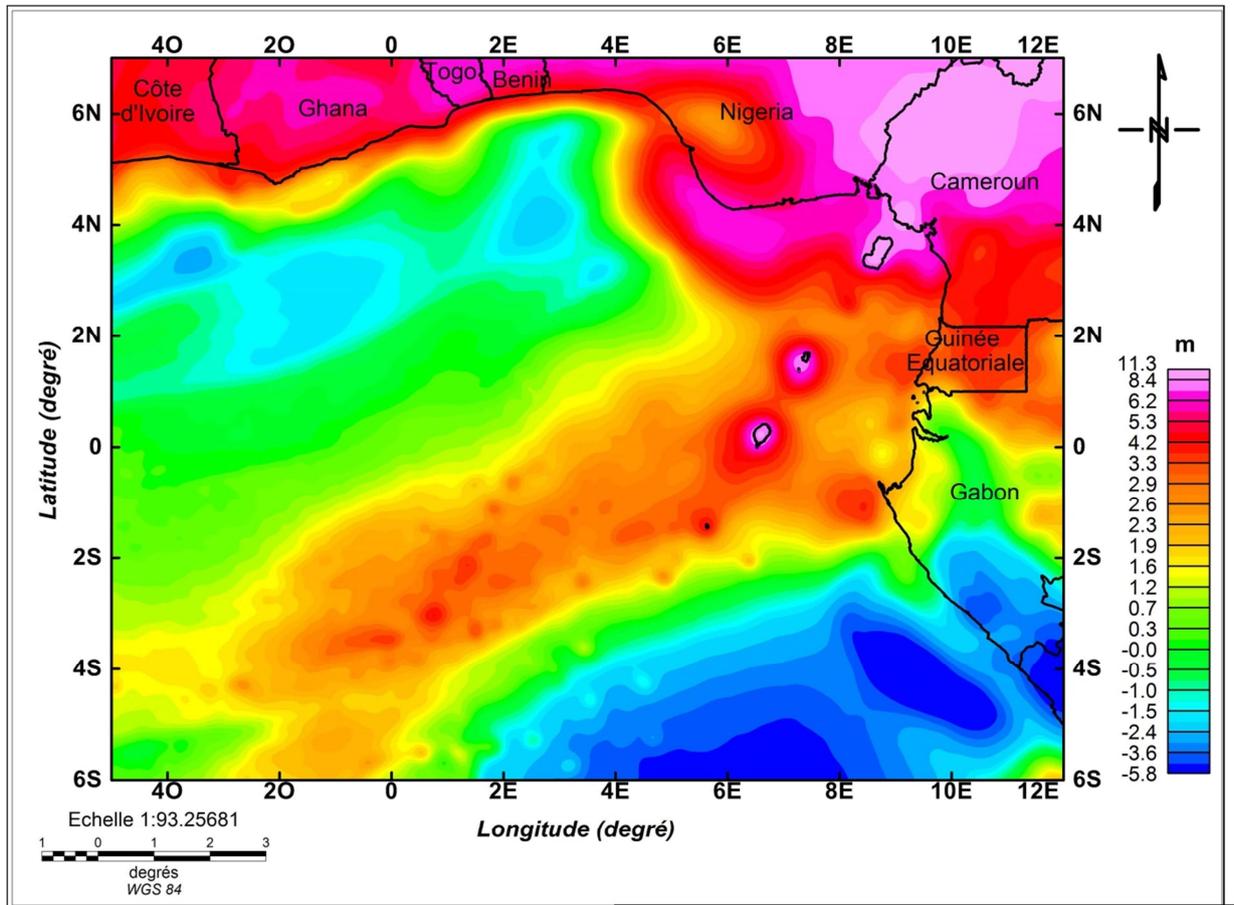


Figure 27 : Carte des ondulations du géoïde résiduel pour des degrés d’harmoniques sphériques supérieurs ou égal à 10.

Tableau 12: Statistiques des ondulations géoïdales résiduelles, filtrées au degré $n = 10$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde résiduel ($n = 10$)	11,26	-5,80	1,53	3,10

II.2.2 Analyse des cartes du géoïde intercouche

La lecture des anomalies des structures mantéliques peut parfois être influencée par les anomalies superficielles de la croûte, notamment la couverture sédimentaire et le relief en surface. Les anomalies du géoïde intercouche permettent donc de restreindre les anomalies entre deux profondeurs spécifiques pour une meilleure analyse de la structure interne de la Terre. Les différentes cartes de cette partie présentent la répartition latérale des ondulations du géoïde intercouche entre deux profondeurs bien précises.

La figure 28 présente les anomalies du géoïde intercouche, signature des structures géologiques comprises entre 20 km et 30 km de profondeur. On se trouve à l'intérieur de la lithosphère, à des profondeurs proches du Moho. Les amplitudes du géoïde intercouche sont très faibles. Le tableau 13 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenues après filtrage entre les degrés $n = 320$ et $n = 213$. Les hauteurs résiduelles se situent entre 0,77 m et -0,86 m, avec une moyenne de -0,005 m et un écart-type de 0,21 m. La répartition des anomalies géoïdales est irrégulière sur toute la zone d'étude. La LVC est marquée par des pics d'anomalies positives de forme quasi-circulaire. Au sud-ouest de la LVC, on observe également de faibles anomalies positives. Autour des côtes continentales, on peut observer des anomalies alternativement positives et négatives.

Tableau 13 : Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 320$ et $n = 213$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde intercouche (entre $n = 320$ et $n = 213$)	0,77	-0,86	-0,005	0,21

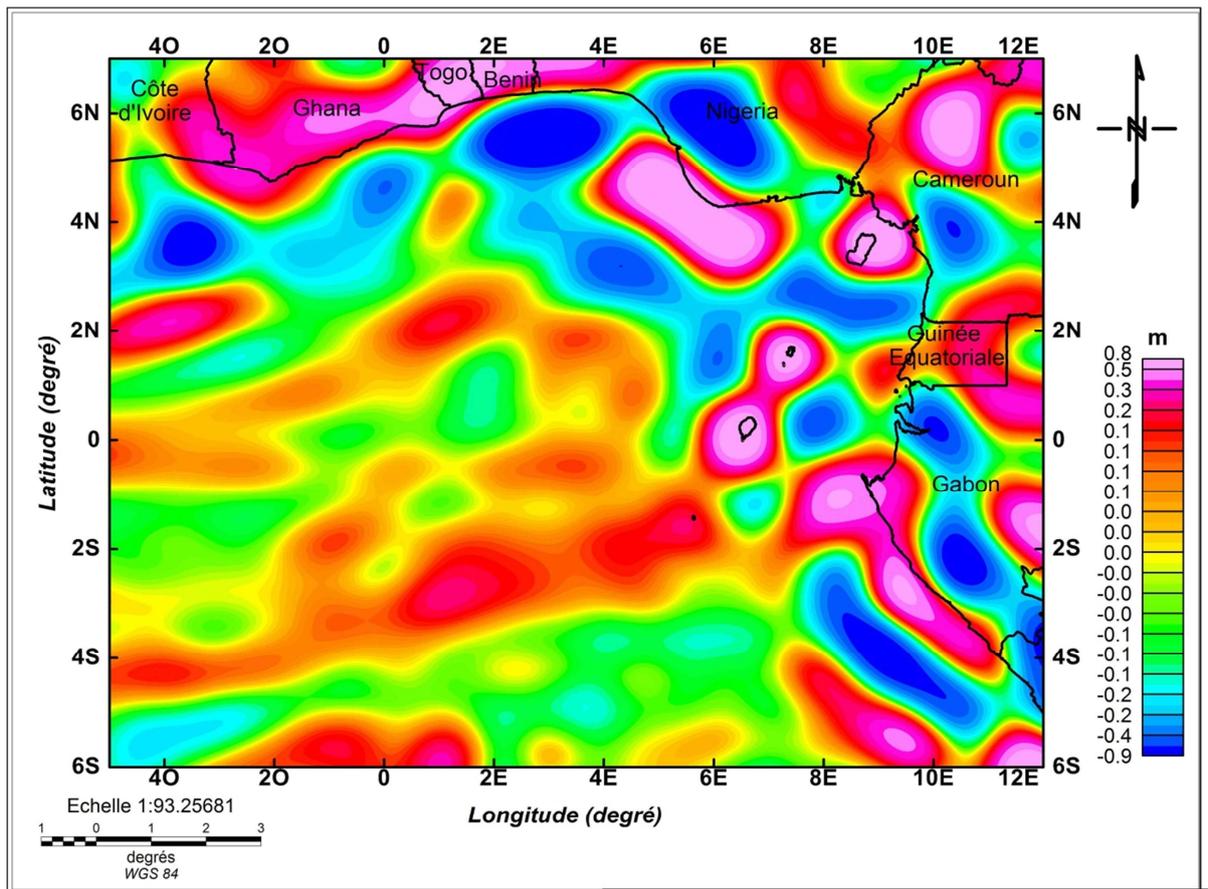


Figure 28 : Carte des ondulations du géoïde intercouche pris entre les degrés d’harmoniques sphériques 320 et 213.

La figure 29 présente des anomalies géoïdales pour des structures situées entre 30 et 100 km de profondeur. Les structures représentées se trouvent généralement dans le manteau lithosphérique. Les amplitudes du géoïde intercouche sont moins faibles par rapport à celles de la figure 28. Le tableau 14 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenues après filtrage entre les degrés $n = 213$ et $n = 65$. Les hauteurs résiduelles se situent entre 2,19 m et -3,22 m, avec une moyenne de -0,06 m et un écart-type de 0,96 m. Les anomalies sont moins irrégulières et prennent des formes plus étendues. On observe deux signatures positives le long de la LVC (une signature quasi-circulaire dans le domaine continental et l’autre signature plus étendue dans le domaine océanique qui se prolonge vers le Sud-Ouest). Une large zone d’anomalies négatives de direction W-E évolue au nord-ouest du domaine océanique de la zone d’étude. Au nord de cette signature négative, on observe parallèlement une signature positive dominant les marges continentales du domaine Ghana-Togo-Bénin. Le

sud-est de la zone d'étude est marqué par deux blocs d'amplitudes négatives qui évoluent dans la direction W-E.

Tableau 14 : Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 213$ et $n = 65$.

Anomalies géoidales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde intercouche (entre $n = 213$ et $n = 65$)	2,19	-3,22	-0,06	0,96

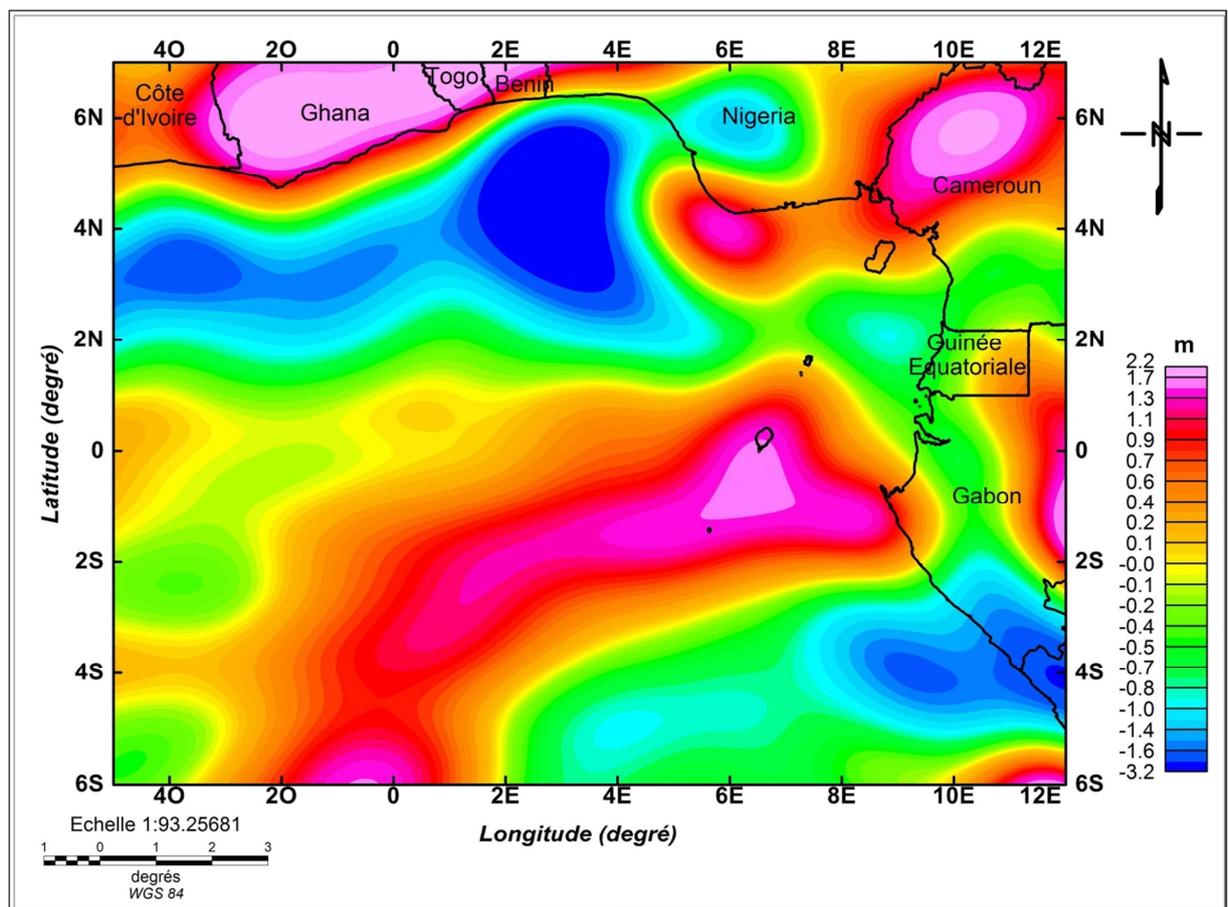


Figure 29 : Carte des ondulations du géoïde intercouche pris entre les degrés d'harmoniques sphériques 213 et 65.

Les signatures géoïdales des structures comprises entre 100 km et 300 km de profondeur sont présentées sur la figure 30. On se situe dans la partie supérieure de l’asthénosphère. Les anomalies ont des valeurs plus importantes. Le tableau 15 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenu après filtrage entre les degrés $n = 65$ et $n = 22$. Les hauteurs résiduelles se situent entre 5,36 m et -3,27 m, avec une moyenne de 0,008 m et un écart-type de 1,96 m. Les anomalies prennent des formes plus étendues et on a de moins en moins d’irrégularités. Les signatures majeures se trouvent sur la LVC dont une centrée au Cameroun et l’autre au sud-ouest de la zone d’étude. Le nord-ouest du domaine océanique est marqué par une signature négative de forme étendue et de direction W-E. Le reste de la zone d’étude possède des anomalies presque nulles.

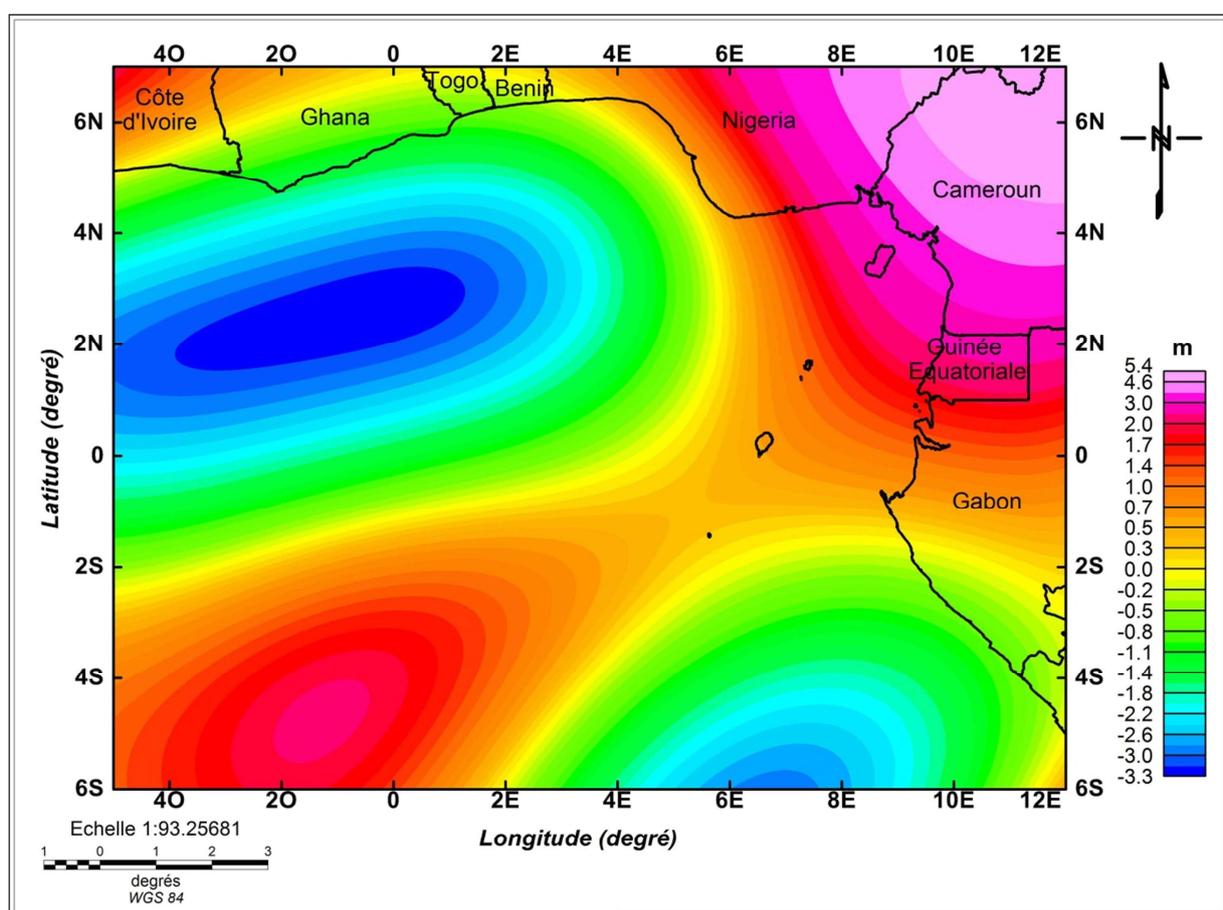


Figure 30 : Carte des ondulations du géoïde intercouches pris entre les degrés d’harmoniques sphériques 65 et 22.

Tableau 15 : Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 65$ et $n = 22$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde intercouche (entre $n = 65$ et $n = 22$)	5,36	-3,27	-0,008	1,95

La figure 31 présente des anomalies du géoïde pour des profondeurs comprises entre 300 km et 500 km. Cette profondeur correspond à la deuxième partie de l'asthénosphère. Le tableau 16 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenues après filtrage entre les degrés $n = 22$ et $n = 14$. Les hauteurs résiduelles se situent entre 2,27 m et -1,63 m, avec une moyenne de 0,08 m et un écart-type de 0,90 m. La zone d'étude comporte deux signatures majeures. L'une est une signature positive très étendue et centrée entre le Nigéria et le Cameroun. L'autre est une signature négative située au sud de la zone d'étude. Le reste de la zone d'étude présente des anomalies d'amplitude nulle.

Tableau 16 : Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 22$ et $n = 14$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde intercouche (entre $n = 22$ et $n = 14$)	2,27	-1,63	-0,08	0,90

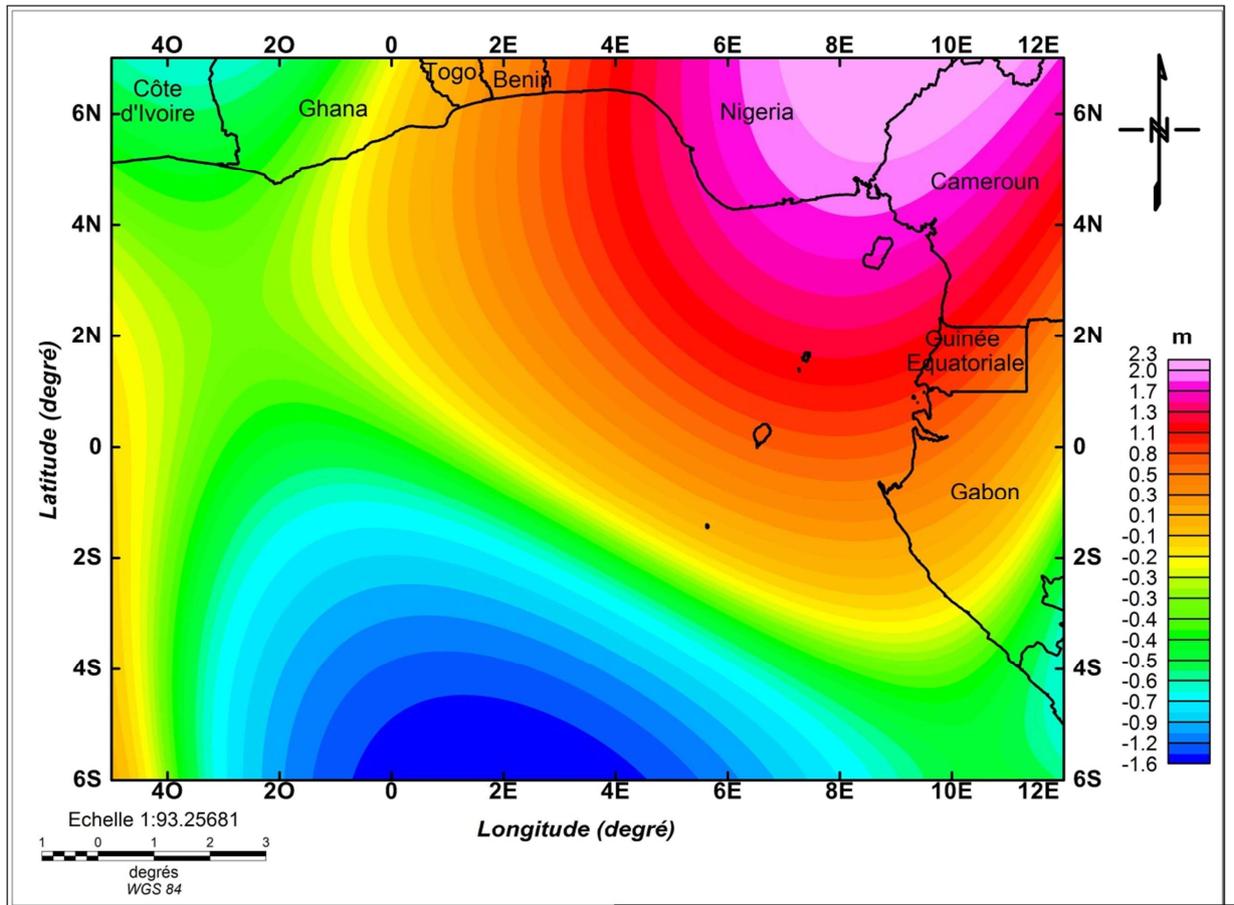


Figure 31 : Carte des ondulations du géoïde intercouche pris entre les degrés d'harmoniques sphériques 22 et 14.

La figure 32 montre les anomalies du géoïde pour des profondeurs comprises entre 500 km et 700 km. Ces profondeurs constituent approximativement la zone de transition (zone limite entre les manteaux supérieur et inférieur) et la partie superficielle du manteau inférieur. Le tableau 17 présente les statistiques des ondulations du géoïde obtenues après filtrage entre les degrés $n = 14$ et $n = 10$. Les hauteurs résiduelles se situent entre 3,99 m et -0,91 m, avec une moyenne de 1,51 m et un écart-type de 1,36 m. L'amplitude négative a presque totalement disparue et une grande partie de la zone d'étude présente des amplitudes négligeables. Par contre, on peut observer une amplitude positive et de forme circulaire au nord-ouest de la zone d'étude. L'anomalie positive qui se trouvait au nord-est sur la carte précédente (Figure 31) se trouve à présent au Nord-Ouest et a une large forme circulaire.

Tableau 17: Statistiques des ondulations du géoïde intercouche, filtrées entre les degrés $n = 14$ et $n = 10$.

Anomalies géoïdales	Max	Min	Moyenne	SD
Données du géoïde total ($n = 2$)	28,80	3,46	16,60	4,78
Données du géoïde intercouche (entre $n = 14$ et $n = 10$)	3,99	-0,91	1,51	1,36

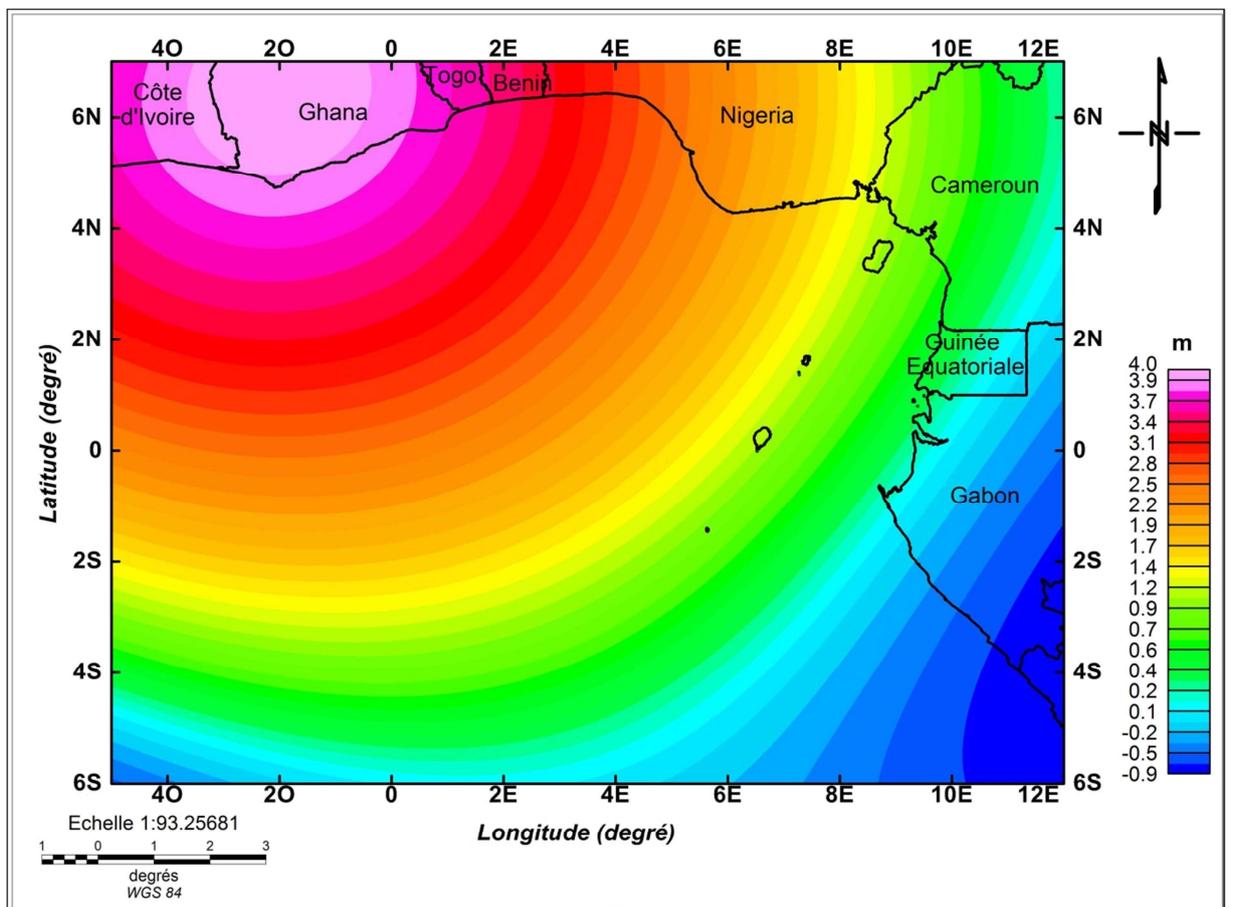


Figure 32 : Carte des ondulations du géoïde intercouche pris entre les degrés d’harmoniques sphériques 14 et 10.

III. DISCUSSION

Les ondulations du géoïde modélisées à la figure 21 sont en grande partie la conséquence des structures de grandes longueurs d'onde dont les signatures prédominent généralement. Néanmoins, les ondulations du géoïde restent la représentation des signatures des hétérogénéités allant des basses jusqu'aux très hautes fréquences de la Terre. Pour des ondulations de géoïde dérivé d'un modèle géopotentiel global, une classification des sources anomales peut être faite en fonction des degrés d'harmoniques sphériques du dit modèle. Les d/o allant de 2 à 6 correspondent généralement à la distribution hétérogène des structures dans le manteau inférieur. Les d/o allant de 7 à 60 représentent les anomalies du manteau supérieur. Les d/o allant de 60 à 720 sont liées aux contrastes de densité contenues dans la lithosphère. Les d/o supérieurs sont généralement attribués à la topographie/bathymétrie. Cependant, notons que l'interprétation des structures anomales superficielles et profondes à partir des ondulations du géoïde reste une contribution à la géophysique. Une séparation spectrale des anomalies du géoïde en fonction des degrés d'harmoniques sphériques a été effectuée précédemment pour isoler certaines sources et permettre une meilleure interprétation géophysique.

La figure 22 montre majoritairement les anomalies géoïdales dues aux structures lithosphériques situées à moins de 20 km de profondeur. Les fortes amplitudes géoïdales observées le long de la LVC et des monts sous-marins du Sud-Est sont probablement dues à la présence de corps de forte densité dans la lithosphère. Ces anomalies positives pourraient aussi être dues à un soulèvement (ou amincissement) crustal et par conséquent, une remontée des roches mantelliques sous-jacentes. Ceci rejoint les résultats de Meyers et al. (1998) qui ont montré que les centres volcaniques de la LVC et les monts sous-marins ont été marqués par une période synchrone de soulèvement crustal et de volcanisme. Les amplitudes négatives entourant les signatures positives des îles océaniques de la LVC seraient la conséquence d'une dépression isostatique de la lithosphère. En effet, la présence d'une charge topographique en surface induit de façon isostatique un ajustement de la lithosphère vers le bas. Les anomalies résiduelles négatives observées au large des côtes continentales sont sans doute causées par la couverture sédimentaire qui domine la partie superficielle de la zone d'étude (Figure 12). Cependant, les amplitudes positives observées au sud du Nigéria montrent la présence de

matériaux très denses dans la lithosphère et dont l'origine n'a pas encore été étudiée. Les anomalies géoïdales de direction NO-SE situées au sud-est de la zone d'étude semblent correspondre à la signature du terrane au nord du Gabon (Karner et al., 1997 ; Karner et Driscoll, 1999). Les failles affectant cette structure géologique évoluent également suivant la direction NO-SE. Au nord-ouest du domaine océanique, une zone de gradient de direction ENE-OSO qui coïncident avec les fractures Chain et Romanche peuvent être observées (Figure 6). Les signatures géoïdales de la figure 22 correspondent donc en général aux structures géologiques superficielles de la zone d'étude. Toutefois, la suppression des basses fréquences sur les ondulations du géoïde peut créer des bruits parasites et des anomalies fictives qui ne reflètent pas toujours la réalité des hétérogénéités crustales.

La figure 23 présente des signatures des structures géologiques situées à une profondeur maximale de 30 km. Les faibles différences observées avec la carte de la figure 22 montrent que la majorité des hétérogénéités se situeraient à une profondeur inférieure à 20 km. En effet, les amplitudes du géoïde intercouche de la figure 28 sont très faibles. Par ailleurs, les anomalies positives du géoïde intercouche observées au large des côtes du Nigéria montrent que les corps denses auraient une origine plus profonde. Les anomalies positives observées le long du domaine Ghana-Togo-Benin (Figure 28) seraient dues à la présence de corps mafiques très denses tel que prédit par Dasho et al. (2020). Ces corps mafiques iraient jusqu'à une profondeur supérieure à 20 km. Par ailleurs, la lithosphère sous-jacente les îles de la LVC refermerait des matériaux plus actifs que ceux situés sous le domaine des monts sous-marins. Les légers gradients de direction ENE-OSO observés sur la figure 28 mettent en évidence l'étendue verticale des fractures Chain et Romanche sous la croûte océanique. Les anomalies négatives qui persistent sur la carte du géoïde intercouche ont une origine autre que la couverture sédimentaire. Ces ondulations négatives pourraient être créées suite à la suppression des grandes longueurs d'onde, créant ainsi des bruits parasites dans le modèle produit. Néanmoins, les amplitudes du géoïde intercouche restent très faibles pour les attribuer avec précision à une structure géologique.

La figure 24 montre la répartition des anomalies résiduelles causées par les structures situées à une profondeur inférieure à 100 km. À cette profondeur, toutes les hétérogénéités lithosphériques sont pratiquement représentées. Les anomalies positives observées le long de la LVC (Figure 24) montrent que les contrastes de densité s'étendent en profondeur vers la

limite lithosphère/asthénosphère. La figure 29 témoignent davantage cette assertion au vu des anomalies positives observées sur la LVC. Ces contrastes de densité sont sans doute la conséquence d'une poussée athénosphérique sous-jacente. Ceci rejoint les résultats de Déruelle et al. (2007) qui ont montré que la source et la composition du magma le long de la LVC n'ont pas été influencées par la croûte continentale et par conséquent, le magma ne provient pas de la lithosphère. De même, le magma, comme l'ont supposé Ballentine et al. (1997), provient d'une source sub-lithosphérique, en raison des compositions similaires des magmas océaniques et continentaux. Nkouathio et al. (2008) ont également soutenu que les laves de l'ensemble de la LVC ont une source de manteau asthénosphérique peu profonde. Par ailleurs, la disparition des amplitudes négatives autour de la LVC à cette profondeur montre que la dépression isostatique de la lithosphère due aux charges en surface se limiterait au Moho. Cependant, la séparation des signatures positives observées sur la figure 29 laissent penser à une repartition des forces asthénosphériques sous-jacentes sous les zones concernées. On se rappelle des travaux de Fitton (1980) qui ont conclu sur une migration systématique d'un point chaud en dessous de la LVC. Cette repartition des forces sous-jacentes se fait d'une part sous les formations volcaniques du domaine continental et l'île Bioko et d'autre part, sous les îles de Sao Tomé et Príncipe ainsi que les monts sous-marins. La persistance de l'amplitude positive observée au sud du Nigéria montre que cette zone aurait subi une poussée ascendante. Les anomalies positives observées sur le complexe Ghana-Togo-Bénin pourraient également être la conséquence d'un soulèvement de la lithosphère continentale par une force asthénosphérique sous-jacente.

Les anomalies résiduelles des sources situées à une profondeur maximale de 300 km sont présentées sur la figure 25. Parallèlement, la figure 30 présente les anomalies des sources comprises entre 100 km et 300 km de profondeur. Cette profondeur correspond approximativement à la première partie de l'asthénosphère. Les anomalies positives observées le long de la LVC et sur le domaine des monts sous-marins confirment les résultats de Ballentine et al. (1997) selon lesquels la LVC aurait une origine sub-lithosphérique. La continuité des signatures positives laisse croire que toute la LVC ainsi que le réseau des monts sous-marins auraient la même source profonde. Burke (2001) avait prédit que les collines sous-marines qui se trouvent à l'ouest de la LVC s'orientent suivant la même direction et auraient la même origine que cette dernière. Par ailleurs, la forte amplitude positive qui se forme

dans la zone du Cameroun laisse penser qu'il y aurait la montée d'un panache dans l'asthénosphère et qui aurait par la suite induit une forte poussée sous la lithosphère continentale. Les travaux de Meyers et al. (1998) ont montré que la LVC serait le produit d'une montée de roches mantelliques très profondes, provoquées par des courants des fluides ascendants. D'après la figure 30, le complexe continental Ghana-Togo-Benin n'aurait pas été affecté par cette forte remontée de fluides mantelliques vu la disparition des signatures positives à cette profondeur. Les anomalies négatives qui se forment de part et d'autre du domaine océanique de la LVC seraient dues à la présence d'un modèle de convection asthénosphérique. Reusch et al. (2011) avaient prédit la présence d'un modèle de convection dans le manteau supérieur au nord-ouest du craton du Congo. Des signatures de convection du manteau supérieur avaient également été annoncées bien avant par Fitton et Dunlop (1985). Les forces mantelliques issues de ce modèle de convection serait sans doute la cause de la distribution du panache à la base de la lithosphère.

Sur la figure 26, les signatures sont celles des anomalies situées à une profondeur maximale de 500 km. Parallèlement, la figure 31 présente les anomalies du géoïde intercouche pour des profondeurs entre 300 km et 500 km. Cette profondeur correspond à la zone de transition entre le manteau supérieur et le manteau inférieur. L'atténuation des signatures négatives avec la profondeur serait due à la disparition de la cellule de convection dans les hautes profondeurs asthénosphériques. Ladite cellule de convection serait donc localisée dans la partie superficielle de l'asthénosphère à une profondeur inférieure à 300 km. C'est probablement pourquoi Nkouathio et al. (2008) ont soutenu que les laves de l'ensemble de la LVC ont une source de manteau asthénosphérique peu profonde. D'après la figure 31, le panache mantellique serait sans doute la source majeure des structures géologiques formées le long de la LVC et des monts sous-marins à l'Ouest. Entre 300 km et 500 km, le panache mantellique crée une amplitude positive centrée entre le Nigéria et le Cameroun. Mais, en dessous de 500 km de profondeur, le panache mantellique montre une plus forte amplitude positive à l'ouest de sa position sus-jacente. D'après Ballentine et al. (1997), le panache s'est peut-être déplacé (de sa position sous le creux de la Bénoué) à son emplacement actuel pendant la rupture continentale entre les plaques africaine et sud-américaine ainsi que lors de la rotation de la lithosphère plus froide par rapport à l'asthénosphère. D'après les assertions précédentes et les signatures observées sur les figures 31 et 32, l'hypothèse d'un probable déplacement

latéral du panache mantellique vers l'Est lors de sa remontée entre 500 km et 700 km de profondeur est formulée. Cependant, la véritable cause du déplacement probable de ce superpanache doit être explorée davantage. Par ailleurs, les faibles amplitudes négatives observées au sud-est de la zone d'étude en dessous de 500 km de profondeur (Figure 32), montrent qu'il pourrait exister un mouvement ascendant mantellique à cette profondeur. Cette remontée mantellique pourrait être une cause de la réactivation du panache au niveau de la zone de transition entre manteaux supérieur et inférieur.

La figure 33 récapitule sous forme de schéma l'évolution du panache mantellique depuis l'interface manteau inférieur/asthénosphère jusqu'aux couches superficielles. D'après les résultats de cette étude, l'ascension du super-panache serait oblique entre 500 km et 700 km. Cette ascension est influencée par un phénomène qui reste encore à être étudié. Dans la lithosphère, le schéma illustre de multiples panaches le long de la LVC et du domaine des monts sous-marins. Ngako et al. (2006) ont suggéré que le magmatisme de la LVC est une interaction complexe de multiples panaches du manteau et de fractures dans la lithosphère.

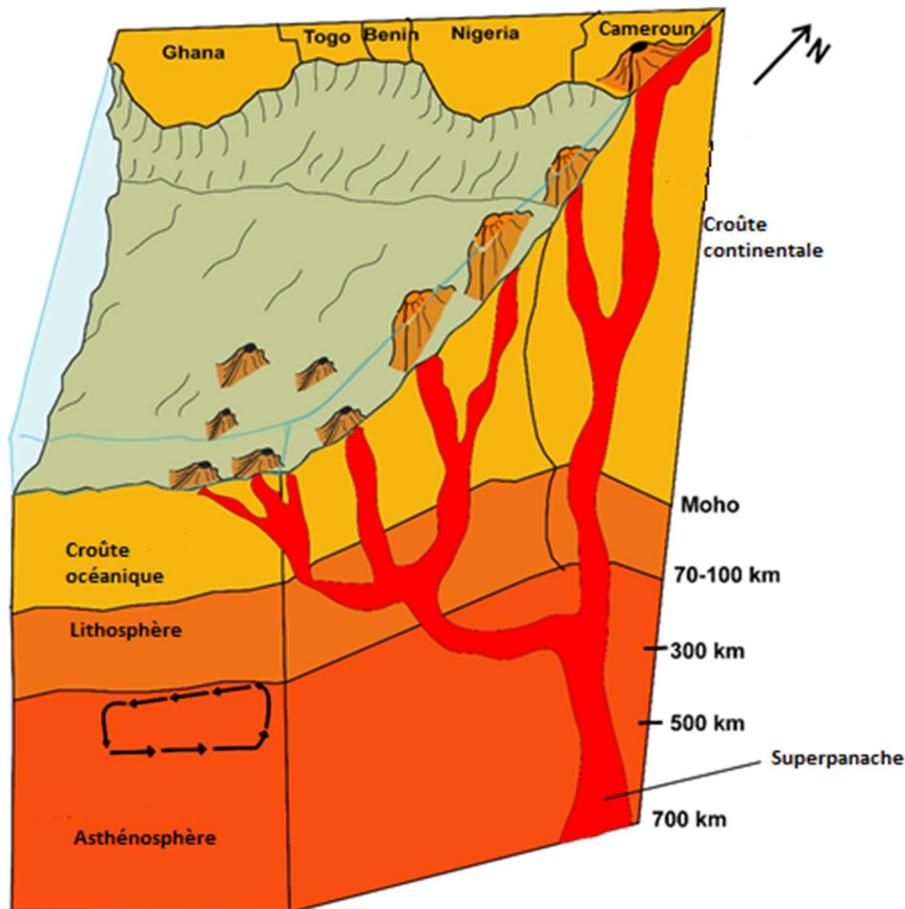


Figure 33 : Schéma illustrant la remontée du panache mantellique le long de la Ligne Volcanique du Cameroun. Cette figure a été illustrée en accord avec plusieurs études antérieures (Fitton, 1980 ; Fitton et Dunlop, 1985 ; Meyers et al., 1998 ; Ngako et al., 2006 ; Reusch et al., 2011). Le schéma n'est pas réalisé à l'échelle et montre juste l'évolution des sources profondes jusqu'à la surface.

Les résultats obtenus dans ce chapitre et leur interprétation viennent valider l'intérêt scientifique de cette thèse. L'évaluation de quelques GGMs récents sur le golfe de Guinée apporte des informations capitales pour de futurs travaux en géodésie et en géophysique. Parmi les modèles purement satellitaires évalués, le modèle DIR_R5 présente la meilleure précision. Ce résultat apporte l'information selon laquelle le modèle DIR_R5 peut être utilisé pour calculer un géoïde gravimétrique sur la zone d'étude vu qu'il est assez précis dans les basses fréquences du champ de gravité terrestre. Cependant, le calcul du géoïde doit être effectué en utilisant la méthode UNB (Ellmann et Vaníček, 2007) ou la méthode KTH (Ågren et al., 2009 ;

Goyal et al., 2021). Cependant, les modèles purement satellitaires ne sauraient substituer les modèles combinés de haute résolution utilisés dans la méthode de collocation rapide (Featherstone et al., 2018 ; Goyal et al., 2021). Les résultats de ce travail permettent également de privilégier les GGMs développées par la mission satellitaire GOCE qui donnent une bonne représentation du champ de gravité pour les basses fréquences. Le modèle EGM2008, qui représente au mieux le champ de gravité sur la zone d'étude peut être utilisé pour densifier les données gravimétriques marines disponibles sur la zone d'étude. De plus, les anomalies gravimétriques dérivées du modèle EGM2008 peuvent être utilisées pour mener une étude tectonique et géodynamique sur le prolongement de la LVC dans le golfe de Guinée. La détermination du modèle géopotential le plus adapté sur une zone comme le golfe de Guinée vient donc apporter un plus pour les futurs travaux scientifiques. L'intérêt de ce travail est davantage mis en évidence au regard des travaux scientifiques effectués dans différentes régions du monde sur l'évaluation et la validation des meilleurs GGMs (Gruber et al., 2011 ; Hirt et al., 2011 ; Gilardoni et al., 2016 ; Zaki et al., 2018 ; Goyal et al., 2019).

Par ailleurs, ce travail a permis de faire une investigation des nombreuses formations géologiques superficielles et profondes que renferme la zone d'étude. En effet, plusieurs structures géologiques du golfe de Guinée restent encore mal connues. Cette étude vient apporter une contribution à la connaissance des sources profondes et à la caractérisation des structures géologiques qui dominent la zone d'étude. A partir des travaux géophysiques et géologiques antérieurs, la reconnaissance de plusieurs structures géologiques ainsi que l'évaluation de leur extension en profondeur ont été effectuées. L'étude de ces structures apporte des informations quantitatives et qualitatives importantes en géophysique. Il était notamment question de fournir une précision sur la profondeur approximative des corps mafiques le long du domaine Ghana-Togo-Bénin ou encore l'extension verticale des fractures Chain et Romanche sous la croûte océanique. L'interprétation des résultats obtenus dans ce travail est également intéressante car elle contribue à une meilleure compréhension de l'origine des formations géologiques superficielles et profondes le long de la LVC. A l'instar des travaux scientifiques antérieurs (Lu, 2002 ; Kamguia et al., 2008 ; Sreejith et al., 2013 ; Wu et al., 2018), cette étude a su apporter sa contribution à travers la caractérisation des traits structuraux majeurs qui affectent la croûte terrestre, l'investigation des structures lithosphériques et mantelliques profondes qui restent encore mal connues jusqu'à nos jours.

CONCLUSION

Dans ce chapitre, les résultats issus de cette thèse ont été présentés suivis d'une discussion. Dans la première partie de ce chapitre, l'évaluation de quelques modèles géopotentiels globaux est effectuée. Un traitement des données gravimétriques marines a préalablement été fait. Ensuite, l'évaluation des modèles gravimétriques combinés et purement satellitaires a été effectuée avant et après application du principe de renforcement spectral. Avant et après application de la technique SEM, le modèle EGM2008 présente les meilleurs résultats statistiques par rapport aux données gravimétriques marines (les valeurs RMS et SD évoluent respectivement de 3,87 à 3,55 mGal et de 3,57 à 3,32 mGal). Le modèle géopotentiel global le plus adapté sur la zone d'étude a donc été utilisé dans la deuxième partie de ce chapitre pour mener une interprétation structurale et géodynamique sur la zone d'étude. La carte des ondulations du géoïde et celles des géoïdes résiduels et intercouches pour des degrés spécifiques ont été continuellement ressorties. A partir des travaux géophysiques et géologiques antérieurs, plusieurs structures géologiques majeures ont pu être identifiées et leur étendue verticale a été évaluée. Par ailleurs, les résultats obtenus confirment l'hypothèse selon laquelle les formations superficielles le long de la LVC et les monts sous-marins au sud-ouest de la zone d'étude auraient la même source.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Dans ce travail, l'objectif principal était d'évaluer quelques GGMs récents disponibles dans la région du golfe de Guinée à l'aide d'anomalies gravimétriques marines d'une part, de localiser les structures géologiques majeures et mener une investigation géodynamique d'autre part. Ainsi, les anomalies gravimétriques obtenues par développement en harmoniques sphériques des GGMs combinés et purement satellitaires jusqu'à leur d/o maximal ont été comparées aux données gravimétriques marines avant et après application du principe SEM (hautes fréquences du modèle EGM2008 + effets RTM). Il a été noté que les GGMs combinés offrent généralement de meilleurs résultats que les GGMs purement satellitaires. Avant et après l'application du principe SEM, le constat fait est que le modèle EGM2008 offre les meilleurs résultats statistiques. Son évaluation à l'aide des données gravimétriques marines a montré des valeurs RMS de 3,67 et 3,55 mGal respectivement avant et après l'application du principe SEM. Le modèle EGM2008 est suivi par les modèles EIGEN-6C4 et GECO en termes de précision. Cependant, les modèles GECO et EIGEN-6C4 offrent de meilleures performances que le modèle EGM2008 entre les d/o 100 et 170. En effet, les premières années de développement des modèles GECO et EIGEN-6C4 ont été réalisées avec des données satellitaires GOCE dont les biais ont été pris en compte. Par ailleurs, l'évaluation des modèles purement satellitaires avant et après l'application du principe SEM montre des résultats statistiques avec de petites différences entre les modèles. Néanmoins, le modèle DIR_R5 montre la meilleure performance sur le golfe de Guinée aux grandes et moyennes longueurs d'onde. Sa comparaison avec les données gravimétriques marines après application du principe SEM donne un RMS de 5,5 mGal. Le modèle DIR_R5 peut donc être utilisé dans le calcul d'un géoïde gravimétrique marin sur la zone d'étude car il montre une bonne performance dans les basses fréquences du champ de pesanteur terrestre. Cependant, le modèle DIR_R5 devrait être utilisé avec la méthode UNB ou la méthode KTH lors d'un éventuel calcul de géoïde gravimétrique. Toutefois, ce modèle ne saurait substituer les modèles combinés de haute résolution généralement utilisés dans l'approche CUT.

Les résultats de ce travail montrent également que les GGMs développés par la mission satellitaire GOCE ont une bonne représentation du champ de gravité terrestre aux basses fréquences. De plus, le modèle EGM2008 représente le champ de gravité sur la zone d'étude

avec une bonne précision par rapport aux données gravimétriques marines. Ce modèle a donc été utilisé par la suite pour mener une investigation géophysique sur le golfe de Guinée.

Les ondulations des géoïdes résiduel et intercouche dérivés du modèle satellitaire EGM2008 ont contribué à conduire une investigation géophysique sur l'étendue du golfe de Guinée en général et la LVC en particulier. Les ondulations du géoïde peuvent être une bonne source d'information sur la structure interne de la Terre lorsqu'elles sont utilisées avec d'autres sources de données ou des méthodes complémentaires. Les signatures géoïdales des structures crustales sont majoritairement brouillées par la couverture sédimentaire et la topographie présentes en surface. Les résultats obtenus dans ce travail sont en accord avec plusieurs travaux géophysiques antérieurs. La reconnaissance des signatures de plusieurs structures géologiques telles que la LVC, les fractures Chain et Romanche et le terrane situé au nord du Gabon, a été faite. L'étendue verticale de quelques structures géologiques majeures a également été mise en relief. Hormis la LVC, la majorité des structures lithosphériques mises en évidence par les cartes des géoïdes résiduel et intercouche aurait une extension verticale inférieure à 20 km. Cette étude a permis de localiser des corps très denses qui s'étendent en dessous de la croûte continentale au sud du Nigéria. Ces corps très denses auraient une source très profonde et ne seraient pas liés aux formations de la LVC. Par ailleurs, les résultats obtenus en accord avec les études antérieures ont permis de conclure que la LVC ainsi que le réseau des monts sous-marins situés au sud-ouest de la zone auraient la même origine. Les différentes cartes des géoïdes résiduel et intercouche ont permis de valider la théorie selon laquelle la LVC aurait pour source la remontée des roches anormalement chaudes, un panache mantellique. Ce panache mantellique provenant du manteau inférieur aurait préalablement effectué son ascension verticale jusqu'à la zone de transition située à la base du manteau supérieur. Ce panache mantellique se serait ensuite réactivé pour poursuivre son évolution jusqu'à la base de la lithosphère. Une cellule de convection a été localisée entre 100 et 300 km de profondeur. Cette cellule de convection pourrait être la cause de l'activation du panache mantellique jusqu'à la base de la lithosphère, créant ainsi des forces athénosphériques sous-jacentes. Un probable mouvement mantellique ascendant a également été identifié à une profondeur inférieure à 500 km. La réactivation du panache mantellique au niveau de la zone de transition pourrait être liée à ces forces mantelliennes ascendantes. Mais, cette assertion reste encore à être vérifiée.

Dans ce travail de thèse, les aspects relatifs à l'évaluation de quelques modèles géopotentiels globaux et l'investigation géophysique à partir des ondulations du géoïde ont été abordés. Les limites des résultats obtenus dans ces travaux de thèse offrent des perspectives pour des travaux ultérieurs.

Ainsi :

➤ Pour les études futures, il serait bon de densifier les données gravimétriques marines disponibles dans la zone d'étude avec d'autres sources de données gravimétriques pour effectuer une évaluation plus optimale des GGMs ;

➤ Le modèle EGM2008 devrait être utilisé pour réaliser davantage d'études tectoniques et géodynamiques sur l'extension de la LVC dans le golfe de Guinée ;

➤ Le probable mouvement mantellique ascendant à une profondeur inférieure à 500 km doit être étudié davantage ;

➤ La technique de la tomographie utilisée en sismologie devrait être employée pour des études approfondies sur la LVC. Néanmoins, les anomalies géoïdales restent des données efficaces pour mener des études sur les cellules de convection mantellique et les panaches mantelliques ;

➤ L'hypothèse selon laquelle le panache mantellique provenant du manteau inférieur aurait préalablement effectué son ascension verticale jusqu'à la zone de transition (située à la base du manteau supérieur) pour se réactiver ensuite et poursuivre son évolution, mérite de faire l'objet d'une étude approfondie ;

➤ Une meilleure séparation résiduelle des longueurs d'onde du géoïde reste à être explorée pour éviter les pertes d'informations et permettre une meilleure interprétation des processus géodynamiques sous-jacents.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abd-Elmotaal, H. A., 2015.** Validation of GOCE models in Africa. *Newton's Bulletin*, 5, 149-162.
- Adam, D., 2002.** Gravity measurement: Amazing GRACE. *Nature*, 416, 10-11.
- Adighije, C., 1979.** Gravity field of Benue trough, Nigeria. *Nature*, 282(5735), 199-201.
- Ågren, J., Sjöberg, L. E. and Kiamehr, R., 2009.** The new gravimetric quasigeoid model KTH08 over Sweden. *Journal of Applied Geodesy*, 3(3), 143-153.
- Akyilmaz, O., 2016.** High resolution gravity field determination and monitoring of regional mass variations using low-earth orbit satellites. ICGEM, GFZ Data Services, Potsdam, Germany, Final Report Project 113Y155, 86 pp.
- Amante, C. and Eakins, B.W., 2008.** ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. National Geophysical Data Center, NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce, Boulder, CO.
- Ambraseys, N. N. and Adams, R. D., 1986.** Seismicity of West Africa. In *Annales Geophysicae*, 4(6), 679-702.
- Amos, M. J. and Featherstone, W. E., 2009.** Unification of New Zealand's local vertical datums: iterative gravimetric quasigeoid computations. *Journal of Geodesy*, 83(1), 57-68.
- Amponsah, P. E., 2004.** Seismic activity in Ghana: past, present and future. *Annals of Geophysics*, 47(2-3). doi.org/10.4401/ag-3319
- Anny, C. and Kien, D., 1984.** Geoid heights over the Louisville Ridge (South Pacific). *Journal of Geophysical Research*, 89(891), 11171-11179.
- Arlot, S. and Celisse, A., 2010.** A survey of cross-validation procedures for model selection. *Statistics Surveys*, 4, 40-79.

Babinski, M., Pedrosa-Soares, A. C., Trindade, R. I. F. D., Martins, M., Noce, C. M. and Liu, D., 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, 21(2), 451-465.

Ballentine, C. J., Lee, D. C. and Halliday, A. N. 1997. Hafnium isotopic studies of the Cameroon line and new HIMU paradoxes. *Chemical Geology*, 139(1-4), 111-124.

Balmino, G., Lambeck, K. and Kaula, W. M., 1973. A spherical harmonic analysis of Earth's topography. *Journal of Geophysical Research*, 78(2), 478-481.

Balogun, O. and Akintokewa, O. 2020. Analysis and interpretation of regional-scaled gravity measurements in the Central Equatorial Atlantic region of Africa. *Rudarsko-geološkonaftni zbornik* 35 (1).

Barthelmes, F. and Köhler, W., 2016. The geodesist's handbook 2016. *J. Geod*, 90(10), 907-1205.

Barthelmes, F., 2013. Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models: Theory and Formulas Used by the Calculation Service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Scientific Technical Report STR09/02, Revised Edition.

Bassin, C., 2000. The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 81, F897.

Bettadpur, S., Ries, J., Eanes, R., Nagel, P., Pie, N., Poole, S., Richter, T. and Save, H., 2015. Evaluation of the GGM05 mean earth gravity model. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 4153).

Binks, R. M. and Fairhead, J. D., 1992. A plate tectonic setting for Mesozoic rifts of West and Central Africa. *Tectonophysics*, 213(1-2), 141-151.

Boukoulou, S., 2008. Le conflit frontalier Gabon-Guinée Equatoriale, analyse géopolitique. Institut des relations internationales du Cameroun.

Bowen, R. and Jux, U., 1987. Afro-Arabian geology: a kinematic view. Springer Science & Business Media.

Bowin, C., 1983. Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth's geoidal undulations and gravity anomalies. *Marine Geodesy*, 7(1-4), 61-100.

Brockmann, J. M., Zehentner, N., Höck, E., Pail, R., Loth, I., Mayer-Gürr, T. and Schuh, W. D., 2014. EGM_TIM_RL05: An independent geoid with centimeter accuracy purely based on the GOCE mission. *Geophysical Research Letters*, 41(22), 8089-8099.

Browne, S. E. and Fairhead, J. D., 1983. Gravity study of the Central African Rift system: A model of continental disruption: 1. The Ngaoundere and Abu Gabra Rifts. In *Developments in Geotectonics*, vol. 19, pp. 187-203, Elsevier.

Bruinsma, S. L., Förste, C., Abrikosov, O., Marty, J. C., Rio, M. H., Mulet, S. and Bonvalot, S., 2013. The new ESA satelliteonly gravity field model via the direct approach. *Geophysical Research Letters*, 40, 1944-8007. <https://doi.org/10.1002/grl.50716>

Burke, K., 2001. Origin of the Cameroon line of volcano-capped swells. *The Journal of Geology*, 109(3), 349-362.

Burke, K., Dessauvage, T. F. J. and Whiteman, A. J. (1971). Opening of the gulf of Guinea and geological history of the Benue Depression and Niger delta. *Nature Physical Science*, 233(38), 51-55.

Coulon, C., Vidal, P., Dupuy, C., Baudin, P., Popoff, M., Maluski, H. and Hermitte, D., 1996. The Mesozoic to Early Cenozoic Magmatism of the Benue Trough (Nigeria); Geochemical Evidence for the Involvement of the St Helena Plume, *Journal of Petrology*, 37(6), 1341-1358.

Dasho, O. A., Ariyibi, E. A., Adebayo, A. S. and Falade, S. C., 2020. Seismotectonic lineament mapping over parts of Togo-Benin-Nigeria shield. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 9(1), 539-547.

Denker, H. and Roland, M., 2005. Compilation and evaluation of a consistent marine gravity data set surrounding Europe. In *A Window on the Future of Geodesy* (pp. 248-253). Springer, Berlin, Heidelberg.

Déruelle, B., Ngonouno, I. and Demaiffe, D., 2007. The ‘Cameroon Hot Line’(CHL): a unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *Comptes Rendus Geoscience*, 339(9), 589-600.

Dorbath, C., Dorbath, L., Fairhead, D. and Stuart, G. W., 1986. A teleseismic delay time study across the Central African Shear Zone in the Adamawa region of Cameroon, West Africa. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 86(3), 751-76.

Drewes, H., Hornik, H., Adam, J., and Rószka, S., 2012. The international gravimetric bureau. *IAG Geodesist's Handbook*.

Drinkwater, M. R., Floberghagen, R., Haagmans, R., Muzi, D. and Popescu, A., 2003. VII: Closing session: GOCE: ESA's first earth explorer core mission. *Space science reviews*, 108(1), 419-432.

Dumestre, M. A., 1985. Northern gulf of Guinea show promise. *Oil & gas journal*, 83(18), 154-165.

Elbein, A., 2020. Earth’s Deepest River Conceals an Evolutionary Mystery. *The New York Times*.

Ellmann, A. and Vaniček, P., 2007. UNB application of Stokes–Helmert’s approach to geoid computation. *Journal of geodynamics*, 43 (2), 200-213.

Fang, J., 2006. Isostatic gravity anomaly and its geodynamic characters in China and its adjacent regiona. Master thesis, Institute of Geology, China Earthquake Administration.

Featherstone, W. E., 1997. On the use of the geoid in geophysics: a case study over the North West Shelf of Australia. *Exploration Geophysics*, 28(2), 52-57.

Featherstone, W. and Sproule, D., 2006. Fitting AUSGeoid98 to the Australian Height Datum using GPS data and least squares collocation: Application of a cross-validation technique. *Survey Review*, 38(301), 573-582.

Featherstone, W. E., McCubbine, J. C., Brown, N. J., Claessens, S. J., Filmer, M. S. and Kirby, J. F., 2018. The first Australian gravimetric quasigeoid model with location-specific uncertainty estimates. *Journal of Geodesy*, 92(2), 149-168.

Fecher, T., Pail, R. and Gruber, T., 2016. The combined gravity field model GOCO05c. In EGU general assembly conference abstracts (pp. EPSC2016-7696).

Fitton, J. G., 1980. The Benue trough and Cameroon line—a migrating rift system in West Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 51(1), 132-138.

Fitton, J. G. and Dunlop, H. M., 1985. The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 72(1), 23-38.

Fitton, J. G., 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. *Geological Society, London*, 30(1), 273-291.

Forsberg, R., 1984. A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modelling. Ohio State Univ Columbus dept of geodetic science and surveying.

Forsberg, R., 1993. Modelling the Fine Structure of the Geoid: Methods, Data Requirements and Some Results. *Surveys in Geophysics*, 14, 403-418.

Forsberg, R., 1994. Terrain effects in geoid computations, International School for the Determination and Use of the Geoid, Milano, 1, 101-134.

Forsberg, R. and Tscherning, C. C., 2008. An overview manual for the GRAVSOFTE geodetic gravity field modelling programs. DRAFT 1 ed. Copenhagen: Contract report for JUPEM.

Förste, C., Bruinsma, S. L., Abrikosov, O., Lemoine, J. M., Schaller, T., Götze, H. J., Ebbing, J., Marty, J. C., Flechtner, F., Balmino, G. and Biancale, R., 2014. EIGEN-6C4. The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order, 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services. doi, 10.

Foulger, G. R., 2012. Are ‘hot spots’ hot spots? *Journal of Geodynamics*. 58, 1-28.

Foulger, G. R. and Jurdy, D. M., 2007. Plates, plumes, and planetary processes. *Geological Society of America*, 430.

Foulger, G. R., 2010. Plates vs. Plumes: a geological controversy. Wiley-Blackwell, New York, 328 p.

Gatti, A., Reguzzoni, M., Migliaccio, F. and Sansò, F., 2016. Computation and assessment of the fifth release of the GOCE-only space-wise solution. In The 1st joint commission 2 and IGFS meeting (pp. 19-23).

Gatti, A. and Reguzzoni M., 2017. GOCE gravity field model by means of the space-wise approach (release R5). GFZ Data Services.

Gautier, K. P., Loudi, Y., Alain, Z. A., Ludovic, K. H., Sévérin, N. and Joseph, K., 2021. Evaluation of global gravity field models using shipborne free-air gravity anomalies over the Gulf of Guinea, Central Africa. *Survey Review*, 1-11.

Gilardoni, M., Reguzzoni, M. and Sampietro, D., 2016. GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 60(2), 228-247.

Goyal, R., Dikshit, O. and Balasubramania, N., 2019. Evaluation of global geopotential models: a case study for India. *Survey Review*, 51(368), 402-412.

- Goyal, R., Ågren, J., Featherstone, W. E., Sjöberg, L. E., Dikshit, O. and Balasubramanian, N., 2021.** Empirical comparison between stochastic and deterministic modifiers over the French Auvergne geoid computation test-bed. *Survey review*, 1-13.
- Grombein, T., Seitz, K. and Heck, B., 2013.** Optimized formulas for the gravitational field of a tesseroid, *Journal of Geodesy*, 87(7), 645–660, doi :10.1007/s00190-013-0636-1.
- Gruber, T., Visser, P. N. A. M., Ackermann, C. and Hosse, M., 2011.** Validation of GOCE gravity field models by means of orbit residuals and geoid comparisons, *Journal of Geodesy*, 85(11), 845-860.
- Guiraud, R. and Maurin, J. C., 1992.** Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213(1-2), 153-168.
- Hammer, S., 1939.** Terrain corrections for gravimeter stations, *Geophysics*, 4(3), 184–194. doi :10.1190/1.1440495.
- Heiskanen, W. and Moritz, H., 1967.** *Physical Geodesy*, vol. 86, Springer-Verlag, doi: 10.1007/BF02525647.
- Hirsch, B. and Roussel, B., 2017.** *Le Rift est-africain: Une singularité plurielle*. IRD éditions.
- Hirt, C., 2010.** Prediction of vertical deflections from high-degree spherical harmonic synthesis and residual terrain model data. *Journal of Geodesy*, 84, 179-190.
- Hirt, C., Featherstone, W. E. and Marti, U., 2010.** Combining EGM2008 and SRTM/DTM2006. 0 residual terrain model data to improve quasigeoid computations in mountainous areas devoid of gravity data. *Journal of Geodesy*, 84(9), 557-567.
- Hirt, C., Gruber, T. and Featherstone, W. E., 2011.** Evaluation of the first GOCE static gravity field models using terrestrial gravity, vertical deflections and EGM2008 quasigeoid heights. *Journal of Geodesy*, 85, 723-740.

Hirt, C., Kuhn, M., Featherstone, W. E. and Göttl, F., 2012. Topographic/isostatic evaluation of new-generation GOCE gravity field models. *Journal Geophysical Research*, 117: B05407.

Hobson, E. W., 1931. The theory of spherical and ellipsoidal harmonics. CUP Archive.

Hofmann-Wellenhof, B. and Moritz, H., 2005. *Physical Geodesy*. Vienna: SpringerVerlag.
<https://doi.org/10.1007/b139113>

Ibrahim, A. E., Ebinger, C. J. and Fairhead, J. D., 1996. Lithospheric extension northwest of the Central African Shear Zone in Sudan from potential field studies. *Tectonophysics*, 255(1-2), 79-97.

Ince, E. S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F. and Schuh, H., 2019. ICGEM - 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services and future plans. *Earth System Science Data*, 11, 647-674.

Ismail, Z., 2016. Détermination de l'exactitude d'un géoïde gravimétrique. Thèse de Doctorat/PhD, Paris Sciences and Letters Research University, France, 155 pages.

Kamgang, P., Chazot, G., Njonfang, E., Ngongang, N. B. T. and Tchoua, F. M., 2013. Mantle sources and magma evolution beneath the Cameroon Volcanic Line: geochemistry of mafic rocks from the Bamenda Mountains (NW Cameroon). *Gondwana Research*, 24(2), 727-741.

Kamguia, J., Nouayou, R., Tabod, C. T., Tadjou, J. M., Manguelle-Dicoum, E. and Kande, H. L., 2008. Geophysical signature of geological units inferred from the analysis of geoid maps in Cameroon and its surroundings. *Journal of African Earth Sciences*, 52(1-2), 1-8. doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.02.002

Kamguia, J., Tadjou, J. M. and Ngouanet, C., 2015. The Mount Cameroon height determined from ground gravity data, global navigation satellite system observations and global geopotential models. *Ghana Journal of Science*, 55, 37-49.

Kamto, P. G., Adiang, C. M., Nguiya, S., Kamguia, J. and Yap, L., 2020. Refinement of Bouguer anomalies derived from the EGM2008 model, impact on gravimetric signatures in mountainous region: Case of Cameroon Volcanic Line, Central Africa. *Earth and Planetary Physics*, 4(6), 639-650.

Karner, G. D., Driscoll, N. W., McGinnis, J. P., Brumbaugh, W. D. and Cameron, N. R., 1997. Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 14(7-8), 973-1000. [doi.org/10.1016/S0264-8172\(97\)00040-8](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(97)00040-8)

Karner, G. D. and Driscoll, N. W., 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. Geological Society, London, Special Publications, 153(1), 11-40. doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02

Kenzie, D. M., Watts, A., Parsons, B. and Roufousse, M., 1980. Planform of mantle convection beneath the Pacific Ocean. *Nature*, 288 (5790), 442–446.

Khan, M. A., 1977. Deep sources of gravity anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 48, 197-209.

Kiamehr, R., 2007. Qualification and refinement of the gravity database based on crossvalidation approach-a case study of Iran. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 42(3), 285-295.

Kjemperud, A., Agbesinyale, W., Agdestein, T., Gustafsson, C. and Yukler, A., 1992. Tectono-stratigraphic history of the Keta Basin, Ghana with emphasis on late erosional episodes. *Bulletin des Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine, Mémoire* (13):55-69.

Kuhn, M., and Featherstone, W. E., 2003. On the Construction of a Synthetic Earth Gravity Model, In: *Proceed 3rd Meeting of the Intern. Gravity and Geoid Commission*, ed. I Tziavos, 189-194. Editions Ziti.

Kutu, J. M., 2013. Seismic and tectonic correspondence of major earthquake regions in southern Ghana with Mid-Atlantic transform-fracture zones. *International Journal of Geosciences*, 4(10). [doi:10.4236/ijg.2013.410128](https://doi.org/10.4236/ijg.2013.410128)

Lambeck, K., 1988. *Geophysical geodesy* (pp. 171-215). Oxford: Clarendon.

Laske, G. and Masters, G., A., 1997. Global Digital Map of Sediment Thickness, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 78, F483.

Laske, G., Masters, G., Ma, Z. and Pasyanos, M. E., 2012. CRUST1. 0: An updated global model of Earth's crust. *Geophysical Research Abstract*, 14(3), 743.

Lazarewicz, A. P. and Schwank, D. C., 1982. Detection of uncharted seamounts using satellite altimetry. *Geophysical Research Letters*, 9(4), 385-388.

doi.org/10.1029/GL009i004p00385

Li, H. and Fang, F., 2017. Crustal and upper mantle density structure beneath the QinghaiTibet plateau and surrounding areas derived from EGM2008 geoid anomalies. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 6(1): 4. doi.org/10.3390/ijgi6010004

Li, X. and Götze, H. J., 2001. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66(6), 1660-1668.

Liang, W. and Reißland, S., 2018. SGG-UGM-1: the high resolution gravity field model based on the EGM2008 derived gravity anomalies and the SGG and SST data of GOCE satellite.

Lu, Y., 2002. High-resolution geoid and topographic features in South China Sea. *Progress in Natural Science*, 12(7): 767–770.

Maluski, H., Coulon, C., Popoff, M. and Baudin, P., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology, petrology and geodynamic setting of Mesozoic to early Cenozoic magmatism from the Benue Trough, Nigeria. *Journal of the Geological Society*, 152(2), 311-326.

- Marchenko, A. N., Marchenko, D. A. and Lopushansky, A. N., 2016.** Gravity field models derived from the second degree radial derivatives of the GOCE mission: a case study. *Annals of geophysics*, 59(6), 0649.
- Matheron, G., 1963.** Principles of geostatistics. *Economic Geology*, 58(8):1246-1266.
- McCarthy, D. D. and Petit, G., 2004.** Iers conventions (2003), Tech. rep., DTIC Document.
- Meyers, J. B., Rosendahl, B. R., Harrison, C. G. and Ding, Z. D., 1998.** Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon Volcanic Line and speculation of African hotlines. *Tectonophysics*, 284(1-2), 31-63. [doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00173-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00173-X)
- Morin, P., Porter, C., Cloutier, M., Howat, I., Noh, M. J., Willis, M. Bates, B., Williamson, C. and Peterman, K., 2016.** ArcticDEM; a publically available, high resolution elevation model of the Arctic. In Egu general assembly conference abstracts (pp. EPSC20168396).
- Nagy, D., 1966.** The prism method for terrain corrections using digital computers, pure and applied geophysics, 63(1), 31–39, doi :10.1007/BF00875156.
- Ngako, V., Njonfang, E., Aka, F. T., Affaton, P. and Nnange, J. M., 2006.** The North–South Paleozoic to Quaternary trend of alkaline magmatism from Niger–Nigeria to Cameroon: complex interaction between hotspots and Precambrian faults. *Journal of African Earth Sciences*, 45(3), 241-256.
- Njonfang, E., Nono, A., Kamgang, P., Ngako, V. and Mbatcam, F. T., 2008.** The Cameroon line magmatism (Central Africa): A Viewpoint. In *International Geological Congress, Oslo*.
- Nkouathio, D. G., Dongmo, A. K., Bardintzeff, J. M., Wandji, P., Bellon, H. and Pouclet, A., 2008.** Evolution of volcanism in graben and horst structures along the Cenozoic Cameroon Line (Africa): implications for tectonic evolution and mantle source composition. *Mineralogy and Petrology*, 94(3-4), 287-303.

Obaje, N. G., Wehner, H., Abubakar, M. B. and Isah, M. T., 2004. Nasara-I Well, Gongola basin (upper Benue Trough, Nigeria): source-rock evaluation. *Journal of Petroleum Geology*, 27(2): 191-206.

Obaje, N. G., 2009. *Geology and mineral resources of Nigeria*, Vol. 120, Springer.

Oberg, K., Shelton, J. M., Gardiner, N. and Jackson, P. R., 2009. Discharge and other hydraulic measurements for characterizing the hydraulics of lower Congo River. In *Proceedings of the International Association for Hydraulic Research Congress*, (33), p.8.

Ofoegbu, C. O., 1984. A model for the tectonic evolution of the Benue Trough of Nigeria. *Geologische Rundschau*, 73(3), 1007-1018.

Olson, C. J., Becker, J. J. and Sandwell, D. T., 2016. SRTM15_PLUS: Data fusion of Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) land topography with measured and estimated seafloor topography (NCEI Accession 0150537). NOAA National Centers for Environmental Information.

Pail, R., Fecher, T., Barnes, D., Factor, J. K., Holmes, S. A., Gruber, T. and Zingerle, P., 2016. The experimental gravity field model XGM2016. In *International Symposium on Gravity, Geoid and Height System 2016-1st Joint Commission 2 and IGFS Meeting*.

Pail, R., Fecher, T., Barnes, D., Factor, J. F., Holmes, S. A., Gruber, T. and Zingerle, P., 2018. Short note: the experimental geopotential model XGM2016. *Journal of geodesy*, 92(4), 443-451.

Pankhurst, R. J., 2008. *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society of London.

Pavlis, N., Kenyon, S., Factor, J. and Holmes, S., 2008. Earth gravitational model 2008. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2008*, Society of Exploration Geophysicists, 761-763.

Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. and Factor, J. K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of geophysical research: solid earth*, 117(B4).

Petters, S. W., 1978. Stratigraphic evolution of the Benue trough and its implications for the upper cretaceous paleogeography of West Africa. *The Journal of Geology*, 86 (3), 311-322.

Plomerova, J., Babuška, V., Dorbath, C., Dorbath, L. and Lillie, R. J. 1993. Deep lithospheric structure across the Central African shear zone in Cameroon. *Geophysical Journal International*, 115(2), 381-390.

Poudjom-Djomani, Y. H., Boukeke, D. B., Legeley-Padovani, A., Nnange, J. M., Albouy, Y., and Fairhead, J. D., 1996. Levés gravimétriques de reconnaissance: Cameroun= Gravity map of Cameroon.

Rankenburg, K., Lassiter, J. C. and Brey, G., 2004. The role of continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Cameroon Volcanic Line lavas: constraints from isotopic variations in lavas and megacrysts from the Biu and Jos Plateaux. *Journal of Petrology*, 46 (1), 169-190.

Rebhan, H., Aguirre, M. and Johannessen, J., 2000. The Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer mission- GOCE. *Earth Observation Quarterly*, 66, 6-11.

Reigber, C., Schwintzer, P. and Lühr, H., 1999. The CHAMP geopotential mission. *Boll. Geof. Teor. Appl*, 40, 285-289.

Reusch, A. M., Nyblade, A. A., Tibi, R., Wiens, D. A., Shore, P. J., Bekoa, A., Tabod, C. T. and Nnange, J. M., 2011. Mantle transition zone thickness beneath Cameroon: evidence for an upper mantle origin for the Cameroon Volcanic Line. *Geophysical Journal International*, 187(3), 1146-1150.

Robert, C. M., 2008. Global sedimentology of the ocean: an interplay between geodynamics and paleoenvironment. *Developments in Marine Geology Series*, Elsevier.

- Rosendahl, B. R. and Groschel-Becker, H., 1999.** Deep seismic structure of the continental margin in the Gulf of Guinea: a summary report. Geological Society, London, Special Publications, 153(1), 75-83. doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.153.01.05
- Rouland, D., Legrand, D., Cisternas, A. Streng, D., Gir, R. and Souriau, A., 2016.** Historical seismicity in oceans from sailors' testimonies. Journal of Seismology, 20(1), 251264.
- Rummel, R., Rapp R. H., Sünkel, H. and Tscherning, C. C., 1988.** Comparisons of global topographic/isostatic models to the Earth's observed gravity field. Report No 388, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, USA.
- Sampietro, D., Capponi, M., Mansi, H. A., Gatti, A., Marchetti, P. and Sansò, F., 2017.** Space-wise approach for airborne gravity data modelling. Journal of Geodesy, 91, 535-545. <https://doi:10.1007/s00190-016-0981-y>
- Schlüter T. and Trauth, M. H., 2008.** Geological atlas of Africa: with notes on stratigraphy, tectonics, economic geology, geohazards, geosites and geoscientific education of each country. Springer, 2nd Edition.
- Seitz, K. and Heck, B., 2001.** Tesseroids for the calculation of topographic reductions, Abstracts Vistas for Geodesy in the New Millenium. IAG.
- Selley, R. C., 1997.** African basins. Elsevier Science, 1st edition.
- Shimazaki, K., 1976.** Intra-plate seismicity and inter-plate earthquakes: historical activity in southwest Japan. Tectonophysics, 33(1-2), 33-42.
- Sreejith, K. M., Rajesh, S., Majumdar, T. J. Rao, G. S., Radhakrishna, M., Krishna, K. S. and Rajawat, A. S., 2013.** High-resolution residual geoid and gravity anomaly data of the northern Indian Ocean—An input to geological understanding. Journal of Asian Earth Sciences, 62, 616-626. doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.11.010

- Stuart, G. W., Fairhead, J.D., Dorbath, L. and Dorbath, C., 1985.** Crustal structure of the Adamawa plateau Cameroon. *Revue Sciences et Techniques, Série Sciences de la Terre*, 1, 25-35.
- Tack, L., Wingate, M. T. D., Liégeois, J. P., Fernandez-Alonso, M. and Deblond, A., 2001.** Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, 110 (1), 277-306.
- Tapley, B. D. and Reigber, C., 2001.** The GRACE mission: status and future plans. In *AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2001, pp. G41C-02)*.
- Tatchum, C. N., Tabod, C. T. and Manguelle-Dicoum, E., 2006.** A gravity study of the crust beneath the Adamawa fault zone, west central Africa". *Journal of Geophysics and Engineering*, 3(1), 82-89.
- Teisserenc, P. and Villemin, J., 1989.** Sedimentary basin of Gabon--geology and oil systems. <https://doi.org/10.1306/M48508C3>
- Tidjani, M. E., Affaton, P., Louis, P. and Socohou, A., 1997.** Gravity characteristics of the Pan-African Orogen in Ghana, Togo and Benin (West Africa). *Journal of African Earth Science*, 24(3), 241-258. [doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00041-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00041-9)
- Tozer, B., Sandwell, D. T., Smith, W. H., Olson, C., Beale, J. R. and Wessel, P., 2019.** Global bathymetry and topography at 15 arc sec: SRTM15+. *Earth and Space Science*, 6(10), 1847-1864.
- Tscherning, C. C., 1991.** A strategy for Gross-Error detection in satellite altimeter data applied in the Baltic-Sea area for enhanced geoid and gravity determination. In: *Determination of the geoid: Present and future*, Rapp, R. H. and Sanso, F., 95-107. New York, NY, USA: Springer New York.
- USGS, 2017.** Shuttle Radar Topography mission, <https://earthexplorer.usgs.gov>

Vapnik, V. and Chapelle, O., 2000. Bounds on error expectation for support vector machines. *Neural Computation*, 12(9), 2013-2036.

Wei, L. I. A. N. G., Xinyu, X. U., Jiancheng, L. I. and Guangbin, Z. H. U., 2018. The determination of an ultra-high gravity field model SGG-UGM-1 by combining EGM2008 gravity anomaly and GOCE observation data. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*, 47(4), 425.

Wessel, P. and Watts, A. B. 1988. On the accuracy of marine gravity measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B1), 393-413.

Wright, J. B., 1968. South Atlantic continental drift and the Benue Trough. *Tectonophysics*, 6(4), 301-310.

Wu, X., Xing, J., Li, C., Liu, X., Yang, K., Chen, H. and Gong, W. 2018. Application of geoid anomalies to the tectonic research in the East Asian continental margin. *Journal of Ocean University of China* 17 (4):811-822. doi.org/10.1007/s11802-018-3589-4

Wright, J. B., Hastings, D. A., Jones, W. B. and Williams, H. R., 1985. *Geology and mineral resources of West Africa*. Vol. 187, London, Allen & Unwin. <https://doi.org/10.1002/gj.3350220519>

Yarwood, D. R. and Doser, D. I., 1990. Deflection of oceanic transform motion at a continental margin as deduced from waveform inversion of the 1939 Accra, Ghana earthquake. *Tectonophysics*, 172(3-4), 341-349.

Zaki, A., Mansi, A.H., Selim, M., Rabah, M. and El-Fiky, G., 2018. Comparison of Satellite Altimetric Gravity and Global Geopotential Models with Shipborne Gravity in the Red Sea, *Marine Geodesy*, 41(3), 258-269.

ANNEXES

LISTE DES PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES ISSUES DE CETTE THESE

1. **Kamto, P. G., Yap, L., Zanga, A. A., Kande, H. L., Nguiya, S. and Kamguia, J. (2021).** Evaluation of global gravity field models using shipborne free-air gravity anomalies over the Gulf of Guinea, Central Africa. *Survey Review*, 1-11.
2. **Kamto, P. G., Adiang, C. M., Nguiya, S., Kamguia, J. and Yap, L., 2020.** Refinement of Bouguer anomalies derived from the EGM2008 model, impact on gravimetric signatures in mountainous region: Case of Cameroon Volcanic Line, Central Africa. *Earth and Planetary Physics*, 4(6), 639-650.
3. **Kamto, P. G., Lemotio, W., Tokam, A. P. K. and Yap, L. (2021).** Combination of Terrestrial and Satellite Gravity Data for the Characterization of the Southwestern Coastal Region of Cameroon: Appraisal for Hydrocarbon Exploration. *International Journal of Geophysics*, <https://doi.org/10.1155/2021/5554528>
4. **Kamto, P. G., Yap, L., Nguiya, S., Kande, H. L. and Kamguia, J. (2022).** Evaluation of latest marine gravity field models derived from satellite altimetry over the Gulf of Guinea (Central Africa) with shipborne gravity data. *Stud. Geophys. Geod.*, 66, <https://doi.org/10.1007/s11200-021-0157-y>



Evaluation of global gravity field models using shipborne free-air gravity anomalies over the Gulf of Guinea, Central Africa

Kamto Paul Gautier, Yap Loudi, Zanga Amougou Alain, Kandé Houetchak Ludovic, Nguiya Sévérin & Kamguia Joseph

To cite this article: Kamto Paul Gautier, Yap Loudi, Zanga Amougou Alain, Kandé Houetchak Ludovic, Nguiya Sévérin & Kamguia Joseph (2021): Evaluation of global gravity field models using shipborne free-air gravity anomalies over the Gulf of Guinea, Central Africa, Survey Review, DOI: [10.1080/00396265.2021.1921519](https://doi.org/10.1080/00396265.2021.1921519)

To link to this article: <https://doi.org/10.1080/00396265.2021.1921519>



Published online: 12 May 2021.



Submit your article to this journal [↗](#)



View related articles [↗](#)



View Crossmark data [↗](#)

Evaluation of global gravity field models using shipborne free-air gravity anomalies over the Gulf of Guinea, Central Africa

Kamto Paul Gautier^{*1,2}, Yap Loudi^{1,2}, Zanga Amougou Alain³, Kandé Houetchak Ludovic^{1,2}, Nguiya Sévérin^{2,4} and Kamguia Joseph^{1,2}

In this work, the principal aim is to evaluate some recent GGMs on the Gulf of Guinea region using shipborne free-air gravity data. Two types of GGMs are evaluated in this study: combined models (EGM2008, EIGEN-6C4, GECO, SGG-UGM-1, GOCO05C and XGM2016) and satellite-only models (DIR_R5, ITU_GGC16, SPW_R5, TIM_R5, GGM05G and NULP_02S). The comparisons between these GGMs and the preliminary filtered shipborne gravity data were performed before and after the Spectral Enhancement Method (SEM). The statistical results have shown that the combined models have a better performance than the satellite-only models. Before and after SEM, we note that the EGM2008 model presents the best statistical results compared to the shipborne gravity anomalies (RMS and SD values respectively changes from 3.87 to 3.55 mGal and from 3.57 to 3.32 mGal). However, the DIR_R5 model is the best of the satellite-only GGMs of this study.

Keywords: Global geopotential models, Shipborne gravity anomalies, Spectral enhancement method (SEM), EGM2008, Gulf of Guinea

1. Introduction

The mathematical approximation of the Earth's external gravity field by spherical harmonic coefficients is known as the global geopotential model (GGM). Since several years, GGMs have been increasingly developed with a gradual improvement in their resolution and accuracy. There are two categories of GGMs: satellite-only models developed from the satellite missions CHAMP (Reigber *et al.* 1999), GRACE (Adam 2002) and GOCE (Drinkwater *et al.* 2003) and combined models which contain satellite, altimetric and terrestrial data. Combined models are generally more recent and have a resolution high than satellite-only models (Barthelmes and Köhler 2016). Gravity anomalies from these models can be used for the computation of gravimetric geoids or to perform geophysical and geodynamic studies such as crustal movements, plate tectonics and many others applications in geodesy (Steffen *et al.* 2011, Zhang *et al.* 2012, Ngatchou *et al.* 2014, Kumar *et al.* 2020).

Despite the importance of the Gulf of Guinea in the geological and mineral contexts in West Africa, no

study on the evaluation of GGMs has been reported on this region up to now. Moreover, the oceanic domain of the Cameroon Volcanic Line (CVL) presents a major geological feature in the region and the continuation of the Central African Shear Zone (CASZ) to Brazil still remains unmapped (Burke *et al.* 1971, Browne and Fairhead 1983). Furthermore, the terrestrial and shipborne gravity data available in the study area are very sparse. Their exploitation is therefore limited because the gravimetric signatures due to some major geological structures in the Gulf of Guinea are not highlighted. So, it is necessary to assess the accuracy of GGMs over the extent of the Gulf of Guinea. This would permit us to make the optimal choice of the GGM which best represents the real earth's gravity field in the study area. Several similar studies have been successfully carried out by different researchers to evaluate and validate the best GGMs in different regions of the world (Gruber *et al.* 2011, Hirt *et al.* 2011, Gilardoni *et al.* 2016, Goyal *et al.* 2018, Zaki *et al.* 2018).

The main objective of this study is to evaluate some recent combined and satellite-only GGMs available on the extent of the Gulf of Guinea, in order to choose the best global gravity field model for future geodetic and geophysical studies on the study area. The satellite-only GGMs used in this work are: DIR_R5 (Bruinsma *et al.* 2013), ITU_GGC16 (Akyilmaz *et al.* 2016), SPW_R5 (Gatti and Reguzzoni 2017), TIM_R5 (Brockmann *et al.* 2014), GGM05G (Bettadpur *et al.* 2015), and NULP_02S (Alexander *et al.* 2016); and the combined GGMs are EGM2008 (Pavlis *et al.*

¹Research Laboratory in Geodesy, National Institute of Cartography (NIC), Yaounde, Cameroon

²Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaounde I, Yaounde, Cameroon

³Department of Physics, Faculty of Science, University of Douala, Douala, Cameroon

⁴Laboratory E3M Faculty of Industrial Engineering, University of Douala, Douala, Cameroon

*Corresponding author, email: gautier1994@yahoo.fr

2012), EIGEN-6C4 (Förste *et al.* 2014), SGG-UGM-1 (Liang and Reißland 2018), GEBCO (Gillardoni *et al.* 2016), GOCO05C (Fecher *et al.* 2016), and XGM2016 (Pail *et al.* 2016). The combined and satellite-only GGMs are compared with preliminary treated and filtered shipborne gravity data. The comparisons were made before and after application of the spectral enhancement method (SEM) (Hirt *et al.* 2011). The spectral enhancement method is applied by using Residual Terrain Model (RTM) effects (Forsberg 1984) and spectral bands of the high-resolution EGM2008 model. The differences obtained from these comparisons were analysed by some statistical measurements (maximum, minimum, mean, standard deviation (SD), root mean square (RMS)).

2. Data

2.1. Study area and elevation data

Our study area (target area) is located between -5° to 12° East longitude and -6° to 7° North latitude. It covers a great region of the Gulf of Guinea in its oceanic domain (Fig. 1). The target area also includes the coastal part of several countries in Africa, namely: Ivory Coast, Ghana, Togo, Benin, Nigeria, Cameroon, Equatorial Guinea, Gabon and Congo Brazzaville.

Topographic and bathymetric data cover an area bigger than the study area (-6° to 13° East longitude and -7° to 8° North latitude) to take into account the effect of distant topography. These elevation data must have high accuracy and good resolution to reflect the reality. One of the high-resolution bathymetric/topographic models currently available on a global scale is the 15 arc-second Shuttle Radar Topography Mission (USGS, 2017), i.e. SRTM15+ (Fig. 1). Figure 1 shows high bathymetric values up to about 6000 m deep. The maximum altitudes are mainly observed on the Cameroon Volcanic Line and its extension in the Gulf of Guinea. It can be seen that the elevation data values vary from -5985 m up to a maximum of 4030 m. This highest point is very close to the height of Mount Cameroon (4037 m) evaluated by Kamguia *et al.* (2015) and which happens to be the highest peak in Central Africa.

2.2. Shipborne gravity data

The shipborne gravity data used in this work were collected by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD, France) and provided by the Bureau Gravimétrique International (BGI 2018). Figure 2 shows the spatial distribution of 40,613 shipborne gravity data over the study area. These gravity data cover an area ranging from -5° to 12° East longitude and -6° to 7° North latitude. Before using this gravity database, several big errors have been removed.

2.3. Global geopotential models

In this work, we evaluate two types of GGMs: satellite-only models and combined models. Satellite-only models are obtained from data of one or more satellites (GOCE, GRACE and CHAMP) and provide good information on the long wavelengths of the Earth's gravity field. On the other hand, the combined models are developed using terrestrial, airborne, shipborne, altimetric and satellite gravity data (Rapp 1998). The combined models

used in this study offer a gravity field with a good resolution (spherical harmonic coefficients up to degree and order (d/o) 2190). All of the 12 combined and satellite-only GGMs evaluated in this work were provided by the International Centre for Global Earth Models (ICGEM, <http://icgem.gfz Potsdam.de/>), Ince *et al.* (2019). The informations of the GGMs used in the study are listed in Table 1.

3. Method

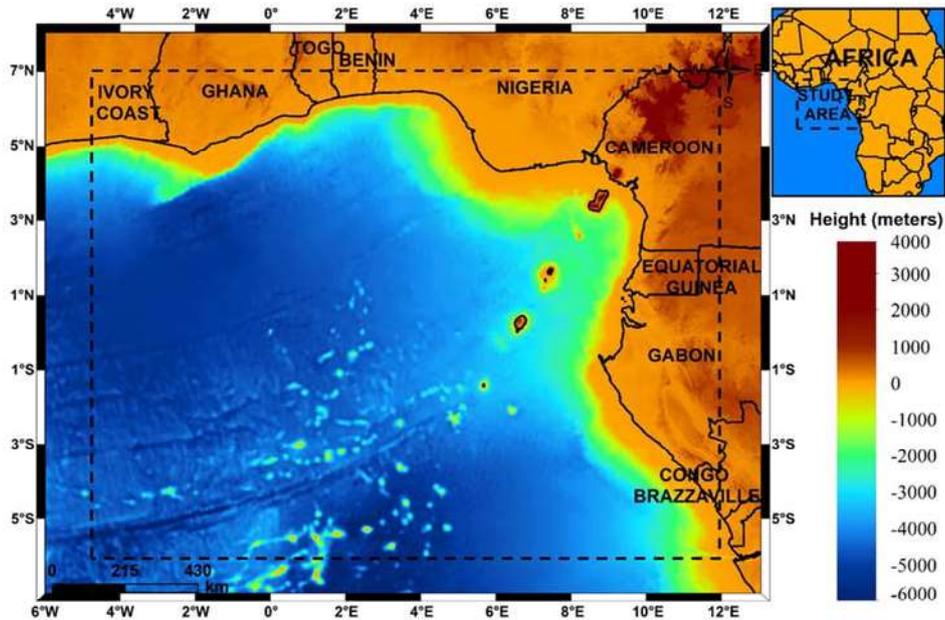
3.1. Cross-validation method

In this study, the cross-validation method which is a good approach to detect and eliminate multiple errors in a database (Tscherning 1991) has been used. This method has already been successfully applied in several scientific works (Featherstone and Sproule 2006, Behnbabian *et al.* 2018, Zaki *et al.* 2018). The leave-one-out cross-validation technique was chosen because it is quite accurate and makes it possible to estimate unbiased statistical errors contained in the database (Vapnik and Chapelle 2000, Zaki *et al.* 2018). The validation process consists in the leaving-out of a data item in the dataset to be used in the validation while the others are used to interpolate it (Arlot and Celisse 2010). This algorithm is applied in turn until the database is completely exhausted. This method can be summarised in four main steps:

- (1) Choose and exclude a single measurement to be validated in the database;
- (2) Select an appropriate interpolation technique;
- (3) Interpolate excluded observation selected for validation with all other surrounding data;
- (4) Evaluate the residuals (differences between actual values and interpolated ones) and take into account the outliers with huge residuals.

The quality of the predicted values and the residual values obtained in step 4 depends mainly on the interpolation method, the data density and the geographical distribution of different observations (Kamguia *et al.* 2007). The choice of the interpolation technique is therefore decisive for this step. The research conducted by Kamguia *et al.* (2007) in this study area argued that the Kriging method was the suitable accurate interpolation method to be used in this region. Kriging is a widely used interpolation method for detecting biased values (Matheron 1963). In this work, Kriging interpolation method is used to minimise prediction errors. After interpolation, the residual values are computed and their SD is determined to apply the normal distribution. The normal distribution is used here to remove outliers in the database. In fact, the values less than one SD away from the mean account for 67.82% of the total shipborne data while two SDs from the mean account for 94.71%; and three SDs account for 99.68%. A normal distribution with one, two and three SDs away from the mean was tested on the residuals values. In this study, two times of the SD from the mean has been chosen to apply the normal distribution to the residuals values because it showed a better filtering. So, the residuals values should be lied in the following range:

$$\mu - 2\sigma \leq x \leq \mu + 2\sigma \quad (1)$$



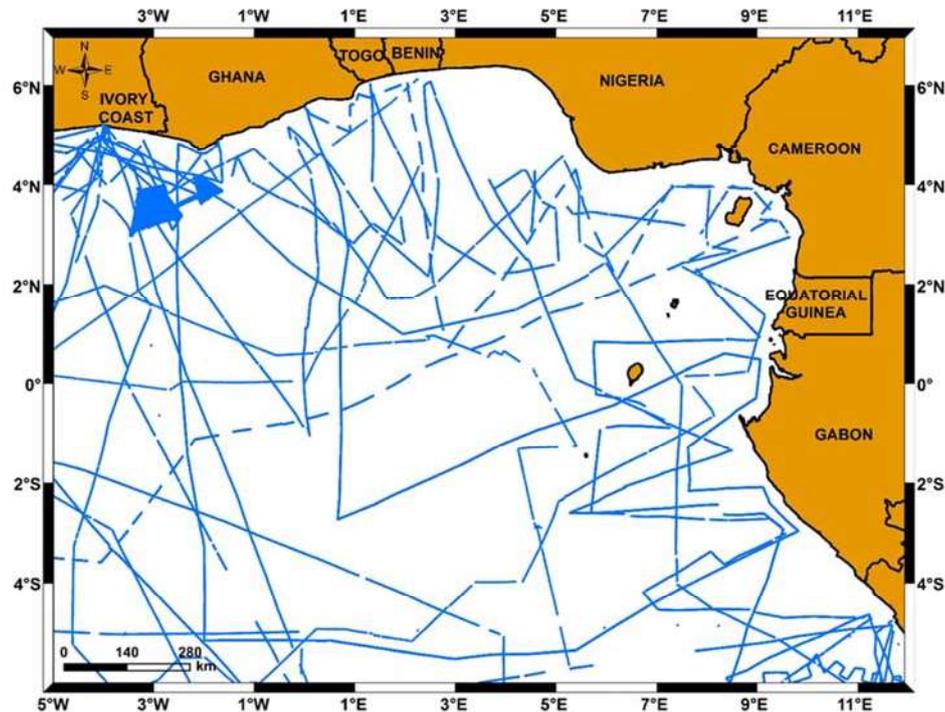
1 Study area and elevations data from the SRTM15_PLUS model. The study area is delimited by the dashed line frame. This figure also shows the bathymetry (negative elevations) and topography (positive elevations) data on the Gulf of Guinea and its surroundings

μ and σ are the mean value and the SD of residuals respectively before the cross-validation.

3.2. Evaluation methodology of global geopotential models

To determine which model best fits the Earth's external gravity field, we evaluate free air gravity anomalies derived from each GGM with shipborne gravity data on the study area. However, GGMs have a spectral

content limited by their maximum spherical harmonic degrees and orders. Unlike shipborne gravity data, GGMs do not contain all possible wavelengths. The very high frequencies of the Earth's gravity field are not represented in these models: this is called omission error. Besides the omission error, GGMs also contain the commission error. In order to make an adequate evaluation of GGMs, the SEM (Hirt et al. 2011) is a good alternative to fill the frequency gap that exists



2 Spatial distribution of shipborne gravity data over the study area. The shipborne gravity stations are materialised in blue colour

Table 1 Characteristics of the GGMs used in this study (S = Satellite, G = Gravity, A = Altimetry)

Model	Max degree	Data source	Year of release	Reference
EGM2008	2190	S (GRACE), G, A	2008	Pavlis et al. (2012)
EIGEN-6C4	2190	S (GOCE, GRACE, LAGEOS), G, A	2016	Förste et al. (2014)
GECO	2190	S (GOCE), EGM2008	2015	Gilardoni et al. (2016)
SGG-UGM-1	2159	S (GOCE), G, A	2018	Liang and Reißland (2018)
GOCO05C	720	S (GRACE, GOCE), G, A	2015	Fecher et al. (2016)
XGM2016	719	S (GRACE, GOCE), G, A	2016	Pail et al. (2016)
DIR_R5	300	S (GOCE, GRACE, LAGEOS)	2014	Bruinsma et al. (2013)
TIM-R5	280	S (GOCE)	2014	Akyilmaz et al. (2016)
SPW_R5	330	S (GOCE)	2016	Gatti and Reguzzoni (2017)
ITU_GGC16	280	S (GRACE, GOCE)	2016	Brockmann et al. (2014)
NULP_02S	250	S (GOCE)	2017	Bettadpur et al. (2015)
GGM05G	240	S (GRACE, GOCE)	2015	Alexander et al. (2016)

between GGMs and the real Earth's gravity field. This method has already been successfully applied on land and at sea by many researchers around the world (Hirt 2010, Sampietro et al. 2017, Zaki et al. 2018).

For high resolution combined GGMs like EGM2008, the RTM method (Forsberg 1984) is used to fill in the missing spectral bands (very high frequencies) in these models. On the other hand, the satellite-only GGMs are evaluated up to their maximum degree k , and the spectral bands from the degree $k + 1$ are filled by a high resolution GGM (for example EGM2008) and the RTM effects. The RTM effects correspond to the effects of topography/bathymetry undulations (SRTM15+ used in this study) taken versus a spherical harmonic reference surface such as DTM2006 (Pavlis et al. 2007) developed up to its maximum d/o 2190. The surface of reference is used to subtract the gravimetric signal of long and medium wavelengths already contained in the EGM2008 model developed up to its maximum d/o 2190. We can assimilate these effects to a Bouguer plate taken between the real topographic/bathymetric surface and the reference surface from which we subtract the classical terrain corrections (Forsberg 1984):

$$\Delta g_{\text{RTM}} \approx 2\pi G\rho(H - H_{\text{ref}}) - C \quad (2)$$

H and H_{ref} are respectively the topography/bathymetric and the reference surface elevations. G is the gravitational constant and ρ is the terrain density. C corresponds to the classical terrain correction at a point $P(x_P, y_P, H_P)$ on the earth's surface. In plane approximation, it is given

by the following formula (Forsberg 1984):

$$C(x_P, y_P, H_P) = G\rho \iint_{H_P}^{\int_{H_P}^{H(x,y)}} \frac{(H_P - z)}{((x - x_P)^2 + (y - y_P)^2 + (z - H_P)^2)^{3/2}} dx dy dz \quad (3)$$

The first integral limit represents the integration over the entire surface of the Earth. $H(x, y)$ denotes the function of heights on the earth's surface.

The TC and SELECT programs of the GRAVSOFT package (Forsberg and Tscherning 2008) was used to calculate the RTM effects in this work. To perform this computation, we used a 3 arcminutes resolution grid obtained by smoothing the SRTM15+ with SELECT and a reference surface. The reference surface is obtained by expanding the ETOPO1 spherical harmonic model (Amante and Eakins 2008) up to 2190, which corresponds to the maximum degree of the global geopotential model EGM2008. We choose 10 and 200 km as integration radius for the inner and outer zones respectively. The evaluation of GGMs from marine gravity data is done by calculating the following residual differences:

$$\Delta g_{\text{res}} = \Delta g - (\Delta g_{\text{GGM}_k} + \Delta g_{\text{EGM2008}_{k+1}^{2190}} + \Delta g_{\text{RTM}}) \quad (4)$$

Δg corresponds to the free-air shipborne gravity anomaly, Δg_{GGM_k} is the free-air gravity anomaly of the GGM evaluated and developed up to d/o k . $\Delta g_{\text{EGM2008}_{k+1}^{2190}}$ is the free-air gravity anomaly of the EGM2008 model evaluated and developed from d/o k up to maximum d/o 2190. Δg_{RTM} represents the gravimetric signal of short wavelength calculated by the RTM method.

The free-air gravity anomalies derived from each GGM are calculated according to the formula (Hofmann-Wellenhof and Moritz 2005):

$$\Delta g_{\text{GGM}} = \frac{GM}{r^2} \times \sum_{n=2}^{N_{\text{max}}} (n-1) \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (5)$$

where GM is the product of gravitational constant and the mass of the Earth; r , λ and θ geocentric radius, longitude and colatitude of computation point; n and m are respectively the degree and order of spherical harmonic; \bar{C}_{nm} and \bar{S}_{nm} are fully normalised Stokes' coefficients of the disturbing potential; \bar{P}_{nm} are the fully normalised Legendre functions.

4. Results and discussion

4.1. Cross-validation of shipborne gravity data

Shipborne gravity data are usually affected by several biased values caused by navigation, poor links with coast base stations and misuse of reference systems (Denker and Roland 2005). The Eötvös effect also generates errors when it is miscalculated with inaccurate vessel's heading and over-the-ground velocity. Some marine gravity measurements have done before 1967 and at that time, the majority of ships used a celestial navigation system

with fairly low accuracy (up to a few 10 s of mGal). Therefore, it is important to check and remove the gross-errors in this marine database before using it by applying a proper filtering method to detect the skewed values.

The Kriging's interpolation is applied on 40,613 points of shipborne gravity data and the residual values are then evaluated. The results containing in Table 2 show that, the marine gravity database does not have extreme skewed values (e.g. 9999 or -9999 mGal). Nevertheless, some persistent aberrations exist as shown by the evaluated residual values. After applying the cross-validation method, the SD of the residual values decreased from 9.96 to 6.28 mGal.

At the end of the cross-validation procedure, 2148 outliers have been detected and removed from the raw residual data set. Outlier is defined as an error that is greater than twice the SD (Zaki et al. 2018).

Figure 3 shows the distribution of residual values before cross validation over the study area. The highest residual values are exhibited in the areas coloured in blue and red.

To evaluate the GGMs in our study area, we have used the following statistical parameters: minimum (Min), maximum (Max), mean, SD and RMS. The RMS is very significant to evaluate the performance of GGMs in a region. In this study, the RMS is used to evaluate the accuracy of a GGM with respect to shipborne gravity data. The closer the RMS is to zero, the more accurate the GGM is compared to shipborne gravity data.

4.2. Evaluation of GGMs before application of SEM

The statistics of the differences between each GGM and the shipborne gravity data available on the study area are presented in Table 3. The statistical results of the EGM2008 model are clearly better on the study area with an SD of 3.57 mGal and an RMS of 3.87 mGal. The EGM2008 model is followed by the EIGEN-6C4 and GECO models according to the best statistical performances. We note that the combined GGMs used to fit better to the shipborne gravity data than the satellite-only GGMs. This would be due to the fact that the combined GGMs are more resolute than the satellite-only GGMs, the latter containing only the long and medium wavelengths of the Earth's gravity field. From Table 3, DIR_R5 is the satellite-only model that best describes the gravity field over the study area with an RMS of 8.51 mGal and an SD of 6.07 mGal. However, its spectral bands needs to be enhanced by high and very high frequencies of the Earth's gravity field to perform better.

Figure 4 shows the evolution of the RMS values from the differences between GGMs and shipborne gravity anomalies as function of spherical harmonics d/o. We notice that all models behave almost the same with

respect to shipborne gravity data in lower degrees. The first differences are observed from d/o 210 with the GGM05G model which deviates slightly from the other models. Moreover, the RMS curves of each model decrease when spherical harmonics d/o increase; this is normal because the higher the spherical harmonics d/o, the better the model describes the gravity field with a good resolution.

From d/o 230, it can be seen that the curves of the combined models and those of the satellite-only models take different orientations. The curves of the EGM2008, GECO and EINGEN-6C4 models continue to decrease up to d/o 300 while the curves of the other models become almost stable. The differences are due to the integration of terrestrial, shipborne and satellite gravity data during the development of combined GGMs. Combined GGMs are therefore better than satellite-only GGMs with their high spherical harmonic degrees. Among the satellite-only models, DIR_R5 has the lowest RMS value so it performs better. Regarding the combined models, EGM2008 and EIGEN-6C4 have almost the same RMS values and are better than GECO in the study area.

4.3. Evaluation of GGMs after partial application of the SEM (addition of the spectral bands of the EGM2008 model)

Combined and satellite-only GGMs generally have different spectral bands. In fact, satellite-only models contain the lower to medium frequency signal of the Earth's gravity field. For an optimal evaluation of GGMs, it would be judicious to bring all the models at the same level of spectral bands. The spectral enhancement method allows us to fill the satellite-only models with the EGM2008 spectral bands up to the maximum degree 2190.

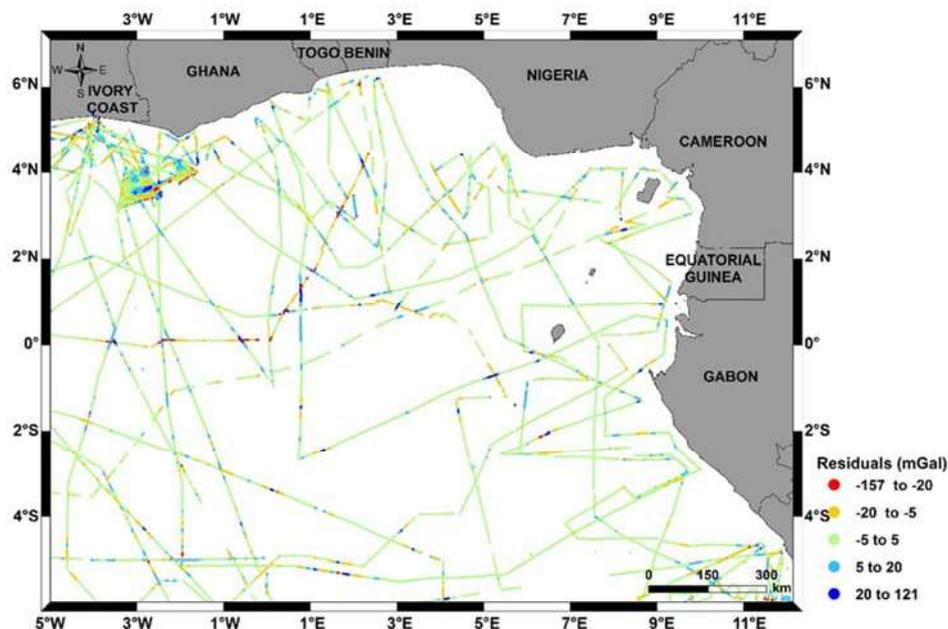
Table 4 presents the statistics of the differences between the GGMs and the shipborne gravity data after partial application of SEM (addition of the EGM2008 high frequencies). We note a good improvement in the accuracy of several models. Among the satellite-only models, DIR_R5 offers the best performance with an SD of 4.60 mGal and an RMS of 5.61 mGal. However, EGM2008, GECO and EINGEN-6C4 remain more efficient than the other models although their spectral content has been filled.

4.4. Evaluation of GGMs after full application of the SEM principle

Shipborne gravity data contain all possible spectral bands, from low frequencies to very high frequencies. In contrast, the most recent and high resolution GGMs are still subjected to omission error (absence of very high frequencies of Earth's gravity field). It would

Table 2 Statistics of shipborne gravity data before and after cross-validation. The residuals represent differences between actual and interpolated values (Unit: mGal)

Anomaly type	Number of data	Max	Min	Mean	SD
Before cross-validation	40613	161.02	-202.80	-16.96	25.74
Residuals before cross-validation	40613	120.97	-157.29	1.47	9.96
After cross-validation	38465	111.92	-86.80	-17.85	24.16
Residuals after cross-validation	38465	19.92	-19.87	0.69	6.28



3 Distribution of residual values before cross-validation of shipborne gravity data showing the biases over the study area

therefore be judicious to add RTM effects to the GGMs for a better evaluation with shipborne gravity data.

Figure 5 shows the distribution of RTM effects over the study area. The RTM effects on the Earth's gravity field have very high values ranging from -76.08 to 123.43 mGal. These values are greater in areas with highly variable topography/bathymetry (Cameroon Volcanic Line and its extension into the Gulf of Guinea). The RTM effects were therefore added to the different models to fill their spectral bands with very high frequencies.

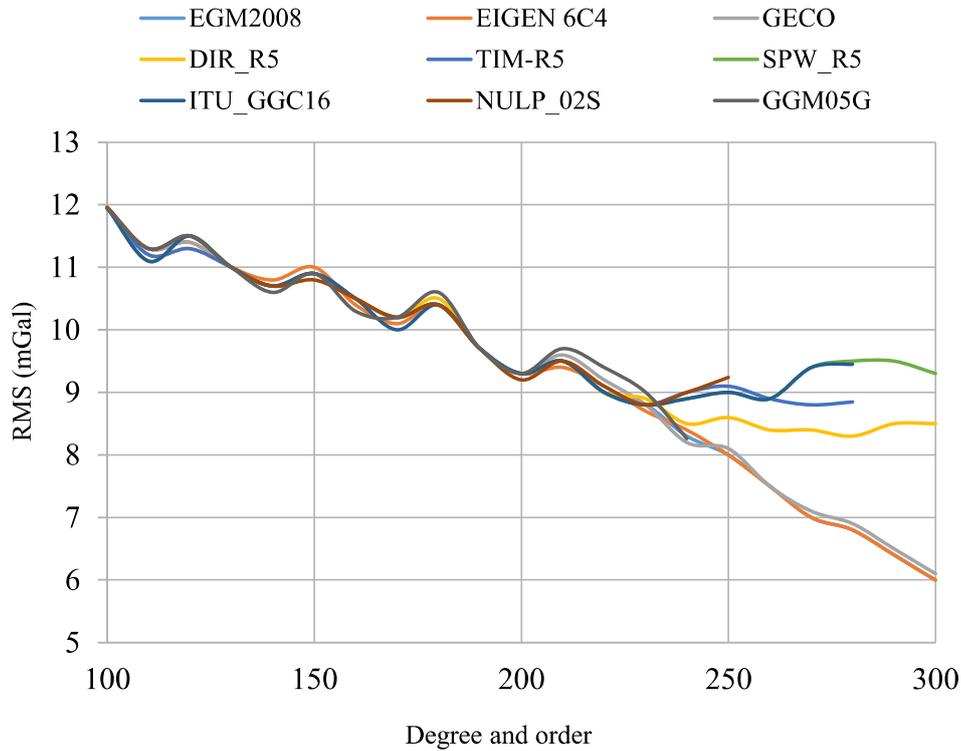
Table 5 presents the statistics of the differences between the GGMs and the shipborne gravity data after full application of SEM (i.e. after addition of high frequencies spectral bands of the EGM2008 model and RTM effects). We notice a small improvement in all GGMs. The EGM2008 model remains the best with an average of -0.89 mGal, an SD of 3.32 mGal and an RMS of 3.55 mGal. Among the satellite-only models, DIR_R5 offers the best performance with a mean of -2.74 mGal, an SD of 3.85 mGal and an RMS of 5.5 mGal. The slight improvement observed on each GGM after addition of RTM effects shows that EGM2008, GECO and EINGEN-6C4 models have some incomplete spectral bands

over the Gulf of Guinea region. A bathymetric/topographic model with a better resolution than SRTM15+ should be developed to be able to calculate RTM effects with a good accuracy. This would allow us to have a better representation of the very high frequencies which are not contained in GGMs.

Now we want to assess the accuracy of each model at long and medium wavelengths. The evolution of the RMS values of the differences between the GGMs and the shipborne gravity data as function of spherical harmonics d/o (after full application of SEM) is presented in Fig. 6. This figure shows the performance of each GGM compared to EGM2008 model + RTM effects. The goal here is to evaluate the behaviour of each model in lower and medium degrees. So, the RMS of EGM2008 + RTM has been fixed independently of d/o in order to make a better comparison with the other models. We notice that in the first d/o (from 100 to 170), almost all models offer better accuracy compared to shipborne gravity data except the EGM2008 model. This shows that the majority of GGMs which are constructed from GOCE satellite would offer a better performance in the long wavelengths, which would not be the case for the models resulting from the GRACE

Table 3 Statistics of differences between GGMs and shipborne gravity data before application of SEM; Unit [mGal]

Model	Degree	Min	Max	Mean	SD	RMS
EGM2008	2190	-54.63	85.23	-0.85	3.57	3.87
EIGEN-6C4	2190	-55.31	89.19	-1.23	3.87	4.17
GECO	2190	-59.5	90.12	-1.65	3.9	5.01
SGG-UGM-1	2159	-58.3	96.74	-2.01	4.02	6.12
GOCO05C	720	-66.82	100.75	-4.45	5.89	7.03
XGM2016	719	-65.6	105.43	-4.34	4.95	7.01
DIR_R5	300	-70.48	140.65	-6.37	6.07	8.51
TIM-R5	280	-69.47	119.65	-7.01	7.82	8.85
SPW_R5	330	-73.68	125.45	-6.65	8.05	8.95
ITU_GGC16	280	-78.32	100.43	-6.23	7.1	9.45
NULP_02S	250	-75.37	111.46	-7.75	7.84	9.24
GGM05G	240	-72.8	103.56	-7.83	7.36	9.26



4 RMS of differences between GGMs and shipborne gravity data as function of spherical harmonics d/o

satellite. For d/o ranging from 100 to 170, the GGM05G model shows RMS values between those of the EGM2008 model and the other models. This is due to the fact that the GGM05G model was developed by the GRACE and GOCE satellites in the low frequencies (Bettadpur et al. 2015). From d/o 170, the curves of the satellite-only models increase continuously while those of the combined models become stable. This shows that satellite-only GGMs perform well only at long and medium wavelengths. We note that from degree 170, the EGM2008 model offers the best accuracy followed by the EINGEN-6C4 and GECO models in this order.

Table 6 presents the statistical results of satellite-only GGMs at d/o 170, 200, 230 after application of SEM. In fact, satellite-only models have been enhanced like this: GGM ($n = 2-170, 200, 230$) + EGM2008 ($n = 171, 201, 231-2190$) + RTM effects. We note that the differences between the statistical parameters (SD and RMS)

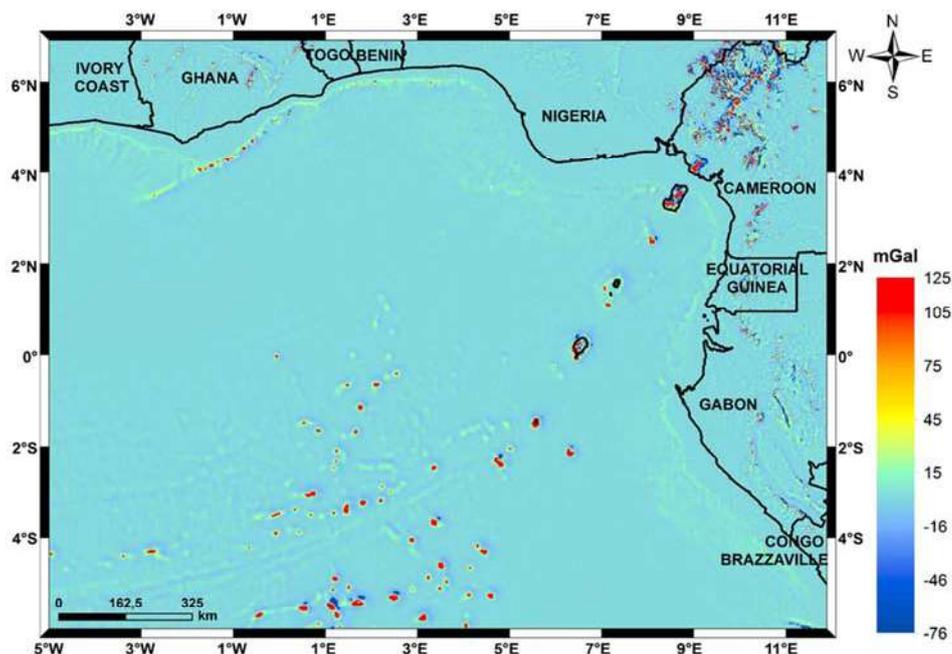
at each d/o are small (from 0.1 to 0.2 mGal). This shows that the satellite-only GGMs have almost the same performance at long and medium wavelengths. However, DIR_R5 offers better statistical parameters than the other satellite-only models. Abd-Elmotaal (2015) had rightly shown that in Africa, DIR_R5 model is the best representation of the Earth’s gravity field. This result can be extended over our study area (the Gulf of Guinea region).

5. Conclusion and outlook

In this work, the main objective was to evaluate some recent GGMs available over the Gulf of Guinea region using shipborne gravity anomalies. The gravity anomalies obtained by the spherical harmonics synthesis of combined and satellite-only GGMs up to their maximum d/o were compared to the shipborne

Table 4 Statistics of the differences between GGMs and shipborne gravity data after partial application of SEM (addition of the spectral bands of the EGM2008 model); Unit [mGal]

Model	Degree	Min	Max	Mean	SD	RMS
EGM2008	2190	-54.63	85.23	-0.85	3.57	3.87
EIGEN 6C4	2190	-55.31	89.19	-1.23	3.87	4.17
GECO	2190	-59.5	90.12	-1.65	3.9	5.01
SGG-UGM-1	2159	-58.3	96.74	-2.01	4.02	6.12
GOCO05C	720 + EGM2008 ²¹⁹⁰ ₇₂₁	-62.42	86.75	-3.45	4.87	5.55
XGM2016	719 + EGM2008 ²¹⁹⁰ ₇₂₀	-65.85	95.75	-2.98	4.68	5.76
DIR_R5	300 + EGM2008 ²¹⁹⁰ ₃₀₁	-66.01	91.25	-3.05	4.60	5.61
TIM-R5	280 + EGM2008 ²¹⁹⁰ ₂₈₂	-69.75	95.34	-4.21	4.85	5.75
SPW_R5	330 + EGM2008 ²¹⁹⁰ ₃₃₁	-69.55	99.18	-3.85	5.35	7.23
ITU_GGC16	280 + EGM2008 ²¹⁹⁰ ₂₈₁	-69.23	92.54	-3.65	4.64	5.87
NULP_02S	250 + EGM2008 ²¹⁹⁰ ₂₅₁	-66.45	95.34	-3.84	4.91	5.75
GGM05G	240 + EGM2008 ²¹⁹⁰ ₂₄₁	-62.78	93.45	-4.45	5.11	7.56



5 RTM effects on gravity anomalies. The regions most affected by the RTM effects are the Cameroon Volcanic Line and its extension into the Gulf of Guinea

Table 5 Statistics of the differences between the GGMs and shipborne gravity data after full application of the SEM principle (addition of the spectral bands of the EGM2008 model + the RTM effects); Unit [mGal]

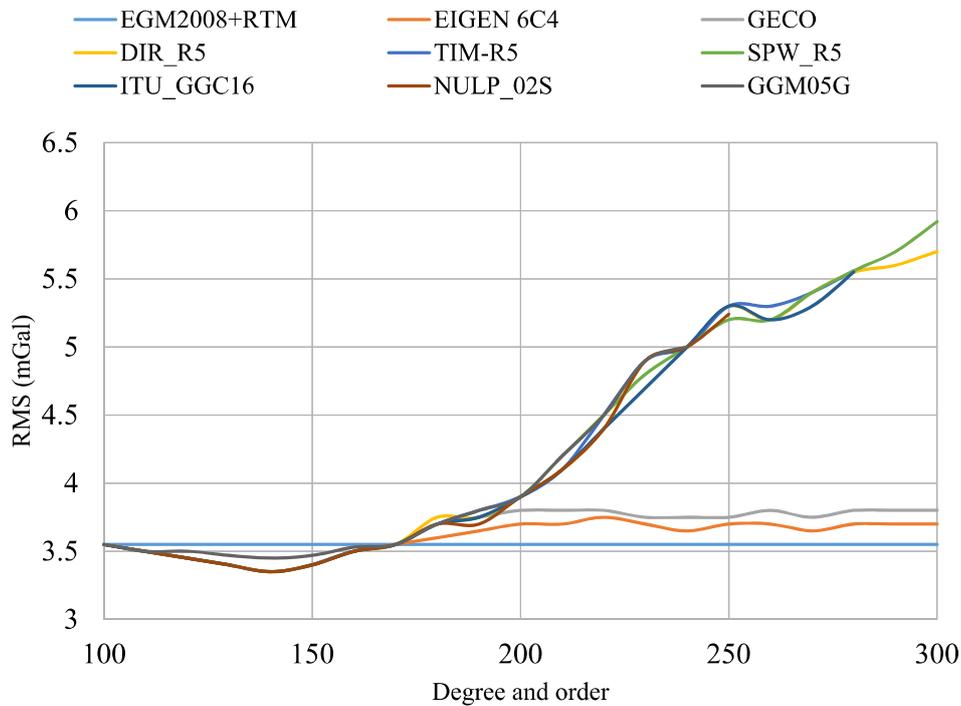
Model	Degree	Min	Max	Mean	SD	RMS
EGM2008	2190 + RTM	-32.54	43.6	-0.89	3.32	3.55
EIGEN 6C4	2190 + RTM	-36.11	41.15	0.45	3.45	3.7
GECO	2190 + RTM	-38.67	40.1	0.65	3.78	3.8
SGG-UGM-1	2159 + RTM	-39.25	56.25	-1.11	3.95	4.13
GOCO05C	720 + EGM2008 ₇₂₁ ²¹⁹⁰ + RTM	-51.22	50.7	-2.35	4.56	5.01
XGM2016	719 + EGM2008 ₇₂₀ ²¹⁹⁰ + RTM	-53.68	35.83	-2.67	4.23	5.34
DIR_R5	300 + EGM2008 ₃₀₁ ²¹⁹⁰ + RTM	-50.61	59.18	-2.74	3.85	5.5
TIM-R5	280 + EGM2008 ₂₈₂ ²¹⁹⁰ + RTM	-49.17	50.67	-3.91	4.32	5.56
SPW_R5	330 + EGM2008 ₃₃₁ ²¹⁹⁰ + RTM	-48.65	43.4	-2.95	4.65	5.92
ITU_GGC16	280 + EGM2008 ₂₈₁ ²¹⁹⁰ + RTM	-46.83	40.41	-3.25	4.1	5.55
NULP_02S	250 + EGM2008 ₂₅₁ ²¹⁹⁰ + RTM	-45.47	41.76	-3.3	4.46	5.24
GGM05G	240 + EGM2008 ₂₄₁ ²¹⁹⁰ + RTM	-42.45	43.66	-3.88	4.55	5.01

gravity data before and after application of SEM (high frequencies of the EGM2008 model + RTM effects). We have shown that combined GGMs generally offer better results than satellite-only GGMs. Before and after application of SEM, we noted that the EGM2008 model offers the best statistical results. Its evaluation with shipborne gravity data showed RMS values of 3.67 and 3.55 mGal respectively before and after application SEM. EGM2008 is followed by the EIGEN-6C4 and GECO models in this order. However, GECO and EIGEN-6C4 offer better performance than EGM2008 between 100 and 170 d/o. In fact, unlike EGM2008, the GECO and EIGEN-6C4 models also include the GOCE satellite data. So, GECO and EIGEN-6C4 models don't contain some outliers in their lower and medium degrees.

The evaluation of satellite-only models before and after application of SEM shows statistical results with small differences between the models. Nevertheless, the

DIR_R5 model shows the best performance over the Gulf of Guinea at long and medium wavelengths. Its comparison with shipborne gravity data after application of SEM gives us an RMS of 5.5 mGal. DIR_R5 can therefore be used in the calculation of a marine gravimetric geoid over the study area seeing that it shows a good performance in the low frequencies of the Earth's gravity field. It should be noted that DIR_R5 model is suggested to use with the UNB (Ellmann and Vaníček 2007) and the KTH method (Ågren et al. 2009, Goyal et al. 2021) of geoid computation but it cannot replace the high-resolution combined models utilised in the Curtin University's approach (Featherstone et al. 2018, Goyal et al. 2021).

The results of this work prove that among the tested GGMs, those developed by the GOCE satellite mission have a good representation of the Earth's gravity field at low frequencies. In addition, the EGM2008 model represents the gravity field over the study area with good



6 RMS of the differences between the GGMs and the marine gravity data as a function of the d/o spherical harmonics (after full application of the SEM principle)

Table 6 Statistics of differences between satellite-only GGMs and shipborne gravity anomalies at d/o 170, 200 and 230

d/o	170			200			230		
	Mean	SD	RMS	Mean	SD	RMS	Mean	SD	RMS
DIR_R5	-1.1	3.42	3.55	-1.5	3.50	3.7	-2.2	4.12	4.7
TIM-R5	-1.9	3.42	3.56	-2.98	3.53	3.8	-3.25	4.3	4.9
SPW_R5	-1.1	3.41	3.55	-1.6	3.50	3.8	-2.41	4.11	4.8
ITU_GGC16	-1.2	3.43	3.56	-1.7	3.60	3.9	-2.2	4.12	4.7
NULP_02S	-2.5	3.41	3.56	-2.5	3.63	3.9	-2.56	4.11	4.9
GGM05G	-2.89	3.41	3.56	-2.88	3.64	3.8	-3.21	4.13	4.9

accuracy compared to shipborne gravity data. For futures studies, it would be good to densify the shipborne gravity data available the study area with other sources of gravity data to perform a more optimal assessment of GGMs. The EGM2008 model could be used to make tectonic and geodynamic studies on the extension of the Cameroon Volcanic Line in the Gulf of Guinea.

Acknowledgements

The authors thank the Bureau Gravimetric International (BGI) for providing shipborne gravity data over the study area. We also thank Professor René Forsberg who kindly give us the GRAVSOFTE package which allowed us to calculate the RTM effects in this work. The International Center for Global Gravity Field Models (ICGEM) is appreciated for making global gravity models available free of charge on its web page. We also want to thank the editor and reviewers for their comments on the manuscript. We are also grateful to the geodesy laboratory researchers of the National Institute of Cartography for their different comments and reviews which have helped to improve this work.

Notes on contributors

Kamto Paul Gautier is actually a PhD Student at the University of Yaounde in Cameroon. He is also a research officer at the National Institute of Cartography (Ministry of Scientific Research and Innovation) where he is member of the Laboratory of Research in Geodesy. He is author of the scientific paper *Refinement of Bouguer anomalies derived from the EGM2008 model, impact on gravimetric signatures in mountainous region: Case of Cameroon Volcanic Line, Central Africa. Earth and Planetary Physics*, 4(6), 639–650. He is writing a PhD thesis on Evaluation of global gravity field models over the Gulf of Guinea, Geodynamics and structural insights from the analysis of geoid anomalies. *Skills and expertise*: satellite geodesy, geophysical prospecting and physical geodesy.

Yap Louidi is a research officer at the National Institute of Cartography (Ministry of Scientific Research and Innovation) where he is member of the Laboratory of Research in Geodesy. He wrote a PhD thesis at the University of Yaounde on the determination of a precise high resolution gravimetric geoid (CGM18) and its implications for the geophysical investigation of crustal and

lithospheric structures over Cameroon. He is author of several scientific papers like: *Vertical accuracy evaluation of freely available latest high-resolution (30 m) global digital elevation models over Cameroon (Central Africa) with GPS/leveling ground control points. International Journal of Digital Earth, 12(5), 500–524. Evidence for the Upwelling of Mafic Bodies into the Upper Crust beneath the N40–50° E Branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone from Gravity Studies. Open Journal of Geology, 8(3), 278–297. Skills and expertise: digital terrain analysis, satellite geodesy, geophysical prospecting, physical geodesy and least-square analysis.*

Zanga Amougou Alain is Senior Lecturer at the Ministry of Higher Education, Cameroon. He is also member of the Department of Physics, Faculty of Science, University of Douala. He has successfully defended his PhD thesis at the University of Douala on Gravimetric investigation of deep and superficial structures of the Batouri-Berbérati area (East Cameroon/West Central African Republic). He is author the scientific paper *2.5 D Modeling of Crustal Structures along the Eastern Cameroon and Western Central African Republic Derived from Finite Element and Spectral Analysis Methods. Geophysica, 49. Skills and expertise: structural geophysics; gravity, magnetic and seismology, geophysical modelling and prospecting and spectral analysis.*

Kandé Houetchak Ludovic is Senior Research Officer at the National Institute of Cartography (Ministry of Scientific Research and Innovation) where he is member of the Laboratory of Research in Geodesy. He has successfully defended his PhD thesis at the University of Yaounde on Geoelectric Structure of the Crust along the Mbere Trough (South Adamawa) from Audio-Magnetotelluric Data. He is author of several scientific papers like: *Reference Ellipsoid Parameters of Cameroon from GPS Data. International Journal of Geosciences, 7(8), 1049–1056; Geoelectric Structure of the Crust along the Mbere Trough (South Adamawa) from Audio-Magnetotelluric Data. International Journal of Geosciences, 2013. Skills and expertise: digital terrain analysis, satellite geodesy, geophysical prospecting, physical geodesy and gravity modelling.*

Nguiya Séverin is Associate Professor at the Ministry of Higher Education, Cameroon. He is also the head of the Department of Physics, National Higher Polytechnic School Douala. He has successfully defended his PhD thesis at the University of Yaounde on Geophysical survey of the Lom volcano-sedimentary basin (East Cameroon): structural implications. He is author of several scientific papers like: *Crustal structure beneath the Mount Cameroon region derived from recent gravity measurements. Comptes Rendus Geoscience, 351(6), 430–440; 3D Mafic Topography of the Transition Zone between the North-Western Boundary of the Congo Craton and the Kribi-Campo Sedimentary Basin from Gravity Inversion. International Journal of Geophysics, 2019. Skills and expertise: structural geophysics; gravity, magnetic and seismology and geophysical modelling and prospecting.*

Kamguia Joseph is Chief Research Officer at the National Institute of Cartography (Ministry of Scientific Research and Innovation) where he is member of the Laboratory of Research in Geodesy. In 2005, he has successfully

defended his PhD thesis at the University of Yaounde on the computation of the local geoid model of Cameroon: CGM05, Geophysical signature of geological units inferred from the analysis of geoid maps in Cameroon and its surroundings. He is author of several scientific papers like: *The Local Geoid Model of Cameroon: CGM05. Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research, 4(2); Accurate Gravity Anomaly Interpolation: A Case-Study In Cameroon, Central Africa. Earth Sciences Research Journal, 11(2), 115–123; Geophysical signature of geological units inferred from the analysis of geoid maps in Cameroon and its surroundings. Journal of African Earth Sciences, 52(1–2), 1–8. Skills and expertise: digital terrain analysis, satellite geodesy, geophysical prospecting, physical geodesy and gravity modelling.*

References

- Abd-Elmotaal, H.A., 2015. Validation of GOCE models in Africa. *Newton's bulletin*, 5, 149–162. Available from: http://www.isgeoid.polimi.it/Newton/Newton_5/11_Hussein_149_162.pdf.
- Adam, D., 2002. Gravity measurement: amazing GRACE. *Nature*, 416, 10–11. Available from: <https://doi.org/10.1038/416010a>.
- Ågren, J., Sjöberg, L.E., and Kiamehr, R., 2009. The new gravimetric quasigeoid model KTH08 over Sweden. *Journal of applied geodesy*, 3(3), 143–153.
- Akyilmaz, O., et al., 2016. High resolution gravity field determination and monitoring of regional mass variations using low-earth orbitsatellites. Potsdam: ICGEM, GFZ Data Services, Final Report Project 113Y155, 86 pp.
- Alexander, N.M., Dmitriy, A.M., and Alexander, N.L., 2016. Gravity field models derived from the second-degree radial derivatives of the GOCE mission: a case study. *Annals of geophysics*, 59(6). Available from: <https://doi.org/10.4401/ag-7049>.
- Amante, C. and Eakins, B.W., 2008. *ETOPO1 1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis*. Boulder, CO: National Geophysical Data Center, NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce.
- Arlot, S. and Celisse, A., 2010. A survey of cross-validation procedures for model selection. *Statistics surveys*, 4, 40–79.
- Barthelmes, F. and Köhler, W., 2016. International Centre for Global Earth Models (ICGEM). In: H. Drewes, F. Kuglitsch, and J. Adam, et al., eds. *The Geodesists Handbook 2016, Journal of Geodesy*, 90(10), 907–1205. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0948-z>
- Behabian, B., Hossainali, M.M., and Malekzadeh, A., 2018. Simultaneous estimation of cross-validation errors in least squares collocation applied for statistical testing and evaluation of the noise variance components. *Journal of geodesy*, 92, 1329–1350. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00190-018-1122-9>.
- Bettadpur, S., et al., 2015. *Evaluation of the GGM05 mean earth gravity models. Geophysical research abstracts*. Vienna: European Geosciences Union General Assembly 2015, EGU2015-4153.
- Brockmann, J.M., et al., 2014. EGM_TIM_RL05: an independent geoid with centimeter accuracy purely based on the GOCE mission. *Geophysical research letters*, 41, 8089–8099. Available from: <https://doi.org/10.1002/2014GL061904>.
- Browne, J.D. and Fairhead, J.D., 1983. Gravity study of the Central African rift system: a model of continental disruption, 1, the Ngaoundere and Abu Gabra Rifts. *Tectonophysics*, 94, 187–203.
- Bruinsma, S.L., et al., 2013. The new ESA satellite-only gravity field model via the direct approach. *Geophysical research letters*, 40, 1944–8007. <https://doi.org/10.1002/grl.50716>.
- Bureau Gravimétrique International, 2018. *Marine gravity data*. Available from: <http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Gravity-Databases/Marine-Gravity-data>.
- Burke, K., Dessauvagie, T.F.J., and Whiteman, A.J., 1971. The opening of the Gulf of Guinea and the geological history of the Benue trough and Niger delta. *Nature physical science*, 233, 51–55.
- Denker, H. and Roland, M., 2005. Compilation and evaluation of a consistent marine gravity data set surrounding Europe. In: F. Sansò, ed. *In: A window on the future of geodesy*. International Association of Geodesy Symposia. vol. 128. Berlin: Springer, 248–253.

- Drinkwater, M.R., et al., 2003. GOCE: ESA's first Earth explorer core mission. In: G. Beutler et al., eds. *Earth gravity field from space – from sensors to earth sciences: proceedings of an ISSI workshop*. Berlin: Springer, 419–432. Available from: https://doi.org/10.1007/978-94-017-1333-7_36 [Accessed 11–15 March 2002].
- Ellmann, A. and Vaníček, P., 2007. UNB application of Stokes–Helmert's approach to geoid computation. *Journal of geodynamics*, 43 (2), 200–213.
- Featherstone, W.E., et al., 2018. The first Australian gravimetric quasi-geoid model with location-specific uncertainty estimates. *Journal of geodesy*, 92 (2), 149–168.
- Featherstone, W. and Sproule, D., 2006. Fitting AUSGeoid98 to the Australian height datum using GPS data and least squares collocation. Application of a cross-validation technique. *Survey review*, 38 (301), 573–582.
- Fecher, T., Pail, R., and Gruber, T., 2016. *The combined gravity field model GOCO05 c. EGU general assembly conference abstracts*, 18, 7696. Vienna: EGU. Available from: <http://adsabs.harvard.edu/abs/2016EGUGA..18.7696F>.
- Forsberg, R., 1984. *A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modelling*. Columbus, OH: Ohio State Univ Columbus Dept of Geodetic Science and Surveying.
- Forsberg, R. and Tscherning, C.C., 2008. *An overview manual for the GRAVSOFIT geodetic gravity field modelling programs. DRAFT 1 ed.* Copenhagen: Contract report for JUPEM.
- Förste, C., et al., 2014. *EIGEN-6C4 the latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse*. Presented at the 5th GOCE User Workshop.
- Gatti, A. and Reguzzoni, M., 2017. *GOCE gravity field model by means of the space-wise approach (release R5)*. GFZ Data Services. Available from: <https://doi.org/10.5880/icgem.2017.005>.
- Gilardoni, M., Reguzzoni, M., and Sampietro, D., 2016. GECCO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 60, 228–247. Available from: <https://doi.org/10.1007/s11200-015-1114-4>.
- Goyal, R., et al., 2021. Empirical comparison between stochastic and deterministic modifiers over the French Auvergne geoid computation test-bed. *Survey review*, 53, 1–13.
- Goyal, R., Dikshit, O., and Balasubramania, N., 2018. Evaluation of global geopotential models: a case study for India. *Survey review*, 51, 402–412. Available from: <https://doi.org/10.1080/00396265.2018.1468537>.
- Gruber, T., et al., 2011. Validation of GOCE gravity field models by means of orbit residuals and geoid comparisons. *Journal of geodesy*, 85, 845–860. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0486-7>.
- Hirt, C., 2010. Prediction of vertical deflections from high-degree spherical harmonic synthesis and residual terrain model data. *Journal of geodesy*, 84, 179–190.
- Hirt, C., Gruber, T., and Featherstone, W.E., 2011. Evaluation of the first GOCE static gravity field models using terrestrial gravity, vertical deflections and EGM2008 quasigeoid heights. *Journal of geodesy*, 85, 723–740.
- Hofmann-Wellenhof, B., and Moritz, H., 2005. *Physical geodesy*. Vienna: Springer. Available from: <https://doi.org/10.1007/b139113>.
- Ince, E.S., et al., 2019. ICGEM – 15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services, and future plans. *Earth system science data*, 11, 647–674.
- Kamguia, J., et al., 2007. The local geoid model of Cameroon, CGM05. *Nordic journal of surveying and real estate research*, 4 (2), 7–23.
- Kamguia, J., Tadjou, J.M., and Ngouanet, C., 2015. The Mount Cameroon height determined from ground gravity data, global navigation satellite system observations and global geopotential models. *Ghana journal of science*, 55, 37–49.
- Kumar, U., Narayan, S., and Pal, S.K., 2020. Structural and tectonic interpretation of EGM2008 gravity data around the Laccadive ridge in the Western Indian Ocean: an implication to continental crust. *Geocarto international*, 35, 1–20.
- Liang, W. and Reißland, S., 2018. *SGG-UGM-1: the high resolution gravity field model based on the EGM2008 derived gravity anomalies and the SGG and SST data of GOCE satellite*. Available from: <https://doi.org/10.5880/icgem.2018.001>.
- Matheron, G., 1963. Principles of geostatistics. *Economic geology*, 58 (8), 1246–1266.
- Ngatchou, H.E., et al., 2014. Crustal structure beneath Cameroon from EGM2008. *Geodesy and geodynamics*, 5 (1), 1–10.
- Pail, R., et al., 2016. *The experimental gravity field model XGM2016*. Presentation at international symposium on gravity, geoid and height system, 2016 Thessaloniki, Greece.
- Pavlis, N.K., et al., 2012. The development and evaluation of the Earth gravitational model 2008 (EGM2008). *Journal of geophysical research: solid earth*, 117 (B4). Available from: <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>.
- Pavlis, N.K., Factor, J.K., and Holmes, S.A., 2007. Terrain-related gravimetric quantities computed for the next EGM. In: *Proceedings of the 1st international symposium of the international gravity field service (IGFS)*, Istanbul, 318–323.
- Rapp, R.H., 1998. Past and future developments in geopotential modeling. In: R. Forsberg, M. Feissel, and R. Dietrich, eds. *Geodesy on the move*. International Association of Geodesy Symposia. vol. 119. Berlin: Springer, 58–78. Available from: https://doi.org/10.1007/978-3-642-72245-5_9.
- Reigber, C., Luhr, H., and Schwintzer, P., 1999. The CHAMP geopotential mission. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 40, 285–289. Available from: http://www3.ogs.trieste.it/bgta/pdf/bgta40.3.4_REIGBER1.pdf.
- Sampietro, D., et al., 2017. Space-wise approach for airborne gravity data modelling. *Journal of geodesy*, 91, 535–545. Available from: <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0981-y>.
- Steffen, R., Steffen, H., and Jentzsch, G., 2011. A three-dimensional Moho depth model for the Tien Shan from EGM2008 gravity data. *Tectonics*, 30 (5). Available from: <https://doi.org/10.1029/2011TC002886>.
- Tscherning, C.C., 1991. A strategy for gross-error detection in satellite altimeter data applied in the Baltic-sea area for enhanced geoid and gravity determination. In: R.H. Rapp, and F. Sansò, eds. *Determination of the geoid*. International Association of Geodesy Symposia, vol 106. New York, NY: Springer, 95–107. Available from: https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3104-2_12.
- USGS, 2017. *Shuttle radar topography mission*. Available from: <https://earthexplorer.usgs.gov>.
- Vapnik, V. and Chapelle, O., 2000. Bounds on error expectation for support vector machines. *Neural computation*, 12 (9), 2013–2036.
- Zaki, A., et al., 2018. Comparison of satellite altimetric gravity and global geopotential models with shipborne gravity in the Red Sea. *Marine geodesy*. Available from: <https://doi.org/10.1080/01490419.2017.1414088>.
- Zhang, X.F., et al., 2012. The methods and accuracy analysis of GPS height transformation based on EGM2008 earth gravity field model. *Progress in geophysics*, 27 (1), 38–44.



Refinement of Bouguer anomalies derived from the EGM2008 model, impact on gravimetric signatures in mountainous region: Case of Cameroon Volcanic Line, Central Africa

Paul Gautier Kamto^{1,2*}, Cyrille Mezoue Adiang^{3,4}, Severin Nguiya^{2,3}, Joseph Kamguia^{1,2}, and Loudi Yap^{1,2}

¹Geodesy Research Laboratory, National Institute of Cartography (NIC), Yaounde, Cameroon;

²Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaounde I, Cameroon;

³Laboratory E3M, Faculty of Industrial Engineering, University of Douala, Cameroon;

⁴Department of Physics, Faculty of Science, University of Douala, Cameroon

Key Points:

- RTM values on the study area are ranging from -53.59 to 34.79 mGal
- The impact of the omission error is more felt on the shallow part of the crust including the Cameroon Volcanic Line and around Takamanda, Essu, Dumbo, and Ngambe localities
- A high resolution DTM must be used to decrease the omission error while preparing a global geopotential model

Citation: Kamto, P. G., Adiang, C. M., Nguiya, S., Kamguia, J. and Yap, L. (2020). Refinement of Bouguer anomalies derived from the EGM2008 model, impact on gravimetric signatures in mountainous region: Case of Cameroon Volcanic Line, Central Africa. *Earth Planet. Phys.*, 4(6), 639–650. <http://doi.org/10.26464/epp2020065>

Abstract: Global geopotential models have not included the very high frequencies of the Earth's external gravity field. This is called omission error. This omission error becomes more important in mountainous areas (areas with highly variable topography). The work reported here consists in reducing the omission error in measurements of Bouguer gravity anomalies, by refining the global geopotential model EGM2008 using the spectral enhancement method. This method consists in computing the residual terrain effects and then coupling them to the gravimetric signal of the global geopotential model. To compute the residual terrain effects, we used the Residual Terrain Model (RTM) technique. To refine it required a reference surface (ETOPO1) developed up to degree 2190 (the maximum degree of the EGM2008 model) and a detailed elevation model (AW3D30). Computation was performed with the TC program of the GRAVSOFTE package. The topography of the study area was assumed to have a constant density of 2670 kg/m^3 . For the inner and outer zones, the respective integration radii of 10 km and 200 km have been chosen. We obtained very important RTM values ranging from -53.59 to 34.79 mGal. These values were added to the gravity anomalies grid of the EGM2008 model to improve accuracy at high frequencies. On a part of the Cameroon Volcanic Line and its surroundings (mountainous area), we made a comparison between the residual Bouguer anomalies before and after refinement. We report differences ranging from -37.40 to 26.40 mGal. We conclude that the impact of omission error on gravimetric signatures is observed especially in areas with high variable topography, such as on the Cameroon Volcanic Line and around the localities of Takamanda, Essu, Dumbo, and Ngambe. This finding illustrates the great influence that topography has on accurate measurement of these gravity anomalies, and thus why topography must be taken into account. We can conclude that in preparing a global geopotential model, a high resolution DTM must be used to decrease the omission error: the degree of expansion has to increase in order to take the higher frequencies into account. The refined Bouguer anomalies grid presented here can be used in addition to terrestrial gravity anomalies in the study area, especially in mountainous areas where gravimetric data are very sparse or non-existent.

Keywords: residual Terrain Model; EGM2008; Omission error; refined Bouguer anomalies; mountainous area

1. Introduction

The EGM2008 model is a representation of the external gravity field of the Earth. This high-resolution Global Geopotential Model

(GGM) was published in 2008 by the United States National Geospatial-Intelligence Agency (Pavlis et al., 2008; <http://earthinfo.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/index.html>). It contains spherical harmonics coefficients up to degree and order 2160 with some additional coefficients up to 2190. This corresponds to a spatial resolution of 5 arc-minutes (9 km at the equator) depending on the latitude. Nowadays, GGMs serve as good alternatives to create a synthesis of the Earth's gravity field, espe-

Correspondence to: P. G. Kamto, gautier1994@yahoo.fr

Received 04 MAY 2020; Accepted 21 JUL 2020.

Accepted article online 21 SEP 2020.

©2020 by Earth and Planetary Physics.

cially in areas with no terrestrial gravimetric data or for which the data provide insufficient coverage, an observation made by [Abd-Elmotaal et al. \(2018\)](#). Geodetic and geophysical studies of Cameroon have increasingly used terrestrial gravity field parameters calculated from the EGM2008 model ([Ngatchou et al., 2014](#); [Lordon et al., 2017, 2018](#); [Kuisseu et al., 2018](#); [Shandini et al., 2018](#)).

However, gravimetric (free-air and Bouguer) anomalies derived from this global geopotential model are subject to signal omission error ([Gruber, 2009](#)). The omission error includes especially the short wavelengths of the Earth's gravity field that are not represented in the GGMs ([Torge, 2001](#)). Characteristics of the real gravity field that are at a smaller scale than those captured by standard geopotential models are thus omitted. The long wavelengths contribution of the Earth's gravity field signal is evaluated with GGMs while the short wavelengths are calculated using digital terrain models. The omission error increases in mountainous or rough areas ([Jekeli et al., 2009](#)). This is because terrestrial topography is the main source of high frequencies in the Earth's gravimetric signal ([Forsberg, 1984](#)). It is therefore better to use a digital terrain model of high resolution in order to have a gravimetric signal of good accuracy over a study area, especially when the area includes complex topography. [Apeh et al. \(2019\)](#) evaluated considerable omission errors on some high-resolution global geopotential models in a state of Nigeria. They obtained significant error values, ranging from -24.6 to 37.5 mGal. They concluded that refined Bouguer gravity anomalies (gravity anomalies to which the residual terrain effects have been added) derived from GGMs are more accurate than unrefined Bouguer gravimetric anomalies derived from GGMs. In fact, the refinement percentage for the RMS difference of the computed and refined Bouguer anomalies (respect to terrestrial Bouguer anomalies) ranges from 7.8% to 44.7%. The importance of residual terrain correction have been highlighted also by other investigators ([Tong LT et al., 2007](#); [Wang JH and Geng Y, 2015](#); [Sampietro et al., 2007](#); [Huang, 2012](#); [Leaman, 1998](#)).

On the other hand, the terrestrial gravimetric data available on the study area are very sparse and have a poor distribution. A densification of these gravimetric data is necessary for a better exploitation. Unfortunately, gravity measurements are quite expensive and take a long time, especially in areas with rough topography. It is therefore very difficult to build a sufficiently dense gravity network for good applications in geophysics and geodesy. Improving the accuracy of the gravimetric signal from the global geopotential model EGM2008 is a very good alternative.

The main objective of this work is to refine and quantify topography effects on Bouguer gravity anomalies derived from the EGM2008 model. The frequency gap that exists between GGMs and the Earth's actual gravity field can be partially resolved by applying the Spectral Enhancement Method (SEM) ([Hirt et al., 2011](#)). In this method, the residual terrain method ([Forsberg and Tscherning, 1981](#); [Forsberg, 1984, 1985](#)) is applied to highlight the high frequencies of the gravimetric signal (residual terrain effects). A high resolution Digital Terrain Model (DTM) representing surface topography is used for this purpose. To compute the residual topographic effects, we use two available data sources: The ALOS

World-3D digital terrain model 30 m ([Tadono et al., 2016](#); [Takaku et al., 2016](#)) and the spherical harmonic model ETOPO1 ([Drewes et al., 2016](#)), which represents the long wavelengths of the Earth's topography. Then we combine these residual field effects to refine the Bouguer anomalies grid derived from the EGM2008 model. Finally, we evaluate the impact of the omission error on gravimetric signatures in mountainous areas.

2. Study Area and Major Geological Structures

Our study area (target area) is located between 8° to 17° East longitude and 1° to 14° North latitude. It completely covers Cameroon in Central Africa ([Figure 1](#)). The target area includes seven countries surrounding Cameroon, including: Niger, Nigeria, Chad, Central African Republic, Congo, Gabon, and Equatorial Guinea. The marine part of this study area is the Gulf of Guinea located in the Atlantic Ocean.

The main structural units of Cameroon are: The Cameroon Volcanic Line (CVL), the Adamawa Plateau, the Central African Shear Zone (CASZ), the northern edge of the Congo Craton, and the Benue trough with associated sedimentary basins ([Figure 2](#)). Several volcanic zones and major faults are also represented. The Cameroon Volcanic Line is an alignment of continental and oceanic volcanic centers in an approximate direction of $N30^\circ E$. This major tectonic structure of West Africa goes from the Pagalu Island in the Atlantic Ocean to Lake Chad and extends up to 1600 km long ([Gèze, 1941](#)). In this work, we consider only the continental

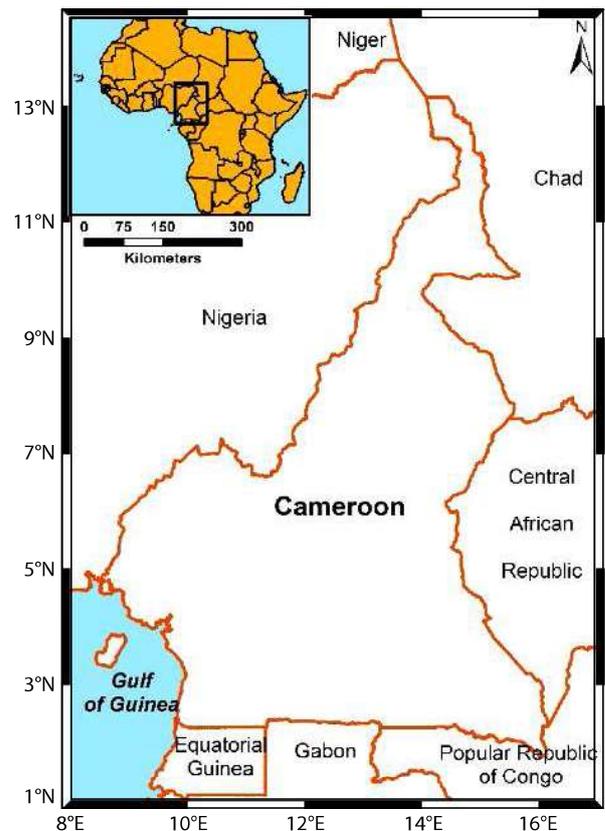


Figure 1. Map of the target area in Central Africa. This map presents Cameroon surrounded by seven countries. The marine part of this area is located in the Atlantic Ocean.

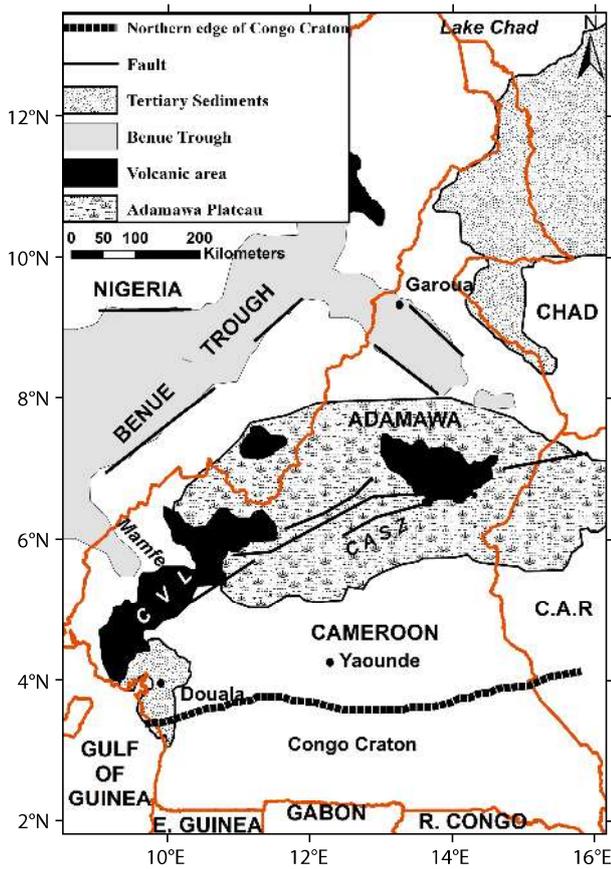


Figure 2. Simplified geological map of the study area. The major structural units are: the Cameroon Volcanic Line (CVL), the Adamawa Plateau; the Central African Shear Zone (CASZ); the Northern edge of the Congo Craton, the Benue Trough.

part, which includes a series of high volcanic reliefs: Mount Oku (3011 m), Mount Bamiboutos (2670 m), Mount Manengouba (2420 m), and Mount Cameroon (4095 m). The Adamawa Plateau is a large uplift basement block dating from Cretaceous (Nnange et al., 2001). It is located in the northeastern part of Cameroon (Figure 2). Organized in tiers from 900 to 1500 meters above sea level, the Adamawa plateau steeply dominates the Benue Trough but gradually goes down to the south towards the South Cameroon Plateau. The Benue trough is a large basin of about 100 km wide. Its major axis is approximately NE-SW from the Niger Delta basin to Lake Chad. It contains mainly sediments of marine sandstone. A sedimentary part of this trough is found in the North and consists of a series of small synclines (Maurin and Guiraud, 1990). The boundary between the Pan-African Belt and the Congo Craton crosses the Cameroon southern part and progresses toward the north of Central African Republic (Boukeke, 1994; Mbom-Abane, 1997). The Congo Craton (south of the boundary) is thrust under the Panafrican block in the north, along an intracrustal discontinuity. The Central African Shear Zone is a major tectonic structure extending from Dafour (Sudan) to the Adamawa Plateau (Dorbath et al., 1986). In the Adamawa region, the CASZ extends in the south-west direction and constitutes the Fouban Shear Zone (ZCF).

3. Data and Methods

3.1 Elevation Data

Elevation data cover a larger area (5° to 20° East longitude and 0° to 15° North latitude) to take into account the effects of sufficient topographic masses around the computation point. They must have a high accuracy and a good resolution to be as close as possible to the Earth's topography. These elevation models are provided by the ALOS World-3D Digital Terrain Model 30 m (Tadono et al., 2016; Takaku et al., 2016). Yap et al. (2019) have made a recent study on the vertical accuracy of some high resolution digital terrain models (30 m) available in Cameroon. Their statistical analyses of the digital terrain models relative to ground control points revealed that the AW3D30 DTM (with a mean of -0.10 m and a STD of 13.07 m) gave the best representation of the Earth's surface topography of Cameroon and its surroundings. In addition, it can be seen that the altitudes of the Earth's surface topography in this model vary up to a maximum of 4030 m. This altitude is very close to the height of Mount Cameroon (4037 m) evaluated by Kamguia et al. (2015) and which happens to be the highest mountain peak in Central Africa. It is therefore wise to use the AW3D30 Digital Terrain Model because of its good accuracy and high resolution in our study area. On Figure 3, we note that the Earth's surface topography of Cameroon is highly variable. It is quite complex and rough in some areas including those around the Cameroon Volcanic Line and on the Adamawa plateau.

3.2 Gravity Data (EGM 2008)

The gravity data used in this work are derived from the global geopotential model EGM2008 (Pavlis et al., 2008). This model is an improved version of the Earth Gravitational Model EGM96, developed by the National Geospatial-Intelligence Agency (NGA). It includes surface gravimetric measurements (terrestrial, marine, and airborne), satellite altimetry, and satellite gravimetric measurements (GRACE mission). The EGM2008 model is a spherical har-

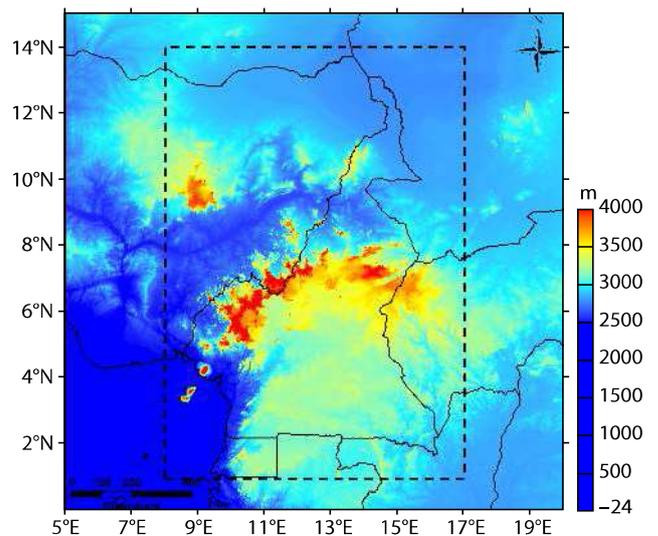


Figure 3. Target area and elevation from the digital terrain model ALOS World 3D-30 m. The dashed line surrounds the target area. The highest elevations are founded on the Cameroon Volcanic Line, the Adamawa Plateau, and in Nigeria (northwest part of the target area).

monic expansion of the external gravimetric field of the Earth up to the degree and order 2159, with some additional spherical harmonics coefficients extending to degree 2190 and order 2159 (Pavlis et al., 2012).

The spherical harmonic coefficients of the EGM2008 model are used to calculate free air anomalies. The WGS 84 Geodetic Reference System (GRS) was used to define the geometry and the normal gravitational potential of the reference ellipsoid. The computed values refer to the surface of this reference ellipsoid. The Bouguer anomalies of the EGM2008 model are obtained after applying the topographic correction computed from the ETOPO1 topographic model (Amante and Eakins, 2008). These topographic corrections are evaluated using a spherical harmonic approach to improve the accuracy of results on a global scale (Balmino et al., 2012). Bouguer corrections have been computed using a density of 2670 kg/m³. The Bouguer anomaly map derived from the EGM2008 model is available in our study area and it is presented in Figure 4 as a 10 mGal contour map.

3.3 Spherical Harmonic Reference Surface

To achieve the objectives of this study, it was necessary to incorporate a smoother reference surface. This surface represents long wavelengths of the real topography and must be subtracted from

the precise digital terrain model. According to Forsberg (1984), the reference surface can be obtained by either of two approaches: (a) by transforming the detailed digital terrain model into a coarse DTM, or (b) by using a spherical harmonic expansion of the terrestrial topography up to a certain order. We have chosen the second approach. Hirt (2010) has shown that in order to solve the omission error problem generally contained in global geopotential models, the spherical harmonic reference surfaces are better, compared to the averaged surfaces. The ETOPO1 spherical harmonic model of the Earth's topography is chosen as the reference surface. It is publicly available on the website of the International Center for Global Earth Models (ICGEM) (Drewes et al., 2016). The orthometric heights of this reference area were calculated up to 2190 through the ICGEM calculation service (Barthelmes, 2013).

$$H(\lambda, \varphi) = R \sum_{l=0}^{l_{max}} \sum_{m=0}^l P_{lm}(\sin\varphi) (C_{lm}^{topo} \cos m\lambda + S_{lm}^{topo} \sin m\lambda), \quad (1)$$

where: $H(\lambda, \varphi)$ is topographic height of reference surface from mean sea level, R is reference radius, C_{lm}^{topo} and S_{lm}^{topo} are spherical harmonic expansion coefficients, $P_{lm}(\sin\varphi)$ is Legendre function of degree l and order m .

3.4 Spectral Enhancement Method

The spectral enhancement method (Hirt et al., 2011) consists in reducing the frequency gap between the global geopotential models and the external gravity field of the Earth. In this work, we have to combine the gravimetric spectrum of the EGM2008 model taken up to its maximum degree with the components of higher frequencies. These components are actually the terrain effects of the so-called residual terrain model (RTM) (Forsberg, 1984). This method has been successfully applied by many authors (Forsberg, 1985; Hirt et al., 2010; Sampietro et al., 2017; Zaki et al., 2018) to improve the performance of GGM on areas with a very rough topography.

The effects of the Residual Terrain Model (RTM) correspond to the topographic effects with respect to a reference surface. These effects can be likened to a Bouguer plate taken between the real topographic surface and the reference surface from which classical terrain corrections are subtracted (Forsberg, 1984):

$$\Delta g_{RTM} \approx 2\pi G\rho(H - H_{ref}) - C, \quad (2)$$

H and H_{ref} are respectively the orthometric heights of the points of the real topography and the reference surface. G is the gravitational constant and ρ is the density of topographic masses. C corresponds to the classical terrain correction; at a point $M(x_M, y_M, H_M)$, it is given by the following equation (Forsberg, 1984):

$$C = G\rho \iiint \frac{z - H_M}{((x - x_M)^2 + (y - y_M)^2 + (z - H_M)^2)^{3/2}}. \quad (3)$$

Earlier, RTM effects and terrain corrections were calculated using charts and models (Hayford and Bowie, 1912; Hammer, 1939). RTM effects and terrain corrections can also be calculated using Digital Terrain Models. To perform this, a high resolution digital terrain model is used for a topography close to the computation point out to a limited radius, and a coarse DTM (smoother than the first) is used to represent the remote topographic masses up

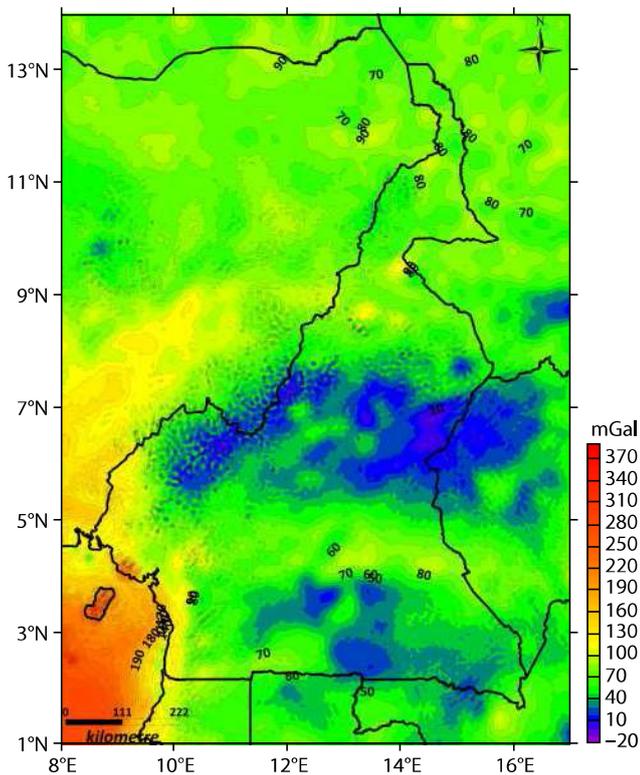


Figure 4. Bouguer anomaly map derived from the EGM2008 model (Intervals: 5 mGal; color-scale unit: mGal). The map is interpolated onto a regular 2 km grid. The large negative anomalies coincide with the Adamawa uplift and the Northern part of the Congo Craton. The highest values of the positive anomalies are found in the Gulf of Guinea. The relative positive anomalies of the Benue Trough and the N-S gradient of the Congo Craton are also clearly seen.

to a specified radius. Surface topography contains density anomalies that deviate from the standard rock density ($\rho = 2670 \text{ kg/m}^3$). A better knowledge of the distribution of these densities in the topography would make it possible to improve the modeling of the residual terrain effects (Hirt, 2010). So, for futures studies of RTM effects on the study area, we should integrate a topographical density model in our computations (Sheng et al., 2019).

The GRAVSOF programs (SELECT and TC) were used to compute the effects of the residual terrain model (Forsberg and Tscherning, 2008). Because of computer limitations, the SELECT program is first used to convert the AW3D30 DTM into a 10 arc-second resolution grid. This grid is used to represent the topography close to the computation point. For the remote topography, we used a 3 arc-minutes resolution grid obtained by smoothing the 10 arc-second resolution grid with SELECT. The reference surface is obtained by expanding the ETOPO1 spherical harmonic model up to 2190, which corresponds to the maximum degree of the global geopotential model EGM2008. This reference surface is used because it makes it possible to subtract the frequencies of the Earth topography already contained in the EGM2008 model. The TC program (computation of topographic gravity effects by considering a homogeneous rectangular prism) is used to compute RTM effects. Some authors (Ismail, 2016; Yahaya and El Azzab, 2018) have tested the optimal choice of integration radius, the influence it could have on the different quantities calculated, and the computation time induced. Their results show that if we choose 10 km and 200 km as limits of the inner and outer zones respectively, we should expect very small errors and a reasonable computation time during the terrain effects evaluation, whether we are in a flat or mountainous area. These integration radius values were thus chosen in this work. The computed residual terrain effect values were then added to the Bouguer anomaly values of the EGM2008 model to obtain more refined values.

4. Results and Discussion

4.1 Residual Terrain Effects Map and Refined Bouguer Anomalies Map

Figures 5 and 6 below show respectively the distribution of RTM effects on the gravity anomalies grid derived from the EGM2008 model and on the new grid of refined Bouguer anomalies. Associated with these two figures is Table 1, which presents statistics of the Bouguer anomaly grids derived from the EGM2008 model before and after refinement, as well as those of RTM effects.

Figure 5 shows that RTM effects vary laterally within the study area. We can also notice, from Table 1, that the RTM effects are well-centered and that these terrain effects change with the intensity of the external topography's undulations. In mountainous and rough areas (in particular, the western highlands that cover much of the Cameroon Volcanic Line, the Plateau of Adamawa that is punctuated by small volcanoes, and the Mandara Mountains that contain a relief with steep slopes) RTM-effect values are not negligible. They range from -49.79 to 37.76 mGal . These topographic effects are not taken into account in the gravimetric signal derived from the EGM2008 model, whereas they are quite important. Their omission could undoubtedly reduce precise in-

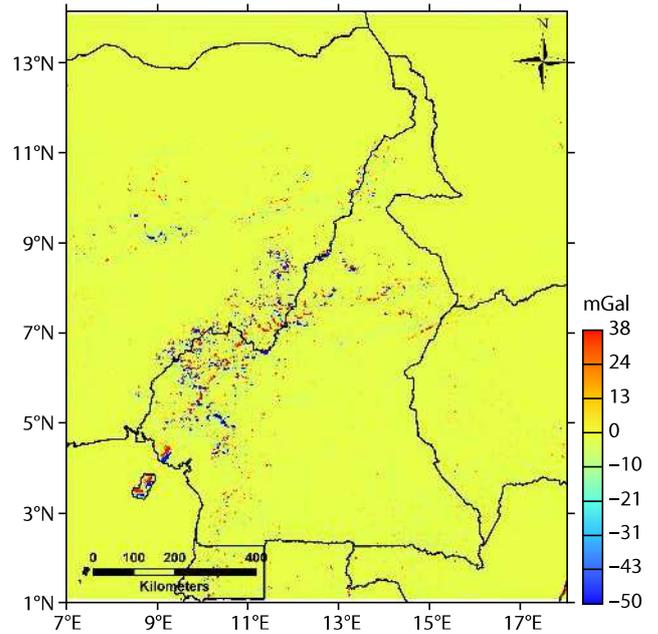


Figure 5. RTM effects map on the Bouguer anomaly grid derived from the EGM2008 model. The regions affected by RTM effects are mostly found in the North of Adamawua Plateau, on the Cameroun Volcanic Line and its surroundings. The RTM effects in the rest of the map are negligible.

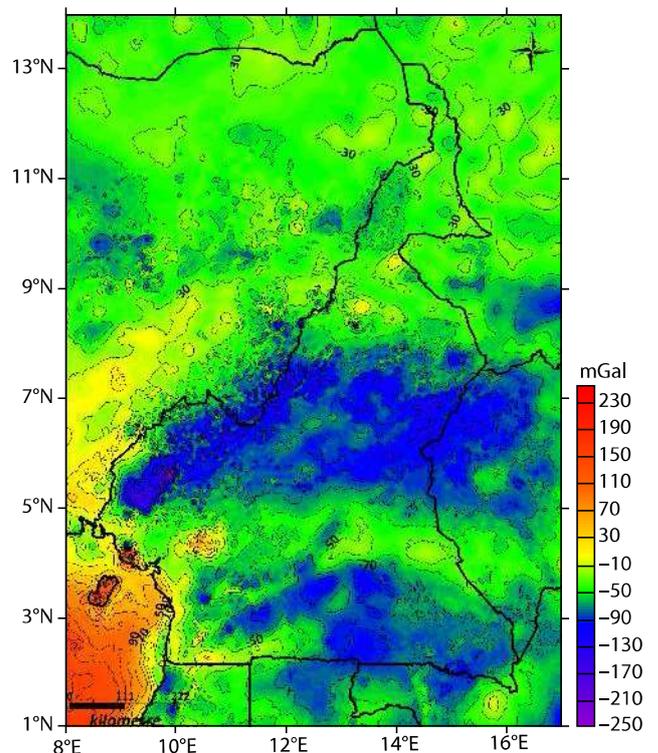


Figure 6. Refined Bouguer anomaly map derived from the developed EGM2008-R model. (Intervals: 5 mGal; color-scale unit: mGal). The map is interpolated onto a regular 2 km grid. At this scale, the differences between this map and Bouguer anomaly map derived from the EGM2008 model (Figure 4) are not visible.

Table 1. Bouguer anomaly statistics before and after refinement and RTM effects.

	Min (mGal)	Max (mGal)	Mean (mGal)	STD (mGal)
EGM2008	-258.01	238.57	-40.25	44.12
RTM effects	-49.79	37.76	-0.25	2.71
EGM2008-R	-253.61	238.59	-40.32	44.24

interpretations in geophysics and geodesy, especially in studies made at a local scale. To overcome this problem of omission error in areas with a highly variable topography, the effects of residual terrain are added to the Bouguer anomalies grid derived from the EGM2008 model. A new, more refined, Bouguer anomaly grid is thus obtained (see Figure 6). Table 1 shows that the standard deviation increases slightly (from 44.12 mGal to 44.24 mGal), confirming that the very high frequencies missing in the EGM2008 grid have been taken into account in the new grid, refined by the topographic effects.

The iso-value map of the refined Bouguer anomalies presented in Figure 6 shows information that correlates perfectly with the position of some major geological structures (Figure 2). The refined Bouguer anomaly map is dominated by the long wavelength components, which makes it difficult to see the influence of residual terrain effects on gravimetric signatures. On this map, the maximum anomalies are found mostly in the south-west of the study area. We also observe two large regions with negative anomalies in the Center and South of the considered region. A gradient zone around the 4°N parallel separates the two previous anomalies. We can also note the existence of positive anomalies in the west in a N45°E direction. The two local maxima of quasi-circular shape are located in the south-west of the zone. These maxima are aligned in the LVC direction. According to Adighije (1981) and Fairhead and Okereke (1987), the positive signatures in the direction of the Benue Trough are due to an uprising of the Moho. The positive anomaly peaks observed in the trough direction may be due to the presence of igneous rocks within the basement or Cretaceous sediments (Cratchley et al., 1984; Benkhelil, 1989; Ofoegbu and Mohan, 1990). However, these positive signatures are surrounded by some negative anomalies attributed to the presence of Cretaceous sediments (Elf-Serepca, 1981, Cratchley et al., 1984). The negative beach barge of Bouguer anomalies oriented E-W observed at the center of the study area characterizes the Adamawa Plateau (Djomani et al., 1992; Noutchogwe Tatchum et al., 2006). Based on the work of Fairhead and Okereke (1987), Djomani et al. (1992), these negative anomalies are attributed to a low density mass present in the upper mantle near the uplift and located at a depth ranging from 80 to 140 km. The gravimetric anomaly gradient zone observed around the 4° parallel would be the transition zone between the Congo Craton (in its Cameroon part) and the Central Africa Shear Zone. According to Boukeke (1994), this transition zone is marked by the presence of some deep and dense bodies with an E-W direction. This means that we could have a thin lithospheric crust or a rise of mantle rocks following a tectonic compression. In the North, some low negative anomalies are superimposed on the tertiary sedimentary section. According to a seismic study conducted by Dorbath et al. (1986), these anomalies are caused by a thinning of the crust in

this area. This zone is also characterized by intrusions of igneous rocks and a basement near the surface (Collignon, 1968; Ngounouno et al., 1997).

When we look at the new refined Bouguer anomaly map, we do not observe differences from the Bouguer anomaly map before refinement (Figure 2) because we are on a regional scale. The observation of these differences could be more appreciable with a regional/residual separation of the gravimetric anomalies. Although the gravimetric anomaly signal is highly variable in the upper crust, some residual details would be masked by lower frequencies located deeper. A more local scale, based on the removal of long wavelength components of these gravity anomalies, could allow a better appreciation of the impact of residual terrain effects on gravity anomalies signatures.

4.2 Impact on Gravimetric Signatures in Mountainous Area (Cameroon Volcanic Line and Its Surroundings)

Bouguer gravity anomalies contain the combined effects of large, deep, and superficial structures with a limited lateral extension. The impact of the refinement of Bouguer anomalies is more noticeable at local scales and in the superficial part of the lithosphere. This is why we have computed the residual anomalies at a smaller scale and in a mountainous region (localities on and around the Cameroon Volcanic Line). For this, the polynomial fitting method (Radhakrishna and Krishnamacharyulu, 1990) is used because it makes possible a separation of Bouguer anomalies into residual and regional components. As the degree of the polynomial n increases, the regional anomalies are more close to the Bouguer anomaly, thus revealing more geological structures close to the upper crust. So we have applied a third order polynomial on the EGM2008-grid because we wanted to avoid elimination of shallow structures represented in the residual anomalies. We have also applied the same polynomial (computed from EGM2008-grid) to reduce the same effect from the refined model EGM2008-R. Residual anomaly maps before and after refinement are presented in Figures 5a and 5b. Figure 5c highlights the influence of omission error on the gravity anomalies by presenting a map of the differences between the Bouguer residual anomalies before and after refinement.

By carefully observing the two residual maps of Bouguer anomalies (Figure 5a and 5b), we already notice many differences that appear after refinement. At several places on the refined map the contours of Bouguer anomalies have a new shape, position, and direction. Table 2 below presents the statistics of Bouguer anomalies before and after refinement, as well as their differences,

Table 2. Residual Bouguer Anomaly (RBA) statistics before and after refinement in mountainous areas and their differences.

	Min (mGal)	Max (mGal)	Mean (mGal)	STD (mGal)
RBA before refinement	-153.34	187.48	-0.72	22.84
RBA after refinement	-149.37	174.69	-1.64	22.87
Differences	-37.40	26.40	-0.92	4.45

which, ranging from -37.40 to 26.40 mGal, are considerable. We also note that the minimum and maximum gravimetric anomaly values change respectively from -153.34 to -149.37 mGal and from 187.48 to 174.64 mGal, demonstrating the large influence that topography has on these gravity anomalies and thus emphasizing the importance of taking topography precisely into account.

The residual anomaly maps show the heterogeneity or density variation of the different geological formations within the Earth's crust. The residual map of Bouguer anomalies before refinement (Figure 7a) shows alternatively negative and positive anomalies. The zones of negative anomalies are most often related to the presence of sedimentary basins or an intrusion of low density materials. Negative NW-SE anomalies are located around Douala. They are due to the presence of a sedimentary basin dating from the early Cretaceous (Regnault, 1986; Nguene et al., 1992). Along the localities of Monatele, Bafia, and Yassem, there are small anomalies with a N-S direction translating low density geological formations in the superficial part of the Earth's crust. Indeed, large parts of these localities are drained by the Sanaga River and its tributaries, hence the negative signature due to the presence of alluvium or low density geological outcrops. The zones of very negative amplitude with a NE-SW direction and located around Manyemen and Fontem are caused by the southern part of the Benue Trough filled with Cretaceous sedimentary deposits of low density (Benkheilil, 1986). The signatures of negative anomalies located in Nigeria (north of Takamanda) are surely caused by the Benue Trough. Negative anomalies around the locality of Banya are probably due to the influence of the large, low-density masses found beneath the Adamawa plateau (Djomani et al., 1992, Noutchogwe et al., 2006). Negative gravity anomalies in the Efofofo locality may be associated with a low density geological formation.

The residual anomaly map from the EGM2008 model also shows several areas of positive anomalies. Around the locality of Takamanda, we can observe positive anomalies with high amplitude. These positives signatures are probably caused by granitic intrusions in this area (Toteu et al., 1987, 2004). Mount Cameroon is also based on an area of positive anomalies. Indeed, Mount Cameroon covers volcanic formations of high density dating from the Cenozoic until the present era (Déruelle et al., 1991, 2007). These volcanic massifs extend along the volcanic line of Cameroon, from which local positive anomalies are observed along the NE-SW direction. The contact zone between the Congo craton and the Pan-African Belt is marked by positive anomalies, particularly in the Nyambe and Nguila localities. These anomalies are probably due to the presence of very dense bodies in the crustal part and in the upper mantle following tectonic compression (Boukeke, 1994).

Gravity interpretations made from the residual anomaly map of the EGM2008 model coincide in general with the results of several previous geological and geophysical investigations. Nevertheless, after refinement of this residual map, we notice some differences that affect the gravimetric signature of the target area. In fact, the positive and local signatures around the locality of Essu did completely change their directions on the new map (from

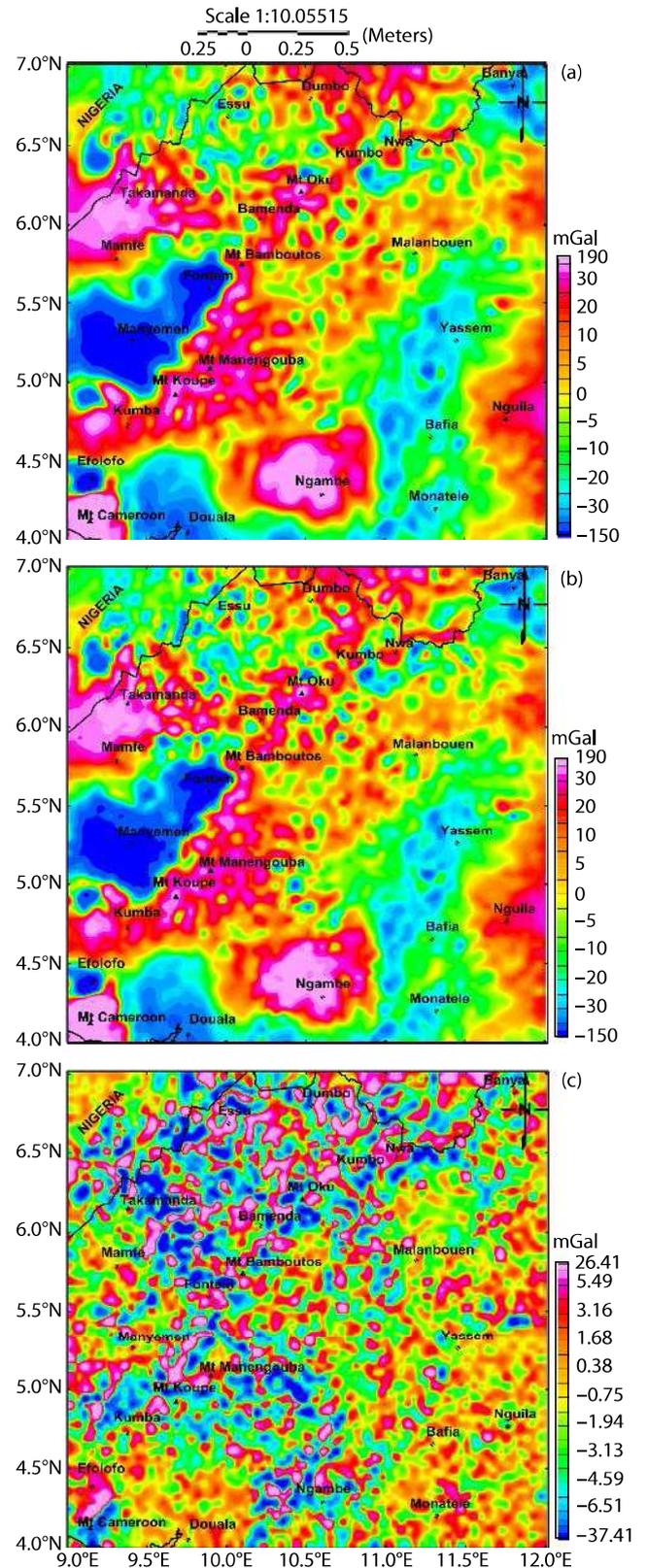


Figure 7. Residual Bouguer anomalies map in mountainous areas (Cameroon Volcanic Line) before refinement (a) and after refinement (b); (c) differences between the residual Bouguer anomalies maps before and after refinement.

N45°W to N30°W). The new map (Figure 7b) gives a better estimate of the impact of RTM effects on the EGM2008 grid. At the East of Nwa locality, we observe some anomalies with negative amplitude. The area located at the West of Bafia has a new shape; the negative anomalies contours have been modified. Above the locality of Ngambe, we note the appearance of three local and negative anomalies in the N30°W direction that were almost non-existent in the previous map. Moreover, the map of differences between Bouguer residual anomalies before and after refinement (Figure 7c) allows a better assessment of the influence of the residual terrain effect on gravity signatures. The most affected areas are marked in blue and pink on this map. We note that the areas highly affected by the residual land effect are located on the Cameroon Volcanic Line and around Takamanda, Essu, Dumbo, and Ngambe localities. Mount Cameroon is an inaccessible area to measure gravity data because of its rugged terrain. Many geophysical investigations with new gravity data are being carried out around this area to improve knowledge of the nature of shallow and deep structures, the orthometric height of Mount Cameroon, and the depth of various geological features (Kenfack et al., 2011; Kamguia et al., 2015; Nguiya et al., 2019). Despite better results, improvements are still to be made in our knowledge of this mountainous area. Marcel et al. (2016) highlighted the absence of terrestrial gravity data in Ngambe, Takamanda, and Fontem localities and used the EGM2008 model, which provides more homogeneous data. Nevertheless, these localities are highly affected by the omission error that skews an accurate reading of the gravimetric signatures due to Earth's topography (see Figure 7c). The use of the new refined Bouguer anomaly map improves the reading of gravimetric signatures in these areas.

However, a comparison with terrestrial gravity data available for Cameroon and its surroundings needs to be performed in order to evaluate the quality and accuracy of the gravimetric anomalies of the EGM2008 model after correction of omission error.

4.3 Results Validation

Validating our results goes through two stages. First, we have

compared the new EGM-R grid with local terrestrial gravity data. The second step consists in making a comparison of the RTM effects obtained with those computed by Hirt et al. (2014) on a global scale. All these comparisons have been performed on a mountainous area where RTM effects have greater amplitudes.

4.3.1 Comparison with terrestrial Bouguer anomalies

The gravity dataset used for this comparison was collected at 60 irregularly spaced gravity stations located on a mountainous area. These gravity data were collected during 2008 by the National Institute of Cartography (NIC) to acquire more data and fill the gaps around Mount Cameroon. Lacoste–Romberg gravimeters were used to collect the data at these stations. The measurements were taken from the base station used by the previous institutions and located at Buea (Up Station). The acquired data were corrected for instrumental drift. Using the Geodetic Reference System GRS80, the Bouguer anomaly was computed for all survey stations. Nguiya et al. (2019) have recently used these gravity data to study the crustal structure beneath the Mount Cameroon region.

The structure of the signal between the terrestrial, EGM2008, and EGM2008-R Bouguer anomalies are illustrated in Figure 8. The differences between EGM2008, EGM2008-R, and terrestrial Bouguer anomalies at each of the 60 stations are presented in Table 3.

Figure 8 shows the differences between the terrestrial gravity signal and the EGM2008 and refined-EGM2008 grids. Table 3 highlights the approximation between the new EGM2008-R grid and the terrestrial gravity anomalies with the Root-Mean-Square (RMS) which goes from 11.71 to 6.41 mGal. In fact, the closer the value of the Root-Mean-Square (RMS) to zero, the more accurate is the EGM2008-derived Bouguer anomaly to the terrestrially-measured Bouguer anomaly. Large RMS values between the terrestrial gravity data and the EGM2008 model would be undoubtedly caused by: omission and commission errors present in this model, possible errors in the observed gravity data, and/or topographical biases between the Digital Terrain Models (DTM) such as ETOPO1 and terrestrial elevation data. The decrease in RMS after refine-

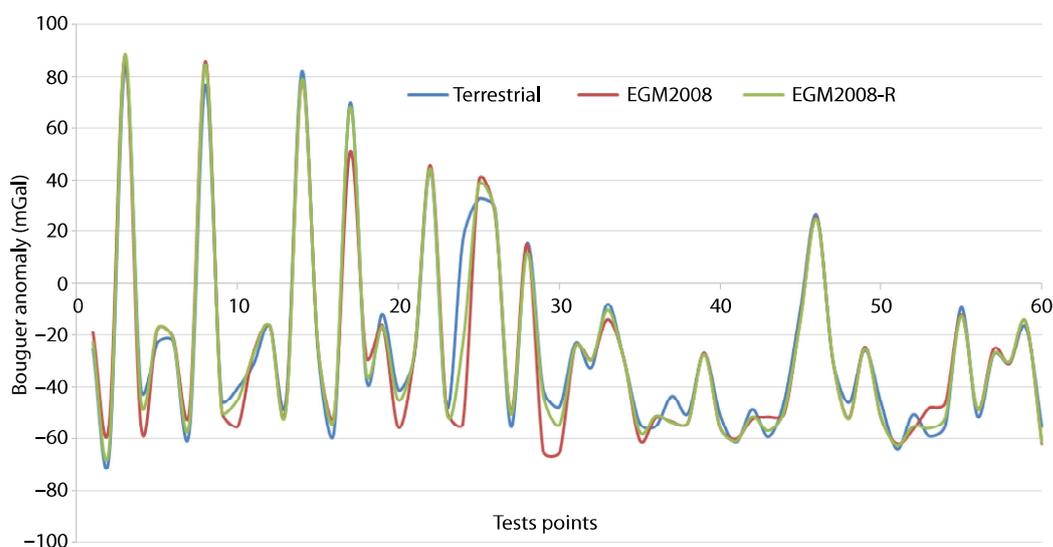


Figure 8. Graph showing terrestrial, EGM2008, and EGM2008-R Bouguer anomalies at each of the 60 stations.

Table 3. Statistical result of the differences between EGM2008, EGM2008-R and terrestrial Bouguer anomalies at each of the 60 stations.

	Min (mGal)	Max (mGal)	Mean (mGal)	STD (mGal)	RMS (mGal)
EGM2008	-12.31	70.55	2.26	11.59	11.71
EGM2008 refined	-7.94	40.21	1.18	6.35	6.41

ment of the EGM2008 model shows that the gravimetric signal has been enriched in short wavelengths (correction of omission error). In addition, the mean and the standard deviation go respectively from 2.26 mGal to 1.18 mGal and from 11.56 mGal to 6.35 mGal. These statistical parameters are considered to be an improvement of the EGM2008 Bouguer anomaly grid after refinement by the RTM, especially in mountainous areas. We conclude that signal omission errors can greatly deteriorate the accuracy of parameters computed from the EGM2008 model. The EGM2008-refined Bouguer gravity anomalies are better in accuracy than the EGM2008-computed Bouguer gravity anomalies.

4.3.2 Comparison with the ERTM2160 model

The ERTM2160 model has been developed by Hirt et al. (2014). It provides computerised maps of Earth's short-scale gravity field at 0.002 degree (7.2 arc-seconds, or ~220 m in latitude direction) resolution for all land areas of Earth within 60 geographic latitude, and an adjoining ~10 km marine zone along the coast lines, with the exception of Greenland. The spectral band-width of ERTM2160 is ~10 km (harmonic degree 2160) to ~250 m. The ERTM2160 gravity field model is freely available via <http://ddfe.curtin.edu.au/gravitymodels/ERTM2160>.

Figures 9a and 9b show respectively the RTM effects of the ERTM2160 model and those calculated in this work in a mountainous region of the study area. We observe several features of similarity between the two figures. The RTM effects are significant (signatures in blue and red color) on areas with highly variable topography.

graphy.

Table 4 presents the statistics of the RTM effects obtained in this study and those calculated by Hirt et al. (2014), as well as their differences. The field effects obtained in this work are very close to those provided by the ERTM2160 model. We get differences with a maximum of 6.53 mGal and a minimum of -7.40 mGal. The small differences observed would be caused by the difference in resolution of the two residual data grids.

From these last results, the global geopotential model EGM2008 proves to be more efficient in relatively flat terrain. In fact, residual terrain effects are approximately null when we are in these areas. But in rugged terrain or in areas with a highly variable topography, the accuracy of anomalies derived from the geopotential model is reduced. This work has allowed us to show that the use of more detailed digital terrain models is very important in the development of this type of geopotential model. The use of refined Bouguer anomalies from the EGM2008 model is a good alternative for areas without terrestrial gravity data, especially areas that are difficult to access because of rough terrain. A combination of this new refined EGM2008 grid with available terrestrial gravity data would be a good initiative to model a new gravimetric database, more accurate and consistent, over the study area.

5. Conclusion and Recommendations

The main objective of this work was to use the spectral enhance-

Table 4. Statistical result of the RTM effects computed in this study; by Hirt et al. (2014) and released in the ERTM2160 model; and their differences.

RTM effects	Min (mGal)	Max (mGal)	Mean (mGal)	STD (mGal)
By this study	-49.79	37.76	-0.25	2.71
By Hirt et al. (2014)	-55.20	43.19	-0.64	2.87
Differences	-7.40	6.53	-0.22	0.45

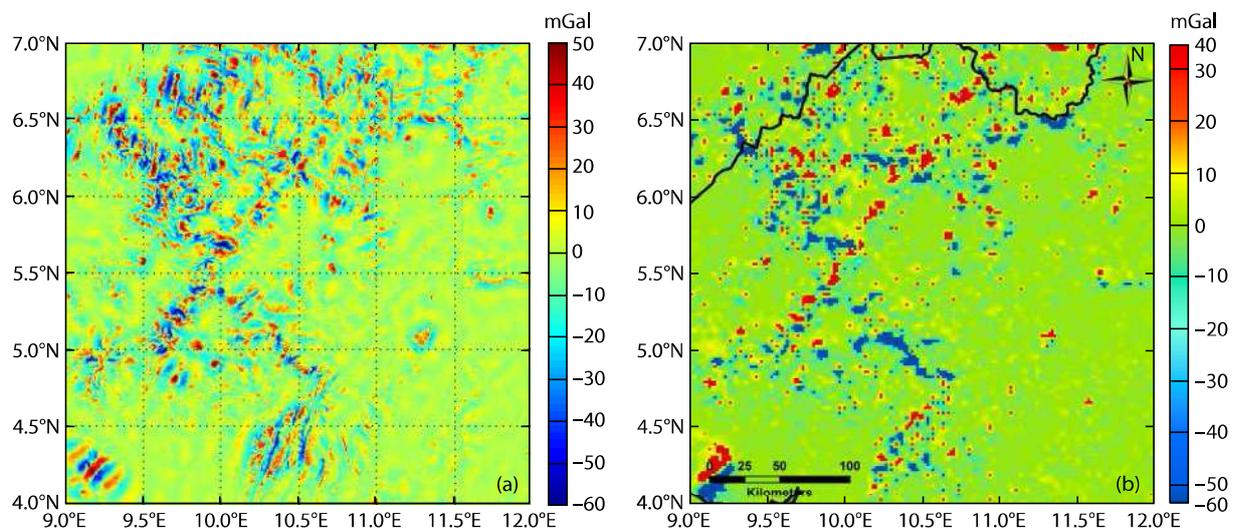


Figure 9. RTM effects map on a mountainous portion of the study area. (a) Computed in this study. (b) Computed by Hirt et al. (2014) and released in the ERTM2160 model.

ment method to reduce omission errors in Bouguer anomalies data derived from the EGM2008 global geopotential model. The gravimetric signal from mountainous regions where the topography is highly variable has wavelengths shorter than the maximum degree of spherical harmonic coefficients in the global geopotential model EGM2008. In Cameroon and its surroundings, terrain effects were computed using the Residual Terrain Model method, taking care to avoid frequencies already contained in the EGM2008 model. We noted significant values ranging from -53.59 to 34.79 mGal. These values are higher when we are in mountainous areas (Highlands of West Cameroon, Adamaoua Plateau, and Mandara Mountains of North Cameroon). To refine the Bouguer anomalies from the EGM2008 model, we coupled them to the residual terrain effects. A comparison of the old grid and the new grid of gravity anomalies shows some differences: the contours shape change, the color details present in the old grid disappear in the new grid and others appear, the minimum value of the Bouguer anomalies made a significant gap from -14.63 to -35.39 mGal. After reducing omission error in the EGM2008 model, we evaluated impact of these errors on gravimetric signatures in a mountainous region of our study area. The differences between the residual maps of Bouguer anomalies before and after refinement still give important values ranging from -37.40 to $+26.40$ mGal. The impact is therefore more felt on the shallow part of the crust including the Cameroon Volcanic Line and around Takamanda, Essu, Dumbo, and Ngambe localities. All these results show that the omission error present in the GGM cannot be neglected.

This new Bouguer anomaly grid is a good alternative for areas with rugged terrain where gravity data are very scattered or absent. But this grid cannot replace terrestrial gravity data in a flat terrain. A constant density (2.67 g/cm^3) is assumed in the computation of RTM effects whereas topography on the surface is not completely homogeneous. However, one perspective obtainable from this work is perhaps that it might be advisable to use a current geopotential model from the GOCE mission instead of the EGM2008 model. The long to medium wavelength components are more accurate than those contained in the EGM2008 model (commission error). Moreover, due to computer limitations, it was not possible for us to have a resolution higher than 10 arc-seconds over all of the study area. The resolution of the RTM effects computed needs to be improved in a future study. The new anomaly grid from the EGM2008 model could also be coupled with terrestrial gravity data to improve its accuracy over the study area. This would provide a consistent and reliable gravimetric database for many applications in geophysics and geodesy.

References

- Abd-Elmotaal, H. A., Seitz, K., Kührtreiber, N., and Heck, B. (2018). AFRGDB_V2.0: the gravity database for the geoid determination in Africa. In *Proceedings of the IAG Scientific Assembly* (pp. 61–70). Kobe: Springer. https://doi.org/10.1007/1345_2018_29
- Adighije, C. I. (1981). A gravity Interpretation of the Benue Trough, Nigeria. *Tectonophysics*, 79(1–2), 109–128. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90235-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90235-3)
- Amante, C. and Eakins, B. W. (2008). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. National Geophysical Data Center, NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce, Boulder, CO.
- Apeh, O. I., Moka, E. C., Uzodinma, V. N., and Ebinne, E. S. (2019). Refinement and quantification of terrain-induced effects on global gravity data. *Int. J. Geosci.*, 10(5), 513–526. <https://doi.org/10.4236/ijg.2019.105030>
- Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S., and Briaes, A. (2012). Spherical harmonic modelling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *J. Geod.*, 86(7), 499–520. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>
- Barthelmes, F. (2013). Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models: Theory and Formulas Used by the Calculation Service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Scientific Technical Report STR09/02.
- Benkheilil, J. (1986). Structure and geodynamics evolution of the intracontinental Benue Trough (Nigeria). France: University of Nice.
- Benkheilil, J. (1989). The origin and evolution of the cretaceous Benue trough (Nigeria). *J. Afr. Earth Sci.*, 8(2–4), 251–282. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(89\)80028-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(89)80028-4)
- Boukeke, D. B. (1994). Structures Crustales d’Afrique Centrale Déduites des Anomalies Gravimétriques et Magnétiques: le Domaine Précambrien de la République Centrafricaine et du Sud Cameroun. France: Université de Paris Sud, 263.
- Collignon, F. (1968). Gravimétrie de Reconnaissance. Cameroun: ORSTOM, 35.
- Cratchley, C. R., Louis, P., and Ajakaiye, D. E. (1984). Geophysical and geological evidence for the Benue–Chad Basin Cretaceous Rift Valley System and its tectonic implication. *J. Afr. Earth Sci.*, 2(2), 141–150. [https://doi.org/10.1016/S0731-7247\(84\)80008-7](https://doi.org/10.1016/S0731-7247(84)80008-7)
- Déruelle, B., Moreau, C., Nkoubou C., Kambou, R., Lissom, J., Njonfang, E., Ghogomu, R. T., and Nono, A. (1991). The Cameroon line: a review. In A. B. Kampunzu, et al. (Eds.), *Magmatism in Extensional Structural Settings*. Berlin, Heidelberg: Springer, 274–327. https://doi.org/10.1007/978-3-642-73966-8_12
- Déruelle, B., Ngonouno, I., and Demaiffe, D. (2007). The ‘Cameroon Hot Line’ (CHL): a unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *C. R. Geosci.*, 339(9), 589–600. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.07.007>
- Djomani, Y. H. P., Diamant, M., and Albouy, Y. (1992). Mechanical behaviour of the lithosphere beneath the Adamawa uplift (Cameroon, West Africa) based on gravity data. *J. Afr. Earth Sci.*, 15(1), 81–90. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(92\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0899-5362(92)90009-2)
- Dorbath, C., Dorbath, L., Fairhead, J. D., and Stuart, G. W. (1986). A teleseismic delay time study across the Central African shear zone in the Adamawa Region of Cameroon, West Africa. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 86(3), 751–766. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb00658.x>
- Drewes, H., Kuglitsch, F., Adám, J., and Rózsa, S. (2016). The Geodesist’s handbook 2016. *J. Geod.*, 90(10), 907–1205. <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0948-z>
- Elf-Serepca (1981). Service d’Exploration Carte Géologique du Bassin de Garoua.
- Fairhead, J. D., and Okereke, C. S. (1987). A regional gravity study of the West African rift system in Nigeria and Cameroon and its tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 143(1–3), 141–159. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90084-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90084-9)
- Forsberg, R., and Tscherning, C. C. (1981). The use of height data in gravity field approximation by collocation. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 86(B9), 7843–7854. <https://doi.org/10.1029/JB086iB09p07843>
- Forsberg, R. (1984). A Study of Terrain Reductions, Density Anomalies and Geophysical Inversion Methods in Gravity Field Modelling. Report 355, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus.
- Forsberg, R. (1985). Gravity field terrain effect computations by FFT. *Bull. Géodésique*, 59(4), 342–360. <https://doi.org/10.1007/BF02521068>
- Forsberg, R., and Tscherning, C. C. (2008). An Overview Manual for the GRAVSOF Geodetic Gravity Field Modelling Programs. 2nd ed. National Space Institute (DTU-Space), Denmark.
- Géze, B. (1941). Sur les massifs volcaniques du Cameroun occidental. *C. R. Acad. Sci.*, 212, 498–500.
- Gruber, T. (2009). Evaluation of the EGM2008 Gravity Field by Means of GPS Levelling and Sea Surface Topography Solutions. *Publication the*

- International Association of Geodesy and International Gravity Field Service*, 3–17.
- Hammer, S. (1939). Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, 4(3), 184–194. <https://doi.org/10.1190/1.1440495>
- Hayford, J., and Bowie, W. (1912). The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. *Bull Amer. Geogr. Soc.*, 44(6), 464–465. <https://doi.org/10.2307/199909>
- Hirt, C. (2010). Prediction of vertical deflections from high-degree spherical harmonic synthesis and residual terrain model data. *J. Geod.*, 84(3), 179–190. <https://doi.org/10.1007/s00190-009-0354-x>
- Hirt, C., Featherstone, W. E., and Marti, U. (2010). Combining EGM2008 and SRTM/DTM2006.0 residual terrain model data to improve quasigeoid computations in mountainous areas devoid of gravity data. *J. Geod.*, 84(9), 557–567. <https://doi.org/10.1007/s00190-010-0395-1>
- Hirt, C., Gruber, T., and Featherstone, W. E. (2011). Evaluation of the first GOCE static gravity field models using terrestrial gravity, vertical deflections and EGM2008 quasigeoid heights. *J. Geod.*, 85(10), 723–740. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0482-y>
- Hirt, C., Kuhn, M., Claessens, S. J., Pail, R., Seitz, K., and Gruber, T. (2014). Study of the Earth's short-scale gravity field using the ERTM2160 gravity model. *Comput. Geosci.*, 73, 71–80. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.09.000>
- Huang, O. (2012). Terrain corrections for gravity gradiometry. Report 500, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus.
- Ismail, Z. (2016). Détermination de l'Exactitude d'un Géοide Gravimétrique. Paris: Paris Sciences et Lettres.
- Jekeli, C., Yanh, H. J., and Kwon, J. H. (2009). Evaluation of EGM08-Globally and Locally in South Korea. *Publication of the International Association of Geodesy and International Gravity Field Service*, 38–49.
- Kamguia, J., Tadjou, J. M., and Ngouanet, C. (2015). The mount Cameroon height determined from ground gravity data, global navigation satellite system observations and global geopotential models. *Ghana J. Sci.*, 55, 37–49.
- Kenfack, J. V., Tadjou, J. M., Kamguia, J., Tabod, C. T., and Bekoa, A. (2011). Gravity interpretation of the Cameroon Mountain (West Central Africa) based on the new and existing Bata. *Int. J. Geosci.*, 2(4), 513–522. <https://doi.org/10.4236/ijg.2011.24054>
- Kuisseau, T. S., Lordon, A. E., Agyingi, M. C., Shandini, Y., Mbohliye, Y. T., and Ndifor, D. B. (2018). Geometrical configuration of the Garoua Basin, North Cameroon as deduced from earth gravitational model (EGM-2008). *Anu. Inst. Geociencias*, 41(2), 167–176. https://doi.org/10.11137/2018_2_167_176
- Leaman, D. E. (1998). The gravity terrain correction-practical considerations. *Explor. Geophys.*, 29(3–4), 467–471. <https://doi.org/10.1071/EG998467>
- Lordon, A. E. D., Shandini, Y., Agyingi, C. M., Yossa, M. T., Kuisseau, T. S., and Ndifor, B. D. (2017). Structural interpretation of the Mamfe Basin from satellite gravity data (EGM 2008). *J. Earth Sci. Geotechn. Eng.*, 7(4), 45–53.
- Lordon, A. E. D., Yossa, T., Agyingi, C. M., Shandini, Y., and Kuisseau, T. S. (2018). Geometrical characterisation of the Mamfe Basin from the earth gravitational model (EGM 2008). *Earth Sci. Res.*, 7(1), 94. <https://doi.org/10.5539/esr.v7n1p94>
- Marcel, J., Abate, E. J. M., Nouck, P. N., Ngatchou, H. E., Oyoo, V., Tabod, C. T., and Manguelle-Dicoum, E. (2016). Structure of the crust beneath the South Western Cameroon, from gravity data analysis. *Int. J. Geosci.*, 7(8), 991–1008. <https://doi.org/10.4236/ijg.2016.78075>
- Maurin, J. C., and Guiraud, R. (1990). Relationships between tectonics and sedimentation in the Barremo-Aptian intracontinental basins of Northern Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.*, 10(1–2), 331–340. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(90\)90064-L](https://doi.org/10.1016/0899-5362(90)90064-L)
- Mbom-Abane, S. (1997). Investigation géophysique en bordure du Craton du Congo (région d'Abong-Mbang/Akonolinga, Cameroun) et implications structurales. Université de Yaoundé I.
- Ngatchou, H. E., Liu, G. Y., Tabod, C. T., Kamguia, J., Nguiya, S., Tiedeu, A., and Ke, X. P. (2014). Crustal structure beneath Cameroon from EGM2008. *Geod. Geodyoam*, 5(1), 1–10. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1246.2014.01001>
- Ngounouno, I., Nkoumbou, C., and Loule, J. P. (1997). Relation entre l'évolution Tectonosédimentaire et le Magmatisme du Fossé de Garoua (Nord Cameroun). *Afr. Geosci. Rev.*, 4, 451–460.
- Nguene, F. R., Tamfu, S., Loule, J. P., Ngassa, C. (1992). Paleoenvironments of the Douala and Kribi/Campo Subbasins in Cameroon, West Africa. In R. Curnelle (Ed.), *Géologie Africaine. 1er Colloque de Stratigraphie et de Paléogéographie des Bassins Sédimentaires Ouest Africains. 2ème Colloque Africain de Micropaléontologie*, 6–8 Mai 1991, Libreville, Gabon. Bulletin du Centre de Recherche. *Exploration-Production, Elf Aquitaine*, 13, 129–139.
- Nguiya, S., Pemi, M., M., Tokam, A. P., Ngatchou, H. E., and Lemotio, W. (2019). Crustal structure beneath the mount Cameroon region derived from recent gravity measurements. *C. R. Geosci.*, 351(6), 430–440. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2019.05.001>
- Nnange, J. M., Djomani, Y. H., Fairhead, J. D., and Ebinger, C. (2001). Determination of the isostatic compensation mechanism of the region of the Adamawa dome, West Central Africa using the admittance technique of gravity data. *Afr. J. Sci. Technol.*, 1(4), 29–35. <https://doi.org/10.4314/ajst.v1i4.44626>
- Noutchogwe T. C., Tabod, C. T., and Manguelle-Dicoum, E. (2006). A gravity study of the crust beneath the Adamawa fault zone, west central Africa. *J. Geophys. Eng.*, 3(1), 82–89. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/3/1/009>
- Ofoegbu, C. O., and Mohan, N. L. (1990). Interpretation of aeromagnetic anomalies over part of Southeastern Nigeria using three-dimensional Hilbert Transformation. *Pure Appl. Geophys.*, 134(1), 13–29. <https://doi.org/10.1007/BF00878077>
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., and Factor, J. K. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. In *General Assembly of the European Geoscience Union*. Vienna.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., and Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117(B4), B04406. <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>
- Radhakrishna, I. V., and Krishnamacharyulu, S. K. G. (1990). Polyfit: a fortran 77 program to fit a polynomial of any order to potential field anomalies. *J. Assoc. Explor. Geophys.*, 11, 99–105.
- Regnault, J. M. (1986). Synthèse Géologique du Cameroun. Ministère des Mines et de l'Énergie, Yaoundé, 119.
- Sampietro, D., Sona, G., and Venuti, G. (2007). Residual terrain correction on the sphere by an FFT algorithm. In *1st International Symposium of the International Gravity Field Service*. Istanbul: General Command of Mapping.
- Sampietro, D., Capponi, M., Mansi, H. A., Gatti, A., Marchetti, P., and Sansò, F. (2017). Space-wise approach for airborne gravity data modelling. *J. Geod.*, 91(5), 535–545. <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0981-y>
- Shandini, Y., Kouske, A. P., Nguiya, S., and Marcelin, M. P. (2018). Structural setting of the Koum sedimentary basin (North Cameroon) derived from EGM2008 gravity field interpretation. *Contrib. Geophys. Geod.*, 48(4), 281–298. <https://doi.org/10.2478/congeo-2018-0013>
- Sheng, M. B., Shaw, C., Vaníček, P., Kingdon, R. W., Santos, M., and Foroughi, I. (2019). Formulation and validation of a global laterally varying topographical density model. *Tectonophysics*, 762, 45–60. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.005>
- Tadono, T., Nagai, H., Ishida, H., Oda, F., Naito, S., Minakawa, K., and Iwamoto, H. (2016). Initial validation of the 30 m-mesh global digital surface model generated by ALOS PRISM. In *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* (pp. 157–162). Prague, Czech Republic: ISPRS.
- Takaku, J., Tadono, T., Tsutsui, K., and Ichikawa, M. (2016). Validation of 'AW3D' global DSM generated from ALOS PRISM. In *Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* (pp. 25–31). Prague, Czech Republic: ISPRS.
- Tong, L. T., and Guo, T. R. (2007). Gravity terrain effect of the seafloor topography in Taiwan. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 18(4), 699–713. [https://doi.org/10.3319/TAO.2007.18.4.699\(T\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2007.18.4.699(T))
- Torge, W. (2001). *Geodesy* (3rd ed). Berlin: de Gruyter.
- Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M., and Rocci, G. (1987). U–Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, Orogenic evolution and chronology of the Pan African Belt of Central Africa. *Precambrian Res.*, 37(1), 71–87. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90040-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90040-4)

- Toteu, S. F., Penaye, J., and Djomani, Y. P. (2004). Geodynamic evolution of the Pan African Belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.*, 41(1), 73–85. <https://doi.org/10.1139/e03-079>
- Wang, J. H., and Geng, Y. (2015). Terrain correction in the gradient calculation of spontaneous potential data. *Chinese J. Geophys.*, 58(6), 654–664. <https://doi.org/10.1002/cjg2.20202>
- Yahaya, S. I., and El Azzab, D. (2018). High-resolution residual terrain model and terrain corrections for gravity field modelling and geoid computation in Niger Republic. *Geod. Cartogr.*, 44(3), 89–99. <https://doi.org/10.3846/gac.2018.3787>
- Yap, L., Kandé, L. H., Nouayou, R., Kamguia, J., Ngouh, N. A., and Makuate, M. B. (2019). Vertical accuracy evaluation of freely available latest high-resolution (30 m) global digital elevation models over Cameroon (Central Africa) with GPS/leveling ground control points. *Int. J. Dig. Earth*, 12(5), 500–524. <https://doi.org/10.1080/17538947.2018.1458163>
- Zaki, A., Mansi, A. H., Selim, M., Rabah, M., and El-Fiky, G. (2018). Comparison of satellite altimetric gravity and global geopotential models with shipborne gravity in the Red Sea. *Mar. Geod.*, 41(3), 258–269. <https://doi.org/10.1080/01490419.2017.1414088>

Research Article

Combination of Terrestrial and Satellite Gravity Data for the Characterization of the Southwestern Coastal Region of Cameroon: Appraisal for Hydrocarbon Exploration

Paul Gautier Kamto ^{1,2}, Willy Lemotio ^{1,2}, Alain-Pierre Kamga Tokam,³
and Loudi Yap ^{1,2}

¹Research Laboratory in Geodesy, National Institute of Cartography, Yaounde, Cameroon

²Laboratory of Geophysics and Geoexploration, Department of Physics, University of Yaounde I, Yaounde, Cameroon

³National Higher Polytechnic School Douala, University of Douala, Douala, Cameroon

Correspondence should be addressed to Paul Gautier Kamto; gautier1994@yahoo.fr

Received 12 February 2021; Accepted 11 June 2021; Published 25 June 2021

Academic Editor: Angelo De Santis

Copyright © 2021 Paul Gautier Kamto et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

The southwestern coastal region of Cameroon is an area of interest because of its hydrocarbon potential (gas and oil). Terrestrial and satellite gravity data were combined and analyzed to provide a better precision in determining the structure of the study area. Firstly, the two gravity databases (in situ and satellite) have been coupled and validated using the least square collocation technique. Then, spectral analysis was applied to the combined Bouguer anomaly map to evaluate the thickness of sediments in some localities. We found that the sedimentary cover of the southwestern coastal region of Cameroon has a thickness that varies laterally from 1.68 ± 0.08 to 2.95 ± 0.15 km, especially in the western part. This result confirms that our target area is a potential site for hydrocarbon exploration. The horizontal gradient method coupled with the upward continuation at variable heights has been used to highlight several lineaments and their directions (N-S, E-W, SW-NE, and SSW-NNE). Lineaments trending in an N-S orientation are predominant. The Euler deconvolution method was also applied to the Bouguer anomaly map to determine the position, orientation, and depth of the different superficial faults of the study area. It appears that the majority of superficial faults have an N-S and SSW-NNE orientation. These directions are correlated with those previously highlighted by the maxima of horizontal gradient. The structural map could be used for a better identification of the direction of fluid flow within the subsurface or to update the geological map of our study area.

1. Introduction

Our study area is located in southwest Cameroon, along the edge of the Atlantic Ocean (Figure 1). It is an epicontinental passive margin formed following the opening of the Atlantic Ocean. During several years, the southwestern coastal region of Cameroon has been the subject of several geophysical studies. The presence of the three major contacts in the north of the study area (Kribi-Edea area) has been identified in the previous study [1]. This work noted the presence of a high-density intrusive igneous body in the upper part of the crust. Later, a study [2] has also identified major lineaments in the

Kribi-Edea area. Further studies [3] allowed localizing an intrusive body in the northwestern part of Kribi-Campo. An additional study [4] has evaluated the depth of the mafic interface under the transition zone between the southwestern coastal region of Cameroon and the northwestern part of Congo Craton; they showed that an uplift of the mafic interface at depths between 15.6 and 17 km led to a thinning of the crust under the study area. A recent study [5] shows that the study area is full of a better oil potential on the eastern part and constitutes a good hydrocarbon reservoir. The southwestern coastal region of Cameroon is therefore an area of interest because of hydrocarbon potential.

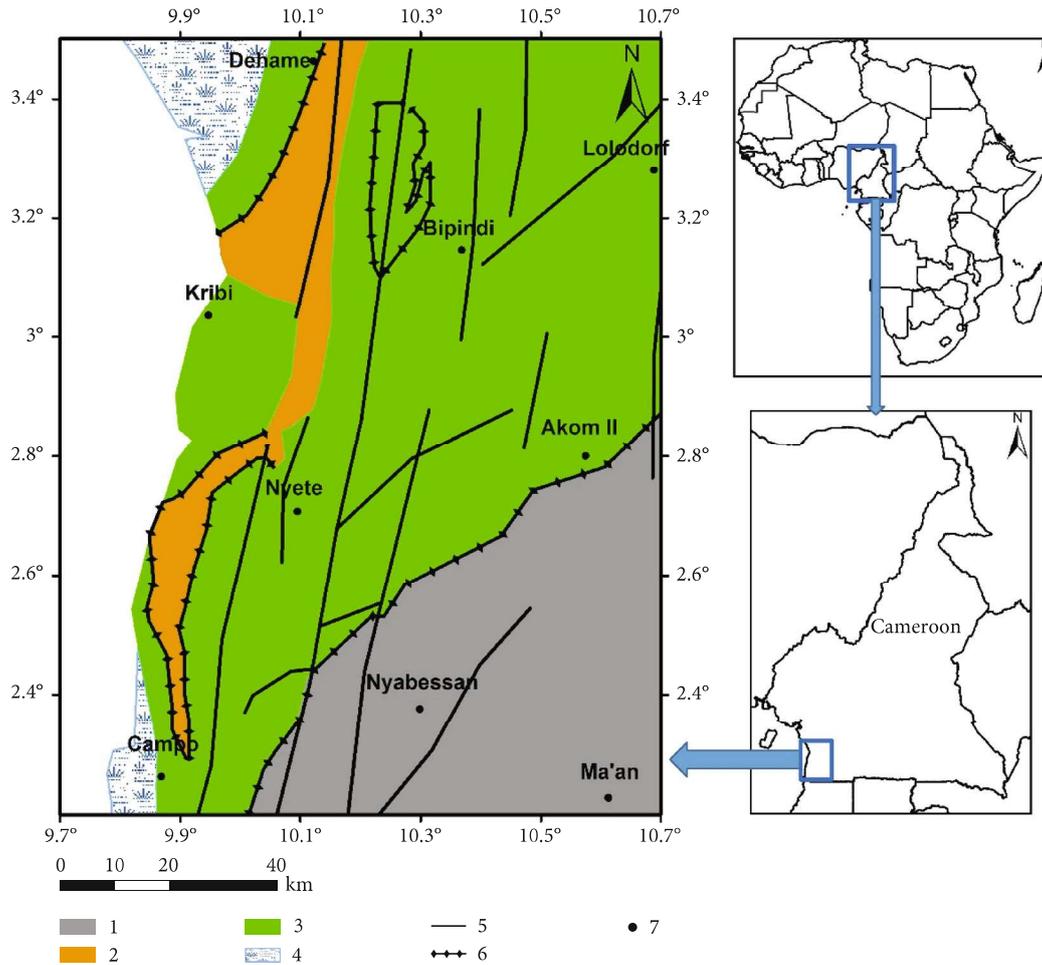


FIGURE 1: Simplified geological map of the study area showing major lithological and structural units. 1: arched basement; 2: Neoproterozoic cover; 3: Neoproterozoic and Paleoproterozoic cover; 4: post-Pan-African coverage; 5: fault; 6: thrust; 7: location.

The gravimetric method is widely used to characterize shallow and deep structures of Cameroon [3, 6–9]. However, this method could have some limitations depending on whether we use terrestrial or satellite gravity data. In fact, the terrestrial gravity data available in Cameroon are very sparse and contain many gaps in inaccessible areas. Poor spatial distribution is observed, particularly in coastal regions which are very rich in gas and oil. The use of satellite gravity data with a good spatial resolution and an appreciable precision. Satellite gravity models (global geopotential models) also have some limitations. The gravity signal derived from these models is subject to omission error [10]. Omission error includes short wavelengths in the earth's gravity field that are not represented by global geopotential models [11]. Unlike satellite gravity data, terrestrial gravity data contains all possible medium-to-short wavelengths of the earth's gravity field. So the combination of the two types of gravity data (terrestrial and satellite) is necessary in order to improve the accuracy and consistency of our database.

The aim of this work is to combine terrestrial and satellite gravity data to provide better precision in characterizing the southwestern coastal region of Cameroon. To perform this

work, we highlight the different contact zones (faults, fractures, and lineaments), mainly areas including high sedimentary thicknesses. These areas are recognized as potential sites for future hydrocarbon explorations. The methods used in this work are regional/residual separation, spectral analysis, horizontal gradient, and Euler deconvolution.

2. Geological and Tectonic Context

The geological history of the southwestern coastal region of Cameroon shows a particular interest since the separation of South America and Africa during the Cretaceous age [12]. Therefore, the filling of this coastal region with continental deposits has begun during this fracturing phase. The geological formations in our study area belong to four major lithological and structural units: the Archean basement of the Ntem Complex, the Paleoproterozoic rocks of the Nyong unit, the Neoproterozoic cover, and the Cretaceous sedimentary formations [13] (Figure 1). The Archean basement is mainly made up of greenstones, charnockite, and high-K granites [14]. The Nyong unit is formed following the remobilization of Archean basement rocks from the Ntem Complex. This remobilization happened after the collision

between the Congo Craton and São Francisco plate. There are rocks like gneiss or schist with some granitoid intrusions. Cretaceous rocks also cover the study area like sandstone, limestone, and shale [15].

Previous studies have shown that the study area has undergone compression and stretching tectonics, thus giving rise to a fault system [16]. For example, we have the Kribi-Campo fault (KCF), an extension of the Sanaga fault [15, 17]. The KCF would also be linked to the Kribi shear zone formed during the breakup of Gondwana [18, 19].

3. Data and Method

3.1. Terrestrial Gravity Data. The terrestrial gravity data used in this work come from a series of campaigns organized in Cameroon between 1963 and 1990 by ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer). These ground gravity data were referenced in [20], completed later by surveys (Princeton University in 1968, University of Leeds in 1982, and IRGM and University of Leeds between 1984 and 1988). Our study area contains 82 data points unevenly distributed with an average step ranging from 4 to 5 km (Figure 2). Our study area only includes terrestrial gravity data due to the difficulty of accessing data at sea. The coordinates of gravity stations have maximum error ranging between 200 and 2000 m. The mean accuracy of gravity measurements is 0.2 mGal. The gaps observed in the spatial distribution of the ground gravity data are mainly due to the difficulty of access to some risky areas. Lacoste and Romberg gravimeters (model G, Nos. 471 and 828) have been used during the data collection. The gravimetric measurements have been corrected from effects due to earth tide and instrumental drift. Bouguer anomalies are obtained by applying Bouguer reductions to free air anomalies considering an average density of 2.67 g/cm^3 .

The Bouguer anomaly map of our study area (Figure 2) is obtained after interpolation using the minimum curvature gridding algorithm. The interpolation has been performed by using the Oasis Montaj software with a grid size of $0.016^\circ \times 0.016^\circ$. We got a minimum of -73.76 mGal and a maximum of 28.21 mGal .

3.2. Satellite Gravity Data (EGM2008). The satellite gravity data are derived from the Earth Gravitational Model EGM2008 [21, 22]. The EGM2008 model was released by the U.S. National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) EGM Development Team. This geopotential model contains spherical harmonic coefficients up to degree and order 2159, and some additional coefficients extend up to degree 2190 and order 2160. The model EGM2008 presents a complete database with a good resolution ($2.5' \times 2.5'$). It contains terrestrial, marine, airborne, and satellite gravity data. Unlike terrestrial gravity data, satellite gravity data are available in areas difficult to reach and could solve poor resolution and sparseness of terrestrial gravity data. Some researchers have validated this gravity database by comparing the results of their studies with those obtained from other sources of geophysical data [23–26]. These authors have suggested that gravity data derived from the EGM2008 model can fill the

lack of terrestrial gravity data in some areas. Moreover, gravity models (EGM2008, EIGEN6C4, GECO, etc.) have already shown their performance in many geophysical studies. In fact, satellite gravity data of GOCE has been utilized for geological appraisal of the Singhbhum-Orissa Craton, India [27]. High-resolution satellite gravity data of EGM2008 have been utilized for geological mapping of the Jharia coalfield [28]. The Bouguer anomalies of the EGM2008 model were obtained after applying topographic gravity corrections on free-air gravity data. The ETOPO1 digital terrain model [29] and a crustal density of 2670 kg/m^3 were used to compute these corrections. Figure 3 presents the Bouguer anomaly map derived from the EGM2008 model. The interpolation method used is the minimum curvature with a grid size of 0.0166° (about 1.8 km).

3.3. Method. The methodology adopted in this work begins with the use of the least square collocation technique to combine the two gravity databases (terrestrial and satellite). Then, to characterize Cameroon's southwestern coastal region, we have used the following methods: power spectrum analysis, regional/residual separation, horizontal gradient, and Euler deconvolution.

3.3.1. Least Square Collocation. The least square collocation technique [30] is used in this work to combine terrestrial gravity data with the EGM2008 satellite gravimetric model. It is a statistical estimation technique combining least square adjustment and least square prediction into a linear regression model. To apply this technique, terrestrial gravity data are first used to bring out the short wavelengths of the gravity field by evaluating their differences with the gravimetric grid derived from the EGM2008 model. Then, the GEOGRID program of the GRAVSOFTE package [31] is used to interpolate these differences on a regular grid, with the same resolution as the EGM2008 model. During this processing, the second-order Markov covariance model was applied with the following parameters: a correlation length of 30 km and 1 mGal of white noise. The model parameters have been optimized by testing them in a range of 10–50 km and 1–5 mGal.

$$c(s) = c_0(1 + \alpha s)e^{-\alpha s}, \quad (1)$$

where c_0 is obtained automatically from the data, α is determined from the correlation length, and s represents the distance between the pair of points considered.

The residual grid obtained is finally added to that of the gravity data derived from the EGM2008 model to increase the latter's accuracy at high frequencies. This method has been already successfully used to combine marine gravity data with altimetric models [32].

3.3.2. Power Spectrum Analysis. The power spectrum analysis is commonly used in geophysics to assess the depth of gravity anomaly sources present in the lithosphere [33–35]. The power spectrum of one or more anomalous sources can be obtained by carefully choosing a grid on which we want to determine the different depths of anomalous sources. The determination of the average depth of density contrasts

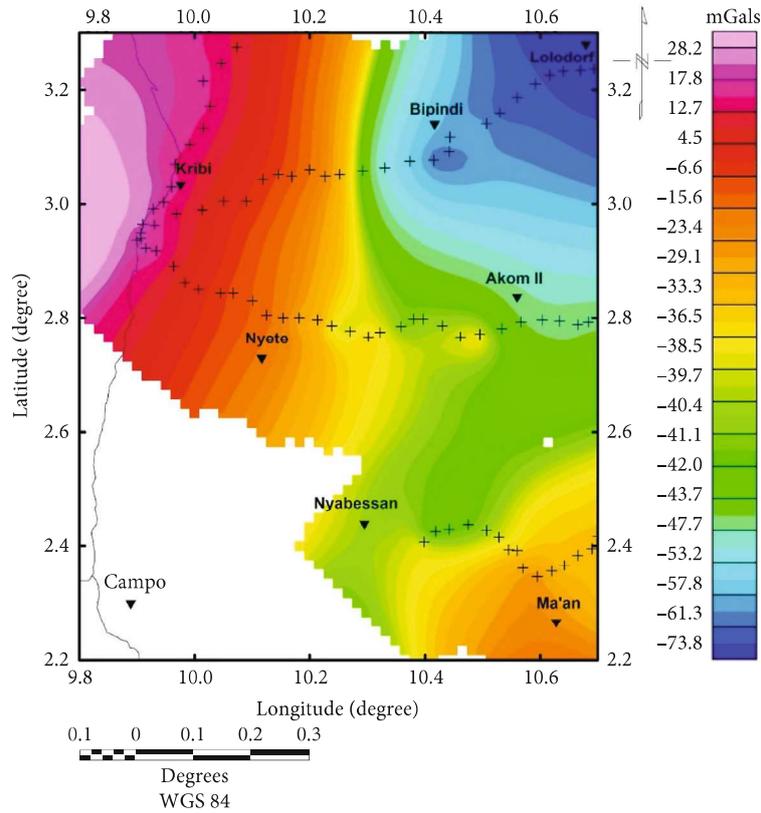


FIGURE 2: Distribution of gravity data and Bouguer anomaly map of the study area. The gravity data are recorded by stations represented here by black crosses.

inside the crust depends on the size of the target area. The area size should be at least three or four times larger than the depth that needs to be determined [36].

In this work, we used this method to perform a regional/residual separation and to determine the different sediment thicknesses present in the coastal region. Once the power spectrum is calculated, its logarithm must be represented on a graph as a function of radial frequency. The following formula gives the depth of the different anomalous sources:

$$h = \frac{\Delta \text{Log } E}{4\pi \Delta k}, \quad (2)$$

where E is the power spectrum, k is the wavelength in cycles/km, and h is the depth in km.

3.3.3. Regional/Residual Separation. The Bouguer anomaly can be divided into a short-wavelength component (residual anomaly) corresponding to the gravity signal caused by shallow structures and a long-wavelength component (regional anomaly) corresponding to the gravity signal of deep and large structures. To make a good assessment of the sediment depth to the basement, the low frequencies of deep and large sources must be subtracted from the Bouguer anomaly map. There are several regional/residual separation methods in the literature [37–39]. The upward continuation method was used to perform this regional/residual separation. This is a good filtering technique to separate regional anomalies due

to deep sources. Regional/residual separation using the upward continuation method consists of choosing a depth to highlight regional anomalies; the average separation depth of regional and residual anomalies can be determined using spectral analysis. The residual anomalies are then deduced by subtracting the regional anomalies from the Bouguer anomalies.

3.3.4. Horizontal Gradient/Upward Continuation. Also called total horizontal derivative, the horizontal gradient is a good technique to delineate structural features inside the lithospheric crust [26]. The local horizontal gradient maxima of a gravity field highlight the different geological contacts and lineaments of a given area [40, 41]. This method has the advantage of being more stable when some noises appear in the gravity field. For a gravity field $G(x, y)$, the horizontal gradient magnitude (HGM) is given by the following formula [42]:

$$\text{HGM} = \sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2}. \quad (3)$$

To locate and determine the gravity sources, many edge detection techniques are available. In this study, we have used the horizontal gradient method because this technique is commonly considered for the edge detection using gravity

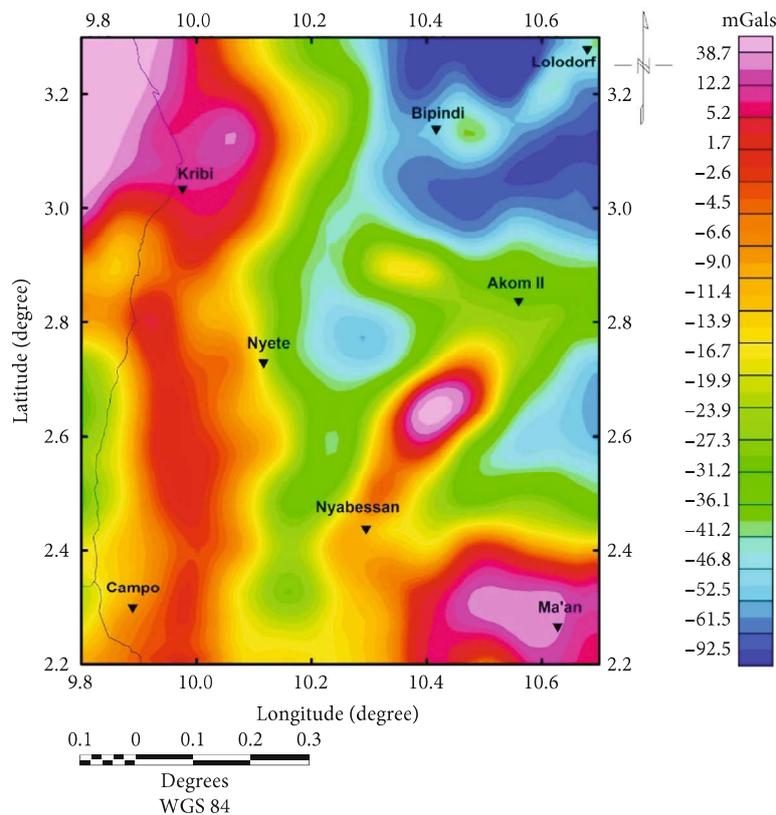


FIGURE 3: Bouguer anomaly map of the study area derived from the EGM208 model.

TABLE 1: Statistics of the differences between terrestrial gravity data and gravity data from the EGM208 model before and after combination by LSC (unit: mGal).

	Min	Max	Mean	STD
Before LSC	-36.41	21.92	-5.27	15.96
After LSC	-3.65	1.61	-0.04	1.01

data and it also enhances both deep and shallow depth lineaments [26].

The upward continuation technique is a stable computation at higher heights, which is influenced by the larger and deeper sources and reduces the higher-frequency components associated with possible shallow surface noise. The upward continuation approach provides better imaging of regional features by suppressing the effect of shallow surface noises [42]. Upward continuation enhances long-wavelength deep-seated regional features while suppressing high-frequency features. The resulting gravity field from an upward continuation level of Z retains anomalies from sources below a depth of $Z_0 = Z/2$, whereas sources above are more attenuated [38, 43]. Nevertheless, the decision on the appropriate continuation height is generally decided through inspection by comparing results from a range of heights.

The location of maxima of horizontal gradient magnitude can be simply identified by visual inspection. So the

combination of the horizontal gradient maxima and upward continuation technique is generally used to highlight the different lineaments and their dip (vertical or oblique). This technique consists of producing several upward continued maps at increasing heights and applying a horizontal gradient to these maps. The superposition of each upward continued map maxima allows a better evaluation of lineament orientation [42].

3.3.5. Euler's Deconvolution. Euler's deconvolution is used to determine the position and apparent depth of gravimetric sources or magnetic anomalies [36, 44]. This method consists of linking gravity field components and position of anomalous sources with a degree of homogeneity called "structural index." Euler's deconvolution equation [44] is written as follows:

$$(x - x_0) \frac{\partial g}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial g}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial g}{\partial z} = -N(B - g), \quad (4)$$

where (x_0, y_0, z_0) are the coordinates of the gravity anomaly source $g(x, y, z)$, N is the structural index which represents the measure of the gravity field rate decreasing with the distance from the source, and B is the regional gravity field.

In geology, the depths obtained by Euler's deconvolution method represent the stratigraphic or structural transitions encountered in geological formations. These Euler solutions, therefore, appear where there are lithological discontinuities [26].

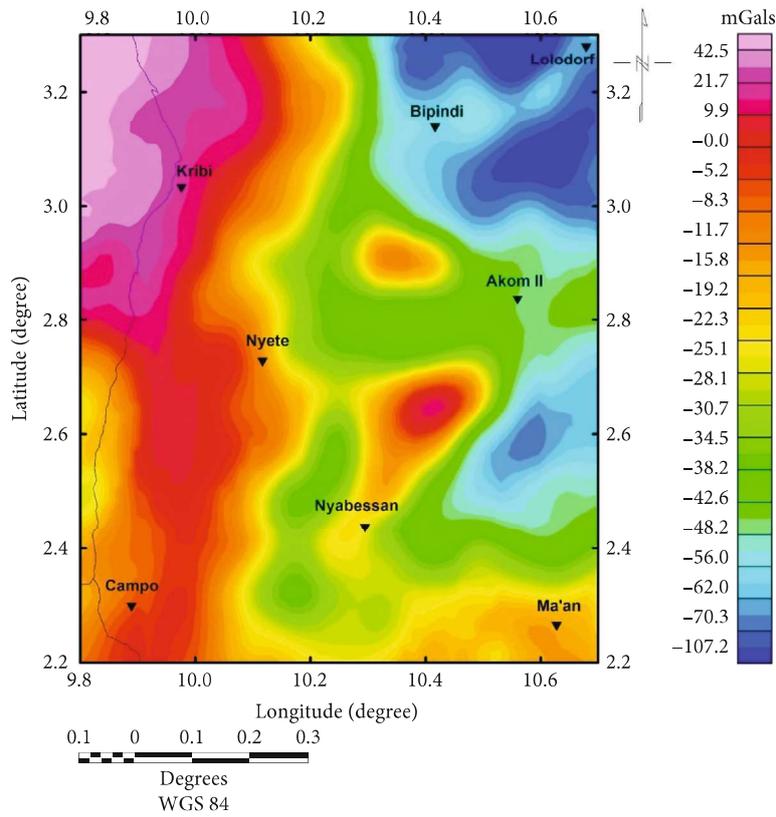


FIGURE 4: Combined Bouguer anomaly map in the study area.

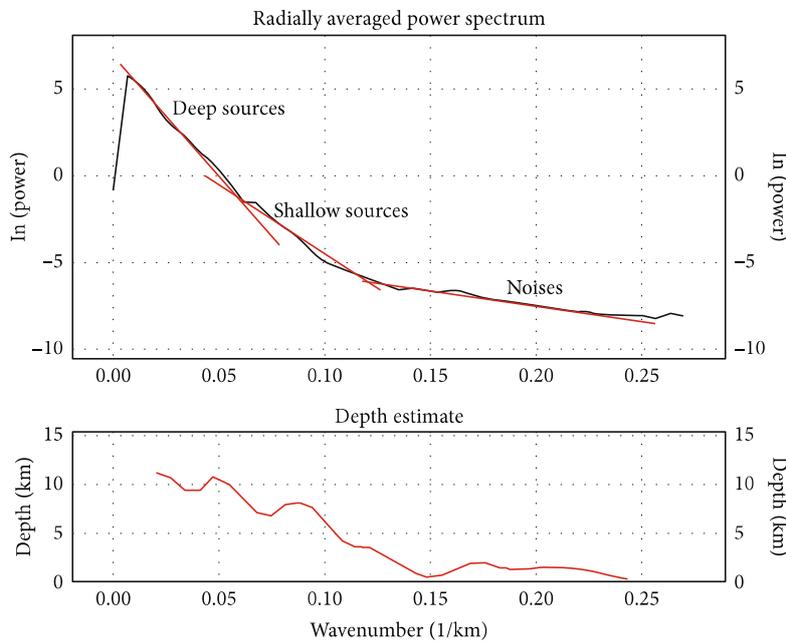
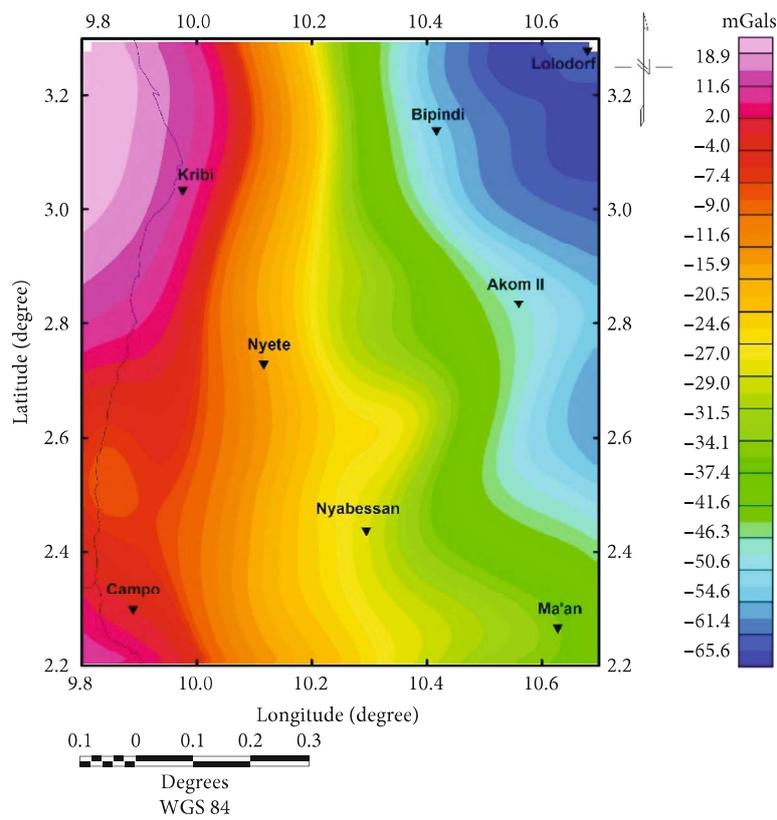


FIGURE 5: Power spectrum graph of Bouguer anomalies with two frequency domains.

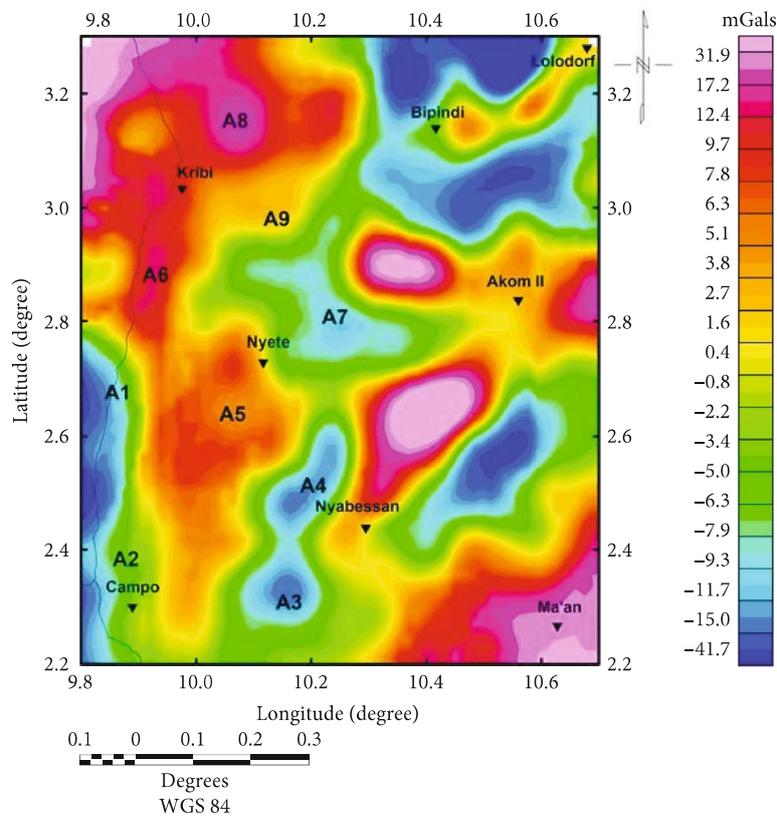
4. Results and Discussion

4.1. *Combination of Terrestrial and Satellite Gravity Data: Analysis and Interpretations.* The least square collocation (LSC) has been applied in this work to combine terrestrial

gravity data with satellite gravity data derived from the EGM2008 geopotential model. The comparison between terrestrial gravity data and satellite gravity data derived from the EGM2008 model before and after the LSC stage shows a significant improvement (Table 1). The combination of the two



(a)



(b)

FIGURE 6: (a) Regional Bouguer anomaly map; (b) residual Bouguer anomaly map.

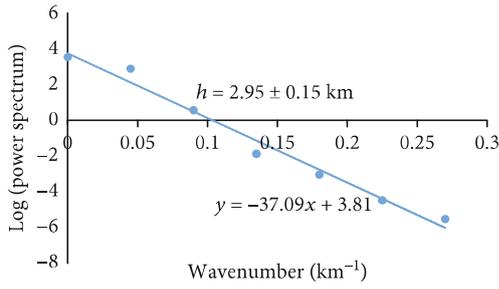


FIGURE 7: Power spectrum of gravity data of a local anomaly (A3). The average depth of the anomalous source is obtained from the slope of the linear curve.

TABLE 2: Average thickness of sediment layers evaluated using the power spectrum of residual gravity anomalies.

Anomaly	Sediment thickness (km)
A1	1.68 ± 0.08
A2	2.24 ± 0.11
A3	2.95 ± 0.15
A4	2.79 ± 0.14
A5	2.81 ± 0.14
A6	2.42 ± 0.12
A7	2.20 ± 0.11
A8	2.95 ± 0.15
A9	2.79 ± 0.14

databases (terrestrial and satellite) comes to produce a new gravity model more realistic. The mean and standard deviation of the differences have dropped from -5.27 to -0.04 mGal and 15.96 to 1.01 mGal, respectively. The main differences observed between terrestrial gravity data and the EGM2008 model before the LSC stage are their different spectral contents. The EGM2008 model has a poor representation of the short wavelengths of the earth's gravity field while the terrestrial gravity data has a full spectrum. So terrestrial gravity data contains all the possible wavelengths of the earth's gravity field.

Figure 4 shows the combined Bouguer anomaly map. This map is obtained from the interpolation of combined terrestrial and satellite gravity data. The interpolation was carried out by applying the Krigeage algorithm using the Oasis Montaj software. The Bouguer anomaly map (Figure 4) shows values ranging from -107.2 to 42.5 mGal. This map reflects the lateral density changes in the subsurface of the study area.

The Bouguer anomaly map (Figure 4) shows gravity signatures decreasing from west to east on the study area. Relatively positive gravity anomalies largely dominate the western part. These positive anomalies could be due to a shallow crystalline basement and an uplift of mantle formations. The geological work of [45] has shown that this part of the study area had known significant magmatic activities during the opening of the central African rift. In the eastern part of

the study area, we observe negative anomalies going up to a minimum of -107 mGal. These low-density anomalies could be due to a subsidence of the basement rock with low-density granitic intrusions in the north of the Congo Craton [17]. In general, the combination of the two gravity databases (in situ and satellite) presents several signatures almost identical to those observed in the work of [3, 4]. However, our Bouguer anomaly map reveals significant new signatures, particularly in areas with a lack of terrestrial gravity data. We note the presence of a positive local anomaly located in the northern part of the Nyabessan locality. This high-amplitude anomaly is probably due to the presence of a high-density intrusive body. In the north of the Ma'an locality, we can also observe a local anomaly of very small amplitude.

We have proceeded to the separation of residual anomalies from the regional field for a better interpretation of the Bouguer anomalies with the variation of shallow and deep formations. The average separation height of regional and residual anomalies has been determined by spectral analysis using the Oasis Montaj software. Figure 5 shows the power spectrum graph. This graph is used to separate deep sources from shallow ones. A depth of 10 km has been estimated as being the level at which we find deep sources. We applied a filter (upward continuation) on the Bouguer anomaly map at the depth $h = 10$ km to isolate the regional gravimetric signatures from the residual one.

The regional anomaly map (Figure 6(a)) shows a strong gravity gradient in the W-E direction over the study area. Regional anomalies have a maximum intensity of 16.9 mGal in the west and gradually decrease towards the east to reach a minimum value of -65.6 mGal. These regional variations of density are mainly due to a progressive thinning of the lithospheric crust in direction through the coast. This assertion fits well with the work of [4] which shows the mafic interface depth of the study area. This work revealed that the minimum depths are encountered in the western part (15.6-17 km), and they are gradually increasing towards the east of the study area.

The residual map (Figure 6(b)) shows several local anomalies. The peaks of positive anomalies observed in the northeast of the Nyabessan locality and around Akom II would be caused by intrusions of magmatic rocks inside the basement rock. On the western part of the residual map, the positive signature would be caused by a basement upwelling. Near the Kribi area, there might be an intrusion of high-density material below the sedimentary cover. This assertion corroborates with the work of [46], which shows that the positive Kribi anomaly is due to the presence of an intrusive igneous body of approximate density 2.74 g/cm^3 . Negative signatures also characterize the residual anomaly map. Compared to the geological map (Figure 1), the negative anomalies observed in the southwest of the study area reflect the Cretaceous sedimentary cover. A study [47] hypothesized that the negative signatures around Bipindi would be caused by a low-density intrusive block (-0.095 g/cm^3).

4.2. *Estimation of Sediment Thickness.* The spectral analysis was applied to a series of grids centered on local anomalies

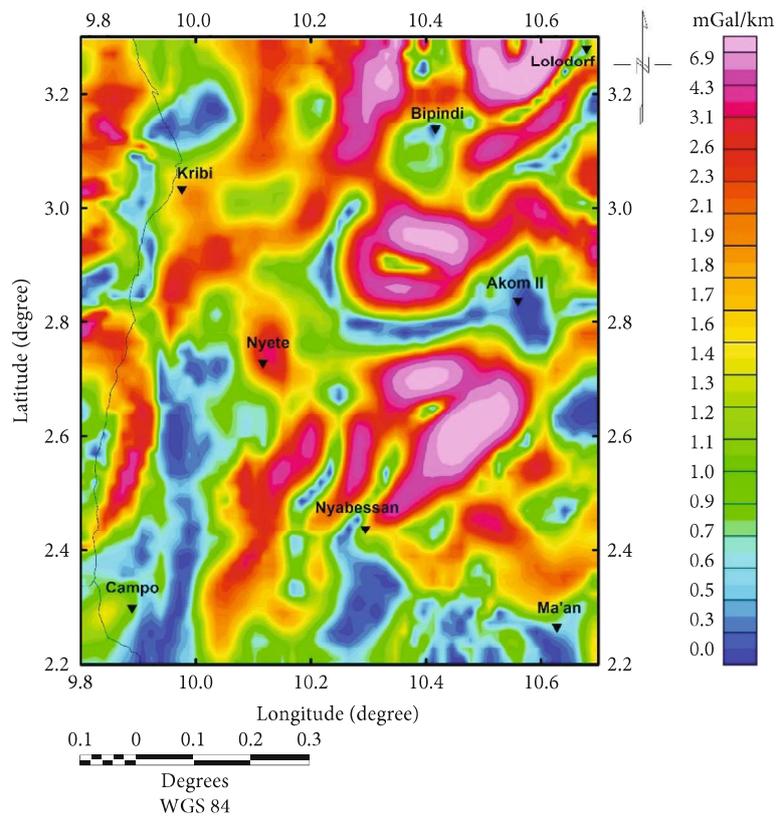


FIGURE 8: Map of the horizontal gradient of Bouguer gravity anomalies.

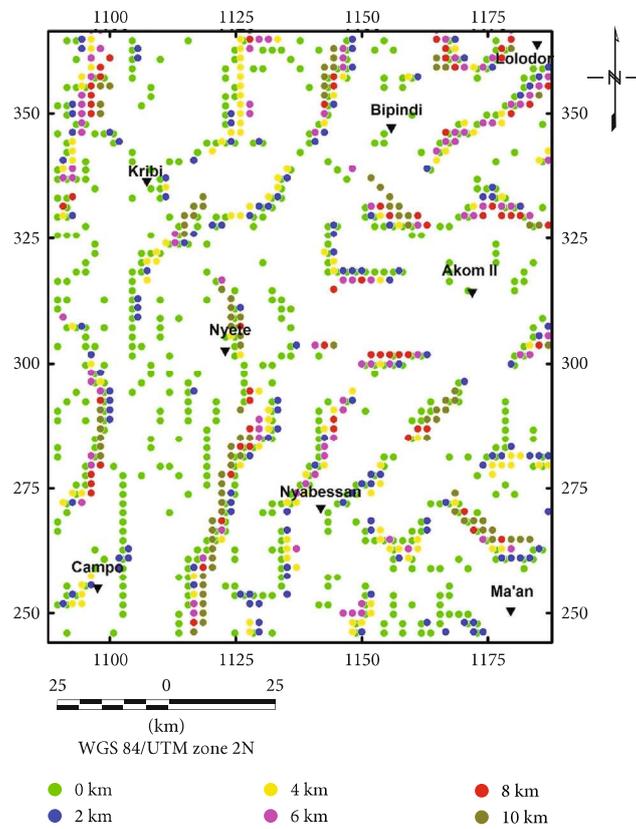


FIGURE 9: Maximum of the horizontal gradient of the Bouguer anomaly map and its upward continuation at different depths.

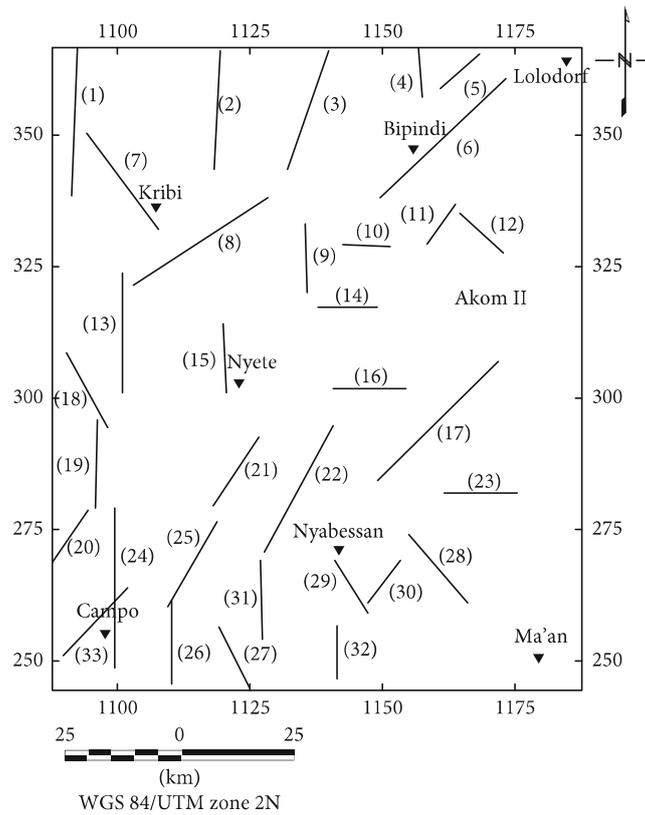


FIGURE 10: Lineament map of the southwestern coastal region of Cameroon.

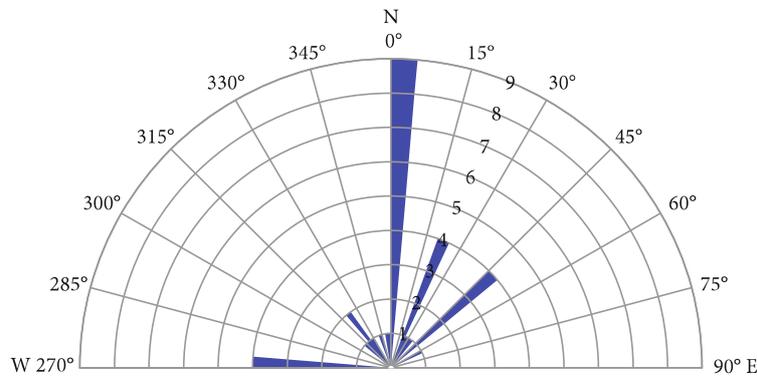


FIGURE 11: Rose diagram giving the direction of major faults and lineaments.

of the study area (A1, A2, A3, A4, A5, A6, A7, A8, and A9). This allows us to estimate the different thicknesses of the sediment cover on the study area.

Figure 7 shows a sample of the power spectrum curve varying with wavelength. The linear curve is obtained by applying the least square adjustment on the data points. The slope of the linear curve is used to assess the average depth of the bedrock, i.e., the thickness of the sediment layers. The sediment thicknesses were evaluated for each local anomaly grid in Figure 6(b) and are presented in Table 2. The table shows us that the western part of the southwestern coastal region of Cameroon abounds with a great quantity of sediment. The thicknesses vary moderately between 1.68 ± 0.08 and 2.95 ± 0.15 km. The error values

have been obtained by considering that each one is representing 5% of the mean depth value of the basin [48]. The western part of the study area is covered with a sediment layer of practically uniform thickness. The most promising areas for further investigation are located around the A3, A4, A5, A8, and A9 anomalies.

These results are important because they provide additional information for new oil and gas explorations in the study area.

4.3. Structural Characterization of the Basin

4.3.1. Horizontal Gradient. We have calculated the horizontal gradient amplitudes of Bouguer anomalies to bring out

discontinuities areas or density contrasts that exist in the basement. These amplitudes were calculated in the frequency domain using the Oasis Montaj software. The horizontal gradient map presented in Figure 8 shows some areas with a large density variation. These areas can represent faults, geological contacts, or intrusive formations.

The horizontal gradient map (Figure 8) highlights several areas of the strong gradient with different shapes and directions. These high-gradient areas are due to the major geological features underlying the basin (faults, fractures, intrusion of a rock density, or thinning of the crust). We observe maximum amplitudes of the horizontal gradient trending at the west of our study area in an N-S direction in general. By comparing the horizontal gradient map and the geological map (Figure 1), we notice a good correlation between several maximum amplitudes of the horizontal gradient map and some major faults of the study area. We also note that the high anomaly gradients have rather large extensions. These large extensions show that the geological contacts underlying the study area are not vertical and are relatively deep. The horizontal gradient zone observed around the locality of Bipindi is probably caused by the density contrast between a low-density intrusive block [47] and surrounding metamorphic formations.

In sum, the interpretation of this map helps to testify that the southwestern coastal region of Cameroon has been undoubtedly affected by intense tectonic activities at the level of its basement rock. This tectonics is justified by the presence of several zones of high gradients, signatures of several faults, and deep fractures. This shows that the sites rich in gas and oil are controlled by a deep tectonic.

4.3.2. Determination of Lineament Using Horizontal Gradient Maxima. We have applied a multiscale analysis on the Bouguer gravity anomalies to bring out the several faults and lineaments in our study area. The Bouguer anomalies were upward continued at different heights (2, 4, 6, 8, and 10 km). The horizontal gradient maxima of each continued upward map were then calculated and superimposed (Figure 9). The map of horizontal gradient maxima highlights areas of abrupt density changes. The coupling of the horizontal gradient maximum map to the continued upward maps computed at higher heights shows the vertical extension of the different anomalous structures. The quasilinear arrangement of several maxima would correspond to the signature of a fault or a geological contact. In contrast, a quasi-circular alignment of these maxima would correspond to the horizontal limit of an intrusive body [47].

From the map of the horizontal gradient maxima, we highlighted a lineament map of our study area (Figure 10). The rose diagram of all the lineaments identified in the study area is presented in Figure 11. The main directions of the lineaments are N-S, E-W, SW-NE, and SSW-NNE. But the N-S direction prevails on all the other lineaments. These results join the work of [2], which determined the major lineaments in the Kribi-Campo-Ma'an area with the following directions: N-S, SW-NE, E-W, NE-SW, and SSW-NNE. The major directions of lineaments are trending from N-S to SSW-NNE. These lineaments are probably related to the

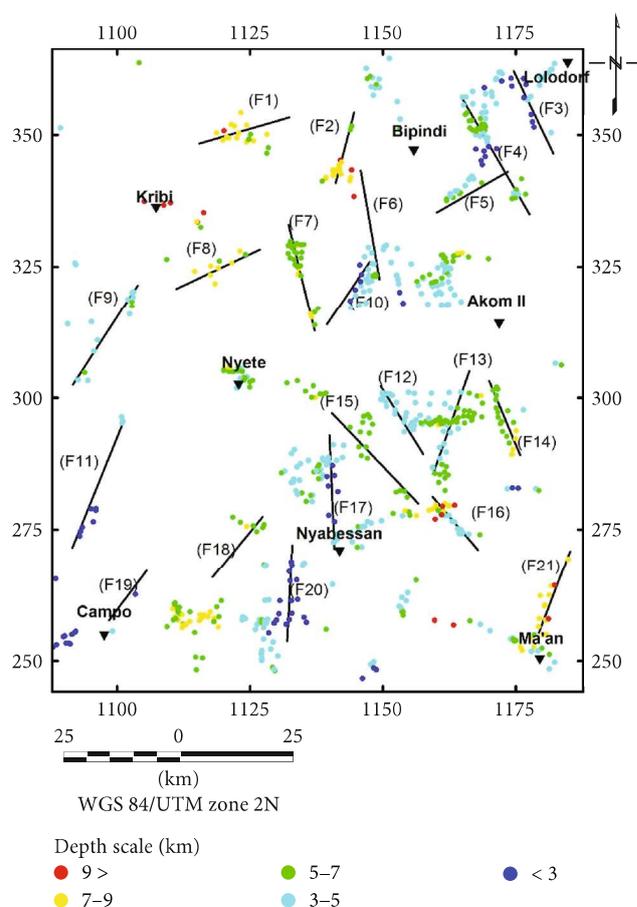


FIGURE 12: Structural interpretation of Euler solutions for $N = 0.1$.

Kribi-Campo fault, which affects a large part of the study area. The Kribi-Campo fault is connected to the Kribi shear zone, highlighted by [15]. The E-W direction would be linked to the opening of the equatorial Atlantic Ocean. The faults trending in an SW-NE direction probably affected the bedrock during the collision between the Congo Craton and the Pan-African North-Equatorial Fold Belt [49, 50].

The lineaments and faults in the southwestern coastal region are an excellent factor for the migration of hydrocarbon resources. Understanding the circulation and formation of fluids in the study area can be easily elucidated by analyzing the structural map. Besides, the lineaments identified correlate strongly with the position of the faults represented on the geological map of our study area. This implies that our structural map of lineaments (Figure 11) could also help to update our study area's geological map.

4.3.3. Solutions Obtained by the Euler Deconvolution Method. The Euler deconvolution method was applied to the Bouguer anomalies with a window size (W) of $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$, a maximum tolerance (T) of 8, and a structural index (SI) of 0.1. In this study, different combinations of SI (0, 0.1, 1, and 2), W (5×5 , 8×8 , 10×10 , and 15×15), T (5%, 8%, 10%, and 15%) have been analyzed, and the best clustering pattern is observed for contact with SI = 0.1, $W = 10$, and $T = 8$. Figure 12 presents structural solutions obtained by applying

TABLE 3: Directions and depth of faults identified by the Euler deconvolution method.

Fault ID	Direction	Depth range (km)
F1	WSW-ENE	>9
F2	N-S	>9
F3	NNW-SSE	3-5
F4	NNW-SSE	5-7
F5	SW-NE	7-9
F6	N-S	5-7
F7	N-S	7-9
F8	SW-NE	7-9
F9	SSW-NNE	5-7
F10	SSW-NNE	3-5
F11	SSW-NNE	<3
F12	NE-SW	3-5
F13	SW-NE	5-9
F14	NW-SE	5-7
F15	NW-SE	5-7
F16	NW-SE	3-5
F17	N-S	3-5
F18	SW-NE	5-7
F19	SW-NE	<3
F20	N-S	<3
F21	SSW-NNE	>9

the Euler deconvolution method on Bouguer anomalies. We note that the study area is affected by a system of superficial faults with a depth ranging from 3 to more than 9 km. This explains why the origins of lineaments and faults in the study area are different. We also note that the most superficial faults are found in the south-east of the study area. The main faults affecting the southwestern coastal region of Cameroon, and their direction and depth, are presented in Table 3. The predominant faults are trending in N-S and SSW-NNE directions. These directions are correlated with those previously highlighted by the map of the horizontal gradient maxima. This information on the orientation of superficial faults is very important because it can help to determine the direction of circulation of fluids inside the sediment cover. The various faults identified in the study area would be the response of deep tectonic activities or intrusion of metamorphic rocks inside the sediment layers.

5. Conclusion

This paper was aimed at giving a new structural overview to the southwestern coastal region of Cameroon with the combination of two gravity databases (terrestrial and satellite). The combination of these two databases has been validated by the previous studies. However, our Bouguer anomaly map reveals new signatures, particularly the presence of a positive local anomaly situated at the north of the Nyabessan locality and a very small anomaly on the northern side of the Ma'an locality. The spectral analysis of the Bouguer anomaly

residual map has been used to determine the thicknesses of the sediment cover present in some localities of the study area. It appears that the southwestern coastal region of Cameroon has a quasiuniform sediment cover on its western part (with thicknesses of sediments that vary moderately between 1.68 ± 0.08 and 2.95 ± 0.15 km). These results on the sediment cover of the study area could greatly contribute to the identification of sites with good hydrocarbon potential. To make a structural characterization of the study area, we have coupled the horizontal gradient method with the upward continuation technique.

We highlighted major lineaments with their different directions (N-S, E-W, SW-NE, and SSW-NNE). The N-S direction prevails over those of all the other lineaments. This major direction is undoubtedly linked to the Kribi shear zone. The Euler deconvolution method was applied to the Bouguer anomaly map to highlight the different surface faults in the study area and their depth. The majority of the surface faults are trending in N-S and SSW-NNE directions. These directions are correlated with those highlighted by the horizontal gradient maxima. The fault system identified in our study area could strongly control the architecture of the sediment cover and constitute structural traps useful for fluid accumulation. These lineaments and faults in the sediment layer or in the basement are excellent factors for the migration of hydrocarbon resources. Understanding the circulation and formation of fluids can easily be elucidated through the analysis of the structural map. Our structural map of lineaments could also help update the geological map of our study area.

Despite the precision brought by the combination of the two gravity databases (in situ and satellite), our study must be deepened to obtain more realistic results and to have a better knowledge of the structure of the study region. 2D seismic studies should be associated with the results of this study for a good geophysical overview of this region.

Data Availability

The Bureau Gravimétrique International (BGI) provided ground gravity data. The U.S. National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) EGM Development Team made the EGM2008 global gravity model available free of charge on its web page.

Conflicts of Interest

The authors declare that there is no conflict of interest.

Acknowledgments

The authors thank the Bureau Gravimétrique International (BGI) for providing ground gravity data over the study area. We also thank Professor René Forsberg who kindly gives us the GRAVSOFTE package, which allowed us to realize the prediction of gravity data (GEOGRID program). The U.S. National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) EGM Development Team is appreciated for making the EGM2008 global gravity model available free of charge on

its web page. We are also grateful to the geodesy laboratory researchers of the National Institute of Cartography for their different comments and reviews, which have helped to improve this work.

References

- [1] F. Koumetio, D. Njomo, C. T. Tabod, T. C. Noutchogwe, and E. Manguelle-Dicoum, "Structural interpretation of gravity anomalies from the Kribi-Edea zone, South Cameroon: a case study," *Journal of Geophysics and Engineering*, vol. 9, no. 6, pp. 664–673, 2012.
- [2] O. A. M. L. Clotilde, C. T. Tabod, N. Séverin, K. J. Victor, and T. K. A. Pierre, "Delineation of lineaments in South Cameroon (Central Africa) using gravity data," *Open Journal of Geology*, vol. 3, no. 5, pp. 331–339, 2013.
- [3] K. P. R. Malquaire, O. A. M. L. Clotilde, N. Nfor, N. M. Théophile, and M. D. Eliezer, "Determination of structural and geometrical parameters of the Kribi-Campo sedimentary sub-basin using gravity data," *International Journal of Geosciences*, vol. 8, no. 9, pp. 1210–1224, 2017.
- [4] S. Nguiya, W. Lemotio, P. Njandjock Nouck, M. M. Pemi, K. A. Tokam, and E. Ngatchou, "3D mafic topography of the transition zone between the north-western boundary of the Congo Craton and the Kribi-Campo sedimentary basin from gravity inversion," *International Journal of Geophysics*, vol. 2019, Article ID 7982562, 15 pages, 2019.
- [5] J. J. Nguimbous-Kouoh, J. Tchutchoua, S. Ngos III, T. N. Mbarga, and E. Manguelle-Dicoum, "Hydrocarbon potential of two coastal basins (Cameroon)," *International Journal of Geosciences*, vol. 9, no. 2, pp. 131–147, 2018.
- [6] J. Kamguia, E. Manguelle-Dicoum, C. T. Tabod, and J. M. Tadjou, "Geological models deduced from gravity data in the Garoua basin, Cameroon," *Journal of Geophysics and Engineering*, vol. 2, no. 2, pp. 147–152, 2005.
- [7] T. Ndougsa-Mbarga, E. Manguelle-Dicoum, and J. O. Campos-Enriquez, "Gravity anomalies, sub-surface structure and oil and gas migration in the Mamfe, Cameroon-Nigeria, sedimentary basin," *Geofísica Internacional*, vol. 46, no. 2, pp. 129–139, 2007.
- [8] N. Nfor, O. Angue Marie Louise Clotilde, K. Petou Rokis Malquaire, M. D. Eliezer, L. Tsakou Julyo Achille, and P. Kwagag Jöel, "A comparative geophysical study of the sedimentary-metamorphic contacts in the Douala and Kribi-Campo sub-basins of Cameroon," *Trends Journal of Sciences Research*, vol. 3, no. 1, pp. 33–51, 2018.
- [9] Y. N. Shandini, P. A. Kouske, S. Nguiya, and M. P. Marcelin, "Structural setting of the Koum sedimentary basin (North Cameroon) derived from EGM2008 gravity field interpretation," *Contributions to Geophysics and Geodesy*, vol. 48, no. 4, pp. 281–298, 2018.
- [10] T. Gruber, "Evaluation of the EGM2008 gravity field by means of GPS levelling and sea surface topography solutions," *Publication the International Association of Geodesy and International Gravity Field Service*, vol. 4, pp. 3–17, 2009.
- [11] W. Torge, *Geodesy*, Walter de Gruyter, Berlin, 3rd edition, 2001.
- [12] K. Burke, T. F. J. Dessauvagine, and A. J. Whiteman, "Opening of the gulf of Guinea and geological history of the Benue Depression and Niger delta," *Nature Physical Science*, vol. 233, no. 38, pp. 51–55, 1971.
- [13] D. Minyem and A. Nedelec, "Origin and evolution of the Eseka gneisses (Cameroon): Archean TTG reworked in the Panafrican mobile belt," in *15th Colloquium of African Geology*, pp. 21–24, Université Nancy I, France, 1990.
- [14] J. P. Nzenti, T. Njanko, E. L. T. Njiosseu, and F. M. Tchoua, "Les domaines granulitiques de la chaîne panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun," *Géologie et Environnement au Cameroun*, vol. 1, pp. 255–264, 1998.
- [15] M. L. C. O. Angue, S. Nguiya, R. Nouayou, A. P. T. Kamga, and E. Manguelle-Dicoum, "Geophysical investigation of the transition zone between the Congo Craton and the Kribi-Campo sedimentary basin (Southwestern Cameroon)," *South African Journal of Geology*, vol. 114, no. 2, pp. 145–158, 2011.
- [16] J. M. Ntamak-Nida, S. Bourquin, J. C. Makong et al., "Sedimentology and sequence stratigraphy from outcrops of the Kribi-Campo sub-basin: Lower Mundeck Formation (Lower Cretaceous, southern Cameroon)," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 58, no. 1, pp. 1–18, 2010.
- [17] J. M. Tadjou, R. Nouayou, J. Kamguia, H. L. Kande, and E. Manguelle-Dicoum, "Gravity analysis of the boundary between the Congo Craton and the Pan-African belt of Cameroon," *Austrian Journal of Earth Sciences*, vol. 102, pp. 71–79, 2009.
- [18] K. Burke, "Seismic areas of the Guinea coast where Atlantic fracture zones reach Africa," *Nature*, vol. 222, no. 5194, pp. 655–657, 1969.
- [19] L. Perez-Diaz and G. Eagles, "Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data," *Tectonics*, vol. 33, no. 9, pp. 1848–1873, 2014.
- [20] F. Collignon, *Gravimétrie et reconnaissance de la république fédérale du Cameroun*, ORSTOM, Paris, 1968.
- [21] N. K. Pavlis, S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor, "An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008," in *EGU General Assembly*, pp. 13–18, Vienna, Austria, 2008.
- [22] N. K. Pavlis, S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor, "The development and evaluation of the earth gravitational model 2008 (EGM2008)," *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, no. B4, 2012.
- [23] A. Eyike, C. S. Werner, J. Ebbing, and E. M. Dicoum, "On the use of global potential field models for regional interpretation of the West and Central African Rift System," *Tectonophysics*, vol. 492, no. 1-4, pp. 25–39, 2010.
- [24] N. H. Evariste, L. Genyou, C. T. Tabod et al., "Crustal structure beneath Cameroon from EGM2008," *Geodesy and Geodynamics*, vol. 5, no. 1, pp. 1–10, 2014.
- [25] J. Marcel, J. M. Abate Essi, P. N. Nouck, O. Sanda, and E. Manguelle-Dicoum, "Validation of gravity data from the geopotential field model for subsurface investigation of the Cameroon volcanic line (Western Africa)," *Earth, Planets and Space*, vol. 70, no. 1, 2018.
- [26] P. G. Kamto, G. J. Nkougou, S. C. Tchato, W. Lemotio, L. A. A. Atangana, and J. Kamguia, "Contribution of satellite gravity data (EGM2008) for structural characterization of the Goufey-Tourba basin (Northern Cameroon)," *The International Journal of Engineering and Science*, vol. 9, no. 4, pp. 1–7, 2020.
- [27] S. K. Pal and T. J. Majumdar, "Geological appraisal over the Singhbhum-Orissa Craton, India using GOCE, EIGEN6-C2 and in situ gravity data," *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, vol. 35, pp. 96–119, 2015.

- [28] J. Vaish and S. K. Pal, "Geological mapping of Jharia coalfield, India using GRACE EGM2008 gravity data: a vertical derivative approach," *Geocarto International*, vol. 30, no. 4, pp. 388–401, 2015.
- [29] C. Amante and B. W. Eakins, "ETOPO1 1 arc minute global relief model: procedures, data sources and analysis," NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 2009.
- [30] H. Moritz, *Advanced physical geodesy*, Karlsruhe: Wichmann, Tunbridge, England, 1980.
- [31] R. Forsberg and C. C. Tscherning, *An Overview Manual for the GRAVSOFT Geodetic Gravity Field Modelling Programs. DRAFT*, Contract report for JUPEM, Copenhagen, 1st edition, 2008.
- [32] A. Zaki, A. H. Mansi, M. Selim, M. Rabah, and G. El-Fiky, "Comparison of satellite altimetric gravity and global geopotential models with shipborne gravity in the Red Sea," *Marine Geodesy*, vol. 41, no. 3, pp. 258–269, 2018.
- [33] K. Dimitriadis, G. A. Tselentis, and K. Thanassoulas, "A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source depth estimation," *Computers & Geosciences*, vol. 13, no. 5, pp. 549–560, 1987.
- [34] F. A. Kadirov, "Application of the Hartley transform for interpretation of gravity anomalies in the Shamakhy-Gobustan and Absheron oil- and gas-bearing regions, Azerbaijan," *Journal of Applied Geophysics*, vol. 45, no. 1, pp. 49–61, 2000.
- [35] H. J. Gotze and S. Krause, "The Central Andean gravity high, a relic of an old subduction complex?," *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 14, no. 8, pp. 799–811, 2002.
- [36] A. B. Reid, J. M. Allsop, H. Granser, A. J. Millett, and I. W. Somerton, "Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution," *Geophysics*, vol. 55, no. 1, pp. 80–191, 1990.
- [37] F. J. R. Syberg, "A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields," *Geophysical Prospecting*, vol. 20, no. 1, pp. 47–75, 1972.
- [38] B. H. Jacobsen, "A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps," *Geophysics*, vol. 52, no. 8, pp. 1138–1148, 1987.
- [39] L. L. Nettleton, "Regionals, residuals and structures," *Geophysics*, vol. 19, no. 1, pp. 1–22, 1954.
- [40] V. J. S. Grauch and L. Cordell, "Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data," *Geophysics*, vol. 52, no. 1, pp. 118–121, 1987.
- [41] J. D. Philips, "Processing and interpretation of aeromagnetic data for the Santa Cruz Basin-Patahonia mountains area, South Central Arizona," U.S. Geological Survey Open File Report, Arizona, 1998.
- [42] R. J. Blakely and R. W. Simpson, "Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies," *Geophysics*, vol. 51, no. 7, pp. 1494–1498, 1986.
- [43] S. B. Lyngsie, H. Thybo, and T. M. Rasmussen, "Regional geological and tectonic structures of the North Sea area from potential field modelling," *Tectonophysics*, vol. 413, no. 3-4, pp. 147–170, 2006.
- [44] D. T. Thompson, "EULDPH: a new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data," *Geophysics*, vol. 47, no. 1, pp. 31–37, 1982.
- [45] J. Vicat, G. Moloto-A-Kenguemba, and A. Pouclet, "Granitoids of the Proterozoic cover of the Congo craton northern edge (South- East of Cameroon and South-West of the Central African Republic), witnesses of a post-Kibarian to pre-Pan-African magmatic activity," *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, vol. 332, no. 4, pp. 235–242, 2001.
- [46] K. P. R. Malquaire, O. A. M. Louise, N. Nfor, and M. D. Eliezer, "3D modelling from new and existing gravity data of an intrusive body in the northern part of Kribi-Campo sub-basin in Cameroon," *International Journal of Geosciences*, vol. 8, no. 8, pp. 984–1003, 2017.
- [47] F. Koumetio, D. Njomo, C. N. Tatchum, K. A. P. Tokam, C. T. Tabod, and E. Manguelle-Dicoum, "Interpretation of gravity anomalies by multi-scale evaluation of maxima of gradients and 3D modelling in Bipindi region (Southwest Cameroon)," *International Journal of Geosciences*, vol. 5, no. 12, pp. 1415–1425, 2014.
- [48] J. M. Nnange, V. Ngako, J. D. Fairhead, and C. J. Ebinger, "Depths to density discontinuities beneath the Adamawa Plateau region, Central Africa, from spectral analyses of new and existing gravity data," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 30, no. 4, pp. 887–901, 2000.
- [49] Y. N. Shandini, J. M. Tadjou, C. T. Tabod, and J. D. Fairhead, "Gravity data interpretation in the northern edge of the Congo Craton, South-Cameroon," *Anuário do Instituto de Geociências*, vol. 33, pp. 73–82, 2010.
- [50] C. A. Basseka, Y. Shandini, and J. M. Tadjou, "Subsurface structural mapping using gravity data of the northern edge of the Congo Craton, South Cameroon," *Geofizika*, vol. 28, pp. 229–245, 2011.

Evaluation of latest marine gravity field models derived from satellite altimetry over the Gulf of Guinea (Central Africa) with shipborne gravity data

PAUL GAUTIER KAMTO^{1,2}, LOUDI YAP^{1,2}, SÉVÉRIN NGUIYA^{2,3}, LUDOVIC HOUETCHAK KANDÉ^{1,2} AND JOSEPH KAMGUIA^{1,2}

- 1 Research Laboratory in Geodesy, National Institute of Cartography (NIC), PO Box 157, Yaounde, Cameroon (gautier1994@yahoo.fr)
- 2 Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaounde I, Yaounde, Cameroon
- 3 Laboratory E3M, Faculty of Industrial Engineering, University of Douala, Douala, Cameroon

Received: September 27, 2020; Revised: December 19 2021; Accepted: January 3, 2022

ABSTRACT

The marine gravity field is vital for mapping various submarine geological and tectonic structures, also for computation of high-resolution gravimetric geoid. This study aims to evaluate the accuracy of two latest high-resolution marine gravity models derived from satellite altimetry (DTU17 and SSv27.1) using shipborne gravity data and to produce high-precision gravity field over the Gulf of Guinea. The gross-errors affecting the shipborne gravity data have been removed by cross-validation technique to ensure better evaluation of gravity field models. The standard deviation σ of the differences between the measured and model gravity data drops from 9.96 mGal before the cross-validation to 6.28 mGal after this process. The comparison between the DTU17 and SSv27.1 gravity field models has been done in order to detect significant differences between them. The differences between the two models are quite small with a mean of 1.73 mGal and σ of 6.55 mGal. The discrepancies between them are found around coastal areas and along islands. This shows the poor accuracy of satellite altimetry near coastal areas. Afterwards, the accuracy of each marine gravity field models was evaluated using shipborne gravity data free of gross-errors. The SSv27.1 model fits better to the shipborne gravity data with a mean of -4.88 mGal and σ of 7.18 mGal. Hence, the SSv27.1 model has a better performance than the DTU17 model on the Gulf of Guinea. Finally, we used the least-squares collocation technique associated to the Markov model of second-order covariance to combine the SSv27.1 model with the shipborne gravity data. We produced here a marine gravity field of good accuracy around the Gulf of Guinea with no data gaps. The precision of this combined gravity field is estimated to be 5.54 mGal with a spatial resolution of 1 arc-minute.

Keywords: satellite altimetry, shipborne gravity, marine gravity, least-squares collocation, gulf of Guinea

1. INTRODUCTION

The unprecedented development of satellite altimetry with the launch of several space missions in the recent years (Envisat, Jason-1, HY-2, Saral, CryoSat-2, Sentinel, etc) has revolutionized the knowledge of marine gravity field (*Sandwell et al., 2014; Girishbai et al., 2018*). The marine gravity field derived from satellite altimetry contains vital information that are essential for many marine geoscience studies. For instance, in geodesy, the gravity field intervenes in the computation of marine geoid (*Barzaghi et al., 2018*). In geophysics, it is a powerful tool for mapping various submarine geological and tectonic structures, particularly for deep ocean basins poorly mapped by vessels or those covered by sediments (*Sandwell et al., 2014; Łyszkowicz and Bernatowicz, 2017*). *Girishbai et al. (2018)* argued that gravity data from satellite is very important and economic for preliminary studies, for understanding regional geological niche and its structural/tectonic control in ocean domain. *Fairhead et al. (2001)* outlined the impact of gravity data derived from satellite altimetry on marine exploration around the Gulf of Mexico. In this later region, *Sandwell et al. (2014)* used a new global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1. They revealed a major propagating rift, abyssal hill fabric on slow-spreading ridges, and thousands of previously uncharted seamounts. In order to map the seafloor and tectonic structures with a view to reconstruct the microplate history over some important oceans around the world (Indian, Pacific Oceans), numerous studies using satellite altimetry derived gravity data have been performed (*Matthews et al., 2016; Wright et al., 2016*). In spite of the importance of Gulf of Guinea in the geological and mineral contexts in West Africa, up to now, no similar and comprehensive study has yet been reported over this region. In fact, the oceanic domain of the Cameroon Volcanic Line (CVL), a major geological feature in the region and the prolongation of unmapped Pan-African shear zone into Brazil (*Burke et al., 1971; Browne and Fairhead, 1983*) are displayed through the Gulf of Guinea. Furthermore, this region is poorly studied because there is a serious lack of homogeneous gravity, magnetic or seismic data with higher spatial resolution and accuracy. Shipborne gravity data available in the study area are very sparse, contain some biased values due to instrumental and navigation errors (*Wessel and Watts, 1988*). To overcome this situation, gravity data derived from satellite altimetry due to their freely availability and high-resolution (1 arc-minute) is the best database to be used, especially for an inaccessible area as the Gulf of Guinea. Nowadays, new satellite sets and altimeter technologies have facilitated the production of marine gravity models derived from satellite altimetry (*Green et al., 2018*). Before using the marine gravity model in the study of submarine geological and tectonic structures around the Gulf of Guinea, the most accurate and recent marine gravity models derived from satellite altimetry must be evaluated and selected. Numerous studies validating the accuracy performance of marine gravity field derived from satellite altimetry have been performed around the world (*Andersen and Knudsen, 2019; Zaki et al., 2018; Lequentrec-Lalancette et al., 2016; etc.*).

This paper aims to evaluate the accuracy of latest freely available high resolution marine gravity data derived from satellite altimetry in the Gulf of Guinea by comparing them with shipborne gravity data. In this work, the datasets used are firstly presented and the shipborne gravity data are filtered by the cross-validation technique. Later on, the

satellite altimetry-derived gravity models are compared to identify the significant differences. Further, the gravity models are compared with the shipborne data in order to evaluate the one that best represents the marine gravity field in the study area. Finally, the best marine gravity model is merged with the shipborne gravity data to produce a gravity dataset with higher accuracy; note that an outlier rejection has been performed before merging shipborne and altimetry derived gravity.

2. DATA AND METHOD

2.1. Shipborne gravity data

The shipborne gravity data used in this study were compiled by the Institut de Recherche pour le Développement (IRD, France) and released by the Bureau Gravimétrique International (BGI) (<http://bgi.obs-mip.fr/>). Our study area (Gulf of Guinea) is located between -6°S and 6°N latitude and from -5°E to 12°E longitude. A total number of 40613 shipborne gravity measurements were provided by the BGI along with their spatial distribution as reported in Fig. 1. The gravity data provided by the BGI database have an average accuracy of 5 mGal (Drewes *et al.*, 2012). This poor accuracy is probably due to the instability of the platforms used, poor links with coast base stations and misuse of reference systems. Their spatial resolution is approximately 1 data per 50 km^2 . Gravity measurements were carried out according to the methods used in all ORSTOM gravity surveys with a distance of about 3 km between stations (Poudjom *et al.*, 1995). The format of these data has been described in detail in The Geodesist Handbook (Drewes *et al.*, 2012). This document gives more information on the origin of the collected data, the position and altitude of gravity measurement points.

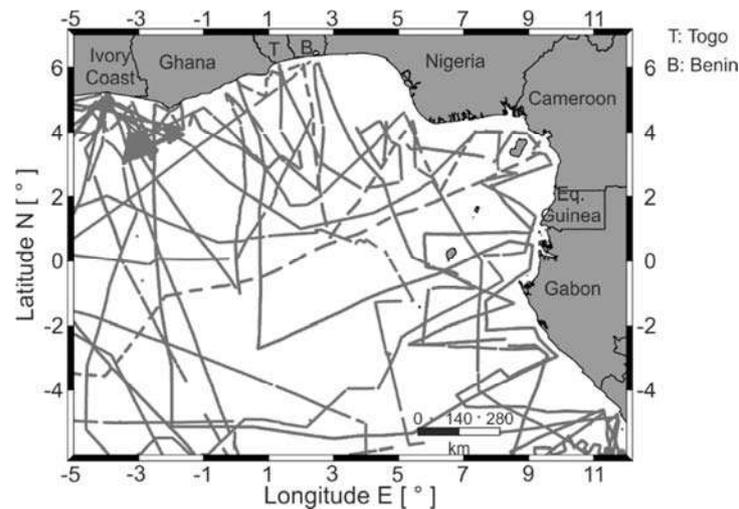


Fig. 1. Distribution of shipborne gravity measurements over the study area, Gulf of Guinea.

Before using the shipborne gravity database in this study, gross errors that affects its accuracy have been removed. The inconsistency of the shipborne gravity data could be related to the difference existing between IRD gravity base stations and the Potsdam base station. Hence, the marine gravity database was corrected considering the Potsdam base value by the following equation (Li and Götze, 2001):

$$\delta g = -16.3 + 13.7 \sin^2 \varphi, \quad (1)$$

where δg is the correction to add (in mGal) and φ is the latitude of the station.

Figure 1 shows that the marine gravity data are more or less scattered and are distributed heterogeneously over the target area. Many gaps are observed in this marine gravity database. It is therefore necessary to densify it significantly with satellite altimetry data.

2.2. Tested satellite altimetric gravity models

In this study, two freely available latest high-resolution gravity field models derived from satellite altimetry, the DTU17 (Andersen and Knudsen, 2019) and SSv27.1 (Sandwell et al., 2014) containing the data of previous marine gravity field models and the new Cryosat-2 and Jason-1 data are evaluated. Zaki et al. (2018) also evaluated the two previous marine gravity models (DTU13 and SSv23.1) with shipborne gravity data around the Red Sea.

2.2.1. DTU17 Model

The DTU17 marine gravity field model (Andersen and Knudsen, 2019) used in this study is presented as a grid delivered with a grid of 1 arc-minute interval with free-air gravity anomalies derived from many satellite altimetry missions (Jason-1, CryoSat and SARAL/AltiKa). With the advent of these recent satellite missions, the precision of the altimetric gravity field is constantly increasing compared to that obtained during the ERS-1 and Geosat missions. DTU17 was also enhanced with EGM2008 free-air gravity (Pavlis et al., 2012) with the same resolution in order to ensure global coverage (Andersen and Knudsen, 2019). The new SARAL/AltiKa altimetry data have been added to the DTU17 model. This addition has substantially enabled the improvement of the DTU17 model in the marine gravity mapping. Although the DTU15 (Andersen et al., 2017) and DTU17 models have similar standard deviations (in order of 2.51 mGal) in the north-west Atlantic Ocean, the DTU17 model provides a significant improvement in the coastal areas due to the use of an improved ocean tide model (Andersen and Knudsen, 2019). This enhances the shorter wavelength of the gravity field (10–15 km). Also, due to the longer time-series and improved data processing, DTU17 model offers a significant improvement in the Arctic Ocean. This model is available free of charge to the general public and can be downloaded from the website of the Technical University of Denmark.

2.2.2. SSv27.1 Model

The SSv27.1 marine gravity field model is the update of the V21 marine gravity field model (Sandwell et al., 2014) that takes into account some coastal gravity artifacts. SSv27.1 model contains all the data used in the computation of V26 model completed by the 12 months of retracked Jason-2 data and 2 more months of AltiKa data. This model is

delivered as a grid with a grid of 1 arc-minute interval. As DTU17, SSv27.1 was obtained practically from the same available altimetry data and the main difference between the two models is in the computation algorithm used. DTU17 uses the residual sea surface heights (SSH) (Andersen et al., 2017) while SSv27.1 employs the residual slopes of the SSH (Sandwell et al., 2014). In the vicinity of coastal zones, residual SSH is less affected by the lack of data comparatively to residual SSH slopes (Zaki et al., 2018). Pavlis et al. (2012) argued that, the use of residual SSH slopes tends to produce gravity anomalies that are “richer” in high-frequency content with respect to residual SSH. These observations stretch to highlight the quality of DTU17 in the vicinity of coastal areas but the validation has to confirm that allegation. SSv27.1 is available free of charge and can be downloaded from the University of California San Diego website.

2.3. Statistical analysis of all datasets used

The marine altimetric gravity grids of 1 arc-minute of resolution were extracted from the DTU17 and SSv27.1 global models over the entire study area. Table 1 presents the statistics of the different databases used in this work. It shows that altimetric gravity models DTU17 and SSv27.1 are very similar, namely with their standard deviation (σ) and mean value (μ). This is probably due to the fact that both models are constructed practically from the same available altimetry data (Jason-1, CryoSat and SARL/AltiKa). The standard deviation of shipborne gravity data (25.74 mGal) before gross-error correction is not far from those of the two tested models. However, the accuracy and spatial resolution, as well as the distribution of shipborne gravity data and satellite altimetry data, are different in this case.

2.4. Cross-validation method

In this study, the cross-validation method which is a good approach to detect and eliminate multiple errors in the database (Tscherning, 1991) has been used. This method has already been successfully applied in several scientific works (Zaki et al., 2018; Behnabian et al., 2018; Featherstone and Sproule, 2006). The leave-one-out cross-validation technique was chosen because it is quite accurate and makes it possible to estimate unbiased statistical errors contained in the database (Zaki et al., 2018; Vapnik and Chapelle, 2000). The validation process consists in the leaving-out of a data item in the dataset to be used in the validation while the others are used to interpolate it (Arlot and Celisse, 2010). This algorithm is applied in turn until the database is completely exhausted. This method can be summarized in four main steps:

1. Choose and exclude a single measurement to be validated in the database;
2. Select an appropriate interpolation technique;

Table 1. Statistics of the datasets used in this study; σ stands for standard deviation.

Dataset	Number of Points	Max [mGal]	Min [mGal]	Mean [mGal]	σ [mGal]
Shipborne gravity data	40613	161.02	-202.80	-16.96	25.74
DTU17	797401	489.12	-104.16	1.19	25.43
SSv27.1	797401	456.40	-133.50	1.16	25.60

3. Interpolate excluded observation selected for validation with all other surrounding data;
4. Evaluate the residuals (differences between actual values and interpolated ones) and take into account the outliers with large residuals.

The quality of the predicted values and the residual values obtained in step 4 depends mainly on the interpolation method, the data density and the geographical distribution of different observations (Kamguia et al., 2007). The choice of the interpolation technique is therefore decisive for this step. The research conducted by Kamguia et al. (2007) in this study area argued that the kriging method was the suitable accurate interpolation method to be used in this region. Kriging is a widely used interpolation method for detecting biased values (Matheron, 1963). In this work, kriging interpolation method is used to minimize prediction errors. After interpolation, the residual values are computed and their σ is determined to check for the normal distribution. The normal distribution is used here to remove outliers in the database. In fact, the values less than σ away from the mean account for 68.27% of the total shipborne data while 2σ from the mean account for 95.45%; and 3σ account for 99.73%. A normal distribution with σ , 2σ and 3σ away from the mean has been tested on the residual values. In this study, two standard deviations from the mean has been chosen to apply the normal distribution to the residual values because it showed a better filtering. Hence, the residual values x before the cross-validation should be in the following range:

$$\mu - 2\sigma \leq x \leq \mu + 2\sigma . \quad (2)$$

2.5. Kriging interpolation method - least squares collocation

Kriging is a method of interpolation in geostatistics (Krige, 1978). This method is used to predict the value of a field at a point P from neighboring points. It is a linear estimation method allowing to have a minimum variance. Indeed, the value to be predicted is obtained by linear combination of the known values. The kriging technique is based on the principle of least squares. The value to be predicted at a point P is given by the following equation:

$$Z_p = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z_i , \quad (3)$$

where Z_p is the value interpolated or predicted at a point P ; Z_i are the known values at the surrounding points, and λ_i are the coefficients of the values of Z_i satisfying the following condition:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1. \quad (4)$$

The values of λ_i depend on the distance between the known point and the point to be predicted. The closer points have a greater influence on the value to be interpolated.

The kriging interpolation method is widely used in geophysics and geodesy because it can predict points on a regular grid with good accuracy (Kamguia et al., 2007). Kriging can also be used to detect erroneous values in a database (Matheron, 1963). This method

has been adopted in this work in the process of filtering marine gravimetric data by cross validation method. Here, the kriging interpolation is performed with the Surfer® contouring and mapping software.

In addition, the method of least squares collocation (LSC) is used in the combination process of marine gravity data with the marine gravity model derived from satellite altimetry. It is a statistical estimation method combining the least squares fitting and the least squares prediction. The kriging technique is a particular case of LSC. The prediction is realized here with to GEOGRID program of the GRAVSOFIT software package (Forsberg and Tscherning, 2008). During this processing, the Markov model of second-order covariance

$$c(s) = c_0 (1 + \alpha s) e^{-\alpha s} \quad (5)$$

was used with a correlation length of 30 km and 1 mGal of white noise. The model parameters were chosen after several tests made over a range of 10–50 km for the correlation length and 1–5 mGal for the white noise. Here, c_0 is empirical variance obtained automatically from the data, α is determined from the correlation length and s represents the distance between the pair of points considered.

3. RESULTS

3.1. Cross-validation of shipborne gravity data

Shipborne gravity data are usually affected by several biased values caused by navigation, poor links with coast base stations and misuse of reference systems (Denker and Roland, 2005). The Eötvös effect also generates errors when it is miscalculated with inaccurate vessel heading and over-the-ground velocity. Some marine gravity measurements have done before 1967 and at that time, the majority of ships used a celestial navigation system with fairly low accuracy (up to a few tens of mGal). Therefore, it is important to check and remove the gross-errors in this marine database before using it by applying a proper filtering method to detect the skewed values. This process has been applied on shipborne free-air gravity anomalies by Kamto *et al.* (2021) to evaluate global gravity field models over the Gulf of Guinea.

The kriging interpolation is applied on 40613 points of shipborne gravity data and the residual values are then evaluated. The results containing in Table 2 show that, the marine gravity database does not have extreme skewed values (e.g. 9999 or –9999 mGal). Nevertheless, some persistent aberrations exist as shown by the evaluated residual values. After applying the cross-validation method, the σ of the residual values decreased from 9.96 to 6.28 mGal.

At the end of the cross-validation procedure, 2148 outliers have been detected and removed from the raw residual data set. In this study, outliers are chosen as residual values greater than 2σ (Zaki *et al.*, 2018). Distribution of residual values before cross validation over the study area is shown in Fig. 2.

Table 2. Statistics of shipborne gravity data before and after cross-validation. The residuals represent differences between actual and interpolated values; σ is standard deviation.

Anomaly Type	Number of Data	Max [mGal]	Min [mGal]	Mean [mGal]	σ [mGal]
Before cross-validation	40613	161.02	-202.80	-16.96	25.74
Residuals before cross-validation	40613	120.97	-157.29	1.47	9.96
After cross-validation	38465	111.92	-86.80	-17.85	24.16
Residuals after cross-validation	38465	19.92	-19.87	0.69	6.28

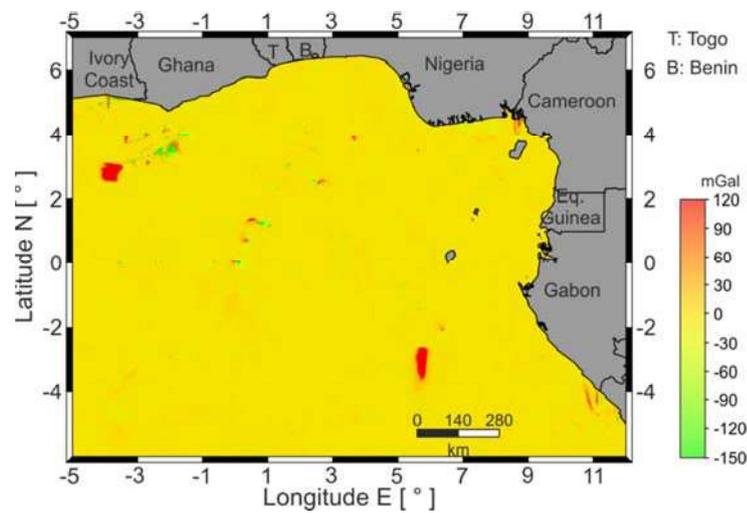


Fig. 2. Map of residual values (differences between actual and interpolated values) of shipborne gravity data before cross-validation over the study area.

3.2. Statistical comparison among tested satellite altimetric gravity models

In order to show how each model fits to another, to identify the geographical positions of significant outliers among these models, the comparison of two tested models has been done. Thus, the grid differences between models were calculated at identical points. Figure 3 displays the free-air gravity anomalies derived from the satellite altimetry models DTU17 (Fig. 3a), SSV27.1 (Fig. 3b), and their difference (Fig. 3c). Figure 3d shows the distribution of tiny islands and submarine mounts in the study area. The last plot was acquired from one of the most resolute bathymetric/topographic models currently available on a global scale: the 15 arc-second Shuttle Radar Topography Mission (USGS, 2017).

An analysis of Fig. 3c shows that there are some large differences between the two gravity altimetric models with a minimum of -94.25 mGal and a maximum of 320 mGal. The large differences are found around coastal areas and along the islands of Bioko and Sao Tomé and Príncipe situated on the Cameroon Volcanic Line (CVL) (see Fig. 3d).

Differences are also seen in fractures zones, which are scars made by transform faults during seafloor spreading. Including seamounts and coasts, that means wherever topography is rough, the large differences occur. These differences could be related to the computation algorithm used. Recall that DTU17 uses the residual sea surface heights (SSH) (Andersen *et al.*, 2017) while SSv27.1 employs the residual slopes of the SSH (Sandwell *et al.*, 2014). The surface heights of the sea are much less affected by the lack of altimetry data on coastal terrestrial areas unlike the surface height gradients of the sea. On the other hand, the use of residual SSH slopes tends to produce free-air gravity anomalies that are “richer” in high-frequency content with respect to residual SSH (Palvis *et al.*, 2012). For these reasons, the DTU17 model is much better near or around coastal areas and along the islands of Bioko and Sao Tomé and Príncipe. Nevertheless, this comparison is not enough to conclude which model is better on the study area. Thus, the validation of these satellite altimetric gravity models using filtered shipborne gravity data is necessary.

3.3. Evaluation of satellite altimetric gravity models using shipborne gravity data

After the extraction of satellite altimetric data through the bilinear interpolation from the surrounding grid points, at the locations of the shipborne gravity data, the differences between the corresponding values of these two kinds of data were calculated. The spatial

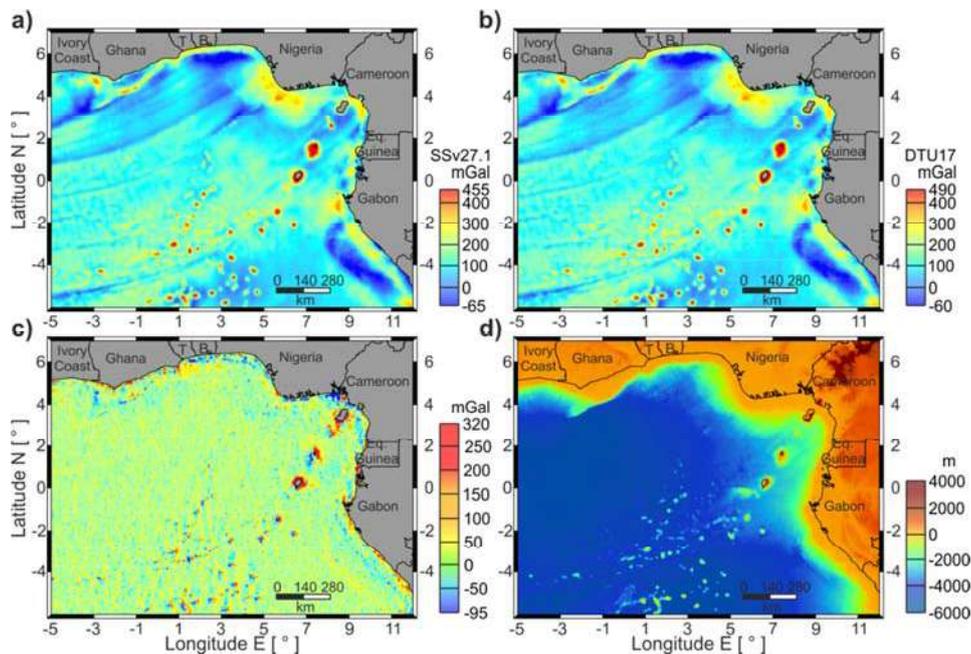


Fig. 3. a) The free-air gravity anomalies derived from the satellite altimetry SSv27.1 model and b) DTU17 model over the Gulf of Guinea; c) differences between models shown in b) and a); d) depth of the sea and distribution of tiny islands and submarine mountains in the study area.

distribution of differences between the BGI shipborne gravity data and DTU17 and SSv27.1 altimetric gravity data is shown in Fig. 4. The statistics of these differences are summarized in Table 3. From these statistics, it is obvious that the gross-errors in the shipborne gravity data used as reference data have a great influence on the accuracy evaluation of the satellite altimetric models. In fact, the standard deviation value of DTU17 model dropped by almost 25% from 11.94 to 8.89 mGal. Likewise, in the case of SSv27.1 model, this value dropped from 11.83 to 7.18 mGal after removing gross-errors. There is no significant difference between the BGI-DTU17 and BGI-SSv27.1 combination (mean difference of 1.73 mGal and difference in σ of 6.55 mGal). This could be explained by the fact that these models (DTU17 and SSv27.1) were constructed practically from the same available altimetry data. Even though the results of this study (Table 3) are close to those found by Zaki et al. (2018), they are significantly worse than those predicted in the literature (Andersen and Knudsen, 2019; Sandwell et al., 2013), where highly precise shipborne gravity surveys generally located away from the coastal areas with a rather complex bathymetry were conducted. Hence, the quality of shipborne gravity data is capital in such studies.

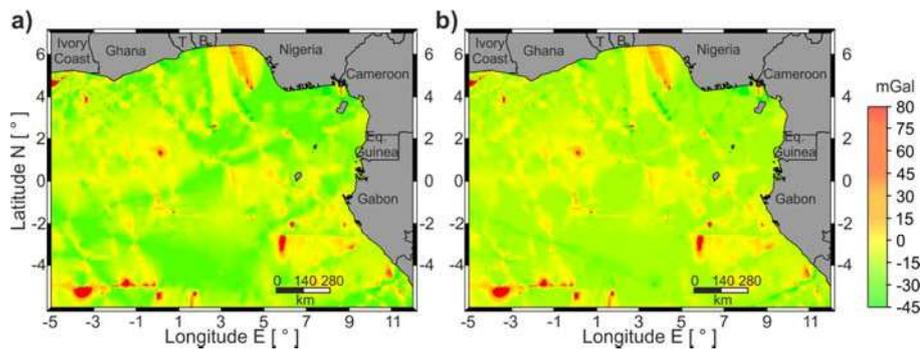


Fig. 4. Differences between the BGI shipborne gravity data and a) DTU17, and b) SSv27.1 model. Data of the same absolute value are shown with the same color.

Table 3. Statistics of differences between shipborne gravity data (BGI) and satellite altimetric models (DTU17 and SSv27.1), σ is standard deviation.

Differences between Models	Max [mGal]	Min [mGal]	Mean [mGal]	σ [mGal]
Before Filtering				
BGI – DTU17	115.93	-191.47	-6.21	11.94
BGI – SSv27.1	114.16	-191.09	-6.34	11.83
After Filtering				
BGI – DTU17	31.64	-78.39	-5.43	8.89
BGI – SSv27.1	34.70	-75.38	-4.88	7.18
DTU17 – SSv27.1	319.50	-94.25	1.73	6.55

Figure 4 shows significant and similar differences between the BGI shipborne gravity data and those of DTU17 and SSv27.1 models. The highest differences are mostly located over straight lines. Therefore, they could be related to the same ship tracks from long ocean cruises. The same observations were done by *Featherstone (2002)* in the southwest of Australia. The author argued that the ship-track data used in this area were susceptible to biases and tilts due to gravimeter drift and suggested that these data are to be ‘corrected’ to fit the altimeter data or are to be rejected altogether. Nevertheless, when σ is considered, the two tested models (DTU17 and SSv27.1) present no significant difference but the lowest statistical parameters of the SSv27.1 model (σ of 7.18 mGal and mean of -4.88 mGal) leads its choose as the one that represents better the marine gravity field over the study area.

4. COMBINATION OF SATELLITE ALTIMETRY AND SHIPBORNE GRAVITY DATA

The purpose of this section is to determine a unique and detailed marine gravity field in the study area by combining the best satellite altimetry grid (SSv27.1) previously validated with the cross-validated shipborne gravity data. The differences existing between the SSv27.1 model and the shipborne gravity data (Table 3) are due to many factors among which the poor representation of the high frequencies of the gravity field on the satellite altimetry grid. The shipborne gravity data are generally used to enhance the short wavelengths content of the altimeter data in order to create a coherent and consistent gravity field (*Strykowski and Forsberg, 1998; Amos et al., 2005; Zaki et al., 2018*). To combine the two datasets, the LSC method is used in this study (*Moritz, 1980; Strykowski and Forsberg, 1998; Amos et al., 2005; Zaki et al., 2018*). The differences between the shipborne gravity data and the SSv27.1 altimetry grid have been processed and converted into a regular grid (residual grid) of 1 arc-minute of resolution. The residual grid obtained was then combined with the 1 arc-minute satellite altimetry grid SSv27.1 in order to improve the short wavelength contribution of the altimetry data. The final marine gravity grid merged using shipborne and SSv27.1 data is shown in Fig. 5.

The statistics of the differences between the shipborne gravity data and the SSv27.1 altimetric gravity anomalies before and after the LSC are presented in Table 4. The mean and standard deviation before and after LSC merging changed from -4.88 to 0.21 mGal and from 7.18 to 5.54 mGal, respectively. This shows a clear improvement by the LSC technique.

5. CONCLUSIONS

The evaluation of latest marine gravity models derived from satellite altimetry using shipborne gravity data has been performed over the gulf of Guinea. Our results have shown that the standard deviation of the residual values (differences between the actual and interpolated values of the gravity data) drops from 9.96 mGal before the cross-validation to 6.28 mGal after the operation. The inter-comparison of two tested models (DTU17 and SSv27.1) shows that they fit to each other but also enables the identification of the geographical positions of significant outliers among them. The discrepancies

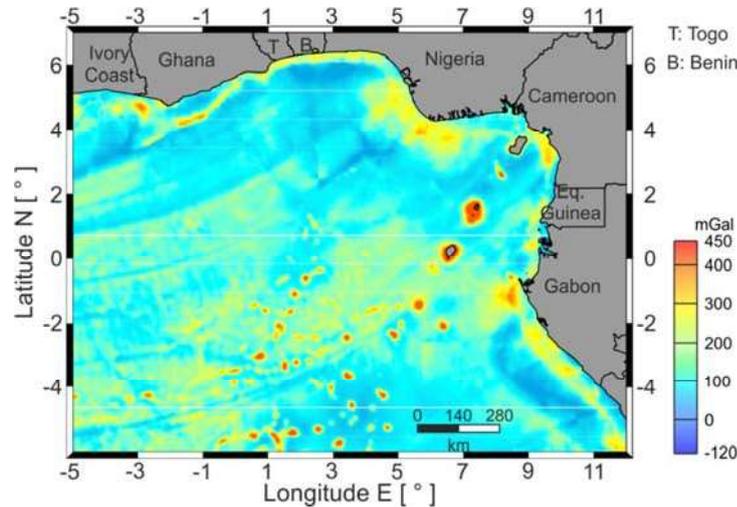


Fig. 5. Final marine gravity model obtained using combination of BGI shipborne gravity data and the SSv27.1 model.

Table 4. Statistics of the differences between shipborne data and SSv27.1 model anomalies before and after least squares collocation; σ represents standard deviation.

	<i>Min</i> [mGal]	<i>Max</i> [mGal]	<i>Mean</i> [mGal]	σ [mGal]
Before	-75.38	34.70	-4.88	7.18
After	-40.81	37.94	0.21	5.54

between them are found around coastal areas and along the islands. This confirms some previous marine research results which showed how altimetric models can be biased near coastal areas and areas with high bathymetric irregularity. Furthermore, the evaluation of the two tested models with the help of shipborne gravity data shows that the gross-errors in these reference data have a great influence on the accuracy of gravity field models. The σ value of DTU17 model dropped by almost 25% from 11.94 to 8.89 mGal after removing gross-errors. Likewise, in the case of SSv27.1 model, this value dropped from 11.83 to 7.18 mGal. These differences in σ are mainly linked to errors in the altimetric data near coastal areas and islands. Even though σ of the two tested models presents a small significant difference, the low σ value of 7.18 mGal for SSv27.1 model allows to choose this last as the one that represents better the marine gravity field over the study area. We have shown that the performance of the SSv27.1 model is better than that of the DTU17 model over the gulf of Guinea. We produced here a marine gravity field of good accuracy around the Gulf of Guinea with no data gaps. The precision of this merged gravity field is estimated to be 5.54 mGal.

The unique and consistent marine gravity field obtained in this study could be used in the further studies. In geophysics, it could be used to characterize the submarine

Marine gravity field models over the Gulf of Guinea

geological and tectonic structures in this strategic area and in geodesy in the frame of update of the gravimetric geoid models over Cameroon. However, the elimination of errors in the shipborne gravity dataset by the cross-validation method must be further investigated in order to avoid the rejection of some valid data. Also, the use of altimetric models remains limited given their low accuracy in coastal areas. Marine gravity field models derived from satellite altimetry should be associated with the most recent geopotential models to have a better representation of the marine gravity field.

Acknowledgments: The authors thank the Bureau Gravimétrique International (BGI) for providing shipborne gravity data over the study area. We also thank Professor René Forsberg who kindly give us the GRAVSOFTE package which allowed us to realize the prediction of gravity data (GEOGRID program). The Technical University of Denmark and the University of California San Diego are appreciated for making global gravity models available free of charge on its web page. We also want to thank the editor and reviewers for their comments on the manuscript. We are also grateful to the geodesy laboratory researchers of the National Institute of Cartography for their different comments and reviews which have helped to improve this work.

References

- Amos M.J., Featherstone W.E. and Brett J., 2005. Crossover adjustment of New Zealand marine gravity data, and comparisons with satellite altimetry and global geopotential models. In: Jekeli C., Bastos L. and Fernandes J. (Eds), *Gravity, Geoid and Space Missions*. International Association of Geodesy Symposia **129**, Springer-Verlag, Berlin, Germany, 266–271, DOI: 10.1007/3-540-26932-0_46
- Andersen O.B. and Knudsen P., 2019. The DTU17 global marine gravity field: first validation results. In: Mertikas S. and Pail R. (Eds), *Fiducial Reference Measurements for Altimetry*. International Association of Geodesy Symposia **150**. Springer, Cham, Switzerland, 83–87, DOI: 10.1007/1345_2019_65
- Andersen O.B., Knudsen P., Kenyon S., Factor J.K. and Holmes S., 2017. Global gravity field from recent satellites (DTU15) - Arctic improvements. *First Break*, **35**, 37–40, DOI: 10.3997/1365-2397.2017022
- Arlot S. and Celisse A., 2010. A survey of cross-validation procedures for model selection. *Statist. Surv.*, **4**, 40–79, DOI: 10.1214/09-SS054
- Barzaghi R., Carrion D., Vergos G.S., Tziavos I.N., Grigoriadis V.N., Natsiopoulou D.A., Bruinsma S. et al., 2018. GEOMED2: High-resolution geoid of the Mediterranean. In: Freymueller J. and Sánchez L. (Eds), *International Symposium on Advancing Geodesy in a Changing World*. International Association of Geodesy Symposia **149**. Springer, Cham, Switzerland, DOI: 10.1007/1345_2018_33
- Behnbabian B., Hossainali M.M. and Malekzadeh A., 2018. Simultaneous estimation of cross-validation errors in least squares collocation applied for statistical testing and evaluation of the noise variance components. *J. Geodesy*, **92**, 1329–1350, DOI: 10.1007/s00190-018-1122-9
- Browne J.D. and Fairhead J.D., 1983. Gravity study of the Central African Rift system: a model of continental disruption, 1, The Ngaoundere and Abu Gabra Rifts. *Tectonophysics*, **94**, 187–203
- Burke K., Dessauvage T.F.J. and Whiteman A.J., 1971. Opening of the Gulf of Guinea and geological history of the Benue Depression and Niger delta. *Nature Phys. Sci.*, **233**, 51–55

- Denker H. and Roland M., 2005. Compilation and evaluation of a consistent marine gravity data set surrounding Europe. In: Sansò F. (Ed.), *A window on the future of geodesy*. International Association of Geodesy Symposia **128**. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, Germany, 248–253, DOI: 10.1007/3-540-27432-4_42
- Drewes H., Hornik H., Adam J. and Rószka S., 2012. *IAG Geodesist's Handbook*. International Association of Geodesy (<https://www.iag-aig.org/geodesists-handbook/24>)
- Fairhead J.D., Green C.M., and Odegard M.E., 2001. Satellite-derived gravity having an impact on marine exploration. *The Leading Edge*, **20**, 873–876, DOI: 10.1190/1.1487298
- Featherstone W.E., 2002. Comparison of different satellite altimeter-derived gravity anomaly grids with ship-borne gravity data around Australia. Tziavos I.N. (Ed.), *Gravity and Geoid 2002*. Ziti Editions, Thessaloniki, Greece, 326–331
- Featherstone W.E. and Sproule D.M., 2006. Fitting AUSGeoid98 to the Australian Height Datum using GPS data and least squares collocation: Application of a cross-validation technique. *Surv. Rev.*, **38**, 573–582, DOI: 10.1179/sre.2006.38.301.573
- Forsberg R. and Tscherning C.C., 2008. *An Overview Manual for the GRAVSOFIT. Geodetic Gravity Field Modelling Programs*. 1st Edition. Contract Report for JUPEM. DTU and University of Copenhagen, Denmark.
- Girishbai D. and Bhadrán A. 2018. An integrated approach on satellite geodesy data to delineate morphotectonic and neotectonic activities in the West Coast off Kerala, Southern India. *Russ. J. Earth. Sci.*, **18**, ES2003, DOI: 10.2205/2018ES000617
- Green C.M., Fletcher K.M.U., Cheyney S., Dawson G.J. and Campbell, S.J., 2018. Satellite gravity - enhancements from new satellites and new altimeter technology. *Geophys. Prospect.*, **67**, 1611–1619, DOI: 10.1111/1365-2478.12697
- Kamguia J., Tabod C.T., Nouayou R., Tadjou J.M., Manguelle-Dicoum E. and Kande H.L., 2007. The local geoid model of Cameroon, CGM05. *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research*, **4** (2), 7–23.
- Kamto P.G., Yap L., Zanga A.A., Kande H.L., Nguiya S. and Kamguia J., 2021. Evaluation of global gravity field models using shipborne free-air gravity anomalies over the Gulf of Guinea, Central Africa. *Surv. Rev.*, DOI: 10.1080/00396265.2021.1921519
- Krige D.G., 1978. *Geostatistics for Ore Evaluation*. South African Institute of Mining and Metallurgy, Johannesburg, South Africa
- Li X. and Götze H.J., 2001. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, **66**, 1660–1668
- Lyszkowicz A. and Bernatowicz A., 2017. Current state of art of satellite altimetry. *Geodesy and Cartography*, **66**, 259–270, DOI: 10.1515/geocart-2017-0016
- Matheron G., 1963. Principles of geostatistics. *Econ. Geol.*, **58**, 1246–1266, DOI: 10.2113/gsecongeo.58.8.1246
- Matthews K.J., Müller R.D. and Sandwell D.T., 2016. Oceanic microplate formation records the onset of India-Eurasia collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **433**, 204–214
- Moritz H., 1980. *Advanced Physical Geodesy*. Wichmann, Karlsruhe, Germany
- Pavlis N.K., Holmes S.A., Kenyon S.C. and Factor J.K., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, **117**(B4), 2156–2202, DOI: 10.1029/2011JB008916

Marine gravity field models over the Gulf of Guinea

- Poudjom-Djomani Y.H., Boukeke D.B., Legeley-Padovani A., Nnange J.M., Albouy Y. and Fairhead J.D., 1996. *Levés Gravimétriques de Reconnaissance: Cameroun*. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, Paris, France (in French)
- Sandwell D., Garcia E., Soofi K., Wessel P., Chandler M. and Smith W., 2013. Toward 1-mGal accuracy in global marine gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1. *The Leading Edge*, **32**, 892–899, DOI: 10.1190/tle32080892.1
- Sandwell D., Muller R., Smith W., Garcia E. and Francis R., 2014. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, **346**, 65–67, DOI: 10.1126/science.1258213
- Strykowski G. and Forsberg R., 1998. Operational merging of satellite, airborne and surface gravity data by draping techniques. In: Forsberg R., Feissel M. and Dietrich R. (Eds), *Geodesy on the Move*. International Association of Geodesy Symposia **119**. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, Germany, 243–248, DOI: 10.1007/978-3-642-72245-5_35
- USGS, 2017. *Shuttle Radar Topography Mission* (<https://earthexplorer.usgs.gov>)
- Vapnik V. and Chapelle O., 2000. Bounds on error expectation for support vector machines. *Neural Comput.*, **12**, 2013–2036, DOI: 10.1162/089976600300015042
- Wright N.M., Seton M., Williams S.E. and Müller R.D., 2016. The late cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin. *Earth-Sci. Rev.*, **154**, 138–173
- Zaki A., Mansi A.H., Selim M., Rabah M. and El-Fiky G., 2018. Comparison of satellite altimetric gravity and global geopotential models with shipborne gravity in the Red Sea. *Mar. Geod.*, **41**, 258–269, DOI: 10.1080/01490419.2017.1414088