HAL
open science

Variabilité du niveau marin relatif le long du littoral de Brest (France) par combinaison de méthodes géodésiques spatiales (altimétrie radar, InSAR et GPS)

Cyril Poitevin

To cite this version:

Cyril Poitevin. Variabilité du niveau marin relatif le long du littoral de Brest (France) par combinaison de méthodes géodésiques spatiales (altimétrie radar, InSAR et GPS). Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2019. Français. NNT : 2019LAROS010 . tel-02475558

HAL Id: tel-02475558

https://theses.hal.science/tel-02475558v1

Submitted on 12 Feb 2020

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

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

UNIVERSITÉ DE LA ROCHELLE

ÉCOLE DOCTORALE EUCLIDE

LABORATOIRE : LIENSs

THÈSE présentée par :

Cyril POITEVIN

soutenue le : **29 Mai 2019**
pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de La Rochelle**
Discipline : **Terre solide et enveloppes superficielles**

Variabilité du niveau marin relatif le long du littoral de Brest (France) par combinaison de méthodes géodésiques spatiales (altimétrie radar, InSAR et GPS)

JURY :

Olivier DE VIRON	Professeur, Université de La Rochelle, Président du jury
Pascal BONNEFOND	Astronome, Observatoire de Paris, Rapporteur
Pierre BRIOLE	Directeur de recherche - CNRS, ENS Paris, Rapporteur
Bénédicte FRUNEAU	Maître de Conférences, Université Paris-Est Marne-la-Vallée, Examinatrice
Guy WÖPPELMANN	Professeur, Université de La Rochelle, Directeur de thèse
Laurent TESTUT	Physicien Adjoint, Observatoire Midi-Pyrénées, Co-directeur de thèse
Gonéri LE COZANNET	Docteur, Expert Scientifique au BRGM, Invité
Daniel RAUCOULES	Docteur, Expert Scientifique au BRGM, Invité

I am certain of nothing but
the holiness of the heart's affections,
and the truth of imagination. — John Keats

Remerciements

Face à l'épreuve psychique que peut représenter une thèse (Levecque et al. 2017), la vie de thésard peut s'avérer des plus difficile sans un environnement bienveillant. L'aboutissement de ce travail est donc également le fruit des échanges et du soutien apportés par de nombreuses personnes auxquelles ces remerciements sont dédiés.

Tout d'abord, je remercie Guy Wöppelmann et Laurent Testut de m'avoir donné l'opportunité de réaliser cette thèse, pour leur confiance, pour les différentes relectures et pour les conseils apportés tout au long de ces années de thèse.

Je remercie Daniel Raucoules et Gonéri Le Cozannet du BRGM qui ont suivi et co-encadré cette thèse et avec qui j'ai pu apprendre les rouages de l'InSAR. Merci pour votre soutien, votre enthousiasme et les différentes relectures.

Je remercie également le BRGM d'Orléans où j'ai été accueilli chaleureusement par les membres de l'unité DRP-R3C durant les 6 premiers mois de la thèse et le laboratoire LIENSs-UMR7266 où j'ai effectué le reste de la thèse en profitant du doux climat de La Rochelle.

Je tiens ensuite à remercier Olivier de Viron de l'université de La Rochelle, Pascal Bonnefond de l'Observatoire de Paris, Pierre Briole de l'École Normale Supérieure de Paris et Bénédicte Fruneau de l'université Paris-Est Marne-la-Vallée pour l'intérêt porté à mes travaux de thèse en tant que rapporteurs et/ou examinateur·rice·s.

Merci à Alain Coulomb de m'avoir accueilli quelques jours à l'IGN de Saint-Mandé et de m'avoir orienté dans les recherches d'archives sur les données de nivellement. Merci à Guy Berrou de m'avoir accueilli à Brest dans les locaux de la direction des ports, aéroports et du fret de la région Bretagne et de m'avoir partagé des informations intéressantes sur le port de commerce de Brest. Merci à Marta Marcos de l'IMEDEA (Espagne) pour sa contribution à la publication en lien à ces travaux de thèse.

Après sept années passées au LIENSs, il me serait difficile de citer toutes les personnes que j'ai pu côtoyer, mais si vous lisez ces remerciements et que vous vous sentez concerné(e), d'ors-et-déjà merci !

Toutefois, pour le soutien et/ou l'expérience et/ou l'aide et/ou les échanges apporté(e)(s) au cours de cette thèse, je remercie Armelle, Arthur, Benoit, Camille, Cécilia, Céline, Chloé, Clément, Christine, Élizabeth, Étienne, Fanny, Françoise, Frédérique, Guillaume, Jean-Rémy, Kévin, Laëtitia, Laure, Laurence, Lucia, Luuk, Marie, Marine, Martine, Médéric, Mikaël, Natacha, Nicolas, Raphaël, Sylvain, Thierry, Thomas, Valentin et Valérie. Mis saludos más sinceros al Adrián y Eva. Merci Alice, Bastien, Capucine et Mathilde pour tous ces moments partagés ! Cheers Katherine, let's go for an ice-cream in winter, ay ?! Merci Yann P. pour ton amitié et pour la résidence secondaire ! Cám on Hien, my big sister from Hanoï who always make me smile !

Je remercie chaleureusement mes collègues du bureau 123 pour leur gentillesse, leur patience et leurs encouragements ! Merci à Yann K. (j'espère que Tonton Maboule ne te manque pas trop), Thomas, Ion (I'm sure your french is perfect now), Denis et Mannaïg. Heel erg bedankt Anouk, ton amitié m'a portée jusque-là, jij bent mijn zonnestraaltje !

J'ai une pensée amicale pour Manon qui m'a également soutenue durant toutes ces années de thèse. (PS : je ne savais pas qu'une carotte pouvait devenir sanguinaire ?!)

Enfin, merci énormément à mes parents pour leur soutien si précieux.

Préface

Les principaux résultats de cette thèse ont été publiés dans la revue « Remote Sensing of Environment » (Poitevin et al. (2019) ; consultable en annexe D.2). Le présent manuscrit reprend ces résultats tout en apportant de plus amples informations sur les choix méthodologiques effectués ainsi que de nouveaux éléments de validation et d'interprétation des résultats.

Ce manuscrit de thèse a été structuré en six chapitres et s'accompagne de plusieurs appendices qui regroupent des figures et données complémentaires non-intégrées dans le corps de la thèse. Une liste des principales contributions des travaux de thèse est également disponible en annexe D.1.

Le chapitre 1 réalise un état des lieux des connaissances essentielles autour d'une grandeur d'intérêt face à la problématique de la thèse, à savoir le niveau marin relatif. Le chapitre 2 est un chapitre entièrement consacré à la zone d'étude de Brest avec une présentation non-exhaustive mais détaillée des connaissances d'intérêts sur la zone. Ce chapitre dégage ainsi les principales questions spécifiques au cas d'étude de Brest. Les chapitres 3 et 4 sont consacrés à l'interférométrie radar satellitaire (InSAR). Le chapitre 3 s'attèle à synthétiser les principaux concepts de cette approche en détaillant la méthode originale (section 3.3) et la méthode d'analyse en séries temporelles (section 3.4). Le chapitre 4 présente les analyses InSAR réalisées sur la zone de Brest avec une revue synthétique de la méthodologie mise en place en section 4.4 et une analyse détaillée des résultats en section 4.5. Le chapitre 5 est un chapitre qui regroupe plusieurs sections sur la

validation, l'exploitation et la discussion des résultats présentés dans le chapitre 4. Le point commun de ces sections réside dans la confrontation des résultats à des données ou méthodes extérieures.

Cette thèse a été financée par le Ministère de l'Enseignement supérieur de la Recherche et de l'Innovation entre octobre 2015 et septembre 2018. Ce travail de thèse a bénéficié d'un appui financier du CNES (« Centre National d'Études Spatiales ») par l'intermédiaire d'un financement TOSCA (« Terre, Océan, Surfaces Continentales, Atmosphère »). Cette thèse est également soutenue par le BRGM (« Bureau de Recherches Géologiques et Minières ») par l'intermédiaire d'une étroite collaboration scientifique. Les images satellites SAR des missions ERS-1/2 et ENVISAT ont été téléchargées gratuitement grâce au support de l'ESA (« European Space Agency ») par l'intermédiaire du projet Cat-1/19372. Les données marégraphiques et GPS sur Brest ont été téléchargées à partir de SONEL (« Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales » ; http://www.sonel.org/). Les données de nivellement utilisées dans cette thèse ont été mises à disposition par l'IGN (« Institut National de l'Information Géographique et Forestière »). Les données et autres rapports géotechniques sur le port de commerce de Brest ont été transmis gracieusement par la direction des ports, aéroports et du fret de la région Bretagne.

Table des matières

Remerciements **I**

Préface **III**

Liste des Abréviations **VIII**

Liste des Figures **XI**

Introduction **1**

1 Évolution et Observation du Niveau Marin : l'Importance des Mouvements Verticaux Côtiers **5**

1.1 Les variations du niveau marin 5

1.1.1 La hausse globale du niveau marin 5

1.1.2 Variabilités régionales du niveau marin 8

1.2 Influences des mouvements verticaux du sol sur le littoral 9

1.2.1 Des origines diverses 10

1.2.2 Des variabilités importantes 14

1.2.3 Les subsidences côtières 14

1.3 Moyens d'observation du niveau marin 17

1.3.1 La marégraphie 18

1.3.2 L'altimétrie radar spatiale 19

1.4 La mesure des mouvements verticaux côtiers 21

1.4.1 Différentes méthodes de mesure 22

1.4.1.1 GPS 23

1.4.1.2 Nivellement 25

1.4.1.3 Combinaison Altimétrie-Marégraphie 26

1.4.1.4 Autres méthodes 27

1.4.2 Problématique 28

2 Zone d'Étude de Brest 31
2.1 La ville de Brest 32
2.2 Le littoral de Brest 34
2.3 Entre terre et mer 37
2.3.1 Côté terre 37
2.3.2 Côté mer 41
2.4 Aléas et risques continentaux majeurs 42
2.5 État des lieux des connaissances et des données 44
2.5.1 Sur les mouvements verticaux du sol 44
2.5.1.1 Nivellement 45
2.5.1.2 GPS 47
2.5.2 Sur le niveau marin 49
2.5.2.1 Série marégraphique de Brest 49
2.5.2.2 Altimétrie radar spatiale 53
2.6 Questions spécifiques à la zone d'étude 55

3 Interférométrie Radar Satellitaire 57
3.1 Radar 57
3.2 Systèmes radar à synthèse d'ouverture (SAR) 58
3.2.1 Acquisition 58
3.2.2 Signal 58
3.2.3 Résolution 59
3.2.4 Images SAR 59
3.3 InSAR 61
3.3.1 Baseline 61
3.3.2 Phase interférométrique 61
3.3.3 Cohérence et décorrélations 64
3.3.4 Perturbations liées aux retards atmosphérique 66
3.4 Analyse en séries temporelles 67
3.4.1 Réflecteurs permanents 67
3.4.2 Configuration des paires interférométriques 68
3.4.3 Sélection des pixels 69
3.4.4 Déroulement de phase 70
3.5 Algorithmes d'analyses en séries temporelles 71

4 Les Mouvements Verticaux Côtiers à Brest : Analyse InSAR 73
4.1 Données SAR 73
4.2 Stacking 75
4.3 Analyse IPTA 76
4.4 Analyse StaMPS/MTI 78
4.4.1 Choix du master 78

4.4.2 Préparation des données 80
4.4.3 Génération des interférogrammes 81
4.4.4 Détection des pixels candidats 82
4.4.5 Combinaison des pixels sélectionnés 84
4.5 Résultats StaMPS/MTI 84
4.5.1 Résultats InSAR 84
4.5.2 Représentation des résultats 85
4.5.3 Analyse globale 88
4.5.4 Analyses spécifiques 94

5 Entre Stabilité et Subsidence Côtière : Implications des Résultats 99
5.1 Validation des résultats 99
5.1.1 Une zone globalement stable 100
5.1.2 Subsidence du port de commerce 103
5.2 Combinaison Altimétrie-InSAR 107
5.2.1 Approche 107
5.2.2 Problématique 108
5.2.3 Reconstitution 110
5.3 Discussions 113
5.3.1 Méthode InSAR 113
5.3.2 Les mouvements verticaux du sol sur Brest 118
5.3.3 Reconstitution des tendances relatives du niveau marin 121
5.3.4 Implications pour la gestion des risques côtiers 123

Conclusion 125

Bibliographie 132

Annexes 153
A.1 Figures complémentaires 154
B.1 Données SAR 162
C.1 Nivellement 165
C.1.1 Réseau de nivellement sur la ville de Brest au 1 : 25 000 166
C.1.2 Dénivelés et tendances issues du nivellement 167
C.1.3 Évolution de la nomenclature des repères sélectionnés 170
D.1 Contributions des travaux de thèse 171
D.2 Article publié sur Remote Sensing of Environment 172

Liste des Abréviations

- *APS* : Atmospheric Phase Screen
- *BRGM* : Bureau de Recherches Géologiques et Minières
- *CMEMS* : Copernicus Marine and Environment Monitoring Service
- *CNES* : Centre National d'Études Spatiales
- *D-InSAR* : Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar
- *DAC* : Dynamic Atmospheric Correction
- *DORIS* : Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite
- *DS* : Distributed Scatterers
- *DUT/DEOS* : Delft Institute of Earth-Oriented Space Research
- *EDF* : Électricité De France
- *ENVISAT* : Environmental Satellite
- *ERS* : European Remote-Sensing Satellite
- *ESA* : European Space Agency
- *GESLA-2* : Global Extreme Sea Level Analysis Version 2
- *GIEC* : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
- *GCN* : GLOSS Core Network
- *GIA* : Glacial Isostatic Adjustment
- *GLOSS* : Global Sea Level Observing System
- *GNSS* : Global Navigation Satellite System
- *GPS* : Global Positioning System
- *GRGS* : Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale
- *IGN* : Institut National de l'Information Géographique et Forestière
- *InSAR* : Interferometric Synthetic Aperture Radar

- *COI* : Commission Océanographique Intergouvernementale
- *IPCC* : Intergovernmental Panel on Climate Change
- *IPTA* : Interferometric Point Target Analysis
- *IRSN* : Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire
- *ITRF* : International Terrestrial Reference Frame
- *MNT* : Modèle Numérique de Terrain
- *MTI* : Multi-Temporal InSAR
- *ODR* : Orbital Data Records
- *PS* : Persistent Scatterers
- *PSI* : Persistent Scatterers Interferometry
- *PSMSL* : Permanent Service for Mean Sea Level
- *Radar* : Radio detection and ranging
- *RGP* : Réseau GNSS Permanent
- *RONIM* : Réseau d'Observation du Niveau de la Me
- *SAR* : Synthetic Aperture Radar
- *SBAS* : Small Baseline Subset interferometry
- *SHOM* : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine
- *SL* : Sea Level
- *SLA* : Sea Level Anomaly
- *SLE* : Sea Level Equivalent
- *SLC* : Single Look Complex
- *SLR* : Satellite Laser Ranging
- *SNR* : Signal to Noise Ratios
- *SONEL* : Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales
- *SRTM* : Shuttle Radar Topography Mission
- *SSH* : Sea Surface Height
- *StaMPS* : Stanford Method for Persistent Scatterers
- *ULR* : Université de La Rochelle
- *VLM* : Vertical Land Motion
- *VLBI* : Very Long Baseline Interferometry

Liste des Figures

1.1 Facteurs influant sur la hausse globale du niveau marin 6
1.2 Tendances régionales du niveau marin (1992-2018) 8
1.3 Variabilité spatiale des mouvements verticaux sur le littoral 13
1.4 Comparaison des référentiels d'observation 17
1.5 Localisation des marégraphes du GCN 20
1.6 Principe de l'altimétrie radar spatiale 21
1.7 Tendances des mouvements verticaux côtiers issues de la solution GPS ULR6 23
1.8 Répartition des stations GPS permanentes en Bretagne (France) 29

2.1 Zone d'étude 33
2.2 Le littoral de Brest 34
2.3 Évolution de l'extension du port de commerce 36
2.4 Topographie, bathymétrie et hydrographie aux environs de Brest 38
2.5 Découpage du massif armoricain breton 39
2.6 Géologie de la zone d'étude 40
2.7 Cartographie des aléas liés aux mouvements de terrain 43
2.8 Repères de nivellement sélectionnés sur Brest 46
2.9 Stations GPS permanentes du Finistère 48
2.10 Série marégraphique de Brest 51
2.11 Longues séries marégraphiques à proximité de Brest 52
2.12 Comparaison des séries marégraphique de Brest et de Newlyn 53
2.13 Carte des SLA du 01/01/2017 autour de la Bretagne 54

3.1 Acquisition radar 59
3.2 Acquisition InSAR 62
3.3 PS vs DS 68

4.1 Catalogue ESA 74
4.2 Stacking des données ERS-1/2 76
4.3 Cartes des taux de déplacement obtenus par IPTA 77
4.4 Caractéristiques de baseline selon le master 79
4.5 Carte des taux de déplacement par cellule 86
4.6 Distribution des valeurs de taux de déplacement sur la zone d'étude 88
4.7 Taux d'urbanisation et de végétation en fonction du nombre de PS 91
4.8 Cartes de l'erreur standard par cellule 94
4.9 Concordance spatiale remblais/port/subsidence 96
4.10 Distribution des taux de déplacement au niveau des remblais côtiers 97

5.1 Tendances des dénivelés sur la période 1993-2011 102
5.2 Carte des cellules littorales 107
5.3 Reconstitution des tendances relatives du niveau marin le long du littoral 111
5.4 IPTA vs StaMPS/MTI 114

A.1 Séries marégraphiques, altimétriques et GPS entre 1993 et 2016 155
A.2 Carte d'occupation du sol simplifiée 156
A.3 Erreurs liées au MNT 157
A.4 Erreurs liées à l'APS et erreurs orbitales 158
A.5 Carte des taux de déplacement par PS 159
A.6 Cartes du nombre de PS détectés par cellule 160
A.7 Cartes des tendances d'occupation du sol par cellule 161

C.1 Réseau de nivellement dans la zone de Brest (archives IGN) 166

Introduction

Avec une densité moyenne de population trois fois plus élevée que la densité de population mondiale (Small & Nicholls 2003) et des taux de croissance démographique et d'urbanisation parmi les plus élevés sur la planète (Neumann et al. 2015), les littoraux sont des zones de grandes importances pour les sociétés humaines. Ces zones côtières demandent ainsi une attention particulière face aux changements d'ordre naturel et/ou anthropique qui peuvent les affecter, notamment face au changement climatique. Ainsi, la hausse globale du niveau marin induite par le changement climatique est susceptible d'impacter directement le littoral et divers aléas côtiers dont les risques sont importants pour les sociétés humaines comme les submersions marines, l'érosion côtière ou, encore, les intrusions salines (Cazenave & Le Cozannet 2014).

Pour évaluer, au mieux, l'impact de l'évolution du niveau marin sur le littoral, il est nécessaire de prendre en compte l'influence des mouvements verticaux du sol le long des littoraux dont les ordres de grandeur peuvent être équivalents voire supérieurs aux variations du niveau marin induites par le changement climatique (Stammer et al. 2013). Selon les phénomènes de subsidence ou de soulèvement du sol, les mouvements verticaux côtiers sont, en effet, en mesure d'amplifier ou d'atténuer localement les changements et les risques liés à la hausse du niveau marin (Nicholls & Cazenave 2010). La détermination du niveau marin selon les variations verticales de la côte, ou niveau marin dit relatif, joue donc un rôle prépondérant dans l'adaptation et la gestion des risques côtiers face à la hausse globale du niveau marin.

L'observation du niveau marin est essentiellement assurée par deux moyens ; la marégraphie et l'altimétrie radar spatiale. Un marégraphe détermine directement le niveau marin relatif en mesurant localement le niveau marin par rapport au socle sur lequel il est ancré (PUGH & WOODWORTH 2014). La mesure marégraphique peut être complétée par télédétection grâce à l'altimétrie radar spatiale qui, depuis 1993, apporte des connaissances précises et étendues, à l'échelle du globe, sur l'évolution et sur les variabilités du niveau marin (NEREM et al. 2018). Cependant, l'application directe de cette technique pour la détermination du niveau marin relatif reste limitée par le fait que l'altimétrie radar détermine la hauteur de la surface marine dans un système de référence géocentrique (système de référence dont l'origine est le centre des masses de la Terre), et non par rapport à la surface terrestre du littoral. L'altimétrie radar spatiale apporte ainsi des connaissances sur le niveau marin géocentrique. De plus, il est important de considérer que ces deux moyens d'observation du niveau marin nécessitent des connaissances complémentaires sur les mouvements verticaux côtiers. En effet, l'utilisation de la marégraphie pour les études globales à long terme du niveau marin requiert que les variations marines d'origine climatique enregistrées dans les observations marégraphiques soient isolés des variations d'origine terrestre, autrement dit des mouvements verticaux du sol. Quant à l'altimétrie radar spatiale, la nature géocentrique des données altimétriques nécessite des informations complémentaires sur les mouvements verticaux côtiers pour être utile dans l'évaluation et la prédiction de l'impact des variations du niveau marin le long des littoraux.

L'étude des mouvements verticaux côtiers apparaît ainsi comme un élément clé pour l'étude des tendances relatives du niveau marin que ce soit en complément aux moyens d'observation du niveau marin ou pour une gestion efficace des risques côtiers face au changement climatique. Néanmoins, l'information actuellement disponible sur les mouvements verticaux côtiers s'avère généralement éparse et peu précise. Les stations GPS permanentes, notamment celles localisées à proximité des marégraphes, apportent une solution intéressante avec une détermination des mouvements verticaux du sol à quelques dixièmes de millimètres par an près, mais la répartition de ces stations GPS est inégale le long des littoraux, leur validité spatiale limitée et leur extrapolation peu raisonnable en raison du caractère très local d'une grande partie des mouvements verticaux du sol (RAUCOULES et al. 2013b).

Il existe donc, actuellement, une lacune importante de connaissances sur les mouvements verticaux côtiers et leurs variabilités qui se répercute directement sur l'état des connaissances concernant les tendances relatives du niveau marin le long des littoraux. C'est à partir de ce constat que cette thèse a été établie avec pour objectif conducteur d'étendre la capacité de détermination ou d'estimation des tendances relatives du niveau marin le long du littoral en utilisant des méthodes alternatives ou complémentaires à celle apportée par les marégraphes et les stations GPS permanentes. Face à cet objectif, l'un des premiers problèmes à résoudre est d'étendre les connaissances sur les mouvements verticaux côtiers le long des littoraux et à proximité des marégraphes.

Pour répondre à ce problème, l'interférométrie radar spatiale est apparue comme un choix intéressant car cette technique de télédétection permet de générer des cartes de déplacement du sol à haute précision, sur de grandes étendues et à haute résolution spatiale (BAMLER & HARTL 1998). Ce choix s'appuie également sur de précédentes études dont le contexte de recherche apporte des éléments méthodologiques et de validation essentiels comme points de départ. L'étude de BROOKS et al. (2007) a notamment démontré l'intérêt de cette technique dans la reconstitution des tendances relatives du niveau marin à partir de données marégraphiques géocentriques, de données d'interférométrie radar et de données GPS. L'étude de WÖPPELMANN et al. (2013) apporte également une indication déterminante sur la précision de cette technique dans un tel contexte en démontrant que l'estimation des mouvements verticaux côtiers à partir de données GPS, de données issues de la combinaison Altimétrie-Marégraphie et de données d'interférométrie radar s'accordent pour des estimations de l'ordre du sub-millimétrique par an.

L'approche conçue dans cette thèse repose ainsi sur l'utilisation de l'interférométrie radar spatiale pour déterminer les mouvements verticaux côtiers et s'inspire, en partie, de la méthodologie mise en place par BROOKS et al. (2007) pour reconstituer les tendances relatives du niveau marin à la différence que les données sur les mouvements verticaux côtiers (interférométrie radar et GPS) sont combinées à des données altimétriques et non à des données marégraphiques géocentriques. Cette différence fait l'originalité de cette approche puisqu'elle ouvre la possibilité d'une représentation étendue des tendances relatives du niveau marin à haute résolution spatiale le long du littoral.

La zone de Brest (France) a été choisie comme zone d'étude car elle apporte un cadre intéressant face au contexte de la thèse par la présence d'une série marégraphique parmi les plus longues répertoriées (HOLGATE et al. 2013). Cette série nécessite donc une attention particulière face au potentiel de connaissances qu'elle apporte pour les études sur l'évolution à long terme du niveau marin. L'évaluation précise des mouvements verticaux côtiers qui peuvent (ou ont pu) affecter les enregistrements de cette série apparaît donc comme primordiale, surtout face aux incertitudes actuelles sur la nature et l'étendue de ces mouvements. L'application de l'interférométrie radar satellitaire peut donc, de plus, apporter des connaissances déterminantes sur les mouvements verticaux du sol susceptibles d'affecter le littoral de Brest.

CHAPITRE 1

ÉVOLUTION ET OBSERVATION DU NIVEAU MARIN : L'IMPORTANCE DES MOUVEMENTS VERTICAUX CÔTIERS

L'évaluation des risques côtiers encourus par les sociétés humaines face au changement climatique nécessite une connaissance précise de l'évolution du niveau marin tel qu'il est observable sur un littoral donné. Pour obtenir un tel résultat, il est nécessaire de prendre en compte les variations du niveau marin et également les mouvements verticaux côtiers. La détermination des tendances du niveau marin à la côte, ou tendances dites relatives, représente ainsi la grandeur d'intérêt pour l'adaptation et la gestion des risques côtiers face à la hausse du niveau marin induite par le changement climatique.

1.1. Les variations du niveau marin

1.1.1. La hausse globale du niveau marin

L'augmentation de la concentration de particules à effet de serre dans l'atmosphère induit par les activités humaines depuis l'ère industrielle a provoqué une hausse de la température mondiale de l'air (près de la surface) d'environ 0,85 °C entre 1880 et 2012 (IPCC 2014). Ce réchauffement climatique impacte directement les océans par une hausse globale du niveau marin suite au réchauffement des océans (CHURCH et al. 2013).

D'après les rapports AR5 issus du « Groupe d'experts Intergouvernemental sur

l'Évolution du Climat » (GIEC) (CHURCH et al. 2013 ; IPCC 2013) qui fournissent des évaluations détaillées de l'état des connaissances scientifiques, techniques et socio-économiques sur les changements climatiques, les tendances moyennes d'élévation globale du niveau marin observées (par marégraphie et altimétrie radar spatiale) ont évolué de 1,7 ± 0,2 mm/an (pour la période 1901-2010) à 2,0 ± 0,3 mm/an (pour la période 1971-2010) à 3,2 ± 0,4 mm/an (pour la période 1993-2010). D'après des évaluations plus récentes provenant du WCRP GLOBAL SEA LEVEL BUDGET GROUP (2018), les tendances moyennes d'élévation globale du niveau marin sont estimées à 3,07 ± 0,37 mm/an (pour la période 1993-2018) et à 3,5 ± 0,2 mm/an (pour la période 2005-2018).

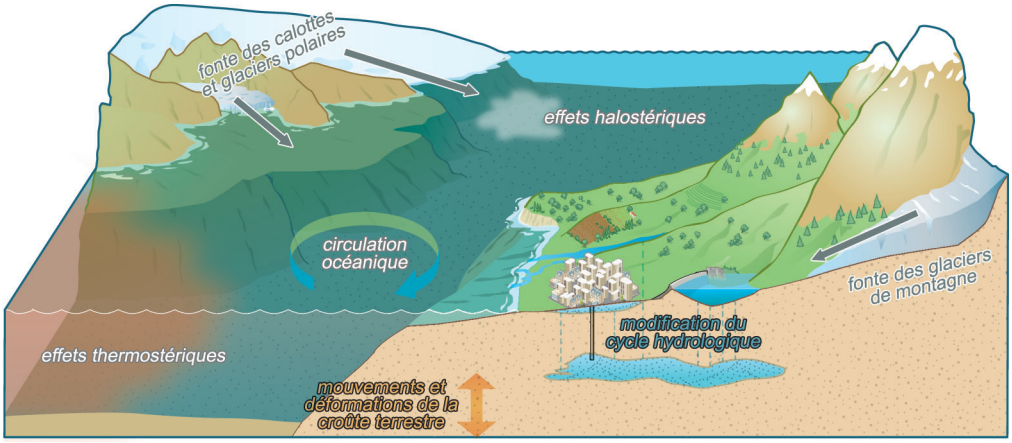

Figure 1.1. – *Facteurs influant sur la hausse globale du niveau marin. Figure adaptée de* RAUCOULES et al. (2013a) *et* CAZENAVE & LE COZANNET (2014).

La hausse globale du niveau marin dépend majoritairement de deux effets ; les effets stériques qui provoquent une augmentation du volume des océans et les effets non-stériques, qui correspondent à des variations de masse, comme la fonte des glaces continentales et la redistribution des masses d'eau douce liée à des modifications du cycle hydrologique. À ces effets, il faut rajouter l'influence des déformations de la croûte terrestre (Figure 1.1) (STAMMER et al. 2013 ; CAZENAVE & LE COZANNET 2014).

- *Les effets stériques* : l'océan peut se dilater sans changement de masse selon deux processus : (1) l'effet thermostérique qui résulte d'un réchauffement des eaux de surface, au contact de l'air plus chaud, qui se propagent ensuite vers les couches océaniques plus profondes (ISHII & KIMOTO 2009 ; LLOVEL et al. 2014 ; DIENG et al. 2015) et (2) l'effet halostérique qui résulte d'un

adoucissement (apport d'eau douce) de la colonne d'eau (cet effet contribue à seulement 10% de la tendance d'élévation du niveau marin lié aux effets stériques (ANTONOV et al. 2002)). La contribution de l'effet thermostérique explique, à lui seul, plus de ∼30% de la hausse actuelle du niveau marin avec une tendance évaluée à 1,3 ± 0,4 mm/an entre 1993 et 2018 (WCRP GLOBAL SEA LEVEL BUDGET GROUP 2018). Cet effet thermostérique pourrait se faire ressentir sur plus d'un millénaire dans le cas où l'atmosphère retrouverait un taux en CO_2 comparable à celui précédent l'ère industrielle (EHLERT & ZICKFELD 2018).

- *La fonte des glaces* : la fonte des glaces liée à la hausse des températures en surface engendre une perte de masse cryosphérique globale (VAUGHAN et al. 2013) qui, au grès des cours d'eau ou par transfert direct dans les mers et océans, contribue à la hausse du niveau marin. Ainsi, entre 1993 et 2018, l'élévation du niveau marin liée à la fonte des glaces a été évaluée à 0,48 ± 0,10 mm/an pour la calotte glaciaire du Groenland, à 0,25 ± 0,10 mm/an pour la calotte glaciaire d'Antarctique et à 0,65 ± 0,15 mm/an pour le reste des glaces continentales (WCRP GLOBAL SEA LEVEL BUDGET GROUP 2018). Sur une période plus courte (entre 2005 et 2018), ces tendances ont été évaluées à 0,76 ± 0,10 mm/an pour la calotte glaciaire du Groenland, à 0,42 ± 0,10 mm/an pour la calotte glaciaire d'Antarctique et à 0,74 ± 0,10 mm/an pour le reste des glaces continentales (WCRP GLOBAL SEA LEVEL BUDGET GROUP 2018). L'augmentation de la contribution apportée par les calottes glaciaires, sur ces données plus récentes, atteste de l'amplification du phénomène de fonte des glaces aux pôles qui se répercute directement sur le taux d'accélération de la hausse globale du niveau marin (DIENG et al. 2017 ; CHEN et al. 2017).
- *La modification du cycle hydrologique* : la modification du cycle hydrologique des eaux continentales est liée aux variations naturelles du cycle de l'eau liées à la variabilité climatique naturelle (qui peut être perturbée par le changement climatique) et aux activités anthropiques qui modifient l'hydrologie régionale par la construction de barrages fluviaux, par le détournement des cours d'eau ou par le pompage des eaux souterraines (NILSSON et al. 2005 ; SYVITSKI & MILLIMAN 2007 ; WADA et al. 2012 ; POKHREL et al. 2012). Selon l'approche employée pour estimer la contribution de ce facteur, les

tendances peuvent diverger entre valeurs négatives et positives (de -0,33 à 0,23 mm/an entre 2002 et 2014/2015) et restent actuellement une source d'incertitude importante de cette contribution face aux tendances moyennes d'élévation globale du niveau marin (WCRP GLOBAL SEA LEVEL BUDGET GROUP 2018).

1.1.2. Variabilités régionales du niveau marin

La hausse globale du niveau marin n'est pas uniforme sur le globe et présente des disparités régionales (CHURCH et al. 2013) particulièrement visibles sur les observations provenant de l'altimétrie radar spatiale (Figure 1.2).

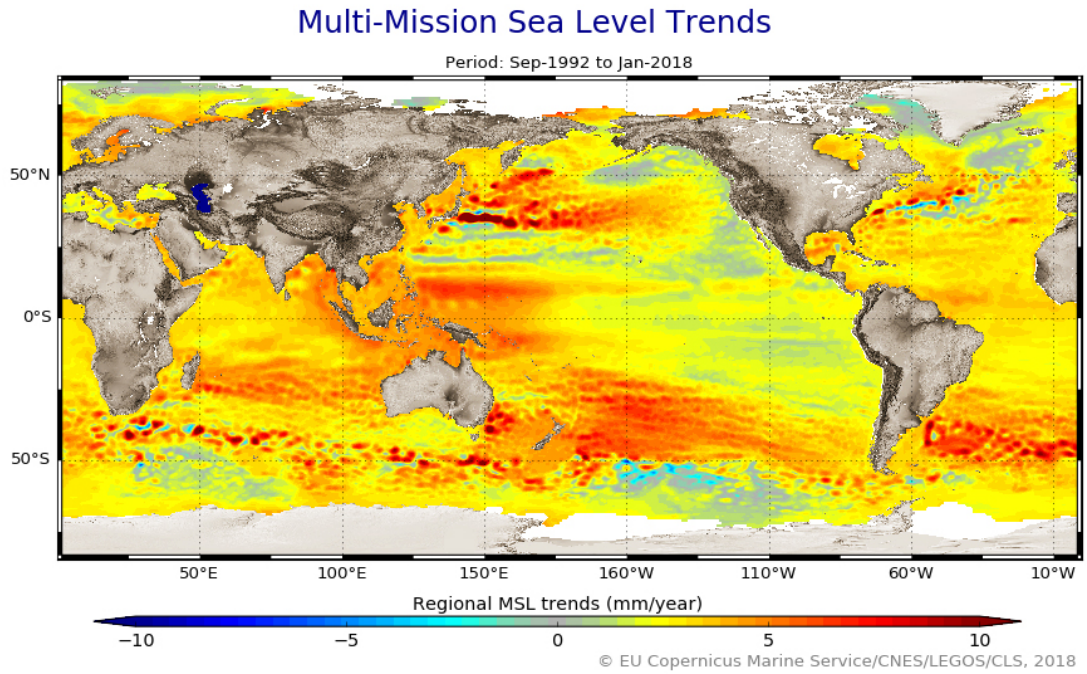

Figure 1.2. – *Tendances régionales du niveau marin à partir de données issues de différentes missions altimétriques spatiales (Topex/Poseidon, Jason-1/2, ERS-1/2 et ENVISAT) entre septembre 1992 et janvier 2018. Source : www.aviso.altimetry.fr*

Ces disparités sont induites par plusieurs facteurs (CAZENAVE & LE COZANNET 2014; PLANTON et al. 2015; RIETBROEK et al. 2016; MEYSSIGNAC et al. 2017) :

- *Effet thermostérique* : selon les facteurs climatiques et géographiques, les effets du réchauffement climatique ne sont pas uniformes à la surface

terrestre. Cette disparité de température en surface se propage dans l'océan selon l'action des courants océaniques et provoque des différences locales ou régionales d'expansion du volume d'eau.

- *Effet halostérique* : l'effet halostérique varie selon les apports en eau douce qui dépendent des apports liés à la fonte des glaces et à la variation des cycles hydrologiques de la région.
- *Changements de masse* : des redistributions des masses d'eau (fonte des glaces et les modifications des cycles hydrologiques) non-uniformes à la surface du globe provoquent des déformations de la croûte terrestre qui peut modifier légèrement le contour et la profondeur des bassins océaniques.
- *GIA* : les déformations de la croûte terrestre liées au GIA modifient également la profondeur des bassins océaniques (voir § 1.2.1).
- *La pression atmosphérique* : l'influence de ce facteur reste faible et varie à haute fréquence temporelle.

1.2. Influences des mouvements verticaux du sol sur le littoral

La prise en compte des mouvements verticaux côtiers est nécessaire pour que la détermination des tendances du niveau marin le long d'un littoral donné soit le reflet exact de l'évolution du niveau marin sur ce littoral. En effet, les mouvements verticaux côtiers peuvent modifier localement l'influence des tendances régionales du niveau marin sur le littoral (EMERY & AUBREY 1991 ; ZERBINI et al. 1996 ; WÖPPELMANN & MARCOS 2012) en ayant des conséquences immédiates sur les risques côtiers (NICHOLLS & CAZENAVE 2010 ; HANSON et al. 2011 ; BALLU et al. 2011 ; RAUCOULES et al. 2013b ; WONG et al. 2014 ; LE COZANNET et al. 2015 ; KAREGAR et al. 2017). Ces mouvements peuvent diminuer les tendances du niveau marin sur des côtes en soulèvement (influence du GIA par exemple ; voir § 1.2.1) ou augmenter les tendances du niveau marin sur des côtes en subsidence (NICHOLLS & CAZENAVE 2010). La majorité des processus à l'origine des mouvements verticaux côtiers ont des tendances avec des ordres de grandeur équivalents ou supérieurs aux ordres de grandeur des variations du niveau marin (STAMMER et al. 2013 ; ALLISON et al. 2016 ; MONTILLET et al. 2018).

1.2.1. Des origines diverses

Les mouvements verticaux côtiers peuvent être rapides ou lents, de faible à grande ampleur spatiale et d'origines diverses et multiples (géodynamique terrestre, GIA, mouvements de terrain superficiels, mouvements cycliques).

La géodynamique terrestre

L'impact de l'activité tectonique peut engendrer, sur le littoral, des mouvements de soulèvement ou de subsidence. Ces mouvements ont des dynamiques variables induites par des évènements brusques et localisés (séismes (BALLU et al. 2011 ; IMAKIIRE & KOARAI 2012), activité volcanique (MOORE et al. 1990 ; BULTEAU et al. 2015)) ou par des évènements lents (maximum quelques mm/an) liés au déplacement des plaques tectoniques, au chargement de sédiments lithosphériques ou à la subsidence thermique (enfoncement de la croûte terrestre par contraction thermique de la lithosphère) (ALLISON et al. 2016).

Ajustement isostatique post-glaciaire (GIA)

Le GIA s'explique par un réajustement vertical et horizontal de la lithosphère par isostasie suite à la fonte des grandes calottes glaciaires de la dernière période glaciaire (terminée il y a 10 000 ans) (PELTIER 2004). Cet ajustement se traduit par un soulèvement de la zone centrale de localisation des anciennes masses de glace et une subsidence de la zone périphérique. L'emprise géographique du GIA et de son influence sur les mouvements verticaux côtiers est visible sur la Figure 1.3, notamment sur les côtes du Nord de l'Europe où le soulèvement correspondant au GIA est particulièrement marqué sur la carte *a)* par rapport à la carte *b)*.

Les mouvements de terrain superficiels

La stabilité verticale des terrains peut-être remise en cause par des déplacements de masses de terrain déstabilisés par des effets naturels ou anthropiques. Ces déplacements exhibent des vitesses très variables allant du millimètre par an à plusieurs centaines de mètres par jour. Selon l'origine du déplacement, la nature des terrains, la surcharge des terrains, le relief de la zone, l'influence de l'érosion hydrique (érosion du sol sous l'action des précipitations et/ou du

ruissellement) et la pression anthropique (aménagements, exploitation du sol et/ou sous/sol), les mouvements de terrain, susceptibles d'affecter le littoral, peuvent se différencier selon plusieurs typologies (LE ROY et al. 2007) :

- *Glissements de terrain* : ces glissements agissent aussi bien que sur des sols meubles ou des massifs rocheux et peuvent toucher aussi bien les couches superficielles d'un terrain que les couches profondes. Ce phénomène correspond au déplacement d'une masse de matériau le long d'une surface de rupture dont la forme dépende de la structure géologique de la zone. Les volumes de matériaux déplacés sont très variables et peuvent atteindre quelques millions de mètres cube. Les principaux facteurs d'apparition de ces phénomènes sont principalement liés à la nature des matériaux du sol, à la pente du terrain et à la teneur en eau qui est généralement le facteur déclenchant si cette teneur est en condition de saturation.
- *Éboulements et chutes de blocs* : ces mouvements de terrain sont rapides et mobilisent des masses rocheuses sur des parois verticales ou des terrains à forte pente. Sous l'action de la gravité et de la fragmentation des parois ou des terrains, les masses rocheuses peuvent alors chuter soudainement. Les éboulements caractérisent des chutes volumineuses tandis que les chutes de blocs caractérisent la chute d'un nombre réduit d'éléments.
- *Effondrements de cavités souterraines* : rupture de surface par la chute brutale et discontinue du sol constituant le toit d'une cavité souterraine. Ces cavités peuvent être naturelles (dolines) ou d'origine anthropique (mines ou tunnels).
- *Affaissements et compactions des sols* : les affaissements et les phénomènes de compaction des sols correspondent à des tassements (ou subsidences) du sol par surcharge (aménagements anthropiques) et/ou par assèchement (pompage et drainage des eaux souterraines, retrait des sols argileux lors d'un épisode de sécheresse) et/ou par oxydation (décomposition des sols riches en matières organiques par conversion du carbone organique en CO_2 qui s'échappe dans l'air) (de GLOPPER & RITZEMA 1994). L'emprise spatiale des phénomènes d'affaissement des sols peut-être très localisée (bâtiment) ou très étendue (deltas) selon les forçages d'origine.

L'exploitation du sous-sol pour ses ressources en eaux douces ou en hydrocarbures est l'un des facteurs d'origine anthropique qui peut dominer les mouve-

ments verticaux côtiers selon le degré d'exploitation du sous-sol. Cette pratique peut entraîner des subsidences rapides qui peuvent atteindre des dizaines de centimètres par an et dont l'amplitude verticale peut atteindre (selon la vitesse de subsidence et la période considérée) plusieurs mètres (INGEBRITSEN & GALLOWAY 2014).

Mouvements cycliques

La surface terrestre peut osciller de manière cyclique avec des fréquences qui peuvent être périodiques ou saisonnières. Ces oscillations peuvent avoir des influences globales (marée terrestre) ou plus locales (effet flexural des aquifères).

Le phénomène de marée ne concerne pas uniquement l'hydrosphère, la croûte terrestre est également caractérisée par un phénomène de marée terrestre. En effet, la croûte terrestre présente un certain degré d'élasticité suffisant pour être susceptible aux influences gravitationnelles de la Lune et du Soleil. Cette marée terrestre génère des déformations périodiques de la croûte terrestre dont les déplacements verticaux maximum peuvent atteindre 50 cm (MELCHIOR & DUCARME 1989 ; AGNEW 2007).

Les marées océaniques génèrent un déplacement de masse d'eau dont la charge provoque une déformation périodique de la croûte terrestre sous-jacente. Les déplacements verticaux induits par ce phénomène, nommé surcharge océanique, peuvent atteindre plusieurs centimètres sur le littoral où l'amplitude de déformation est maximale (HEIMLICH et al. 2014).

Les variations des stocks d'eaux souterraines, influencées par les variations climatiques saisonnières et les activités anthropiques, modifient la taille des aquifères et entraînent des déplacements verticaux terrestres cycliques (effet flexural des aquifères). L'amplitude de ces mouvements verticaux dépend principalement de la taille de l'aquifère ou du système d'aquifères considérés ; elle est millimétrique à l'échelle d'un aquifère et centimétrique à l'échelle de l'Europe (FLORSCH et al. 2003).

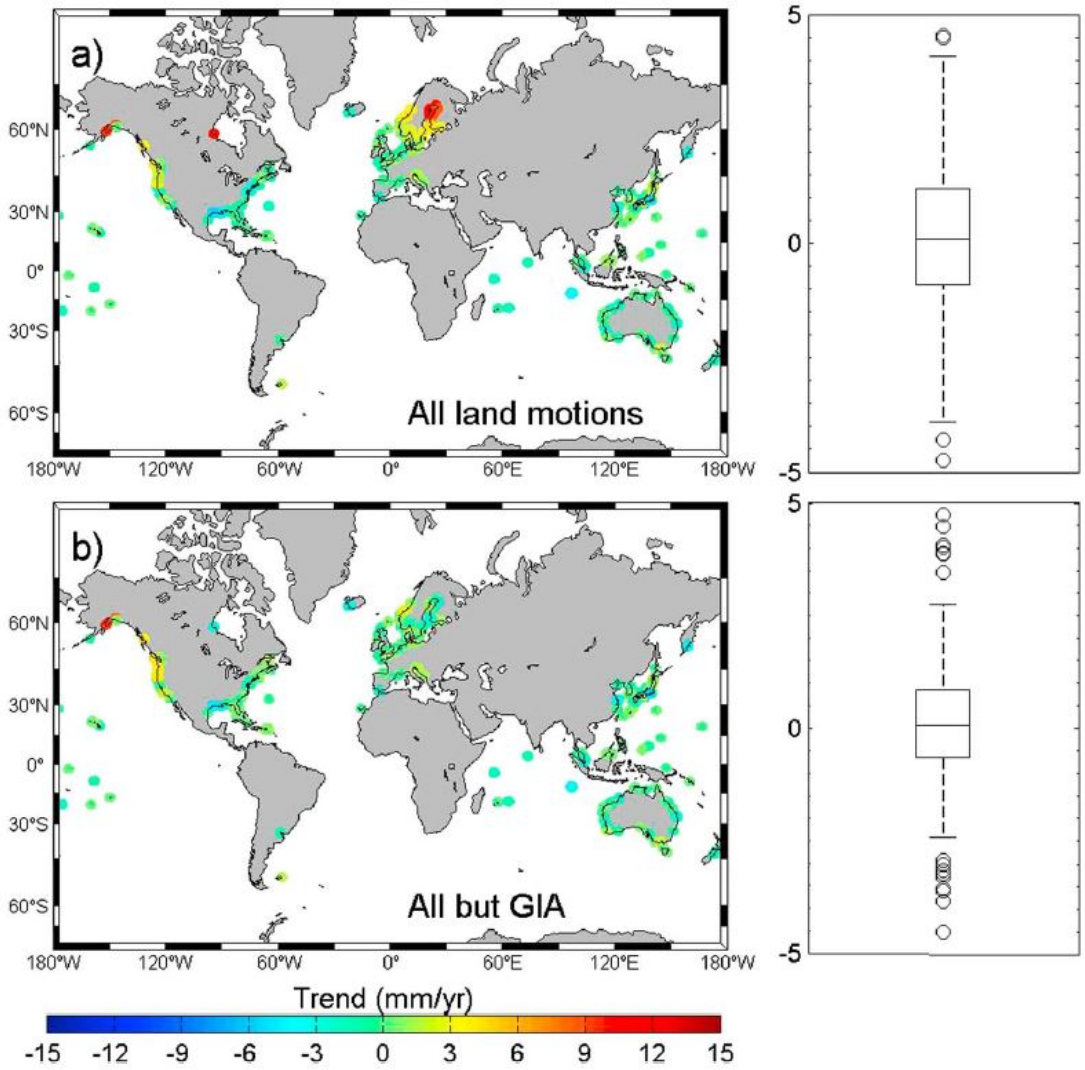

Figure 1.3. – ***Variabilité spatiale des mouvements verticaux sur le littoral sur 485 sites selon des données issues de stations GPS permanentes localisées à proximité de marégraphes (voir § 1.4.1.1) ou, en l'absence de stations GPS permanentes, par la combinaison Altimétrie-Marégraphie (voir § 1.4.1.3). La carte a) affiche les mouvements verticaux avec toutes les composantes et la carte b) affiche les mouvements verticaux sans la composante associée au GIA. Figure récupérée sur*** WÖPPELMANN & MARCOS (2016).

Des mouvements saisonniers peuvent également apparaître sur les sols argileux qui peuvent subir des phénomènes localisés de retrait-gonflement des argiles dont l'importance diffère selon la nature des sols, le contexte hydrogéologique, la topographie et la présence de végétation. Ces phénomènes sont liés aux variations de teneur en eau dans la tranche superficielle des sols qui évo-

luent selon les variations climatiques saisonnières (période de sécheresse ou de précipitation). La variation de la teneur en eau provoque des modifications de volume du sol qui peuvent s'exprimer par des mouvements verticaux de plusieurs centimètres (VINCENT et al. 2006 ; SCHROËTTER et al. 2010).

1.2.2. Des variabilités importantes

Selon les côtes, les tendances des mouvements verticaux peuvent présenter des variabilités régionales et locales importantes avec des maximums de soulèvement d'une dizaine à plusieurs dizaines de millimètres par an (OSTANCIAUX et al. 2012 ; KHAN et al. 2016) et des maximums de subsidence qui peuvent atteindre localement plusieurs centimètres à dizaines de centimètres par an (RAUCOULES et al. 2013b ; INGEBRITSEN & GALLOWAY 2014). L'étude des mouvements verticaux à proximité des marégraphes révèle néanmoins que les côtes sont, moyennement, stables à l'échelle du globe (WÖPPELMANN & MARCOS (2016) ; Figure 1.3) et que la plupart des valeurs se situent dans un intervalle compris entre -5 et 5 mm/an (OSTANCIAUX et al. 2012).

Bien que les mouvements verticaux côtiers peuvent représenter une composante dominante des tendances relatives du niveau marin et un problème majeur face à l'étude des variations du niveau marin et de leurs conséquences (DOUGLAS 2001 ; WOODWORTH 2006), leur connaissance est souvent méconnue (RAUCOULES et al. 2013b) et mise de côté dans certaines études sur les tendances du niveau marin à l'échelle du globe (RIETBROEK et al. 2016).

1.2.3. Les subsidences côtières

Les subsidences côtières sont des mouvements verticaux côtiers d'influences terrestres et anthropiques qui peuvent se définir par un affaissement du niveau de la côte par rapport au niveau marin (CHEN & RYBCZYK 2005). L'influence anthropique en représente la contribution la plus large (SYVITSKI et al. 2009 ; INGEBRITSEN & GALLOWAY 2014). Les subsidences côtières représentent un facteur aggravant des risques côtiers en amplifiant la hausse du niveau marin (BIRD 1993 ; MILLIMAN & HAQ 1996 ; NICHOLLS & CAZENAVE 2010). Les affaissements de terrains produits par ces subsidences génèrent, de plus, des risques importants concernant l'intégrité structurale des bâtiments et des infrastructures (CAVALIÉ et al. 2015). En effet, dans de nombreux pays, le coût total des dom-

mages engendrés par les phénomènes de subsidence égal ou excède les coûts des dommages engendrés par les glissements de terrain ou les séismes (WALTHAM 2002).

L'amplitude de la subsidence côtière est variable selon les zones considérées et dépend du forçage ou de la combinaison de plusieurs forçages comme la géodynamique terrestre, l'ajustement isostatique et les phénomènes de compaction des sols (voir § 1.2.1).

Les subsidences côtières affectent principalement les zones des deltas et les villes côtières. De nombreuses grandes villes côtières, localisées à proximité immédiate de deltas comme, par exemples, la Nouvelle-Orléans sur le delta du Mississippi (JONES et al. 2016) ou Hô-Chi-Minh-Ville à proximité du delta du Mekong (ERBAN et al. 2014), sont concernées par de la subsidence côtière. Cette configuration particulière a tendance à prédisposer les villes côtières concernées à la subsidence (HANSON et al. 2011 ; ALLISON et al. 2016).

Les deltas

Un delta est formé par l'accumulation de sédiments fluviaux (alluvions) à l'embouchure d'un fleuve. L'évolution des deltas dépend à la fois du régime d'apport en sédiments fluviaux, de la dynamique des forçages océaniques, de la géodynamique côtière et des aménagements anthropiques. Les deltas sont des environnements naturellement en subsidence par l'accumulation des sédiments qui exercent une pression régulière sur les couches de sédiments non consolidés (ERICSON et al. 2006). La teneur des sédiments accumulés en matière organique peut amplifier cette subsidence par phénomène d'oxydation (GAMBOLATI et al. 2005). Certains facteurs peuvent accélérer ou ralentir la subsidence naturelle des deltas :

- *La géodynamique terrestre* (voir § 1.2.1).
- *La modification des apports sédimentaires* : la modification des apports sédimentaires fluviaux influe directement sur le phénomène de compaction des sédiments en augmentant ou en diminuant l'accumulation des sédiments en surface. Ces apports peuvent être modifiés naturellement par l'évolution des régimes de précipitations liés au changement climatique et/ou à des évènements climatiques extrêmes comme la mousson (KARPYTCHEV et al. 2018). L'influence anthropique reste néanmoins le facteur dominant face

aux modifications des apports sédimentaires. Ces apports peuvent grandement varier en étant augmentés par la dénudation des sols (par l'agriculture et/ou l'exploitation minière (VAN ROMPAEY et al. 2002 ; GARCIN et al. 2013 ; POIRIER et al. 2016)) ou diminués par la régulation des débits fluviaux (construction de barrages fluviaux ou détournement des cours d'eau pour l'irrigation ou la consommation) (MCMANUS 2002 ; VÖRÖSMARTY et al. 2003 ; NILSSON et al. 2005 ; SYVITSKI et al. 2009).

- *L'exploitation des eaux souterraines* : les deltas sont des zones particulièrement peuplées avec une densité moyenne de population d'ordre de grandeur 1 fois supérieure à la densité moyenne globale (ERICSON et al. 2006). La grande dynamique anthropique de consommation d'eau sur ces zones (consommation domestique, agriculture, industries), entraîne une surexploitation des ressources en eaux souterraines disponibles qui peut accélérer la subsidence naturelle des deltas (ERBAN et al. 2014).
- *L'extraction d'hydrocarbures* : les deltas sont des zones importantes de production d'hydrocarbures. L'extraction de ces hydrocarbures en profondeur représente un facteur majeur d'accélération de la subsidence naturelle des deltas dont l'effet peut perdurer plusieurs décennies après l'arrêt de l'exploitation (KOLKER et al. 2011).

Les villes côtières

De nombreuses villes côtières sont concernées par des phénomènes de subsidence liés à l'urbanisation croissante et à la pression anthropique sur les ressources en eaux douces. Comme pour les deltas, plus les villes côtières sont peuplées et plus les risques de surexploitation des nappes phréatiques sont grands. La surexploitation des eaux souterraines amplifie drastiquement les phénomènes de subsidence à des taux de plusieurs centimètres à dizaines de centimètres par an (RAUCOULES et al. 2013b ; ERBAN et al. 2014).

L'urbanisation croissante des grandes villes côtières accroît la charge en surface et augmente la susceptibilité des villes à la subsidence (WALTHAM 2002). Cette surcharge peut créer une pression suffisante sur des sols meubles pour déclencher des subsidences (étendues ou très localisées) ou peut ajouter du stress sur des sols (meubles ou non) qui peuvent être, d'ors et déjà, fragilisés par la surexploitation (passée ou actuelle) des eaux souterraines (TOSI et al. 2013). Le

manque de place pousse de nombreuses grandes villes à s'étendre sur la mer par poldérisation pour le développement de certaines zones comme les ports, aéroports ou diverses infrastructures dont la stabilité peut être remise en cause au fil du temps (CAVALIÉ et al. 2015 ; MARTÍN-ANTÓN et al. 2016 ; XU et al. 2016 ; ERTEN & ROSSI 2019).

1.3. Moyens d'observation du niveau marin

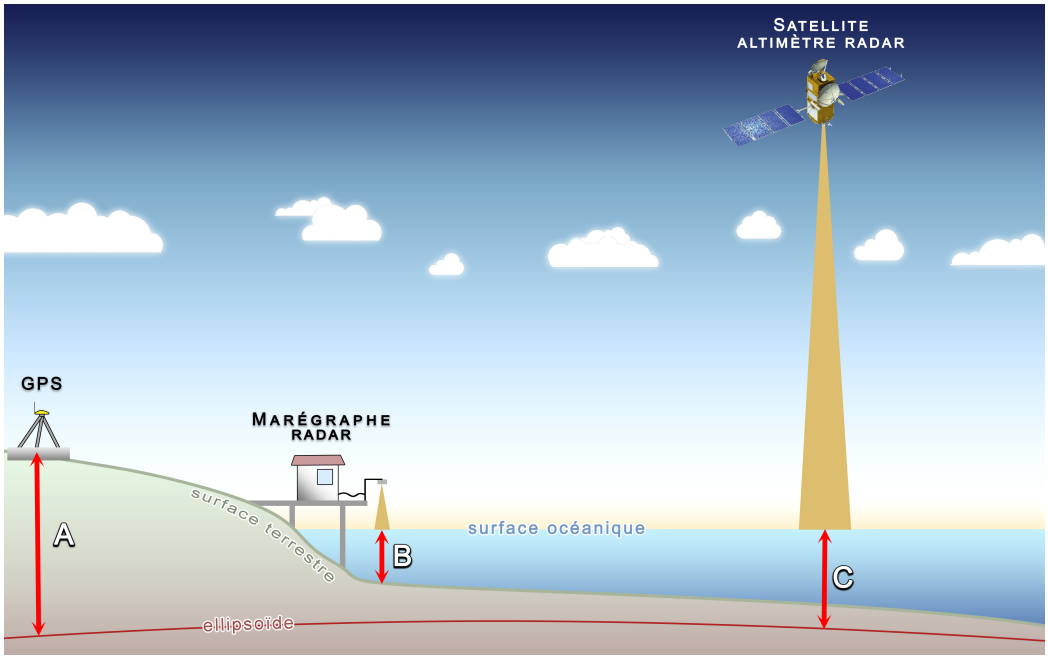

Figure 1.4. – ***Comparaison des référentiels d'observation. A) Observation du GPS par rapport à l'ellipsoïde d'un système de référence géocentrique, B) Observation marégraphique de la hauteur d'eau par rapport à la surface de la croûte terrestre, C) Observation altimétrique de la hauteur de la surface océanique par rapport à l'ellipsoïde d'un système de référence géocentrique.***

Face au besoin d'observations sur l'évolution du niveau marin dans le contexte du changement climatique, la marégraphie et l'altimétrie radar spatiale apportent l'essentiel des connaissances. Les valeurs de niveau marin déterminées par ces approches diffèrent néanmoins par leur référentiel d'observation. En effet, les marégraphes déterminent directement le niveau marin relatif en mesurant localement le niveau marin par rapport au socle terrestre sur lequel ils sont ancrés (PUGH & WOODWORTH 2014). L'altimétrie radar spatiale, quant à elle,

détermine la hauteur de la surface océanique dans un système de référence géocentrique et produit ainsi des données sur le niveau marin géocentrique (Figure 1.4).

1.3.1. La marégraphie

Généralités sur la marégraphie

D'après SIMON (2007), la marégraphie se rapporte à la description du phénomène de marée et aux instruments qui, par leurs mesures, en ont permis une meilleure connaissance. Cependant, cette discipline a des applications scientifiques bien plus larges en enregistrant divers signaux qui affectent le niveau marin (effets météorologiques, ondes océaniques, effets stériques, etc.).

L'objectif de base de cette discipline est alors de mesurer le niveau marin instantané au cours du temps en un lieu particulier et d'enregistrer les données. Dans la plupart des cas, ces données doivent ensuite être moyennées pour filtrer le bruit engendré par la houle, les vagues et les évènements climatiques particuliers pour obtenir un suivi du niveau moyen marin.

Plusieurs approches de mesures ont été utilisées au cours du temps comme les échelles de marées, les marégraphes à flotteurs et plus récemment les marégraphes à approche acoustique ou à approche radar. Les marégraphes à approche radar sont de plus en plus utilisés, notamment sur les côtes françaises, car ces marégraphes sont robustes et peu sensibles aux variations de températures, peu coûteux à installer et à maintenir et affichent une précision de mesure inférieure au centimètre (MARTIN-MIGUEZ et al. 2008 ; MARTIN-MIGUEZ et al. 2012). Les marégraphes radar émettent une impulsion électromagnétique au dessus de la surface de l'eau et déterminent la hauteur d'eau soit par le temps de propagation aller et retour de courtes impulsions, soit par effet Doppler (COI 2012).

La marégraphie représente une source de connaissance des plus importante face à la compréhension des tendances à long terme du niveau marin face au changement climatique, et ce, depuis la révolution industrielle. Certaines séries marégraphiques sont composées d'enregistrements qui remontent jusqu'au XVIIIème siècle comme à Amsterdam (Pays-Bas), Stockholm (Suède), Kronstadt (Finlande), Liverpool (Grande-Bretagne) ou à Brest (France). L'utilisation de la marégraphie pour l'étude globale du niveau marin fait néanmoins face à certaines limites comme une répartition inégale des marégraphes autour du globe

et une couverture temporelle non-uniforme des séries de données (HOLGATE et al. 2013 ; HAMLINGTON et al. 2016).

Réseaux d'observation

Face aux différents champs d'application de la marégraphie (pour exemples, la prédiction de la marée, l'étude du niveau moyen des océans, l'étude statistique des surcotes-décotes ou encore l'étude de la circulation océanique), différents réseaux d'observations ont été mis en place pour fournir des données essentielles à ces applications. À titre d'exemples, il est possible de citer deux réseaux d'observation :

- Le « Global Sea Level Observing System » (GLOSS) : ce réseau d'observation a été mis en place par la « Commission Océanographique Intergouvernementale » (COI 2012) avec l'objectif de fournir des observations du niveau marin de haute qualité pour le support de la recherche scientifique et autres applications opérationnelles. Le GLOSS se base notamment sur un réseau principal d'observation de 290 marégraphes répartis globalement (Figure 1.5) nommé le « GLOSS Core Network » (GCN).
- Le « Réseau d'Observation du Niveau de la Mer » (RONIM) : ce réseau d'observation spécifique aux côtes françaises est géré par le « Service Hydrographique et Océanographique de la Marine » (SHOM) et vise à couvrir les ports principaux des côtes françaises et à assurer une couverture spatiale et une localisation des sites d'observation compatibles avec les diverses applications de l'observation du niveau marin à partir d'une quarantaine de marégraphes (SHOM 2018b). RONIM diffuse également les mesures des hauteurs d'eau en temps réel pour des besoins opérationnels tels que les systèmes d'alerte aux tsunamis et la vigilance météorologique Vague-Submersion de Météo-France.

1.3.2. L'altimétrie radar spatiale

L'altimétrie radar spatiale est une technique de télédétection active dont l'exploitation, suite au lancement de la mission TOPEX/POSEIDON en août 1992, a apporté de nouvelles connaissances majeures sur la hausse globale du niveau marin depuis 1993 (CAZENAVE et al. 2014 ; NEREM et al. 2018) et sur les disparités

régionales de cette augmentation (Figure 1.2) (NICHOLLS & CAZENAVE 2010) grâce à des mesures qui couvrent une majeure partie du domaine océanique.

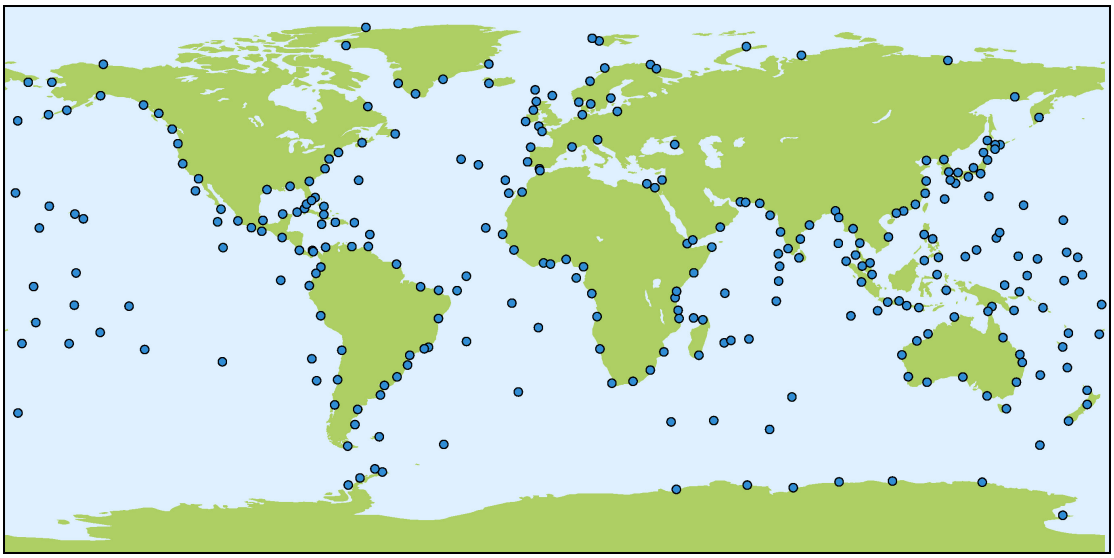

Figure 1.5. – *Localisation des marégraphes dont les données contribuent au GCN* (COI 2012).

Cette approche permet de déterminer la hauteur de la surface océanique (Figure 1.6) selon deux mesures géométriques (CHENEY 2001) :

- La première mesure consiste à déterminer la distance séparant le satellite à la surface marine en mesurant le temps de trajet aller-retour d'un signal micro-onde émis par un satellite altimétrique et reflété par la surface de l'eau des mers et océans vers le satellite altimétrique. Cette mesure est soumise à des retards atmosphériques qui peuvent être estimés à partir de mesures simultanées de la teneur en vapeur d'eau à l'aide d'un spectroradiomètre embarqué, par des modèles numériques météorologiques et par l'émission simultanée de deux fréquences micro-ondes différentes. Après corrections, la distance séparant le satellite à la surface marine peut être estimée à 2 cm près.
- La seconde mesure consiste à déterminer précisément, à partir de systèmes GPS (« Global Positioning System »), SLR (« Satellite Laser Ranging ») et DORIS (« Détermination d'Orbite et Radio positionnement Intégré par Satellite »), la position tridimensionnelle du satellite par rapport à un système de référence géocentrique. Cette mesure permet de déterminer l'orbite du

satellite avec une précision de 2 cm en direction radiale (selon l'axe de visée altimétrique).

La hauteur de la surface marine (SSH) est ainsi déterminée par soustraction de la distance séparant le système de référence géocentrique du satellite (ou « Satellite altitude » sur la Figure 1.6) par la distance entre la surface marine et le satellite (ou « Range » sur la Figure 1.6).

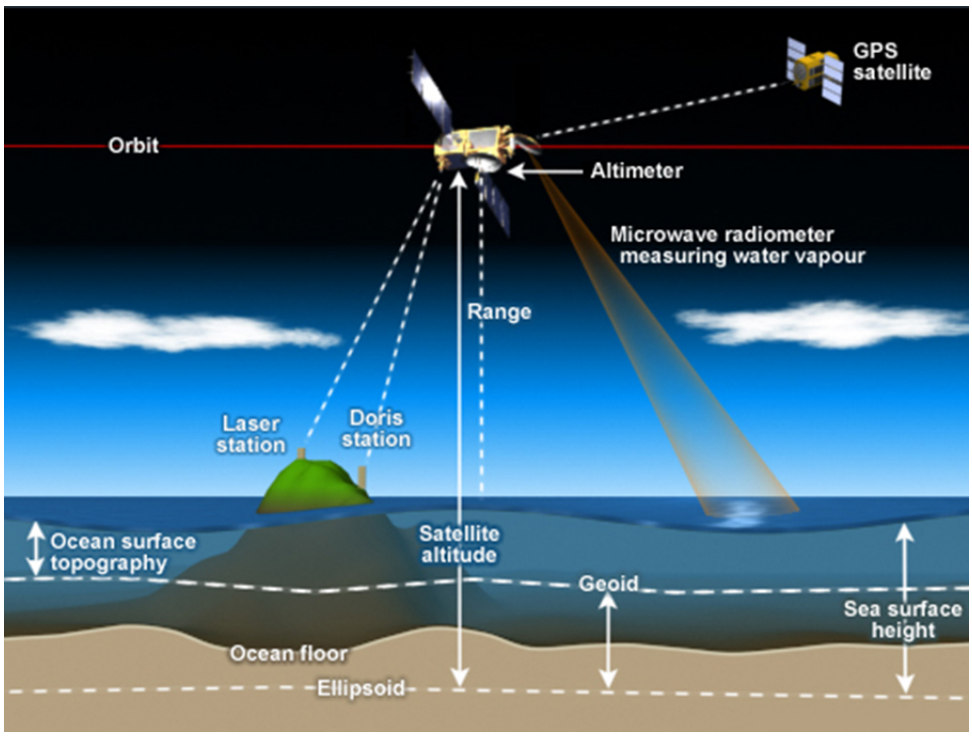

Figure 1.6. – ***Principe de l'altimétrie radar spatiale.*** *Source : ocean.si.edu*

1.4. La mesure des mouvements verticaux côtiers

En tant que mesure relative à la côte, la mesure marégraphique est directement concernée par les mouvements verticaux côtiers locaux et régionaux. L'extraction du signal associé à ces mouvements est essentielle pour reconstituer les mesures géocentriques du niveau marin. Les mesures géocentriques du niveau marin présentent, en effet, un intérêt particulier pour comprendre les observations marégraphiques liées aux variations d'origine océanique comme, par exemple, pour évaluer la contribution climatique de la hausse globale du niveau marin le long des littoraux. Les mesures marégraphiques géocentriques sont égale-

ment importantes pour calibrer et valider les séries temporelles altimétriques (CIPOLLINI et al. 2010 ; RAY et al. 2010).

Le manque de connaissances sur les mouvements verticaux côtiers s'impose donc comme une contrainte importante pour la marégraphie, et également pour l'altimétrie radar spatiale dont les données géocentriques ont besoin d'information complémentaire sur les mouvements verticaux côtiers pour être exploitables sur le littoral. La détermination des mouvements verticaux côtiers représente ainsi un élément fondamental pour comprendre et anticiper les variations du niveau marin face au changement climatique, notamment face à l'objectif de déployer des stratégies d'anticipation adaptées pour la gestion du littoral.

Cependant, dans le contexte actuel du changement climatique, l'extraction de la composante océanique du signal marégraphique pour les études sur les tendances à long terme du niveau marin réclame que la détermination des mouvements verticaux côtiers soit réalisée à une grande précision et avec un niveau d'incertitude particulièrement bas. Ainsi, pour que la détermination des mouvements verticaux côtiers soit significative dans ce cadre d'étude, l'erreur type de cette détermination doit être inférieure d'un ordre de grandeur à la tendance des signaux océaniques d'origine climatique mesurée par les marégraphes, soit une fraction de quelques millimètres par an (WÖPPELMANN & MARCOS 2016).

1.4.1. Différentes méthodes de mesure

Le niveau d'incertitude requis pour la détermination des mouvements verticaux côtiers à proximité des marégraphes représente un défi important pour la mesure de ces mouvements verticaux. Pour répondre à cette condition, la mesure des mouvements verticaux côtiers par les GPS est l'une des méthodes les plus utilisées. Cependant, et outre l'interférométrie radar satellitaire qui est présentée au Chapitre 3, il existe d'autres méthodes pour la détermination des mouvements verticaux côtiers qui, dans ce cadre d'étude, présentent chacune leurs propres limites d'utilisation.

1.4.1.1. GPS

Solutions GPS

L'utilisation de données GPS pour la mesure des mouvements verticaux côtiers a montré des résultats intéressants aux échelles locales et régionales comme à l'échelle globale (SANLI & BLEWITT 2001 ; TEFERLE et al. 2009 ; WÖPPELMANN et al. 2009), notamment grâce aux solutions GPS. Ces solutions proviennent d'un ensemble de stratégies d'analyse de données GPS dont le but est d'obtenir des tendances GPS avec la meilleure incertitude possible (WÖPPELMANN et al. 2007). Ces solutions évoluent régulièrement selon l'amélioration des traitements et l'augmentation du nombre de stations GPS permanentes qui rentrent dans les critères des stratégies d'analyse. Par exemple, la solution GPS la plus récente produite à l'Université de La Rochelle (intitulée ULR6 ; Figure 1.7) fournit 496 tendances sur les mouvements verticaux du sol dont la médiane des incertitudes est de l'ordre de 0,3 mm/an (SANTAMARÍA-GÓMEZ et al. 2017). Ces tendances sur les mouvements verticaux du sol s'expriment selon une réalisation du « International Terrestrial Reference Frame » (ITRF), en l'occurence l'ITRF2014 (ALTAMIMI et al. 2016) pour ULR6. Les méthodes GPS produisent ainsi des données sur les mouvements verticaux dans un système de référence géocentrique (Figure 1.4). À noter que différentes solutions GPS existent (ULR (SANTAMARÍA-GÓMEZ et al. 2017), Nevada Geodetic Laboratory (BLEWITT et al. 2018) ou encore EUREF (BRUYNINX et al. 2012)) et que les stratégies d'analyse varient d'une solution à une autre induisant des résultats potentiellement différents.

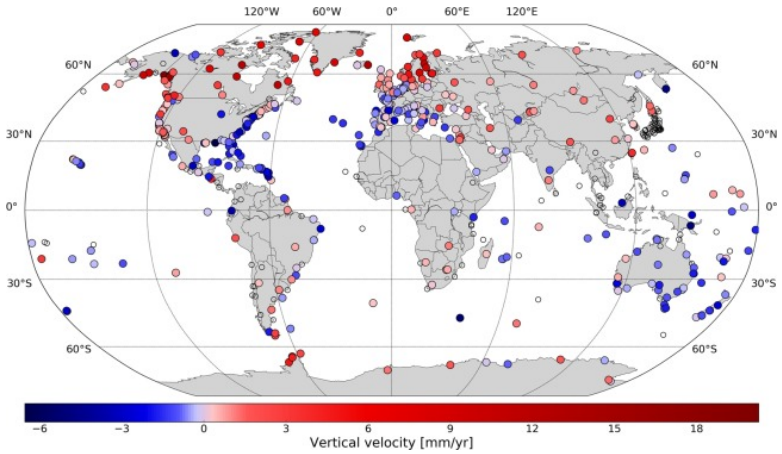

Figure 1.7. – *Tendances des mouvements verticaux côtiers issues de la solution GPS ULR6. Figure récupérée sur* SANTAMARÍA-GÓMEZ et al. (2017).

Co-localisation des GPS aux marégraphes

L'utilisation de stations permanentes du « Global Positioning System » (GPS) est une méthode conseillée par le GLOSS (COI 2012) pour la mesure des mouvements verticaux à proximité des marégraphes notamment pour sa facilité d'implantation, son faible coût et sa qualité de mesure et représente ainsi l'une des méthodes les plus utilisées dans ce domaine.

Pour que les mouvements verticaux mesurés par une station GPS permanente soient le reflet exact des mouvements verticaux que subit un marégraphe, certaines règles d'installation des antennes GPS, décrites dans BEVIS et al. (2002) et GILL et al. (2015), doivent être respectées pour qu'un marégraphe et un GPS associé forment une configuration dite de co-localisation. Cette notion de co-localisation implique idéalement que l'antenne GPS et le marégraphe partagent la même localisation (ou le même socle), et le cas échéant, qu'un rattachement géodésique par méthode de nivellement soit possible et effectué régulièrement pour co-localiser les deux stations (WOODWORTH et al. 2017). La procédure de rattachement par nivellement géodésique est limitée à une distance de séparation entre l'antenne GPS et le marégraphe de 1 km pour éviter que les erreurs de nivellement deviennent significatives (supérieures au mm) (GILL et al. 2015). Bien que l'installation de ces stations soit recommandée par le GLOSS, le nombre de stations GPS permanentes co-localisées (rattachées géodésiquement) à une station marégraphique reste limité (WÖPPELMANN & MARCOS 2016 ; HAMLINGTON et al. 2016). À titre d'exemple, parmi les 290 marégraphes appartenants au GCN (Figure 1.5), 78 n'ont toujours pas de stations GPS co-localisées (GRAVELLE et al. 2017).

Densité du réseau de GPS

La connaissance des mouvements verticaux côtiers à l'échelle globale à l'aide de stations GPS est majoritairement associée au réseau des stations co-localisées aux marégraphes. Ces connaissances peuvent être complétées par des études (ou des suivis) géophysiques régionales sur le littoral qui nécessiteraient le déploiement d'un réseau de stations GPS (SEGALL & DAVIS 1997 ; BROOKS et al. 2007). D'après les stations GPS répertoriées par le « Nevada Geodetic Laboratory » (NGL 2018), le réseau de stations GPS mondial est particulièrement dense en Amérique du Nord, en Europe, au Japon, sur la côte Ouest de l'Australie,

en Nouvelle-Zélande ou encore le long de la cordillère des Andes. Ce défaut d'homogénéité dans la répartition spatiale des stations GPS limite la couverture spatiale des connaissances sur les mouvements verticaux côtiers, ce qui représente une lacune importante de connaissances face à l'impact que peut avoir le changement climatique sur les littoraux.

Sur les côtes atlantiques de la métropole française, les stations GPS peuvent être espacées de plusieurs dizaines de kilomètres ce qui apparaît insuffisant pour obtenir une connaissance précise des mouvements verticaux le long des littoraux dont le potentiel de variabilité spatiale peut être de plusieurs millimètres par an sur un kilomètre de distance (RAUCOULES et al. 2013b).

L'information apportée par les réseaux de GPS peut néanmoins être densifiée, dans les zones sans stations GPS ou lorsque la période d'observation d'une station GPS est trop courte pour obtenir des résultats fiables, par des méthodes d'interpolation spatiale (KIERULF et al. 2013 ; HAMMOND et al. 2016).

1.4.1.2. Nivellement

Le nivellement géométrique de précision est une technique intéressante pour mettre en évidence les mouvements verticaux actuels à la côte en France et auprès des marégraphes car les réseaux de nivellements français fournissent des données précises d'altitudes sur l'ensemble du territoire, et ce, depuis des périodes de temps (de 1857 à aujourd'hui) similaires à certains enregistrements marégraphiques (LENÔTRE et al. 1996). L'altitude est déterminée au niveau d'un point matérialisé, ou repère de nivellement, la plupart du temps scellé dans les murs ou les ouvrages d'art (COULOMB 2011). Le nivellement est également recommandé par le GLOSS (COI 2012) pour le suivi de stabilité des marégraphes selon trois objectifs :

- Le contrôle de la référence des hauteurs du niveau marin pour la mesure marégraphique à l'aide d'un repère de nivellement de référence, dit repère fondamental de marée.
- Le contrôle de la stabilité du repère fondamental de marée et de la zone où est installée la station marégraphique à l'aide de plusieurs repères de nivellement.
- Le suivi régulier du rattachement géodésique entre d'éventuelle(s) station(s) GPS co-localisée(s) avec le marégraphe.

D'après SONEL (2018d), la procédure de nivellement auprès des marégraphes a été effectuée sur 197 stations autour du globe et représente donc une source d'information non-négligeable.

Néanmoins, l'application du nivellement pour la détermination des mouvements verticaux côtiers fait face à certaines contraintes comme des incertitudes sur la nature et l'emprise spatiale des différences d'altitudes observées pour chaque repère au cours du temps, des difficultés de maintenir l'intégrité des repères (destruction, déplacement) ou encore des irrégularités dans les campagnes de nivellement (deux campagnes de nivellement pour un même repère peuvent être séparées de plusieurs décennies).

De plus, il faut considérer que les altitudes déterminées par nivellement sont toutes relatives à un repère fondamental (référent altimétrique) propre au réseau de nivellement, qui diffère selon le pays ou le territoire considéré. Par exemple, en France, le système de référence vertical, nommé NGF-IGN69, est défini par rapport au repère fondamental du marégraphe de Marseille. Cependant, les réseaux de nivellement ne sont pas forcément disponibles dans tous les pays et les systèmes de référence verticaux des réseaux existants nécessitent d'être harmonisés pour des applications globales.

Enfin, en tant que technique qui détermine les altitudes (écart vertical d'un point avec une surface de référence proche du géoïde ; définition de l'IGN (IGN 2018)), la détermination des hauteurs ellipsoïdales (hauteurs définies dans un système de référence géocentrique) à partir des altitudes nécessite un processus de conversion qui n'est pas rigoureux (DUQUENNE et al. 2015).

1.4.1.3. Combinaison Altimétrie-Marégraphie

La combinaison Altimétrie-Marégraphie est une autre méthode communément utilisée pour la détermination des mouvements verticaux à proximité des marégraphes (CAZENAVE et al. 1999 ; NEREM & MITCHUM 2002). Cette approche part du principe que les mouvements verticaux peuvent être localement retrouvés par la soustraction de la tendance géocentrique du niveau marin (séries temporelles altimétriques) et de la tendance relative du niveau marin (séries temporelles marégraphiques). Face à l'ordre d'incertitude requis pour la décomposition du signal marégraphique pour les études sur les tendances à long terme du niveau marin, cette approche est limitée par des incertitudes

d'une valeur médiane autour de 1 mm/an selon le produit altimétrique utilisé (WÖPPELMANN & MARCOS 2016). Cette approche peut apporter des données complémentaires sur les mouvements verticaux à proximité des marégraphes lorsque ces marégraphes ne sont pas co-localisés avec une ou plusieurs stations GPS permanentes (Figure 1.3). La densité géographique des connaissances sur les mouvements verticaux côtiers apportées par cette approche reste néanmoins dépendante de la densité de marégraphes implantées le long du littoral dont les observations sont assez longues (au moins 15 ans d'observations valides depuis 1993) et de bonnes qualités (repère maintenu, pas de valeurs aberrantes, absence de signaux issus de processus terrestres non-linéaires comme des séismes) (WÖPPELMANN & MARCOS 2016) et des produits altimétriques dont les données peuvent être considérées de mauvaises qualités sur des distances allant de 10 à 50 km des côtes selon l'altimètre radar et la morphologie côtière (CIPOLLINI et al. 2017).

1.4.1.4. Autres méthodes

La gravimétrie absolue a démontré son intérêt pour l'étude des mouvements verticaux à proximité des marégraphes (WILLIAMS et al. 2001) grâce à une incertitude qui peut atteindre 0,5 mm/an sur une série de données de 15 à 25 ans (VAN CAMP et al. 2005). La contribution des gravimètres absolus à l'étude des mouvements verticaux côtiers reste néanmoins limitée par certaines contraintes comme une sensibilité aux variations locales de pesanteurs (selon les caractéristiques du sous-sol), des difficultés de déploiement (taille encombrante, calibration, emplacement) et des coûts élevés qui réduisent leur potentiel d'utilisation (MCNUTT 2001 ; VAN CAMP et al. 2017).

Parmi les autres méthodes d'intérêts pour la détermination des mouvements verticaux, le système DORIS affiche une grande précision de mesure (déterminée dans un système de référence géocentrique), une répartition spatiale homogène des stations sur le globe, et des incertitudes sur les tendances verticales qui peuvent atteindre $\approx$ 1 mm/an (sur 5 ans de données (SOUDARIN et al. 1999)). Ce système est donc particulièrement intéressant pour la mesure des déplacements des plaques tectoniques et la mesure des déformations de la croûte terrestre (CRÉTAUX et al. 1998 ; SOUDARIN et al. 1999), mais également pour la mesure des mouvements verticaux à proximité des marégraphes (RAY et al. 2010). En

effet, les stations DORIS localisées à proximité de marégraphes (dans un rayon de quelques kilomètres) peuvent apporter des éléments d'information sur la stabilité de la zone. Les stations DORIS localisées à proximité des marégraphes sont actuellement réparties sur une trentaine de sites autour du globe (WILLIS et al. 2010 ; SONEL 2018e).

Les méthodes VLBI (« Very Long Baseline Interferometry ») ou SLR sont d'autres méthodes qui peuvent être utilisées pour la détermination des mouvements de la croûte terrestre comme, par exemple, pour l'observation du GIA (ARGUS et al. 1999). Bien que ces méthodes peuvent atteindre des incertitudes de mesure suffisantes face aux ordres de grandeur des variations du niveau marin, la contribution de ces méthodes à la détermination des mouvements verticaux côtiers est limitée par un faible nombre de stations disponibles à l'échelle du globe, notamment à proximité du littoral, et par une répartition spatiale non-homogène de ces stations entre hémisphère nord et sud. De plus, l'application de ces méthodes est limitée par des coûts élevés d'installation et d'utilisation des stations.

1.4.2. Problématique

Face au changement climatique, la prise en compte des mouvements verticaux à la côte est un paramètre fondamental pour comprendre l'évolution du niveau marin et ses variations sur le littoral, autrement dit pour évaluer les tendances relatives du niveau marin. La réponse efficace à ce besoin est, actuellement, contrainte par les limites respectives des différentes méthodes de mesure et de détermination de ces mouvements verticaux.

Il est intéressant tout d'abord de considérer que la détermination des mouvements verticaux côtiers soit effectuée selon un même référentiel d'observation, en l'occurrence géocentrique, pour que ces mouvements verticaux apportent des informations comparables d'un littoral à un autre, notamment pour la décomposition du signal marégraphique, ou pour apporter directement la connaissance complémentaire nécessaire à l'altimétrie radar spatiale. L'utilisation d'une méthode comme le nivellement se retrouve ainsi limitée sans un rattachement avec une ou plusieurs stations GPS et n'apporte actuellement que des solutions de contrôle de la stabilité d'une zone à proximité des marégraphes.

Ensuite, la détermination des mouvements verticaux doit être réalisée à une

grande précision pour évaluer au mieux des mouvements verticaux côtiers qui peuvent être inférieurs au millimètre par an. Mais c'est principalement l'incertitude de cette détermination qui doit être particulièrement basse avec un ordre de grandeur inférieur au millimètre par an pour que la composante océanique des observations marégraphiques soit extraite avec la plus grande justesse pour les études sur l'évolution à long terme du niveau marin. À ce titre, le développement des solutions GPS apparaît aujourd'hui comme la solution la plus efficace pour répondre à ces besoins de précisions et d'incertitudes.

Enfin, face à des mouvements verticaux côtiers qui peuvent être très variables que ce soit sur l'étendue spatiale des mouvements (locaux ou régionaux) ou sur leur dynamique (linéaire, cyclique, évènements brusques), la détermination des mouvements verticaux côtiers doit être réalisée selon une couverture spatiale et une résolution temporelle suffisante pour les évaluer. La résolution temporelle des données GPS est clairement suffisante face à ce besoin. Cependant, et bien que la densité de stations GPS puisse être particulièrement importante sur certaines régions du monde, la répartition spatiale des stations GPS le long des littoraux est généralement insuffisante pour pouvoir rendre compte des variabilités spatiales des mouvements verticaux côtiers (Figure 1.8).

Figure 1.8. – ***Répartition des stations GPS permanentes en Bretagne (France). Source : rgp.ign.fr***

Ce manque de connaissances sur les variabilités spatiales des mouvements verticaux côtiers peut induire des interrogations concernant la représentativité spatiale des tendances relatives du niveau marin apportées par les marégraphes le long des littoraux, en particulier au niveau des marégraphes non co-localisés à une station GPS permanente ou dont la connaissance sur les mouvements verticaux de la zone n'existe pas. Et même si une co-localisation existe, il est également possible de s'interroger sur la représentativité spatiale de la mesure déterminée par un GPS.

Face à ces interrogations, il apparaît donc nécessaire d'étendre spatialement et à haute résolution spatiale les connaissances sur les mouvements verticaux côtiers à proximité des marégraphes et par extension le long des littoraux. L'idéal serait donc d'obtenir des points de mesures récurrents des mouvements verticaux le long du littoral sans avoir à installer un réseau dense de stations au sol ; solution qui paraît trop coûteuse en déploiement et en maintenance. C'est face à ce constat que l'interférométrie radar satellitaire ou InSAR (« Interferometric Synthetic Aperture Radar ») rentre en jeu. En effet, cette approche de télédétection active permet de générer des cartes de déplacement relatives du sol avec un potentiel de précision millimétrique par an, à haute résolution spatiale ($\sim$30 m) et sur de grandes étendues ($\sim$100 km). Sur le principe, l'InSAR apporte donc des solutions à plusieurs caractéristiques essentielles (précision et couverture spatiale), mais son utilisation pour l'évaluation de l'influence des mouvements verticaux sur la mesure marégraphique se limite à seulement quelques études comme celles de BROOKS et al. (2007), BINGLEY et al. (2007), WÖPPELMANN et al. (2013), RAUCOULES et al. (2013b) et LE COZANNET et al. (2015). Il semble donc nécessaire d'évaluer l'applicabilité de l'InSAR pour la détermination des mouvements verticaux côtiers pour d'éventuelles applications plus systématiques auprès des marégraphes et sur le littoral. Cependant, l'InSAR ne produit pas des données géocentriques sur les mouvements verticaux ce qui peut être d'ors et déjà problématique face au besoin d'information géocentrique sur les mouvements verticaux côtiers aussi bien pour la marégraphie que pour l'altimétrie radar spatiale. Il est donc nécessaire d'évaluer comment les données InSAR pourraient répondre à ce besoin et comment l'InSAR pourrait contribuer à la détermination des tendances relatives du niveau marin en continu le long du littoral.

CHAPITRE 2

ZONE D'ÉTUDE DE BREST

La zone d'étude de Brest (France) a été sélectionnée car plusieurs critères pourraient apporter des éléments de réponse à la problématique de la thèse :

- Face à l'importance de la série marégraphique de Brest, les tendances relatives du niveau marin obtenues à Brest nécessitent une évaluation précise des mouvements verticaux et de leurs variabilités. En effet, la série marégraphique de Brest est l'une des plus longues séries répertoriées sur la planète (HOLGATE et al. 2013) avec des données qui remontent jusqu'au XVIIIème siècle et a été intégrée au GCN pour les études sur l'évolution globale du niveau marin. Le marégraphe de Brest fait également parti du réseau RONIM.
- La nature et les variabilités des mouvements verticaux de la zone de Brest sont incertains.
- Malgré ces incertitudes, les connaissances actuelles sur les mouvements verticaux laissent supposer que cette zone serait stable ou affectée par des mouvements très lents (millimétrique par an ou sub-millimétrique par an). Généralement utilisé pour des problématiques de mouvements plus ou moins rapides (plusieurs millimètres par an ou quelques centimètres par an), l'InSAR peut, dans ce cas d'étude, être évalué sur une zone où les mouvements sont potentiellement plutôt lents à inexistants.

Ce chapitre présente alors la zone d'étude de Brest en exposant succinctement un peu d'historique, diverses caractéristiques de la zone et différentes problématiques spécifiques à cette zone.

L'emprise spatiale des cartes présentées dans ce chapitre se rapporte, sauf cas particuliers, au découpage final de la zone d'étude qui a été déterminée en fonction des résultats préliminaires et de la continuité spatiale des points de mesure détectés lors de l'analyse MTI (voir Chapitre 4). Ce découpage représente une superficie de 108 km² et englobe une majeure partie de la commune de Brest (Figure 2.1).

2.1. La ville de Brest

Située au fond d'une vaste rade protectrice de potentiels ennemis, la ville de Brest a pour origine la mise en place d'un camp romain entre le IIIème et IVème siècle dont les vestiges ont servi de fondation au château de Brest (Figure 2.2). Ce château n'a cessé d'évoluer jusqu'à devenir une véritable forteresse sous Vauban (1633-1707), à la fin du XVIIème siècle, capable de défendre la rade de toute incursion ennemie et de protéger la base navale et l'arsenal militaire récemment établis sur Brest (voir § 2.2). Protégée par le château et la rade, la ville s'est développée le long des rives de la Penfeld (rivière qui traverse la ville de Brest) autour des activités liées à la marine puis a continué son développement par la mise en place d'un port civil à vocation marchande et industrielle au milieu du XIXème siècle (voir § 2.2). Suite aux bombardements de la Seconde Guerre mondiale, la ville est détruite à 90% en 1944 et seuls quelques vestiges ont résisté comme le château, particulièrement touché, mais d'apparence intacte face aux ruines environnantes (BESSELIÈVRE et al. 2015). Vient le temps de la reconstruction et des projets d'urbanisation dont celui de Mathon (1893-1971), approuvé en 1948. Les décombres des immeubles détruits servent de remblais à la marine nationale pour la reconstruction des murs de remblais de l'arsenal, la ville étend sa superficie par l'absorption de trois villes péri-urbaines (Saint-Pierre, Lambézellec, Saint-Marc), la vieille ville est nivelée sur les décombres, de nouvelles voies sont créées divisant la ville en plusieurs îlots séparés par de grandes avenues. La reconstruction totale de Brest s'achève à la fin des années 1950 après 10 ans de grand travaux (LE BIHAN et al. 1994 ; LE GOÏC 2001). La structure de la ville de Brest n'a pas subi de changements majeurs jusqu'à nos

jours excepté une propagation croissante d'urbanisation vers sa banlieue suite à l'expansion urbaine caractéristique des grandes métropoles françaises. Brest est aujourd'hui la 25ème commune la plus peuplée de France avec près de 140 000 habitants.

La destruction de la ville de Brest durant la Seconde Guerre mondiale a été un évènement charnière dans l'histoire de la ville. La ville industrielle et militaire du passé a laissé place de nos jours à une métropole tournée vers les secteurs tertiaires notamment ceux liés à la mer comme l'attestent le développement du port de commerce (voir § 2.2) et la création et/ou l'implantation de différents pôles de recherche scientifique autour de la thématique océanique (Université de Bretagne Occidentale (UBO), IFREMER, Océanopolis, CEDRE, SHOM, IPEV).

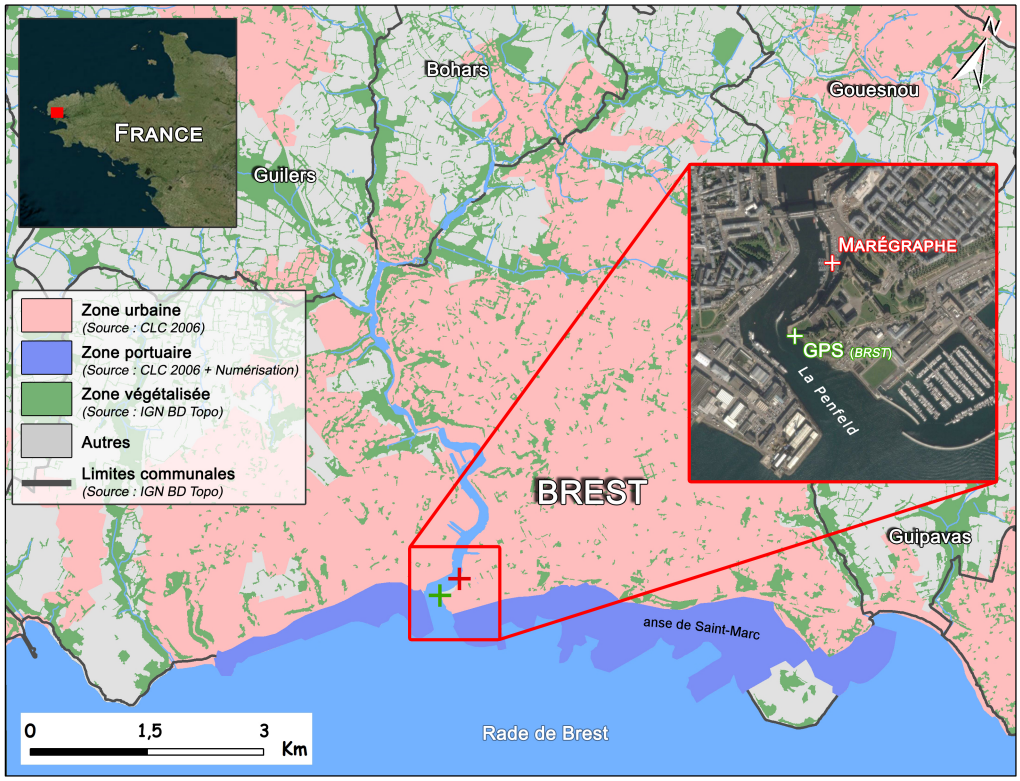

Figure 2.1. – ***Localisation et emprise spatiale de la zone d'étude avec un zoom sur l'emplacement des instruments de mesure d'intérêt (marégraphe et GPS) et cartographie simplifiée de l'occupation du sol.***

2.2. Le littoral de Brest

Face à l'intérêt spécifique de la thèse pour la zone littorale, il est intéressant de regarder plus en détail la structure du littoral de Brest. Ce littoral est marqué par la présence de plusieurs ports identifiables selon trois pôles principaux ; militaire, commerce, plaisance (Figure 2.2).

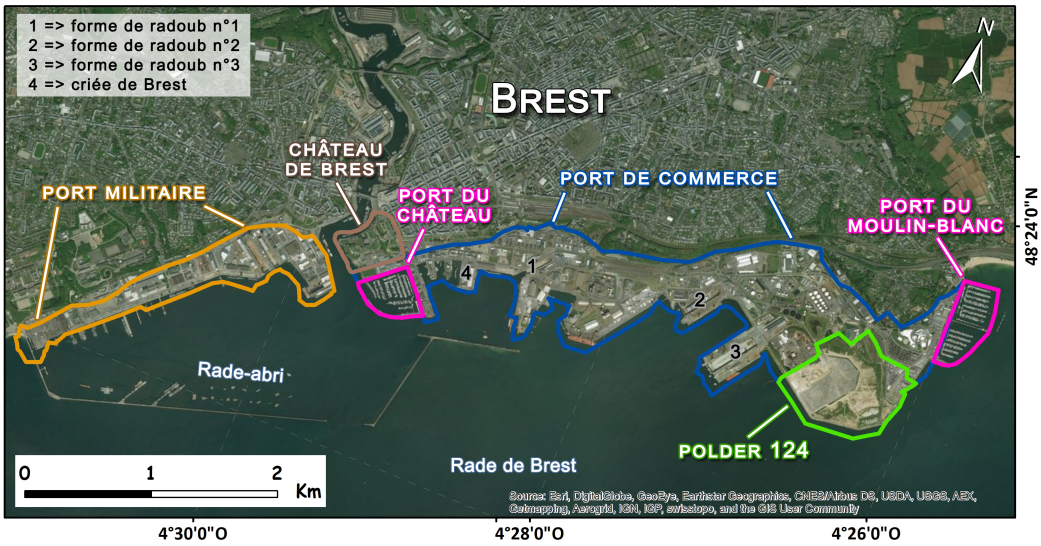

Figure 2.2. – *Visualisation de l'emplacement des ports et du château de Brest (Sources : Corine Land Cover 2006 et numérisation personnelle).*

Arsenal de Brest

Brest est devenu le principal arsenal maritime Français au cours de la deuxième moitié du XVIIème siècle sous Colbert (1619-1683) après un ré-aménagement et une modernisation des défenses du chantier naval créé sous Richelieu (1585-1642) dans les années 1630. Le port militaire de Brest a été le point de lancement des escadres militaires contre les ennemis anglais et hollandais au cours du XVIIème siècle et le point de départ de nombreuses expéditions scientifiques comme celles de Lapérouse (1741-1788) et Fleuriot de Langle (1744-1787) en 1785. Suite à la Révolution française, le port militaire de Brest a subi un déclin important et ce n'est qu'à partir de 1840 et plus particulièrement au cours du second empire (1852-1870) que l'arsenal de Brest a connu une forte croissance avec la rénovation et la modernisation des infrastructures portuaires. Suite à la restructuration de l'arsenal, les rives de la Penfeld se sont avérées trop étroites, nécessitant

l'expansion du port militaire de Brest à l'Ouest de l'embouchure de la Penfeld entre 1889 et 1910. Cette extension du port militaire de Brest a nécessité la mise en place d'ouvrages de protection comme une digue formant une rade-abri. Le port militaire de Brest a eu un rôle important durant la Première Guerre mondiale en servant de principal port de débarquement et de ré-embarquement des troupes américaines. Durant la Seconde Guerre mondiale, le port militaire de Brest est devenu l'une des principales bases navales des allemands suite à la prise de Brest en juin 1940 et a été entièrement détruit à la libération durant la bataille de Brest de l'été 1944. Suite à la reconstruction des principales infrastructures au cours des années 1950, l'arsenal de Brest a connu un regain d'activité durant la guerre froide avec, notamment, la création de la base opérationnelle des sous-marins à propulsion nucléaire sur la presqu'île de l'Île Longue entre 1967 et 1972. De nos jours, l'importance militaire de l'arsenal de Brest est moindre avec principalement des opérations de refonte et de réparation (GALLIOU 2017).

Port de commerce

Le port de commerce de Brest s'étend sur une superficie de 270 ha entre l'embouchure de la Penfeld et l'embouchure de l'Élorn. En plus du port de commerce à proprement dit, cette zone portuaire propose également un port de réparation navale, un port d'escale et un port de pêche. Cette zone portuaire regroupe ainsi des pontons de pêche et une criée, divers terminaux (agro-alimentaire, frigorifique, marchandises, hydrocarbure), trois formes de radoub et des quais pour la réparation navale.

L'idée de créer un port de commerce distinct du port militaire date de la fin du XVIIème siècle, mais il faudra attendre le milieu du XIXème siècle pour qu'un projet de mise en place d'un port marchand soit validé au niveau de l'anse de Porstrein (estran du château de Brest et des remparts à l'Est de l'embouchure de la Penfeld) pour désengorger le port militaire face à l'augmentation des échanges maritimes durant cette période. Ce port marchand a été construit au pied des remparts de Brest, à même l'estran, par la création de nouveaux terre-pleins qui ont permis de gagner 59 ha. Le développement du port se continue en 1874 avec l'implantation d'une zone de construction navale (zone du Tritschler). Malgré le développement des infrastructures et des activités (grands moulins Brestois (1898), la criée, la 1ère forme de radoub (1903-1913), l'usine électrique (1910-

1911)), le port peine à s'étendre jusque dans les années 1930 avec la création de remblais et d'une jetée sur le môle de l'Est pour le service des phares et balises. Le port sera en grande partie détruit lors de la bataille de Brest en 1944, mais la reconstruction est vite relancée notamment par la création d'un polder de 12 ha dans la partie orientale du port nécessaire au développement d'un terminal charbonnier. Cette expansion initie la fermeture de l'anse de Saint-Marc par poldérisation qui sera effectuée entre 1960 et 1980. C'est la période faste du port de commerce avec la création d'une zone portuaire industrielle et la création de deux formes de radoub supplémentaires, faisant ainsi du port de Brest un grand pôle de réparation navale. Le port de commerce s'étend alors, en 1980, jusqu'au Moulin-Blanc avec une superficie augmentée de 158 ha (Figures 2.2 et 2.3).

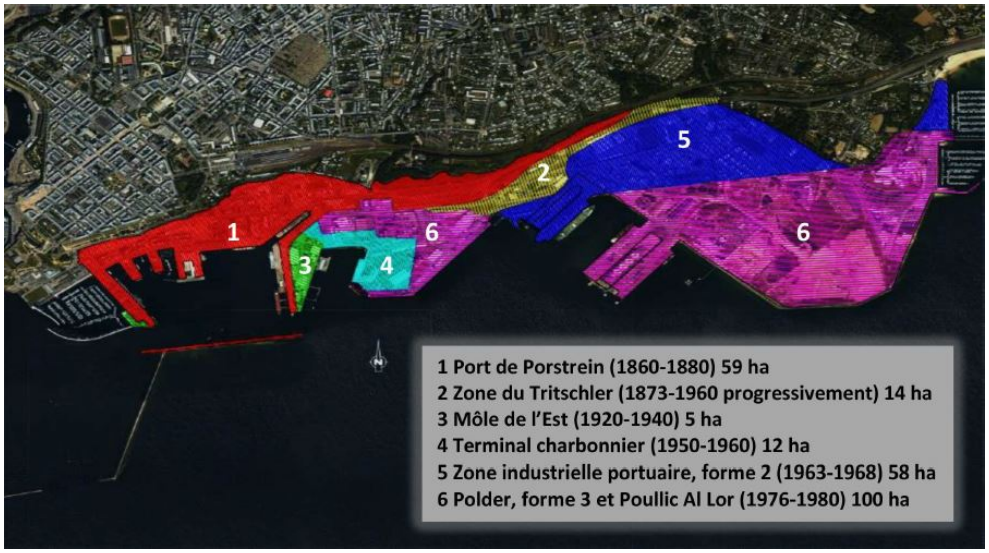

Figure 2.3. – *Représentation cartographique de l'extension du port de commerce entre 1860 et 1980 (* RÉGION BRETAGNE (2018)***; communication personnelle de Guy Berrou 2018).***

Suite à cette expansion, le port de commerce est rentré dans une phase d'exploitation des aménagements sans évolution marquante pendant une trentaine d'années. Il faudra attendre la mise en place d'un projet de développement économique, énergétique et industriel du port en 2010 pour entrer dans une nouvelle phase évolutive. Ce projet consiste, alors, en l'aménagement des 40 ha du polder de Brest (ou polder 124 ; zone restée en friche depuis sa mise en place entre 1976 et 1977) et en la création d'une extension de 14 ha, d'ici 2020, dont l'objectif est d'accueillir les activités liées aux énergies maritimes renouvelables

tout en s'adaptant aux normes actuelles du transport maritime (grands porte-conteneurs) (CCI BREST (2013) ; communication personnelle de Guy Berrou 2018).

Port de plaisance

Avec plus de 2200 places, le port de plaisance de Brest représente le 3ème port de plaisance de la façade atlantique (1er port de plaisance breton). Il est décomposé en deux marinas localisées aux extrémités Est et Ouest du port de commerce de Brest ; à l'embouchure de la Penfeld pour la marina du Château (2009) et à l'embouchure de l'Élorn pour la marina du Moulin Blanc (créée en 1961 puis extension entre 1980 et 1992).

2.3. Entre terre et mer

2.3.1. Côté terre

Géomorphologie

La zone d'étude se situe à l'interface entre la rade de Brest et la partie méridionale du plateau du Léon ; socle massif de terrains cristallins (Figure 2.6) dont la structure géomorphologique est typique d'anciennes chaînes de montagnes pénéplanées (aplatissement de la topographie résultant d'une action prolongée de l'érosion). Le relief de la zone affiche des altitudes comprises entre 60 m et 100 m dont les collines granitiques (granite de Kersaint et granite de Saint-Renan) sont entrecoupées par de nombreuses cuvettes hydrographiques (GARREAU 1980)(Figure 2.4).

Réseau hydrographique

Les ruissellements de sub-surface sont importants sur le plateau du Léon et génèrent un réseau hydrographique très dense comme l'atteste les 120 km de cours d'eau sur l'emprise de la zone d'étude. Ces ruissellements sont la résultante d'une faible perméabilité des sols, de l'absence de grandes nappes phréatiques et d'apports pluviométriques abondants (pluviométrie moyenne de 1210 mm/an sous un climat océanique tempéré). Les cours d'eau de la zone appartiennent majoritairement au bassin-versant de la Penfeld (Figure 2.4).

La Penfeld est un petit fleuve côtier de 16 km de long qui prend sa source à 90 m d'altitude sur la commune de Guipavas, traverse la métropole brestoise et se jette dans la rade de Brest à l'Ouest de l'embouchure de l'Élorn. Cette rivière et ses affluents drainent un bassin-versant d'environ 64 km² avec un débit moyen interannuel de 0,69 m^3/s (SANDRE 2012).

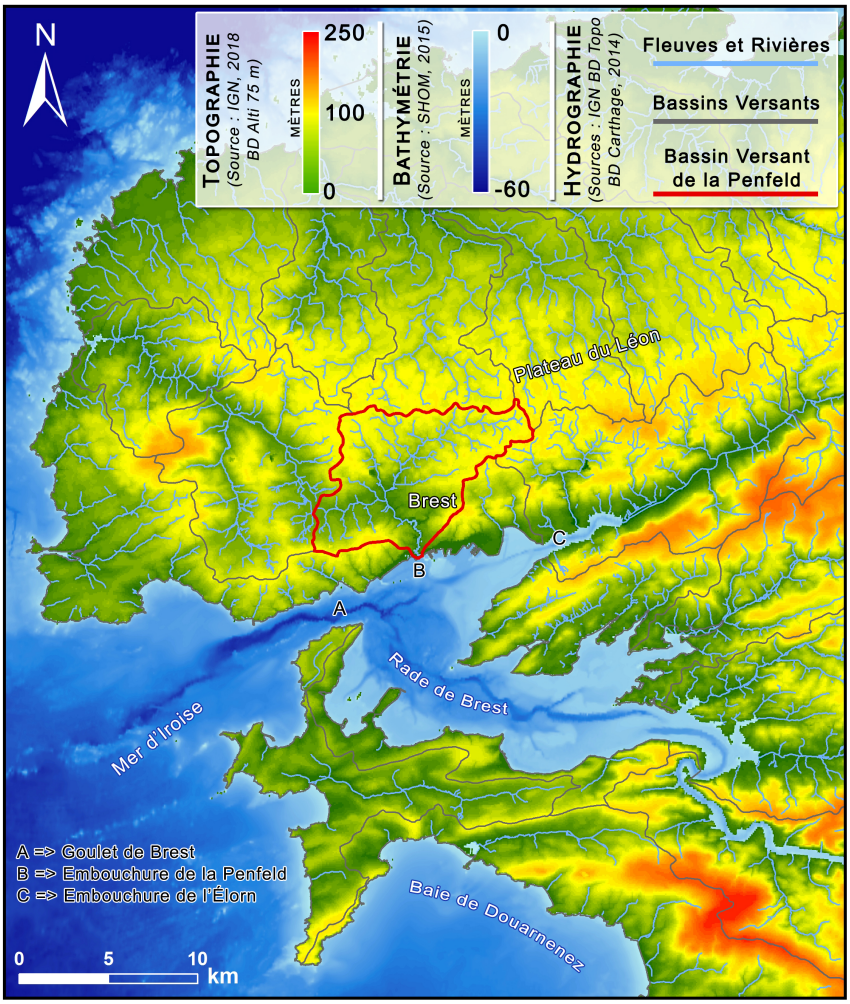

Figure 2.4. – ***Topographie, bathymétrie et hydrographie aux environs de Brest.***

Géologie

La mise en place du substratum géologique de la zone d'étude est étroitement liée à l'histoire géologique du massif Armoricain. La construction de ce massif résulte de la succession de deux grands cycles orogéniques (cadomien et varisque). Le cycle cadomien a principalement affecté la partie nord de la Bretagne entre

650 Ma et 550 Ma et correspond à un évènement tectonique (failles) accompagné d'une production importante de volcanisme éruptif et plutonique (mise en place de granites). Le cycle varisque a affecté l'ensemble de la Bretagne durant le Carbonifère (359 Ma - 299 Ma) et correspond à la fermeture d'un océan (océan Rhéique) suivi de la construction d'une chaîne de montagnes par la collision de deux continents majeurs (gondwanien au sud et laurussien au nord). Cet évènement tectonique sera accompagné de déformations métamorphiques (mise en place de schistes et de gneiss) et d'un magmatisme plutonique (mise en place de granites). Le relief actuel résulte de la succession de divers évènements géologiques post-orogéniques entre 250 Ma et le Pléistocène (pénéplation, fracturation liée à l'ouverture de l'océan atlantique, altération du socle, décapage par l'action de l'ouverture du rift Ouest-européen et diverses transgressions marines, sédimentation, érosion) (CAGNARD 2008 ; SCHROËTTER & PEYRAS 2010 ; BALLEVRE et al. 2013).

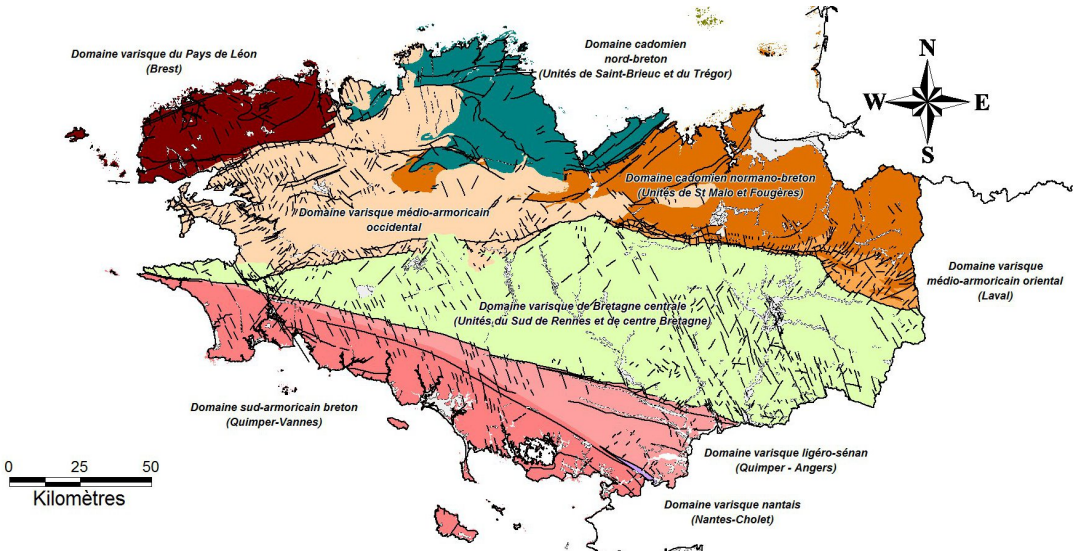

Figure 2.5. – *Carte géologique au 1 : 250 000 du découpage du massif armoricain breton selon une nomenclature mise en place par* CHANTRAINE et al. (2001). *Figure récupérée sur* SIGES BRETAGNE (2018).

La Figure 2.5 permet de visualiser un découpage du massif Armoricain breton selon neuf grands domaines géologiques, ces domaines regroupent les formations géologiques selon leurs âges, leurs déformations ou leurs origines. Parmi ces neufs domaines répertoriés, la zone d'étude de Brest est localisée en majeure partie sur le domaine varisque du Pays de Léon (plateau du Léon) excepté la

partie Est de la zone au niveau de l'embouchure de l'Élorn et de la zone du Moulin-Blanc qui appartiennent au domaine varisque médio-armoricain occidental. Le domaine varisque du Pays de Léon correspond à la mise en place de roches métamorphiques entre 440 Ma et 380 Ma jusqu'à la mise en place de granites et de gneiss il y a 300 Ma. Le domaine varisque médio-armoricain occidental est essentiellement constitué de roches sédimentaires déformées en schistes métamorphiques et de granites suite à l'orogenèse du cycle varisque (CHANTRAINE et al. 2001 ; SIGES BRETAGNE 2018).

La Figure 2.6 permet de visualiser les couches géologiques répertoriées sur la zone d'étude de Brest. La zone est principalement constituée de granites (granites de Saint-Renant et de Kerhornou) sur la partie Nord de la zone, de gneiss sur la partie centrale (gneiss de Kerhornou et de Brest), de schistes zébrés (Briovérien de l'Élorn) le long de l'embouchure de l'Élorn jusqu'à la pointe Ouest du littoral de Brest et de remblais le long de ce même littoral et sur la partie centrale de la ville de Brest.

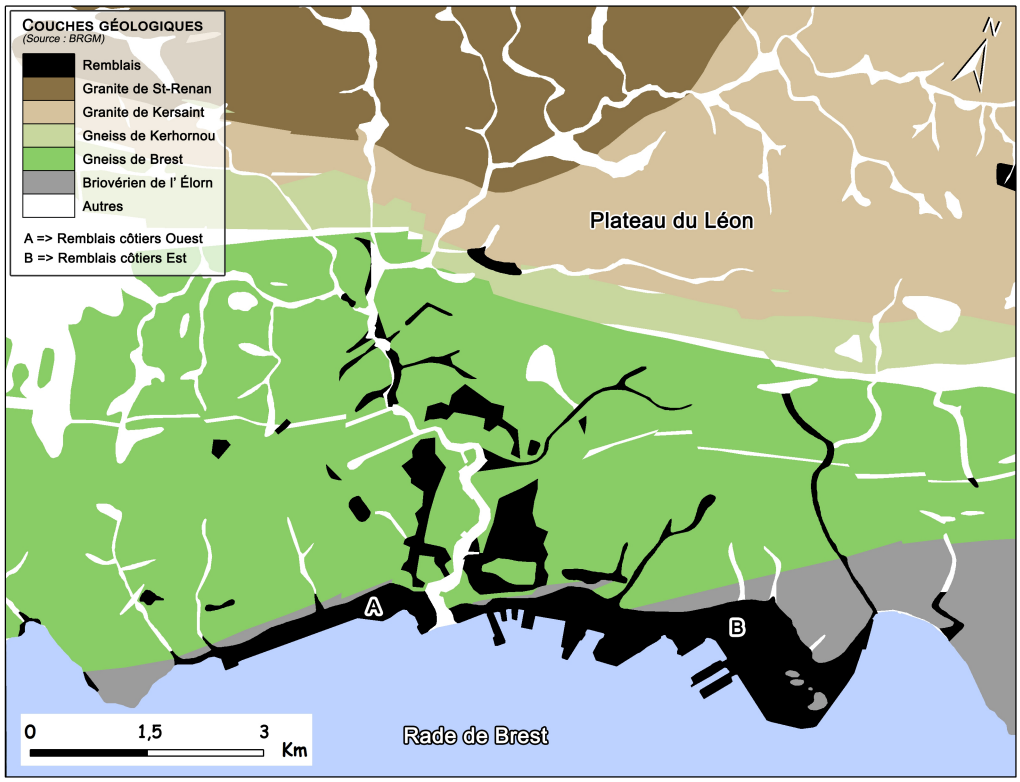

Figure 2.6. – *Géologie de la zone d'étude. Carte réalisée à partir de données du BRGM* (CAGNARD 2008).

2.3.2. Côté mer

Rade de Brest

La partie sud de la zone d'étude est marquée par la présence de la rade de Brest ; grande baie de 180 km² (volume moyen de 2 milliards de m³) ouverte à l'Ouest sur la mer d'Iroise (mer bordière localisée le long des côtes du Finistère) et l'océan Atlantique par un passage (goulet de Brest) de 1,8 km de large. Le bassin est peu profond avec une profondeur maximale de l'ordre de 50 m au niveau du goulet (Figure 2.4). Le nord de la rade correspond à la vallée basse de l'Élorn, zone particulièrement urbanisée par la présence de l'agglomération brestoise et des ports. La bathymétrie de cette zone est de l'ordre de 10 à 20 m et est maintenue à ce niveau par dragage des sédiments dans le but d'accueillir continuellement des navires à fort tirant d'eau. D'après les données issues du REBENT (REseau BENThique), les sédiments de la zone sont principalement de nature fine (de type vaseux à vaso-sableux) puis de nature plus grossière en s'écartant de la zone portuaire avec la présence de sables fins, de graviers (propres ou envasés) et de bancs de Maërl (accumulation d'algues calcaires rouges) (RÉGION BRETAGNE 2014). La granulométrie des sédiments de la rade de Brest dépend essentiellement des conditions hydrodynamiques liées aux courants induits par la marée (GREGOIRE et al. 2016).

Hydrologie marine

La marée dans la rade de Brest est de type semi-diurne. D'après les données du SHOM et selon le zéro hydrographique, le marnage moyen à Brest est de 4,02 m et peut varier de 1,22 m, durant les marées de morte-eau les plus faibles, à 7,32 m pour les marées extraordinaires de vive-eau d'équinoxe (SHOM 2018a).

Les oscillations d'une marée de moyenne amplitude font varier le volume d'eau de la rade de l'ordre de 700 millions de m³, soit un tiers de son volume total moyen. Les courants induits par ces oscillations représentent un facteur dominant dans la rade. Ils peuvent être assez intenses en situation vive-eau avec des vitesses dépassant les 2 m/s dans le goulet et 1 m/s au centre de la rade. Le courant de flot de la marée se sépare en deux branches au niveau du goulet avec une première branche qui longe la rive Nord de la rade en direction de l'estuaire de l'Élorn tandis que la seconde branche, qui représente la plus grande partie

du flot, alimente le centre et le Sud-Est de la rade (Figure 2.4). Le courant de jusant de la marée s'établit en direction du goulet de manière presque uniforme (SALOMON & BRETON 1991).

La zone d'étude est particulièrement concernée par les courants de flot de la première branche avec des courants qui longent le littoral de Brest. Ces courants peuvent atteindre 0,4 m/s au plus fort du flot et du jusant.

La rade de Brest étant semi-fermée, les agitations de la mer dans la rade de Brest sont relativement faibles et affectent essentiellement la partie septentrionale de la rade. Les houles de Sud-Ouest provenant du large peuvent pénétrer par le goulet avant de se propager et s'atténuer dans la rade. Des clapots peuvent être générés localement par la présence de vent dans la rade (mers de vent) dont l'intensité et la direction évoluent selon les saisons (GREGOIRE 2016). Au niveau du port de Brest, des phénomènes de seiches de quelques dizaines de centimètres peuvent apparaître (ARDHUIN et al. 2010).

2.4. Aléas et risques continentaux majeurs

Selon le document départemental sur les risques majeurs (DÉPARTEMENT DU FINISTÈRE 2004), la commune de Brest est exposée à plusieurs aléas continentaux comme les mouvements de terrain, les séismes et des risques liés à la présence de cavités souterraines. Ce même document spécifie également que la zone est susceptible aux aléas de submersion marine.

D'un point de vue de la stabilité des terrains, la zone d'étude est concernée par différents types de mouvements de terrain induits principalement par la forte variation topographique de la région à laquelle vient se greffer l'action de l'eau (LE ROY et al. 2007). D'après GÉORISQUES (2018), site internet gouvernemental géré par le BRGM, il y a eu plusieurs évènements de type éboulement et un évènement de type glissement en décembre 2004 d'origine naturelle (érosion) selon un recensement des évènements marquants de mouvements de terrain depuis 1994. La partie nord de la zone d'étude (Figure 2.7) est également concernée par un aléa retrait-gonflement de niveau faible (entre 1997 et 2010) lié aux variations de conditions météorologiques et hydrogéologiques qui peuvent entraîner des mouvements de terrain significatifs (SCHROËTTER et al. 2010). L'aléa de niveau faible indique que certains désordres sont possibles sur une faible proportion de bâtiments en cas de sécheresse importante. D'après ces observations, la com-

mune de Brest est ainsi considérée comme concernée significativement par le risque de mouvements de terrains (DÉPARTEMENT DU FINISTÈRE 2004).

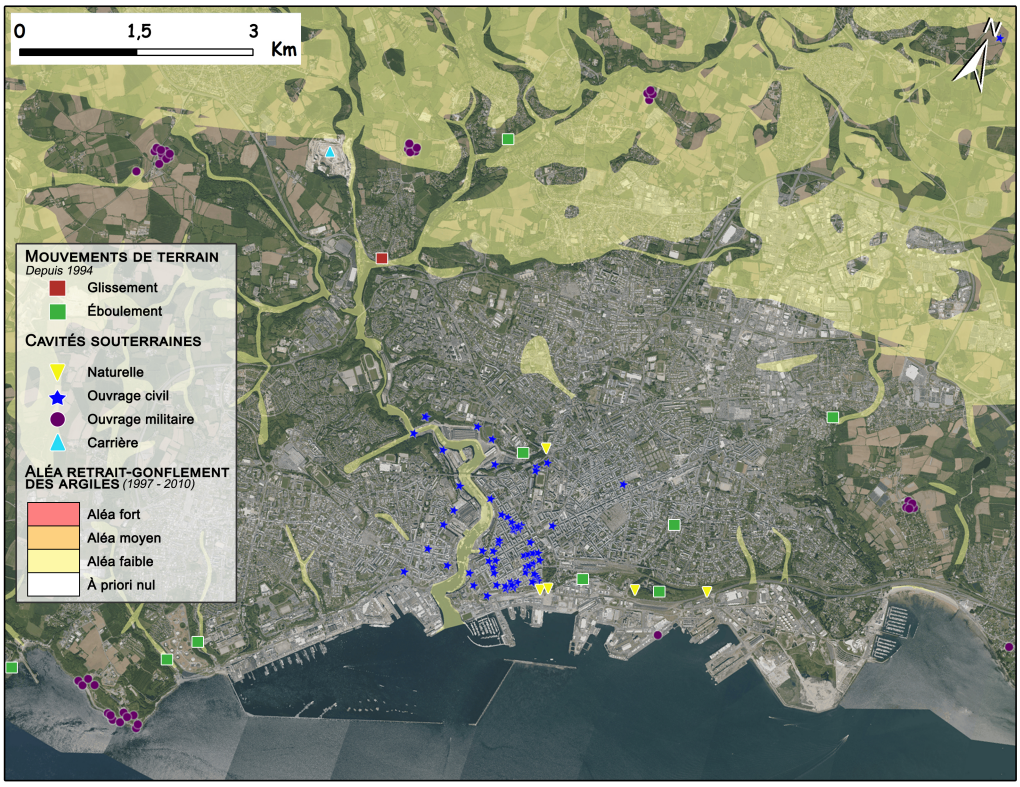

Figure 2.7. – *Cartographie des principaux aléas liés aux mouvements de terrain sur la zone d'étude et localisation des évènements répertoriés depuis 1994. Carte réalisée à partir de données du BRGM* (GÉORISQUES 2018).

D'un point de vue sismicité, la zone d'étude est en zonage sismique à risque faible (type 2 selon l'Article R563-4 du Code de l'environnement en vigueur depuis le 22 octobre 2010). La sismicité de la zone est principalement due aux effets de cisaillement des anciennes failles héritées de l'orogenèse du cycle varisque (comme la faille sud-armoricaine de Quimper à Nantes ou la faille du nord de la Bretagne de Brest à Saint-Brieuc) (LAGARDE et al. 2003), qui subissent les effets de propagation des contraintes émises notamment par l'orogenèse alpine et la dorsale médio-atlantique. La plupart des séismes sont de très faible magnitude locale (entre 2 et 2,5 sur l'échelle MSK). D'après SISFRANCE (2008), site internet qui répertorie un historique des séismes ressentis jusqu'en 2008 sur le territoire français (données du BRGM, d'EDF (Électricité De France) et

de l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire (IRSN) avec le soutien du Ministère en charge de l'environnement), seulement trois séismes ont été ressentis sur le département du Finistère durant la période 1992-2008 avec des magnitudes locales comprises entre 4 et 5,5 sur l'échelle MSK.

Les cavités souterraines d'origine anthropique ou naturelle peuvent engendrer des effondrements ou des déplacements verticaux plus ou moins localisés selon leur structure, leur vétusté, les caractéristiques de sol en surface et la présence d'aménagements ou d'infrastructures à proximité. Sur la zone de Brest, il existe plusieurs cavités souterraines dont certaines d'origine civil le long de la Penfeld et d'autres d'origine militaire ou naturelle plus éparpillées sur la zone (Figure 2.7). Parmi les cavités souterraines d'origine civil répertoriées, il est possible d'identifier, par exemple, des abris anti-bombardement aménagés durant la Seconde Guerre mondiale ou d'anciens tunnels ferroviaires. Les cavités souterraines d'origine militaire sont principalement liées à des édifices (blockhaus) et des galeries abandonnées de la Seconde Guerre mondiale dont la vétusté présente un aléa notable (SCHROËTTER & PEYRAS 2010).

Il existe d'autres aléas anthropiques à prendre en compte comme l'exploitation minière ou le pompage des eaux souterraines qui peuvent influer sur la dynamique des mouvements verticaux (voir § 1.2.1). Excepté la présence d'une carrière d'extraction de sable, d'argile et de kaolin à ciel ouvert sur la commune de Guilers (Figure 2.7), les risques associés à l'exploitation minière sur la zone d'étude semblent inexistants. Le pompage des eaux souterraines ne présente pas de risques significatifs, en effet, d'après SIGES BRETAGNE (2018) et selon les données de l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne, le bilan quantitatif des masses d'eau souterraine sur le Finistère est de niveau bon, c'est-à-dire que le niveau de l'eau souterraine dans la masse d'eau est tel que le taux annuel moyen de captage à long terme ne dépasse pas la ressource disponible de la masse d'eau souterraine.

2.5. État des lieux des connaissances et des données

2.5.1. Sur les mouvements verticaux du sol

Les connaissances sur les mouvements verticaux de la zone de Brest sont assez disparates (représentativités temporelles et géographiques variées) pour être

comparées directement.

Concernant les mouvements verticaux périodiques (voir § 1.2.1), la zone de Brest présente des variations périodiques caractéristiques d'un point de vue de la marée terrestre avec des déplacements verticaux potentiels d'environ 40 cm (AGNEW 2007). Néanmoins, la position géographique de Brest (pointe Ouest de la Bretagne) implique des effets de charge océanique importants de l'ordre de 7 à 9 cm (VEY et al. 2002 ; LLUBES et al. 2008 ; HEIMLICH et al. 2014) qui amplifient les mouvements verticaux périodiques de la zone. Sur les variations saisonnières liées à l'effet flexural des aquifères, la présence d'aquifères discontinus et le caractère complexe de l'environnement hydrogéologique de la région de Brest rendent compliquée la caractérisation de cet effet (LEQUENTREC-LALANCETTE et al. 2003).

Concernant les tendances des mouvements verticaux à longue échelle de temps, l'étude de GOSLIN et al. (2015) démontre que la Bretagne serait en subsidence depuis 6 000 ans à des taux de déplacement verticaux moyen de -0,42 à -0,67 mm/an et considère donc que les tendances relatives du niveau marin mesurées par le marégraphe de Brest sont actuellement sous-évaluées face à un manque de fiabilité des tendances mouvements verticaux prédites par les modèles GIA.

Concernant les tendances des mouvements verticaux liés à l'influence du GIA à Brest, ils ont été estimés à 0,18 mm/an selon les modèles ICE-5Gv1.2 et VM4 de PELTIER (2004) (WÖPPELMANN et al. 2007).

Concernant les tendances contemporaines des mouvements verticaux (sur les deux derniers siècles), il faut se référer essentiellement aux méthodes de mesures telles que le nivellement ou le GPS.

2.5.1.1. Nivellement

État de l'art

D'après l'état de l'art sur le nivellement, il est possible de trouver deux études concernant la zone de Brest.

Premièrement, l'étude de LENÔTRE et al. (1999) a déterminé les mouvements verticaux de la Bretagne par reconstitution d'un réseau de nivellement sur l'ensemble de la Bretagne par création de profils comparatifs à l'aide de relevés de nivellement du 1er ordre effectuées entre 1889 et 1962. Cette étude suggère

ainsi qu'il existe un gradient positif des mouvements verticaux vers l'Ouest de la Bretagne signifiant ainsi un soulèvement du Finistère par rapport au reste de la Bretagne. Suite à ces travaux sur le nivellement, le taux de déplacement vertical à Brest a été estimé à 0,7 ± 0,25 mm/an (GUENNOC & LENÔTRE 2009).

Deuxièmement, l'étude de WÖPPELMANN et al. (2008) a démontré que la zone à proximité du marégraphe de Brest est restée stable (cohérence de l'ordre millimétrique) entre 1889 et 1996, à partir de l'analyse des relevées de nivellement de 1er ordre.

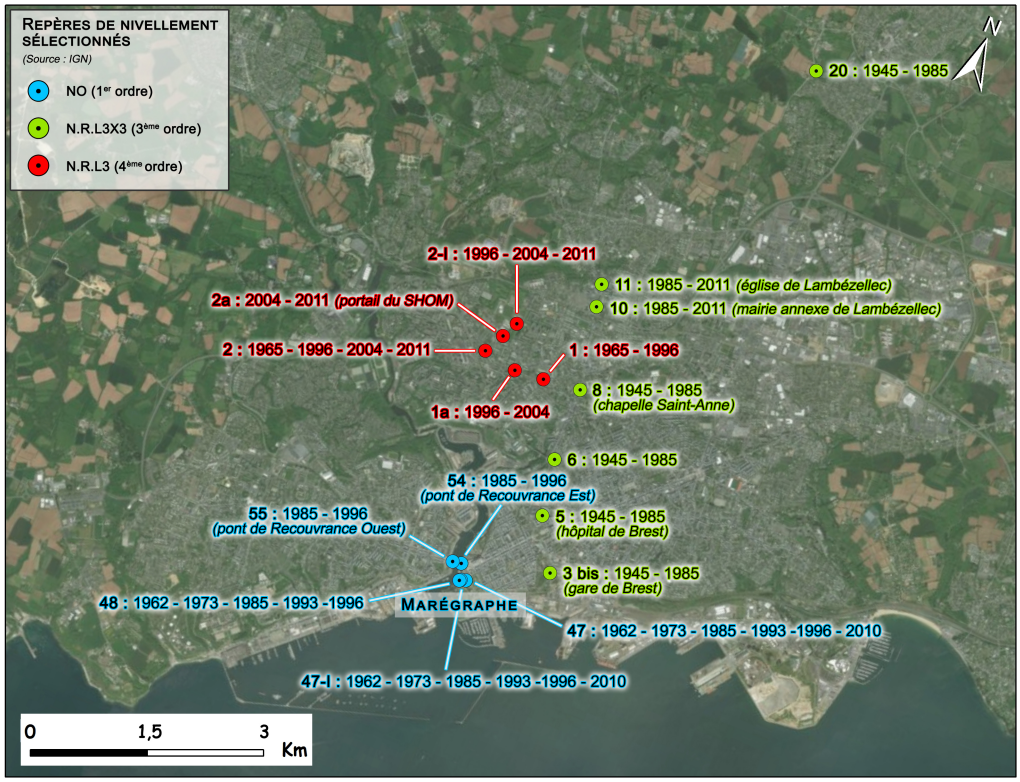

Figure 2.8. – *Localisation des repères de nivellement sélectionnés sur Brest. Carte réalisée à partir de l'examen des données disponibles aux archives de l'IGN.*

Données

Dans le cadre de la thèse, il a semblé intéressant d'étudier les données de nivellement sur l'emprise de la zone d'étude pour obtenir des résultats supplémentaires sur les mouvements verticaux sur Brest. Après un examen du réseau de nivellement sur Brest (Figures 2.8 et C.1 de l'annexe C.1) et des don-

nées disponibles aux archives de l'IGN (Saint-Mandé (94)), les données papiers intéressantes pour l'étude ont été retranscrites dans des tableurs pour être conservées et analysées sous format numérique. Le choix des repères de nivellement d'intérêt a été effectué selon leur localisation (ville de Brest, proximité du marégraphe, ports), leur historique (repère régulièrement utilisé dans les différentes campagnes de nivellement depuis 1945), leur temporalité (corrélation temporelle avec les jeux de données SAR) et leur configuration (possibilité de raccord au réseau supérieur).

Ainsi, à partir de ces critères, des données exploitables ont été identifiées pour 3 réseaux de nivellement sur la ville de Brest :

- *Réseau NO (1er ordre)* : 6 repères exploitables entre 1962 et 2010 dont 4 à proximité immédiate du marégraphe et 2 au niveau des piliers du pont de Recouvrance sur la Penfeld.
- *Réseau N.R.L3X3 (3ème ordre)* :
  - Zone au nord de Brest avec 2 repères exploitables (église et mairie annexe de Lambézellec) entre 1985 et 2011.
  - Transect Sud-Nord de Brest avec 5 repères exploitables (gare, hôpital, chapelle Saint-Anne et 2 autres repères quelconques) entre 1945 et 1985.
- *Réseau N.R.L3 (4ème ordre)* : zone à proximité du SHOM avec 5 repères exploitables entre 1965 et 2011.

Les figures et données inhérentes aux traitements sont consultables dans l'annexe C.1. La suite des traitements sur les données de nivellement est expliquée au Chapitre 4 (§ 5.1.1).

2.5.1.2. GPS

D'après les données disponibles sur le portail de SONEL (2018f), le nombre de stations GPS permanentes dont les tendances sont disponibles dans le Finistère est assez limité avec 5 stations répertoriées (Figure 2.9). Avec une majorité de stations en subsidence (4 sur 5 avec des valeurs de taux de déplacement vertical entre -1,28 et -0,46 mm/an), les observations GPS permanentes de la région suggèrent que la pointe Ouest de la Bretagne serait en subsidence.

Aux environs de Brest, il est possible d'analyser les informations de deux stations (*BRST* et *GUIP*), néanmoins seule la station *BRST* est localisée dans

l'emprise géographique de la zone d'étude (Figure 2.1). Cette station est opérationnelle depuis novembre 1998 et a été installée par l'IGN (BOULANGER 2000), en partenariat avec le SHOM, pendant la phase expérimentale du projet RGP (projet de l'IGN visant à créer un réseau permanent stations GNSS sur l'ensemble du territoire français métropolitain) à un emplacement situé à proximité du marégraphe dans le but d'apporter des mesures de surveillance des mouvements verticaux qui pourraient affecter le marégraphe de Brest. La station *BRST* a été installée à 293 m du marégraphe, distance qui nécessite un rattachement géodésique régulier selon un nivellement géométrique de précision pour s'assurer de la stabilité du mouvement relatif entre les deux appareils. D'après les campagnes de nivellement effectuées entre 1999 et 2003, aucun mouvement relatif différentiel n'a été observé durant cette période assurant ainsi la stabilité du rattachement entre les deux stations (SONEL 2018c).

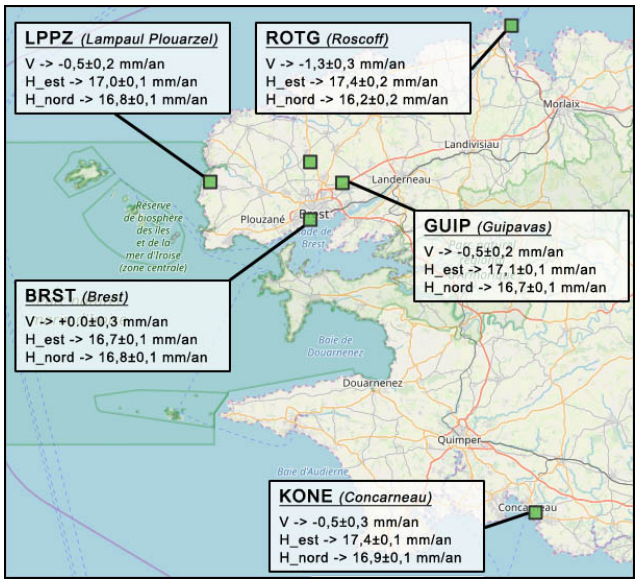

Figure 2.9. – *Stations GPS permanentes sur le département du Finistère en Bretagne* (SONEL 2018f). ***Chaque station dont les vitesses de déplacement ont été calculées dans la solution GPS ULR6 est affichée avec un encart supplémentaire qui regroupe les vitesses de déplacement horizontal (H_{est} => composante Est et H_{nord} => composante Nord) et vertical (V).***

Le taux de déplacement vertical moyen de la station *BRST* a été déterminé sur une série de données GPS acquises entre le 1er novembre 1998 et le 30 décembre 2013. Ce taux de déplacement vertical a été calculé selon la stratégie adoptée par la solution GPS ULR6 (SANTAMARÍA-GÓMEZ et al. 2017) dont les résultats

sont disponibles sur le portail de SONEL (2018a). La série temporelle correspondante (Figure A.1 de l'annexe A.1) présente quelques lacunes, notamment sur l'année 2006 avec 341 jours de données manquantes, et affiche donc un taux de complétude des observations à 74%. Ainsi, d'après cette solution, la station est verticalement stable avec une valeur de taux de déplacement vertical moyen estimé à 0,01 $\pm$ 0,30 mm/an. À noter que les tendances verticales provenant des solutions GPS du Nevada Geodetic Laboratory (BLEWITT et al. 2018) et de EUREF (BRUYNINX et al. 2012) affichent que cette station serait en subsidence à un taux de l'ordre de -0,6 mm/an.

2.5.2. Sur le niveau marin

2.5.2.1. Série marégraphique de Brest

Historique

La série marégraphique de Brest présente des archives qui remontent jusqu'à la fin du XVIIème siècle avec notamment les expériences des astronomes Picard (1620-1682) et de la Hire (1640-1718) qui constituent les premiers relevés marégraphiques sur Brest en 1679 (PICARD & de la HIRE 1680). Suite à ces expériences qui ont démontré l'intérêt d'un suivi continu des cycles de marées pour prédire précisément les paramètres astronomiques du Soleil et de la Lune, l'Académie Royale de Sciences a mise en place une méthodologie pour le suivi marégraphique (GOÜYE & de la HIRE 1701). Il est ainsi possible de trouver plusieurs jeux de données (ensemble d'observations acquises avec le même instrument au même endroit) sur Brest à partir de 1711 (1711 à 1716, 1757 à 1778, 1778 à 1792) et dont les observations de 1711 à 1716 ont servi de base à la théorie de Laplace (1749-1827) pour ses travaux sur la marée (LAPLACE 1790). Face au besoin de séries de marées plus longues pour étayer sa théorie, Laplace sera à l'origine de la mise en place d'une station de suivi des marées sur Brest à partir de 1806 (données disponible à partir de 1807).

Au cours du XIXème siècle les procédures d'acquisition ont évolué en passant de manuel (lecture de la jauge) à automatique (marégraphe), la fréquence des relevés a changé (marées haute et marée basse ou seulement à marée haute puis enregistrement toutes les heures) tout comme les méthodes de relevé (tableaux puis marégrammes), ce qui a eu pour effet de fragmenter l'information disponible

sur Brest durant cette période. L'un des changements marquant a été l'installation d'une station à enregistrement automatisé de hauteur d'eau (ou marégraphe) en 1846 par Chazallon (1802-1872) à l'emplacement nommé La Mâture, situé 300 m plus en aval (sur la Penfeld) que le Bassin de Brest où les mesures étaient effectuées depuis 1810. Il a été démontré que le zéro hydrographique (valeur de référence des mesures de hauteur d'eau) (COURTIER 1934) a été maintenu entre 1810 et l'installation du marégraphe. Ce marégraphe a été opérationnel jusqu'à sa destruction en 1944 durant la Seconde Guerre mondiale. Un nouveau marégraphe a été réinstallé en 1953 avec les mêmes caractéristiques au même emplacement et remplacé en 1993 par un marégraphe numérique.

Grâce au suivi de la référence du zéro hydrographique depuis 1810 et aux travaux de recherche de POUVREAU (2008) qui ont permis de retrouver des fragments d'information perdus, en particulier sur les observations à Brest, il a été possible de reconstituer la série temporelle des enregistrements du niveau marin sur Brest jusqu'au début du XVIIIème siècle (WÖPPELMANN et al. 2006). Ainsi, la série reconstituée des tendances relatives du niveau marin de Brest est l'une des séries chronologiques de niveaux marins les plus longues répertoriées par le « Permanent Service for Mean Sea Level » (PSMSL), service en charge de l'archivage des informations sur l'évolution globale à long terme du niveau marin provenant des marégraphes (WOODWORTH & PLAYER 2003 ; HOLGATE et al. 2013) avec des données comprises entre 1807 et 2017 (PSMSL 2018).

Tendance

La série marégraphique de Brest affiche un taux de complétude des observations à 92% avec trois périodes d'interruption (voir A, B et C sur la Figure 2.10) qui peuvent être facilement complétées par interpolation (WÖPPELMANN et al. 2008). La longévité et la qualité de la série font de Brest une série de choix pour l'étude historique du niveau marin, c'est pourquoi la série de Brest est régulièrement incluse dans de nombreuses études sur l'évolution du niveau marin (GUTENBERG 1941 ; GORNITZ et al. 1982 ; BARNETT 1984 ; DOUGLAS 1997 ; DOUGLAS 2001 ; CHURCH & WHITE 2006 ; WOODWORTH et al. 2009 ; SPADA & GALASSI 2012 ; DANGENDORF et al. 2017). L'importance de cette série est également marquée par l'intégration des données du marégraphe de Brest au GCN dans le programme international du GLOSS.

D'après la Figure 2.10, la tendance séculaire du niveau marin à Brest est de l'ordre du millimètre par an depuis 1807, tendance en accélération comme l'indiquent les valeurs des tendances obtenues entre 1953 et 2016 puis entre 1993 et 2016 où la tendance est de l'ordre de 2,4 mm/an ; observations cohérentes avec les résultats sur l'accélération de l'augmentation globale du niveau marin à la fin du XXème siècle (WOODWORTH et al. 2009 ; DANGENDORF et al. 2017).

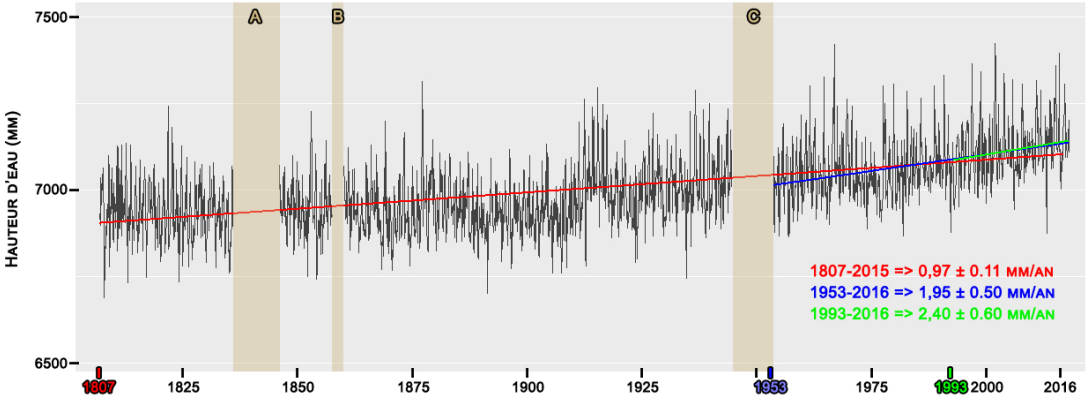

Figure 2.10. – *Série marégraphique de Brest depuis 1807 avec tendances linéaires du niveau marin pour les périodes de 1807 à 2015, 1953 à 2016 (période suivant la réinstallation du marégraphe) et 1993 à 2016 (données utilisées). Les zones A, B et C signalent les périodes sans données sur la série. Figure réalisée avec des données provenant du PSMSL* (HOLGATE et al. 2013 ; PSMSL 2018).

Les données utilisées dans ce travail de thèse ont été téléchargées depuis le site internet de SONEL (2018b) dont les procédures de contrôle de la qualité des données sont conformes aux exigences de l' COI (2012) et du PSMSL (HOLGATE et al. 2013). Ce sont des données mensualisées calculées par moyenne des valeurs journalières moyennes. Une valeur mensuelle n'est pas calculée s'il y a plus de 15 jours manquant de données, en accord avec les règles mises en place par le PSMSL. Ces données regroupent ainsi les observations de hauteur d'eau mensualisées entre 1993 et 2016 et affichent une tendance linéaire, déterminée selon la méthode des moindres carrés, de 2,4 $\pm$ 0,6 mm/an (Figures 2.10 et A.1 de l'annexe A.1).

Énigme Brest-Newlyn

Suite à l'étude de DOUGLAS (2008), certains doutes sont apparus concernant la série de Brest. Cette étude met en exergue que les tendances linéaires des séries de

Brest et Newlyn (Cornouailles - Grande-Bretagne) présentent un écart significatif de 0,4 mm/an (la tendance étant plus rapide à Newlyn), écart problématique face à la proximité géographique des deux marégraphes (210 km ; Figure 2.11) et selon l'hypothèse que les signaux océaniques de basse fréquence temporelle sont communs sur de telles distances.

Figure 2.11. – *Longues séries marégraphiques à proximité de Brest.*

En partant du principe que les séries de Brest et de Newlyn doivent afficher des séries et des tendances linéaires comparables, le réajustement des deux séries (par un décalage arbitraire des graphiques sur la période après 1944 ; Figure 2.12) révèle un écart systématique de près de 20 mm entre les observations à Brest et à Newlyn entre 1916 et 1943. Pour expliquer cet écart, DOUGLAS (2008) émet l'hypothèse que la continuité de la série de Brest n'a pas été maintenue suite à la destruction du marégraphe en 1944. Cette hypothèse lui permet de corriger les observations de la série de Brest, ce qui a pour conséquence de réduire la différence entre les tendances linéaires observées à Brest et à Newlyn et d'apporter une réponse au problème de départ.

Cependant, le défaut de continuité de la série de Brest a été contesté par WÖPPELMANN et al. (2008) selon deux arguments :

- Premièrement, l'analyse des études de nivellement effectuées dans la zone du marégraphe entre 1889 et 1996 démontre que la zone autour du marégraphe a été stable (cohérence de l'ordre millimétrique) et que l'un des

deux repères de nivellement identifiables sur toute la période est un repère fondamental de marée.

- Deuxièmement, l'écart systématique de 20 mm n'est pas identifiable sur les séries des marégraphes à proximité (dont les séries sont longues et anciennes) comme les séries de Liverpool (Royaume-Uni) et de Saint-Servan (France) (Figure 2.11).

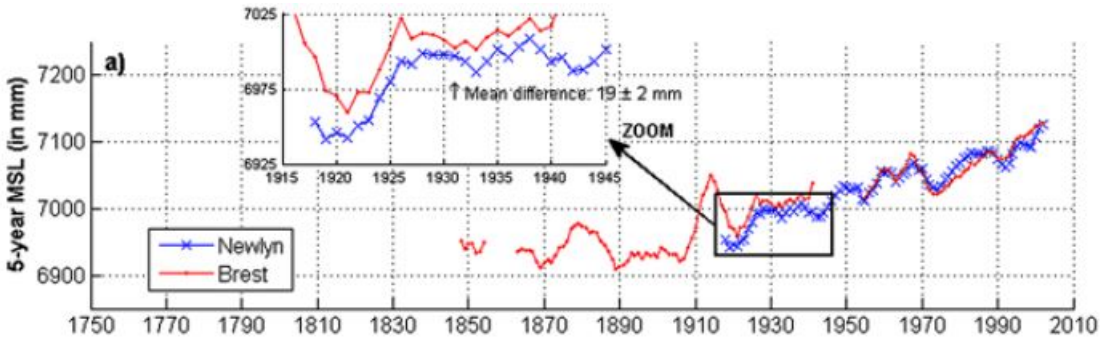

Figure 2.12. – *Comparaison des séries marégraphique de Brest et de Newlyn. Figure récupérée sur* WÖPPELMANN et al. (2008).

L'origine de la différence des tendances du niveau marin observées à Brest et Newlyn est restée assez énigmatique jusqu'au recalcul de la solution GPS ULR6 qui permet désormais d'orienter la réponse à ce problème vers un différentiel de mouvements verticaux. En effet, d'après cette solution GPS, la station GPS rattachée géodésiquement au marégraphe de Newlyn indique une légère subsidence de -0,17 $\pm$ 0,14 mm/an, résultat appuyé par le fait que le sud de l'Angleterre est concerné par une légère subsidence (BRADSHAW et al. 2016) alors que Brest est considéré très stable par ces mêmes résultats (voir § 2.5.1.2). La légère subsidence observée à Newlyn pourrait donc expliquer que la vitesse de montée du niveau marin soit plus rapide à Newlyn qu'à Brest.

2.5.2.2. Altimétrie radar spatiale

Données

Les données altimétriques sont issues du produit altimétrique multi-missions identifié `SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047`, disponible à partir du « Copernicus Marine and Environment Monitoring Service » (CMEMS 2018). Ce produit apporte une valeur journalière de la « Sea Level Anomaly »

(SLA ; différence entre la SSH et une moyenne de la hauteur de la surface marine) à une résolution de 0.25 x 0.25 degré sur l'ensemble du globe (exemple sur la Figure 2.13). Ces données SLA ont été extraites de multiples missions altimétriques satellitaires (Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1, Topex/Poseidon, ENVISAT, GFO, ERS1/2), puis harmonisées et calibrées pour être ensuites fusionnées et combinées ; le but étant d'améliorer la résolution spatiale et temporelle des données (BOSCH et al. 2014). Des corrections géophysiques ont été ensuite appliquées aux données par le CMEMS conformément à l'état de l'art (FU & CAZENAVE 2001).

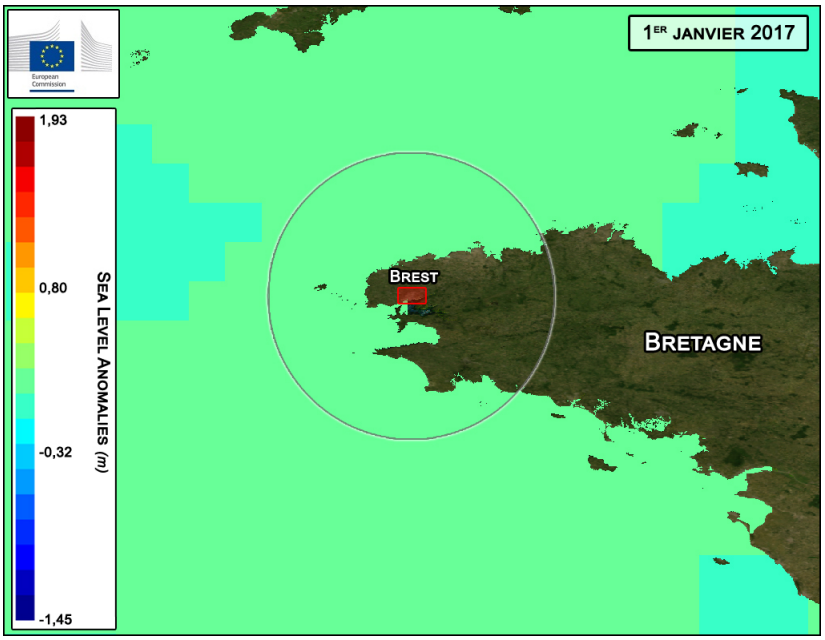

Figure 2.13. – *Carte des SLA issues du CMEMS autour de la Bretagne pour la journée du 1er janvier 2017. La zone circulaire autour de Brest correspond à la zone de sélection des données.*

Les données ont été sélectionnées sur la période comprise entre 1993 et 2016, en accord avec la série temporelle marégraphique récupérée, sur un rayon de 1 degré autour de l'emplacement du marégraphe de Brest (zone circulaire sur la Figure 2.13) et affichent un taux de complétude à 99%.

Tendance

Pour obtenir une tendance en cohérence avec la tendance marégraphique, il est nécessaire de traiter les données altimétriques en commençant par ajouter

la « Dynamic Atmospheric Correction » (DAC) (CARRÈRE & LYARD 2003). La DAC modélise le signal océanique à haute fréquence (variations de pression atmosphérique et champs de vent) qui est mal échantillonné par les mesures altimétriques obtenues par des satellites dont les temps de revisite sur une même zone varient de quelques jours à plusieurs dizaines de jours (selon la mission satellite). Les SLA journalières ont été ensuite moyennées mensuellement et les signaux saisonniers moyens (annuels et semestriels) ont été retirés selon la méthode des moindres carrés.

Les séries mensuelles altimétriques, ainsi obtenues pour chaque cellule (de 0,25 degré de résolution) de la zone sélectionnée, présentent certaines caractéristiques déterminantes pour la suite des traitements :

- Ces données présentent une bonne cohérence spatiale, tant sur le plan des signaux interannuels que des tendances. En effet, les coefficients de corrélation entre les séries temporelles altimétriques sélectionnées et la série temporelle marégraphique de Brest varient entre 0,78 et 0,82.
- La dégradation des signaux par la présence du littoral sur la zone d'étude n'est pas significative.
- La dispersion des tendances linéaires de chaque série mensuelle altimétrique dans la zone sélectionnée est particulièrement faible avec un écart-type de 0,15 mm/an.

Face à ces observations, il est possible de déterminer une série temporelle unique représentative de la zone sélectionnée par moyenne spatiale de chaque série mensuelle (Figure A.1 de l'annexe A.1). Cette série mensuelle unique permet, ainsi, d'estimer une tendance linéaire, déterminée selon la méthode des moindres carrés, de 2,3 $\pm$ 0,5 mm/an entre 1993 et 2016.

2.6. Questions spécifiques à la zone d'étude

Les caractéristiques et connaissances de la zone d'étude de Brest détaillées dans ce chapitre permettent de dégager de nouvelles questions spécifiques à la zone d'étude et en rapport avec la problématique de la thèse.

D'après l'état des connaissances sur les mouvements verticaux de la zone d'étude, les résultats de LENÔTRE et al. (1999) (sur le nivellement régional de Bretagne) et de GOSLIN et al. (2015) (sur la reconstitution des tendances relatives

du niveau marin en Bretagne durant l'Holocène) affichent des tendances opposées tandis que la solution ULR6 (SANTAMARÍA-GÓMEZ et al. 2017) et l'étude du nivellement local (WÖPPELMANN et al. 2008) apportent une information de stabilité de Brest à proximité du marégraphe. Ces résultats discordants sur la zone de Brest motivent ainsi le besoin de réaliser une étude spécifique sur les éventuels mouvements verticaux de la zone pour y voir plus clair.

- Quels sont les mouvements verticaux sur Brest ?
- Est-ce que la stabilité observée à proximité du marégraphe est caractéristique des mouvements verticaux de la zone ?
- Si mouvements verticaux, quelle est leur variabilité spatiale ? Quelles sont leurs origines (anthropique, tectonique, etc.) ?

Face à ces incertitudes sur les mouvements verticaux côtiers, la représentativité de la mesure marégraphique, et par extension de la mesure GPS, le long du littoral de Brest est difficile à décrire au-delà de la bande, de près de 300 m, que forme le site marégraphique (marégraphe + GPS permanent *BRST* rattachés géodésiquement).

- Quelle est la représentativité spatiale des observations marégraphiques à Brest ?
- Et, par extension, quelle est la représentativité spatiale de la station GPS permanente *BRST* ?

L'apport de l'InSAR semble particulièrement indiqué sur cette zone d'étude où la connaissance des mouvements verticaux (amplitudes et variabilité spatiale) est primordiale face à l'importance de la série marégraphique dans l'étude de l'évolution séculaire du niveau marin face au changement climatique. L'utilisation de l'InSAR sur la zone implique de nouvelles questions.

- D'après la supposition que la zone de Brest serait stable, est-ce que l'InSAR pourrait apporter une évaluation précise et cohérente sur les mouvements verticaux de la zone ?
- Quelle serait la meilleure méthode InSAR pour une zone littorale en cas de mouvements verticaux de très faibles amplitudes ?
- Comment valider les résultats InSAR sur Brest ?
- Comment l'apport d'une étude InSAR pourrait contribuer à éclairer l'énigme de Brest Newlyn (voir § 2.5.2.1) ?

CHAPITRE 3

INTERFÉROMÉTRIE RADAR SATELLITAIRE

Ce chapitre introduit succinctement la méthode InSAR en se focalisant sur quelques concepts clés et décrit plus précisément les méthodes d'analyses de séries temporelles InSAR qui représentent une avancée intéressante sur la précision de la mesure InSAR. Cette introduction à l'InSAR n'est pas exhaustive, il est donc conseillé de consulter des documents de référence tels que BAMLER & HARTL (1998), HANSSEN (2001) et KAMPES (2006) pour en savoir plus.

3.1. Radar

Le radar (« radio detection and ranging ») est une technique semblable à l'écho-location utilisée par certains animaux comme les chauves-souris et la plupart des odontocètes (cétacés à dents). Le principe de base d'un instrument radar est d'émettre des ondes électromagnétiques de longueurs d'onde spécifiques et de mesurer la part de signal réfléchi par les cibles (ou réflecteurs), également nommé signal rétrodiffusé. La capacité de détection des cibles situées dans l'axe de visée du radar dépend des propriétés physiques (taille, géométrie, orientation et rugosité) et électriques (permittivité diélectrique, conductivité) de ces cibles, mais également des caractéristiques du signal d'origine (longueur d'onde, polarisation, angle d'incidence).

3.2. Systèmes radar à synthèse d'ouverture (SAR)

Un système radar à synthèse d'ouverture (SAR), installé sur un satellite, est composé d'un capteur qui émet dans un premier temps un signal dans le domaine des micro-ondes (longueur d'onde qui permet une acquisition de jour comme de nuit et à tout temps) en direction de la surface terrestre. Dans un second temps, le signal rétrodiffusé est capté par l'antenne synthétique (générée par le déplacement du satellite) et enregistré dans des images SAR brutes. À noter qu'un système SAR est un système dit cohérent car il permet d'enregistrer aussi bien l'amplitude que la phase du signal retour.

3.2.1. Acquisition

La configuration d'acquisition d'un système SAR est illustrée par la Figure 3.1. Les satellites SAR émettent des impulsions électromagnétiques successives (plusieurs par seconde) suivant un angle de visée (θ dans la Figure 3.1) variable selon le mode opératoire et dont l'orientation se situe vers la droite du satellite par rapport à sa trajectoire.

3.2.2. Signal

Les signaux émis par un système SAR sont décrits par deux caractéristiques :

- *La longueur d'onde* : les longueurs d'onde les plus couramment utilisées sont les longueurs d'ondes en bande X ($\approx 3,1$ cm), C ($\approx 5,6$ cm) et L ($\approx 23,5$ cm). Les ondes émises par un capteur SAR interagissent spécifiquement avec les cibles au sol qui présentent une taille comparable à la longueur d'onde du signal d'origine.
- *La polarisation* : le champ électrique des ondes électromagnétiques se propage selon une direction (horizontale (H) ou verticale (V)) qui peut être configurée par les systèmes SAR. La polarisation de l'onde en retour peut changer au contact de certaines cibles en apportant ainsi des informations complémentaires.

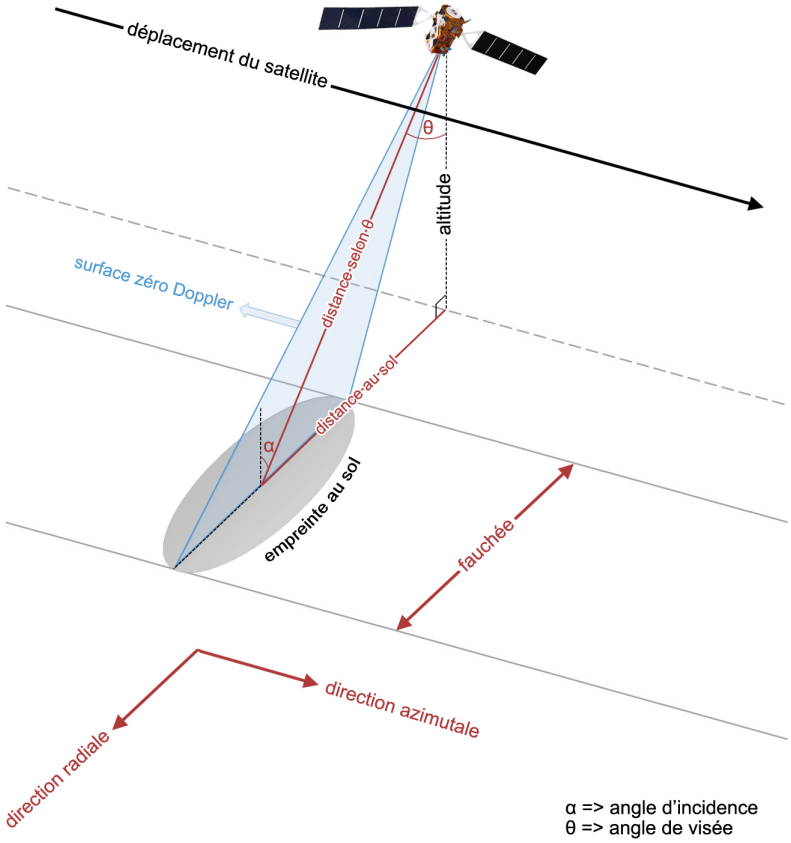

Figure 3.1. – *Acquisition radar par un satellite équipé d'un capteur de type SAR en mode opératoire « stripmap » (ou mode défilant).*

3.2.3. Résolution

La capacité de discernement des cibles proches au sol par les systèmes SAR est définie par la taille d'une cellule de résolution (pixel) qui est décrite par deux composantes ; la résolution radiale qui correspond à la distance perpendiculaire à la trajectoire du satellite et la résolution en azimut qui correspond à la distance parallèle à la trajectoire du satellite (Figure 3.1).

3.2.4. Images SAR

Les images SAR généralement utilisées en interférométrie radar sont issues de données SAR brutes pré-traitées (ELACHI 1988 ; CURLANDER & MCDONOUGH 1991 ; HANSSEN 2001). Ces images SLC de type raster contiennent, par pixel, l'information d'amplitude (A) et de phase (ϕ) en notation complexe du signal

radar rétrodiffusé (S) à l'intérieur d'une cellule de résolution :

$$S = |A| \, e^{i\phi} \tag{3.1}$$

avec

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} R[2\pi] \tag{3.2}$$

où λ est la longueur d'onde du signal et R la distance séparant l'antenne SAR au sol. La phase correspond donc à la mesure de la distance parcourue par le signal radar aller et retour en radians modulo 2π.

Distorsion

Les images SLC présentent des distorsions géométriques du sol relatives à un plan planimétrique situé dans l'axe de visée du satellite. Ces distorsions sont induites par l'angle d'observation du capteur SAR avec le sol et le relief du sol observé et par la méthode d'échantillonnage des signaux dans la direction radiale. Ces distorsions géométriques diffèrent selon l'inclinaison du signal et l'intensité du relief au sol. Trois types de distorsion sont identifiables sur les images SLC :

- *Foreshortening (raccourcissement)* : les pentes modérées à élevées apparaissent compressées sur les images SLC.
- *Layover (recouvrement)* : le signal réfléchi par le sommet de la pente retourne au capteur avant celui de la base de la pente lorsque l'angle de la pente est supérieur à l'angle d'incidence du signal. L'image SLC observera donc un recouvrement du sommet de la pente sur la base.
- *Shadow (zone d'ombre)* : ce phénomène se traduit sur l'image SLC par des pixels noirs lorsqu'une zone est occultée par une structure ou une pente abrupte dans l'angle de visée du capteur SAR.

Speckle

Les systèmes SAR, de part leur nature cohérente, produisent un bruit caractéristique qui se traduit sur les images SLC par une mosaïque en « poivre et sel » sur une image d'amplitude (image permettant de visualiser l'information

d'amplitude d'une image SLC) nommé « speckle » (ou chatoiement). Pour exploiter l'information des images d'amplitude, le chatoiement des images SLC doit être atténué soit par « multilooking », soit par filtrage spatial (LEE 1986; HUANG & van GENDEREN 1996).

3.3. InSAR

L'interférence de deux images SLC permet d'extraire de l'information sur la surface terrestre ou sur l'atmosphère (BAMLER & HARTL 1998; MASSONNET & FEIGL 1998; HANSSEN 2001) et pose la base de l'interférométrie radar satellitaire ou InSAR. Les deux images SLC d'une même zone peuvent être obtenues simultanément si deux capteurs SAR sont installés sur le même satellite, mais les satellites SAR actuels utilisent une approche à passages répétés qui tire avantage de la revisite du satellite à des orbites proches sur une même zone. L'approche à passages répétés est la seule considérée dans la suite du document.

3.3.1. Baseline

Le terme « baseline » permet de décrire la différence de configuration d'un satellite SAR entre deux acquisitions d'une même zone (Figure 3.2). La baseline est décomposable en deux valeurs :

- *Baseline spatiale (B_S)* : distance séparant deux acquisitions (qui peut varier de quelques mètres à plusieurs kilomètres). La distance orthogonale séparant les deux acquisitions, ou baseline perpendiculaire ($B_\perp$), est la composante de référence de la baseline spatiale, notamment face à la sensibilité de cette composante à la topographie.
- *Baseline temporelle (B_T)* : période séparant deux acquisitions (qui peut varier de quelques jours à plusieurs années).

3.3.2. Phase interférométrique

L'InSAR exploite la différence de parcours en distance du signal radar entre deux acquisitions SAR, ou différence de phase, pour déterminer les variations de déplacement du sol entre deux instants. La différence de phase (ou phase interférométrique) est extraite (équation 3.3) en multipliant la valeur complexe

S_1 de chaque pixel d'une image SLC au conjugué de la valeur complexe S_2 des pixels correspondants sur une seconde image SLC (ROSEN et al. 2000). Le résultat de cette opération permet de générer une image nommée interférogramme qu'il est possible d'assimiler à une carte de déplacement du sol dont les valeurs expriment une variation de distance dans l'axe de visée du satellite SAR.

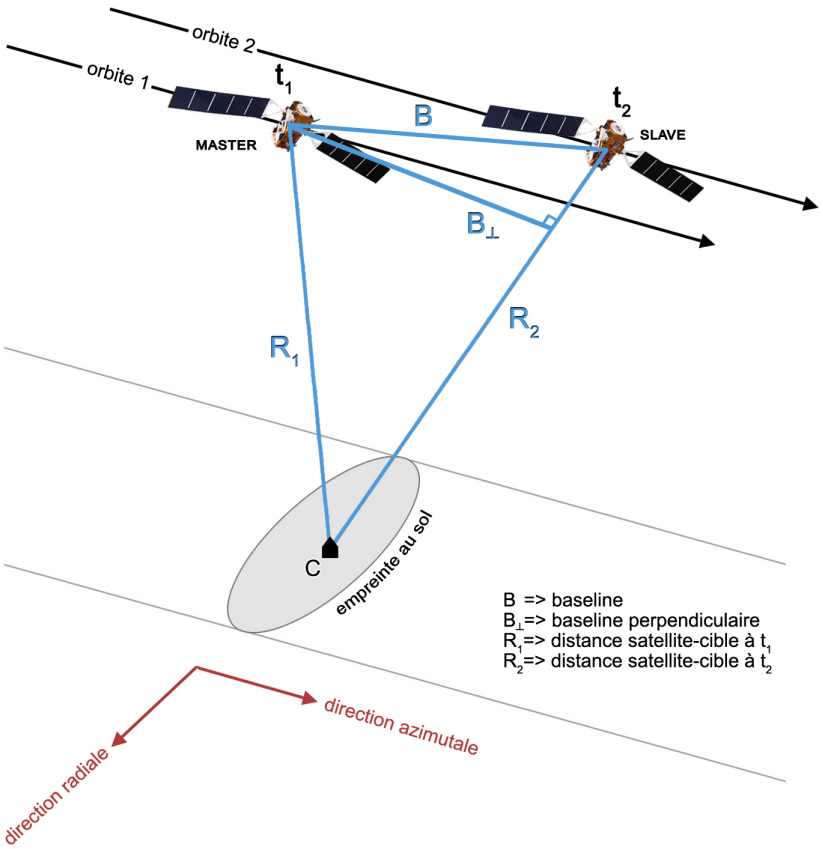

Figure 3.2. – *Acquisition InSAR d'un satellite équipé d'un capteur de type SAR sur deux orbites différentes à deux instants t_1 et t_2. Le satellite SAR se déplace sur l'orbite 1 et à t_1 émet un signal en direction d'une cible (C) pour obtenir une image SLC de la zone entourant la cible (configuration « master »). Le satellite SAR continue de se déplacer et revisite la zone de la cible sur une orbite 2 légèrement décalée dans l'espace par rapport à l'orbite 1 et à t_2 émet un signal en direction de la même cible pour obtenir une seconde image SLC (configuration « slave »).*

$$S_1 S_2^* = |A_1||A_2|\, e^{i(\phi_1 - \phi_2)} \tag{3.3}$$

La phase interférométrique ($\Delta\phi$), ainsi obtenue, est décomposable en une

somme de plusieurs composantes :

$$\Delta\phi = \phi_{flat} + \phi_{topo} + \boldsymbol{\phi_{disp}} + \phi_{orbit} + \phi_{tropo} + \phi_{iono} + \phi_{ref} + \phi_{noise} \tag{3.4}$$

où ϕ_{flat} est la composante dite « terre plate », ϕ_{topo} est la composante topographique, ϕ_{disp} la composante de déplacement, ϕ_{orbit} la composante orbitale, ϕ_{trop} la composante troposphérique, ϕ_{iono} la composante ionosphérique, ϕ_{ref} la composante relative aux propriétés physiques électriques d'un réflecteur et ϕ_{noise}, la composante du bruit restant. Les relations mathématiques et équations spécifiques de ces composantes ne sont pas abordées dans cette thèse et sont expliquées en détails dans la littérature (ZEBKER & VILLASENOR 1992 ; HANSSEN 2001 ; OSMANOĞLU et al. 2016). L'objectif principal de l'InSAR étant de mesurer les variations de topographie entre deux images SLC, il est nécessaire d'isoler la composante de déplacement ϕ_{disp} de l'équation 3.4 et donc d'estimer au mieux toutes les autres composantes.

Variations en distance

Certaines composantes de phase comme ϕ_{flat}, ϕ_{topo} et ϕ_{disp} sont directement liés aux variations de distance entre l'antenne SAR et les cibles au sol.

La première composante à retirer est la composante dite « terre plate » ϕ_{flat} qui induit, sur les interférogrammes, de fortes tendances de phase parallèles à la direction azimutale. Cette composante traduit l'effet de la surface de référence ellipsoïdale de la Terre et peut-être retirée à l'aide des paramètres de référence de la surface terrestre. La composante topographique ϕ_{topo} est la composante à déterminer si l'objectif est de générer un modèle numérique de terrain (MNT). Cette composante traduit l'effet de la topographie au-dessus de la surface de référence. Pour déterminer la variation de topographie ϕ_{disp} entre deux passages du satellite, il est alors nécessaire de connaître au préalable la composante ϕ_{topo} notamment à l'aide d'un MNT préalablement converti en coordonnées radar. L'utilisation d'un MNT pour retirer la composante topographique d'un interférogramme est communément appelée « interférométrie différentielle » (D-InSAR). À noter que l'utilisation d'un MNT existant avec sa propre source d'incertitude introduit une erreur systématique dans le calcul de $\Delta\phi$.

Si ϕ_{flat} et ϕ_{topo} ont été correctement retirés de $\Delta\phi$, alors il est possible d'isoler la composante ϕ_{disp} et d'estimer les autres composantes avant d'obtenir la valeur

finale de déplacement.

Conditions atmosphériques

Malgré la capacité d'analyse à tout temps des systèmes SAR, la propagation du signal peut subir un retard dans l'atmosphère et plus précisément dans la troposphère. Le retard atmosphérique peut varier grandement entre deux acquisitions selon les conditions de turbulences et de distribution verticale (ou stratification) de la vapeur d'eau. Cette différence s'exprime dans $\Delta\phi$ à travers ϕ_{tropo}.

La variation des conditions électriques de l'ionosphère terrestre (contenu électrique total) entre deux acquisitions est exprimée par ϕ_{iono} et peut affecter significativement $\Delta\phi$ en floutant le signal radar aussi bien dans la direction azimutale que radiale, en réduisant la cohérence (voir § 3.3.3) ou en introduisant des erreurs (MEYER & NICOLL 2008).

Composantes restantes

Parmi les composantes restantes, ϕ_{ref} est généralement considéré comme négligeable pour la mesure topographique ou la mesure des déplacements du sol. La variation des propriétés physiques électriques d'un réflecteur entre deux acquisitions, lorsqu'elle existe, est très faible et se retrouve masquée par rapport aux autres composantes.

L'interférométrie radar nécessite une connaissance précise de l'orbite du satellite à chaque acquisition. Les éphémérides qui permettent d'estimer la position exacte des satellites présentent des incertitudes de l'ordre centimétriques (HANSSEN 2001) qui se propagent directement dans le calcul des distances. Cette erreur d'origine orbitale est ainsi exprimée par la composante ϕ_{orbit} dans l'équation 3.4.

3.3.3. Cohérence et décorrélations

Cohérence

La cohérence γ est une mesure du degré de corrélation compris entre 0 (pas de corrélation) et 1 (corrélation totale) (SPAANS & HOOPER 2016) qui peut être utilisé comme indice de qualité de $\Delta\phi$ (équation 3.4). L'absence de cohérence est directement liée aux phénomènes de décorrélation (ZEBKER & VILLASENOR

1992) de la phase interférométrique identifiables dans $\Delta\phi$ à travers la composante de bruit ϕ_{noise}. Les phénomènes de décorrélation peuvent être décomposés en plusieurs termes reliés à la cohérence par une relation multiplicative :

$$\gamma = \gamma_{temporelle} \times \gamma_{geometrique} \times \gamma_{Doppler} \times \gamma_{thermique} \times \gamma_{traitements} \tag{3.5}$$

Décorrélation spatiale

La décorrélation géométrique ($\gamma_{geometrique}$) est liée à la variation de l'angle d'incidence du radar entre deux acquisitions d'une même zone (GATELLI et al. 1994). Cette décorrélation augmente selon la baseline B et est inversement proportionnelle à la composante perpendiculaire de la baseline $B_{\perp}$ (Figure 3.2). La baseline peut atteindre une valeur-limite théorique critique (B_{LIM}) où la décorrélation spatiale entraine une décorrélation totale du signal et fixe ainsi une limite dans le choix des paires interférométriques. Il est communément admis que B_{LIM} est approximativement de 1100 m pour des sols parfaitement horizontaux, notamment pour les satellites ERS (HANSSEN 2001).

La décorrélation exprimée par ($\gamma_{Doppler}$) est liée à la variation des paramètres d'attitudes (roulis, tangage, lacet), ou orientation du satellite SAR, qui peuvent induire un angle nommé « squint angle » (Figure 3.1) et entraîner une variation de la fréquence Doppler centroïde (fréquence centrale du spectre émis par le capteur SAR en azimut) entre deux acquisitions (MIRANDA et al. 2003).

Décorrélation temporelle

La décorrélation temporelle ($\gamma_{temporelle}$) est liée à la modification des caractéristiques de la surface de la Terre entre deux acquisitions comme les variations saisonnières sur la végétation (vent, humidité, effeuillement) ou les activités anthropiques (rotation des cultures, modifications urbaines). Cette source de décorrélation est plus élevée pour les longueurs d'onde plus courtes (bandes X et C). La décorrélation temporelle est maximale pour des étendues d'eau (mers, océans). La B_T peut atteindre une valeur-limite empirique (selon la nature de la surface) dans le domaine temporel ($\approx$ 6 ans) dont la décorrelation résultante peut limiter la cohérence des interférogrammes (USAI & HANSSEN 1997).

Autres sources de décorrélation

$\gamma_{thermique}$ est une source de décorrélation généralement négligée (OSMANOĞLU et al. 2016) et générée par le bruit thermique instrumental et dépend principalement des caractéristiques du système SAR.

$\gamma_{traitements}$ est une source de décorrélation engendrée par l'imprécision de certains traitements InSAR sur les images SLC comme l'interpolation ou la coregistration (HANSSEN 2001).

3.3.4. Perturbations liées aux retards atmosphérique

Les perturbations engendrées par les retards atmosphériques (voir § 3.3.2), également connues sous le nom de APS (« Atmospheric Phase Screen »), peuvent apporter une information intéressante pour cartographier la distribution de vapeur d'eau dans la troposphère mais représentent un bruit problématique dans la mesure des déplacements lents (inférieures au cm/an) du sol.

L'extraction totale de l'APS de chaque interférogramme est difficile car le mélange turbulent de vapeur d'eau dans la troposphère varie intensément spatialement et temporellement. L'APS peut-être reconstitué grâce à des modèles numériques météorologiques (DOIN et al. 2009 ; LIU 2012 ; JOLIVET et al. 2014 ; BEKAERT et al. 2015). Ces modèles reproduisent bien la stratification de la vapeur d'eau mais sont plus limités sur la reproduction de la turbulence et peuvent introduire une incertitude selon la qualité des données utilisées.

L'information concernant le retard atmosphérique est également disponible à travers d'autres sources de mesures comme les GPS, les satellites équipés de spectroradiomètres (MODIS, MERIS) et les observations météorologiques. Ces différentes sources de données présentent néanmoins leurs propres limites (densité, couverture spatiale, sensibilité à la couverture nuageuse) qui posent problème pour des applications InSAR (WILLIAMS et al. 1998 ; LI et al. 2004 ; ONN & ZEBKER 2006 ; DING et al. 2008).

La résolution de l'APS sur chaque interférogamme passe donc par des analyses directes sur la mesure InSAR. Il est possible de réduire rapidement l'effet des APS par moyenne pondérée des interférogrammes (ZEBKER et al. 1997 ; SANDWELL & PRICE 1998) mais cette méthode dégrade la résolution temporelle des mesures InSAR et est applicable uniquement si les déplacements du sol sont linéaires. FERRETTI et al. (2000) ont démontrés qu'il était possible de corriger

efficacement les APS en partant du principe qu'ils sont décorrélés dans le temps et potentiellement corrélés spatialement à basse fréquence spatiale. Les APS peuvent donc être considérés comme du bruit à haute fréquence temporelle sur un ensemble d'interférogramme. Ce bruit peut ainsi être reconstitué par filtrage passe haut dans le domaine temporel et par filtrage passe bas en domaine spatial (variable selon l'empreinte des artefacts atmosphériques sur les interférogrammes). Ce type d'approche est largement utilisé dans deux nombreux algorithmes (FERRETTI et al. 2001 ; BERARDINO et al. 2002 ; WERNER et al. 2003 ; HOOPER et al. 2004) car il est simple à mettre en place et la détermination des APS, bien que difficile à évaluer d'un point de vue de la précision, est efficace à condition que le nombre d'interférogrammes minimum (variable selon l'algorithme utilisé), soit respecté.

3.4. Analyse en séries temporelles

Pour surmonter les difficultés liées aux phénomènes de décorrélation γ, aux retards de phase liés aux conditions atmosphériques ou encore aux différentes sources d'erreurs (traitements, MNT), FERRETTI et al. (2001) ont développé une technique nommée « Permanent Scatterer InSAR » (PSInSAR™) dont le principe de base est d'utiliser un empilement d'interférogrammes dont l'analyse en séries temporelles va permettre d'isoler les pixels les plus cohérents sur l'ensemble de ces images. La phase n'est plus analysée uniquement dans le domaine spatial mais également en fonction du temps. FERRETTI et al. (2007) ont démontrés expérimentalement que, sous certaines conditions favorables, l'analyse InSAR en séries temporelles permet d'atteindre des précisions de l'ordre sub-millimétrique.

3.4.1. Réflecteurs permanents

Les pixels des interférogrammes qui démontrent un comportement de rétrodiffusion stationnaire temporellement (permanent) sont les pixels les plus fiables comme candidats pour une analyse InSAR en séries temporelles. La disposition, la nature et les caractéristiques géométriques des réflecteurs localisés dans la surface d'un pixel permettent d'identifier deux types de réflecteurs permanents :

- *PS (Persistent Scatterers)* : les pixels de type PS sont des pixels dont le signal rétrodiffusé correspond à un réflecteur unique qui domine le signal

retour. Ce signal dominant est en général persistant sur la plupart des interférogrammes et n'est pas impacté par les effets de décorrélation.

- *DS (Distributed Scatterers)* : les pixels de type DS sont des pixels dont le signal rétrodiffusé correspond à la somme complexe d'une multitude de réflecteurs qui ne dominent pas le signal retour mais qui conservent un signal cohérent sur une série d'interférogrammes (KAMPES 2006).

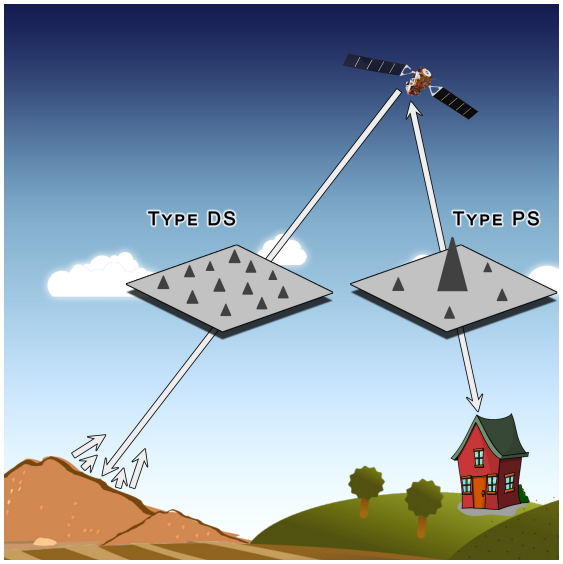

Figure 3.3. – *Comparaison du comportement des réflecteurs dans le cas d'un pixel de type PS (Persistant Scatterer) et d'un pixel de type DS (Distributed Scatterer). Les PS sont identifiables selon la présence d'un réflecteur dominant dans un pixel, alors que les DS sont identifiables selon la présence de plusieurs petits réflecteurs dont l'ensemble est cohérent dans un pixel.*

3.4.2. Configuration des paires interférométriques

Il existe plusieurs stratégies pour établir la liste des paires interférométriques pour les traitements InSAR, le but étant de trouver la meilleure configuration possible pour maximiser la cohérence (voir § 3.3.3). Deux configurations se distinguent :

- *Approche « single master »* : cette approche développée par FERRETTI et al. (2001) est liée à la recherche des pixels de type PS qui sont, par définition, très peu affectés par les décorrélations spatiales et temporelles. Le but étant de choisir une image SLC de bonne qualité, nommée « master » dont les B_S et B_T sont centrales avec le reste des images SLC, nommées « slave »,

acquises sur la même zone. Cette approche a pour avantage de prendre en compte également les paires interférométriques dont la B_S excède la B_{LIM}, laissant ainsi la possibilité d'utiliser toutes les images SLC disponibles.

- *Approche « small baseline »* : cette approche développée par BERARDINO et al. (2002), sous le nom de SBAS « Small Baseline Subset interferometry », est liée à la recherche des pixels de type DS. Le but de cette approche est donc de contraindre la longueur maximale de baseline spatiale pour le choix des paires interférométriques et de générer toutes les combinaisons possibles entre les images SLC dont la baseline spatiale n'excède pas la baseline maximale fixée.

3.4.3. Sélection des pixels

La qualité des résultats d'une analyse InSAR en séries temporelles dépend grandement d'une sélection adéquate des pixels les plus fiables. L'objectif étant d'obtenir, dans un premier temps, une densité suffisante de pixels, dits pixels candidats, pour connecter ces pixels en un réseau similaire à un réseau géodésique (repères de nivellements, stations GPS permanentes) (GUOXIANG et al. 2008). La qualité de ce réseau est nécessaire pour réduire l'APS en estimant précisément les composantes liées aux variations entre le sol et le capteur SAR et l'erreur introduite par le MNT, pour réduire l'ambiguïté sur la valeur de phase entre les pixels sélectionnés ce qui facilite l'étape de déroulement de phase et pour densifier le réseau avec des pixels non sélectionnés comme candidats. Les pixels candidats peuvent être sélectionnés selon les caractéristiques du signal rétrodiffusé en amplitude (FREEMAN 1992 ; FERRETTI et al. 2001), selon la phase (HOOPER et al. 2004) ou par combinaison des différentes approches.

Sélection selon les caractéristiques d'amplitude

Pour distinguer les signaux de chaque réflecteur, FERRETTI et al. (2001) utilisent un indice dans leur approche PSInSAR™ qui permet d'analyser en séries temporelles les caractéristiques en amplitude de chaque pixel. Cet indice utilise la dispersion d'amplitude D_a pour sélectionner les pixels candidats de type PS :

$$D_a = \frac{\sigma_a}{\mu_a} \tag{3.6}$$

où σ_a est l'écart type de l'amplitude de la série temporelle et μ_a est la moyenne de l'amplitude de la série temporelle.

Cette approche est efficace pour détecter les PS dont le rapport signal sur bruit (SNR) est fort (>10 (HOOPER et al. 2004)), autrement dit les PS liés aux réflecteurs les plus brillants, et ne nécessite pas l'étude du comportement des pixels adjacents pour être pertinente. Néanmoins, pour que la qualité des PS sélectionnés soit significative, la série temporelle doit contenir au moins une vingtaine d'images SLC (COLESANTI et al. 2003 ; WERNER et al. 2003).

Sélection selon la stabilité de la phase

Pour les réflecteurs dont le SNR est plus faible mais qui pourraient exhiber une bonne cohérence, l'approche par dispersion d'amplitude (équation 3.6) n'est pas efficace et la détection de ces réflecteurs comme candidats nécessite la prise en compte des caractéristiques de la phase. L'étude de la stabilité de la phase se base sur la prise en compte du comportement des pixels adjacents selon le principe que le déplacement du sol est spatialement corrélé sur les pixels les plus proches. Le but de cette approche est de moyenner les valeurs de phase des pixels adjacents à un pixel candidat et de sélectionner les candidats dont le bruit résiduel est le plus faible pour les identifier comme pixels candidats.

3.4.4. Déroulement de phase

La mesure de phase interférométrique (voir § 3.3.2) est mesurée en radians, elle est donc comprise entre 0 et 2π, ce qui implique une représentation en motifs concentriques de l'information de déplacement (franges) sur les interférogrammes. Cette information cyclique est ambiguë et nécessite une reconstitution de la valeur de la phase interférométrique à l'aide d'un algorithme de déroulement de phase. Le déroulement de phase consiste à trouver la valeur entière k qui permet de connecter la phase mesurée (ϕ_m) à la phase absolue (ϕ_a) avec :

$$\phi_a = \phi_m + 2k\pi \tag{3.7}$$

Dans le cas d'un système à une dimension et des valeurs de phase disponibles en continues (contrainte de continuité), il existe une solution unique, ce qui n'est pas le cas d'images bruitées à deux dimensions où les solutions sont potentiel-

lement multiples. Il existe plusieurs approches pour appliquer le déroulement de phase en deux dimensions ; les méthodes locales, les méthodes globales, les méthodes basées sur les moindres carrées et les méthodes par modélisation (DESVIGNES et al. 2000).

Dans le cas d'une analyse en séries temporelles, la contrainte de continuité peut-être rompue selon la distance séparant les pixels détectés comme fiables et selon la connaissance des caractéristiques de déplacements du sol (linéarité ou non) entre ces pixels. Le non-respect de la contrainte de continuité peut entraîner l'apparition d'un phénomène de saut de phase (oubli d'un ou plusieurs cycles) qui introduit des erreurs dans l'étape de déroulement de phase. Ces erreurs peuvent être récurrente dans une analyse InSAR en séries temporelles ce qui rend l'étape de déroulement de phase critique (CROSETTO et al. 2016). L'introduction de la composante temporelle dans ce type d'analyse InSAR peut néanmoins apporter une solution dans la résolution de l'ambiguïté de phase. Le déroulement de phase se fait généralement selon une approche en deux étapes où les interférogrammes sont d'abord déroulés temporellement puis spatialement (FERRETTI et al. 2001 ; HOOPER et al. 2004 ; KAMPES 2006). Cette approche est aussi utilisée dans l'autre sens (BERARDINO et al. 2002). Le concept de déroulement de phase en trois dimensions, plus performant que les déroulements en deux dimensions (EVEN & SCHULZ 2018), a été introduit par HOOPER & ZEBKER (2007).

3.5. Algorithmes d'analyses en séries temporelles

Il existe de nombreux algorithmes pour les analyses InSAR en séries temporelles focalisés sur la détection des PS ou des DS ainsi que des algorithmes hybrides qui permettent de combiner les PS aux DS. L'appellation de ces différents algorithmes est communément associée à l'abréviation PSI (« Persistent Scatterer Interferometry »). Néanmoins cette abréviation peut être spécifiquement associée aux algorithmes de recherche des PS et pour éviter toutes confusions avec des algorithmes de détection des DS (comme SBAS) ou des algorithmes hybrides, une appellation plus générique MTI (« Multi-Temporal InSAR ») est utilisée dans la suite de ce document. Pour une revue détaillée des limites de l'approche MTI et des différents algorithmes existants, les articles de CROSETTO et al. (2016) et OSMANOĞLU et al. (2016) peuvent servir de référence.

Au cours de ce travail de thèse, deux algorithmes MTI ont été testés :

- Interferometric Point Target Analysis (IPTA). Cette chaîne de traitement MTI a été développée en 2003 par WERNER et al. (2003) et fonctionne comme une boite à outils qui supporte diverses approches et inclut différents algorithmes comme un module PSI et un module SBAS.
- Stanford Method for Persistent Scatterers (StaMPS/MTI) est un progiciel open-source comprenant un module PSI développé par Andrew Hooper (HOOPER et al. 2004 ; HOOPER 2006) qui a évolué par la suite en StaMPS/MTI en intégrant un module SBAS, une nouvelle approche 3D de déroulement de phase et une option pour combiner les approches PSI et SBAS (HOOPER et al. 2007 ; HOOPER 2008 ; HOOPER 2010 ; HOOPER et al. 2012).

CHAPITRE 4

LES MOUVEMENTS VERTICAUX CÔTIERS À BREST : ANALYSE INSAR

Ce chapitre développe les analyses InSAR de type MTI réalisées au cours de ce travail de thèse et les choix méthodologiques effectués (méthode, représentation) pour obtenir des valeurs de taux de déplacement verticaux sur la zone de Brest puis, dans un second temps, ces résultats sont détaillés à travers des analyses spatiales et statistiques.

4.1. Données SAR

Avant de réaliser une analyse MTI, il convient de sélectionner les images SLC pour obtenir les meilleurs résultats possibles.

La qualité des images SLC peut varier grandement selon les algorithmes de pré-traitements des données brutes, selon la dispersion des valeurs radiométriques (speckle) ou encore selon les conditions atmosphériques lors de l'acquisition. Comme précisé dans la section 3.4.3, une analyse MTI nécessite plusieurs images SLC pour détecter les pixels les plus fiables, il est donc important d'être en mesure de choisir un nombre suffisant d'images SLC selon plusieurs critères :

- Choix de la mission satellite selon l'étude (longueur d'onde, zone couverte)
- Zone au sol couverte sur les images (même caractéristiques orbitales)

- Direction de visée fixe (ascendant ou descendant)
- Minimisation des baseline pour conserver un bon potentiel de cohérence
- Maximisation de la résolution temporelle

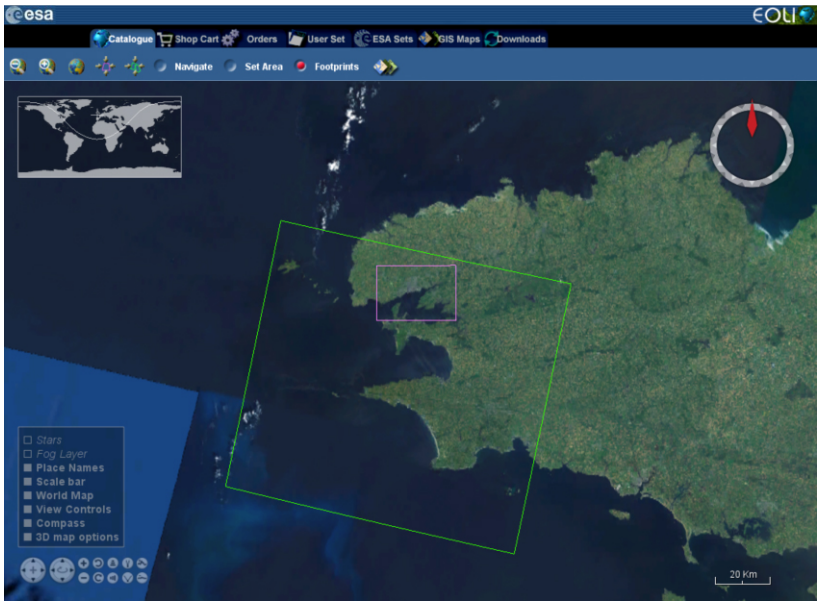

Figure 4.1. – ***Visualisation de l'empreinte spatiale (cadre vert) d'une image SLC sélectionnée pour l'étude et acquise le 20 février 2007 par le satellite ENVISAT autour de la zone de Brest (cadre rose) sur le catalogue Eoli-sa de l'ESA.***

La récupération d'images SLC sur la zone d'étude dépend, dans un premier temps, de la mise à disposition de ces images par les agences spatiales. Il est nécessaire également de regarder l'adéquation temporelle des séries d'images SLC disponibles aux autres données d'intérêts sur la zone d'étude (GPS, altimétrie, marégraphie). Les missions ERS-1/2 et ENVISAT présentent une adéquation temporelle intéressante avec les données GPS (1998-2016) et d'altimétrie radar spatiale(1993-2016) disponibles sur la zone de Brest. De plus, ces missions ont pour avantage de présenter des caractéristiques techniques communes (Tableau B.1 de l'annexe B.1), la mission ENVISAT étant considérée comme la continuité des missions ERS-1/2. Enfin les images SLC de ces missions sont mises à disposition par l'« European Space Agency » (ESA) et sont téléchargeables à travers le catalogue de données Eoli-sa (Figure 4.1).

Le catalogue Eoli-sa montre que la zone littorale autour de Brest est observable en grande partie par les deux missions satellitaires ENVISAT et ERS-1/2 dont

l'orbite est identifiable par la trace au sol n°409 (Figure 4.1). La sélection finale des données SAR s'est portée sur 45 images SLC provenant des archives des missions ERS-1/2 et couvrant la période de mai 1992 à novembre 2000, et 21 images SLC provenant des archives de la mission ENVISAT et couvrant la période de décembre 2002 à janvier 2008 (Tableaux B.2 et B.3 de l'annexe B.1). Toutes ces images ont été acquises en configuration descendante.

Bien que la mission ENVISAT avait pour objectif de prendre le relais des missions ERS-1/2 avec des caractéristiques techniques et orbitales compatibles, la légère différence de fréquence porteuse entre les deux systèmes SAR (5,3 GHz pour ERS-1/2 et 5,331 GHz pour ENVISAT) limite la génération d'interférogrammes entre les jeux de données SAR des deux missions en introduisant un nouveau terme de décorrélation dans la phase interférométrique (ARNAUD et al. 2003 ; PERISSIN et al. 2004) notamment si les données ne se recoupent pas temporellement (PEPE et al. 2005) ce qui est le cas des données SAR utilisées dans cette thèse (Tableaux B.2 et B.3 de l'annexe B.1). Il apparaît donc compliquer d'évaluer une seule tendance des mouvements verticaux entre 1992 et 2008. Les traitements ont été réalisés indépendamment pour chaque jeu de données.

Sachant que les mêmes traitements ont été appliqués pour chaque jeu de données et pour plus de fluidité dans les explications, les commentaires et résultats communs aux deux jeux de données seront présentés sans distinction dans la suite du document. La spécification du jeu de données sera indiquée seulement pour les commentaires spécifiques ou cas particuliers.

4.2. Stacking

En amont d'une analyse MTI, il peut être intéressant de réaliser un simple stacking (ou analyse D-InSAR). L'objectif de cette étape est de pré-visualiser les résultats sur la zone d'étude pour identifier d'éventuels mouvements et leurs caractéristiques (répartition spatiale, amplitude, linéarité). La présence de mouvements rapides (> cm/an) doit être prise en compte pour réaliser une analyse MTI. Ce stacking a été réalisé avec le logiciel GAMMA (WERNER & WEGMÜLLER 1995) et les images SLC issues de la mission ERS-1/2.

D'après les résultats obtenus sur la Figure 4.2, excepté la présence d'un plan résiduel, la zone est relativement homogène et ne présente pas d'empreintes de déplacement marquées. Il est néanmoins possible de distinguer au niveau

la zone à l'Est du marégraphe (ellipse verte qui entoure l'Anse de Saint-Marc sur la Figure 4.2) quelques mouvements, qui selon l'échelle de couleur, laissent supposer la présence d'une subsidence de très faible amplitude (mm/an). Il est tout de même nécessaire de vérifier la présence de ces mouvements qui sont trop lents pour être clairement identifiés par l'analyse D-InSAR, ce qui justifie de réaliser une analyse MTI.

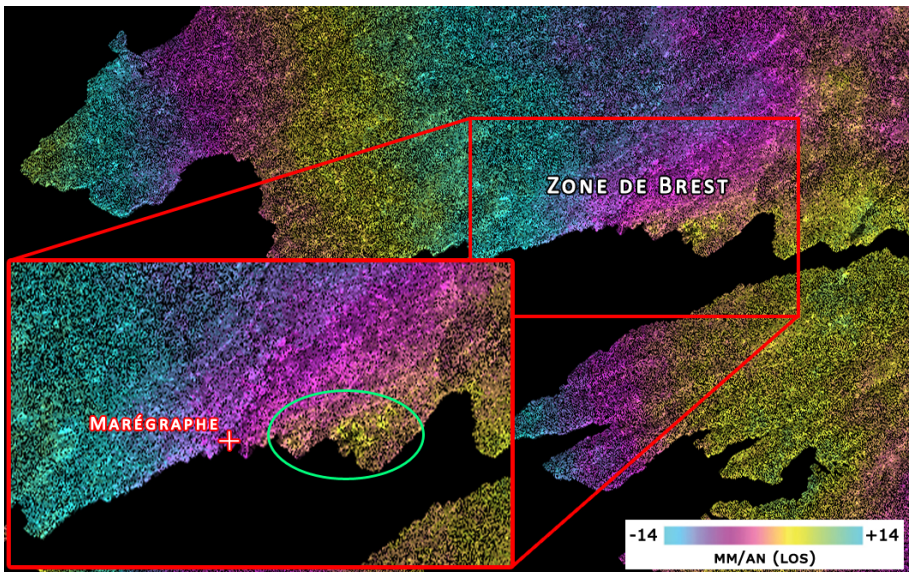

Figure 4.2. – ***Résultats liés au stacking des données ERS-1/2 sur la pointe Ouest du Finistère.***

4.3. Analyse IPTA

Préalablement aux résultats présentés dans cette thèse et issus de l'approche StaMPS/MTI, une première analyse MTI a été réalisée à l'aide de l'approche IPTA. Les résultats de cette analyse sont présentés succinctement sur la Figure 4.3.

Les résultats obtenus démontrent que la zone est relativement stable avec des taux de déplacement majoritairement compris à ± 1,5 mm/an. La faible amplitude des taux de déplacement sur la zone n'empêche pas l'observation de multiples zones de subsidence ou de soulèvement difficilement corrélées entre les deux cartes (zones A, B et D sur les Figures 4.3-1 et 4.3-2). La zone C (Anse de Saint-Marc du port de commerce de Brest ; voir cadre bleu des Figures 4.3-1 et 4.3-2) montre des valeurs de subsidence allant jusqu'à 3 mm/an.

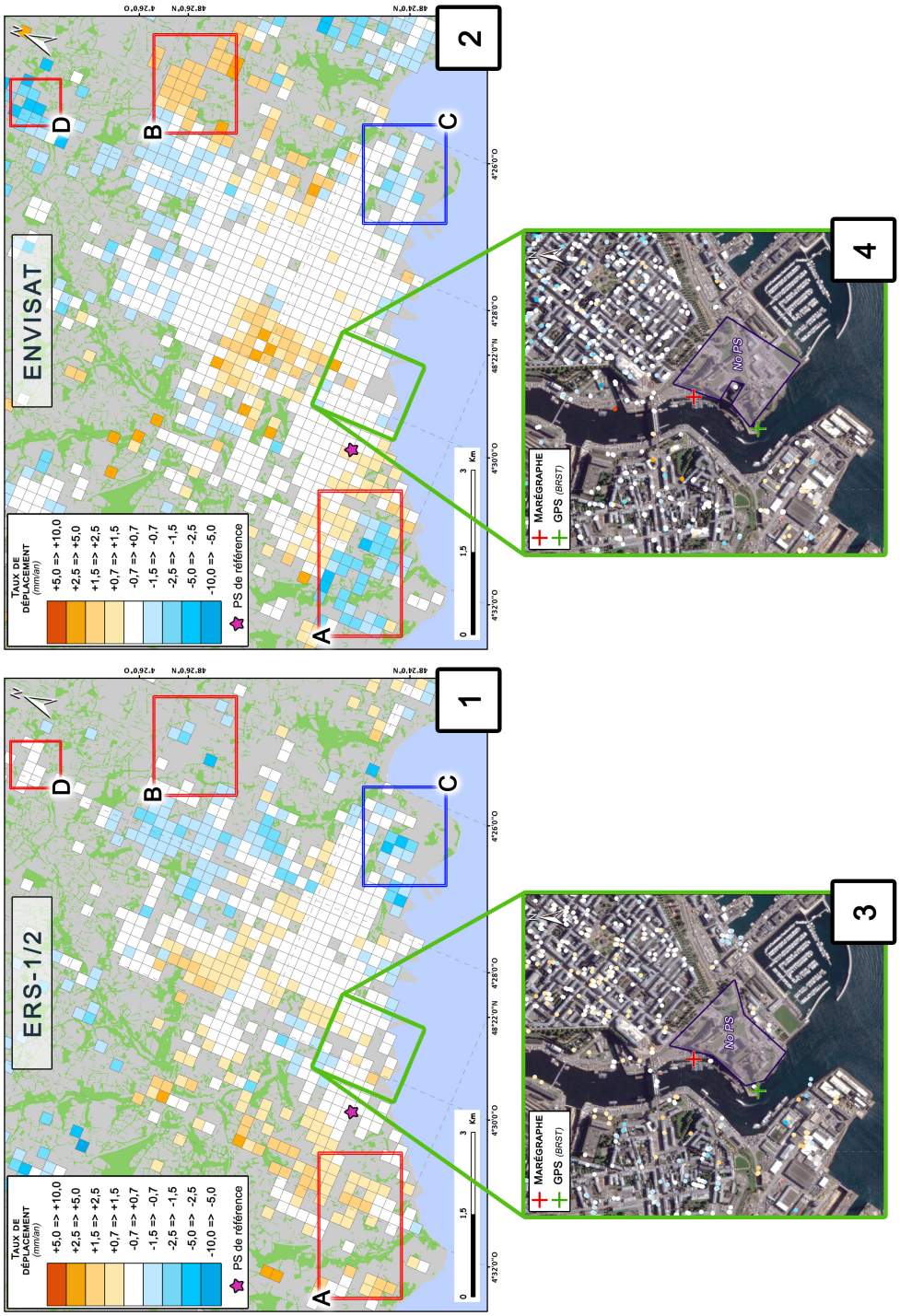

Figure 4.3. – Cartes des taux de déplacement obtenus dans l'axe de visée des satellites avec IPTA pour les données ERS-1/2 (figures 1 et 3) et les données ENVISAT (figures 2 et 4). Pour les figures 1 et 2, les taux de déplacement ont été agrégés dans des cellules de 200 m de résolution (voir § 4.5.2) et inversés pour que les subsidences correspondent aux valeurs négatives.

Les Figures 4.3-2 et 4.3-4 permettent d'observer l'emplacement des PS détectés à proximité de le zone où les instruments de mesure (marégraphe et GPS) sont installés. La détection de PS à proximité de ces instruments est très limitée comme l'atteste d'identification de zones dépourvues de PS (cadres violets sur les Figures 4.3-2 et 4.3-4). Ces zones englobent le château de Brest moins urbanisé que les autres quartiers alentours. La présence d'un parc à proximité du château de Brest et l'absence de PS sur cette zone illustrent l'une des limites des méthodes PSI, à savoir la détection de PS sur des zones végétalisées.

La forte disparité des taux de déplacement et de l'emprise spatiale des zones identifiées en déplacement sur les deux cartes ainsi que la faible densité de PS obtenue à proximité des instruments géodésique d'intérêts ne permettent pas d'obtenir une pleine confiance dans les résultats. Suite à ces observations, il a été décidé de reproduire l'analyse avec une autre méthode hybride PS/DS, en l'occurrence l'approche StaMPS/MTI dont la capacité de détection de pixels candidats à une analyse en séries temporelles est supérieure aux méthodes PSI notamment en milieu non-urbain (HOOPER et al. 2004).

4.4. Analyse StaMPS/MTI

Bien que la configuration par défaut de StaMPS/MTI est suffisante pour la plupart des traitements, certains paramètres nécessitent l'intervention d'un opérateur. Les étapes clés à l'application de StaMPS/MTI sont résumées dans cette sous-section. Pour plus de détails sur la chaîne de traitement de StaMPS/MTI, il est possible de se référer aux citations du § 3.5.

4.4.1. Choix du master

L'analyse MTI nécessite que chaque image SLC soit correctement alignée au reste des autres images SAR du même jeu de données pour que les pixels superposés observent bien les mêmes cibles au sol. Malgré des acquisitions SAR répétées sur une même zone, les variations sur l'orbite du satellite entre chaque acquisition ne permettent pas d'obtenir des images de même emprise spatiale (légère rotation, étirement ou contraction). Il est donc nécessaire de réajuster les images pour qu'elles coïncident pixel par pixel lors d'une étape nommée « coregistration ». La première étape de la coregistration réside dans le choix

d'une image SLC de référence, ou master, pour aligner ou redresser le reste des images SLC, ou slaves, du même jeu de données SAR. Il est intéressant d'anticiper le choix de cette image de référence pour l'étape de recherche des pixels de type PS en considérant les caractéristiques de baseline entre chaque paire interférométrique et donc de choisir le même master pour les deux étapes.

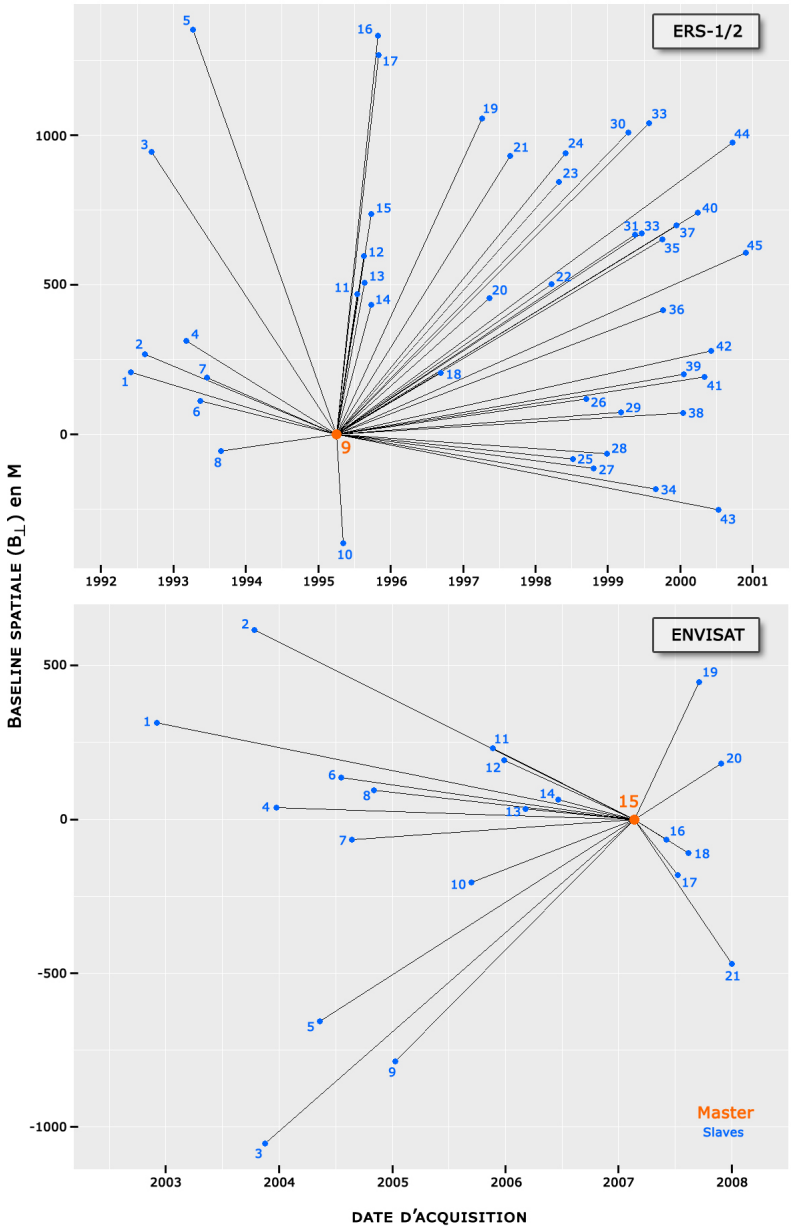

Figure 4.4. – *Visualisation des caractéristiques de baseline et identification de la position du master. Les numéros correspondent aux "Id" des tableaux B.2 et B.3 de l'annexe B.1.*

Pour que la coregistration soit performante, l'image SLC choisie comme master doit être de très bonne qualité, à faible dispersion radiométrique (faible speckle), avec une emprise spatiale qui englobe parfaitement la zone d'intérêt et qui soit identifiable en grande majorité sur les autres images SLC avec la zone d'intérêt à la même position en direction radiale pour que les phénomènes de distorsions géométriques (voir C3.2.4) soient similaires.

Le choix du master a été effectué principalement selon la qualité de l'image SLC (peu bruitée) en évitant au maximum que les valeurs de baseline de cette image SLC soit excentrée par rapport aux autres images SLC pour limiter des phénomènes de décorrélations (voir § 3.3.3). Il est possible de visualiser la position de ces images SLC choisies comme master par rapport aux slaves à l'aide de graphiques représentant la baseline spatiale ($B_{\perp}$) en fonction du temps (Figure 4.4).

Ainsi pour les données SAR issues d'ERS-1/2, l'image master sélectionnée a été acquise le 3 avril 1995 sur l'orbite n°19435 par le satellite ERS-1 et pour les données SAR issues d'ENVISAT, l'image master sélectionnée a été acquise le 20 février 2007 sur l'orbite n°26014. À noter que les images master sélectionnées pour l'analyse MTI avec IPTA ont été également sélectionnées pour l'analyse MTI avec StaMPS/MTI dans le but d'obtenir des résultats dont la référence temporelle est la même pour une possible comparaison des méthodes MTI.

4.4.2. Préparation des données

Avant d'effectuer la coregistration, plusieurs étapes sont nécessaires :

- Les images SLC ont été prédécoupées pour limiter la zone de calcul à la zone d'intérêt (voir § 2.1) en tenant compte des limites de la méthode InSAR aux zones végétalisées. Cette étape présente l'avantage de diminuer les ressources informatiques nécessaires aux traitements InSAR.
- Les images SLC prédécoupées sont ensuite sur-échantillonnées d'un facteur 2 en direction azimutale et en direction radiale avec pour objectif d'éviter des phénomènes d'aliasing lors de la génération d'interférogrammes qui pourraient limiter la densité de pixels candidats détectés par 6 (SOUSA et al. 2010b) notamment en milieu rural. Cette étape est réalisée en amont de l'étape de coregistration, dont la fiabilité est améliorée par le sur échantillonnage des images SLC.

- Le MNT qui sert de référence pour l'estimation de la composante de topographie de la zone d'intérêt a été extrait de la base de données SRTM3 (« Shuttle Radar Topography Mission » (JARVIS et al. 2008)). Ces données radar sont issues d'une mission SAR en bande C réalisée durant février 2000 et proposent une couverture topographique mondiale à une résolution de 3 secondes d'arc (93 m à l'Équateur). Il a été ensuite converti en coordonnées radar, découpé selon l'emprise spatiale des images SLC puis recalé au master pour compenser d'éventuels décalages induits par la transformation des coordonnées.
- Les éphémérides orbitales satellitaires, nécessaires à la résolution de la composante orbitale de la phase interférométrique (voir § 3.3.2), ont été récupérés pour les deux missions ERS-1/2 et ENVISAT à partir de la base de données ODR (« Orbital Data Records ») mise à disposition par le « Delft Institute of Earth-Oriented Space Research » (DUT/DEOS). Les données orbitales sont enregistrées dans des fichiers binaires avec la position orbitale des satellites en fonction du temps. Les coordonnées (longitude, latitude et altitude) sont exprimées selon le système de référence géocentrique GRS80.

4.4.3. Génération des interférogrammes

La génération des interférogrammes sous StaMPS/MTI est réalisée à partir du programme « Doris » (KAMPES & USAI 1999) et diffère des autres méthodes sur certains aspects. Contrairement aux méthodes PSI qui réclament au moins une vingtaine d'images SLC pour être considérées comme fiables, l'algorithme de StaMPS/MTI permet de diminuer ce seuil de fiabilité à au moins 12 interférogrammes (HOOPER et al. 2007). La méthode de détection des PS ne nécessite pas que les interférogrammes soient générés selon une approche single master (voir § 3.4.2) mais seulement que la coregistration soit effectuée selon le même master.

Coregistration

La coregistration s'effectue alors en deux étapes ; coregistration grossière et coregistration fine. La coregistration grossière consiste à aligner rapidement les slaves au master à une justesse de un ou deux pixels près par simple corrélation croisée. Pour obtenir des résultats InSAR de haute précision, l'alignement des images SLC doit être effectué à une justesse inférieure au pixel, de l'ordre de

1/10 de pixel pour les systèmes ERS par exemple (HANSSEN & BAMLER 1999) à travers l'étape de coregistration fine. La procédure de coregistration fine sous StaMPS/MTI permet d'aligner avec précision le master aux slaves dont la baseline spatiale ($B_\perp$) n'excède pas les 100 m, les autres slaves étant ensuite ajustés avec les trois images SLC les plus proches selon la baseline spatiale puis réajustés au master par la méthode des moindres carrés. Cette procédure en deux étapes permet de traiter les images SLC dont les longues valeurs de baseline pourraient poser problème pour la coregistration de ces images en milieu rural (SOUSA et al. 2010b).

Une fois la coregistration effectuée, les interférogrammes bruts sont formés par différence de la phase de chaque image slave avec la phase du master.

Corrections géométriques

Les interférogrammes bruts générés après la coregistration contiennent l'ensemble des composantes de phase citées § 3.3.2. Les composantes géométriques ϕ_{flat} et ϕ_{topo} doivent être éliminées avant la phase de sélection des pixels.

ϕ_{flat} est estimée par une procédure connue sous le nom de « flattening » (ou aplatissement) dont l'objectif est de déterminer la variation de phase liée à la courbure de la Terre à l'aide des caractéristiques d'acquisition du satellite comme l'angle d'incidence et la composante perpendiculaire de la baseline.

ϕ_{topo} est reconstituée à l'aide du MNT préalablement sélectionné et transformé en coordonnées radar. Selon la précision du MNT et la qualité de transformation du MNT, la procédure engendre deux nouvelles erreurs (HOOPER et al. 2007) qui seront assimilées aux erreurs liées au MNT (Figure A.3 de l'annexe A.1).

Les interférogrammes aplatis et corrigés topographiquement sont alors géocodés selon les paramètres orbitaux et le système de référence du MNT.

4.4.4. Détection des pixels candidats

StaMPS/MTI permet ensuite de réaliser deux traitements de détection des pixels candidats à l'analyse en séries temporelles ; un traitement PS et un traitement SBAS. Ces deux traitements fonctionnent selon le même algorithme de base :

1. Initialisation : Cette étape prépare le traitement en chargeant le fichier de configuration. Elle permet notamment de configurer l'utilisation d'un pixel

ou une zone de référence nécessaire à l'étape de déroulement de phase. L'étendue de la zone de référence (Figure 4.5) a été paramétrée en fonction des données de la station GPS *BRST* et de la première analyse réalisée avec IPTA, le but étant de déterminer une zone supposée stable.

2. Analyse de phase : Cette étape consiste à sélectionner des pixels candidats selon leur caractéristique d'amplitude et à analyser la stabilité de phase en affinant cette analyse par itérations. Dans le cas du traitement PS, les pixels candidats sont détectés par analyse de la dispersion d'amplitude (équation 3.6) sur les interférogrammes générés précédemment. Dans le cas du traitement SBAS, les pixels candidats sont détectés par analyse de la différence de dispersion d'amplitude (le σ_a de l'équation 3.6 est remplacé par $\sigma_{\Delta a}$ qui décrit l'écart type de la différence d'amplitude entre le master et le slave) à partir d'un recalcul des interférogrammes selon l'approche Small Baseline (voir § 3.4.2).
3. Sélection : Les pixels candidats sont sélectionnés selon leurs caractéristiques de bruit.
4. Triage : Les pixels sélectionnés dont la stabilité de phase est observable uniquement sur un groupe d'interférogrammes sont rejetés et, dans le cas de pixels adjacents, seul celui qui montre le SNR le plus fort est conservé.
5. Corrections 1 : Cette étape vise à corriger les erreurs MNT des pixels sélectionnés dont les valeurs de phase ne sont pas corrélées spatialement.
6. Déroulement de phase : L'algorithme de déroulement de phase est celui développé par HOOPER & ZEBKER (2007) qui présente plusieurs avantages comme le déroulement de phase en trois dimensions ou l'applicabilité de l'algorithme aussi bien pour le traitement PS que le traitement SBAS.
7. Corrections 2 : Cette étape vise à corriger les erreurs MNT des pixels sélectionnés dont les valeurs de phase sont corrélées spatialement. Les APS et les erreurs orbitales sont également déterminées dans cette étape (Figure A.4 de l'annexe A.1).
8. La dernière étape consiste à déterminer la série temporelle et le taux de déplacement de chaque pixel sélectionné. Ce taux de déplacement est déterminé par régression linéaire de la série temporelle du pixel selon une méthode des moindres carrés pondérés.

4.4.5. Combinaison des pixels sélectionnés

Comme stipulé au § 3.4.4, la distance séparant les pixels sélectionnés est un critère important à la réussite du déroulement de phase. La densité de pixels sélectionnés doit donc être la plus grande possible pour limiter les erreurs liées à cette étape. StaMPS/MTI réalise donc la combinaison des pixels sélectionnés lors des traitements PS et SBAS avant l'étape de déroulement de phase et recalcule les étapes 6 à 8 (voir § 4.4.4). Pour plus d'explications, la procédure est détaillée dans HOOPER (2008).

Qu'ils soient issus du traitement PS ou du traitement SBAS, les pixels sélectionnés et combinés seront affiliés à des PS dans la suite du document.

4.5. Résultats StaMPS/MTI

Avant de présenter les résultats de l'analyse MTI réalisée avec StaMPS/MTI sur la zone de Brest, il est nécessaire d'introduire et d'expliquer certains choix nécessaires à la représentation des résultats.

4.5.1. Résultats InSAR

Tout d'abord, il est nécessaire de considérer que la méthode d'acquisition InSAR mesure les variations de phase selon un angle (Figure 3.1) et enregistre ces variations dans l'axe de visée.

Tout d'abord, StaMPS/MTI inverse les valeurs de taux de déplacement obtenus dans l'axe de visée pour que les valeurs positives correspondent à un déplacement vers le satellite. Ainsi, les valeurs négatives des variations mesurées traduisent des phénomènes de subsidence.

Ensuite, les mesures obtenues sont dépendantes de deux composantes, horizontale et verticale. Pour être rigoureux, la reconstitution de la composante verticale passe par la détermination de la composante horizontale. Sur Brest, cette composante horizontale locale est très faible (inférieure aux incertitudes théoriques des méthodes MTI). En effet, ces mouvements locaux sont estimés à moins de 0,5 mm/an au niveau de la station GPS *BRST* par soustraction de la composante régionale des mouvements horizontaux déterminée à partir des stations à proximité (Figure 2.9). Cette estimation est en accord avec les conclusions de NOCQUET & CALAIS (2003) qui démontrent que la région autour de

la zone d'étude de Brest est soumise à des mouvements horizontaux continus et réguliers, ces mouvements étant liés au déplacement de la plaque tectonique Eurasienne. Face à ces observations et à l'emprise spatiale de la zone d'étude par rapport aux mouvements régionaux, il est possible de considérer que les variations locales sur la composante horizontale sont trop faibles pour apparaître sur les interférogrammes et donc que les taux de déplacement obtenus seront directement liés à la composante verticale du déplacement.

Enfin, comme l'angle d'incidence des capteurs SAR des satellites ERS-1/2 et ENVISAT est faible (23° à mi-fauchée) et que les composantes horizontales sont négligeables, la conversion des valeurs obtenues dans l'axe de visée du satellite en valeurs projetées sur la verticale représente une étape négligeable pour l'interprétation des résultats. Cependant, les valeurs projetées sur la verticale sont retrouvables facilement en divisant les valeurs obtenues dans l'axe de visée du satellite par $\cos(23)$.

4.5.2. Représentation des résultats

Maillage

Les résultats d'une analyse MTI sont généralement représentés sur une carte pour chaque PS détecté (HOOPER et al. 2007 ; SOUSA et al. 2010a ; FERRETTI et al. 2011 ; TEATINI et al. 2012 ; GAO et al. 2016). Selon l'échelle spatiale de la zone observée, la densité des PS sur la zone et la faible amplitude des variations ; il peut être difficile d'évaluer visuellement la répartition spatiale des résultats. Avec une précision de mesure attendue de l'ordre sub-millimétrique (0,75 mm en verticale selon FERRETTI et al. (2007)), il a été décidé de déterminer un intervalle de stabilité du même ordre de grandeur à ± 0,7 mm/an identifiable dans la légende par la couleur blanche. Les résultats sur Brest pour chaque PS sont présentés sur la Figure A.5 de l'annexe A.1.

Pour visualiser au mieux les résultats avec précision sur l'ensemble de la zone d'étude, les données ont été spatialement agrégées dans une maille régulière en déterminant une valeur centrale (voir § 4.5.2) du taux de déplacement des PS contenus dans une même cellule du maillage. Une limite minimum de trois valeurs de taux de déplacement (au moins trois PS) a été fixée avec pour objectif initial d'utiliser la médiane comme valeur centrale. La résolution des cellules a été définie à 200 m pour obtenir un compromis entre une densité suffisante

de cellules contenant une information de déplacement vertical et une bonne restitution des zones à faible densité de PS (< 3 PS). Le maillage et les résultats sur Brest pour chaque cellule sont ainsi présentés sur la Figure 4.5.

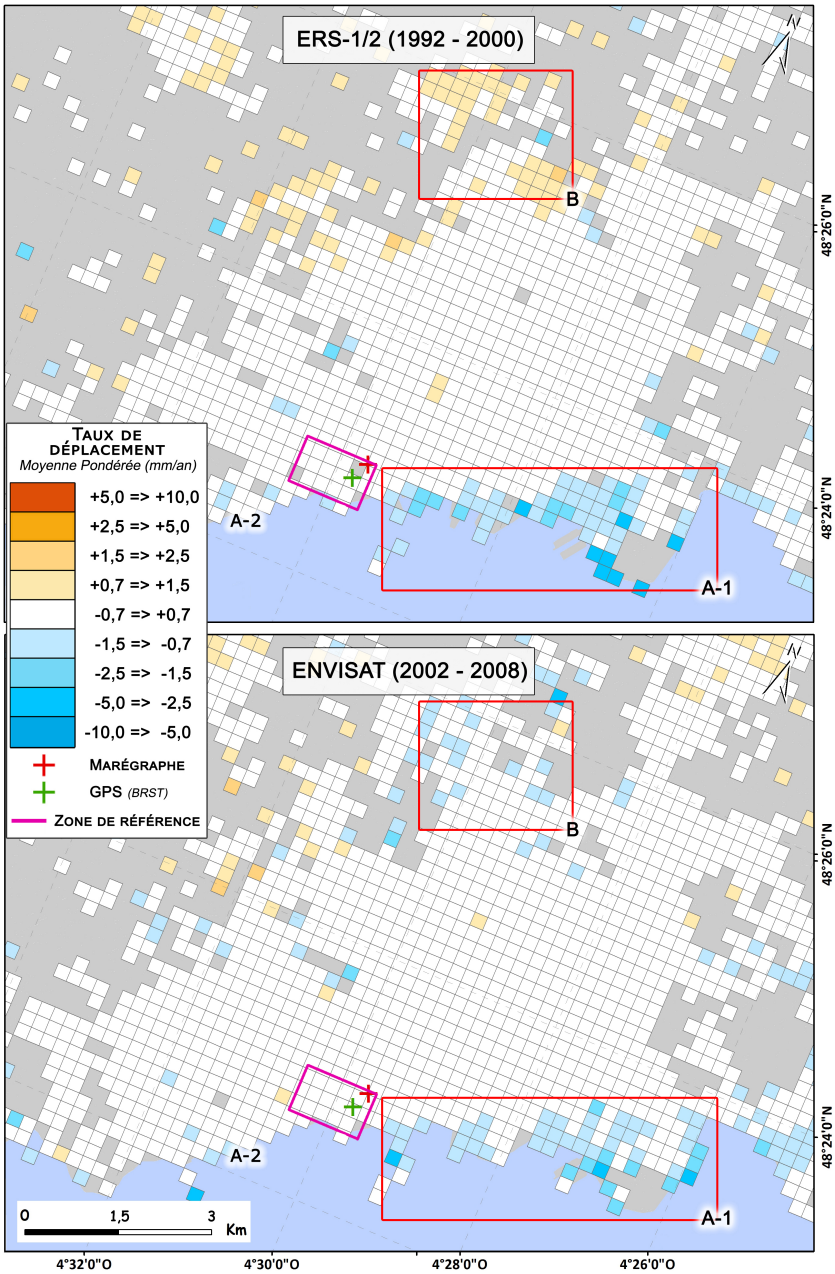

Figure 4.5. – *Cartographie des taux de déplacement pour chaque cellule. Chaque cellule représente la moyenne pondérée des taux de déplacement de chaque PS contenus dans chaque cellule.*

Moyenne pondérée

Partant du principe que la fiabilité de la valeur centrale du taux déplacement déterminée par la médiane augmente selon la quantité de PS disponible par cellule et qu'un grand nombre de cellules présentent un faible taux de PS (entre 20 et 30% des cellules sont concernés par un taux de PS compris de 3 à 5 PS/cellule ; Figure A.6), l'utilisation de la médiane comme valeur centrale du taux de déplacement s'avère problématique. L'utilisation de la moyenne apparaît donc comme la solution la plus pertinente. Il est cependant nécessaire de prendre en compte que chaque PS est caractérisé par une incertitude propre (voir § 4.5.3). Il est donc important de considérer qu'un PS dont le taux de déplacement est plus exact doit avoir une plus grande influence dans le calcul de la moyenne (LEO 1992). L'objectif est donc de pondérer chaque taux de déplacement par rapport à son écart type, autrement dit de déterminer la moyenne pondérée $\overline{X}$:

$$\overline{X} = \frac{\sum x_n / \sigma_n^2}{\sum 1 / \sigma_n^2} \tag{4.1}$$

où x_n est le taux de déplacement du n-ième PS et σ_n l'écart type du n-ième PS.

La Figure 4.5, présentée dans le paragraphe précédent, permet ainsi de visualiser la moyenne pondérée des taux de déplacement pour chaque cellule. Le calcul d'incertitude de la moyenne pondérée et présenter plus loin dans ce chapitre (voir § 4.5.3).

Jointure spatiale

En complément de la moyenne pondérée du taux de déplacement, chaque cellule du maillage est composée de plusieurs attributs tels que la médiane du taux de déplacement, l'erreur standard du taux de déplacement (voir § 4.5.3), le nombre de PS et de certaines jointures spatiales avec les couches géologiques (BRGM (CAGNARD 2008)) et des données d'occupation du sol (Corine Land Cover 2006 et IGN BD Topo). Les jointures spatiales avec les données d'occupation du sol sont référencées par les calculs du taux d'urbanisation et du taux de végétation. Ce taux est défini en pourcentage par le rapport de la surface de la couche d'occupation du sol (urbaine ou végétale) qui se superpose à la cellule par la surface de la cellule.

4.5.3. Analyse globale

D'après les cartes de la Figure A.5, il est possible d'observer qu'une grande majorité de PS sont de couleurs blanches, avec des taux de déplacement compris entre -0,7 mm/an et 0,7 mm/an. Cette observation laisse à penser que la zone de Brest serait globalement stable entre 1992 et 2008.

Distributions

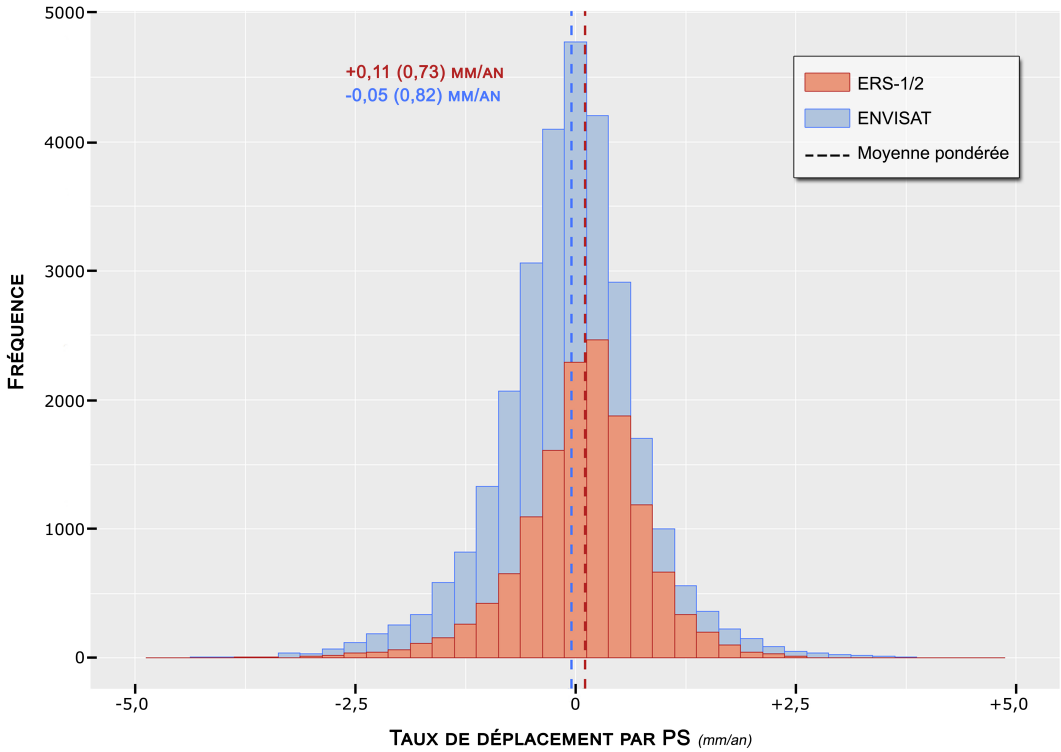

Figure 4.6. – *Distribution des valeurs de taux de déplacement de chaque PS sur la zone d'étude. Les valeurs entre parenthèses correspondent à l'écart-type.*

La distribution des valeurs de taux de déplacement sur l'ensemble de la zone d'étude (Figure 4.6) confirme cette observation avec des moyennes globales de 0,11 mm/an (avec un écart-type de 0,73 mm/an) pour les données ERS-1/2 et -0,05 mm/an (avec un écart-type de 0,82 mm/an) pour les données ENVISAT.

Au-delà de la valeur moyenne, il est possible de dégager une légère asymétrie sur la partie gauche des deux distributions ce qui est confirmé par le coefficient d'asymétrie (SHESKIN 2011) (la valeur 0 de cet indice correspond à une distribution symétrique, une valeur négative indique une asymétrie gauche et une

valeur positive, une asymétrie droite). Avec un résultat de -1,20 pour chaque distribution, l'asymétrie gauche est confirmée par le coefficient et permet de souligner efficacement que les valeurs de subsidence sont plus importantes que les valeurs de soulèvement sur la zone d'étude.

Enfin, les deux distributions ont l'air assez regroupées autour du centre de distribution et il est possible de vérifier cette observation avec le coefficient de Kurtosis (WESTFALL 2014) ou coefficient d'aplatissement (la valeur 0 de cet indice correspond à une distribution normale). Avec des valeurs assez proches de 0 (0,35 pour ERS-1/2 et 0,46 pour ENVISAT), les deux distributions peuvent être considérées comme normales. Néanmoins, la positivité de ces valeurs indique que les queues de ces distributions sont légèrement plus épaisses que la normale aux extrémités et caractérisent ainsi une distribution légèrement plus pointue qu'une distribution normale. Ainsi, pour chaque distribution, la densité de taux de déplacement est importante sur le centre des distributions ce qui indique un resserrement des valeurs de taux de déplacement autour de la valeur centrale proche de 0, appuyant ainsi la conclusion que la zone d'étude est, dans l'ensemble, stable.

Analyse spatiale

La représentation en maillage des deux cartes présentées sur la Figure 4.5 permet de visualiser plus aisément la structure des déplacements et d'identifier qu'une grande majorité de cellules sont représentées en blanc, c'est-à-dire que la moyenne pondérée du taux de déplacement de ces cellules est comprise entre -0,7 mm/an et +0,7 mm/an. Avec 81% de cellules blanches pour la carte ERS-1/2 et 85% de cellules blanches pour la carte ENVISAT, l'hypothèse que la zone de Brest est globalement stable est donc confirmée.

Au-delà des zones stables, il est possible de distinguer deux zones (zones A-1 et B sur la Figure 4.5) caractérisées par des taux de déplacement supérieurs à $\pm$ 1 mm/an attestant ainsi de la présence de zones en légers déplacements verticaux sur la zone de Brest.

La zone A-1 est localisée le long du littoral de Brest à l'Est du marégraphe de Brest et s'étend jusqu'à l'anse de Saint-Marc (Figure 2.1). Cette zone est marquée par des valeurs de subsidence allant de -1 mm/an à -5 mm/an.

La zone B est localisée au Nord de la zone d'étude et montre des taux de

déplacement contradictoires entre les deux cartes. La carte ERS-1/2 indique que cette zone serait en soulèvement d'environ 1,5 mm/an tandis que sur la carte ENVISAT, cette zone serait plutôt en subsidence d'environ -1 mm/an.

Densité

Selon la qualité, la quantité et la résolution temporelle des images SLC disponibles et la qualité des traitements InSAR ; le nombre de PS détectés sur une même zone peut varier avec deux jeux de données différents. Cette différence est particulièrement marquée dans cette étude où la densité de PS sur l'ensemble de la zone d'étude est de 127 PS/km² pour les résultats ERS-1/2 et de 270 PS/km² pour les résultats ENVISAT. Avec deux fois plus d'images SLC pour les données ERS-1/2 et ENVISAT, il est difficile d'expliquer la différence de densité par la quantité d'images disponibles par jeu de données. Il est possible d'avoir une idée de la résolution temporelle d'une série d'image SLC en réalisant la moyenne de la période séparant deux images SLC d'un jeu de données $\overline{\Delta B_T}$. Cet indice s'avère meilleur pour la mission ERS-1/2, notamment grâce aux images obtenues en acquisition tandem (à 1 jour d'intervalle), avec $\overline{\Delta B_T}$ {ERS-1/2} $\simeq$ 71 jours contre $\overline{\Delta B_T}$ {ENVISAT} $\simeq$ 93 jours. La différence de densité entre les jeux de données peut donc s'expliquer, à priori, par des différences de qualité des images SLC entre les jeux de données et/ou par la qualité des analyses MTI (résolution de l'APS en particulier).

La densité des PS sur la zone d'étude (ou sur une cellule) dépend de la présence, de la qualité et de la nature des réflecteurs au sol. Les réflecteurs à fort coefficient de rétrodiffusion tels que les bâtiments ou les structures métalliques sont donc les plus susceptibles d'être détectés comme PS si ces derniers sont identifiables sur la plupart des images SLC. Ces cibles sont le plus souvent associées aux environnements urbains. Ainsi, la densité de PS augmente selon la qualité urbaine de l'occupation du sol. Ce propos est appuyé par la Figure 4.7-A qui met en relation le nombre de PS par cellule au taux d'urbanisation des cellules correspondantes et par l'analyse de la variabilité spatiale de densité (Figure A.6 de l'annexe A.1). D'après ces Figures, il y a une grande disparité des valeurs de densité selon le taux d'urbanisation des cellules. En effet, rapporté au km², les cellules les moins denses, localisées en milieu non-urbain, présentent une densité d'environ 75 PS/km² tandis que les cellules les plus denses, localisées

en milieu urbain, affichent des densités jusqu'à 1250 PS/km² (pour ERS-1/2) et jusqu'à 2450 PS/km² (pour ENVISAT).

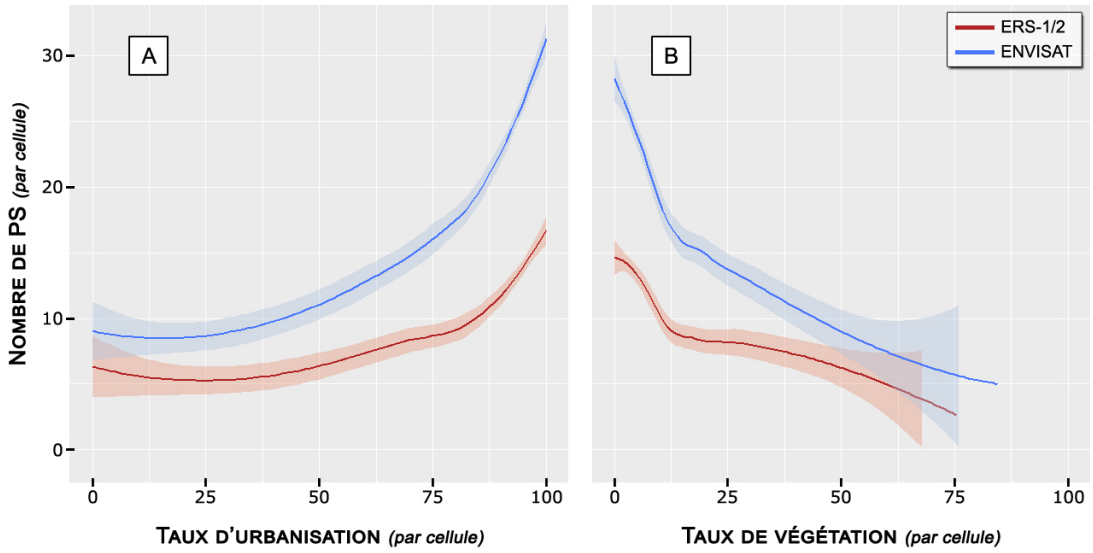

Figure 4.7. – *Régression non-paramétrique (méthode loess) du taux d'urbanisation (A) et du taux de végétation (B) en fonction du nombre de PS pour chaque cellule.*

Chaque courbe de la Figure 4.7-A affiche une croissance marquée lorsque le taux d'urbanisation dépasse les 35% qui s'accélère au-delà des 80%. La superposition des Figures A.2 (ou A.7 de l'annexe A.1) et de la Figure A.6 de l'annexe A.1 permet d'observer visuellement la même information et atteste donc l'importance du caractère urbain du sol dans la détection efficace de PS.

Les mêmes figures affichent aussi le caractère majoritairement urbain de la zone d'étude. Cette constatation est confirmée par les valeurs rassemblées dans le Tableau 4.1 ci-dessous qui indiquent que les cellules dont le taux de végétation est supérieur à 50% représentent seulement 2% pour les résultats ERS-1/2 et 3% pour les résultats ENVISAT du total des cellules des maillages correspondants alors que ces valeurs passent à 63% pour les résultats ERS-1/2 et 54% pour les résultats ENVISAT pour les cellules dont le taux d'urbanisation est supérieur à 50%. Ces résultats indiquent donc que les cellules à tendance végétalisées sont minoritaires parmi les cellules du maillage.

Enfin, il est intéressant de constater que les cellules manquantes sur les maillages (absence de PS ou moins de 3 PS détectés dans la cellule) sont localisées sur les zones majoritairement végétalisées (Figure A.2). Cette observation

est appuyée par les résultats de la Figure 4.7-B où les courbes affichent une décroissances du nombre de PS par cellule selon l'augmentation du taux de végétation dans la cellule. Ainsi, plus la cellule est végétalisée et plus le nombre de PS détectés diminue. De plus, la comparaison du nombre de PS moyen entre les cellules majoritairement urbanisées et celles majoritairement végétalisées (taux supérieurs à 50%) révèle que cette valeur est approximativement trois fois plus élevée pour les cellules majoritairement urbaines que pour les cellules végétalisées (Tableau 4.1).

		Taux d'urbanisation		Taux de végétation	
		> 50%	> 25%	> 50%	> 25%
ERS-1/2	Nb_{cell}	63	68	2	11
	Moy_{ps}	12	11	4	6
ENVISAT	Nb_{cell}	54	60	3	13
	Moy_{ps}	23	22	6	10

Tableau 4.1. – *Tableau répertoriant différents indices (Nb_{cell} => nombre de cellules et Moy_{ps} => moyenne du nombre de PS) selon le taux d'urbanisation ou de végétation (> 50% => majoritaire / > 25% => tendance) des cellules.*

Incertitude sur le taux de déplacement des PS

L'algorithme de StaMPS/MTI permet d'afficher certaines erreurs liées à l'utilisation d'un MNT, à l'estimation des APS ou aux l'application des paramètres orbitaux, mais ne permet pas de quantifier un total des erreurs suites aux différents traitements InSAR (erreurs sur la coregistration ou sur le déroulement de phase pour exemples). StaMPS/MTI détermine, en parallèle au taux de déplacement du PS, un écart-type de ce taux par l'application de la méthode « bootstrap » (EFRON & TIBSHIRANI 1986) sur la série temporelle du PS. Cet écart-type représente ainsi la seule information de qualité sur les tendances des séries temporelles des PS.

Incertitude sur la moyenne pondérée des cellules

L'importante variabilité des incertitudes de chaque PS et du nombre de PS par cellule nécessite que l'incertitude de la moyenne pondérée $\overline{X}$ (voir § 4.5.2) soit déterminée par un indice qui tient compte de cette variabilité. L'évaluation de cette incertitude a été réalisée à partir du calcul de l'erreur standard (ou erreur type) qui tient compte de l'effectif d'un échantillon et de la distribution des valeurs en utilisant l'écart type. Ainsi pour chaque cellule c, l'erreur standard notée ES_c est déterminée selon la formule :

$$ES_c = \frac{\sigma_c}{\sqrt{n_c}} \tag{4.2}$$

où n_c est le nombre de PS de la cellule c et σ_c l'écart type des taux de déplacement des PS contenus dans la même cellule.

Le calcul de l'erreur standard étant étroitement lié au nombre de PS par cellule, il est possible de relier facilement la cartographie de l'erreur standard à la carte du nombre de PS (Figure A.6 de l'annexe A.1) et par extension à la carte des tendances d'occupation du sol (Figure A.7 de l'annexe A.1), le nombre de PS par cellule étant corrélé au taux d'urbanisation de la cellule (Figure 4.7-A). La carte d'erreur standard (Figure 4.8), ainsi obtenue, indique clairement que les zones les plus denses en PS, les plus urbaines, montrent les taux de déplacement les plus précis avec des erreurs types, sur la moyenne pondérée, de l'ordre de $\pm$ 0.1 mm/an pour les cellules représentées en bleu sur la carte. Il est intéressant de noter que le taux de cellules en rouge (erreur type > 0,5 mm/an) est très faible avec environ 5% de cellules concernées. Ainsi 95% des cellules de chaque carte présentent une erreur type inférieure ou égale à 0.5 mm/an attestant ainsi d'une bonne exactitude de la distribution des valeurs du taux de déplacement de chaque PS d'une cellule autour du taux de déplacement moyen sur cette même cellule.

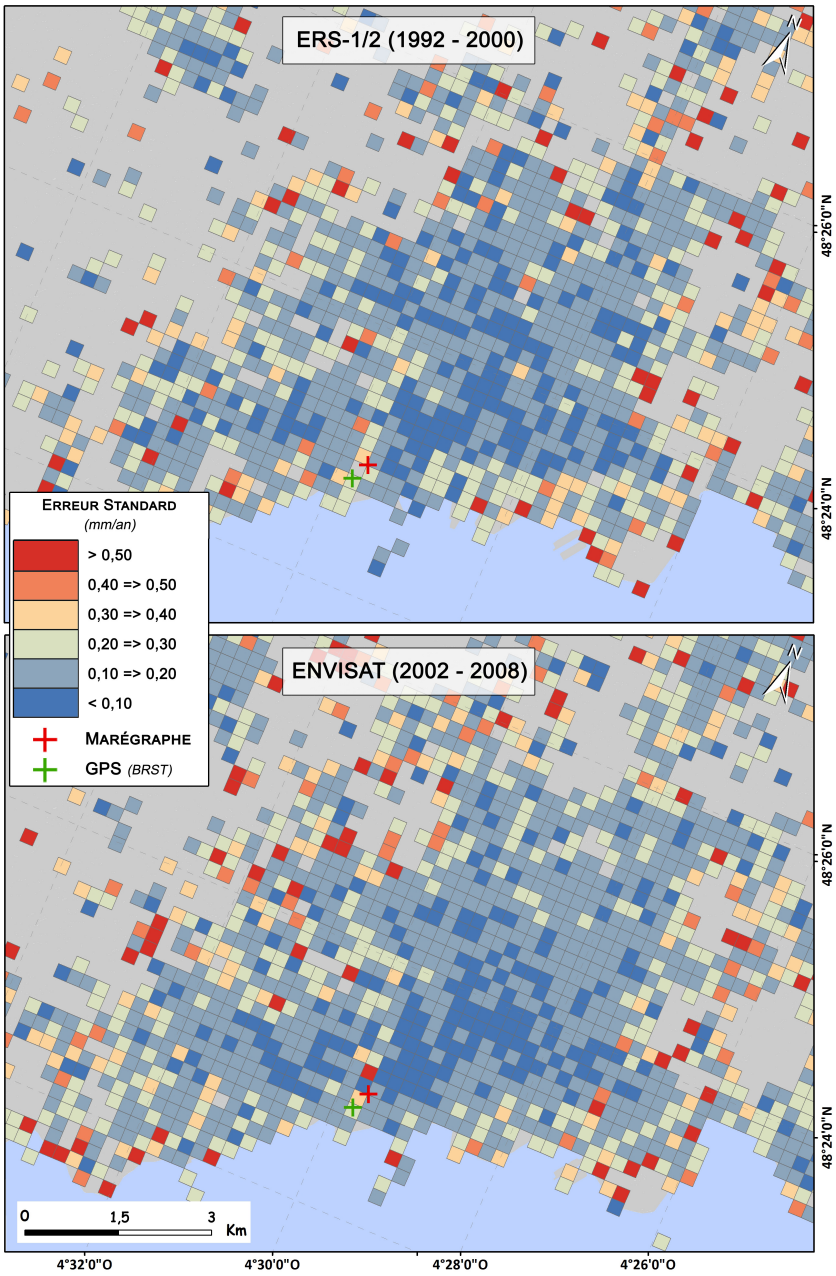

Figure 4.8. – *Cartographie de l'erreur standard des taux de déplacement par cellule.*

4.5.4. Analyses spécifiques

D'après l'analyse globale, il est possible de distinguer que la zone de Brest est globalement stable entre 1992 et 2008 et que la détection des PS est principalement efficace en environnement urbain. Cette partie de l'analyse, dite spécifique, s'attèle à déterminer des observations plus fines et spécifiques des résultats.

Instruments de mesure

La situation des instruments de mesure (marégraphe et GPS) et l'information sur les tendances relatives du niveau marin qu'ils produisent demande une attention particulière dans cette thèse. En effet, en considérant les données issues de la solution GPS ULR6 (SANTAMARÍA-GÓMEZ et al. 2017), la station GPS *BRST* indique que la zone est particulièrement stable (voir § 2.5.1.2) et le rattachement géodésique de cette station GPS au marégraphe permet d'étendre cette observation à la zone séparant les deux stations (soit une droite de 293 m ; Figure 2.9). Néanmoins, il est difficile d'étendre avec certitude cette observation au-delà de cette zone géographique restreinte.

	ERS-1/2 (cellule)	ERS-1/2 (moyenne)	ENVISAT (cellule)	ENVISAT (moyenne)
Marégraphe	0,19 ± 0,11	0,01 ± 0,22	-0,02 ± 0,10	0,01 ± 0,31
(écart-type)	*(0,51)*	*(0,61)*	*(0,65)*	*(0,78)*
GPS	-0,19 ± 0,21	-0,21 ± 0,23	-0,15 ± 0,25	-0,11 ± 0,18
(écart-type)	*(0,52)*	*(0,68)*	*(0,72)*	*(0,73)*

Tableau 4.2. – *Taux de déplacement en mm/an obtenus près des instruments de mesure (marégraphe et GPS) par cellule et par moyenne d'une zone étendue aux cellules adjacentes. Pour les taux de déplacement moyens de la zone étendue, les statistiques descriptives (erreur standard et écart-type) ont été déterminées par le calcul des erreurs quadratiques moyennes.*

L'analyse spatiale des cartes de la Figure 4.5 indique clairement que les deux stations sont localisées sur des cellules blanches (cellules stables) et confirme visuellement l'observation de la stabilité observées par la station GPS. L'analyse des taux de déplacement spécifiques aux cellules concernées (par la localisation des stations) et de la moyenne des taux de déplacements d'une zone étendue aux cellules adjacentes est particulièrement éloquente avec des taux très bas voire quasi-nuls confirmant très clairement la stabilité de la zone (Tableau 4.2).

Structure du sous-sol

Il est difficile de réaliser une analyse sur les mouvements terrestres superficiels sans vérifier un lien possible entre les résultats obtenus et la structure des couches géologiques de la zone (voir § 2.3.1).

La concordance spatiale des couches géologiques anciennes (gneiss, granit) avec l'étendue spatiale des résultats InSAR ne donne rien, ce qui laisse à penser que le sous-sol ancien est très stable verticalement, du moins à l'échelle spatiale de la zone d'étude. La seule concordance spatiale observable, directement, est celle entre la couche de remblais côtiers, située à l'Est du marégraphe, et l'emprise spatiale de la zones A-1 (Figure 4.5). La concordance spatiale des remblais Est avec les cellules concernées par la subsidence de la zone A-1 est flagrante sur la Figure 4.9. Il existe donc un lien privilégié entre les remblais côtiers et la subsidence. L'origine de ces remblais (voir § 2.2) indique donc que cette subsidence est certainement d'origine anthropique.

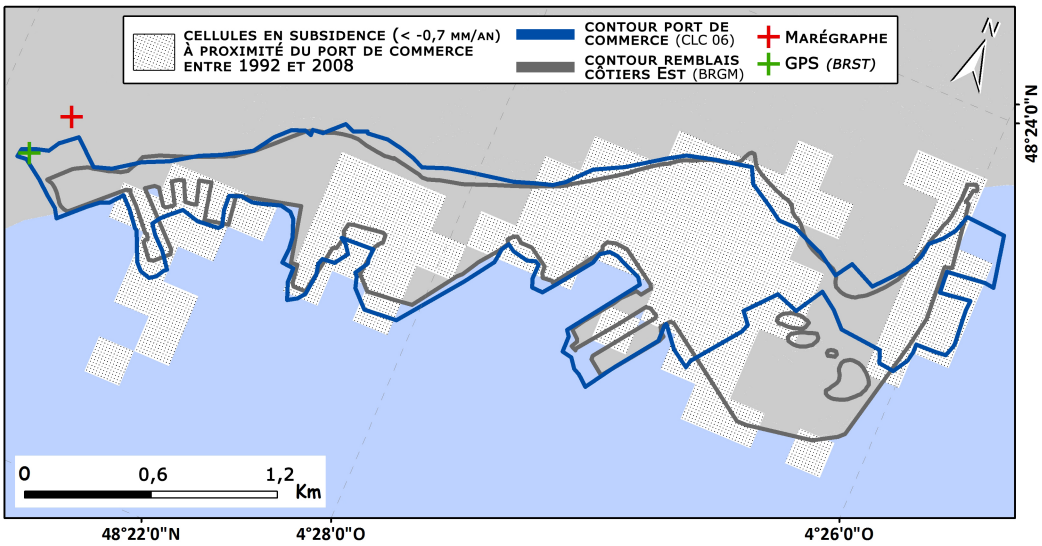

Figure 4.9. – *Visualisation de la concordance spatiale des remblais côtiers Est avec le port de commerce de Brest et avec les cellules à proximité du port de commerce de Brest en subsidence (< -0,7 mm/an) entre 1992 et 2008.*

Face à cette observation, il est intéressant de vérifier aussi la situation des remblais côtiers à l'Ouest du marégraphe (localisés par A-2 sur la Figure 4.5), ces remblais étant liés à l'implantation du port militaire de Brest (voir § 2.2). Certaines cellules de cette zone présentent, effectivement, quelques valeurs en

subsidence et laissent supposer que cette zone portuaire pourrait également être concernée par une subsidence.

Pour vérifier cette hypothèse, il est nécessaire de vérifier les distributions des taux de déplacement pour chaque remblai côtier. La Figure 4.10 permet d'observer directement ces distributions.

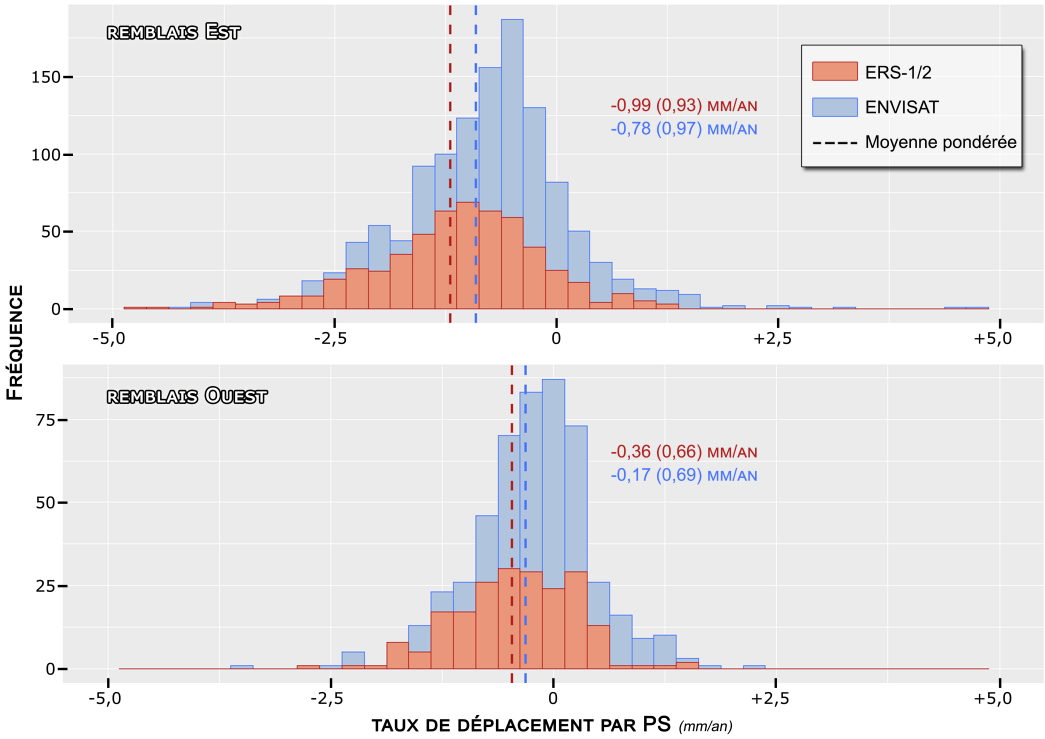

Figure 4.10. – ***Distribution des taux de déplacement de chaque PS localisé au niveau des remblais côtiers (situés à l'Est et à l'Ouest du marégraphe). Les valeurs entre parenthèses correspondent à l'écart-type.***

Bien que les valeurs soient très proches de zéro sur la distribution qui concerne les remblais Ouest, les moyennes pondérées des taux de déplacement indiquent, effectivement, la présence d'une très légère subsidence avec un taux de déplacement moyen de -0,25 mm/an sur l'ensemble de la période 1992-2008 (écarts types aux alentours de 0,68 mm/an). La distribution sur les taux de déplacement des remblais Est affiche une subsidence bien plus marquée sur l'ensemble de la période 1992-2008 avec un taux de déplacement moyen d'environ -0,90 mm/an (écarts types aux alentours de 0,95 mm/an). La différence de plus de 0,25 mm/an entre les écarts types peut s'expliquer par une densité de PS plus faible sur la zone des remblais Est que sur la zone des remblais Ouest. En effet, il

y a seulement 2,5 fois plus de PS détectés sur la zone des remblais Est que sur la zone des remblais Ouest alors que la superficie de la zone des remblais Est est 3,7 fois plus grande. Cette différence de densité peut se justifier, en partie, par le très faible nombre de PS détectés au niveau de la zone du polder de Brest (Figure A.6 de l'annexe A.1), zone non développée du port de commerce de Brest (voir § 2.2).

La dernière observation concerne les résultats divergents de la zone B qui peuvent indiquer un comportement différent de la zone entre les deux périodes analysées. Cette zone est particulièrement concernée par les risques géologiques superficiels évoqués au § 2.4 avec notamment la présence de deux zones de cavités souterraines d'origine militaire et un aléa retrait-gonflement de niveau faible (Figure 2.7) qui pourraient modifier les taux de déplacement de la zone B au fil du temps. L'intérêt de la thèse se portant plus sur la partie littorale de la zone d'étude, aucune analyse supplémentaire n'a été menée pour vérifier ces hypothèses.

CHAPITRE 5

ENTRE STABILITÉ ET SUBSIDENCE CÔTIÈRE : IMPLICATIONS DES RÉSULTATS

Ce chapitre se consacre aux différentes implications des résultats issus de l'analyse de StaMPS/MTI. Il est découpé en trois axes :

- *Confrontation et validation des résultats.*
- *Exploitation des résultats par combinaison Altimétrie-InSAR.*
- *Discussions des résultats.*

5.1. Validation des résultats

L'interprétation et la validation des résultats obtenus par l'analyse MTI nécessitent une confrontation à des données ou à des connaissances extérieures qui sont limitées.

Bien que les résultats retenus soient extraits de l'analyse de StaMPS/MTI, il y a eu au final trois analyses InSAR (Stacking / IPTA / StaMPS/MTI) réalisées sur la zone de Brest au cours de cette thèse. La comparaison des trois analyses InSAR révèle plusieurs observations communes comme la présence de mouvements verticaux très lents à nuls sur l'ensemble de la zone d'étude et la présence d'une subsidence (de l'ordre de quelques mm/an) au niveau de l'Anse de Saint-Marc.

Cette comparaison des analyses InSAR conforte les résultats extraits de l'analyse de StaMPS/MTI et met en évidence un début de validation des observations sur la stabilité de la zone d'étude et sur la subsidence observée près du port de commerce.

5.1.1. Une zone globalement stable

Apport des mesures GPS

L'information la plus précise sur les mouvements verticaux de la zone d'étude est fournie par la station GPS *BRST*. D'après les conclusions du § 4.5.4, les résultats de l'analyse MTI et l'observation de la station GPS (voir § 2.5.1.2) s'accordent sur la grande stabilité de la zone où sont localisées les instruments de mesure. Si l'objectif est de valider les résultats InSAR avec la station GPS, le problème de représentativité spatiale de la mesure GPS limite la validation à la zone très restreinte qui sépare la station GPS *BRST* et le marégraphe. Il est donc difficile de valider les résultats de l'analyse MTI par l'observation du GPS excepté sur les cellules de la zone où sont localisés les instruments de mesure.

Apport du nivellement

Après un état des lieux des données disponibles aux archives de l'IGN (voir § 2.5.1.1 et Figure C.1 de l'annexe C.1), il ressort que 17 repères de nivellement sont exploitables pour déterminer des tendances sur la zone d'étude après 1945 sur trois réseaux de nivellement (NO (1er ordre), N.R.L3X3 (3ème ordre) et N.R.L3 (4ème ordre)) dont 10 peuvent être exploitées pour déterminer des tendances durant la période d'observation des données SAR. Au-delà des critères de sélection d'ors et déjà évoqués au § 2.5.1.1, un repère est défini comme exploitable pour les traitements lorsqu'il peut être associé à d'autres repères de nivellement du même réseau pour le calcul des dénivelés correspondant sur plusieurs campagnes de nivellement.

L'objectif du traitement des données de nivellement étant d'apporter une information complémentaire aux résultats InSAR, la détermination des tendances sur le nivellement a été réalisée de manière basique en considérant les repères de nivellement sélectionnés comme un semi de points sur lesquels deux mesures ont été réalisées à deux époques différentes. Ainsi entre chaque repère de nivellement

d'un même réseau, la différence d'altitude et l'écart-temps entre les deux mesures permet de calculer une vitesse de déplacement vertical du sol (ou tendance de dénivelé). La quantification de l'erreur liée à cette méthode doit prendre en compte l'erreur sur l'écart-temps entre les mesures (estimée à $\pm$ 0,10 mm/an pour les réseaux de 1er et 2ème ordre) et l'erreur sur les altitudes (estimée, après étude géostatistique pour toute la France, à $\pm$ 0,16 mm/an) qui donnent une erreur globale moyenne sur les vitesses de $\pm$ 0,19 mm/an (LENÔTRE et al. 1996).

Les résultats des traitements sont consultables au § C.1.2 de l'annexe C.1 et ont été obtenus en trois étapes :

- Détermination des dénivelés entre chaque repère sélectionné d'un même réseau de nivellement : La procédure de détermination des altitudes impliquant un cheminement des mesures, les valeurs de dénivelé sont obtenues soit directement, par soustraction des altitudes du repère d'arrivée et du repère de départ (couple de repères), soit par cheminement (lorsqu'il y a des repères du même réseau localisés entre le couple de repères), c'est-à-dire par calcul de chaque dénivelé possible puis par addition de ces dénivelés.
- Détermination des tendances de dénivelé entre deux campagnes de nivellement pour un même couple de repères. À titre d'exemple, sur Brest et après 1945, le nombre maximum des tendances de dénivelé calculables pour un même couple de repères est de 5 pour le couple NO - 47/NO - 47-I (sur les périodes 1962-1977, 1973-1985, 1985-1993, 1993-1996 et 1996-2010).
- S'il y a plusieurs tendances par couple de repères, la moyenne arithmétique des tendances est calculée pour obtenir une tendance sur toute la série des campagnes de nivellement (voir colonne "Tendance" des Tableaux du § C.1.2 de l'annexe C.1).

Les tendances de dénivelé obtenues peuvent ainsi correspondre à une tendance ou à une moyenne de plusieurs tendances (5 au maximum) dont les périodes de détermination peuvent varier (entre 1945 et 1985, entre 1962 et 1996, entre 1985 et 2010, etc.). Il suffit de se référer aux dates des premiers et derniers dénivelés calculés pour chaque couple de repères pour connaître la période de détermination de la tendance obtenue. Pour comparer les tendances de dénivelé aux taux de déplacement obtenus par InSAR sur une période semblable, les tendances de dénivelé moyennes ont été recalculées pour la période 1993-2010, dont les valeurs sont affichées directement sur la Figure 5.1. Cette figure permet

de visualiser le comportement des tendances de nivellement, c'est-à-dire l'évolution des mouvements relatifs des couples de repères. Ces tendances varient de -0,6 à 0,3 mm/an avec un grand nombre de tendances (8 sur 10) comprises dans un intervalle de ± 0,1 mm/an. Ces valeurs indiquent que les mouvements relatifs des couples de repères sont très faibles, voire inexistants, et permettent d'affirmer que les zones concernées sont très stables. Cette information est, ainsi, en accord :

- Avec les résultats obtenus par l'analyse MTI (Figure 5.1 ; taux de déplacement InSAR déterminé par moyenne des valeurs de taux de déplacement des cellules InSAR de la zone correspondante).
- Avec les conclusions de WÖPPELMANN et al. (2008).

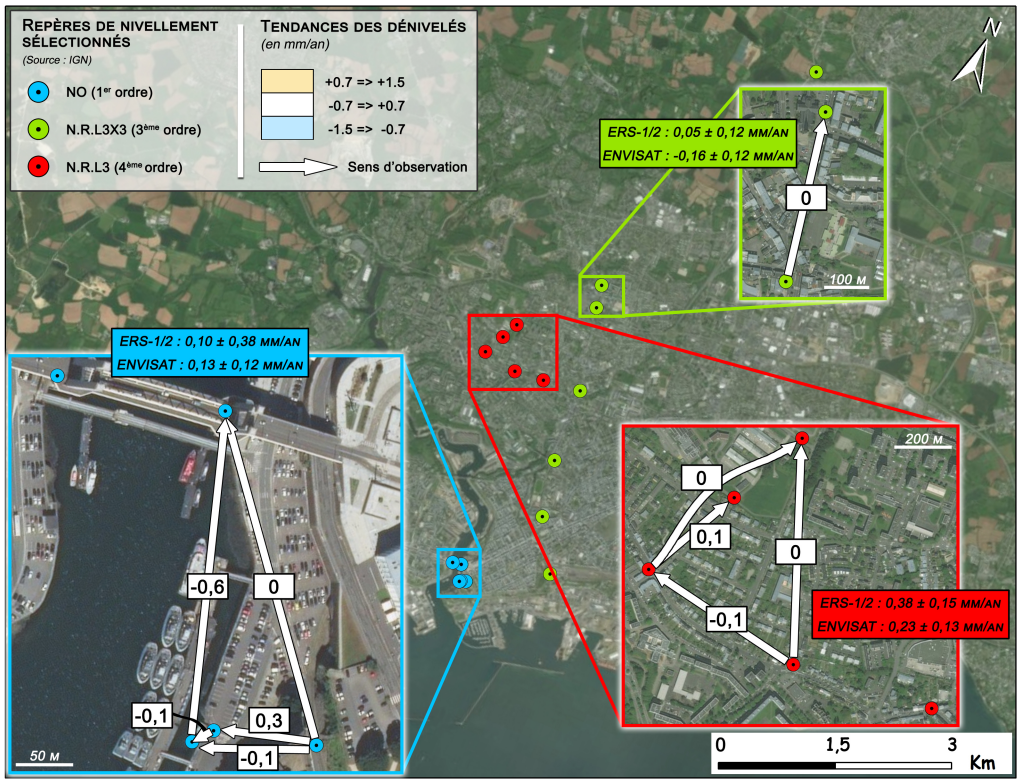

Figure 5.1. – *Tendances des dénivelés calculées pour les valeurs de dénivelé disponibles entre 1993 et 2011 (voir § C.1.2 de l'annexe C.1) et comparaison à la moyenne des taux de déplacement des cellules InSAR de la zone correspondante pour ERS-1/2 et ENVISAT. Les tendances des dénivelés sont affichées au milieu de la flèche du dénivelé correspondant dont la couleur de fond représente la valeur de tendance selon l'échelle de couleur décrite dans la légende.*

Bien que l'apport du nivellement est concluant, le nombre de repères et de couples de repères exploitables pour déterminer des tendances de dénivelé sur l'ensemble de la zone d'étude reste limité. Le nivellement ne permet pas d'apporter une validation étendue (d'un point de vu spatial) des résultats InSAR. Cependant, pour aller plus loin, et selon l'hypothèse que les mouvements verticaux sur Brest sont lents et continus, il est intéressant de regarder les données de nivellement plus anciennes. Les observations plus anciennes permettent ainsi de récupérer 7 repères supplémentaires jusqu'en 1945 (pour les données issues du réseau N.R.L3X3). Excepté les tendances calculées par rapport au repère 3 bis du réseau N.R.L3X3 dont les tendances de dénivelé varient de 1 à 1,5 mm/an entre 1945 et 1985, les autres tendances de dénivelé calculées à partir des données sélectionnées depuis 1945 (Tableaux du § C.1.2 de l'annexe C.1) affichent toutes des valeurs comprises dans un intervalle de $\pm$ 0,5 mm/an et démontrent ainsi que les mouvements relatifs des couples de repères sont très faibles, voire inexistants depuis des périodes plus anciennes. Cette observation de stabilité des repères appuie ainsi les conclusions sur la stabilité de la zone de Brest.

Concernant les mouvements relatifs plus importants du repère N.R.L3X3 - 3 bis, l'observation du comportement des autres couples de repères du même réseau indique que ces repères sont très stables entre eux. Ainsi, si ces repères sont stables, il est possible d'émettre l'hypothèse que le repère N.R.L3X3 - 3 bis (localisé à proximité de la gare de Brest) a été affecté (entre 1945 et 1985) par un affaissement de l'ordre de 1 à 1,5 mm/an. Il est néanmoins difficile de déterminer si cet affaissement a pu être lié à un mouvement très local ou plus étendue sur la zone. Sur une période plus récente, les résultats InSAR ne montrent aucun mouvement comparable et affichent une zone stable.

5.1.2. Subsidence du port de commerce

L'absence de couple de repères exploitables à proximité ou sur la zone du port de commerce de Brest ne permet pas de confronter les résultats obtenus par l'analyse MTI au nivellement dans cette zone. Les autres données disponibles sur les mouvements verticaux (suivi GPS ou relevés topographiques) sont très limités par quelques relevés ponctuels sur certaines digues ou sur le polder 124 (communication personnelle de Guy Berrou 2018) ce qui rend la détermination de tendances compliquée. D'après les conclusions du § 4.5.4, qui s'appuient

essentiellement sur une corrélation spatiale, il existe un lien privilégié entre la subsidence du port de commerce et les remblais côtiers. L'étude du comportement de ces remblais au cours du temps présente donc un intérêt particulier.

D'après la documentation liée au projet de développement du Port de Brest (LEHIR 2013 ; RÉGION BRETAGNE 2014), le comblement de l'anse de Saint-Marc entre 1960 et 1980 a été réalisé à l'aide de remblais hydrauliques, remblais provenant de sédiments locaux (extraction des sédiments par dragage) issus des travaux d'aménagement du port comme le creusement des formes de radoub. Cette technique de comblement par remblais hydrauliques est toujours d'actualité dans les projets d'extension portuaire récents (FARHAT et al. 2005 ; LAGADEC TP 2015 ; RÉGION OCCITANIE 2017 ; MENARD 2018). La qualité des travaux de stabilisation du sol effectués à l'origine de la mise en place des remblais hydrauliques est un critère important face aux possibles évolutions structurelles de ces remblais au cours du temps. Cette stabilisation est, de nos jours, effectuée en deux étapes :

- *Compactage*. Avant stabilisation, les remblais en place peuvent être très compressibles, perméables et de faible densité. La modification des caractéristiques du remblai (granulométrie, teneur en eau, résistance, capacité portante, limitation des variations de volume) par densification mécanique (ou compactage) apporte une solution efficace au problème de densité des remblais. Il existe plusieurs techniques de compactage qui utilise la vibration (plaques ou engins vibrants), les chocs de compression (pilons à air comprimé, explosifs) ou le tassement (rouleaux ou surcharge). L'approche par vibrocompaction est la technique la plus utilisée récemment pour les travaux (ou projets) d'extension portuaires récents (FARHAT et al. 2005 ; SAUSSAC et al. 2015 ; RÉGION OCCITANIE 2017 ; MENARD 2018).
- *Confortement*. La densification des remblais ne suffit pas et nécessite une consolidation (ou confortement) des sols. Le but de cette approche est de prévenir d'éventuels mouvements de terrain par solidification de la structure. Il existe plusieurs approches de confortement comme le terrassement, le drainage, le clouage par pieux forés ou par pieux verticaux battus, et l'injection solide. La technique par injection solide est la technique la plus récente (technique développée à la fin des années 1940 aux États-Unis mais importée en France qu'à partir de 1983 (IAGOLNITZER et al. 1996)) régu-

lièrement utilisée dans des projets d'extension ou de confortement des infrastructures portuaires (FARHAT et al. 2005 ; SAUSSAC et al. 2015).

Les techniques associées à ces deux étapes sont variées et leur application dépend de nombreux facteurs comme la nature des remblais et du sol sous-jacent, ainsi que des caractéristiques techniques liées au projet.

La documentation liée au projet de développement du Port de Brest (LEHIR 2013 ; RÉGION BRETAGNE 2014) ne permet pas de déterminer précisément les méthodes utilisées pour la stabilisation des remblais hydrauliques au fil du temps. Cette documentation s'attarde principalement sur la zone du polder 124 (Figure 2.2) dont les travaux de consolidation ont été effectués récemment (LAGADEC TP 2015). À noter que la solution de stabilisation retenue pour la nouvelle extension de 12 ha du port de Brest correspond à un préchargement (surcharge) des terrains associé à un drainage vertical (LEHIR 2013).

Contrairement aux autres zones de remblaiement qui ont été, en partie, consolidées par surcharge (communication personnelle de Guy Berrou 2018), le polder 124 a été laissé en l'état avec une simple consolidation superficielle dans le but de le rendre accessible aux engins de travaux. Depuis 1977 et jusqu'à sa récente consolidation, le polder 124 a été partiellement comblé par l'apport disparate de remblais d'origine terrestre. N'ayant pas été aménagé durant plus de 35 ans, ce polder a reçu une attention particulière avec un suivi topographique (1997, 2013 et 2018) et diverses études géotechniques dont un suivi des tassements qui peut apporter des informations sur l'évolution verticale de cette zone.

Ainsi, d'après le suivi des tassements qui a eu lieu sur 6 repères de tassement entre juin 1998 et novembre 1999 avec des sondages implantés sur des zones sans remblais terrestres, il est possible d'estimer une vitesse de tassement des apports des remblais hydrauliques. Autrement dit, les vitesses de tassement obtenues sont représentatives de l'évolution des remblais hydrauliques issus du comblement des 158 ha de l'anse de Saint-Marc entre 1960 et 1980 sans consolidation de surcharge. Les résultats de cette analyse ont été extrapolés sur les 20 dernières années à l'aide de la formule de Magnan-Asaoka (ASAOKA 1978 ; MAGNAN & BOUHERAOUA 1996) et ont permis d'estimer des vitesses moyennes de tassement du polder 124 allant de 15 à 35 mm/an (LEHIR 2013). Il est difficile de corréler ces estimations aux résultats obtenus par l'analyse MTI vu que l'emprise spatiale du polder 124 correspond exactement à une zone où

les PS ne sont pas détectés sur la zone du port de commerce. Ceci s'explique par le fait que ce polder est resté en friche durant toute la période d'observation des données SAR. Néanmoins, les cellules des résultats MTI (Figure 4.5) localisées à proximité du polder 124 sont celles qui exhibent les taux de subsidence les plus forts avec des valeurs comprises entre -2 et -5 mm/an.

L'étude sur le suivi des tassements du polder 124 démontre ainsi que le tassement des remblais hydrauliques d'origine était toujours en cours au moment de l'expérience, soit plus de 20 ans après sa mise en place. Cette observation est en accord avec les temps de consolidation des remblais non consolidés qui peut dépasser les 50 ans (INDRARATNA et al. 2015).

L'évolution des remblais hydrauliques consolidés reste à déterminer pour affirmer que la subsidence observée par l'analyse MTI est le reflet de leur tassement. De plus, il faut considérer que cette subsidence est observable également sur les zones de remblais mis en place depuis l'origine du port de commerce ce qui laisse à penser que dans ces zones, le temps de consolidation des remblais serait bien plus long que les 50 ans évoqués dans la littérature. D'après la documentation datant de l'époque des premiers remblais du port de commerce au XIXème siècle (MINARD 1846), le compactage des remblais n'était pas une méthode pratiquée, il était simplement conseillé de soutenir les remblais par des pieux (voir citation 1 ci-dessous).

> *"... on a conseillé de retenir le massif du mur par des tirants en bois ou en fer, reliés à des pieux battus en arrière du quai dans des parties du terrain supposées résistantes. Cette disposition empêche le mouvement du mur, mais non celui du terrain qui ne cesse que quand le remblai a entièrement chassé toute la vase molle sous lui, c'est-à-dire quand il en a rempli la place.*
>
> *Les tirants en bois supportant une partie du remblai, tandis que le terrain sous eux les quitte, sont bientôt rompus, si l'on n'a pris la précaution de les soutenir de distance en distance par des pieux..."*

Citation 1 – *Extrait d'un cours de construction des ouvrages hydrauliques des ports de mer portant sur la mise en place des remblais des quais des avant-ports* (MINARD 1846)

Ces observations doivent néanmoins rester au conditionnel et nécessitent des études géotechniques ciblées sur l'ensemble de la zone et un historique précis des

méthodes utilisées pour le comblement de la zone du port de commerce de Brest au fil du temps. Cependant, le fait que les remblais hydrauliques, non consolidés, ont une tendance prononcée au tassement rend plausible l'hypothèse que le reste des remblais aurait la même tendance à moindre amplitude et confirme l'observation d'un lien privilégié entre la subsidence du port de commerce et les remblais côtiers.

5.2. Combinaison Altimétrie-InSAR

5.2.1. Approche

Les résultats de l'analyse MTI et la représentation des résultats sous forme de maillage permettent d'obtenir une estimation des mouvements verticaux le long du littoral de Brest à un intervalle qui dépend de la résolution des cellules du maillage, en l'occurrence 300 m. Ces cellules littorales (Figure 5.2) permettent ainsi de potentiellement caractériser le linéaire côtier de la zone d'étude, d'une longueur de 16 km, par 65 points de détermination des mouvements verticaux. Avec un seul point de mesure GPS pour couvrir la même zone, l'apport d'une analyse MTI face à la connaissance de la variabilité spatiale des déplacements verticaux du littoral est sans équivoque.

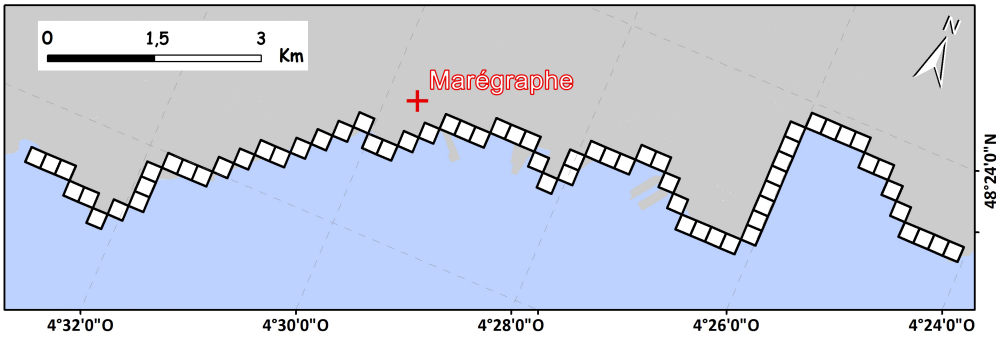

Figure 5.2. – ***Visualisation des cellules littorales du maillage sélectionnées pour la reconstitution des tendances relatives du niveau marin.***

La résolution spatiale des résultats de l'analyse MTI permet ainsi d'apporter un des éléments essentiels liés à la problématique de cette thèse, à savoir la détermination des tendances relatives du niveau marin à haute résolution spatiale. Il est ainsi possible d'envisager une reconstitution de ces tendances relatives du

niveau marin à l'aide des résultats InSAR. Cette reconstitution nécessite néanmoins la mise en place d'une méthodologie spécifique selon les caractéristiques de la zone d'étude et les données disponibles.

5.2.2. Problématique

L'idée de base de cette reconstitution est une analogie directe avec la méthode de combinaison Altimétrie-Marégraphie (voir § 1.4.1.3) qui permet d'obtenir les mouvements verticaux côtiers par simple soustraction des données altimétriques et des données marégraphiques. En effet, la reconstitution des tendances relatives du niveau marin peut être obtenue par une simple expression (WÖPPELMANN & MARCOS 2016) :

$$SL_{relative} = SL_{geocentrique} - VLM_{geocentrique} \tag{5.1}$$

Comme le précise l'expression 5.1, les tendances relatives du niveau marin ($SL_{relative}$) doivent être déterminées à partir de données de tendances géocentriques du niveau marin ($SL_{geocentrique}$) et de données géocentriques sur les mouvements verticaux côtiers ($VLM_{geocentrique}$).

Tendances géocentriques du niveau marin

Les tendances géocentriques du niveau marin sur la zone de Brest sont disponibles à travers deux jeux de données obtenus :

- par reconstitution à l'aide du marégraphe et de la station GPS *BRST*.
- directement grâce aux données altimétriques.

D'un point de vue des valeurs de tendances du niveau marin, ces deux jeux de données affichent, sur la période 1993-2016, des valeurs (voir § 2.5.2.1 et § 2.5.2.2) équivalentes et des incertitudes du même ordre de grandeur avec un écart de seulement $\pm$ 0,1 mm/an. D'un point de vue de la fréquence spatiale, les données géocentriques reconstituées à l'aide de la série marégraphique et de la station GPS ($SL_{maregraphie-gps}$) donnent un seul et unique point de mesure localisé au niveau du marégraphe. Les données altimétriques ($SL_{altimetrie}$), étant moyennées spatialement à $\pm$ 1 degré de rayon autour de la position du marégraphe de Brest (voir § 2.5.2.2), ne permettent pas d'obtenir plusieurs points de mesures sur la zone d'étude de Brest.

Face au problème qui nécessite de sélectionner les données les plus précises et à haute fréquence spatiale, il est, à priori, compliqué de départager ces deux jeux de données. Cependant, la sélection s'est portée sur les données altimétriques selon les trois arguments suivants :

- Selon le fait que les données altimétriques sont moyennées spatialement à partir de plusieurs points de mesures répartis au large de la zone d'étude, il est possible de considérer que la tendance obtenue par altimétrie tient mieux compte de la variabilité spatiale des tendances géocentriques du niveau marin que la seule tendance obtenue au niveau du marégraphe.
- Les données altimétriques sont spatialement cohérentes au-delà de la zone d'étude (voir § 2.5.2.2), ce qui appuie la considération précédente.
- L'utilisation de l'altimétrie satellitaire en combinaison avec l'InSAR présente un intérêt méthodologique pour explorer la piste d'une résolution des tendances relatives du niveau marin d'un point de vue global par télédétection spatiale.

Données InSAR géocentriques

L'objectif de cette thèse étant d'exploiter le potentiel de l'InSAR sur le littoral de Brest, le choix des données sur les mouvements verticaux n'est donc pas à faire.

Les résultats obtenus par analyse MTI forment un réseau dont la référence géodésique n'est pas géocentrée. Les calculs sont réalisés selon une référence temporelle (date du master) et une référence spatiale (PS de référence ou la moyenne des PS situés dans une zone de référence). Il convient donc de transformer les données InSAR relatives dans un référentiel géocentré pour pouvoir appliquer l'expression 5.1 avec des mouvements verticaux géocentriques. Cette transformation est évoquée dans la littérature selon deux approches.

La première solution, également la plus précise, consiste à rattacher rigoureusement le PS de référence, ou les PS situés dans la zone de référence, à la station GPS la plus proche à l'aide de points de contrôle au sol (ou des PS dits artificiels) tels que des stations de gravimétrie absolue (BINGLEY et al. 2007), des « corner-reflectors » ou des transpondeurs radar actifs (MAHAPATRA et al. 2017).

Si aucun PS artificiel n'est disponible sur la zone, la seconde solution consiste à déterminer un plan de transformation des données InSAR en minimisant la

différence entre les mouvements verticaux obtenus par analyse InSAR et ceux mesurés par plusieurs stations GPS (BOCK et al. 2012 ; SHENNAN et al. 2015).

L'application rigoureuse de ces approches sur la zone d'étude est malheureusement impossible car aucun point de contrôle n'a été installé préalablement à l'acquisition des images SAR et une seule station GPS est disponible sur la zone.

5.2.3. Reconstitution

Malgré ces limites méthodologiques, il est possible de déterminer les valeurs InSAR de chaque cellule selon un référentiel géocentré. En effet, les résultats de l'analyse MTI démontrent que la zone de Brest est globalement très stable sur l'ensemble de l'emprise spatiale de la zone d'étude qui est peu étendue. Partant de ces observations, il est possible d'émettre l'hypothèse que la variation spatiale du plan de transformation est très faible et qu'une seule valeur de translation, issue de la station GPS, suffirait à décrire ce plan. Cette hypothèse tire avantage du fait que la station GPS est localisée dans une cellule appartenant à la zone de référence des calculs. Les valeurs des cellules du maillage sont donc d'ores et déjà relatives à cette cellule.

En partant des résultats du maillage, cette valeur de translation (T_{REF}) a donc été déterminée en calculant (voir équation ci-dessous) la différence entre la valeur du taux moyen de déplacement vertical de la cellule où est localisée la station GPS ($VLM_{c_[GPS]}$) et la valeur du taux de déplacement obtenue par la station GPS (VLM_{GPS}) à partir de la solution GPS ULR6 (SANTAMARÍA-GÓMEZ et al. 2017). Les valeurs de T_{REF} sont différentes selon la période considérée, pour la période associée aux données ERS-1/2, T_{REF} = -0,20 $\pm$ 0.36 mm/an et pour la période associée aux données ENVISAT, T_{REF} = -0,16 $\pm$ 0.39 mm/an. Les incertitudes de T_{REF} ont été déterminées par le calcul des erreurs quadratiques moyennes.

$$T_{REF} = VLM_{c_[GPS]} - VLM_{GPS} \tag{5.2}$$

Ainsi, pour obtenir une valeur InSAR géocentrée pour chaque cellule du maillage, il suffit de soustraire T_{REF} à la valeur InSAR relative obtenue dans chaque cellule (voir équation ci-dessous).

$$VLM_{c_[InSAR_geocentrique]} = VLM_{c_[InSAR_relatif]} - T_{REF} \tag{5.3}$$

Le reste de la procédure consiste simplement à appliquer l'expression 5.1 en affectant $VLM_{c_[InSAR_geocentrique]}$ à $VLM_{geocentrique}$ et $SL_{altimetrie}$ à $SL_{geocentrique}$ pour reconstituer ainsi les tendances relatives du niveau marin pour chaque cellule littorale (Figure 5.2). Les incertitudes ont été déterminées ensuite par le calcul des erreurs quadratiques moyennes.

Les résultats sont affichés sur la Figure 5.3 par un graphique qui représente les tendances relatives du niveau marin en fonction de la position de la cellule le long du littoral. L'échelle en abscisse représente la distance du linéaire côtier entre la cellule en position A (à l'extrémité Ouest de la zone d'étude) et la cellule en position B (à l'extrémité Est de la zone d'étude) en suivant le linéaire côtier. Par soucis d'illustration, un rappel de la position des cellules le long du linéaire est affiché à l'aide d'une carte ajustée de manière à ce que les points A et B de la carte coïncident avec le début et la fin des courbes des graphiques en abscisse.

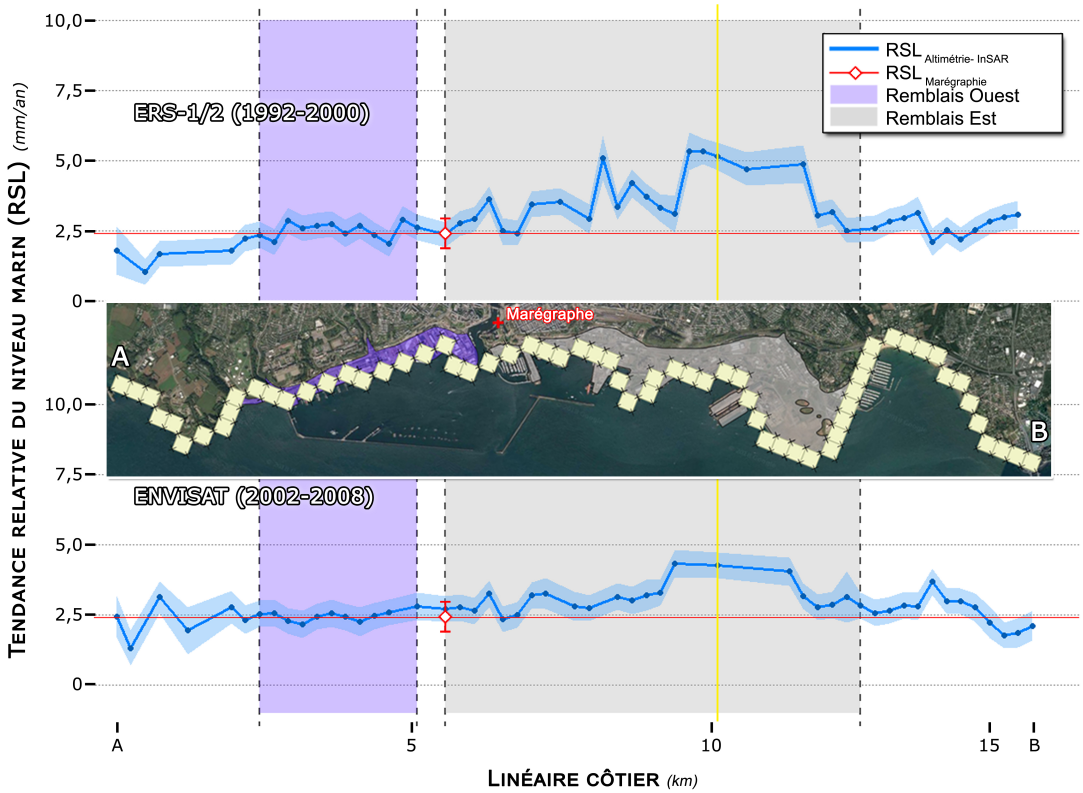

Figure 5.3. – ***Reconstitution des tendances relatives du niveau marin le long du littoral pour les périodes 1992-2000 et 2002-2008 à partir des données d'altimétrie radar spatiale et des données InSAR géocentrés (transformation des données InSAR relatives à l'aide de données GPS).***

La première observation remarquable correspond à la différence des tendances relatives du niveau marin observées le long du littoral qui varie entre 0,5 ± 0,4 mm/an et 5,3 ± 0,4 mm/an pour les résultats ERS-1/2 et entre 1,2 ± 0,4 mm/an et 4,3 ± 0,5 mm/an pour les résultats ENVISAT. Cette simple observation démontre que les tendances relatives du niveau marin peuvent varier de ± 3 à 5 mm/an sur le littoral de Brest. Les tendances relatives du niveau marin maximales sont obtenues le long du littoral du port de commerce et sont identifiables sur les cellules concernées par la subsidence côtière observée par l'analyse MTI.

Il est intéressant de comparer également ces résultats à la tendance du niveau marin déterminée à partir des observations du marégraphe de Brest (voir § 2.5.2.1) entre 1993 et 2016. La position et la tendance du niveau marin obtenue par le marégraphe sont représentées sur le graphique par un losange rouge (Figure 5.3). Cet identificateur permet de corréler spatialement l'observation du marégraphe et le résultat lié à la combinaison Altimétrie-InSAR sur la cellule littorale la plus proche. Cette corrélation est visuellement très bonne sur le graphique avec des courbes qui sont dans l'intervalle d'incertitude de la tendance du niveau marin issue des observations marégraphiques. Cette observation se confirme par l'analyse des différences entre l'observation du marégraphe et le résultat de la combinaison Altimétrie-InSAR de la cellule littorale la plus proche. Ces différences sont particulièrement faibles avec des différences de 0,04 mm/an pour les résultats ERS-1/2 et de -0,32 mm/an pour les résultats ENVISAT.

Ce losange rouge est complété le long de l'axe des abscisses par une ligne rouge qui représente la courbe théorique de la tendance du niveau marin le long du littoral telle qu'elle est déterminée à partir des observations marégraphiques, identifiant ainsi la représentativité de la mesure du marégraphe de Brest le long du littoral. La superposition de cette ligne rouge avec les courbes obtenues par combinaison Altimétrie-InSAR démontre que la tendance marégraphique du niveau marin et les tendances relatives du niveau marin issues de la combinaison Altimétrie-InSAR sont en accord (notamment avec le prolongement des incertitudes de la tendance marégraphique) excepté sur la zone du littoral du port de commerce où les écarts, de l'ordre de 1,5 à 2,5 mm/an, sont en dehors de l'intervalle d'incertitude de la tendance marégraphique.

5.3. Discussions

5.3.1. Méthode InSAR

Choix de la méthode

En tant qu'approche choisie comme point de départ de cette thèse pour la détermination des mouvements verticaux côtiers, le choix de la méthode InSAR est un élément déterminant pour déterminer les mouvements verticaux aux incertitudes requises pour les études sur l'évolution globale du niveau marin. À travers les connaissances actuelles sur les méthodes InSAR (CROSETTO et al. 2016; OSMANOĞLU et al. 2016; PEPE & CALÒ 2017), il ressort que seules les méthodes InSAR de type MTI peuvent ainsi apporter une réelle solution face à l'incertitude sub-millimétrique par an recherchée (voir § 1.4).

Cependant, en comparant les cartes des résultats des deux analyses MTI (IPTA et StaMPS/MTI) effectuées dans cette thèse (Figures 4.3 et 4.5), il apparaît que les résultats de StaMPS/MTI affichent des tendances spatialement plus cohérentes entre eux pour chaque jeu de données (Figure 4.5) que les résultats de IPTA. Cette simple observation tend à considérer l'analyse de StaMPS/MTI de meilleure qualité et implique également que le choix de l'algorithme MTI peut représenter un choix important.

	IPTA	StaMPS/MTI
ERS-1/2	59	127
ENVISAT	117	270

Tableau 5.1. – ***Tableau comparatif des densités de PS détectés à partir des deux analyses MTI appliquées dans cette thèse pour chaque jeu de données. Ces densités sont exprimées en PS/km².***

La comparaison de ces deux algorithmes n'étant pas l'objet de cette thèse, aucun élément d'évaluation à la comparaison n'est apporté en ce sens. Cependant, la comparaison du nombre de PS détectés par les deux analyses affiche une différence qui pourrait expliquer les différences de qualité des analyses. En effet, en comparant les densités de PS détectés (Tableau 5.1), il est possible d'observer un facteur 2 entre l'analyse IPTA et l'analyse de StaMPS/MTI. Cette observation

est particulièrement importante puisque le nombre de PS et leurs concentrations spatiales jouent un rôle élémentaire dans l'application du déroulement de phase ; étape critique des traitements InSAR (CROSETTO et al. 2016).

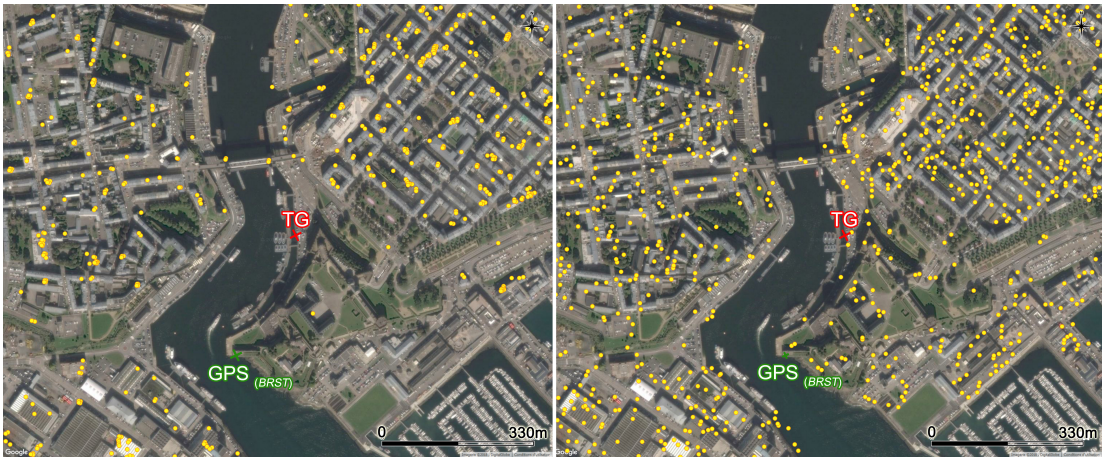

Figure 5.4. – *Comparaison visuelle de la densité de PS (points jaunes) identifiés par IPTA (panneau de gauche) et par StaMPS/MTI (panneau de droite).*

Le choix émis pour rejeter l'analyse IPTA (voir § 4.3) s'appuie sur la faible densité de PS détectés en milieu non-urbain qui génère des zones où l'absence de PS pourrait être problématique pour assurer avec certitude la continuité spatiale du déroulement de phase. La perte de cohérence en milieu non-urbain est une limite connue des méthodes InSAR et des méthodes MTI, comme IPTA (WERNER et al. 2003). En partant du postulat de rejet de l'analyse IPTA, le choix d'appliquer l'algorithme de StaMPS/MTI sur la zone d'étude a été motivé par la plus grande capacité de détection de PS de cette approche hybride PS/DS, notamment en milieu non-urbain (HOOPER et al. 2004), par rapport aux approches basées uniquement sur la détection des PS comme IPTA. Cependant, bien qu'il y ait deux fois plus de PS détectés par l'algorithme de StaMPS/MTI que par IPTA sur la même zone, seulement 7% (pour les résultats ERS-1/2) et 5% (pour les résultats ENVISAT) de ces PS ont été détectés sur des zones non-urbaines alors que ces zones occupent 15% de la surface de la zone d'étude. De plus, malgré que ces chiffres soient meilleurs que ceux issus de l'analyse IPTA (Tableau 5.2), le faible taux de PS détectés sur ces zones de végétation illustre que la perte de cohérence en milieu naturel reste un facteur limitant des approches MTI et souligne ainsi la nécessité d'améliorer les algorithmes MTI dans ce sens. Ces améliorations passent, notamment, par des acquisitions de données SAR plus récurrentes

pour limiter la perte de cohérence, par le développement d'algorithmes plus performant pour augmenter la densité des PS et la qualité des mesures, par l'amélioration des algorithmes en 2D et en 3D, par l'utilisation de modèles de déformation plus précis, par l'amélioration des algorithmes d'estimations des APS ou par des développements qui permettent de générer des produits InSAR de qualité sur de grandes étendues spatiales (CROSETTO et al. 2016).

Il reste difficile de déterminer la part exacte du rôle joué par la différence de densité de PS pour expliquer la qualité des résultats obtenus par StaMPS/MTI par rapport à ceux obtenus par IPTA. Cependant, en détectant des PS à proximité du marégraphe et de la station GPS permanente *BRST*, l'apport de StaMPS/MTI comble cette lacune majeure des résultats issus de l'analyse IPTA (Figure 5.4) et s'avère ainsi déterminant pour évaluer plus efficacement les mouvements verticaux à proximité du marégraphe.

	IPTA	StaMPS/MTI
ERS-1/2	5%	7%
ENVISAT	2%	5%

Tableau 5.2. – *Tableau comparatif du taux de PS détectés sur des zones caractérisées par de la végétation à partir des deux analyses MTI appliquées dans cette thèse pour chaque jeu de données.*

Incertitude des résultats

L'incertitude des mesures sur les mouvements verticaux côtiers représente un aspect fondamental pour évaluer avec précision la part des composantes terrestres et marines des tendances du niveau marin obtenues par marégraphie. L'évaluation de cette incertitude est particulièrement complexe dans cette thèse face au manque d'information sur la quantification des potentielles erreurs issues des différents traitements de l'analyse MTI réalisée avec StaMPS/MTI. Ce défaut de caractérisation des erreurs dans les chaînes de traitement InSAR est une limite problématique dans la plupart des algorithmes InSAR (CROSETTO et al. 2016).

Bien qu'il soit possible de s'attendre à une incertitude de mesure d'un ordre de grandeur similaire à la précision de mesure attendue (FERRETTI et al. 2007), l'estimation des tendances à une exactitude de l'ordre du sub-millimétrique

par an se heurte à l'influence de différents facteurs limitants (résolution temporelle des données, méthode d'estimation des APS, méthode de déroulement de phase) et le manque de caractérisation des erreurs engendrées par ces facteurs. Il semble difficile, à l'heure actuelle, d'atteindre cette incertitude requise sans une étude approfondie des éventuelles erreurs cumulées par les traitements InSAR à partir de développements méthodologiques et algorithmiques comme ceux entrepris par VAN LEIJEN (2014). De plus, la moyenne pondérée déterminée pour chaque cellule considère que les mouvements sont homogènes et à vitesse constante ce qui est inexacte face au potentiel de variabilités spatio-temporelles des mouvements du sol à l'intérieur de chaque cellule de 200 m. Cette moyenne pondérée apporte un indicateur représentatif des mouvements verticaux du sol, notamment dans ce cas d'étude où les mouvements sont très lents, mais introduit également une incertitude supplémentaire face aux possibles variations de ces mouvements.

Les résultats obtenus ne peuvent néanmoins pas s'exprimer sans une expression de l'incertitude ; critère nécessaire à l'analyse des données, aux contrôles des résultats et à la fiabilité d'éventuelles prédictions (ŞEN 2017). À travers cette thèse, deux indicateurs statistiques ont été utilisés pour définir une estimation d'incertitude ; l'écart-type et l'erreur standard.

L'écart type a été utilisé comme indice d'incertitude pour le taux de déplacement des PS (voir § 4.5.3). En tant que paramètre statistique descriptif, l'écart-type quantifie la variabilité des valeurs d'un échantillon et indique donc la dispersion des données autour d'une valeur moyenne (ALTMAN & BLAND 2005). Face à cette définition, l'utilisation de l'écart type comme incertitude n'exprime pas, concrètement, l'exactitude du taux de déplacement, mais une estimation de la dispersion possible des valeurs autour de ce taux de déplacement.

Concernant l'incertitude sur les cellules du maillage, il aurait été tentant de conserver une continuité en utilisant l'écart-type des taux de déplacement des PS localisés dans une cellule comme incertitude. Cependant, pour que la précision de l'estimation du taux de déplacement moyen entre deux cellules soit comparable, il est nécessaire de considérer que le nombre de PS dans chaque cellule peut varier d'une cellule à l'autre. C'est pourquoi l'utilisation de l'erreur standard, qui traduit l'incertitude autour de la valeur moyenne (ALTMAN & BLAND 2005), est apparue particulièrement appropriée pour déterminer la précision de la moyenne pondérée des taux de déplacements associés aux cellules (voir

§ 4.5.2). Bien que l'erreur standard permet d'obtenir des données dont l'incertitude semble moins variable et plus représentative de la qualité des résultats (BARDE & BARDE 2012), la valeur produite par cet indice, qui dépend du nombre de PS dans les cellules, peut afficher des valeurs exceptionnellement faibles qui expliquent simplement la précision du taux de déplacement estimé à partir de l'échantillon de PS localisés dans la cellule. Avec près de 95% des cellules concernées par des erreurs standard inférieures à 0,5 mm/an, les incertitudes des taux de déplacement moyens de chaque cellule apparaissent ainsi particulièrement précises.

L'utilisation de l'erreur standard comme incertitude des taux de déplacement moyen des cellules est donc un élément important à considérer dans cette thèse pour éviter toute confusion dans l'interprétation des marges d'incertitude, notamment face à la reconstitution des tendances relatives du niveau marin par la combinaison Altimétrie-InSAR (voir § 5.2).

Intérêt du maillage

L'application d'un maillage à la suite des résultats d'une analyse MTI est une approche nouvelle à cette thèse. Les avantages de cette approche sont nombreux car l'utilisation d'un maillage ouvre de plus amples perspectives d'analyse des résultats :

- en apportant une statistique spatiale. l'utilisation de cellules régulières permet de réaliser des statistiques spatiales sur toute la zone d'étude et apporte une solution efficace à la comparaison des taux de déplacement des PS et de leur distribution spatiale par rapport à d'autres couches de données explicatives (comme la couverture du sol ou la géologie de la zone).
- en lissant la représentation cartographique et en favorisant l'interprétation. La représentation par PS peut apparaître bruitée par quelques PS aberrants dont les taux de déplacement extrêmes ressortent particulièrement sur les figures. Selon l'amplitude des mouvements et leur étendue spatiale, il est difficile d'observer clairement les tendances spatiales qui pourraient se dégager, surtout si ces mouvements sont très lents à inexistants. Sur Brest, l'utilisation du maillage permet ainsi d'interpréter visuellement et efficacement la stabilité de la ville et la subsidence du port de commerce.

- en déterminant une résolution spatiale du taux de déplacement. Cette résolution est notamment utile pour apporter un cadre de résolution spatiale des tendances relatives du niveau marin, mais aussi pour comparer spatialement différentes analyses MTI dont les PS détectés ne sont pas toujours les mêmes.

Le choix de calibration des cellules à 200 m reste un choix arbitraire spécifique à la zone d'étude de Brest. Cette résolution peut être améliorée ou réduite sur d'autres zones d'étude selon la densité de PS détectés, le but étant d'assurer le maximum de continuité spatiale du maillage tout en restituant au mieux les zones à faible densité de PS.

5.3.2. Les mouvements verticaux du sol sur Brest

De nouvelles connaissances

L'application de StaMPS/MTI sur la zone de Brest a révélé de nouvelles connaissances sur les mouvements verticaux à haute résolution spatiale et à des précisions sub-millimétriques par an, notamment le long du littoral.

La stabilité globale de la zone de Brest est nettement confirmée par plus de 80% de cellules dont le taux moyen de déplacement est compris à $\pm 0{,}7$ mm/an pour la période 1992-2008 (Figure 4.5) et par la distribution des taux de déplacement de chaque PS centrée près de 0 mm/an (Figure 4.6). Cette stabilité, appuyée par les observations de nivellement qui ne démontrent aucun différentiel de mouvements verticaux important (voir § 5.1.1), renforce ainsi l'observation des mouvements verticaux par la station GPS permanente *BRST*. En effet, en considérant la tendance verticale déterminée par la solution GPS ULR6, les résultats apportés par l'analyse MTI étendent ainsi la représentativité spatiale de la mesure GPS sur une majeure partie de la zone d'étude, il est alors possible de considérer que cette station GPS permanente est majoritairement représentative des mouvements verticaux de la zone de Brest.

Cependant, la mesure GPS ne semble pas spécialement représentative sur la partie littorale de la zone de Brest où l'analyse MTI met en évidence la présence de subsidences côtières dont l'emprise spatiale correspond à l'emprise spatiale des remblais côtiers mis en place lors de la création des différents ports de Brest. Les taux de subsidence observés sont similaires sur toute la période 1992-2008 pour chaque zone de remblais côtiers (voir § 4.5.4). En étudiant l'historique

de mise en place des remblais du port de commerce (matériaux, techniques, rapports), l'origine de cette subsidence semble s'orienter vers un défaut de stabilisation des matériaux des remblais qui, théoriquement, sont susceptibles d'évoluer sur plusieurs décennies et sont sensibles aux aménagements de surface. Cette toute nouvelle connaissance sur les mouvements verticaux côtiers de Brest démontre, dans un premier temps, l'intérêt d'une application InSAR sur le littoral pour étendre la connaissance des mouvements verticaux le long du littoral et, dans un deuxième temps, que l'applicabilité d'une méthode MTI en zone côtière est concluante. Ces résultats soulignent aussi que la modification du littoral par les sociétés humaines entraîne des situations d'instabilité de la côte. En effet, il est intéressant d'observer que cette subsidence côtière s'étend sur toute la zone gagnée sur la mer alors que l'ancien trait de côte naturel (bordure nord du port de commerce) est localisé sur la partie stable de la zone.

Il serait intéressant d'étendre la connaissance sur les mouvements verticaux au-delà de la zone d'étude pour savoir si la stabilité de la zone de Brest se cantonne à la ville de Brest ou si elle s'étend de manière régionale. Le découpage de la zone d'étude a été réalisé en limitant l'emprise spatiale étudiée à une zone où la concentration des PS détectés est importante et la moins discontinue possible, en particulier sur le littoral ; le but étant d'obtenir des résultats les plus fiables par rapport à l'incertitude requise (voir § 1.4). Ce choix de découpage se base sur le principe que la fiabilité du déroulement de phase décroît si la densité de PS diminue, ce qui implique un potentiel de saut de phase plus important sur des zones d'études plus larges où la possible présence de zones naturelles joue un facteur limitant et où la variabilité de déplacements verticaux possibles peut accroître. De plus, il est important de considérer que la précision d'estimation des APS se détériore au fur et à mesure que la distance à la zone de référence s'accroît. De nombreuses améliorations des algorithmes MTI, d'ors et déjà citées au § 5.3.1, sont nécessaires pour pouvoir étendre la zone d'étude avec un même degré de fiabilité que celui attendu dans cette thèse.

Face aux résultats discordants des mouvements verticaux possibles dans la région de Brest (voir § 2.5.1), les résultats InSAR de cette thèse apportent de plus amples connaissances sur les mouvements verticaux qui ne corroborent pas les tendances sur les mouvements verticaux estimées dans les études de LENÔTRE et al. (1999) et GOSLIN et al. (2015). Les mouvements verticaux obtenus par LENÔTRE et al. (1999) résultent d'une interpolation des mouvements verticaux

le long des chemins de nivellement. Il est possible que les valeurs affichées à Brest même de cette étude ne soient pas représentatives du contexte local, mais d'une tendance affectant une partie plus orientale du Finistère. De plus, il est important de considérer que les résultats InSAR de cette thèse se réfèrent à une période plus courte et plus récente que ces deux études dont les périodes sont de l'ordre séculaire pour LENÔTRE et al. (1999) et de l'ordre de plusieurs millénaires pour GOSLIN et al. (2015).

InSAR et mesure marégraphique

Concernant les mouvements verticaux à proximité de la station marégraphique de Brest, le taux de déplacement vertical moyen de la zone étendue englobant le marégraphe (zone carré de 600 m de côté ; Tableau 4.2) affiche une valeur de 0,01 mm/an (écart-type de 0,7 mm/an) sur une période 1992-2008 et s'accorde ainsi sur les conclusions de stabilité verticale du marégraphe par rapport aux données GPS et au suivi de stabilité des repères locaux de nivellement. Cette observation démontre que la zone de stabilité est bien plus grande que la zone de stabilité déjà connue, d'environ 300 m, qui sépare la station marégraphique de la station GPS permanente *BRST*. Néanmoins, cette stabilité est limitée spatialement sur le littoral de Brest par la présence de subsidences portuaires qui remettent en cause la représentativité spatiale des observations marégraphiques le long de ce littoral, et plus particulièrement sur la zone du port de commerce où les tendances relatives du niveau marin s'avèrent sous-évaluées (de quelques mm/an) par la seule observation du marégraphe. L'enrichissement spatial des connaissances sur les mouvements verticaux côtiers représente ainsi un apport déterminant de l'InSAR, à partir de méthodes MTI, pour évaluer la stabilité de la zone du marégraphe et pour évaluer la représentativité spatiale des tendances relatives du niveau marin déterminées à partir des observations marégraphiques le long des littoraux.

Bien que cette thèse démontre la pertinence de l'évaluation des mouvements verticaux par analyse MTI à proximité du marégraphe, le manque d'information sur les erreurs cumulées par les traitements InSAR (voir § 5.3.1) empêche néanmoins l'utilisation de ces résultats dans la décomposition du signal enregistré par les marégraphes. Cette limite implique que l'InSAR ne permet pas, actuellement, de remplacer la mesure des mouvements verticaux apportée par

les stations GPS permanentes dans cet exercice dont l'application ne peut être que complémentaire.

Évaluation des séries marégraphiques

L'apport de la thèse face à l'énigme de Brest-Newlyn (voir § 2.5.2.1) est contraint par le fait que la résolution de ce problème doit être menée sur les deux zones d'études. Néanmoins, en déterminant les mouvements verticaux sur la zone de Brest, l'analyse MTI peut apporter des éléments complémentaires. Effectivement, face à l'état actuel du problème, l'analyse MTI confirme que le marégraphe est resté stable sur la période 1992-2008 et que rien ne laisse à penser que cette stabilité soit remise en cause sur des périodes plus anciennes (voir § 5.1.1).

Cette énigme est un moyen intéressant d'illustrer le besoin, plus large, d'évaluer au mieux les mouvements verticaux à proximité des marégraphes, lorsque cette information est manquante ou incertaine, pour déterminer l'origine, l'étendue spatiale et éventuellement la variabilité temporelle de ces mouvements verticaux ; le but étant d'avoir une idée si des mouvements verticaux auraient pu affecter les observations marégraphiques au fil du temps. Cette connaissance est primordiale pour déterminer l'étendue temporelle des observations exploitables sur une série marégraphique (RAUCOULES et al. 2013a). Cette thèse étend ainsi les travaux effectués par WÖPPELMANN et al. (2013), RAUCOULES et al. (2013b) et LE COZANNET et al. (2015) par une application sur la zone de Brest et confirme ainsi que l'InSAR apporte des données complémentaires sur les mouvements verticaux utiles face à l'étude de validité des observations marégraphiques.

5.3.3. Reconstitution des tendances relatives du niveau marin

En tant que produit final de cette thèse, la reconstitution des tendances relatives du niveau marin à partir d'une combinaison Altimétrie-InSAR apporte une vision totalement nouvelle et inédite des tendances relatives du niveau marin et de leurs variabilités le long du littoral de Brest sur la période 1992-2008. La représentation de cette reconstitution (Figure 4.5) met en évidence des variations de tendances relatives du niveau marin qui s'avèrent importantes sur un littoral de 16 km de long avec des taux qui peuvent varier de près de 2 mm/an sur moins d'1 km. Les tendances relatives du niveau marin les plus élevées sont, bien

évidemment, localisées au niveau des remblais côtiers du port de commerce, où l'empreinte de subsidence observée par l'analyse MTI est la plus marquée. Cette observation souligne l'influence anthropique sur la variabilité des tendances relatives du niveau marin sur Brest. Cette influence anthropique s'exprime à la fois sur la composante marine du niveau marin relatif par la hausse du niveau marin face au changement climatique et sur la composante terrestre du marin relatif par la subsidence côtière liée aux développements urbains (aménagements portuaires dans ce cas d'étude).

L'analyse de cette reconstitution doit, tout de moins, être pondérée face à plusieurs facteurs limitant :

- *La résolution spatiale des données altimétriques* : bien que la tendance altimétrique moyenne utilisée est une donnée parfaitement exploitable sur la zone d'étude (voir § 2.5.2.2), il serait intéressant de pourvoir un maillage de tendances géocentriques du niveau marin à la même résolution spatiale que le maillage des mouvements verticaux pour mieux rendre compte des variabilités spatiales des tendances du niveau marin le long du littoral. Cependant, les produits altimétriques à la côte ne sont pas disponibles pour tous les littoraux dont les variations morphologiques impliquent de possibles contaminations des observations du niveau marin par des observations terrestres (LEBEDEV et al. 2008 ; CIPOLLINI et al. 2017). De plus amples développements sur les produits altimétriques semblent donc nécessaires pour utiliser ces produits de manière systématique pour la reconstitution des tendances relatives du niveau marin telle qu'elle est proposée dans cette thèse.
- *Les données InSAR géocentriques* : la procédure de rattachement des données InSAR à un système de référence géocentrique a été effectuée en partant du principe que l'étendue spatiale de la zone était limitée et que la zone d'étude était globalement verticalement stable, d'après l'analyse MTI, et que la station GPS permanente *BRST* était donc suffisante pour déterminer un plan de translation. Cette approche se justifie dans ce cas particulier, mais manque de rigueur pour des applications sur des zones plus étendues spatialement.
- *Le manque de caractérisation des erreurs des traitements InSAR* : ce point a déjà été abordé au § 5.3.1 mais apparaît comme essentiel pour déterminer des marges d'incertitudes qui tiennent réellement compte de l'incertitude de

l'analyse MTI.

5.3.4. Implications pour la gestion des risques côtiers

Les connaissances apportées, par l'évaluation des tendances relatives du niveau marin et de leurs variabilités spatiales le long du littoral du Brest, mettent en évidence le besoin d'une meilleure prise en compte des mouvements verticaux à la côte face au besoin d'anticipation et de gestion des risques côtiers liées à la hausse du niveau marin induite par le changement climatique.

Les résultats de l'analyse MTI apportent ainsi un potentiel de connaissances indispensable aux applications opérationnelles sur la gestion des risques côtiers. Pour illustrer ce propos, il est possible d'étudier l'influence de ces nouvelles connaissances sur un indicateur comme la « sea level allowance » qui traduit les besoins en adaptation des ouvrages de protection du littoral pour maintenir la fréquence actuelle des submersions marines temporaires pour une période donnée dans le futur (HUNTER 2012 ; HUNTER et al. 2013). Cet indice détermine ainsi une valeur optimale de surélévation des ouvrages de protection (comme les digues) en fonction des projections sur l'évolution future du niveau marin et des variations sur les périodes de retour des évènements extrêmes de submersion marine induits par le changement climatique. La valeur optimale de surélévation des ouvrages de protection diffère de l'élévation du niveau marin du fait des incertitudes des projections de l'élévation du niveau marin et de la forme de la loi des niveaux d'eau extrêmes (HUNTER et al. 2013).

En considérant les projections les plus pessimistes sur la hausse globale du niveau marin pour 2100 (RCP 8.5) avec une valeur médiane des estimations de 0,74 m (estimations comprises entre 0.52 et 0.98) (CHURCH et al. 2013) et en considérant que la distribution des incertitudes sur la hausse globale du niveau marin est normale, il est possible d'appliquer la formule de « sea level allowance » (α ; équation 5.4) de HUNTER (2012) sur la zone de Brest à partir de seulement trois paramètres ; Δz la valeur centrale d'estimation de la hausse du niveau marin (= 0,74 m), σ l'écart type de cette valeur centrale ($\sim$ 0,25 m) et λ qui correspond au facteur d'échelle de la distribution (de type Gumbel) des évènements extrêmes de la zone considérée (déterminé à 0,75 m sur Brest à partir de données issues de GESLA-2 (WOODWORTH et al. 2016)).

$$\alpha = \Delta z + \frac{\sigma^2}{2\lambda} \tag{5.4}$$

À partir de cette formule, il est ainsi possible de déterminer que la surélévation optimale des ouvrages de protection sur Brest doit être d'environ 0,78 m pour que la fréquence actuelle des submersions marines soit maintenue jusqu'en 2100. Cependant, cet indice ne tient pas compte des variations locales des mouvements verticaux dont l'influence sur les tendances relatives du niveau marin est cruciale, notamment sur Brest face à la subsidence côtière du port de commerce.

En se référant à la valeur centrale de distribution des taux de déplacement des PS localisés sur la zone du port de commerce (-0,90 mm/an avec un écart-type de 0,95 mm/an) et en considérant que cette tendance serait linéaire dans le temps jusqu'en 2100, cette subsidence côtière aurait une influence sur les projections du niveau marin sur Brest d'environ 0,08 m entre 2008 et 2100. Cette nouvelle donnée permet de réévaluer le Δz à 0,82 m et d'estimer un nouveau σ, déterminé par le calcul des erreurs quadratiques moyennes à partir des écart-types, à 0,98 m. La prise en compte des mouvements verticaux locaux, tels qu'ils sont déterminés dans cette thèse, permet ainsi de réviser la valeur de « sea level allowance » à 1,46 m. Bien que l'influence de l'écart-type des données InSAR représente un poids conséquent sur cette estimation, le facteur double entre l'estimation sans et avec prise en compte des mouvements verticaux locaux illustre parfaitement les implications positives d'une connaissance plus étendue des mouvements verticaux côtiers pour la gestion, présente et future, des risques côtiers, au moins pour les analyses quantifiant les besoins en adaptation par la méthode des « sea level allowance », telles que le GIEC (CHURCH et al. 2013).

Conclusion

La détermination des mouvements verticaux côtiers sur la zone d'étude de Brest est étudiée à travers cette thèse par l'application de méthodes InSAR de type MTI. Les connaissances actuelles sur les mouvements verticaux de la zone tendent à considérer la région de Brest comme particulièrement stable avec des mouvements verticaux du sol ne dépassant pas l'ordre du submillimétrique par an (Lenôtre et al. 1999 ; Goslin et al. 2015 ; Santamaría-Gómez et al. 2017). Les résultats de l'analyse InSAR réalisée avec StaMPS/MTI (Hooper et al. 2012) apportent de toutes nouvelles connaissances sur les mouvements verticaux le long du littoral de Brest à une grande précision et avec une résolution spatiale jamais atteinte sur cette zone. Ces résultats confirment et démontrent que la zone de Brest est majoritairement stable entre 1992 et 2008, notamment à proximité du marégraphe comme il était possible de l'anticiper face aux connaissances existantes issues des données GPS (Santamaría-Gómez et al. 2017), du nivellement local (Wöppelmann et al. 2008) et du contexte géologique de la zone (Cagnard 2008). Ces résultats introduisent également des connaissances inédites en affichant la présence de subsidences côtières localisées sur des zones de remblais côtiers mis en place lors de l'aménagement des ports de Brest. La subsidence côtière observée sur la zone du port de commerce est la plus marquée avec une tendance médiane de -0,90 mm/an. L'InSAR justifie ainsi son intérêt, dans ce cadre de recherche, en apportant des données essentielles face au besoin de nouvelles connaissances sur les mouvements verticaux côtiers, notamment pour l'évaluation des tendances relatives du niveau marin à haute résolution

spatiale.

Après calibration des données InSAR obtenues aux données GPS existantes, les tendances relatives du niveau marin ont été reconstituées le long du littoral de Brest à une résolution spatiale de 200 m à partir d'une combinaison Altimétrie-InSAR. La transformation des données altimétriques géocentriques en données altimétriques relatives à la côte permet ainsi d'évaluer la représentativité spatiale du marégraphe de Brest, qui s'avère limitée à quelques centaines de mètres le long du littoral, tout en apportant une nouvelle vision des zones de vulnérabilité du littoral de Brest face au changement climatique. Cette nouvelle vision du littoral de Brest affiche ainsi l'influence prépondérante des aménagements anthropiques sur la stabilité et sur la vulnérabilité de la zone côtière. La reconstitution des tendances relatives du niveau marin par cette nouvelle approche présente, de plus, un intérêt particulier pour estimer des tendances relatives du niveau marin le long des littoraux dépourvus de stations marégraphiques.

L'utilisation des résultats de l'analyse MTI pour la mesure marégraphique reste néanmoins limitée par le manque de caractérisation des erreurs cumulées par les traitements de StaMPS/MTI. Les méthodes InSAR nécessitent actuellement des développements complémentaires pour évaluer systématiquement ces erreurs et pour améliorer la qualité des traitements dans l'objectif d'atteindre une incertitude, de l'ordre du sub-millimétrique par an, telle qu'elle est requise pour la détermination des tendances sur les mouvements verticaux du sol pour les études sur l'évolution globale du niveau marin.

Un début de réflexion sur l'estimation du cumul des erreurs est apporté par VAN LEIJEN (2014) qui propose que les différents algorithmes de traitements InSAR utilisent une base de traitements cohérente dans le but de pouvoir propager les erreurs. L'amélioration de la qualité des traitements passe néanmoins par une optimisation des algorithmes InSAR. Ces pistes d'amélioration et d'optimisation des algorithmes sont répertoriées par CROSETTO et al. (2016) et peuvent se résumer en quelques points :

- Augmentation de la densité de pixels cohérents détectés en milieu naturel par le développement des méthodes InSAR comme StaMPS/MTI ou SqueeSAR^{tm} (FERRETTI et al. 2011) et en améliorant la densité temporelle des données SAR disponible, l'apport des missions Sentinel-1A et 1B en est un bon exemple (SALVI et al. 2012 ; BARRA et al. 2016 ; SOLARI et al. 2018) avec une configuration en tandem qui permet la revisite d'une même zone

à seulement 6 jours d'intervalle alors que ERS-1/2 et ENVISAT affichent des temps de revisite de 35 jours.

- Optimisation des algorithmes de traitements InSAR, notamment ceux concernant l'estimation des effets atmosphériques (APS) et ceux concernant l'étape de déroulement de phase qui peuvent engendrer des erreurs critiques pour l'évaluation des résultats.
- Amélioration de la qualité des données complémentaires nécessaires aux traitements InSAR comme la précision du MNT et l'estimation des orbites.

Les limites des méthodes InSAR se propagent directement sur la qualité de la reconstitution des tendances relatives du niveau marin par combinaison Altimétrie-InSAR en limitant la connaissance des mouvements verticaux sur les zones moins urbanisées et en limitant la capacité d'évaluation des erreurs d'analyse de StaMPS/MTI. De plus, il est nécessaire de noter que la méthode de conversion des données InSAR relatives en données InSAR géocentrées est pertinente dans ce cas d'étude mais gagnerait à utiliser des méthodes plus rigoureuse (MAHAPATRA et al. 2017). Bien que la reconstitution des tendances relatives du niveau marin par combinaison Altimétrie-InSAR représente une démonstration innovante et convaincante de cette thèse, des développements complémentaires sont nécessaires pour que cette approche gagne en précision et en fiabilité, ouvrant ainsi la voie à diverses perspectives de recherche.

La poursuite de ces travaux de thèse peut donc s'articuler selon plusieurs axes ; par la poursuite de l'étude sur la zone de Brest, par la recherche de solutions pour augmenter la densité des données, par la mise à l'épreuve de l'approche de reconstitution des tendances relatives du niveau marin et par une réflexion avancée sur la mise en place d'un cadre de traitements et de représentation des données.

Cas d'étude de Brest

Le cas d'étude de Brest s'est avéré riche en enseignements qui pourraient être approfondis sur plusieurs points.

Tout d'abord, la validation de la subsidence du port de commerce de Brest se base sur des observations déductives qui nécessitent d'être elles-mêmes validées. Face à ce constat, il est nécessaire de faire un état des lieux approfondi des méthodes utilisées pour le comblement de la zone du port de commerce de Brest

et de réaliser des mesures géotechniques sur l'ensemble de la zone concernée par la subsidence pour valider plus rigoureusement les résultats de l'analyse MTI menée dans cette thèse.

Ensuite, face aux difficultés de générer des interférogrammes entre des données ERS-1/2 et ENVISAT, les résultats ont été obtenus pour chaque jeu de données, ce qui se traduit par deux tendances distinctes. La combinaison des séries temporelles est une étape non réalisée au cours de cette thèse qui mérite d'être étudiée notamment pour déterminer l'évolution temporelle de la subsidence du port de commerce. L'apport de données plus récentes des missions Sentinel-1A et 1B pourrait contribuer à étendre l'information temporelle des mouvements verticaux de la zone de Brest pour déterminer des séries temporelles plus longues et évaluer une seule et unique tendance. La combinaison des séries temporelles peut se mettre en place selon plusieurs approches, notamment en déterminant des réflecteurs en communs aux analyses ou en réalisant une moyenne des séries temporelles sur une zone définie (SOLARI et al. 2017). La reconstitution de tendances uniques nécessite la mise en place d'une stratégie qui représente une perspective de recherche immédiate.

Enfin, l'un des objectifs initiaux de ce travail de thèse était de déterminer les mouvements verticaux le long des littoraux bretons et pas seulement sur la zone de Brest. L'une des perspectives de recherche serait donc d'étendre ces résultats le long du littoral pour observer la variabilité des mouvements verticaux côtiers à une échelle régionale. Cet objectif est dépendant du développement et de l'optimisation des algorithmes MTI, en particulier sur le besoin de densifier le réseau de pixels détectés.

Une meilleur densité de pixels cohérents

Ces travaux de thèse démontrent l'intérêt de densifier le réseau de pixels cohérents pour fiabiliser les analyses MTI, notamment en milieu naturel où l'absence de réflecteurs persistants peut influencer négativement l'étape du déroulement de phase et dans des zones où les mouvements détectables sont à la limite de précision des méthodes InSAR de type MTI. Il apparaît évident que la solution pour résoudre cette limite passe par l'amélioration et l'optimisation des algorithmes de sélection des pixels cohérents que ce soit selon les caractéristiques d'amplitude et/ou de la phase. L'apport d'un algorithme de détection hybride PS/DS

comme StaMPS/MTI a démontré un potentiel intéressant dans ce domaine, en doublant la capacité de détection totale des pixels cohérents par rapport à un algorithme de détection basée uniquement sur les PS. Cette capacité peut être multipliée par quatre par les travaux de recherche en cours basés sur l'approche hybride PS/DS (SHAMSHIRI et al. 2018).

Cependant, en attendant des algorithmes MTI plus performants, il est possible d'utiliser des outils complémentaires pour densifier le réseau de PS des analyses MTI :

- *Diminuer la résolution temporelle des données SAR* : l'augmentation de la fréquence d'acquisition des données SAR et l'homogénéisation temporelle des jeux de données peut apporter une solution intéressante en limitant la perte de cohérence de certains réflecteurs dont les caractéristiques de rétrodiffusion peuvent évoluer rapidement. Les données SAR issues des missions Sentinel-1A et 1B apportent une perspective intéressante pour conserver plus de cohérence par le faible temps de revisite des satellites sur une même zone (SALVI et al. 2012).
- *Apport des données SAR acquises en bande X* : les données SAR acquises à haute résolution spatiale en bande X peuvent apporter des résultats complémentaires, notamment pour densifier le réseau de pixels cohérents en milieu urbain avec une haute sensibilité aux mouvements localisés et une évaluation plus précise des séries temporelles InSAR (CROSETTO et al. 2010). La combinaison des séries temporelles obtenues en bande X à celles obtenues en bande C étendent la capacité d'interprétation des mouvements verticaux d'une zone d'étude urbanisée (SOLARI et al. 2017).
- *L'utilisation de « corner-reflectors »* : ces dispositifs artificiels et passifs peuvent être utilisés pour réfléchir directement les ondes radio vers leur source d'émission. Le déploiement de ces dispositifs permet d'apporter des données cohérentes sur les images SAR à une précision sub-millimétrique (FERRETTI et al. 2007 ; QUIN & LOREAUX 2013). Les réflecteurs artificiels obtenus par ces dispositifs peuvent ainsi servir d'éléments de calibration et de validation des produits InSAR ou de jonction entre les données InSAR et les données GPS (GARTHWAITE et al. 2015a), notamment pour la conversion des données InSAR relatives en données géocentriques (MAHAPATRA et al. 2017). Le déploiement d'un ou plusieurs « corner-reflectors » sur une zone

d'étude permet également d'étendre un réseau de réflecteurs naturels sur des zones limitantes pour les analyses MTI avec des réflecteurs artificiels de haute précision (YU et al. 2013 ; CROSETTO et al. 2013 ; STROZZI et al. 2013 ; CIGNA et al. 2016). Pour répondre à ces différents besoins, ces dispositifs doivent être conçus et adaptés à la source d'émission (satellite SAR) pour que leur signal rétrodiffusé domine les réflecteurs naturels environnants (GARTHWAITE et al. 2015b). L'intégrité structurelle de ces dispositifs doit également être maintenue tout au long de la période d'acquisition des données SAR. Face au besoin d'étendre les données le long des littoraux, l'utilisation de ce type de dispositifs apparaît contradictoire face à l'intérêt que représente la détermination des mouvements verticaux à partir d'une approche de télédétection comme l'InSAR (CROSETTO et al. 2016). Néanmoins, dans un premier temps, l'utilisation de « corner-reflectors » semble intéressante pour relier rigoureusement les données InSAR aux données GPS.

Mise à l'épreuve de l'approche de reconstitution des tendances relatives du niveau marin

Le développement de l'approche de reconstitution des tendances relatives du niveau marin se base, dans cette thèse, sur une zone d'étude spécifique, en l'occurrence le littoral de Brest. L'application de cette approche sur des zones d'étude aux diverses caractéristiques (littoral naturel, littoral qui présente des mouvements verticaux plus importants, littoral sans données marégraphiques) pourrait orienter les développements et dégager d'éventuelles limites que le cas d'étude de la zone de Brest n'est pas en mesure d'observer tout en contribuant à l'enrichissement des connaissances sur les mouvements verticaux de ces zones. Il faut cependant souligner que cette approche est limitée par la conversion des données InSAR relatives en données géocentriques dont l'application dépend des données de rattachement disponibles sur une zone. Enfin, face aux différentes solutions GPS existantes, il apparaît que l'emploi de données GPS pour cette conversion nécessiterait une justification élaborée du choix de la solution GPS, ou le cas échéant, d'analyses distinctes pour chaque solution existante.

Développer un cadre d'exploitation et de représentation

Bien que l'approche de reconstitution des tendances relatives du niveau marin nécessite des développements complémentaires pour être exploitable globalement, une question se pose sur la validation d'une telle approche pour un emploi systématique et récurrent dans le cadre d'études globales sur l'évolution du niveau marin. En effet, bien que les méthodes InSAR présentent d'ores et déjà une maturité intéressante, les données sources utilisées sont très variables (longueur d'onde, résolution spatiale et temporelle). La diversité des algorithmes de détection des pixels cohérents (selon la dispersion d'amplitude, la cohérence, les critères de phase, un test d'homogénéité statistique, etc.) et des algorithmes de déroulement de phase peuvent influer grandement sur la densité de pixels cohérents sélectionnés et sur la qualité des estimations du taux de déplacement de chacun de ces pixels. La qualité d'évaluation des composantes de phase peut également varier selon l'approche d'estimation (les APS peuvent, par exemple, être déterminés par mesure, modélisation ou filtrage) ou selon les données complémentaires introduites (MNT, caractéristiques orbitales). De plus, il est important de considérer que la mise en œuvre d'une analyse InSAR (traitement des données, l'interprétation et la stratégie de représentation des résultats) est exclusivement rattachée à l'expertise de l'utilisateur.

La mise en place d'un protocole d'estimation des erreurs cumulées par les traitements InSAR est une perspective essentielle pour définir un indice de qualité générique des résultats InSAR face aux différentes données disponibles et aux différences de traitements possibles selon les divers algorithmes existants.

Ces travaux de thèse démontrent aussi que la méthode de représentation des données sous forme de maillage peut-être un élément déterminant pour l'interprétation et l'exploitation des résultats. Il existe encore des évolutions possibles pour une représentation efficace et adaptée des résultats. Il semble donc nécessaire de développer et de fixer des normes de représentation des données (sens de lecture, projection sur la verticale ou non, maillage ou points, symboles et échelles de couleurs).

L'exploitation systématique de l'InSAR pour des études sur l'évolution du niveau marin face au changement climatique peut offrir un cadre d'étude intéressant pour développer des normes d'exploitation et de représentation des analyses InSAR de type MTI.

Bibliographie

Agnew, D. C. (2007). Earth Tides. Dans *Treatise on Geophysics, Volume 3, 1st Edition* (p. 163-195). Elsevier.

Allison, M., Yuill, B., Törnqvist, T., Amelung, F., Dixon, T. H., Erkens, G., … Teatini, P. (2016). Global risks and research priorities for coastal subsidence. *Eos (Earth and Space Science News)*, *97*, 22-27.

Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L. & Collilieux, X. (2016). ITRF2014 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *121*(8), 6109-6131. doi :10.1002/2016JB013098

Altman, D. G. & Bland, J. M. (2005). Standard deviations and standard errors. *BMJ (Statistics Notes)*, *331*, 903. doi :10.1136/bmj.331.7521.903

Antonov, J. I., Levitus, S. & Boyer, T. P. (2002). Steric sea level variations during 1957–1994 : Importance of salinity. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *107*(C12). doi :10.1029/2001JC000964

Ardhuin, F., Devaux, E. & Pineau-Guillou, L. (2010). Observation et prévision des seiches sur la côte Atlantique française. XIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil Les Sables d'Olonne, 22-25 juin 2010. Editions Paralia CFL. doi :10.5150/jngcgc.2010.001-A

Argus, D. F., Peltier, W. R. & Watkins, M. M. (1999). Glacial isostatic adjustment observed using very long baseline interferometry and satellite laser ranging geodesy. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *104*(B12), 29077-29093. doi :10.1029/1999JB000237

Arnaud, A., Adam, N., Hanssen, R. F., Inglada, J., Duro, J., Closa, J. & Eineder, M. (2003). ASAR ERS interferometric phase continuity. Dans *IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477)* (T. 2, 1133-1135 vol.2). doi :10.1109/IGARSS.2003.1294035

Asaoka, A. (1978). Observational Procedure of Settlement Prediction. *Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering*, *18*(4), 87-101.

BALLEVRE, M., BOSSE, V., DABARD, M.-P., DUCASSOU, C., FOURCADE, S., PAQUETTE, J.-L., ... PITRA, P. (2013). Histoire Géologique du massif Armoricain : Actualité de la recherche. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, (D), 10-11*, 5-96. Récupérée à partir de https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00873116

BALLU, V., BOUIN, M.-N., SIMÉONI, P., CRAWFORD, W. C., CALMANT, S., BORÉ, J.-M., ... PELLETIER, B. (2011). Comparing the role of absolute sea-level rise and vertical tectonic motions in coastal flooding, Torres Islands (Vanuatu). *108*(32), 13019-13022. doi :10.1073/pnas.1102842108

BAMLER, R. & HARTL, P. (1998). Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, *14*, R1-R54.

BARDE, M. P. & BARDE, P. J. (2012). What to use to express the variability of data : Standard deviation or standard error of mean ? *Perspectives in clinical research*, *3*(3), 113-116. doi :10.4103/2229-3485.100662

BARNETT, T. P. (1984). The estimation of "global" sea level change : A problem of uniqueness. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *89*(C5), 7980-7988. doi :10.1029/JC089iC05p07980

BARRA, A., MONSERRAT, O., MAZZANTI, P., ESPOSITO, C., CROSETTO, M. & MUGNOZZA, G. S. (2016). First insights on the potential of Sentinel-1 for landslides detection. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, *7*(6), 1874-1883. doi :10.1080/19475705.2016.1171258

BEKAERT, D. P. S., WALTERS, R. J., WRIGHT, T. J., HOOPER, A. J. & PARKER, D. J. (2015). Statistical comparison of InSAR tropospheric correction techniques. *Remote Sensing of Environment*, *170*, 40-47. doi :10.1016/j.rse.2015.08.035

BERARDINO, P., FORNARO, G., LANARI, R. & SANSOSTI, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *40*(11), 2375-2383. doi :10.1109/TGRS.2002.803792

BESSELIÈVRE, J.-Y., GRALL, J.-J., L'AOT-LOMBART, L. & AGNÈS., M.-P. (2015). *Brest, la ville-port*. Musée national de la Marine.

BEVIS, M., SCHERER, W. & MERRIFIELD, M. (2002). Technical Issues and Recommendations Related to the Installation of Continuous GPS Stations at Tide Gauges. *Marine Geodesy*, *25*(1-2), 87-99. doi :10.1080/014904102753516750

BINGLEY, R. M., TEFERLE, F. N., ORLIAC, E. J., DODSON, A. H., WILLIAMS, S. D. P., BLACKMAN, D. L., ... TRAGHEIM, D. G. (2007). Absolute Fixing of Tide Gauge Benchmarks and Land Levels. R/D Technical Report FD2319/TR.

BIRD, E. (1993). *Submerging coasts : the effects of a rising sea level on coastal environments.* Chichester, NY : Wiley,

BLEWITT, G., HAMMOND, W. C. & KREEMER, C. (2018). Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary. *Eos (Earth and Space Science News) - Geology and Geophysics*, *99*. doi :10.1029/2018EO104623

BOCK, Y., WDOWINSKI, S., FERRETTI, A., NOVALI, F. & FUMAGALLI, A. (2012). Recent subsidence of the Venice Lagoon from continuous GPS and interferometric synthetic aperture radar. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *13*(3). doi :10.1029/2011GC003976

BOSCH, W., DETTMERING, D. & SCHWATKE, C. (2014). Multi-Mission Cross-Calibration of Satellite Altimeters : Constructing a Long-Term Data Record for Global and Regional Sea Level Change Studies. *Remote Sensing*, *6*(3), 2255-2281. doi :10.3390/rs6032255

BOULANGER, P. (2000). Réseau Permanent - Station de Brest - Sauvegarde métrologique. Rapport interne IGN, Compte-rendu CR/G 99, SGN 27956.

BRADSHAW, E., WOODWORTH, P. L., HIBBERT, A., BRADLEY, L. J., PUGH, D. T., FANE, C. & BINGLEY, R. M. (2016). A Century of Sea Level Measurements at Newlyn, Southwest England. *Marine Geodesy*, *39*(2), 115-140. doi :10.1080/01490419.2015.1121175

BROOKS, B. A., MERRIFIELD, M. A., FOSTER, J., WERNER, C. L., GOMEZ, F., BEVIS, M. & GILL, S. (2007). Space geodetic determination of spatial variability in relative sea level change, Los Angeles basin. *Geophysical Research Letters*, *34*(1). doi :10.1029/2006GL028171

BRUYNINX, C., HABRICH, H., SÖHNE, W., KENYERES, A., STANGL, G. & VÖLKSEN, C. (2012). Enhancement of the EUREF Permanent Network Services and Products. Dans S. KENYON, M. C. PACINO & U. MARTI (Éd.), *Geodesy for Planet Earth* (p. 27-34). Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg. doi :10.1007/978-3-642-20338-1_4

BULTEAU, T., BAILLS, A., PETITJEAN, L., GARCIN, M., PALANISAMY, H. & LE COZANNET, G. (2015). Gaining insight into regional coastal changes on La Réunion island through a Bayesian data mining approach. *Geomorphology*, *228*, 134-146. doi :10.1016/j.geomorph.2014.09.002

CAGNARD, F. (2008). Carte géologique harmonisée du département du Finistère BRGM :RP-56273-FR, 435p., 12 fig., 2 tab. 3pl. hors-texte.

CARRÈRE, L. & LYARD, F. (2003). Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophysical Research Letters*, *30*(6). doi :10.1029/2002GL016473

CAVALIÉ, O., SLADEN, A. & KELNER, M. (2015). Detailed quantification of delta subsidence, compaction and interaction with man-made structures : the case of the NCA airport, France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *15*(9), 1973-1984. doi :10.5194/nhess-15-1973-2015

CAZENAVE, A., DIENG, H.-B., MEYSSIGNAC, B., von SCHUCKMANN, K., DECHARME, B. & BERTHIER, E. (2014). The rate of sea-level rise. *Nature Climate Change*, *4*, 358-361.

CAZENAVE, A., DOMINH, K., PONCHAUT, F., SOUDARIN, L., CRETAUX, J. F. & LE PROVOST, C. (1999). Sea level changes from Topex-Poseidon altimetry and tide gauges, and vertical crustal motions from DORIS. *Geophysical Research Letters*, *26*(14), 2077-2080. doi :10.1029/1999GL900472

CAZENAVE, A. & LE COZANNET, G. (2014). Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future*, *2*(2), 15-34. doi :10.1002/2013EF000188

CCI BREST. (2013). Historique du port de commerce. http://www.brest.port.fr/en/port-de-brest/historique. Dernière visite en septembre 2018.

CHANTRAINE, J., EGAL, E., THIÉBLEMONT, D., GOFF, E. L., GUERROT, C., BALLÈVRE, M. & GUENNOC, P. (2001). The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, *331*(1), 1-18. doi :10.1016/S0040-1951(00)00233-X

CHEN, X., ZHANG, X., CHURCH, J. A., WATSON, C. S., KING, M. A., MONSELESAN, D., ... HARIG, C. (2017). The increasing rate of global mean sea-level rise during 1993–2014. *Nature Climate Change*, *7*, 492-495.

CHEN, Z. & RYBCZYK, J. (2005). Coastal Subsidence. Dans M. L. SCHWARTZ (Éd.), *Encyclopedia of Coastal Science* (p. 302-304). Dordrecht : Springer Netherlands. doi :10.1007/1-4020-3880-1_86

CHENEY, R. (2001). Satellite Altimetry. Dans J. H. STEELE (Éd.), *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)* (Second Edition, p. 58-64). Oxford : Academic Press. doi :10.1016/B978-012374473-9.00340-4

CHURCH, J. A., CLARK, P. U., CAZENAVE, A., GREGORY, J. M., JEVREJEVA, S., LEVERMANN, A., ... UNNIKRISHNAN, A. S. (2013). Sea level change, in IPCC Climate Change 2013 : The Physical Science Basis, chap. 13, edited by T.F. Stocker et al. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.

CHURCH, J. A. & WHITE, N. J. (2006). A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, *33*(1). doi :10.1029/2005GL024826

CIGNA, F., CONFUORTO, P., NOVELLINO, A., TAPETE, D., DI MARTIRE, D., RAMONDINI, M., ... SOWTER, A. (2016). 25 years of satellite InSAR monitoring of ground instability and coastal geohazards in the archaeological site of Capo Colonna, Italy. *Proc.SPIE*, *10003*. doi :10.1117/12.2242095

CIPOLLINI, P., BENVENISTE, J., BOUFFARD, J., EMERY, W., FENOGLIO-MARC, L., GOMMENGINGER, C., ... ZAVALA-GARAY, J. (2010). The Role of Altimetry in Coastal Observing Systems. (T. 2). doi :10.5270/OceanObs09.cwp.16

CIPOLLINI, P., CALAFAT, F. M., JEVREJEVA, S., MELET, A. & PRANDI, P. (2017). Monitoring Sea Level in the Coastal Zone with Satellite Altimetry and Tide Gauges. *Surveys in Geophysics*, *38*(1), 33-57. doi :10.1007/s10712-016-9392-0

CMEMS. (2018). Copernicus Marine and Environment Monitoring Service. http://marine.copernicus.eu/. Dernière visite en septembre 2018.

COI. (2012). Global Sea Level Observing System (GLOSS) : Implementation Plan, Tech.

COLESANTI, C., FERRETTI, A., NOVALI, F., PRATI, C. & ROCCA, F. (2003). SAR monitoring of progressive and seasonal ground deformation using the permanent scatterers technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *41*(7), 1685-1701. doi :10.1109/TGRS.2003.813278

COULOMB, A. (2011). Bornes géodésiques et repères de nivellement. *Travaux Routes et Terrassements*, *N°885*, 42-43.

COURTIER, A. (1934). Données numériques concernant les marées des côtes en France. Rapport Nr.14-1016. SHOM.

CRÉTAUX, J.-F., SOUDARIN, L., CAZENAVE, A. & BOUILLÉ, F. (1998). Present-day tectonic plate motions and crustal deformations from the DORIS space system. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *103*(B12), 30167-30181. doi :10.1029/98JB02239

CROSETTO, M., GILI, J. A., MONSERRAT, O., CUEVAS-GONZÁLEZ, M., COROMINAS, J. & SERRAL, D. (2013). Interferometric SAR monitoring of the Vallcebre landslide (Spain) using corner

reflectors. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *13*(4), 923-933. doi :10.5194/nhess-13-923-2013

CROSETTO, M., MONSERRAT, O., IGLESIAS, R. & CRIPPA, B. (2010). Persistent Scatterer Interferometry : potential, limits and initial C- and X-band comparison. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, *76*(9), 1061-1069.

CROSETTO, M., MONSERRAT, O., CUEVAS-GONZÁLEZ, M., DEVANTHÉRY, N. & CRIPPA, B. (2016). Persistent Scatterer Interferometry : A review. *{ISPRS} Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *115*, 78-89.

CURLANDER, J. C. & MCDONOUGH, R. N. (1991). *Synthetic Aperture Radar : Systems and Signal Processing*. Wiley Series in Remote Sensing and Image Processing. New York, Wiley-Blackwell.

DANGENDORF, S., MARCOS, M., WÖPPELMANN, G., CONRAD, C. P., FREDERIKSE, T. & RIVA, R. (2017). Reassessment of 20th century global mean sea level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *114*(23), 5946-5951. doi :10.1073/pnas.1616007114

de GLOPPER, R. J. & RITZEMA, H. P. (1994). Land Subsidence. Dans *Drainage Principles and Applications* (p. 477-512). ILRI (ILRI Publication 16).

DÉPARTEMENT DU FINISTÈRE. (2004). Dossier départemental sur les risques majeurs du Finistère.

DESVIGNES, M., LANGLOIS, S., CONSTANS, J.-M. & REVENU, M. (2000). Déroulement de phase : application à la correction de distorsions géométriques en IRM. *Traitement du Signal*, *17*(4), 313-324.

DIENG, H. B., CAZENAVE, A., MEYSSIGNAC, B. & ABLAIN, M. (2017). New estimate of the current rate of sea level rise from a sea level budget approach. *Geophysical Research Letters*, *44*(8), 3744-3751. doi :10.1002/2017GL073308

DIENG, H. B., PALANISAMY, H., CAZENAVE, A., MEYSSIGNAC, B. & von SCHUCKMANN, K. (2015). The Sea Level Budget Since 2003 : Inference on the Deep Ocean Heat Content. *Surveys in Geophysics*, *36*(2), 209-229. doi :10.1007/s10712-015-9314-6

DING, X.-L., LI, Z.-W., FENG, G.-C. & LONG, J.-P. (2008). Atmospheric effects on InSAR measurements and their mitigation. *Sensors (Basel, Switzerland)*, *8*(9), 5426-5448. doi :10.3390/s8095426

DOIN, M.-P., LASSERRE, C., PELTZER, G., CAVALIÉ, O. & DOUBRE, C. (2009). Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, *69*(1), 35-50. Advances in SAR Interferometry from the 2007 Fringe Workshop. doi :10.1016/j.jappgeo.2009.03.010

DOUGLAS, B. C. (1997). Global Sea Rise : A Redetermination. *Surveys in Geophysics*, *18*(2), 279-292. doi :10.1023/A:1006544227856

DOUGLAS, B. C. (2001). Sea level change in the era of the recording tide gauge. Dans B. C. DOUGLAS, M. S. KEARNEY & S. P. LEATHERMAN (Éd.), *Sea Level Rise* (T. 75, p. 37-64). International Geophysics. Academic Press. doi :10.1016/S0074-6142(01)80006-1

DOUGLAS, B. C. (2008). Concerning Evidence for Fingerprints of Glacial Melting. *Journal of Coastal Research*, *24*(2A), 218-227. doi :10.2112/06-0748.1

DUQUENNE, F., COULOMB, A. & L'ECU, F. (2015). La démarche française de modernisation de la référence verticale. *Revue XYZ*, *143*, 21-28.

EFRON, B. & TIBSHIRANI, R. (1986). Bootstrap Methods for Standard Errors, Confidence Intervals, and Other Measures of Statistical Accuracy. *Statist. Sci. 1*(1), 54-75. doi :10.1214/ss/1177013815

EHLERT, D. & ZICKFELD, K. (2018). Irreversible ocean thermal expansion under carbon dioxide removal. *Earth System Dynamics*, *9*(1), 197-210. doi :10.5194/esd-9-197-2018

ELACHI, C. (1988). *Spaceborne radar remote sensing : Applications and techniques*. New York, IEEE Press.

EMERY, K. O. & AUBREY, D. G. (1991). *Sea Levels, Land Levels and Tide Gauges*. Springer, Berlin.

ERBAN, L. E., GORELICK, S. M. & ZEBKER, H. A. (2014). Groundwater extraction, land subsidence, and sea-level rise in the Mekong Delta, Vietnam. *Environmental Research Letters*, *9*(8).

ERICSON, J. P., VÖRÖSMARTY, C. J., DINGMAN, S. L., WARD, L. G. & MEYBECK, M. (2006). Effective sea-level rise and deltas : Causes of change and human dimension implications. *Global and Planetary Change*, *50*(1), 63-82. doi :10.1016/j.gloplacha.2005.07.004

ERTEN, E. & ROSSI, C. (2019). The worsening impacts of land reclamation assessed with Sentinel-1 : The Rize (Turkey) test case. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *74*, 57-64. doi :10.1016/j.jag.2018.08.007

EVEN, M. & SCHULZ, K. (2018). InSAR Deformation Analysis with Distributed Scatterers : A Review Complemented by New Advances. *Remote Sensing*, *10*(5). doi :10.3390/rs10050744

FARHAT, H., ROBERT, J. & BERTHELOT, P. (2005). Extension du port de la Condamine à Monaco : Confortement des sols en place et des remblais sous-marins. *Revue Française de Géotechnique*, *N°112*, 29-34.

FERRETTI, A., FUMAGALLI, A., NOVALI, F., PRATI, C., ROCCA, F. & RUCCI, A. (2011). A New Algorithm for Processing Interferometric Data-Stacks : SqueeSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *49*(9), 3460-3470.

FERRETTI, A., PRATI, C. & ROCCA, F. (2000). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *38*(5), 2202-2212. doi :10.1109/36.868878

FERRETTI, A., PRATI, C. & ROCCA, F. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *39*(1), 8-20.

FERRETTI, A., SAVIO, G., BARZAGHI, R., BORGHI, A., MUSAZZI, S., NOVALI, F., ... ROCCA, F. (2007). Submillimeter Accuracy of InSAR Time Series : Experimental Validation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *45*(5), 1142-1153. doi :10.1109/TGRS.2007.894440

FLORSCH, N., LONGUEVERGNE, L., LLUBES, M., HINDERER, J. & AMALVICT, M. (2003). La surcharge hydrologique en géodésie terrestre. *Rapport quadriennal du CNFGG (1999-2002)*, 101-107.

FREEMAN, A. (1992). SAR calibration : an overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *30*(6), 1107-1121. doi :10.1109/36.193786

FU, L.-L. & CAZENAVE, A. (2001). *Satellite Altimetry and Earth Sciences : A handbook of techniques and applications*. International Geophysics (Book 69). Academic Press ; 1st edition.

GALLIOU, P. (2017). Brest, place forte maritime. http://bcd.bzh/becedia/fr/brest-place-forte-maritime. Dernière visite en septembre 2018.

GAMBOLATI, G., PUTTI, M., TEATINI, P., CAMPORESE, M., FERRARIS, S., STORI, G. G., ... TOSI, L. (2005). Peat land oxidation enhances subsidence in the Venice watershed. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *86*(23), 217-220. doi :10.1029/2005EO230001

GAO, M., GONG, H., CHEN, B., ZHOU, C., CHEN, W., LIANG, Y., ... SI, Y. (2016). InSAR time-series investigation of long-term ground displacement at Beijing Capital International Airport, China. *Tectonophysics*, *691*, 271-281. doi :10.1016/j.tecto.2016.10.016

GARCIN, M., BAILLS, A., LE COZANNET, G., BULTEAU, T., AUBOIN, A.-L. & SAUTER, J. (2013). Pluri-decadal impact of mining activities on coastline mobility of estuaries of New Caledonia (South Pacific). *Journal of Coastal Research*, (65), 494-499. doi :10.1051/lhb/2014003

GARREAU, J. (1980). Structure et relief de la région de Brest. *Norois*, *108*(1), 541-548. doi :10.3406/noroi.1980.3925

GARTHWAITE, M. C., LAWRIE, S., DAWSON, J. H. & THANKAPPAN, M. (2015a). Corner reflectors as the tie between InSAR and GNSS measurements : case study of resource extraction in Australia. Fringe 2015, Proceedings of the workshop Held 23 March - 27 March 2015, in Frascati, Italy. ESA-SP Vol. 731.

GARTHWAITE, M. C., NANCARROW, S., HISLOP, A., THANKAPPAN, M., DAWSON, J. H. & LAWRIE, S. (2015b). The Design of Radar Corner Reflectors for the Australian Geophysical Observing System. Record 2015/03. Geoscience Australia, Canberra. doi :10.11636/Record.2015.003

GATELLI, F., GUAMIERI, A. M., PARIZZI, F., PASQUALI, P., PRATI, C. & ROCCA, F. (1994). The wavenumber shift in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *32*(4), 855-865. doi :10.1109/36.298013

GÉORISQUES. (2018). Cartes interactives. http://www.georisques.gouv.fr/cartes-interactives/. Dernière visite en septembre 2018.

GILL, S., WESTON, N. & SMITH, D. (2015). NOAA Guidance Document for Determination of Vertical Land Motion at Water Level Stations Using GPS Technology. NOAA Technical Report NOS 139, NOAA National Ocean Service, Silver Spring, MD, 18 pp.

GORNITZ, V., LEBEDEFF, S. & HANSEN, J. (1982). Global Sea Level Trend in the Past Century. *Science*, *215*(4540), 1611-1614. doi :10.1126/science.215.4540.1611

GOSLIN, J., LANOË, B. V. V., SPADA, G., BRADLEY, S., TARASOV, L., NEILL, S. & SUANEZ, S. (2015). A new Holocene relative sea-level curve for western Brittany (France) : Insights on isostatic dynamics along the Atlantic coasts of north-western Europe. *Quaternary Science Reviews*, *129*, 341-365.

GOÜYE, P. & de la HIRE, P. (1701). Mémoire de la manière d'observer dans les ports le flux et le reflux de la mer. Mémoires de l'Académie Royale des Sciences.

GRAVELLE, M., PROUTEAU, E., WÖPPELMANN, G., GUICHARD, M., TESTUT, L. & POIRIER, E. (2017). Progress Report on the GNSS at Tide Gauge Activities : SONEL Data Holdings and Tools to access the data. Report presented at the XVth GLOSS group of experts meeting, hosted by the University of Columbia, New York (USA), 8-9 July 2017.

GREGOIRE, G. (2016). *Dynamique sédimentaire et évolution holocène d'un système macrotidal semi-fermé : l'exemple de la rade de Brest* (thèse de doct., Université de Bretagne occidentale - Brest).

GREGOIRE, G., EHRHOLD, A., ROY, P. L., JOUET, G. & GARLAN, T. (2016). Modern morpho-sedimentological patterns in a tide-dominated estuary system : the Bay of Brest (west Britanny, France). *Journal of Maps*, *12*(5), 1152-1159. doi :10.1080/17445647.2016.1139514

GUENNOC, P. & LENÔTRE, N. (2009). Évolution des côtes françaises au rythme des mouvements verticaux. *Géosciences - BRGM*, *N°9*, 46-55.

GUOXIANG, L., XIAOJUN, L., QIANG, C., DINGFA, H. & DING, X. (2008). Detecting Land Subsidence in Shanghai by PS-Networking SAR Interferometry. *8*.

GUTENBERG, B. (1941). Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the earth's interior. *GSA Bulletin*, *52*(5). doi :10.1130/GSAB-52-721

HAMLINGTON, B. D., THOMPSON, P., HAMMOND, W. C., BLEWITT, G. & RAY, R. D. (2016). Assessing the impact of vertical land motion on twentieth century global mean sea level estimates. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *121*(7), 4980-4993. doi :10.1002/2016JC011747

HAMMOND, W. C., BLEWITT, G. & KREEMER, C. (2016). GPS Imaging of vertical land motion in California and Nevada : Implications for Sierra Nevada uplift. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *121*(10), 7681-7703. doi :10.1002/2016JB013458

HANSON, S., NICHOLLS, R., RANGER, N., HALLEGATTE, S., CORFEE-MORLOT, J., HERWEIJER, C. & CHATEAU, J. (2011). A global ranking of port cities with high exposure to climate extremes. *Climatic Change*, *104*(1), 89-111. doi :10.1007/s10584-010-9977-4

HANSSEN, R. F. (2001). *Radar Interferometry : Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers.

HANSSEN, R. F. & BAMLER, R. (1999). Evaluation of interpolation kernels for SAR interferometry. *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, *37*, 318-321.

HEIMLICH, C., MASSON, F. & BOY, J.-P. (2014). Surcharge océanique dans les signaux GPS : la quête de l'extrêmement petit. *Revue XYZ*, *139*, 37-42.

HOLGATE, S. J., MATTHEWS, A., WOODWORTH, P. L., RICKARDS, L. J., TAMISIEA, M. E., BRADSHAW, E., ... PUGH, J. (2013). New Data Systems and Products at the Permanent Service for Mean Sea Level. *Journal of Coastal Research*, *29*(3), 493-504. doi :10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1

HOOPER, A. (2008). A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophysical Research Letters*, *35*(16). doi :10.1029/2008GL034654

HOOPER, A. (2010). A statistical-cost approach to unwrapping the phase of InSAR time series. *European Space Agency, (Special Publication)*, *ESA*(SP-677).

HOOPER, A., BEKAERT, D., SPAANS, K. & ARIKAN, M. (2012). Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics*, *514-517*, 1-13. doi :10.1016/j.tecto.2011.10.013

HOOPER, A., SEGALL, P. & ZEBKER, H. A. (2007). Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *112*(B7). doi :10.1029/2006JB004763

HOOPER, A. (2006). *Persistent scatterer radar interferometry for crustal deformation studies and modeling of volcanic deformation* (thèse de doct., Stanford University).

HOOPER, A. & ZEBKER, H. A. (2007). Phase unwrapping in three dimensions with application to InSAR time series. *J. Opt. Soc. Am. A*, *24*(9), 2737-2747. doi :10.1364/JOSAA.24.002737

HOOPER, A., ZEBKER, H. A., SEGALL, P. & KAMPES, B. (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*, *31*(23). doi :10.1029/2004GL021737

HUANG, Y. & van GENDEREN, J. L. (1996). Speckle and thermal noise reduction techniques for SAR interferogram.

HUNTER, J., CHURCH, J., WHITE, N. & ZHANG, X. (2013). Towards a global regionally varying allowance for sea-level rise. *Ocean Engineering*, *71*, 17-27. Sea Level Rise and Impacts on Engineering Practice. doi :10.1016/j.oceaneng.2012.12.041

HUNTER, J. (2012). A simple technique for estimating an allowance for uncertain sea-level rise. *Climatic Change*, *113*(2), 239-252. doi :10.1007/s10584-011-0332-1

IAGOLNITZER, Y., MONNET, A. & KATZENBACH, R. (1996). La pratique de l'injection solide. *Revue Française de Géotechnique*, *N°75*, 13-26.

IGN. (2018). Nivellement. https://geodesie.ign.fr/index.php?page=nivellement. Dernière visite en septembre 2018.

IMAKIIRE, T. & KOARAI, M. (2012). Wide-area land subsidence caused by "the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake". *Soils and Foundations*, *52*(5), 842-855. Special Issue on Geotechnical Aspects of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. doi :10.1016/j.sandf.2012.11.007

INDRARATNA, B., HEITOR, A. & RUJIKIATKAMJORN, C. (2015). Ground improvement methods for port infrastructure expansion. *Geotechnical Engineering*, *46*(3), 125-130.

INGEBRITSEN, S. E. & GALLOWAY, D. L. (2014). Coastal subsidence and relative sea level rise. *Environmental Research Letters*, *9*(9). doi :10.1088/1748-9326/9/9/091002

IPCC. (2013). Summary for Policymakers. Dans *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.

IPCC. (2014). Climate Change 2014 : Synthesis. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

ISHII, M. & KIMOTO, M. (2009). Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. *Journal of Oceanography*, *65*(3), 287-299. doi :10.1007/s10872-009-0027-7

JARVIS, A., REUTER, H. I., NELSON, A. & GUEVARA, E. (2008). Hole-filled SRTM for the globe Version 4. Dans *CGIAR Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI)*. Washington, United States : CGIAR. Récupérée à partir de http://mfkp.org/INRMM/article/14258097

JOLIVET, R., AGRAM, P. S., LIN, N. Y., SIMONS, M., DOIN, M.-P., PELTZER, G. & LI, Z. (2014). Improving InSAR geodesy using Global Atmospheric Models. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *119*(3), 2324-2341. doi :10.1002/2013JB010588

JONES, C. E., AN, K., BLOM, R. G., KENT, J. D., IVINS, E. R. & BEKAERT, D. (2016). Anthropogenic and geologic influences on subsidence in the vicinity of New Orleans, Louisiana. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *121*(5), 3867-3887. doi :10.1002/2015JB012636

KAMPES, B. & USAI, S. (1999). Doris : The Delft object-oriented Radar Interferometric software. Proceedings ITC 2nd ORS symposium.

KAMPES, B. M. (2006). *Radar Interferometry : Persistent Scatterer Technique*. Springer Netherlands.

KAREGAR, M., DIXON, T., MALSERVISI, R., KUSCHE, J. & ENGELHART, S. (2017). Nuisance Flooding and Relative Sea-Level Rise : The Importance of Present-Day Land Motion. *Scientific Reports*, *7*(1). doi :10.1038/s41598-017-11544-y

KARPYTCHEV, M., BALLU, V., KRIEN, Y., BECKER, M., GOODBRED, S., SPADA, G., ... KHAN, Z. (2018). Contributions of a Strengthened Early Holocene Monsoon and Sediment Loading to Present-Day Subsidence of the Ganges-Brahmaputra Delta. *Geophysical Research Letters*, *45*(3), 1433-1442. doi :10.1002/2017GL076388

KHAN, S. A., SASGEN, I., BEVIS, M., van DAM, T., BAMBER, J. L., WAHR, J., ... MUNNEKE, P. K. (2016). Geodetic measurements reveal similarities between post–Last Glacial Maximum and present-day mass loss from the Greenland ice sheet. *Science Advances*, *2*(9). doi :10.1126/sciadv.1600931

KIERULF, H. P., OUASSOU, M., SIMPSON, M. J. R. & VESTØL, O. (2013). A continuous velocity field for Norway. *Journal of Geodesy*, *87*(4), 337-349. doi :10.1007/s00190-012-0603-2

KOLKER, A. S., ALLISON, M. A. & HAMEED, S. (2011). An evaluation of subsidence rates and sea-level variability in the northern Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters*, *38*(21). doi :10.1029/2011GL049458

LAGADEC TP. (2015). BREST Polder 124. http://www.lagadectp.fr/lagadec-tp/actualites/193-brest-polder-124. Dernière visite en septembre 2018.

LAGARDE, J. L., AMORESE, D., FONT, M., LAVILLE, E. & DUGUÉ, O. (2003). The structural evolution of the English Channel area. *Journal of Quaternary Science*, *18*(3-4), 201-213. doi :10.1002/jqs.744

LAPLACE, P.-S. (1790). Mémoire sur le flux et reflux de la mer. Mémoires de l'Académie des Sciences, Paris.

LE BIHAN, R., HENWOOD, A., DUROUCHOUX, L. & DIEUDONNÉ, P. (1994). *Brest, 1940-1944-1960 : l'occupation, la libération, la reconstruction*. Editions Ouest-France - Ville de Brest.

LE COZANNET, G., RAUCOULES, D., WÖPPELMANN, G., GARCIN, M., SYLVA, S. D., MEYSSIGNAC, B., ... LAVIGNE, F. (2015). Vertical ground motion and historical sea-level records in Dakar (Senegal). *Environmental Research Letters*, *10*(8), 084016.

LE GOÏC, P. (2001). *Brest en reconstruction : Antimémoires d'une ville.* Presses universitaires de Rennes,

LE ROY, S., SCHROËTTER, J.-M., HOUBRON, A., COINT, N., THOMAS, M. & LECLERCQ, M. (2007). Inventaire départemental des mouvements de terrain du Finistère BRGM/RP-55855-FR.

LEBEDEV, S., SIROTA, A., MEDVEDEV, D., KHLEBNIKOVA, S., VIGNUDELLI, S., SNAITH, H., ... MUSTAFAYEV, B. (2008). *Exploiting satellite altimetry in coastal ocean through the ALTICORE project*.

LEE, J.-S. (1986). Speckle Suppression And Analysis For Synthetic Aperture Radar Images. *Optical Engineering*, *25*, 639-643. doi :10.1117/12.7973877

LEHIR, S. (2013). Projet du développement du port de Brest : Synthèse géotechnique.

LENÔTRE, N., THIERRY, P., BLANCHIN, R. & BROCHARD, G. (1999). Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France). *Tectonophysics*, *301*(3-4), 333-344.

LENÔTRE, N., WATREMEZ, P., BROCHARD, G. & STEMMELIN, I. (1996). Élévation du niveau moyen de la mer et tectonique actuelle : Application à la Bretagne BRGM/RR-38964-FR.

LEO, W. R. (1992). *Techniques for Nuclear and Particle Physics Experiments*. Springer-Verlag Berlin.

LEQUENTREC-LALANCETTE, M.-F., SIMON, B., AMALVICT, M. & HINDERER, J. (2003). Mouvements verticaux et gravimétrie absolue : expérience de Brest (1998-2002). *Rapport quadriennal du CNFGG (1999-2002)*, 99-100.

LI, Z., DING, X. & LIU, G. (2004). Modeling atmospheric effects on InSAR with meteorological and continuous GPS observations : algorithms and some test results. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *66*(11), 907-917. doi :10.1016/j.jastp.2004.02.006

LIU, S. (2012). *Satellite radar interferometry : estimation of atmospheric delay*. PhD thesis, Delft University of Technology, the Netherlands.

LLOVEL, W., WILLIS, J. K., LANDERER, F. W. & FUKUMORI, I. (2014). Deep-ocean contribution to sea level and energy budget not detectable over the past decade. *Nature Climate Change*, *4*, 1031-1035.

LLUBES, M., FLORSCH, N., BOY, J.-P., AMALVICT, M., BONNEFOND, P., BOUIN, M.-N., ... WÖPPELMANN, G. (2008). Multi-technique monitoring of ocean tide loading in northern France. *Comptes Rendus Geoscience*, *340*(6), 379-389. doi :10.1016/j.crte.2008.03.005

MAGNAN, J.-P. & BOUHERAOUA, A. (1996). Analyse probabiliste de la consolidation unidimensionnelle des sols. *Revue Française de Géotechnique*, *N°77*, 19-30.

MAHAPATRA, P., van der MAREL, H., van LEIJEN, F. J., SAMIEI-ESFAHANY, S., KLEES, R. & HANSSEN, R. F. (2017). Insar datum connection using GNSS-augmented radar transponders. *Journal of Geodesy*. doi :10.1007/s00190-017-1041-y

MARTÍN-ANTÓN, M., NEGRO, V., del CAMPO, J. M., LÓPEZ-GUTIÉRREZ, J. S. & ESTEBAN, M. D. (2016). Review of coastal Land Reclamation situation in the World. *Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia), Journal of Coastal Research, Special Issue, No. 75*, 667-671. doi :10.2112/SI75-133.1

MARTIN-MIGUEZ, B., LE ROY, R. & WÖPPELMANN, G. (2008). The Use of Radar Tide Gauges to Measure Variations in Sea Level along the French Coast. *Journal of Coastal Research*, *Volume 24, Issue 4A*, 61-68. doi :10.2112/06-0787.1

MARTIN-MIGUEZ, B., TESTUT, L. & WÖPPELMANN, G. (2012). Performance of modern tide gauges : towards mm-level accuracy. *Advances in Spanish Physical Oceanography*, *Scientia Marina 76S1*, 221-228. doi :10.3989/scimar.03618.18A

MASSONNET, D. & FEIGL, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Rev. Geophys. 36*(4), 441-500. doi :10.1029/97RG03139

MCMANUS, J. (2002). Deltaic responses to changes in river regimes. *Marine Chemistry*, *79*, 155-170.

McNutt, M. (2001). Gravity. Dans J. H. Steele (Éd.), *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)* (Second Edition, p. 80-87). Oxford : Academic Press. doi :10.1016/B978-012374473-9.00260-5

Melchior, P. & Ducarme, B. (1989). L'étude des phénomènes de marée gravimétrique. *Géodynamique*, *4*(1), 3-14.

MENARD. (2018). Vibrocompactage dans le port de Dunkerque. https://www.menard-group.com/focus/1502-2/. Dernière visite en septembre 2018.

Meyer, F. J. & Nicoll, J. (2008). The Impact of the Ionosphere on Interferometric SAR Processing. *IGARSS 2008 - 2008 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, *2*, 391-394. doi :10.1109/IGARSS.2008.4779010

Meyssignac, B., Slangen, A. B. A., Melet, A., Church, J. A., Fettweis, X., Marzeion, B., … Champollion, N. (2017). Evaluating Model Simulations of Twentieth-Century Sea-Level Rise. Part II : Regional Sea-Level Changes. *Journal of Climate*, *30*(21), 8565-8593. doi :10.1175/JCLI-D-17-0112.1

Milliman, J. D. & Haq, B. U. (1996). *Sea-Level Rise and Coastal Subsidence : Causes, Consequences, and Strategies*. Springer, Dordrecht. doi :10.1007/978-94-015-8719-8

Minard, M. (1846). *Cours de construction des ouvrages hydrauliques des ports de mer : Professé à l'école des Ponts et Chaussées*. Carilian Goeury et V. Dalmont.

Miranda, N., Rosich, B., Santella, C. & Grion, M. (2003). Review of the impact of ERS-2 piloting modes on the SAR Doppler stability. *Proc. FRINGE 2003 Workshop, Frascatti, Italy*, 1-5.

Montillet, J.-P., Melbourne, T. I. & Szeliga, W. M. (2018). GPS Vertical Land Motion Corrections to Sea-Level Rise Estimates in the Pacific Northwest. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *123*(2), 1196-1212. doi :10.1002/2017JC013257

Moore, J., Clague, D., Ludwig, K. & Mark, R. (1990). Subsidence and volcanism of the Haleakala Ridge, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *42*(3), 273-284. doi :10.1016/0377-0273(90)90004-Y

Nerem, R. S., Beckley, B. D., Fasullo, J. T., Hamlington, B. D., Masters, D. & Mitchum, G. T. (2018). Climate-change–driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *115*(9), 2022-2025. doi :10.1073/pnas.1717312115

Nerem, R. S. & Mitchum, G. T. (2002). Estimates of vertical crustal motion derived from differences of TOPEX/POSEIDON and tide gauge sea level measurements. *Geophysical Research Letters*, *29*(19), 40-1-40-4. doi :10.1029/2002GL015037

Neumann, B., Vafeidis, A. T., Zimmermann, J. & Nicholls, R. J. (2015). Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding—A Global Assessment. *PLoS ONE*, *10*(3). doi :10.1371/journal.pone.0118571

NGL. (2018). MAGNET + Other GPS Networks Map. http://geodesy.unr.edu/NGLStationPages/gpsnetmap/GPSNetMap.html. Dernière visite en septembre 2018.

Nicholls, R. J. & Cazenave, A. (2010). Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science*, *328*(5985), 1517-1520. doi :10.1126/science.1185782

NILSSON, C., REIDY, C. A., DYNESIUS, M. & REVENGA, C. (2005). Fragmentation and Flow Regulation of the World's Large River Systems. *Science*, *308*(5720), 405-408. doi :10.1126/science.1107887

NOCQUET, J.-M. & CALAIS, E. (2003). Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. *Geophysical Journal International*, *154*(1), 72-88. doi :10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x

ONN, F. & ZEBKER, H. A. (2006). Correction for interferometric synthetic aperture radar atmospheric phase artifacts using time series of zenith wet delay observations from a GPS network. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *111*(B9). doi :10.1029/2005JB004012

OSMANOĞLU, B., SUNAR, F., WDOWINSKI, S. & CABRAL-CANO, E. (2016). Time series analysis of InSAR data : Methods and trends. *{ISPRS} Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *115*, 90-102.

OSTANCIAUX, É., HUSSON, L., CHOBLET, G., ROBIN, C. & PEDOJA, K. (2012). Present-day trends of vertical ground motion along the coast lines. *Earth-Science Reviews*, *110*(1), 74-92. doi :10.1016/j.earscirev.2011.10.004

PELTIER, W. (2004). Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth : The ICE-5G (VM2) Model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *32*(1), 111-149. doi :10.1146/annurev.earth.32.082503.144359

PEPE, A., SANSOSTI, E., BERARDINO, P. & LANARI, R. (2005). On the generation of ERS/ENVISAT DInSAR time-series via the SBAS technique. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, *2*(3), 265-269. doi :10.1109/LGRS.2005.848497

PEPE, A. & CALÒ, F. (2017). A Review of Interferometric Synthetic Aperture RADAR (InSAR) Multi-Track Approaches for the Retrieval of Earth's Surface Displacements. *Applied Sciences*, *7*(12). doi :10.3390/app7121264

PERISSIN, D., PRATI, C., ROCCA, F. & FERRETTI, A. (2004). ERS-ENVISAT Permanent Scatterers. Dans *IGARSS 2004. 2004 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (T. 2, 985-988 vol.2). doi :10.1109/IGARSS.2004.1368574

PICARD, J. & de la HIRE, P. (1680). Observations faites à Brest et à Nantes. Mémoires de l'Académie Royale des Sciences depuis 1666 jusqu'en 1699.

PLANTON, S., LE COZANNET, G., CAZENAVE, A., COSTA, S., DOUEZ, O., GAUFRÈS, P., ... SERGENT, P. (2015). Changement climatique et niveau de la mer : de la planète aux côtes françaises. Dans *Le littoral dans le contexte du changement climatique* (p. 11-18). La documentation Française.

POIRIER, C., POITEVIN, C. & CHAUMILLON, É. (2016). Comparison of estuarine sediment record with modelled rates of sediment supply from a western European catchment since 1500. *Comptes Rendus Geoscience*, *348*(7), 479-488. Modelling approaches in sedimentology. doi :10.1016/j.crte.2015.02.009

POITEVIN, C., WÖPPELMANN, G., RAUCOULES, D., LE COZANNET, G., MARCOS, M. & TESTUT, L. (2019). Vertical land motion and relative sea level changes along the coastline of Brest (France) from combined space-borne geodetic methods. *Remote Sensing of Environment*, *222*, 275-285. doi :10.1016/j.rse.2018.12.035

POKHREL, Y. N., HANASAKI, N., YEH, P. J.-F., YAMADA, T. J., KANAE, S. & OKI, T. (2012). Model estimates of sea-level change due to anthropogenic impacts on terrestrial water storage. *Nature Geosciences*, *5*, 389-392.

POUVREAU, N. (2008). *Trois cents ans de mesures marégraphiques en France : outils, méthodes et tendances des composantes du niveau de la mer au port de Brest* (thèse de doct., Université de La Rochelle).

PSMSL. (2018). Permanent Sevice for Mean Sea Level : Brest. http://www.psmsl.org/data/obtaining/stations/1.php. Dernière visite en septembre 2018.

PUGH, D. & WOODWORTH, P. (2014). *Sea-Level Science : Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*. Cambridge University Press. doi :10.1017/CBO9781139235778

QUIN, G. & LOREAUX, P. (2013). Submillimeter Accuracy of Multipass Corner Reflector Monitoring by PS Technique. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *51*(3), 1775-1783. doi :10.1109/TGRS.2012.2206600

RAUCOULES, D., LE COZANNET, G., de MICHELE, M., WÖPPELMANN, G. & CAZENAVE, A. (2013a). Subsidence et élévation du niveau marin dans les villes côtières : apports de l'interférométrie radar satellitaire. *Géosciences - BRGM*, *N°17*, 46-53.

RAUCOULES, D., LE COZANNET, G., WÖPPELMANN, G., de MICHELE, M., GRAVELLE, M., DAAG, A. & MARCOS, M. (2013b). High nonlinear urban ground motion in Manila (Philippines) from 1993 to 2010 observed by DInSAR : Implications for sea-level measurement. *Remote Sensing of Environment*, *139*, 386-397. doi :10.1016/j.rse.2013.08.021

RAY, R., BECKLEY, B. & LEMOINE, F. (2010). Vertical crustal motion derived from satellite altimetry and tide gauges, and comparisons with DORIS measurements. *Advances in Space Research*, *45*(12), 1510-1522. DORIS : Scientific Applications in Geodesy and Geodynamics. doi :10.1016/j.asr.2010.02.020

RÉGION BRETAGNE. (2014). Dossier d'enquête publique au titre du code de l'environnement ; Projet de développement du port de Brest : Pièce 6b.

RÉGION BRETAGNE. (2018). Région Bretagne. http://www.bretagne.bzh/. Dernière visite en septembre 2018.

RÉGION OCCITANIE. (2017). Port-La Nouvelle : Marché de travaux pour l'extension du port. Memo°8713239-DCE-MEMO-M1 - Version 2.

RIETBROEK, R., BRUNNABEND, S.-E., KUSCHE, J., SCHRÖTER, J. & DAHLE, C. (2016). Revisiting the contemporary sea-level budget on global and regional scales. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *113*(6), 1504-1509. doi :10.1073/pnas.1519132113

ROSEN, P. A., HENSLEY, S., JOUGHIN, I. R., LI, F. K., MADSEN, S. N., RODRIGUEZ, E. & GOLDSTEIN, R. M. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, *88*(3), 333-382.

SALOMON, J. C. & BRETON, M. (1991). Numerical study of the dispersive capacity of the Bay of Brest, France, towards dissolved substance. *Environmental Hydraulics, Balkema*, 459-464.

SALVI, S., STRAMONDO, S., FUNNING, G., FERRETTI, A., SARTI, F. & MOURATIDIS, A. (2012). The Sentinel-1 mission for the improvement of the scientific understanding and the operational monitoring of the seismic cycle. *Remote Sensing of Environment*, *120*, 164-174. The Sentinel Missions - New Opportunities for Science. doi :10.1016/j.rse.2011.09.029

SANDRE. (2012). Fiche cours d'eau : la Penfeld. http://services.sandre.eaufrance.fr/Courdo/Fiche/client/fiche_courdo.php?CdSandre=J3344000. Dernière visite en septembre 2018.

SANDWELL, D. T. & PRICE, E. J. (1998). Phase gradient approach to stacking interferograms. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *103*(B12), 30183-30204. doi :10.1029/1998JB900008

SANLI, D. U. & BLEWITT, G. (2001). Geocentric sea level trend using GPS and >100-year tide gauge record on a postglacial rebound nodal line. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *106*(B1), 713-719. doi :10.1029/2000JB900348

SANTAMARÍA-GÓMEZ, A., GRAVELLE, M., DANGENDORF, S., MARCOS, M., SPADA, G. & WÖPPELMANN, G. (2017). Uncertainty of the 20th century sea-level rise due to vertical land motion errors. *Earth and Planetary Science Letters*, *473*, 24-32. doi :10.1016/j.epsl.2017.05.038

SAUSSAC, L., MOAL, E. & GANDIHON, A. (2015). Port Militaire de Brest : Traitement de l'aléa liquéfaction par colonnes ballastées à l'arrière d'un mur de quai. *Travaux Maritimes et Fluviaux*, *N°914*, 70-76.

SCHROËTTER, J.-M., LAUNAY, E., DESPREZ, A., IMBAULT, M., LE ROY, S. & PLAT, E. (2010). Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des argiles dans le département du Finistère BRGM/RP-58916-FR.

SCHROËTTER, J.-M. & PEYRAS, E. (2010). Inventaire départemental des cavités souterraines hors mines du Finistère BRGM/RP-58122-FR.

SEGALL, P. & DAVIS, J. L. (1997). GPS applications for geodynamics and earthquake studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *25*(1), 301-336. doi :10.1146/annurev.earth.25.1.301

ŞEN, Z. (2017). Uncertainty and Time Series. Dans *Innovative Trend Methodologies in Science and Engineering* (p. 21-66). Cham : Springer International Publishing. doi :10.1007/978-3-319-52338-5_2

SHAMSHIRI, R., NAHAVANDCHI, H., MOTAGH, M. & HOOPER, A. (2018). Efficient Ground Surface Displacement Monitoring Using Sentinel-1 Data : Integrating Distributed Scatterers (DS) Identified Using Two-Sample t-Test with Persistent Scatterers (PS). *Remote Sensing*, *10*(5). doi :10.3390/rs10050794

SHENNAN, I., LONG, A. J. & HORTON, B. P. (2015). *Handbook of Sea-Level Research*. American Geophysical Union, John Wiley et Sons Ltd.

SHESKIN, D. (2011). *Handbook of Parametric and Nonparametric Statistical Procedures, Fifth Edition*. Chapman et Hall/CRC.

SHOM. (2018a). Coefficients de marée sur Brest. http://www.shom.fr/les-activites/activites-scientifiques/maree-et-courants/marees/coefficient-de-maree/. Dernière visite en septembre 2018.

SHOM. (2018b). Réseau d'Observation du Niveau de la Mer. http://www.shom.fr/les-activites/activites-scientifiques/maree-et-courants/marees/reseau-dobservation/. Dernière visite en septembre 2018.

SIGES BRETAGNE. (2018). Histoire géologique de la Bretagne. http://sigesbre.brgm.fr/Histoire-geologique-de-la-Bretagne-59.html. Dernière visite en septembre 2018.

SIMON, B. (2007). *La marée océanique côtière*. Institut Oceanographique, Synthèses, 433 pp.

SISFRANCE. (2008). Sismicité historique de la France Métropole. http://www.sisfrance.net/. Dernière visite en septembre 2018.

SMALL, C. & NICHOLLS, R. J. (2003). A Global Analysis of Human Settlement in Coastal Zones. *Journal of Coastal Research*, *19*(3), 584-599.

SOLARI, L., CIAMPALINI, A., RASPINI, F., BIANCHINI, S., ZINNO, I., BONANO, M., ... CASAGLI, N. (2017). Combined Use of C- and X-Band SAR Data for Subsidence Monitoring in an Urban Area. *Geosciences*, *7*(2). doi :10.3390/geosciences7020021

SOLARI, L., DEL SOLDATO, M., BIANCHINI, S., CIAMPALINI, A., EZQUERRO, P., MONTALTI, R., ... MORETTI, S. (2018). From ERS 1/2 to Sentinel-1 : Subsidence Monitoring in Italy in the Last Two Decades. *Frontiers in Earth Science*, *6*, 149. doi :10.3389/feart.2018.00149

SONEL. (2018a). GPS de Brest. http://www.sonel.org/spip.php?page=gps&idStation=642. Dernière visite en septembre 2018.

SONEL. (2018b). Marégraphe de Brest. http://www.sonel.org/spip.php?page=maregraphe&idStation=1736. Dernière visite en septembre 2018.

SONEL. (2018c). Nivellement sur Brest. http://www.sonel.org/spip.php?page=nivellement&idStation=1736&campagne=115. Dernière visite en septembre 2018.

SONEL. (2018d). Stabilité des zéros. http://www.sonel.org/-Controles-.html?lang=fr. Dernière visite en septembre 2018.

SONEL. (2018e). Stations DORIS. http://www.sonel.org/-DORIS-.html. Dernière visite en septembre 2018.

SONEL. (2018f). Stations GPS. http://www.sonel.org/-GPS-24-.html?lang=fr. Dernière visite en septembre 2018.

SOUDARIN, L., CRÉTAUX, J.-F. & CAZENAVE, A. (1999). Vertical crustal motions from the DORIS Space-Geodesy System. *Geophysical Research Letters*, *26*(9), 1207-1210. doi :10.1029/1999GL900215

SOUSA, J. J., RUIZ, A. M., HANSSEN, R. F., BASTOS, L., GIL, A. J., GALINDO-ZALDÍVAR, J. & de GALDEANO, C. S. (2010a). PS-InSAR processing methodologies in the detection of field surface deformation—Study of the Granada basin (Central Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal of Geodynamics*, *49*(3), 181-189. WEGENER 2008 - Proceedings of the 14th General Assembly of Wegener. doi :10.1016/j.jog.2009.12.002

SOUSA, J., HOOPER, A., HANSSEN, R. F. & BASTOS, M. (2010b). Comparative Study of Two Different PS-InSAR Approaches : DePSI vs. StaMPS. *Fringe 2009, Proceedings of the workshop Held 30 November - 4 December 2009, in Frascati, Italy. Edited by H. Lacoste. ESA-SP Vol. 677*.

SPAANS, K. & HOOPER, A. J. (2016). InSAR processing for volcano monitoring and other near-real time applications. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *121*(4), 2947-2960. doi :10.1002/2015JB012752

SPADA, G. & GALASSI, G. (2012). New estimates of secular sea level rise from tide gauge data and GIA modelling. *Geophysical Journal International*, *191*(3), 1067-1094. doi :10.1111/j.1365-246X.2012.05663.x

STAMMER, D., CAZENAVE, A., PONTE, R. M. & TAMISIEA, M. E. (2013). Causes for Contemporary Regional Sea Level Changes. *Annual Review of Marine Science*, *5*(1), 21-46. doi :10.1146/annurev-marine-121211-172406

STROZZI, T., TEATINI, P., TOSI, L., WEGMÜLLER, U. & WERNER, C. (2013). Land subsidence of natural transitional environments by satellite radar interferometry on artificial reflectors. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, *118*(2), 1177-1191. doi :10.1002/jgrf.20082

SYVITSKI, J. P. M., KETTNER, A. J., OVEREEM, I., HUTTON, E. W. H., HANNON, M. T., BRAKENRIDGE, G. R., ... NICHOLLS, R. J. (2009). Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*, *2*, 681-686.

SYVITSKI, J. P. M. & MILLIMAN, J. D. (2007). Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean. *The Journal of Geology*, *115*(1), 1-19. doi :10.1086/509246

TEATINI, P., TOSI, L., STROZZI, T., CARBOGNIN, L., CECCONI, G., ROSSELLI, R. & LIBARDO, S. (2012). Resolving land subsidence within the Venice Lagoon by persistent scatterer SAR interferometry. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, *40-41*, 72-79. The Climate of Venetia and Northern Adriatic. doi :10.1016/j.pce.2010.01.002

TEFERLE, F. N., BINGLEY, R. M., ORLIAC, E. J., WILLIAMS, S. D. P., WOODWORTH, P. L., MCLAUGHLIN, D., ... HANSEN, D. N. (2009). Crustal motions in Great Britain : evidence from continuous GPS, absolute gravity and Holocene sea level data. *Geophysical Journal International*, *178*(1), 23-46. doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04185.x

TOSI, L., TEATINI, P. & STROZZI, T. (2013). Natural versus anthropogenic subsidence of Venice. *Sci Rep*, *3 :2710*. doi :10.1038/srep02710

USAI, S. & HANSSEN, R. F. (1997). Long time scale INSAR by means of high coherence features. Third ERS Symposium - Space at the Service of our Environment, Florence, Italy, 17–21 March 1997.

VAN CAMP, M., de VIRON, O., WATLET, A., MEURERS, B., FRANCIS, O. & CAUDRON, C. (2017). Geophysics From Terrestrial Time-Variable Gravity Measurements. *Reviews of Geophysics*, *55*(4), 938-992. doi :10.1002/2017RG000566

VAN CAMP, M., WILLIAMS, S. D. P. & FRANCIS, O. (2005). Uncertainty of absolute gravity measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *110*(B5). doi :10.1029/2004JB003497

VAN LEIJEN, F. (2014). *Persistent Scatterer Interferometry based on geodetic estimation theory* (thèse de doct., Delft University of Technology).

VAN ROMPAEY, A., GOVERS, G. & PUTTEMANS, C. (2002). Modelling land use changes and their impacts on soil erosion and sediment supply to rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, *27*(5), 481-494. doi :10.1002/esp.335

VAUGHAN, D. G., COMISO, J. C., ALLISON, I., CARRASCO, J., KASER, G., KWOK, R., ... ZHANG, T. (2013). Observations : Cryosphere. Dans *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA.

VEY, S., CALAIS, E., LLUBES, M., FLORSCH, N., WÖPPELMANN, G., HINDERER, J., ... HAASE, J. S. (2002). GPS measurements of ocean loading and its impact on zenith tropospheric delay estimates : a case study in Brittany, France. *Journal of Geodesy*, *76*(8), 419-427. doi :10.1007/s00190-002-0272-7

VINCENT, M., BOUCHUT, J., FLEUREAU, J.-M., MASROURI, F., OPPENHEIM, E., HECK, J.-V., ... SURDYK, N. (2006). Étude des mécanismes de déclenchement du phénomène de retrait-gonflement des sols argileux et de ses interactions avec le bâti BRGM/RP-54862-FR.

VÖRÖSMARTY, C. J., MEYBECK, M., FEKETE, B., SHARMA, K., GREEN, P. & SYVITSKI, J. P. (2003). Anthropogenic sediment retention : major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change*, *39*(1), 169-190. The supply of flux of sediment along hydrological pathways : Anthropogenic influences at the global scale. doi :10.1016/S0921-8181(03)00023-7

WADA, Y., van BEEK, L. P. H., SPERNA WEILAND, F. C., CHAO, B. F., WU, Y.-H. & BIERKENS, M. F. P. (2012). Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, *39*(9). doi :10.1029/2012GL051230

WALTHAM, T. (2002). Sinking cities. *Geology Today*, *18*(3), 95-100. doi :10.1046/j.1365-2451.2002.00341.x

WCRP GLOBAL SEA LEVEL BUDGET GROUP. (2018). Global sea-level budget 1993–present. *Earth System Science Data*, *10*(3), 1551-1590. doi :10.5194/essd-10-1551-2018

WERNER, C. & WEGMÜLLER, U. (1995). Gamma Remote Sensing. https://www.gamma-rs.ch. Dernière visite en septembre 2018.

WERNER, C., WEGMÜLLER, U., STROZZI, T. & WIESMANN, A. (2003). Interferometric Point Target Analysis for Deformation Mapping. (T. 7, p. 4362-4364).

WESTFALL, P. H. (2014). Kurtosis as Peakedness, 1905 – 2014. R.I.P. *The American statistician*, *68*(3), 191-195. doi :10.1080/00031305.2014.917055

WILLIAMS, S., BOCK, Y. & FANG, P. (1998). Integrated satellite interferometry : Tropospheric noise, GPS estimates and implications for interferometric synthetic aperture radar products. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *103*(B11), 27051-27067. doi :10.1029/98JB02794

WILLIAMS, S. D. P., BAKER, T. F. & JEFFRIES, G. (2001). Absolute gravity measurements at UK tide gauges. *Geophysical Research Letters*, *28*(12), 2317-2320. doi :10.1029/2000GL012438

WILLIS, P., FAGARD, H., FERRAGE, P., LEMOINE, F. G., NOLL, C. E., NOOMEN, R., ... VALETTE, J.-J. (2010). The International DORIS Service (IDS) : Toward maturity. *Advances in Space Research*, *45*(12), 1408-1420. DORIS : Scientific Applications in Geodesy and Geodynamics. doi :10.1016/j.asr.2009.11.018

WONG, P. P., LOSADA, J.-P., GATTUSO, J., HINKEL, A., KHATTABI, A., MCINNES, K. L., ... SALLENGER, A. (2014). Coastal systems and low-lying areas. Dans *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability.* Part A : Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA, pp. 361-409.

WOODWORTH, P. L. (2006). Some important issues to do with long-term sea level change. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *364*(1841), 787-803. doi :10.1098/rsta.2006.1737

WOODWORTH, P. L., HUNTER, J. R., MARCOS, M., CALDWELL, P., MENÉNDEZ, M. & HAIGH, I. (2016). Towards a global higher-frequency sea level dataset. *Geoscience Data Journal*, *3*(2), 50-59. doi :10.1002/gdj3.42

WOODWORTH, P. L. & PLAYER, R. (2003). The Permanent Service for Mean Sea Level : An Update to the 21stCentury. *Journal of Coastal Research*, *19*(2), 287-295.

WOODWORTH, P. L., WHITE, N. J., JEVREJEVA, S., HOLGATE, S. J., CHURCH, J. A. & GEHRELS, W. R. (2009). Evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales. *International Journal of Climatology*, *29*(6), 777-789. doi :10.1002/joc.1771

WOODWORTH, P. L., WÖPPELMANN, G., MAROS, M., GRAVELLE, M. & BINGLEY, R. M. (2017). Why we must tie satellite positioning to tide gauge data. *Eos (Earth and Space Science News) - Ocean Sicences*, *98*. doi :10.1029/2017EO064037

WÖPPELMANN, G., LETETREL, C., SANTAMARÍA-GÓMEZ, A., BOUIN, M.-N., COLLILIEUX, X., ALTAMIMI, Z., ... MARTIN-MIGUEZ, B. (2009). Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame. *Geophysical Research Letters*, *36*(12). doi :10.1029/2009GL038720

WÖPPELMANN, G. & MARCOS, M. (2012). Coastal sea level rise in southern Europe and the nonclimate contribution of vertical land motion. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *117*(C1). doi :10.1029/2011JC007469

WÖPPELMANN, G., MIGUEZ, B. M., BOUIN, M.-N. & ALTAMIMI, Z. (2007). Geocentric sea-level trend estimates from GPS analyses at relevant tide gauges world-wide. *Global and Planetary Change*, *57*(3), 396-406. doi :10.1016/j.gloplacha.2007.02.002

WÖPPELMANN, G., LE COZANNET, G., MICHELE, M., RAUCOULES, D., CAZENAVE, A., GARCIN, M., ... SANTAMARÍA-GÓMEZ, A. (2013). Is land subsidence increasing the exposure to sea level rise in Alexandria, Egypt ? *Geophysical Research Letters*, *40*(12), 2953-2957. doi :10.1002/grl.50568

WÖPPELMANN, G. & MARCOS, M. (2016). Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. *Reviews of Geophysics*, *54*(1), 64-92. doi :10.1002/2015RG000502

WÖPPELMANN, G., POUVREAU, N., COULOMB, A., SIMON, B. & WOODWORTH, P. L. (2008). Tide gauge datum continuity at Brest since 1711 : France's longest sea-level record. *Geophysical Research Letters*, *35*(22). doi :10.1029/2008GL035783

WÖPPELMANN, G., POUVREAU, N. & SIMON, B. (2006). Brest sea level record : a time series construction back to the early eighteenth century. *Ocean Dynamics*, *56*(5), 487-497. doi :10.1007/s10236-005-0044-z

XU, B., FENG, G., LI, Z., WANG, Q., WANG, C. & XIE, R. (2016). Coastal Subsidence Monitoring Associated with Land Reclamation Using the Point Target Based SBAS-InSAR Method : A Case Study of Shenzhen, China. *Remote Sensing*, *8*(8). doi :10.3390/rs8080652

YU, B., LIU, G., LI, Z., ZHANG, R., JIA, H., WANG, X. & CAI, G. (2013). Subsidence detection by TerraSAR-X interferometry on a network of natural persistent scatterers and artificial corner reflectors. *Computers and Geosciences*, *58*, 126-136. doi :10.1016/j.cageo.2013.04.020

ZEBKER, H. A., ROSEN, P. A. & HENSLEY, S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, *102*(B4), 7547-7563. doi :10.1029/96JB03804

ZEBKER, H. A. & VILLASENOR, J. (1992). Decorrelation in interferometric radar echoes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *30*(5), 950-959.

ZERBINI, S., PLAG, H.-P., BAKER, T., BECKER, M., BILLIRIS, H., BÜRKI, B., ... VERRONE, G. (1996). Sea level in the Mediterranean : a first step towards separating crustal movements and absolute sea-level variations. *Global and Planetary Change*, *14*(1), 1-48. doi :10.1016/0921-8181(96)00003-3

Annexes

ANNEXE A

A.1. Figures complémentaires

Cette annexe regroupe des figures complémentaires intéressantes non incluses dans le corps de la thèse.

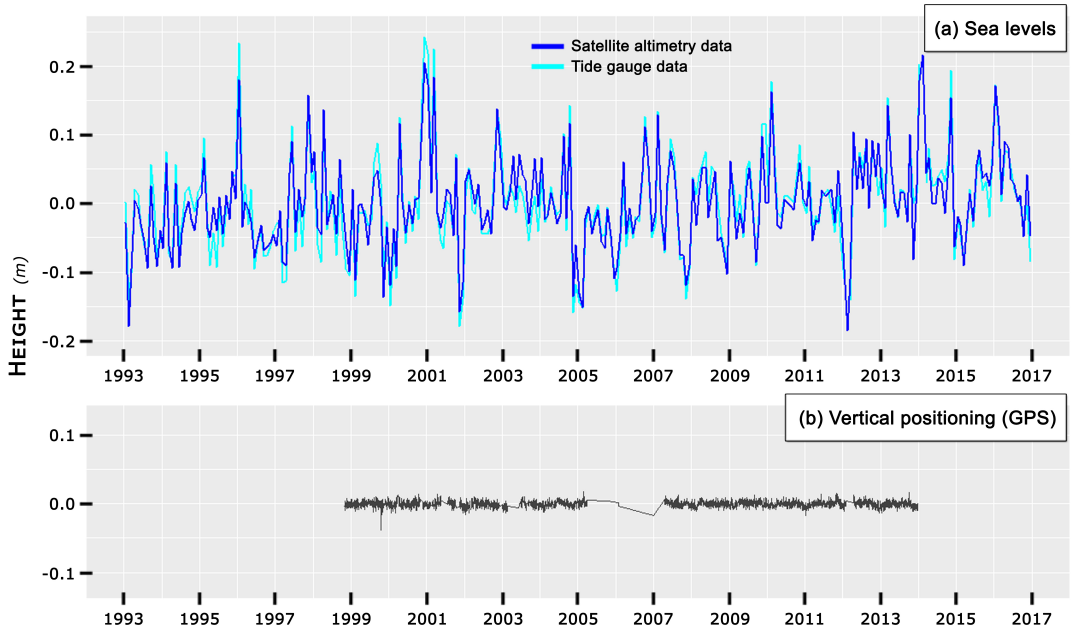

Figure A.1. – *Figure regroupant les séries temporelles issues des données marégraphiques, altimétriques et GPS entre 1993 et 2016. (a) => Superposition de la série altimétrique reconstituée sur Brest (voir § 2.5.2.2) et de la série marégraphique de Brest. Les deux séries représentent les hauteurs d'eau mensuelles moyennes dont les valeurs sont corrélées à quelques centièmes de mètre près. (b) => Série temporelle journalière sur la position verticale de la station GPS permanentes BRST qui affiche des variations de très faible amplitude et dont la tendance apparaît nulle. Les deux graphes (a) et (b) présentent les mêmes graduations, ce qui permet d'observer la faible influence des mouvements verticaux sur la série marégraphique de Brest.*

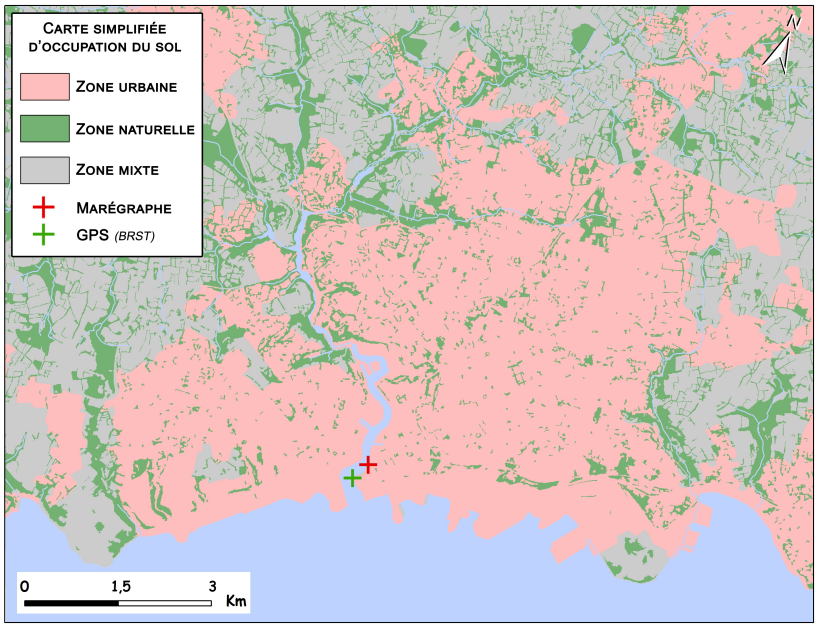

Figure A.2. – *Cartographie simplifiée d'occupation du sol entre zones à tendance urbaines et zones dominées par de la végétation. Cette carte permet de visualiser directement l'importante du caractère urbain de la zone.*

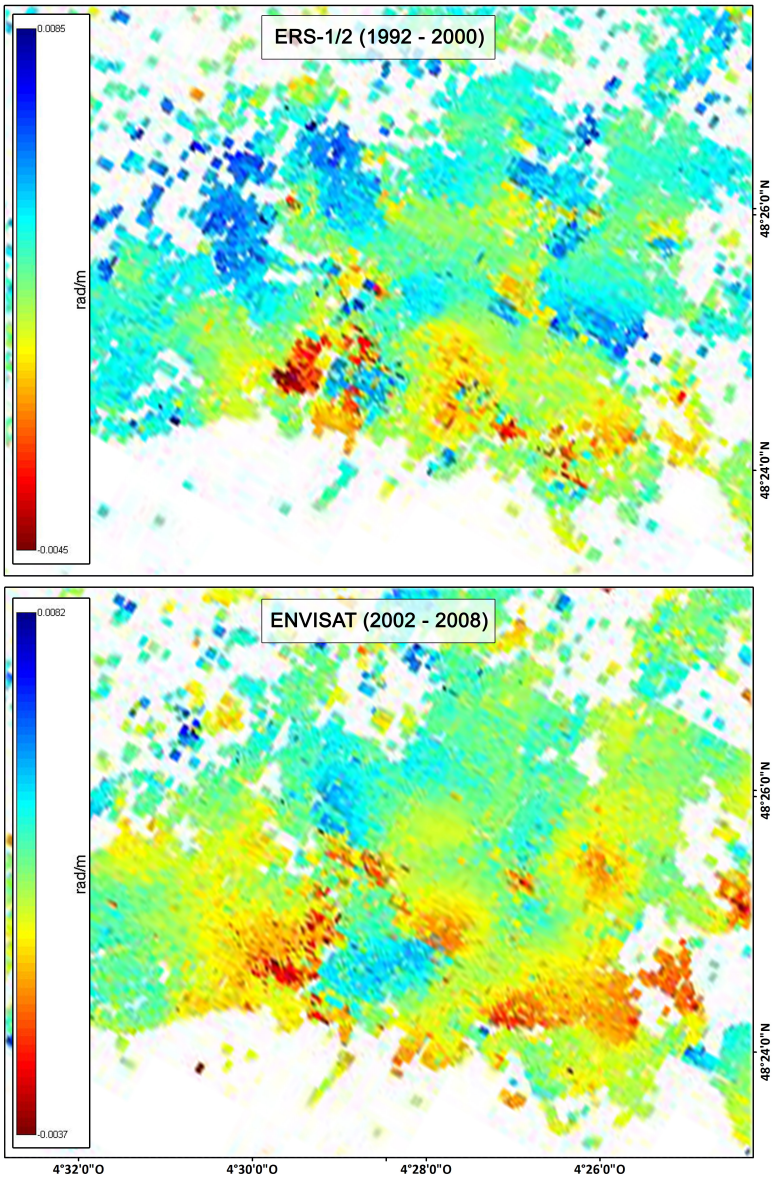

Figure A.3. – *Total des erreurs liées au MNT suite à l'analyse MTI. Cette erreur se rapporte à l'erreur sur l'angle de visée est s'exprime en radians/m sur la figure.*

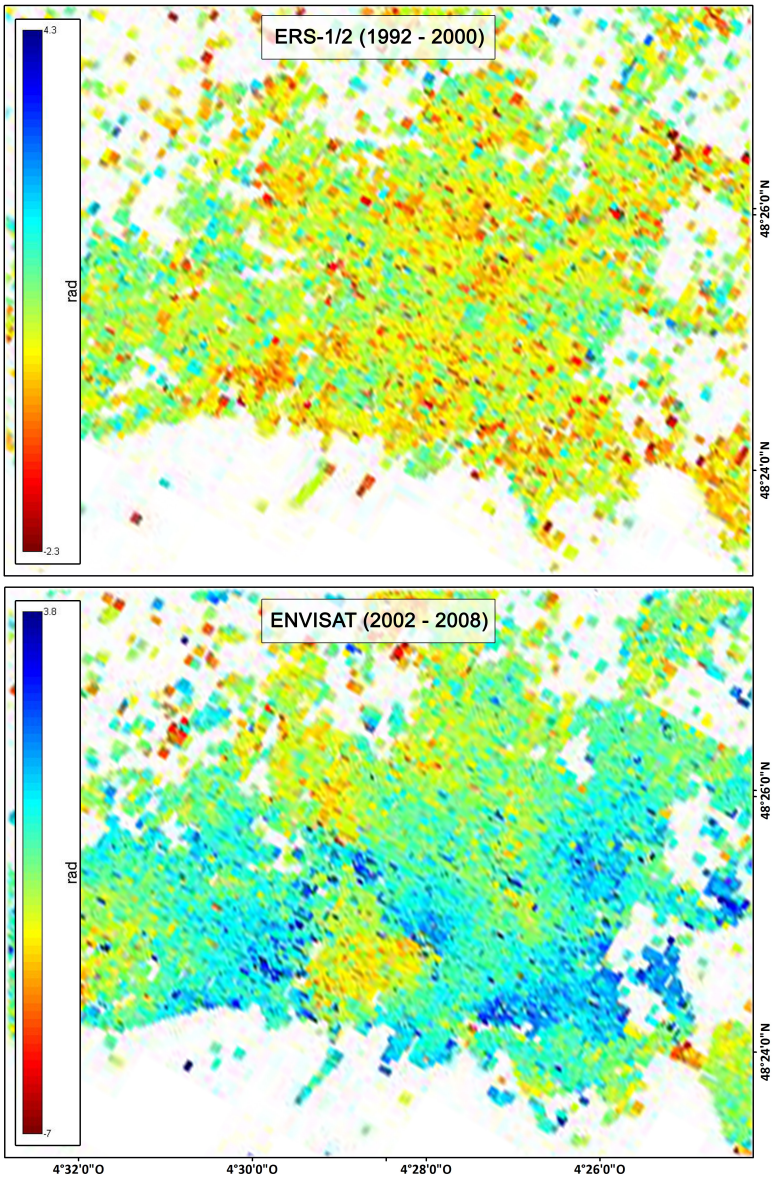

Figure A.4. – *Erreurs liées à l'APS et erreurs orbitales sut l'image master suite à l'analyse MTI. Cette erreur est exprimée en radians sur la figure.*

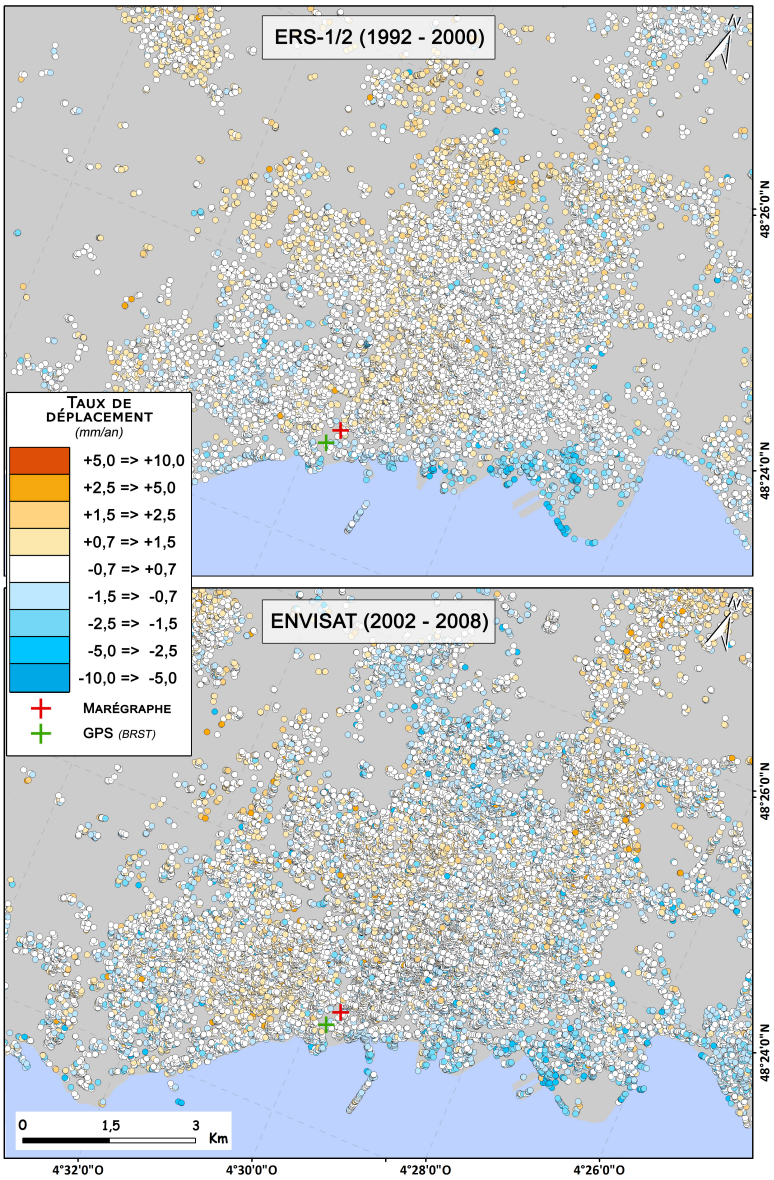

Figure A.5. – *Cartographie des taux de déplacement de chaque PS. Cette carte correspond aux résultats avant mise en place des résultats selon le maillage (voir § 4.5.2). Il est possible de distinguer la subsidence portuaire mais le reste de la représentation nécessite des zooms pour évaluer correctement la valeur et l'empreinte spatiale des taux de déplacement.*

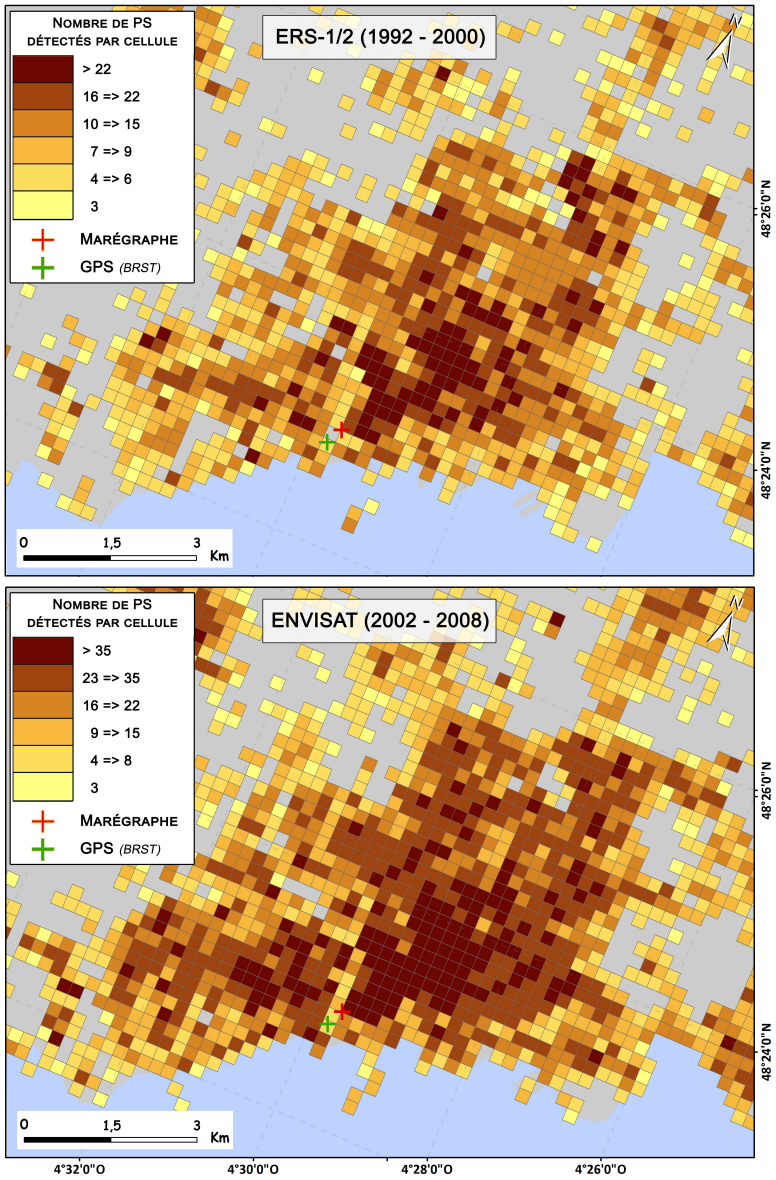

Figure A.6. – *Cartographie du nombre de PS détectés par cellule du maillage pour chaque jeu de données. La sensibilité de l'analyse MTI aux zones urbanisées se traduit par un nombre de PS détéctés plus important dans le centre ville historique de Brest.*

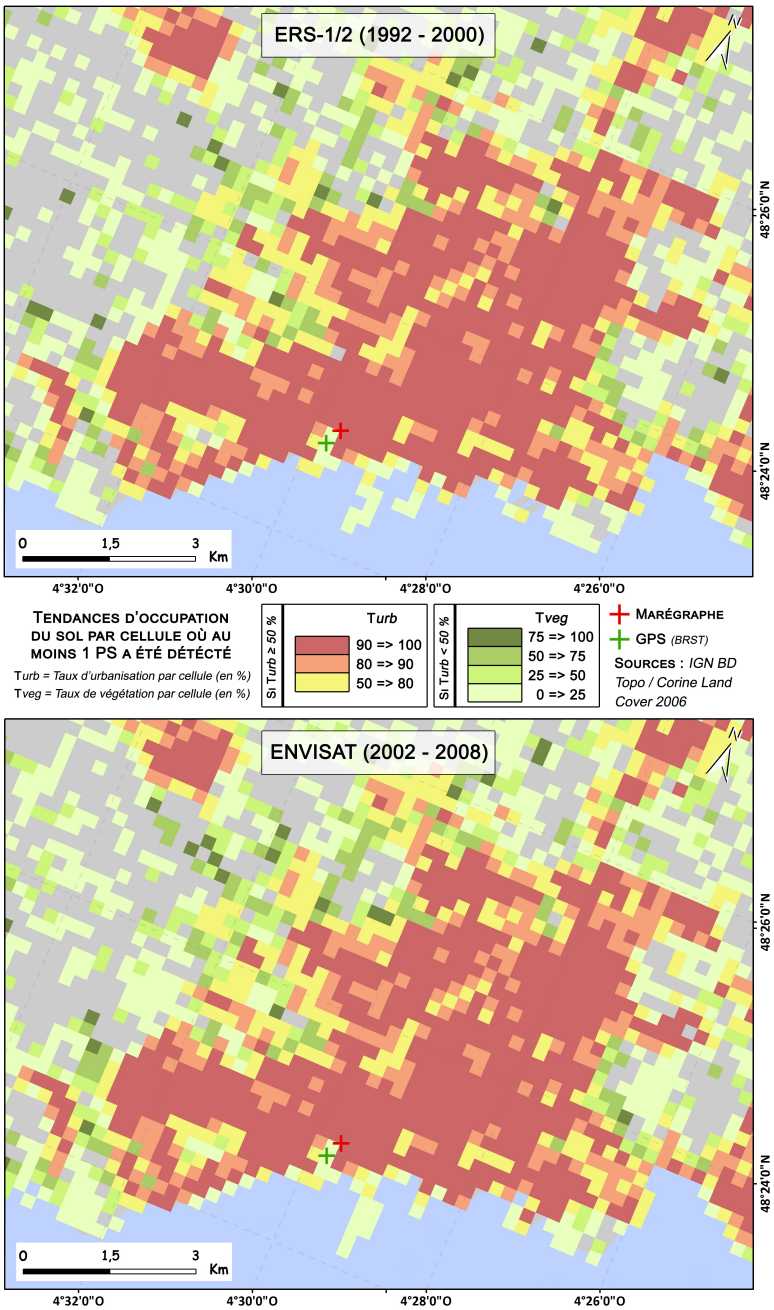

Figure A.7. – *Tendances d'occupation du sol par cellule du maillage pour chaque jeu de données où au moins un PS a été détecté. L'échelle de représentation des données dépend du taux d'urbanisation Turb des cellules (surface recouverte par de l'urbanisation dans la cellule / surface totale de la cellule). Si Turb est supérieur ou égal à 50%, on représente le taux d'urbanisation de ces cellules sur la carte. Si Turb est inférieur à 50%, alors on représente le taux de végétation de la cellule.*

ANNEXE B

B.1. Données SAR

Missions SAR

Satellite	Période lancement/fin	Bande	Résolution azimut (m), radiale (m)	Revisite (jours)
ERS-1	1991/2000	C	5,25	35
JERS-1	1992/1998	L	6,18	44
ERS-2	1995/2011	C	5,25	35
RADARSAT-1	1995/2013	C	8,8	24
ENVISAT	2002/2012	C	10,30	35
ALOS	2006/2011	L	5,10	46
Cosmo-SkyMed	2007/—-	X	1,1	16
TerraSAR-X	2007/—-	X	1,1	11
RADARSAT-2	2007/—-	C	3,3	24
TanDEM-X	2010/—-	X	1,1	11
RISAT-1	2012/—-	C	3,3	25
Sentinel-1A	2014/—-	C	9,50	12
Sentinel-1B	2016/—-	C	9,50	12

Tableau B.1. – *Liste de satellites actuels et passés équipés d'un capteur SAR (bandes X, C ou L).*

Liste des images SLC

Les listes d'images SLC présentées ci-dessous ont été sélectionnées et traitées lors des analyses MTI et présentent les caractéristiques de baseline ($B_\perp$ et B_T) par rapport à l'image master choisie pour chaque jeu de données. L'image choisie comme master est identifiable en orange dans les tableaux ci-dessous.

Missions ERS-1/2

Id	Date	Orbite	$B_\perp$ (mètres)	B_T (jours)	Satellite
1	1992-05-30	4562	207.1	-1038	1
2	1992-08-08	5564	268.4	-968	1
3	1992-09-12	6065	944.1	-933	1
4	1993-03-06	8570	312.3	-758	1
5	1993-04-10	9071	1351.7	-723	1
6	1993-05-15	9572	112.0	-688	1
7	1993-06-19	10073	190.3	-653	1
8	1993-08-28	11075	-55.8	-583	1
9	*1995-04-03*	*19435*	*0*	*0*	*1*
10	1995-05-08	19936	-364.1	35	1
11	1995-07-17	20938	467.8	105	1
12	1995-08-21	21439	595.5	140	1
13	1995-08-22	1766	507.5	141	2
14	1995-09-25	21940	433.5	175	1
15	1995-09-26	2267	735.9	176	2
16	1995-10-30	22441	1331.6	210	1
17	1995-10-31	2768	1267.7	211	2
18	1996-09-10	7277	205.0	526	2
19	1997-04-08	10283	1054.9	736	2
20	1997-05-13	10784	456.2	771	2
21	1997-08-26	12287	930.8	876	2
22	1998-03-24	15293	502.0	1086	2
23	1998-04-28	15794	843.8	1121	2
24	1998-06-02	16295	939.8	1156	2
25	1998-07-07	16796	-81.8	1191	2
26	1998-09-15	17798	119.0	1261	2
27	1998-10-20	18299	-112.5	1296	2
28	1998-12-29	19301	-63.4	1366	2
29	1999-03-09	20303	74.4	1436	2
30	1999-04-13	20804	1009.3	1471	2
31	1999-05-18	21305	666.7	1506	2
33	1999-06-22	21806	671.0	1541	2
33	1999-07-27	22307	1039.0	1576	2
34	1999-08-31	22808	-182.7	1611	2

35	1999-10-04	42982	651.9	1645	1
36	1999-10-05	23309	414.5	1646	2
37	1999-12-14	24311	698.0	1716	2
38	2000-01-17	44485	72.9	1750	1
39	2000-01-18	24812	201.5	1751	2
40	2000-03-28	25814	740.0	1821	2
41	2000-05-02	26315	192.2	1856	2
42	2000-06-06	26816	279.9	1891	2
43	2000-07-11	27317	-252.5	1926	2
44	2000-09-19	28319	974.9	1996	2
45	2000-11-28	29321	606.7	2066	2

Tableau B.2. – *Liste des images SLC issues des missions ERS-1/2*

Mission ENVISAT

Id	Date	Orbite	$B_\perp$ (mètres)	B_T (jours)
1	2002-12-03	3970	313.6	-1540
2	2003-10-14	8479	615.5	-1225
3	2003-11-18	8980	-1055.6	-1190
4	2003-12-23	9481	37.9	-1155
5	2004-05-11	11485	-656.6	-1015
6	2004-07-20	12487	135.7	-945
7	2004-08-24	12988	-66.0	-910
8	2004-11-02	13990	94.2	-840
9	2005-01-11	14992	-788.2	-770
10	2005-09-13	18499	-206.2	-525
11	2005-11-22	19501	230.6	-455
12	2005-12-27	20002	192.5	-420
13	2006-03-07	21004	34.1	-350
14	2006-06-20	22507	64.3	-245
15	*2007-02-20*	*26014*	*0*	*0*
16	2007-06-05	27517	-67.1	105
17	2007-07-10	28018	-181.7	140
18	2007-08-14	28519	-110.6	175
19	2007-09-18	29020	447.3	210
20	2007-11-27	30022	180.9	280
21	2008-01-01	30523	-469.9	315

Tableau B.3. – *Liste des images SLC issues de la mission ENVISAT*

ANNEXE C

C.1. Nivellement

Cette annexe regroupe figures et tableaux liées au traitement des données de nivellement issues des archives de l'IGN.

C.1.1. Réseau de nivellement sur la ville de Brest au 1 : 25 000

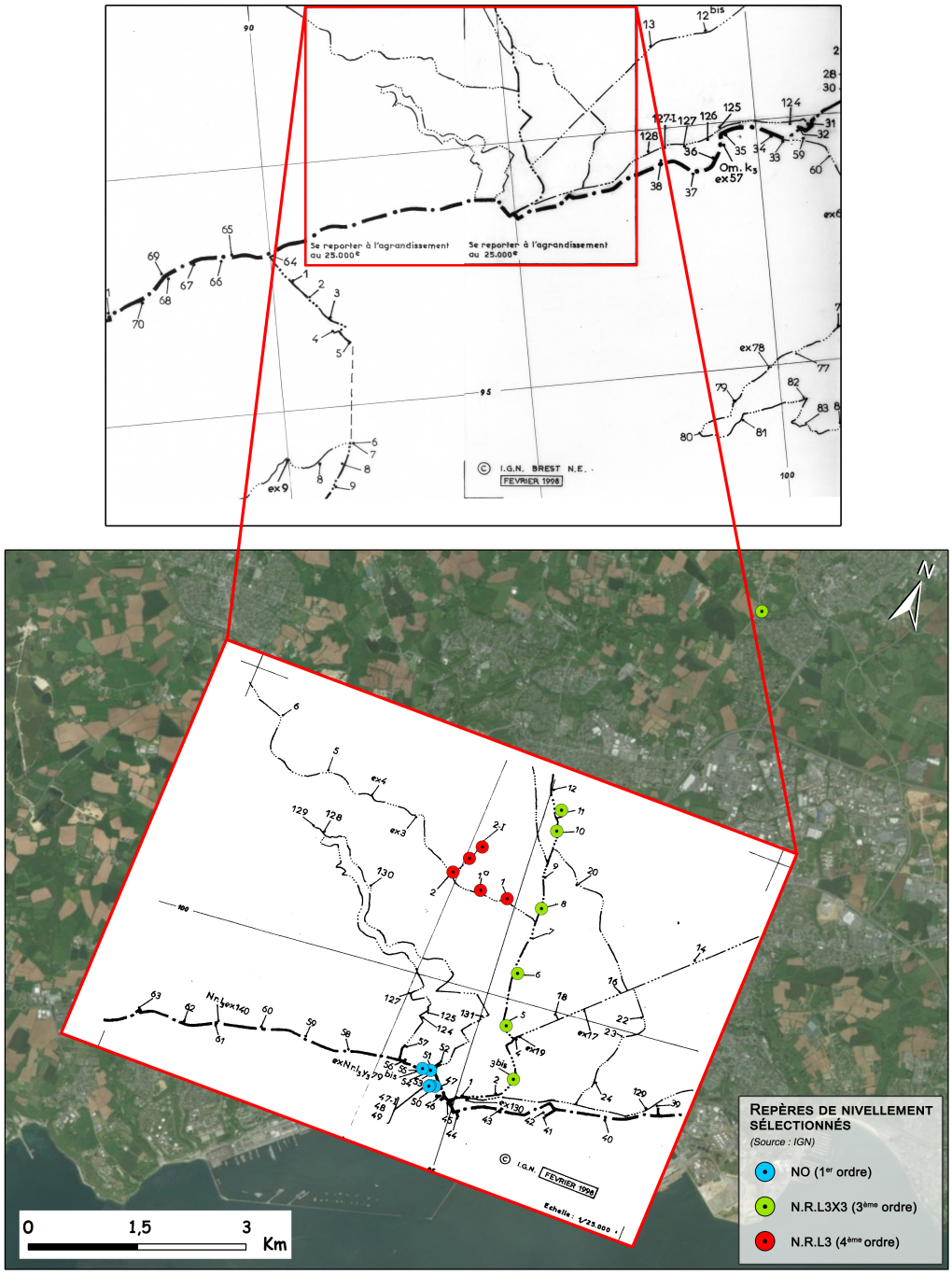

Figure C.1. – Géoréférencement de la carte au 1 : 25 000 de la ville de Brest issue des archives de l'IGN (communication personnelle de Alain Coulomb 2018) dans l'emprise spatiale de la zone d'étude et visualisation de l'emplacement des repères sélectionnés.

C.1.2. Dénivelés et tendances issues du nivellement

Réseau NO								
A	B	1962 (m)	1973 (m)	1985 (m)	1993 (m)	1996 (m)	2010 (m)	Tendance (mm/an)
47	47I	-1,1041	-1,0971	-1,0886	-1,0843	-1,0837	-1,0785	+0,5
	48	0,3248	0,3149	0,3074	0,3032	0,3028	x	-0,5
	54	x	x	18,8885	x	18,8889	18,8855	≈ 0
	55	x	x	18,8786	x	18,8795	x	≈ 0
47I	48	0,3248	0,3149	0,3074	0,3032	0,3028	x	- 0,5
	54	x	x	19,9771	x	19,9725	19,9641	-0,4
	55	x	x	19,9654	x	19,9631	x	-0,2
48	54	x	x	19,6697	x	19,6698	x	≈ 0
	55	x	x	19,6580	x	19,6604	x	+0,2
54	55	x	x	-0,0117	x	-0,0094	x	+0,2

Tableau C.1. – *Reconstitution des valeurs de dénivelé entre les repères sélectionnés pour chaque campagne de nivellement pour le réseau NO. Détermination des tendances de dénivelé entre chaque paires (si au moins 2 valeurs). La tendance est notée ≈ 0 si elle est inférieure à $\pm$ 0,1 mm/an. L'évolution de la nomenclature des repères sélectionnés est indiquée dans le Tableau C.4. A => Départ / B => Arrivée*

Réseau N.R.L3X3					
Départ	Arrivée	1945 (m)	1985 (m)	2011 (m)	Tendance (mm/an)
3 bis	5	12,8080	12,8672	x	+1,5
	6	13,7450	13,7962	x	+1,3
	8	-7,6090	-7,5675	x	+1,0
	20	21,6104	21,6651	x	+1,3
5	6	0,9370	0,9290	x	-0,2
	8	-20,4170	-20,4347	x	-0,4
	20	8,8024	8,7979	x	-0,1
6	8	-21,3540	-21,3637	x	-0,2
	20	7,8654	7,8689	x	+0,1
8	20	29,2194	29,2326	x	+0,3
10	11	x	-2,8008	-2,8005	≈ 0

Tableau C.2. – ***Reconstitution des valeurs de dénivelé entre les repères sélectionnés pour chaque campagne de nivellement pour le réseau N.R.L3X3. Détermination des tendances de dénivelé entre chaque paires (si au moins 2 valeurs). La tendance est notée ≈ 0 si elle est inférieure à $\pm$ 0,1 mm/an. L'évolution de la nomenclature des repères sélectionnés est indiquée dans le Tableau C.4.***

Réseau N.R.L3						
Départ	Arrivée	1965 (m)	1996 (m)	2004 (m)	2011 (m)	Tendance (mm/an)
1	1a	7,9951	7,9909	x	x	-0,1
	2	x	16,2518	x	x	-
	2-I	x	22,8011	x	x	-
1a	2	x	-8,2609	-8,2617	x	-0,1
	2a	x	x	-1,0817	x	-
	2-I	x	6,5493	6,5488	x	≈ 0
2	2a	x	x	7,1800	7,1807	+0,1
	2-I	x	14,8102	14,8105	14,8105	≈ 0

Tableau C.3. – ***Reconstitution des valeurs de dénivelé entre les repères sélectionnés pour chaque campagne de nivellement pour le réseau N.R.L3. Détermination des tendances de dénivelé entre chaque paires (si au moins 2 valeurs). La tendance est notée ≈ 0 si elle est inférieure à $\pm$ 0,1 mm/an. L'évolution de la nomenclature des repères sélectionnés est indiquée dans le Tableau C.4.***

C.1.3. Évolution de la nomenclature des repères sélectionnés

Évolution de la nomenclature										
Repère	1945	1962	1965	1973	1985	1993	1996	2004	2010	2011
Réseau NO										
47	-	1	-	⇒	24	⇒	47	-	⇒	-
47-I	-	0I	-	⇒	25-I	⇒	47-I	-	⇒	-
48	-	0	-	⇒	25	⇒	48	-	-	-
54	-	-	-	-	27	-	54	-	⇒	-
54	-	-	-	-	28	-	55	-	-	-
Réseau N.R.L3X3										
3 bis	1	-	-	-	3 bis	-	-	-	-	-
5	3	-	-	-	5	-	-	-	-	-
6	3a	-	-	-	6	-	-	-	-	-
8	6 bis	-	-	-	8	-	⇒	-	-	-
10	-	-	-	-	10	-	-	-	-	⇒
11	-	-	-	-	11	-	-	-	-	⇒
20	18	-	-	-	20	-	-	-	-	-
Réseau N.R.L3										
1	-	-	1	-	-	-	⇒	-	-	-
1a	-	-	-	-	-	-	1a	⇒	-	-
2	-	-	2	-	-	-	⇒	⇒	-	⇒
2a	-	-	-	-	-	-	-	2a	-	⇒
2-I	-	-	-	-	-	-	2-I	⇒	-	⇒

Tableau C.4. – *Évolution de la nomenclature des repères sélectionnés. - : aucune campagne de nivellement à cette date ou nomenclature inconnue / ⇒ : même nomenclature que la campagne précédente*

ANNEXE D

D.1. Contributions des travaux de thèse

Articles

- POITEVIN, C., WÖPPELMANN, G., RAUCOULES, D., LE COZANNET, G. & TESTUT, L. (2018). Évaluation des mouvements verticaux du sol et des tendances relatives du niveau de la mer le long du littoral de Brest (France) : Apport de la télédétection. XVèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil La Rochelle, 29-31 mai 2018. Editions Paralia CFL. doi :10.5150/jngcgc.2018.043
- POITEVIN, C., WÖPPELMANN, G., RAUCOULES, D., LE COZANNET, G., MARCOS, M. & TESTUT, L. (2019). Vertical land motion and relative sea level changes along the coastline of Brest (France) from combined spaceborne geodetic methods. *Remote Sensing of Environment*, *222*, 275-285. doi :10.1016/j.rse.2018.12.035

Posters

- POITEVIN, C., WÖPPELMANN, G., RAUCOULES, D., LE COZANNET, G. & TESTUT, L. (2016). Combining GPS and PSI data for an improved evaluation of vertical land movements at the coast. 2nd International Workshop on Coastal Subsidence May 30 - June 1, 2016 - Venice (Italy)
- POITEVIN, C. (2017). Évaluation des mouvements verticaux côtiers par méthodes InSAR et confrontation aux observations de niveau marin. Colloque des doctorants de 2ème année - 18 mai 2017 - La Rochelle (France)

- RAUCOULES, D., POITEVIN, C., WÖPPELMANN, G., LE COZANNET, G., TESTUT, L. & de MICHELE, M. (2016). Using DInSAR to assess vertical ground motions at Tide gauges. World Climate Research Programme and Intergovernmental Oceaographic Commission Conference, Regional Sea Level Changes and Coastal Impacts July 2017 - New-York (USA)

D.2. Article publié sur Remote Sensing of Environment

Remote Sensing of Environment 222 (2019) 275–285

Contents lists available at ScienceDirect

Remote Sensing of Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/rse

Vertical land motion and relative sea level changes along the coastline of Brest (France) from combined space-borne geodetic methods

Cyril Poitevin[a,*], Guy Wöppelmann[a], Daniel Raucoules[b], Gonéri Le Cozannet[b], Marta Marcos[c], Laurent Testut[a,d]

[a] LIENSs, ULR - CNRS, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France
[b] BRGM, 3 Avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans Cedex, France
[c] IMEDEA, UIB-CSIC, 07190 Esporles, Spain
[d] LEGOS, Université de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS, 31400 Toulouse, France

ARTICLE INFO

Keywords:
Vertical land motion
Relative sea level
InSAR
Radar altimetry
GPS
Coastal subsidence
Brest

ABSTRACT

In spite of the recent advances and the current perspectives of satellite radar altimetry to reach the coastline and monitor coastal sea level changes, this space-borne technology remains geocentric by essence. In contrast, the quantity that matters for coastal management and society is relative sea level. That is, the sea level relative to the land, as measured by conventional tide gauges. However, two important issues are associated with the use of tide gauges. First, supplemental information is required to separate vertical land motion from ocean climate signals in tide gauge records, and hence to understand the causes of future coastal sea level changes and their relative importance. This can be provided by space-borne geodetic techniques, for instance installing a permanent Global Positioning System (GPS) antenna at the tide gauge. Second, vertical land motion can show local spatial patterns, which limits the spatial validity of the point-wise information at the GPS station. Using Interferometry Synthetic Aperture Radar (InSAR) and high-precision GPS data, the above-mentioned limitations were addressed in the case study of Brest (France). Our findings show that, over the past decades, Brest and its surroundings are overall stable, in agreement with the geological setting, except for the embankment areas of the commercial and military harbours. The GPS-calibrated InSAR results were then further combined with geocentric satellite radar altimetry data to obtain relative sea level trends along the Brest coastline with an unprecedented high-spatial resolution of 200 m. Our approach is applicable beyond the case study of Brest, especially in coastal areas where tide gauge data are not available, provided satellite data are.

1. Introduction

Since the launch of the Topex/Poseidon satellite in August 1992, satellite radar altimetry has revolutionized the monitoring of global oceans and addressed key questions in sea-level science, such as those associated with global mean sea level change (Cazenave et al., 2014; Nerem et al., 2018). The basic quantity provided by satellite radar altimetry is sea surface height with respect to a well-defined geocentric reference frame. In contrast, conventional tide gauges record sea level heights relative to the land upon which they are grounded (Pugh and Woodworth, 2014). The satellite altimetry data is thus considered geocentric, whereas the tide gauge data is usually referred to as "relative sea level". Due to its global coverage with a typical repeat period of a few days, satellite altimetry data are useful to tackle issues associated with large scale to global ocean processes that affect sea level. However, by nature this satellite technique cannot inform on solid Earth surface displacements at the coast. Hence, in spite of the recent advances in satellite altimetry and the perspectives to reach the very coastline (Cazenave et al., 2017; Cipollini et al., 2017), its data require supplemental information to be useful for human societies attempting to anticipate impacts of future relative sea levels along the world coasts, whether these stem from changes in ocean volume or from land subsidence (Wöppelmann and Marcos, 2016).

Before the 1990s, the only instrumental data to support the endeavour of understanding past sea level changes were tide gauges (Pugh and Woodworth, 2014). However, long high-quality tide gauge records dating back in the 19th century are rare (Holgate et al., 2013), raising the issue of the best approach to reconstruct global mean sea level (GMSL) from a sparse and inhomogeneous data set back in time (Church et al., 2013). For instance, in Frederikse et al. (2017) approach,

* Corresponding author at: LIENSs, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, France.
E-mail address: cyril.poitevin@univ-lr.fr (C. Poitevin).

https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.12.035
Received 30 April 2018; Received in revised form 21 December 2018; Accepted 30 December 2018
0034-4257/ © 2019 Elsevier Inc. All rights reserved.

the South Atlantic basin represents 21.8% of the world oceans with only one tide gauge record available prior to the 1950s. Furthermore, in the context of global mean sea level studies, it is crucial to remove the local vertical land motion that is recorded by the tide gauge to isolate the sea level signals associated with climate change. This can be achieved using vertical land motion estimates from a permanent Global Positioning System (GPS) antenna co-located at the tide gauge (Blewitt, 1997; Blewitt et al., 2010). However, most permanent GPS stations are not co-located with the tide gauges (Hamlington et al., 2016; Santamaria-Gomez et al., 2017), and the point-wise GPS information is spatially limited. This can be a serious issue considering that vertical land motion can display local spatial patterns of several millimetres per year within a kilometre distance (Featherstone et al., 2012; Raucoules et al., 2013).

In other words, whether using satellite radar altimetry or tide gauges, both techniques require supplemental information on vertical land motion. On the one hand, it is required to separate vertical land motion from sea level signals associated with climate change in tide gauge records. On the other hand, it is required to supplement the geocentric data from satellite altimetry to obtain the quantity that really matters for coastal management and society, i.e. relative sea level. In this study, we show how geocentric trends from satellite altimetry can be transformed into relative sea level trends using Interferometry of Synthetic Aperture Radar (InSAR) and high-precision GPS data. Our approach takes advantage of the InSAR technique for mapping large relative ground displacements in large (tens of kilometres) spatial areas using satellite radar images of the Earth's surface, and of the GPS technique for point-wise but geocentric positioning of ground-based GPS antennas. It builds upon previous methodological and validation studies. We first extend the work by Brooks et al. (2007) that used a GPS-corrected tide gauge to obtain geocentric sea levels (instead we use satellite altimetry data), and then used InSAR and GPS data to determine the relative sea level trends along the coastline of Los Angeles (United States). Second, we build upon the validation study by Wöppelmann et al. (2013), who showed that sub-millimetre per year agreement in vertical land motion estimates can be achieved between InSAR ground displacement maps, point-wise estimates from GPS, and combined satellite altimetry and tide gauge data. An original aspect of our approach is that it has the advantage of mapping relative sea level trends at a high spatial resolution along the coastline, in contrast with a single tide gauge, whose information representativeness is local, primarily due to the local character of the vertical land motion component.

Here, we focus on the case study of Brest (48° 24′ N, 4° 28′ W) in Brittany, France (Fig. 1), to demonstrate the relevance and sub-millimetre per year precision of our approach. The Brest tide gauge record is one of the longest at the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL, Holgate et al., 2013), starting in the early 19th century with little gaps since 1846, and some older records back in the 17th and 18th centuries (Wöppelmann et al., 2006). This long and high-quality record has been used in many studies concerned with sea level changes (e.g., Gutenberg, 1941; Gornitz et al., 1982; Barnett, 1984; Douglas, 1997; Woodworth et al., 2009; Spada and Galassi, 2012; Dangendorf et al., 2017). The Brest station is also included in international scientific and intergovernmental programs such as the Global Sea Level Observing System (GLOSS) (IOC, 2012).

Our findings also complement past studies that were concerned with the question of why are rates of sea level rise different between Brest in Brittany, France, and Newlyn in Cornwall, United Kingdom (Douglas, 2008; Wöppelmann et al., 2008; Bradshaw et al., 2016)? Even though we do not provide an answer to this very question, our study examines the issue of vertical land motion at the tide gauge and permanent GPS station of Brest, and our results assess how representative the ground displacements are up to tens of kilometres distant. In this respect, the literature reveals contradictory results on the stability of the Brittany region. On the one hand, Lenôtre et al. (1999) concluded that the western part of Brittany, where Brest is located, was uplifting at a rate of 0.6 to 0.8 mm/yr using levelling data between 1889 and 1962, whereas Goslin et al. (2015) found that Brittany was subsiding at an average rate of 0.4 to 0.7 mm/yr using geological data and Glacio Isostatic Adjustment (GIA) modelling. Our study falls in between these conclusions by assessing the overall stability of the Brest area, but over a more recent and shorter timescale.

2. Study area and geological settings

The study area encompasses the city of Brest located at the western tip of the Armorican massif in Brittany (France). The geological basement of the area was emplaced during the Cadomian (650–550 Myr) and Variscan (420–290 Myr) orogenesis and is mainly composed of plutonic rocks (St-Renant and Kersaint Granite), metamorphic rocks (Gneiss of Brest) and deposits composed of schist and altered gneiss from Brioverien age (670–540 Myr) on the south-east of Brest (Cagnard, 2008). The coastline of the urban area is mainly characterized by embankment areas resulting from the land reclamation to create and to develop the military and commercial harbours of Brest since 1859. On the coastline east of the Penfeld River (Fig. 1), 270 ha of land have been reclaimed from the ocean to extend and adapt the commercial harbour infrastructures towards industrial and economic evolution. The embankments layers can reach 20 m depth (Saussac et al., 2015). They are characterized by heterogeneous sandy-clay materials and were set up on a schistose substratum.

The permanent GPS station was installed in 1998 (Boulanger, 2000), and contributes to the International GNSS Service (IGS, www.igs.org) with the BRST acronym identifier. Its antenna is mounted on top of a 2-meter steel mast which is anchored on a thick stone wall of the Brest castle. The castle has a multi-centennial construction history back in the medieval period, with its most recent parts built during the 17th century. It is solidly grounded on the gneiss outcrop (Cagnard, 2008). The post-WWII tide gauge housing is grounded on the same geological outcrop, as was also the original tide gauge housing from the mid-19th century (Wöppelmann et al., 2006). The tide gauge and the GPS antenna are 293 m apart (Fig. 1). Their instrumental references were geodetically tied using precise levelling during several campaigns since the installation of the GPS antenna. The levelling data between 1999 and 2003 showed no significant relative local motion as one would anticipate from the geological and topographic settings.

3. Data sets and methods

3.1. Satellite and tide gauge records of sea level

Monthly mean sea level values from the Brest tide gauge were retrieved from the SONEL (www.sonel.org) data assembly centre, whose data quality control procedures comply with the requirements of IOC (2012) and PSMSL (Holgate et al., 2013), especially regarding the datum continuity and computation of mean sea levels. Gridded daily sea level anomalies with a map spacing of 1/4-degree × 1/4-degree within a radius of 1-degree around the tide gauge location were retrieved from the satellite altimetry multi-mission product available through the Copernicus Marine and Environment Monitoring Service (CMEMS; http://marine.copernicus.eu/). All the required geophysical corrections (Fu and Cazenave, 2001) were applied in this data set by CMEMS. The data sets span the common period of 1993 to 2016 with less than 1% of missing data. For consistency with the tide gauge data, the Dynamic Atmospheric Correction (DAC) computed from atmospheric and wind fields that is routinely applied to satellite altimetry data (Carrère and Lyard, 2003), was added back. The daily sea level anomalies were then averaged into monthly data. Since this study is aiming at long-term trends in sea level, the mean seasonal signals (annual and semi-annual) were adjusted and removed from all monthly sea level time series, either satellite altimetry or tide gauge, using ordinary least squares.

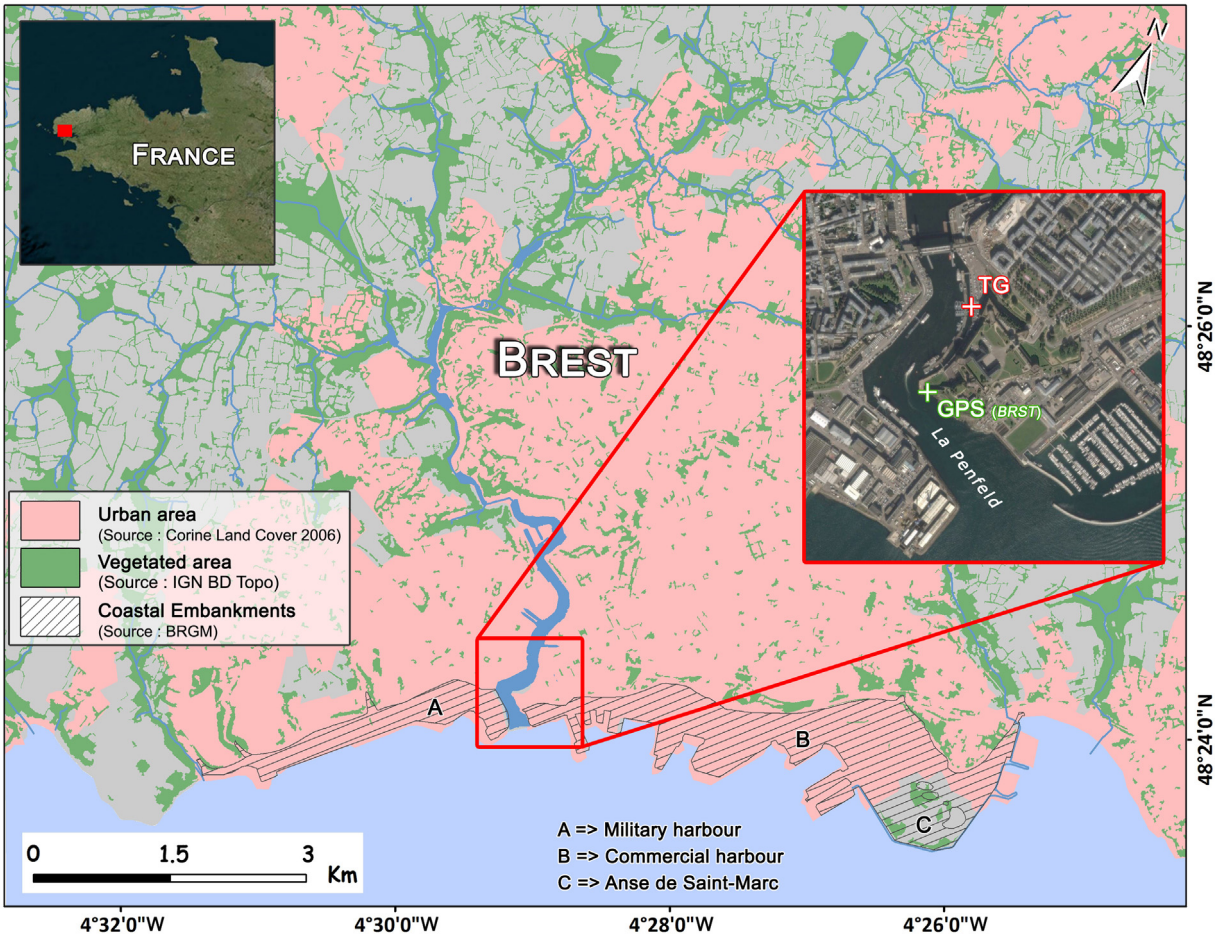

Fig. 1. Study area of Brest (France) and its surroundings with a synthetic representation of the land. The top left insert shows where is located the Brest city in France. The right insert indicates where the geodetic instruments (GPS and TG) are located, 293 m apart.

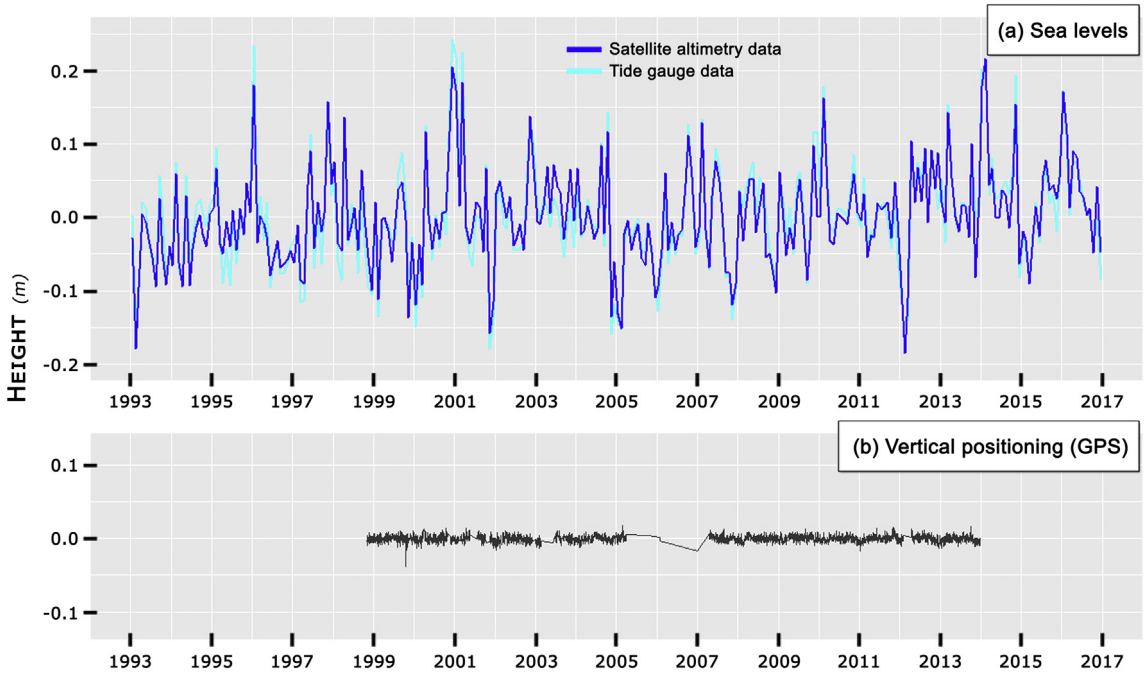

Fig. 2. (a) Monthly mean sea levels in the area of Brest (France) from the tide gauge and the spatially-averaged satellite radar altimetry data (seasonal signals were removed); and (b) daily vertical position time series from the permanent GPS station. An arbitrary constant offset was removed to centre the time series along the y-axes (see text for further details).

It is worth mentioning that coastal satellite altimetry products using waveform retracking algorithms are under development with promising results (e.g., Huang et al., 2018). However, they are not readily available for most of the world coasts, and they need to be assessed regionally in terms of trends over multi-decadal timescales (Cipollini et al., 2017). In addition, we noted that the sea level time series showed a high spatial coherence within the selected area of 1-degree radius around the tide gauge location, both in terms of interannual signals and trends. Indeed, the correlation coefficients between the selected satellite and tide gauge time series (de-seasoned and de-trended) ranged between 0.78 and 0.82. Therefore, we conclude that there is no significant land contamination that could potentially prevent us from using the CMEMS products. Most interestingly, the spread of the linear trends in this 1-degree spatial area was as low as 0.15 mm/yr (standard deviation). As a result, a unique spatially-averaged satellite altimetry time series of monthly mean sea levels was computed over the 1-degree radius area around the tide gauge and considered in the following. This spatially-averaged satellite altimetry time series is shown in Fig. 2 along with that of the tide gauge. Note that to cope with the different conventional datum definitions the sea level time series were centred by removing the average over the common 1993–2016 period. Over this period, the rates of sea level change were estimated to be 2.3 ± 0.5 mm/yr for the spatially-averaged satellite altimetry time series and 2.4 ± 0.6 mm/yr for the tide gauge time series. That is, the difference is not statistically significant.

3.2. InSAR and GPS data

To overcome the point-wise limitation of GPS data, the InSAR technique can be used to provide ground displacement information with a high spatial resolution (better than 100 m) and large extent (up to tens of kilometres), by measuring the distance between the Earth surface and a satellite equipped with a Synthetic Aperture Radar (SAR) sensor (Massonnet and Feigl, 1998). InSAR data acquisitions are recorded in SAR images where each pixel contains information (represented by a complex number) on the amplitude of the backscattered radar signal and on the phase difference between the signals emitted and received by the SAR space-borne sensor. To obtain the information on ground displacements, a phase difference (also called interferometric phase) is extracted by multiplication of a SAR image with the complex conjugate of a second SAR image. This multiplication yields an image called interferogram (Rosen et al., 2000). The resulting interferometric phase is the sum of several components as detailed in Eq. (E1) from which the deformation component needs to be extracted with the best possible precision (more details on the phase signal content and its processing can be found, for example, in Hanssen (2001) or Raucoules et al. (2007)).

$$\Phi = \Phi_{topo} + \Phi_{deformation} + \Phi_{atm} + \Phi_{flat\ earth} + \Phi_{orbit} + noise\ [2\pi] \quad \text{(E1)}$$

In Eq. (E1) Φ_{topo} is the phase component related to the topography (altitude dependent phase component), $\Phi_{deformation} = \frac{4\pi}{\lambda}\,\delta_r$ (with δ_r the displacement in the line of sight of the sensor) is the deformation component, Φ_{atm} is the atmospheric component, $\Phi_{flat\ earth}$ is related to the geometry of the Earth's surface and Φ_{orbit} to the relative position of the satellites trajectories during the acquisitions. Additional noise due to phase decorrelation (in particular the temporal decorrelation due to changes in the characteristics of the ground scatterers) or instrumental noise affects the interferometric phase. The topographic component can be compensated using an ancillary Digital Elevation Model (DEM) for simulating the topographic phase component. Once InSAR products are corrected from the topography, the term "Differential SAR interferometry" (DInSAR) is used. It is noteworthy that geocoding of SAR (and consequently DInSAR products) requires the use of topographic data (that is, a DEM). The altimetric precision of the DEM and its spatial resolution will thus have an impact on the planimetric accuracy of the geocoded products. Flat Earth and orbital phase components are compensated taking into account the Earth's ellipsoid characteristics and satellite orbital information. Atmospheric component and phase decorrelation therefore remain the main source of uncertainty in interferometric products. Advanced Interferometric (such as the methods used in this study and presented below) aim at addressing these particular issues that are a major limitation for the conventional DInSAR.

In this study, the two SAR missions ERS-1/2 and ENVISAT, operated by the European Space Agency (ESA), were selected. These missions were designed to provide continuous observations with similar orbital and signal characteristics. The image mode of these SAR missions was set up to emit signals in the C-Band spectrum (5.3 GHz) with mutual exclusive polarisation (VV or HH) and to perform observations high spatial resolutions (pixel size of approximately 8 m in range and 6 m in azimuth for ERS-1/2, and 9 m in range and 6 m in azimuth for ENVISAT (ESA, 2018)). The SAR data consisted of 45 ERS-1/2 Single Look Complex images covering May 1992 to November 2000 and 21 ENVISAT Single Look Complex images covering December 2002 to January 2008. Both SAR datasets were retrieved from the Earth Observation Link catalogue maintained by ESA. These SAR images were selected across the area of Brittany with a particular focus on the region of Brest, and each image was acquired from a specific descending satellite track, that is, No. 409.

Due to the sub-millimetre per year accuracy required for vertical land motion estimates in sea level change studies (Wöppelmann and Marcos, 2016), the use of the simplest conventional DInSAR approach (Massonnet and Feigl, 1998) is not sufficient. By contrast, the advanced Multi Temporal InSAR (MTI) approach can determine ground displacement rates at the required level of precision using multiple SAR acquisitions (Ferretti et al., 2007; Crosetto et al., 2016; Osmanoglu et al., 2016). The central idea of MTI approach is to take advantage of a large data set including acquisitions over several years (in our case more than 6 years), especially towards issues due to atmospheric effects. In fact, the atmospheric impact on DInSAR products being practically uncorrelated in time, low-pass temporal filtering (or linear regression when estimating velocities) on the displacement time series applied by the MTI tools is able to substantially reduce the consequences of atmospheric effects in terms of velocity uncertainty.

The MTI approach (whose first implementation was the Permanent Scatterers for Interferometric Synthetic Aperture Radar (PSInSAR™) algorithm (Ferretti et al., 2001)) is suitable and reliable for pixels where reflectivity is rather high in amplitude and stable over time. This thus limits the potential area of investigation mainly to urbanized areas, that is, mostly cities. However, recent studies have improved the MTI approach to cope with non-urban areas, for instance using the Stanford Method for Persistent Scatterers (StaMPS) (Hooper et al., 2004; Hooper et al., 2007). In our study, the MTI approach was applied with an updated version of StaMPS (Hooper, 2008; Hooper et al., 2012) that includes Small Baseline (SB) and combined MTI algorithms (StaMPS/MTI), hopefully increasing the spatial extent to less urbanized areas along the Brest coastline.

To limit the processing time and computing resources, each SAR image was cropped into a smaller area centred on Brest. Several SAR images were discarded due to very large baseline (spatial separation between two satellite acquisitions) with the master image (image of reference for DInSAR processing) which can result in low quality interferograms. An external C-Band DEM with a resolution of 3 arc-seconds (90 m) was extracted from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) database (Jarvis et al., 2008) for topographic phase compensation and geocoding of the products using a script from the Delft object-oriented radar interferometric software (Doris) (Kampes and Usai, 1999). The characteristics of the SRTM DEM (90 m resolution, 10–20 m vertical precision) is found to be consistent with a geocoding precision of about 50 m and with the proposed cell approach for the estimation of ground displacements (see below). Before the interferograms generation, SAR images should be aligned on a reference image to compensate for pixel offsets between all pairs of images. This process named

coregistration should be performed on a subpixel level to match the right pixels together and to ensure accuracy and precision in the interferometric phase as well as to reduce noise (Li and Bethel, 2008). StaMPS/MTI coregistration procedure allows coregistration directly to the master image only with SAR images (called slaves) with very small baseline (less than 100 m). The SAR images with larger baselines are coregistered to the three closest slaves with the smallest baselines.

The aim of MTI is to identify ground reflectors or targets whose backscattering signal properties in amplitude and/or in phase are stable over time and spatially correlated, in other words to identify pixels of interferograms characterized by small stochastic noise. These reflectors can be separated into two types depending on the nature of the backscattered radar response. Reflectors are called Persistent Scatterers (PS) if the response is due to a strong reflecting object or are called Distributed Scatterers (DS) if the response is due to multiple small reflecting objects. The StaMPS/MTI approach can detect PS and DS and combine them, which results in a dense network of ground targets.

The first step of the procedure of identifying ground targets is focused on PS identification. A list of candidate pixels is obtained by amplitude dispersion analysis on each interferogram (Hooper, 2008). This analysis is performed using a low threshold of amplitude dispersion index to detect as many candidates as possible. Then, each candidate is analysed in terms of phase stability to estimate its stochastic noise. The pixels identified as PS are those which show the lowest amount of stochastic noise and are persistent over most of the interferograms. The second step of the procedure is focused on DS identification by using a small baseline processing chain (Berardino et al., 2002; Lanari et al., 2007; Hooper, 2008). This method does not rely on a master-slaves combination, but uses SAR image pairs characterized by a small baseline, which are then less affected by spatial decorrelation. DS pixels are identified in the same way as the PS, except that the procedure is applied on interferograms that are first filtered to reduce geometric decorrelation and to exclude non-overlapping Doppler spectrum (Hooper, 2008).

To estimate ground displacement rates, phase values which are bounded between $-\pi$ and $+\pi$ need to be unwrapped. The reliability of the unwrapping notably depends on the density of pixels available and used. This is why PS and DS pixels are combined prior to the unwrapping step. (In the following, the term PS will designate the combination of PS and DS pixels). A statistical-cost 3-D unwrapping approach (Hooper, 2009) is then applied on the combined pixels (PS). This approach analyses the temporal evolution of phase difference between closest pairs of PS to generate probability density functions in space dimension with the assumption that ground motion signal is spatially smooth. After temporal unwrapping, the phase measurements are interpolated and resampled on a regular spatial grid which enables to use a generalized cost function approach to optimize spatial unwrapping. Time series of phase change for each pixel are then retrieved by inversion of the unwrapped phase in a least-squares adjustment. To apply the phase unwrapping, it is necessary to first select a reference area; a stable one, as far as possible, since all the ground displacements subsequently derived from the DInSAR data analysis will be referred to this area. In our study, a permanent GPS antenna is available with data from 1998 to 2014. Its daily position time series on the vertical component is shown in Fig. 2, as it was estimated by Santamaria-Gomez et al. (2017). The associated GPS vertical velocity estimate was 0.01 ± 0.30 mm/yr. Note that the velocity uncertainty takes into account the time-correlation of the GPS position time series (power-law plus a variable white noise) and the uncertainty from the reference frame realization (quadratically summed). The GPS results thus indicated geocentric ground stability, hence the area surrounding the GPS antenna (Fig. 3) was selected for the phase unwrapping procedure.

Since the rates of PS displacement are obtained along the Line Of Sight (LOS), StaMPS/MTI inverts the sign to display negative values corresponding to situations of ground subsidence, and positive values for uplift. In addition, the local horizontal motion was estimated at the GPS station of Brest to be less than 0.5 mm/yr (that is, well within the uncertainties of MTI results), by removing the regional motion as determined from the nearby GPS stations (up to 70 km). Our result at Brest is in agreement with Nocquet and Calais (2003), but using nearly fifteen additional years of GPS measurements. The authors concluded to a regional continuous and steady horizontal motion due to the European plate tectonic. Consequently, considering the small local horizontal motion at Brest and the narrow view angle (23°) of the SAR data acquisitions, the vertical land motion was estimated using the PS displacement rates along the LOS, as the error introduced by this approximation was negligible (Raucoules et al., 2013). If required, the LOS rate displacements can readily be converted into vertical displacements by dividing the results by the cosine of the 23° incidence angle.

In a final step, the results of the MTI analysis were spatially averaged within cells in a regular grid by calculating the weighted mean of the PS rates within each cell to obtain a spatially continuous and robust estimation of the ground displacements. The calculations were performed only on cells with at least three values of PS rates. The size of the cells was empirically fixed at 200 m coping with the trade-off between being able to calculate a weighted mean in areas with very low density of PS detected and maximizing the density of number of cells along the coastline. Fig. 3 shows the resulting cell distribution in the case study area of Brest.

3.3. Computation of relative sea level trends

According to the basic expression:

$$SL_{relative} = SL_{geocentric} - VLM_{geocentric} \tag{E2}$$

where $SL_{geocentric}$ is the rate of geocentric sea level change and $VLM_{geocentric}$ is the rate of geocentric vertical land motion, then changes in relative sea level ($SL_{relative}$) can be readily determined.

The rate of geocentric sea level change was estimated from satellite altimetry data (Section 3.1). Note, however, from the previous section that InSAR or PS ground displacement estimates are by essence relative to a reference area. It was therefore necessary to transform (calibrate) the PS displacement rates into a geocentric reference frame. The ideal solution would be to geodetically connect the PS reference points to at least one GPS antenna. This can be performed providing that corner reflectors or compact active radar transponders are available in the area of interest (Mahapatra et al., 2018). Another possible approach would be to minimize the differences between ground displacement estimates obtained from GPS and nearby PS at various locations of the study area (Bock et al., 2012; Shennan et al., 2015). With only one GPS station available and no corner reflector or transponder, these approaches could not be applied in the Brest case study. Instead, a calibration offset (T_{REF}) was determined by computing the difference between the weighted mean displacement rate of the PS grid-cell where the GPS antenna is grounded ($VLM_{cell_with_GPS}$) and the GPS vertical velocity (VLM_{GPS}):

$$T_{REF} = VLM_{cell_with_GPS} - VLM_{GPS} \tag{E3}$$

Note that this PS grid-cell was referred to as the reference area in the unwrapping procedure described in the previous section. Then, for each coastal cell in the study area (Fig. 3), the geocentric vertical land motion ($VLM_{geocentric}$) was estimated by subtracting the calibration offset (T_{REF}) from the relative PS ground displacement rates ($VLM_{insar_relative}$):

$$VLM_{geocentric} = VLM_{insar_relative} - T_{REF} \tag{E4}$$

Finally, all the terms in Eq. (E2) were available, and the relative sea level changes ($SL_{relative}$) could be computed.

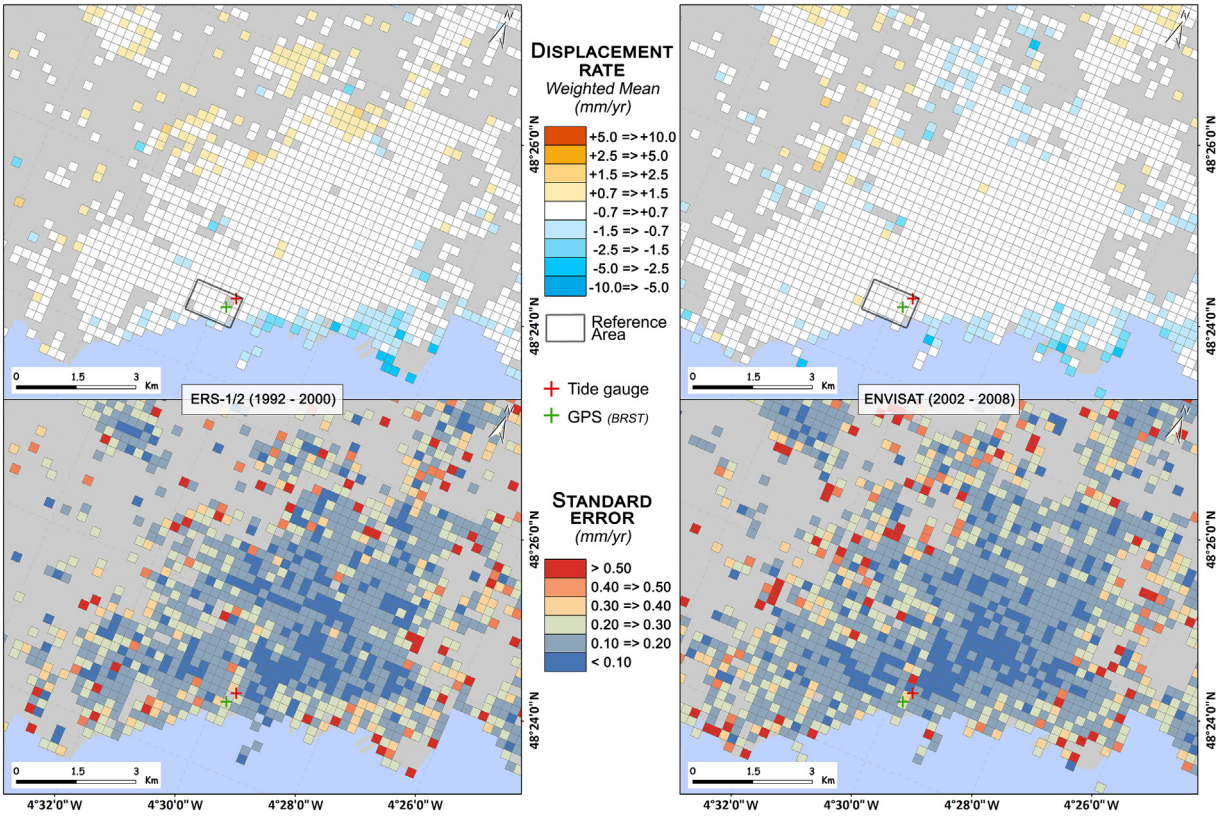

Fig. 3. Vertical land motion estimated from the PS displacement rates along the LOS using ERS-1/2 data between 1992 and 2000 (left panels) and ENVISAT data between 2002 and 2008 (right panels). Each cell is represented by the weighted mean value of the PS displacement rates within each cell. The bottom maps display the associated standard errors.

4. Results

Fig. 3 shows the vertical ground displacement results produced from the StaMPS/MTI analysis over the 1992–2000 and the 2002–2008 SAR periods. As described in the previous section, the PS displacement rates were calibrated using the reference area highlighted in Fig. 3 by a square box, which includes the geodetic instruments of interest (tide gauge and GPS antenna). Fig. 3 also displays the standard errors of the weighted-average PS displacement rates of each cell (bottom panels).

Fig. 4 provides the distributions of the cell-averaged PS displacement rates for the two time periods. These distributions indicate that most displacement rates in the study area are small and centred at 0.11 mm/yr and −0.05 mm/yr with standard deviations of 0.73 mm/yr and 0.82 mm/yr for ERS-1/2 and ENVISAT data, respectively. As many as 81% of ERS-1/2 (85% of ENVISAT) displacement rates are in the range of −0.7 mm/yr and 0.7 mm/yr. Furthermore, most of these PS cells are associated with standard errors less than 0.2 mm/yr (63% for ERS-1/2 data and 64% for ENVISAT data). One can also note that the histograms in Fig. 4 are slightly skewed left, as confirmed by the skewness indexes of about −1.20 for both distributions. This underlines that ground subsidence is slightly more important than uplift in the Brest area. However, both distributions can be considered as Gaussian with kurtosis indexes close to 0 (0.35 for ERS-1/2 data and 0.46 for ENVISAT data). The positive values of kurtosis corresponds to a slight sharpness of the peak's distribution, hence highlighting that the amount of values is densest near the centre of the distribution. Along the maps in Fig. 3, this supports the finding that the Brest study area can be considered overall stable.

Nonetheless, a coherent spatial pattern of ground subsidence can be identified along the Brest coastline. This subsidence pattern is consistently detected from both data sets and time periods. The observed coastal subsidence matches the embankment and harbour reclamation areas presented in Fig. 1. In addition, even though most of the ground displacement areas are spatially coherent between both SAR datasets and time periods, an area located towards the north in Fig. 3 first experienced uplift of about 1.5 mm/yr for the ERS-1/2 data and 1992–2000 period, whereas later on it was subject to subsidence of about 1 mm/yr for the ENVISAT data and 2002–2008 period. This anomaly is further discussed in Section 5.

5. Discussion

5.1. InSAR method (StaMPS/MTI)

The resulting PS density is higher for ENVISAT data than for ERS-1/2 data, with 270 PS/km^2 against 127 PSs/km^2, respectively. The PS density can differ depending on the type of ground (Sousa et al., 2010). As many as 87% of the PS were detected on urbanized areas for both SAR datasets, and a small amount of PS were detected on areas covered only with vegetation (7% for ERS-1/2 data and 5% for ENVISAT data).

The application of the StaMPS/MTI algorithm was precisely chosen here to minimize the possible loss of data over vegetated areas, which is a known limitation of the original MTI approach (Werner et al., 2003). However, in spite of the improved PS density compared to the original MTI approach (Fig. 5), the StaMPS/MTI approach did not prevent from losing backscattered signal coherence over the vegetated areas that are well beyond the urban areas of the Brest city, subsequently reducing the PS detection and reliability of the unwrapping procedure over a large spatial extent (not shown here, only the reliable results are). This limitation underlines that advances are needed to increase the density and the quality of MTI data, especially over non-urban and vegetated environments.

Most of the advances needed are listed in Crosetto et al. (2016). Especially, in whatsoever form the MTI method is implemented, the

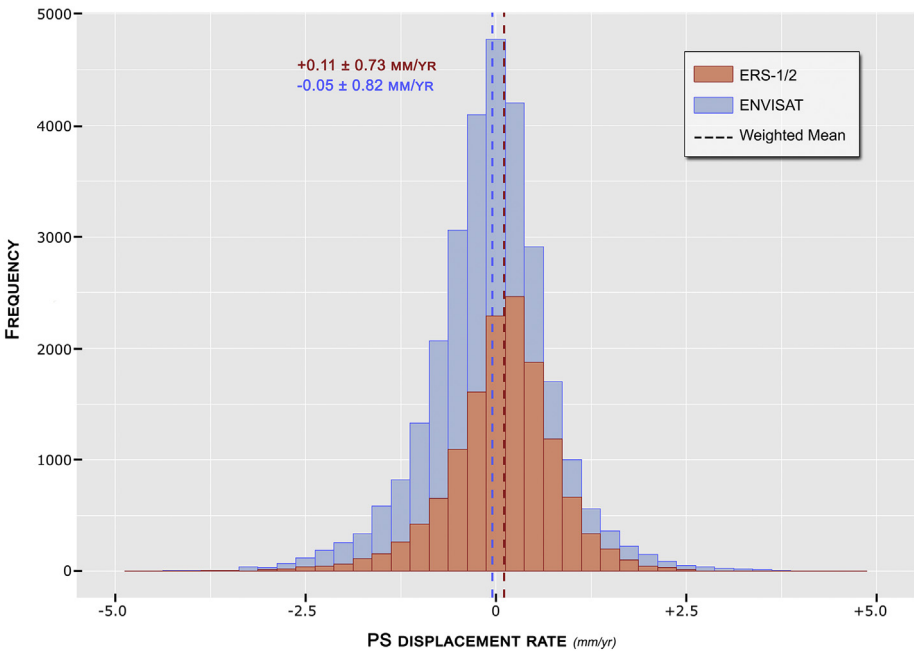

Fig. 4. Distributions of the cell-averaged PS displacement rates (Fig. 3) obtained using ERS-1/2 data between 1992 and 2000 (red colour) and ENVISAT data between 2002 and 2008 (blue colour). Weighted means are annotated along with the standard deviations of the PS rate distributions. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

temporal resolution of the data can influence greatly the density of PS detected and the reliability of the estimation of the atmospheric effects (mainly due to the propagation through the troposphere). The amount of SAR images and the time span covered by these, are critical to improve the results accuracy. Nonetheless, the accuracy of the estimation of the atmospheric effects deteriorates as the distance to the reference area increases, and depends mainly on the performance of the MTI method used to correct the data. In addition, it is worth noting that errors can result from a poor PS density, the unwrapping method, and of the characteristics of the ground displacement that affect the area. However, unwrapping errors were unlikely here due to the low amplitude of deformation in the study area. All the above-mentioned potential errors are limiting factors that prevent from addressing the demand for sub-millimetre per year accuracy in sea level change studies.

5.2. Vertical ground motion

Using the StaMPS/MTI approach, we were able to characterize the vertical ground motion at Brest with unprecedented spatial resolution and sub-millimetre per year precision, especially along its coastline (Fig. 3). The overall ground stability of Brest was assessed (Fig. 4), especially over the urban city centre where the PS density was the highest, and in the vicinity of the geodetic instruments (tide gauge and permanent GPS antenna). Since no ground control points (e.g., corner reflectors) were available to clearly identify the associated PS and to geodetically connect it with the tide gauge benchmark, the vertical displacement of the tide gauge station was assumed to be similar to the closest PS or best to a set of surrounding PS. This could be assessed with an uncertainty around 0.8 mm/yr in our study, which is similar to the order of magnitude obtained in previous studies addressing this issue (Wöppelmann et al., 2013). It highlights the importance of identifying a large number of PS in the near vicinity of the geodetic instruments (tide gauge and GPS antenna) and to accurately locate these PS.

In spite of the overall stability of Brest area, the results also revealed localized subsidence areas along the coastline (Fig. 3) corresponding to the embankment areas of the military and commercial harbours

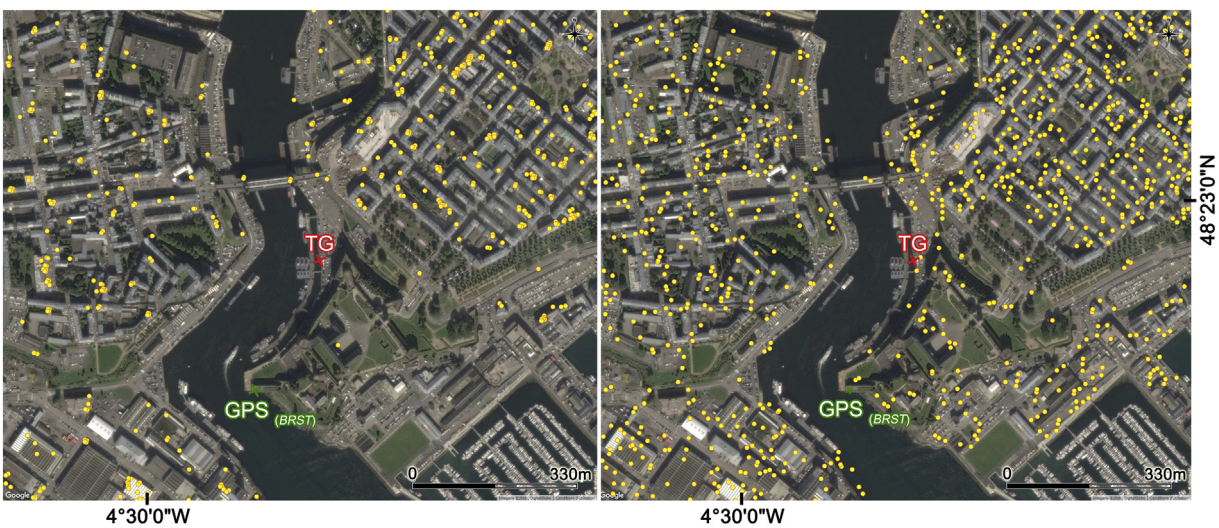

Fig. 5. Persistent Scatterers (PS) from ENVISAT data detected (yellow dots) using the original MTI approach (Werner et al., 2003) (left panel) and using the StaMPS/MTI approach (right panel). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

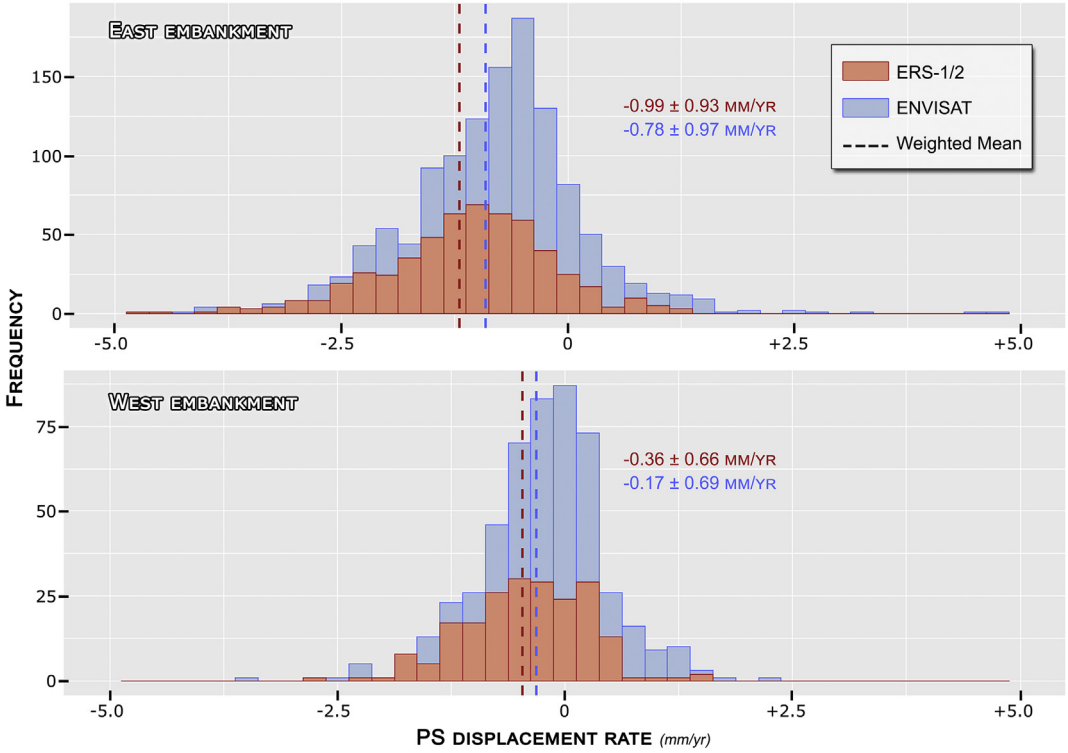

Fig. 6. Distribution of Persistent Scatterers (PS) displacement rates in the East (upper panel) and West (bottom panel) embankment areas of Brest (Fig. 1) using StaMPS/MTI software with ERS-1/2 data between 1992 and 2000 (red colour) and with ENVISAT data between 2002 and 2008 (blue colour). Weighted means are annotated along with the standard deviations of the PS rate distributions. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(Fig. 1). Fig. 6 shows the distribution of the PS displacement rates in the East (top panel) and West (bottom panel) coastal embankment areas. The indication of land subsidence was consistent across datasets (ERS-1/2 versus ENVISAT) and time periods (1992–2000 versus 2000–2008). Over the entire 1992–2008 data period, the East embankment area suffered the largest rate of land subsidence with PS displacement rates around −0.90 mm/yr (standard deviation of 0.95 mm/yr), whereas the West embankment area was subject to moderate land subsidence around −0.25 mm/yr according to the PS displacement rates, if any (standard deviation of 0.65 mm/yr). The largest spread in the displacement rates of the East embankment (standard deviation 0.30 mm/yr higher) can be explained by the lowest PS density detected in the area of "Anse de Saint-Marc" (Fig. 1). This area is an undeveloped vegetated polder created in 1977 on the eastern part of the commercial harbour (Fig. 1) (Berrou, 2015).

The analysis of the PS rate displacements divided into categories (subsidence, stability, uplift) did not reveal a clear relationship with the geological features preceding the Anthropocene. This lack of relationship was reported in previous studies (Chaussard et al., 2013), pointing to a superficial anthropogenic cause. Indeed, the land subsidence areas in our study could be associated with land reclamation and coastal embankments for the development of the Brest harbours during the twentieth century. Similar subsidence processes associated with land reclamation were observed with SAR interferometry in other contexts [e.g., Jiang et al., 2011; Le Cozannet et al., 2015). As a matter of fact, the commercial harbour (East embankment) has been developed over the recent decades, whereas the development of the military harbour (West embankment) is rather older. This is consistent with rates of compaction of the infrastructures that reduce over time, which is in agreement with the PS results showing statistical evidence for land subsidence in the most recently reclaimed area (West embankment), and moderate (if any) in the oldest reclaimed area (West embankment).

Interestingly, towards the north of our study area (Fig. 3) the PS results between both datasets and time periods reveal contradictory land motion behaviours, with uplift over the 1992–2000 period and subsidence over the 2002–2008 period. Furthermore, these results could not be attributed to instrumental or computational artefacts. By contrast, we found that opposite ground displacements could be real over short time periods. Indeed, the French governmental website of www.georisques.gouv.fr reports that this area is subject to superficial geological hazards such as landslides (one local event identified) and a low hazard of shrinking and swelling of clays. In addition, it also reports the presence of two underground cavities exploited by the army.

5.3. Relative sea level trends along the coastline

Fig. 7 illustrates the relative sea level changes obtained over the past two decades along the 16-km long coastline of Brest with a high-spatial resolution. It highlights where these changes were the largest by as much as 160% within relatively short-distances. Since satellite altimetry revealed a large spatial coherence in the trends over several tens of kilometres around Brest, the spatial variability of relative sea level changes was obviously due to local processes of vertical land motion. Not surprisingly, the largest relative sea level changes were found along the embankment areas, where land reclamation took place during the 20th century to support the development of both the military and commercial harbours. Furthermore, the rates of vertical land motion (and subsequently relative sea level change) and the associated spatial patterns along the Brest coastline are consistent within the error bars across each of the two decades considered in this study, as revealed in the upper and bottom panels of Fig. 7. This suggests a steady ground stability or land motion behaviour (East embankment where the commercial harbour is located) that is likely to last over the future decades. Consequently, the coastal areas that were identified as being subject to land subsidence (East embankment/commercial harbour) will likely see future relative sea levels higher than those predicted from land-ice

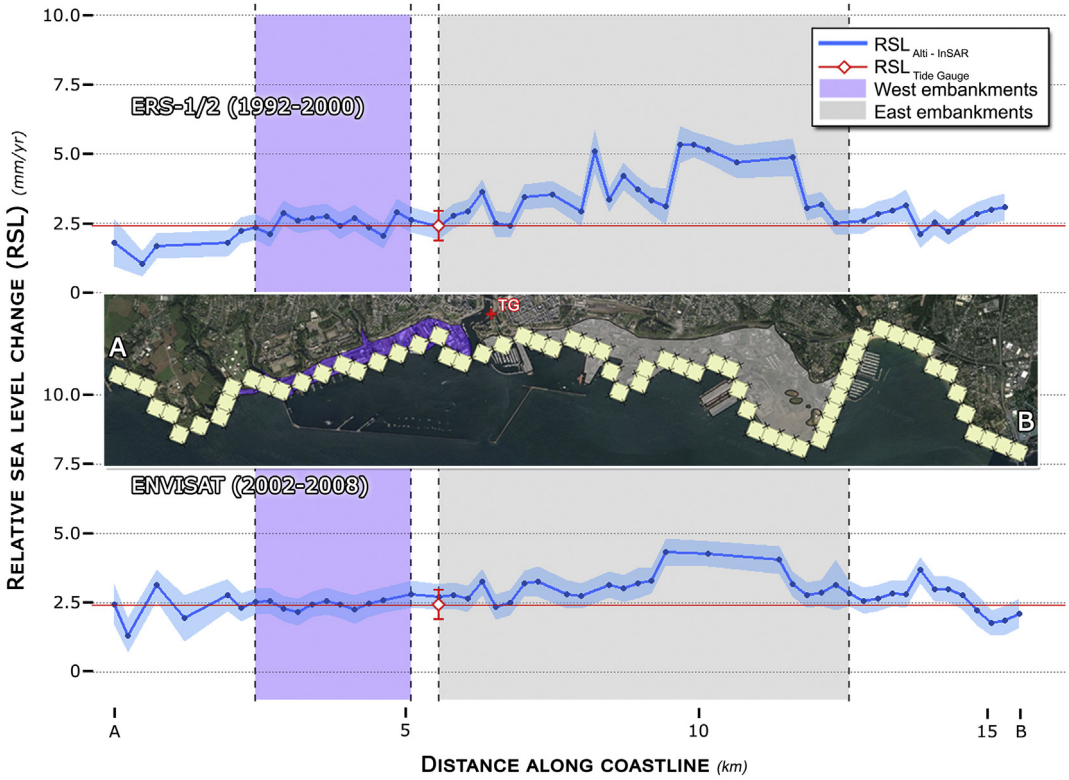

Fig. 7. Relative sea level changes along Brest coastline obtained from geocentric sea level changes (satellite altimetry) and vertical land motion estimates (GPS-calibrated InSAR) over the two different datasets and time periods (upper panel: ERS-1/2, 1992–2000; bottom panel: ENVISAT, 2002–2008). The red line (and red symbol located roughly at the tide gauge station in the middle panel) represents the relative sea level as determined directly from the tide gauge data over the common 1993–2016 period, and serves as guideline. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

melting and ocean water expansion using climate models and greenhouse gas emission scenarios.

6. Conclusion

Using InSAR data and approach of StaMPS/MTI, we spatially extended the point-wise information of vertical land motion estimated from the permanent GPS station, and were able to spatially characterize this land motion at Brest with an unprecedented spatial resolution and precision, especially along its coastline. Our findings shows an overall geodetically stable Brest area over the past decades, especially at the tide gauge and its vicinity, in agreement with what could be anticipated from the geological setting (Cagnard, 2008). Nonetheless, we also found land subsidence along the coastline, localized in the areas of land reclamation and embankments where the military and commercial harbours developed during the 20th century. Our estimates indicated statistically significant land subsidence for the East embankment where the commercial harbour is settled, whereas it was estimated as moderate, if any, for the West embankment where the military harbour is located. These results ultimately enabled to estimate relative sea level changes along the coastline of Brest with unprecedented high-spatial resolution too, transforming the geocentric satellite altimetry trends into relative trends.

The independent information from the tide gauge data provided a direct estimate of the relative sea level trend at its specific location along the Brest coastline that was in agreement with our results from the combined satellite altimetry and GPS-calibrated InSAR approach (Fig. 7), but it also underlined the areas beyond its location along the coastline. It highlights that the gauge information is essentially point-wise, and enables to spot the areas where sea level rise is higher, especially at the commercial harbour (East embankment). In the latter area, particular attention will thus be required in terms of coastal management and planning, since predictions from climate models include only ocean signals from water mass changes and ocean dynamics, including thermal expansion, and subsequently miss the contribution from land motion, to adequately anticipate the impacts of future relative sea levels (Nicholls, 2011; Hallegatte et al., 2013; Hinkel et al., 2014), whether the causes stem from climate, solid earth processes or human groundwater depletion (Long et al., 2017). Most interestingly, our approach is applicable beyond the case study of Brest, especially along coastal areas where tide gauge data are not available, provided satellite data are. However, it is fair to underline that InSAR data and MTI methods still require advances to address the demand of sub-millimetre per year accuracy required for studies on long term trends in relative sea levels. The most important areas of research are listed in Crosetto et al. (2016), and are concerned with the spatial extension of the PS detection along the coastline beyond the urban cities to vegetated areas.

Acknowledgments

Cyril Poitevin acknowledges a Ph.-D. grant from the French Research Ministry. This work benefited from the financial support of CNES (French space agency) through a TOSCA funding. Universitat de les Illes Balears provided a visiting professor grant for G. Wöppelmann. M. Marcos acknowledges support from the European INSeaPTION project (ERA4CS). G. Le Cozannet and D. Raucoules were supported by an internal BRGM grant. The SAR images from ERS-1/2 and Envisat satellite missions were downloaded freely with the support of ESA (European Space Agency) through the project Cat-1/19372. The Brest tide gauge and GPS data were obtained from SONEL (www.sonel.org). We thank Prof. Cheng (Editor-in-Chief) and two anonymous reviewers

for feedback which helped us improve the manuscript.

References

Barnett, T.P., 1984. The estimation of "global" sea level change: a problem of uniqueness. J. Geophys. Res. 89 (C5), 7980–7988.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., Sansosti, E., 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 40 (11), 2375–2383.

Berrou, G., 2015. L'aménagement du polder 124. In: Interview published in Patrimoines Brestois – Archives, Bibliothèque, Musée. 26. pp. 10–11.

Blewitt, G., 1997. Basics of the GPS technique: observation equations. In: Johnson, B. (Ed.), Geodetic Applications of GPS. Nordic Geodetic Commission, Sweden, pp. 10–54 (ISSN 0280-5731).

Blewitt, G., Altamimi, Z., Davis, J., Gross, R., Kuo, C.-Y., Lemoine, F.G., Moore, A.W., Neilan, R.E., Plag, H.-P., Rothacher, M., Shum, C.K., Sideris, M.G., Schöne, T., Tregoning, P., Zerbini, S., 2010. Geodetic observations and global reference frame contributions to understanding sea-level rise and variability. In: Church, J., Woodworth, P.L., Aarup, T., Wilson, S. (Eds.), Understanding Sea-level Rise and Variability. Wiley-Blackwell, pp. 256–284 (ISBN: 978-1-443-3451-7).

Bock, Y., Wdowinski, S., Ferretti, A., Novali, F., Fumagalli, A., 2012. Recent subsidence of the Venice Lagoon from continuous GPS and interferometric synthetic aperture radar. Geochem. Geophys. Geosyst. 13, Q03023. https://doi.org/10.1029/2011GC003976.

Boulanger, P., 2000. Réseau Permanent – Station de Brest – Sauvegarde métrologique. Rapport interne IGN, Compte-rendu CR/G 99, SGN 27956.

Bradshaw, E., Woodworth, P.L., Hibbert, A., Bradley, L.J., Pugh, D.T., Fane, C., Bingley, R.M., 2016. A century of sea level measurements at Newlyn, Southwest England. Mar. Geod. 39 (2), 115–140.

Brooks, B.A., Merrifield, M.A., Foster, J., Werner, C.L., Gomez, F., Bevis, M., Gill, S., 2007. Space geodetic determination of spatial variability in relative sea level change, Los Angeles basin. Geophys. Res. Lett. 34, L01611. https://doi.org/10.1029/2006GL028171.

Cagnard, F., 2008. Carte géologique harmonisée du département du Finistère BRGM:RP-56273 – FR. (435p., 12 fig., 2 tab. 3 pl. hors-texte).

Carrère, L., Lyard, F., 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing – comparisons with observations. Geophys. Res. Lett. 30 (6), 1275. https://doi.org/10.1029/2002GL016473.

Cazenave, A., Dieng, H.-B., Meyssignac, B., von Schuckmann, K., Decharme, B., Berthier, E., 2014. The rate of sea-level rise. Nat. Clim. Chang. 4, 358–361.

Cazenave, A., Le Cozannet, G., Benveniste, J., Woodworth, P.L., Champollion, N., 2017. Monitoring coastal zone changes from space. Eos 98. https://doi.org/10.1029/2017EO085581.

Chaussard, E., Amelung, F., Abidin, H., Hong, S.H., 2013. Sinking cities in Indonesia: ALOS PALSAR detects rapid subsidence due to groundwater and gas extraction. Remote Sens. Environ. 128, 150–161.

Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D., Unnikrishnan, A.S., 2013. Sea level change. In: Stocker, T.F. (Ed.), IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Chap. 13. 2013 Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., and New York edited by.

Cipollini, P., Calafat, F.M., Jevrejeva, S., Melet, A., Prandi, P., 2017. Monitoring sea level in the coastal zone with satellite altimetry and tide gauges. Surv. Geophys. 38, 33–57.

Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-Gonzalez, M., Devanthéry, N., Crippa, B., 2016. Persistent scatterer interferometry: a review. ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. 115, 78–89.

Dangendorf, S., Marcos, M., Wöppelmann, G., Conrad, C.P., Frederikse, T., Riva, R., 2017. Reassessment of 20th century global mean sea level rise. Proc. Natl. Acad. Sci. 114 (23), 5946–5951.

Douglas, B.C., 1997. Global sea rise: a redetermination. Surv. Geophys. 18, 279–292.

Douglas, B.C., 2008. Concerning evidence for fingerprints of glacial melting. J. Coast. Res. 24, 218–227.

ESA (European Space Agency), 2018. Satellite missions database (eoPortal directory) (Retrieved from). https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/e/.

Featherstone, W.E., Filmer, M.S., Penna, N.T., Morgan, L.M., Schenk, A., 2012. Anthropogenic land subsidence in the Perth Basin: challenges for its retrospective geodetic detection. J. R. Soc. West. Aust. 95, 53–62.

Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 39 (1), 8–20.

Ferretti, A., Savio, G., Barzaghi, R., Borghi, A., Musazzi, S., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., 2007. Submillimiter accuracy of InSAR time series: experimental validation. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 45 (5), 1142–1153.

Frederikse, T., Jevrejeva, S., Riva, R.E.M., Dangendorf, S., 2017. A consistent sea-level reconstruction and its budget on basin and global scales over 1958–2014. J. Clim. 31, 1267–1280.

Fu, L.-L., Cazenave, A., 2001. Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications. International Geophysics Series 69 Academic Press, San Diego, California.

Gornitz, V., Lebedeff, S., Hansen, J., 1982. Global sea level trend in the past century. Science 215, 1611–1614.

Goslin, J., Lanoë, B.V.V., Spada, G., Bradley, S., Tarasov, L., Neill, S., Suanez, S., 2015. A new Holocene relative sea-level curve for western Brittany (France): insights on isostatic dynamics along the Atlantic coasts of northwestern Europe. Quat. Sci. Rev. 129, 341–365.

Gutenberg, B., 1941. Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the Earth's interior. Bull. Geol. Soc. Am. 52, 721–772.

Hallegatte, S., Green, C., Nicholls, R.J., Corfee-Morlot, J., 2013. Future flood losses in major coastal cities. Nat. Clim. Chang. 3 (9), 802–806.

Hamlington, B.D., Thompson, P., Hammond, W.C., Blewitt, G., Ray, R.D., 2016. Assessing the impact of vertical land motion on twentieth century global mean sea level estimates. J. Geophys. Res. Oceans 121, 4980–4993.

Hanssen, R.F., 2001. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (328 pp., ISBN:0-7923-6945-9).

Hinkel, J., Lincke, D., Vafeidis, A.T., Perrette, M., Nicholls, R.J., Tol, R.S., Levermann, A., 2014. Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise. Proc. Natl. Acad. Sci. 111 (9), 3292–3297.

Holgate, S.J., Matthews, A., Woodworth, P.L., Rickards, L.J., Tamisiea, M.E., Bradshaw, E., Foden, P.R., Gordon, K.M., Jevrejeva, S., Pugh, J., 2013. New data systems and products at the permanent service for mean sea level. J. Coast. Res. 29, 493–504.

Hooper, A., 2008. A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. Geophys. Res. Lett. 35, L16302. https://doi.org/10.1029/2008GL034654.

Hooper, A., 2009. A statistical-cost approach to unwrapping the phase of InSAR time series. In: Proceedings of ESA FRINGE Workshop, Frascati, Italy, November 30–December 4, 2009.

Hooper, A., Zebker, H.A., Segall, P., Kampes, B., 2004. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. Geophys. Res. Lett. 31 (23).

Hooper, A., Segall, P., Zebker, H.A, 2007. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcan Alcedo, Galapagos. J. Geophys. Res. 112, B07407. https://doi.org/10.1029/2006JB004763.

Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., Arikan, M., 2012. Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. Tectonophysics 514-517, 1–13. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.013.

Huang, Q., Long, D., Du, M., Zeng, C., Li, X., Hou, A., Hong, Y., 2018. An improved approach to monitoring Brahmaputra River water levels using retracked altimetry data. Remote Sens. Environ. 211, 112–128.

Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC), 2012. Global Sea Level Observing System (GLOSS): Implementation Plan, Tech, Ser. Vol. 100 (Paris).

Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90 m database. http://srtm.csi.cgiar.org.

Jiang, L., Lin, H., Cheng, S., 2011. Monitoring and assessing reclamation settlement in coastal areas with advanced InSAR techniques: Macao city (China) case study. Int. J. Remote Sens. 32 (13), 3565–3588.

Kampes, B., Usai, S., 1999. Doris: The Delft object-oriented Radar Interferometric software. In: Proceedings ITC 2nd ORS symposium.

Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., Pepe, A., 2007. An overview of the small baseline subset algorithm: a DInSAR technique for surface deformation analysis. Pure Appl. Geophys. 164 (4), 637–661.

Le Cozannet, G., Raucoules, D., Wöppelmann, G., Garcin, M., Da Sylva, S., Meyssignac, B., Gravelle, M., Lavigne, F., 2015. Vertical ground motion and historical sea-level records in Dakar (Senegal). Environ. Res. Lett. 10, 084016. https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/8/084016.

Lenôtre, N., Thierry, P., Blanchin, R., Brochard, G., 1999. Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France). Tectonophysics 301 (3–4), 333–344.

Li, Z., Bethel, J., 2008. Image coregistration in SAR interferometry. Proc. Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Serv. XXXVII, 433–438.

Long, D., Pan, Y., Zhou, J., Chen, Y., Hou, X., Hong, Y., Scanlon, B.R., Longuevergne, L., 2017. Global analysis of spatiotemporal variability in merged total water storage changes using multiple GRACE products and global hydrological models. Remote Sens. Environ. 192, 198–216. https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.02.011.

Mahapatra, P., van der Marel, H., van Leijen, F.J., Samiei-Esfahany, S., Klees, R., Hanssen, R.F., 2018. InSAR datum connection using GNSS-augmented radar transponders. J. Geod. 92, 21–32. https://doi.org/10.1007/s00190-017-1041-y.

Massonnet, D., Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. Rev. Geophys. 36 (4), 441–500. https://doi.org/10.1029/97RG03139.

Nerem, R.S., Beckley, B.D., Fasullo, J.T., Hamlington, B.D., Masters, D., Mitchum, G.T., 2018. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. Proc. Natl. Acad. Sci. 115, 201717312. https://doi.org/10.1073/pnas.1717312115.

Nicholls, R.J., 2011. Planning for the impacts of sea level rise. Oceanography 24 (2), 144–157.

Nocquet, J.-M., Calais, E., 2003. Crustal velocity field of Western Europe from permanent GPS array solutions, 1996–2001. Geophys. J. Int. 154, 72–88.

Osmanoglu, B., Sunar, F., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., 2016. Time series analysis of InSAR data: methods and trends. ISPRS J. Photogramm. Remote Sens. 115, 90–102.

Pugh, D., Woodworth, P.L., 2014. Sea-level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-level Changes. Cambridge University Press, United Kingdom.

Raucoules, D., Colesanti, C., Carnec, C., 2007. Use of SAR interferometry for detecting and assessing ground subsidence. Compt. Rendus Geosci. 339, 289–302.

Raucoules, D., Le Cozannet, G., Wöppelmann, G., de Michele, M., Gravelle, M., Daag, A., Marcos, M., 2013. High nonlinear urban ground motion in Manila (Philippines) from 1993 to 2010 observed by DInSAR: implications for sea-level measurement. Remote Sens. Environ. 139, 386–397.

Rosen, P.A., Hensley, S., Joughin, I.R., Li, F.K., Madsen, S.N., Rodriguez, E., Goldstein, R.M., 2000. Synthetic aperture radar interferometry. Proc. IEEE 88 (3), 333–382.

Santamaria-Gomez, A., Gravelle, M., Dangendorf, S., Marcos, M., Spada, G., Wöppelmann, G., 2017. Uncertainty of the 20th century sea-level rise due to vertical land motion errors. Earth Planet. Sci. Lett. 473, 24–32.

Saussac, L., Moal, E., Gandihon, A., 2015. Brest military harbour: treatment of

liquefaction risk by ballasted columns behind a dock wall. Trav. Maritimes Fluviaux 914, 70–76.
Shennan, I., Long, A.J., Horton, B.P., 2015. Handbook of Sea-Level Research, First edition. American Geophysical Union. John Wiley & Sons, Ltd.
Sousa, J.J., Ruiz, A.M., Hanssen, R.F., Bastos, L., Gil, A.J., Galindo-Zaldivar, J., Sanz de Galdeano, C., 2010. J. Geodyn. 49, 181–189.
Spada, G., Galassi, G., 2012. New estimates of secular sea level rise from tide gauge data and GIA modelling. Geophys. J. Int. 191, 1067–1095.
Werner, C., Wegmuller, U., Strozzi, T., Wiesmann, A., 2003. Interferometric Point Target Analysis for Deformation Mapping. 7. pp. 4362–4364.
Woodworth, P.L., White, N.J., Jevrejeva, S., Holgate, S.J., Church, J.A., Gehrels, W.R., 2009. Evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales. Int. J. Climatol. 29, 777–789.
Wöppelmann, G., Marcos, M., 2016. Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability. Rev. Geophys. 54 (1), 64–92.
Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Simon, B., 2006. Brest Sea level record: a time series construction back to the early eighteenth century. Ocean Dyn. 56, 487–497.
Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Coulomb, A., Simon, B., Woodworth, P.L., 2008. Tide gauge datum continuity at Brest since 1711: France's longest sea level record. Geophys. Res. Lett. 35, L22605. https://doi.org/10.1029/2008GL035783.
Wöppelmann, G., Le Cozannet, G., de Michele, M., Raucoules, D., Cazenave, A., Garcin, M., Hanson, S., Marcos, M., 2013. Is land subsidence increasing the exposure to sea level rise in Alexandria, Egypt? Geophys. Res. Lett. 40, 2953–2957. https://doi.org/10.1002/grl.50568.

Variabilité du niveau marin relatif le long du littoral de Brest (France) par combinaison de méthodes géodésiques spatiales (altimétrie radar, InSAR et GPS)

Résumé :

Le changement climatique induit une élévation du niveau marin qui présente une variabilité régionale importante, en particulier à la côte, associée aux mouvements verticaux du sol. Par conséquent, l'évolution du niveau marin doit être déterminée par rapport à la côte pour fournir les connaissances les plus adaptées à une gestion du littoral efficace. Les informations sur le niveau relatif de la mer sont actuellement apportées directement par les marégraphes dont l'utilisation fait face à deux facteurs limitants. Premièrement, des informations complémentaires issues de stations GPS permanentes sont requises pour séparer les composantes terrestres et marines des enregistrements marégraphiques, l'objectif étant de pouvoir étudier les tendances à long terme du niveau marin. Deuxièmement, l'étendue spatiale des mouvements verticaux côtiers peut être hétérogène, ce qui limite la validité spatiale de la mesure marégraphique. La résolution de ces facteurs limitants a été analysée à travers un cas d'étude sur Brest (France) en utilisant l'interférométrie radar satellitaire (InSAR) et des données GPS de haute précision. L'application d'une méthode InSAR avancée démontre ainsi, qu'au cours des dernières décennies, la zone de Brest affiche une grande stabilité sauf au niveau de la bande portuaire. Les résultats InSAR calibrés par GPS ont été ensuite combinés avec des données d'altimétrie radar pour obtenir des tendances relatives du niveau marin le long du littoral de Brest à haute résolution spatiale. L'approche développée dans cette thèse est applicable au-delà du cas d'étude de Brest, notamment sur les zones côtières où les données marégraphiques ne sont pas disponibles.

Mots clés : mouvements verticaux du sol, niveau marin relatif, InSAR, altimétrie, GPS, subsidence côtière, Brest

Variability of the relative sea level along the coastline of Brest (France) from combined space-borne geodetic methods (radar altimetry, InSAR and GPS)

Summary:

The sea level rise induced by global warming is not uniform along the coastlines due to regional variability of sea level and especially due to vertical land motion which may represents a dominant factor. Therefore, the sea level evolution must be known relative to the land to provide adapted knowledges towards a most efficient coastal management. Information about relative sea level are currently provided directly by tide gauges which measured simultaneously sea level and vertical land variations. However, two important issues are associated with the use of tide gauges. First, supplemental information provided by permanent GPS stations is required to separate vertical land motion from ocean climate signals in tide gauge records, and hence to understand the causes of future coastal sea level changes and their relative importance. Second, vertical land motion can show local spatial patterns, which limits the spatial validity of the point-wise information provide by tide gauges. Using Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) and high-precision GPS data, the above-mentioned limitations were addressed in the case study of Brest (France). This study shows that, over the past decades, Brest and its surroundings are overall stable except for the embankment areas of the commercial and military harbours. The GPS-calibrated InSAR results were then further combined with radar altimetry data to obtain relative sea level trends along the Brest coastline with an unprecedented high-spatial resolution. The approach developed in this thesis is applicable beyond the case study of Brest, especially in coastal areas where tide gauge data are not available.

Keywords: vertical land motion, relative sea level, InSAR, radar altimetry, GPS, coastal subsidence, Brest

LIENSs (Littoral Environnement et Sociétés)

2, rue Olympe de Gouges

17000 LA ROCHELLE - FRANCE