



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
THÈSE
Pour l'obtention du diplôme de Doctorat 3^{ème} cycle « L.M.D »
En Sciences de la Terre
Option : Risque géologique

**Modélisation et traitement spatio-temporel du risque
sismique : application en Oranie**

Présentée et soutenue publiquement par :
M. BADREDDINE DAHMOUNE

Devant le jury composé de :

<i>Président de Jury :</i>	NADJI Abdelmansour	Professeur	Université d'Oran 2
<i>Rapporteur :</i>	MANSOUR Hamidi	Professeur	Université d'Oran 2
<i>Examineur :</i>	SAFA Aissa	Professeur	Université d'Oran 2
<i>Examineur :</i>	BOUDJEMLINE Djamel	Maître de conférences A	USTO
<i>Examineur :</i>	HAMI Khelifa	Professeur	Université de Tindouf

Soutenue le 12 septembre 2023

Remerciements

Ce manuscrit symbolise un travail de plusieurs années et une fin agréable qui témoignent du chemin parcouru tout au long de ces années. Aujourd'hui je tiens enfin ce manuscrit entre mes mains et je peux remercier les personnes m'ayant accompagnée et soutenues sur ce long chemin.

Je souhaite tout d'abord remercier les différents membres du jury qui ont accepté de lire et commenter cette thèse, à savoir les professeurs MANSOUR Hamidi, NADJI Abdelmansour, SAFA Aissa, et les maîtres de conférences HAMI Khelifa et BOUDJEMLINE Djamel, et remercier également le maître de conférences ZEROUAL Brahim.

Je souhaite exprimer ma gratitude envers les membres de notre laboratoire de risques géologiques. Je tiens également à remercier toutes les personnes que j'ai eu l'occasion de rencontrer au cours de mes années à l'université d'Oran, que ce soit dans le cadre d'échanges scientifiques ou administratifs. Mes remerciements vont également aux agents administratifs pour leur précieuse aide et leur patience tout au long de mes démarches.

Enfin, le plus important du tous, je tiens à remercier ma famille et particulièrement mes parents, ma soeur et mes frères pour les moments ressourçant qui m'ont permis de me changer les idées et qui m'ont toujours accompagné, poussé, consolé.

Avant-propos

Au fil des années passées à explorer les méandres de la Terre et à approfondir mes connaissances en géosciences, j'ai été confronté à la complexité des phénomènes géologiques et aux défis qu'ils posent à notre société. En tant qu'étudiant en géosciences, puis en tant que lauréat du programme de master en géologie de l'environnement (major de promotion), j'ai eu la chance d'acquérir une expertise approfondie dans la compréhension des risques géologiques, en particulier du risque sismique.

Mon cheminement académique m'a permis de développer une passion pour la recherche dans le domaine de la gestion du risque sismique, et c'est dans cette optique que j'ai entrepris plusieurs années de préparation de doctorat. Au cours de ce parcours, j'ai eu l'opportunité de mettre en pratique mes connaissances et compétences dans le but de contribuer à une meilleure compréhension du risque sismique dans une région particulièrement exposée : le nord-ouest de l'Algérie.

L'objectif central de cette thèse est de proposer une approche novatrice pour évaluer le risque sismique en utilisant des méthodes statistiques et probabilistes, tout en intégrant des données provenant de multiples sources. Cette démarche repose sur la fusion des informations géospatiales avec des données de séismes issues de catalogues régionaux et internationaux, ainsi que des données sur la densité de population et le degré d'urbanisation obtenues à partir d'images satellites.

Dans cette perspective, nous avons développé un modèle markovien spécifique pour évaluer le risque sismique dans la région du nord-ouest algérien, une zone sujette à une activité sismique modérée à forte. Notre travail s'articule autour de la modélisation stochastique des occurrences sismiques, exploitant une chaîne de Markov à temps discret avec un modèle à états finis. Ce modèle a été appliqué à un ensemble exhaustif de données couvrant les séismes survenus dans la région depuis 1928 jusqu'à 2018. La matrice de probabilité de transition de la chaîne de Markov a été utilisée pour simuler les occurrences futures de tremblements de terre.

Les résultats obtenus grâce à notre modèle ont été comparés avec le modèle de Poisson, une démarche couramment utilisée dans l'évaluation du risque sismique. De plus, l'intégration de données provenant de multiples sources a été réalisée à travers notre modèle mathématique, qui opère dans un environnement informatique capable de traiter, analyser et visualiser des données cartographiques.

Notre modèle présente des avantages significatifs. Il permet d'agrèger spatialement les événements sismiques en fonction de leur magnitude, de normaliser les différentes couches de données, et même de numériser les cartes géologiques pour évaluer la fragilité des formations géologiques face aux ondes sismiques.

Enfin, en combinant l'ensemble des occurrences sismiques avec des données telles que la den-

sité de population, le degré d'urbanisation, l'activité humaine détectée par les images satellites, les cartes géologiques et les données de propagation des ondes sismiques, notre modèle nous permet d'estimer la répartition du risque géologique dans la région d'étude.

Nous espérons que ce travail contribuera à l'élaboration d'un Plan de Prévention Séismique Régional (PPRS) pour la Wilaya d'Oran, offrant ainsi une meilleure compréhension des défis auxquels cette région est confrontée en matière de risque sismique.

Ce voyage scientifique a été marqué par de nombreuses découvertes et défis passionnants, et je suis profondément reconnaissant pour le soutien inestimable de ma famille, de mes enseignants, de mes collègues de recherche, et de tous ceux qui ont contribué à cette aventure.

D'autre part il est important de noter que la production d'un document de synthèse sur le risque sismique demeure une préoccupation majeure au sein de la communauté scientifique, en particulier dans le domaine des Géosciences. Au sein de l'équipe numéro 1 du laboratoire GEOREN de la Faculté des Sciences de la Terre et de l'Université d'Oran 2, Mohamed Ben Ahmed, d'importants travaux de synthèse ont été menés sur les risques naturels. Faisant partie de cette équipe, j'ai pu constater de près les avancées significatives réalisées en matière de recherche dans le domaine des risques naturels et géologiques.

Le laboratoire GEOREN montre son engagement soutenu dans l'étude et la compréhension des risques naturels. Il est devenu un pôle de référence en Algérie, en contribuant de manière significative à l'avancement des connaissances dans ce domaine crucial.

Notre filière en Risques Géologiques a également joué un rôle essentiel dans cette dynamique. Elle a formé et continue de former des chercheurs de rang magistral et des doctorants dans le cadre du LMD (Licence, Master, Doctorat) en Risques Naturels et Géologiques. Ces chercheurs, à travers leurs travaux, ont contribué à l'enrichissement des connaissances scientifiques et ont apporté des solutions concrètes pour la gestion des risques dans notre région.

Le laboratoire GEOREN et la filière en Risques Géologiques ont façonné un environnement propice à la recherche et à la formation de futurs experts en matière de risques naturels. Leurs travaux, publications et réalisations témoignent de l'excellence et de l'impact de cette communauté académique. C'est un honneur de faire partie de cette institution dédiée à la compréhension et à la prévention des risques qui touchent notre région et faciliter la mise en oeuvre d'action en faveur de la sécurité et de la résistance face aux risques naturels. Nous sommes fiers de contribuer à cette mission et nous nous engageons à poursuivre nos efforts pour un avenir plus sûr.

Table des matières

Remerciements	i
Avant-propos	i
Introduction générale	1
1 Cadre d'étude régional et local	8
1.1 Situation géographique de la zone d'étude	9
1.2 Géodynamique régionale de la Méditerranée	9
1.2.1 Convergence Nubie-Eurasie	11
1.2.2 Traits structuraux essentiels de la Méditerranée	12
1.2.3 Géodynamique récente de la Méditerranée occidentale	13
1.2.4 Cinématique actuelle de la Méditerranée occidentale	14
1.2.4.1 Région de Gibraltar, Rif, et Bétique	15
1.2.4.2 Maghrébides et bassin Algéro-Liguro-Provençal	15
1.2.4.3 Sicile, mer Tyrrhénienne et le bloc Corso-Sarde	16
1.2.4.4 Les Alpes	16
1.3 Géologie du nord algérien	16
1.3.1 Kabyliques	16
1.3.2 Nappes telliennes	16
1.3.3 Nappes de flyschs	17
1.3.4 Atlas intra-continentale	17
1.4 Sismotectonique du nord algérien	18
1.5 Cadre tectonique local	23
1.5.1 Phases tectoniques de l'Oranie	23
1.5.1.1 Phase Infra-Crétacée	23
1.5.1.2 Première phase alpine	23

1.5.1.3	Deuxième phase alpine	23
1.5.2	Marqueurs de déformations	24
1.5.3	Déformations terrestres	24
1.5.3.1	Accident de Kristel	24
1.5.3.2	Accident de Ain Franin-Arbal	25
1.5.3.3	Accident de Ras El Ain - Château Neuf	25
1.5.3.4	Accident de Murdjadjo	27
1.5.3.5	Faille de Bousfer (F3)	28
1.5.3.6	Faille de la Sebkha Nord (F4)	28
1.5.3.7	Faille de la Sebkha Sud (F5)	28
1.5.4	Déformations maritimes	30
1.5.5	Faille active offshore de Yusuf	30
1.5.6	Faille supposée active Offshore (F1)	33
1.6	Historique des études géologiques sur l'Oranais	33
1.6.1	Période avant 1900	33
1.6.2	De 1900 au début des années 40	34
1.6.3	De la fin des années 40 à la fin des années 50	35
1.6.4	De la fin des années 50 à la début des années 60	35
1.6.5	Depuis les années 70 jusqu'à aujourd'hui	35
2	Risque sismique	37
2.1	Risques géologiques naturels	38
2.1.1	Risques géologiques lents	38
2.1.2	Risques géologiques soudains	38
2.2	Risques géologiques liés aux activités humaines	39
2.3	Mesure du risque	39
2.4	Plans de prévention	39
2.5	Risques géologiques dans la région d'Oran	40
2.5.1	Risque sismique	40
2.5.2	Risque de mouvements de terrain	41
2.5.3	Risque d'inondation et autre risques	42
2.6	Généralité sur les séismes	43
2.6.1	Qu'est-ce qu'un séisme ?	43
2.6.2	Terminologie	44
2.6.3	Origine des séismes	44
2.6.4	Globe terrestre	44
2.6.5	Plaque tectonique	46

2.6.5.1	Zone en convergence	46
2.6.5.2	Zone en divergence	46
2.6.5.3	Zones transformantes	47
2.6.6	Les failles	47
2.6.6.1	La faille inverse	47
2.6.6.2	La faille normale	48
2.6.6.3	La faille décrochante	49
2.6.7	Les ondes sismiques	50
2.6.7.1	Les ondes de volume	51
2.6.7.2	Les ondes de surface	52
2.6.8	Localisation de l'épicentre d'un séisme	53
2.6.9	Échelles de mesure sismique	55
2.6.9.1	Magnitude	55
2.6.9.2	Moment sismique	56
2.6.9.3	Intensité	56
2.6.9.4	Rapport Intensité-Magnitude	57
2.7	Base de l'étude de l'aléa sismique	58
2.7.1	Approche déterministe	58
2.7.2	Approche probabiliste	58
2.7.2.1	Zonage	59
2.7.2.2	Modélisation de l'occurrence	59
2.7.2.3	Modélisation du mouvement du sol	60
3	Modélisation et traitement du risque sismique	63
3.1	Modélisation de l'aléa sismique	64
3.1.1	Les modèles déterministes	64
3.1.2	Les modèles probabilistes	65
3.1.2.1	Modèle de Poisson	65
3.1.2.2	Modèle de Markov	65
3.1.2.3	Modèle de Poisson ou de Markov	66
3.2	Modélisation de la vulnérabilité	66
3.3	Choix et du modèle	67
3.4	Données de vulnérabilité	68
3.4.1	Méthodologie du GHSL	68
3.4.1.1	Historique et description générale	69
3.4.1.2	Avantages et domaines d'utilisation	69
3.4.1.3	Description de la méthodologie	70

3.4.2	Données des zones bâties	72
3.4.3	Données de la densité de population	77
3.4.4	Données du degré d'urbanisation	82
3.4.5	Données d'activité humaine	85
3.5	Données de l'aléa sismique	89
3.5.1	Carte géologique	89
3.5.2	Carte de la PGA	94
3.5.3	Données sismiques	97
3.5.3.1	Opération d'homogénéisation	98
3.5.3.2	Opération de complétude	105
3.5.3.3	Seuil de magnitude de complétude	106
3.6	Calcul du risque	109
3.7	Application pour l'Oranie	111
3.8	Conclusion	114
4	Analyse temporelle des événements sismiques	116
4.1	Méthodologie	118
4.2	Analyse spatiale	120
4.3	Analyse temporelle	121
4.4	Application & Résultats	123
4.4.1	Modèle de Poisson	123
4.4.2	Modèle de Markov	126
4.4.2.1	Algorithme de Simulation de Séismes par Chaîne de Markov	127
4.4.2.2	Application pour l'Oranie	131
4.5	Conclusion	133
	Conclusion générale	133
	Références	135
	Appendices	147
	A Catalogue sismique homogénéisé	147
	B Documentation pour les données GHSL	156
	C Article publié	204
	Resumé	219

TABLE DES MATIÈRES

viii

Abstract

220

Liste des tableaux

2.1	Séismes les plus évoqués de la région d'Oran.	40
2.2	Sources d'ondes sismiques.	44
2.3	Plaque tectonique	46
2.4	Atténuation selon le type de la roche	61
2.5	Intensité d'un séisme.	62
3.1	Classification multi-temporelle du bâti	76
3.2	Classification urbaine	84
3.3	Vitesse de propagation des ondes sismiques dans les différentes formations	90
3.4	Répartition des événements sismiques par catalogue	98
3.5	Intervalle de complétude pour la région nord-ouest de l'Algérie	106
4.1	Les différents états de la chaîne de Markov $E = \{e_\phi, e_{Oran}, e_{Chlef}, e_{Tous}\}$	121
4.2	Différents paramètres de la chaîne de Markov	126
A.1	Nouvelles relations empiriques des différences magnitudes.	148

Table des figures

1	Cycle de gestion des risques	3
2	Canvas général	5
3	Schema général	6
1.1	Cadre géographique de la région d'étude	10
1.2	Rotation de la plaque africaine	11
1.3	Directions de convergence en Méditerranée	12
1.4	Aspect structural tectonique actuelle de la Méditerranée	13
1.5	Synthèse cinématique en Europe-Méditerranée occidentale et centrale	14
1.6	Unités géologiques de la Méditerranée Occidentale	17
1.8	Magnitude des séismes entre 1950 et 2018	20
1.7	Fréquence des séismes de magnitude supérieure à 1 entre 1950 et 2018	21
1.9	Profondeur en kilomètre des séismes entre 1950 et 2018	22
1.10	Classification spatiale des séismes entre 1950 et 2018	22
1.11	Localisation de l'accident de Kristel	25
1.12	Carte géologique de l'Oranie centrale	26
1.13	Accident du Murdjadjo	27
1.14	Accidents actifs de la région Oranaise	29
1.15	Carte bathymétrique ombrée de la région d'Oran	31
1.16	Carte tectonique de la méditerranée occidentale	32
1.17	Schéma interprétatif du profile 3S	32
2.1	Qu'est-ce qu'un séisme ?	43
2.2	Globe terrestre	45
2.3	Faille inverse	48
2.4	Faille normale	49
2.5	Faille normale à la falaise d'Oran Est	49

2.6	Faille décrochante	50
2.7	Faille aveugle	50
2.8	Les ondes primaires (SCHRAEN 2013).	51
2.9	Les ondes secondaires (SCHRAEN 2013).	52
2.10	Les ondes de Love (SCHRAEN 2013).	52
2.11	Les ondes de Rayleigh (SCHRAEN 2013).	53
2.12	Effets néfastes directs ou indirects d'un séisme	53
2.13	Localisation de l'épicentre d'un séisme	54
2.14	Amplitude et période d'un signale	55
3.1	Méthodologie GHSL	71
3.2	De la surface de la Terre à la zone bâtie	73
3.3	Répartition des zones bâties sur l'Oranais	74
3.4	Répartition lissée des zones bâties sur l'Oranais	75
3.5	Répartition multi-temporelle des bâtie sur l'Oranais	76
3.6	De la zone bâtie à la grille de population	78
3.7	Répartition de la population sur l'Oranais selon GPW	79
3.8	Répartition de la population sur l'Oranais selon GHSL	80
3.9	Répartition normalisée et lissée de la population de l'Oranais	81
3.10	Détection des villes	82
3.11	Détection des villages et banlieues	83
3.12	Détection des zones rurales	83
3.13	Classification urbaine de l'Oranais	84
3.14	Zone oranaise pendant la nuit	86
3.15	Intensité lumineuse lissée sur la zone oranaise pendant la nuit	87
3.16	Pourquoi prendre en compte l'intensité lumineuse ?	88
3.17	Numérisation de la carte géologique	91
3.18	Carte géologique numérisée	92
3.19	Répartition spatiale de la vitesse de propagation des ondes sismiques	93
3.20	Carte de l'accélération du sol numérisée	94
3.21	Répartition spatiale de l'accélération du sol	95
3.22	Répartition spatiale de l'accélération du sol	96
3.23	Relation empirique entre M_L et M_b	100
3.24	Relation empirique entre M_L et M_s	101
3.25	Relation empirique entre M_L et M_w	102
3.26	Relation empirique entre M_L et M_n	103
3.27	Relation empirique entre M_L et M_d	104

3.28	Analyse de complétude basée sur la méthode (STEPP 1972)	107
3.29	Magnitude seuil à partir de la loi Gutenberg Richter	108
3.30	Aléa/menace sismique	112
3.31	Risque sismique fin	113
3.32	Risque discret sismique	115
4.1	Carte de sismicité du nord-ouest de l'Algérie	117
4.2	Analyse spatiale	121
4.3	Relation entre Δt , $\Pr(e_\phi e_\phi)$ et $\Pr(e_{Tous} e_{Tous})$	122
4.4	Application de la loi de Gutenberg Richter pour la zone d'Oran z_0	124
4.5	Application de la loi de Gutenberg Richter pour la zone de Chlef z_1	125
4.6	Chaîne de Markov obtenue.	126
4.7	Prédiction de Poisson et Markov sur la région d'Oran	130

Introduction générale

PRENDRE le risque... Expression souvent employée depuis longtemps pour nous pousser à évoluer et oser aborder de nouveaux défis. Surtout, il est important de prendre des risques, mais il faut également que ces risques soient des risques calculés et mesurés. Ne jamais prendre de risque aveugle ! Un risque fait référence à des événements possibles, incertains, pouvant causer des dommages. En particulier un risque géologique est un risque qui peut aboutir à un incident ou à un accident lié à la nature du terrain en relation avec le dynamisme de la planète. Le risque dépend des menaces subies, mais également du degré de vulnérabilité face à ces menaces, et des capacités disponibles pour y faire face.

Les connaissances scientifiques sur les risques naturels ne cessent d'augmenter, comme l'indique le grand nombre d'articles et de livres publiés régulièrement. La connaissance et la compréhension des causes des catastrophes devraient jouer un rôle clé dans leur réduction (WHITE, KATES et BURTON 2001 ; KAPPES 2011). La gestion des risques se compose de l'analyse des risques, ensuite leur évaluation et de toutes les stratégies et actions spécifiques pour contrôler, réduire, et transférer les risques. Ainsi la gestion des risques peut être structurée selon les quatre composantes interdépendantes suivantes :

1. de l'évaluation des risques,
2. de la prévention,
3. de la gestion des événements
4. et de la régénération (voir figure 1).

Cela implique selon (KIENHOLZ et al. 2004) que la gestion des risques devrait idéalement commencer par une évaluation des risques, composée d'une analyse et d'une évaluation des risques, afin de fournir des informations importantes pour toutes les étapes ultérieures.

Ainsi, l'**analyse** des risques fournit des informations sur les effets potentiels de l'interaction entre la nature et la population (la population et ses biens). Les conséquences potentielles que les dangers naturels peuvent avoir sur la sphère humaine sont étudiées pour identifier les dégâts du risque.

L'**évaluation** des risques permet plus tard de déterminer les mesures à mettre en place pour la réduction de ces risques. L'évaluation est donc une étape fondamentale pour décider où et quand les mesures de précaution doivent être effectuées.

Ainsi, dans la phase de **prévention**, l'enjeu central est l'élimination ou la réduction des risques

par des moyens dits actifs comme l'installation des structures de protection contre les avalanches par exemple, ou de mesures passives telles que la réglementation de l'utilisation des lots de terrain. Ainsi, les informations fournies par les évaluations des risques facilitent l'identification des sites présentant les niveaux de risque les plus élevés et soutiennent la détermination de mesures de réduction des risques adéquates.

Contrairement à la prévention, la phase de **préparation** concerne plutôt les dommages potentiels d'un danger qui comprend par exemple la préparation des ressources nécessaires lors de la production d'un événement, ou encore la mise en place d'un système d'alerte précoce. Là aussi les évaluations des risques fournissent des informations importantes pour la coordination de la gestion des urgences le jour de la catastrophe, en particulier pour les mécanismes de l'évacuation des populations.

Le **rétablissement** et la **reconstruction** après un événement dangereux devraient être fondés sur des informations sur les risques et accompagnés par des efforts pour tirer des enseignements des expériences passées. Cela concerne notamment le choix des lieux de reconstruction des bâtiments ou des infrastructures et la mise à jour des codes du bâtiment. Sur la base d'évaluations des risques et les expériences récentes passées, la planification et le ré-aménagement durables devraient être la première priorité pour réduire les risques. Enfin, l'expérience nouvellement acquise de l'incidence doit soutenir l'amélioration des activités d'évaluation et de prévention des risques pour boucler le cycle de gestion des risques.

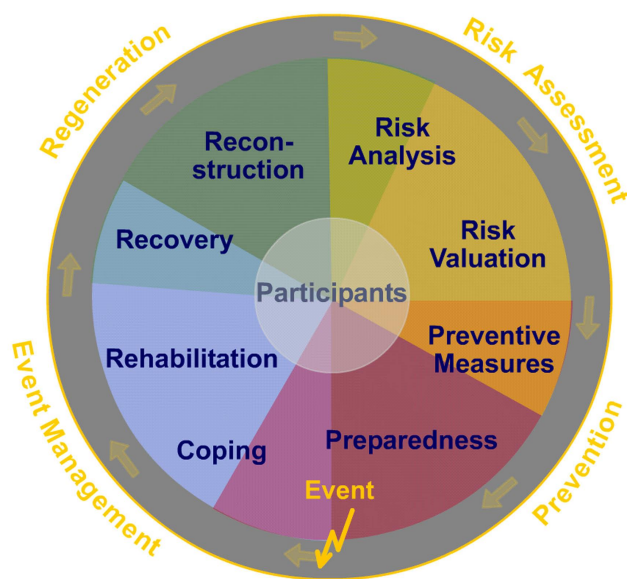


FIGURE 1 – Cycle de gestion des risques selon (KAPPES 2011)

La région de l'Oranie constitue un site très intéressant pour l'évaluation et la gestion du risque géologique. Une frange abrupte et ravinée suivie d'un plateau qui culmine vers 110 mètres caractérise la région d'Oran. Les caractéristiques géologiques, tectoniques, hydrologiques, hydrogéologiques et météorologiques de la région d'Oran forment un système physique complexe où le risque de catastrophes naturelles est omniprésent. De plus la taille de la population, la densité de la population, et le degré d'urbanisation élevés dans cette région accentuent considérablement ces risques.

Cette thèse s'inscrit dans la phase d'**évaluation** et a pour objectif la mise en place d'une gestion spatiale du risque géologique de la région d'Oran en concevant un modèle d'estimation de risque géologique basé sur l'intégration spatiale des données multi-source liées aux risques possibles.

Tout plan de prévention du risque géologique doit comprendre la prise en compte de plusieurs type de données, notamment les données structurales, sismotectonique, la répartition de la population et de l'urbanisation. Ainsi, la modélisation selon le contexte spatial peut être effectuée et une intégration à l'aide des SIG¹ permettra de dégager une nouvelle approche sur la prévision du risque.

L'intégration des données multi-source a été faite sous notre modèle mathématique développé par nos soins (voir la Section 3.6) sous un environnement Python qui est un langage de programmation informatique qui permet de développer des programmes capables de lire des données cartographiques, les traiter les analyser et les visualiser. Notre modèle permet de faire accumuler les évènements sismiques spatialement sur la région d'étude selon leur la magnitudes (après avoir appliquer des méthodes d'interpolation pour homogénéiser les différentes échelles de mesure de magnitude, vu que les évènements sismique sont issus de diverse catalogues et selon des méthodes de mesure potentiellement différentes donc des échelles de magnitudes différentes). Il permet aussi de normaliser les différentes couches de données pour s'en débarrasser de la problématique de la différence des échelles et des unités de mesure de chaque couche ou de chaque type de données. Il permet aussi de numériser les cartes géologiques et faire attribuer pour chaque formation des facteur reflétant le degré de fragilité des formations géologiques ou leurs susceptibilité à régir avec les ondes sismique et en utilisant la couleur le géologue peut reconnaître les régions qui présentent des caractéristiques liées au risque géologique. Nous avons envisagé les différentes données possibles qui peuvent être intégrées dans notre modèle de l'évaluation du risque géologique. Après nous avons examiné la disponibilité et la fiabilité de ces données pour fixer, choisir et limiter l'ensemble des risques pour lesquels notre étude sera mener. Nous avons considéré essentiellement le risque sismique et sa menace sur la population et l'urbanisation. Ce risque représente le risque le plus important dans la région d'Oran et qui peut engendrer ou être un élément déclencheur de catastrophes naturelles et humaines dans les villes de cette régions. Ainsi l'ensemble des données/outils qui ont été intégrées dans notre modèle sont :

- la télédétection (photos des satellites),
- les chaînes de Markov,
- les cartes géologiques de la région à différentes échelles,
- les données sismique (le catalogue régional),
- les travaux de thèses et mémoires ultérieurs,
- les données de densité de populations, et de degré d'urbanisation.

Ces données seront intégrées dans un modèle mathématique formel propre à notre zone d'étude dans le but de fournir une estimation spatial du risque géologique. Notons que ce travail touche aussi à la géomatique qui regroupe l'ensemble des outils et méthodes permettant d'acquérir, de représenter, d'analyser et d'intégrer des données/information géographique².

1. Système d'Information Géographique.

2. L'information géographique est la représentation d'un objet où d'un phénomène réel ou imaginaire, présent, passé ou futur, localisé dans l'espace à un moment donné et quelles qu'en soient la dimension et l'échelle de représentation.

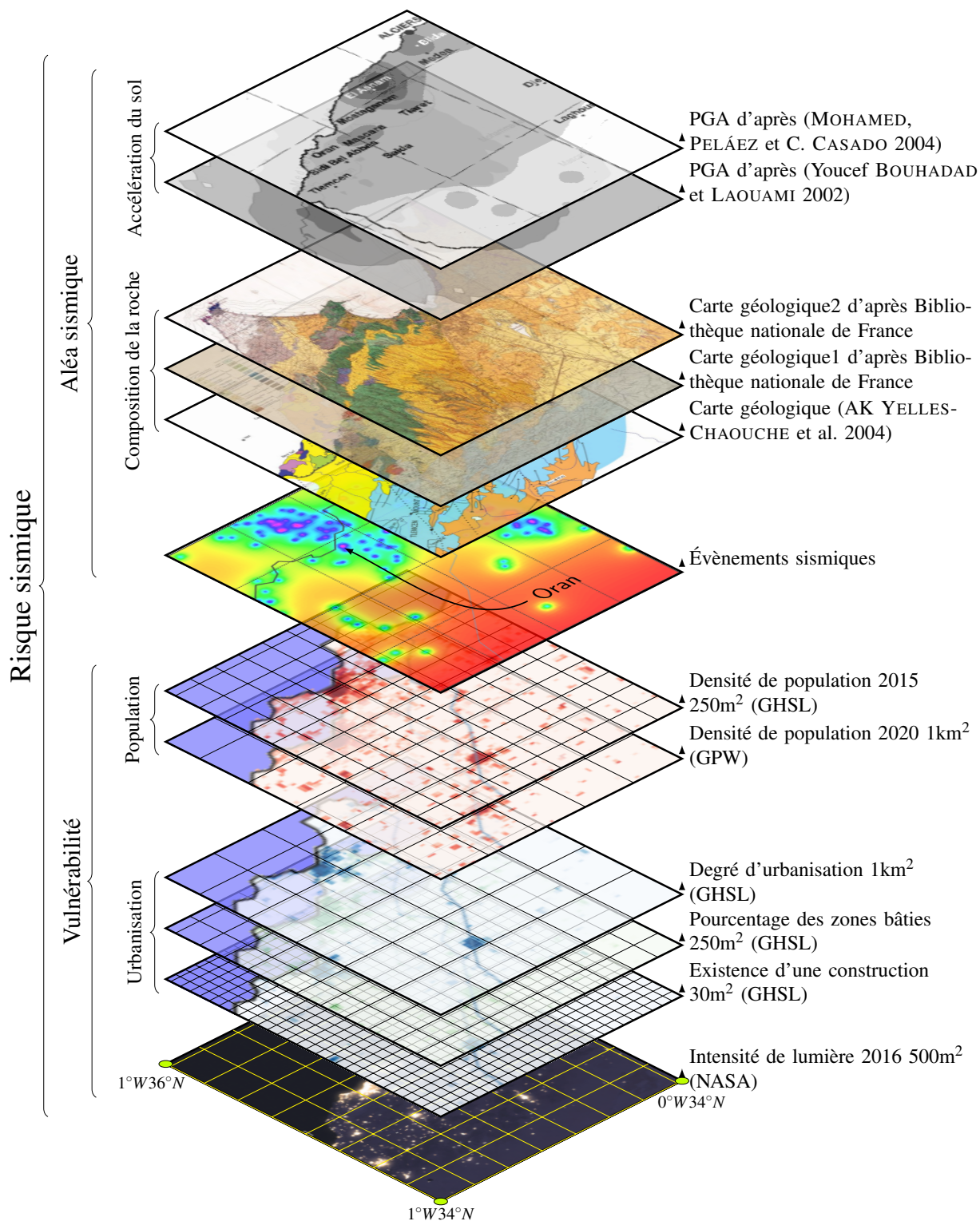


FIGURE 2 – Canvas général.

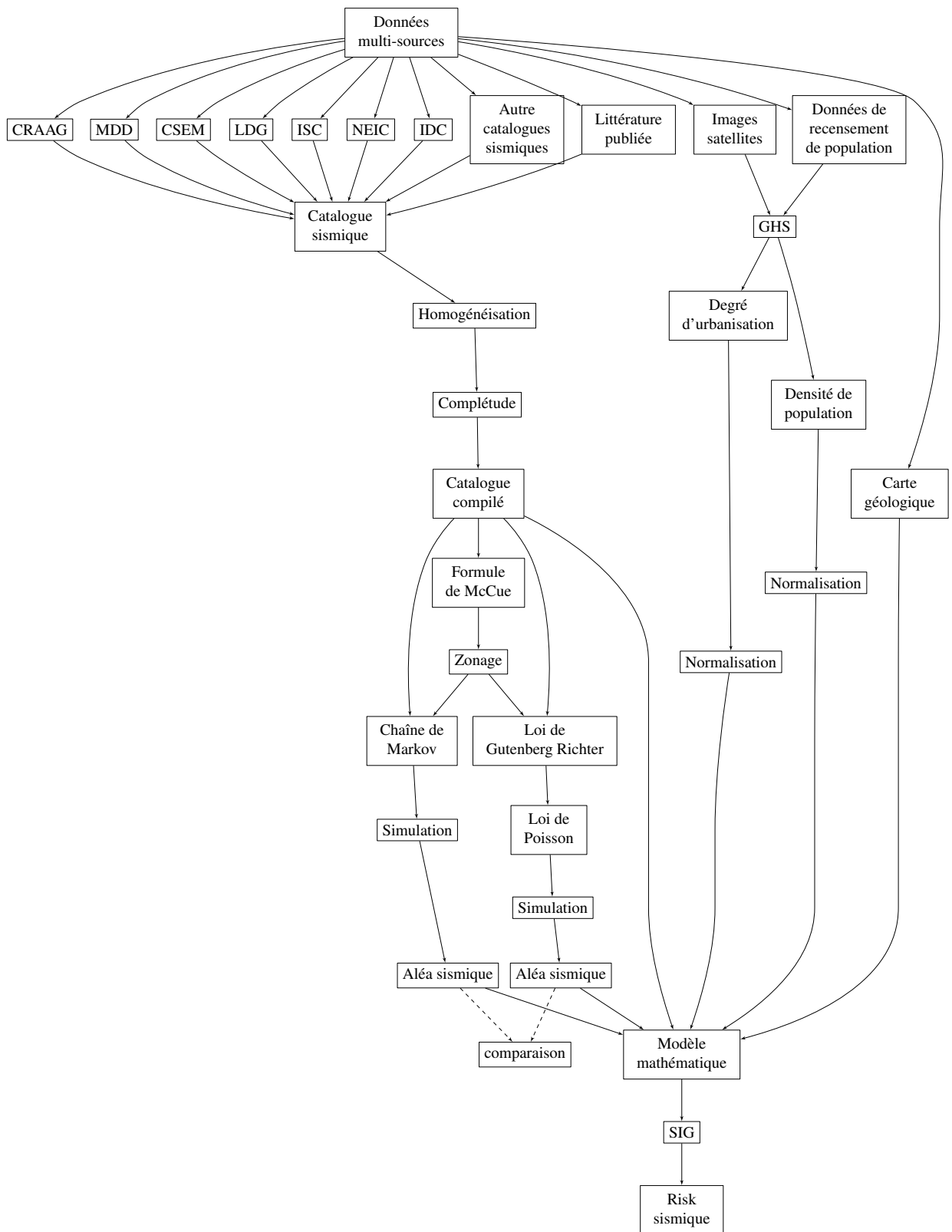


FIGURE 3 – Schema général.

La cartographie thématique peut bénéficier d'améliorations continues grâce à l'évolution des algorithmes de calcul, en combinant différentes techniques et en intégrant des concepts d'ingénierie. Dans un contexte d'application généralisée, le domaine de la géomatique doit non seulement se concentrer sur la création de cartes, mais également sur la sélection judicieuse des paramètres essentiels et nécessaires.

Contribution

Cette thèse présente deux contributions essentielles, une première contribution sur le plan spatial et une deuxième sur le plan temporel. Concernant la première contribution il s'agit à la fois à la définition du cadre mathématique permettant l'intégration des données multi-sources (aléa, vulnérabilité), afin d'estimer le risque géologique et sa répartition spatiale sur la zone d'étude, puis sa réalisation et son application dans le cas de risque sismique sur la région d'Oran.

La deuxième contribution concerne la définition d'un cadre mathématique pour l'estimation de l'occurrence futur d'un évènement sismique important sur une zone donnée selon des simulations issues de modèles de Markov et de Poisson, puis sa réalisation et son application sur la région d'Oran.

Par ailleurs ces deux contributions se basent en grande partie sur un catalogue sismique produit sur la base de différents catalogues des évènements sismiques instrumentaux homogénéisés et complétés par nos soins sur une période s'étalant de 1928 au 2018.

Le choix d'utiliser un modèle probabiliste basé sur les chaînes de Markov pour l'étude du risque sismique dans le nord-ouest algérien plutôt que des méthodes déterministes ou des équations différentielles repose sur plusieurs facteurs et considérations spécifiques. Tout d'abord, les modèles probabilistes tiennent compte de l'incertitude inhérente aux processus sismiques, ce qui est essentiel dans une région sismiquement active comme le nord-ouest algérien où la variabilité dans la récurrence des séismes et les caractéristiques des failles est significative. Cette approche permet d'obtenir des estimations de risque plus réalistes.

De plus, les modèles probabilistes sont plus adaptables en présence de données limitées. Dans certaines régions où la surveillance sismique est moins développée, les modèles déterministes ou basés sur des équations différentielles peuvent nécessiter des données précises pour la calibration, ce qui peut être contraignant. Les modèles probabilistes peuvent être plus flexibles et moins dépendants de données spécifiques.

Un avantage majeur des modèles basés sur les chaînes de Markov est leur capacité à modéliser les transitions entre différents états sismiques au fil du temps. Cela permet de représenter les variations de l'activité sismique régionale et les périodes d'activité accrue, ce qui est crucial pour une évaluation réaliste du risque sismique.

De plus, ces modèles permettent d'analyser l'effet cumulatif des séismes sur une longue période, estimant la probabilité d'occurrence de séismes de différentes magnitudes sur une période donnée. Cette perspective à long terme est essentielle pour la planification de la résilience sismique.

Enfin, les modèles probabilistes intègrent l'incertitude associée aux paramètres utilisés dans la modélisation, fournissant ainsi des intervalles de confiance sur les estimations du risque sismique. Cette prise en compte de l'incertitude est cruciale pour une prise de décision éclairée.

Ainsi, les modèles probabilistes de Markov offrent une approche robuste pour évaluer le risque sismique dans des régions sismiquement actives, tout en tenant compte de l'incertitude et de la variabilité naturelle des séismes, en particulier lorsque les sources de données sont limitées.

Dans cette thèse, nous avons intégré divers types de données provenant de sources multiples, notamment les événements sismiques de catalogues, la densité de population issue de recensements et l'urbanisation estimée à partir d'images satellites. Cette combinaison de données, soutenue par des techniques de télédétection, nous a permis d'obtenir une vision complète de la région d'étude et de mieux comprendre le risque sismique dans le nord-ouest algérien. Pour une utilisation pratique, l'amélioration continue des techniques de cartographie thématique et l'adaptation des paramètres essentiels sont essentielles pour une analyse approfondie du risque sismique.

La description des aspects mathématiques et techniques est inévitable nécessaire pour cerner les conditions d'une modélisation des variantes propres au modèle optimisé, pour une gestion rigoureuse des différents paramètres ; obtenus de la base de données sismique.

Organisation du manuscrit

La suite du manuscrit est structurée comme suit. Dans un premier temps, dans le chapitre 1 on introduit le cadre d'étude régional de notre zone d'étude en exposant la géodynamique de la Méditerranée, la géologie du nord algérien, et sa sismotectonique.

Ensuite, dans le chapitre 2 on discute la notion du risque en général, et le risque géologique en particulier, ses causes, son impacte et la possibilité de le mesurer. dans le même chapitre on aborde spécifiquement le risque sismique et les différentes méthodes utilisées pour estimer sa menace ou évaluer son aléa, à savoir les approches déterministes et les approches probabilistes.

En suite pour pouvoir modéliser la menace et le risque sismique, nous avons montré dans le chapitre 3 comment notre modèle intègre les données multi-source (la menace sismique, le degré d'urbanisation, la densité de population, la composition de la roche) pour estimer le plus précisément possible le risque géologique dans la région d'Oran.

Ainsi, dans le chapitre 4 nous avons expliqué notre choix d'utiliser la méthode probabiliste basée sur les chaînes de Markov pour analyser et estimer la menace sismique dans la région d'Oran. Dans ce chapitre nous avons introduit formellement le modèle markovien après nous avons expliqué en détails comment l'appliquer concrètement sur la région d'Oran.

Cadre d'étude régional et local

ORAN, surnommée « la radieuse », est la deuxième plus grande ville d'Algérie selon la population et une des plus importantes du Maghreb. C'est une ville portuaire de la Méditerranée, située au nord-ouest de l'Algérie, à 432 km de la capitale Alger, et le chef-lieu de la wilaya du même nom, en bordure du golfe d'Oran.

1.1 Situation géographique de la zone d'étude

C'est une zone située globalement entre les parallèles 35.75°N et 35.50°N et les deux méridiens 0.75°W et 0.50°NW , notre région d'étude se focalise principalement sur la wilaya d'Oran et ses alentours. La Wilaya d'Oran, est étroitement liée à la structure géologique tellienne constituée par une succession de massifs montagneux (côtiers et sublittoraux) et de plaines faiblement ondulées, qui sont constitués par les Monts d'Arzew, Je Murdjadjo et le Djebel Santon qui plongent en direction du Nord, Sud et Sud-Est (BENABDELLAH 2011).

La région méditerranéenne est la limite de l'affrontement des deux plaques Africaine et Eurasiatique. La bordure entre les plaques associées à cet affrontement correspond à une déformation couvrant une région partant du point triple des Azores (Océan Atlantique) jusqu'à la région Anatolienne (Turquie). Cette convergence Nubie-Eurasie a donné naissance aux chaînes de montagnes qui entourent la ceinture de la Méditerranée. De plus cette région est associée à une sismicité active qui touche plusieurs pays autour de la Méditerranée. Depuis très longtemps, il semble que l'activité sismique est beaucoup plus accentuée dans la région de l'Arc Sicilo-Calabrais et dans la région Egéenne alors qu'elle se montre modérée dans la région Maghrébine.

1.2 Géodynamique régional de la Méditerranée

Pour le nord de l'Algérie, l'activité sismique induite par la convergence Nubie-Eurasie s'accumule particulièrement dans la chaîne Tellienne où des événements modérés et forts se sont produits. La partie côtière de cette chaîne s'avère la plus active. Plusieurs événements très importants se sont produits et qui sont cités dans les catalogues sismiques historique et instrumental comme

l'événement d'Oran de 1790, les événements d'Alger de 1365 et de 1716, l'événement Djidjelli de 1856 et le dernier séisme de Boumerdès en 2003.

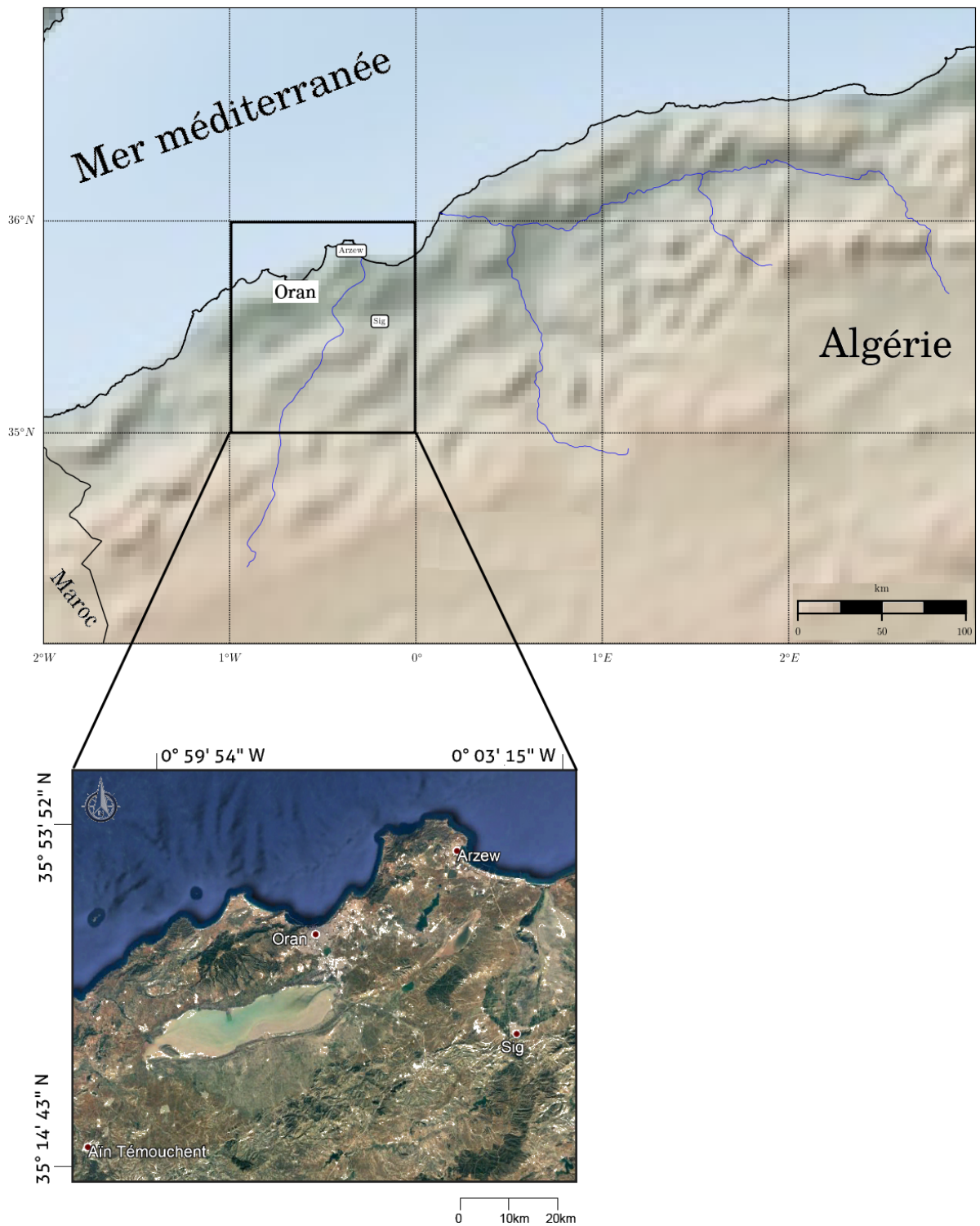


FIGURE 1.1 – Cadre géographique de la région d'étude.

1.2.1 Convergence Nubie-Eurasie

La convergence de la plaque Nubie (Afrique) vers la plaque Eurasie est inhérente à l'élargissement océanique au niveau de la dorsale médio-Atlantique. Les rapidité de cette expansion montre différence importante entre l'ouverture de l'Atlantique nord (25 mm/an) et celle de l'Atlantique sud (40 mm/an). Cet écart d'ouverture a pour conséquence un mouvement de rotation dans le sens inverse de l'horloge de la plaque africaine par rapport à l'Europe avec un centre de rotation localisé au niveau des Iles Canaries (Charles DEMETS et al. 1994) et vitesse angulaire de $0.13^\circ \pm 0.02^\circ$ par Ma (voir figure 1.2).

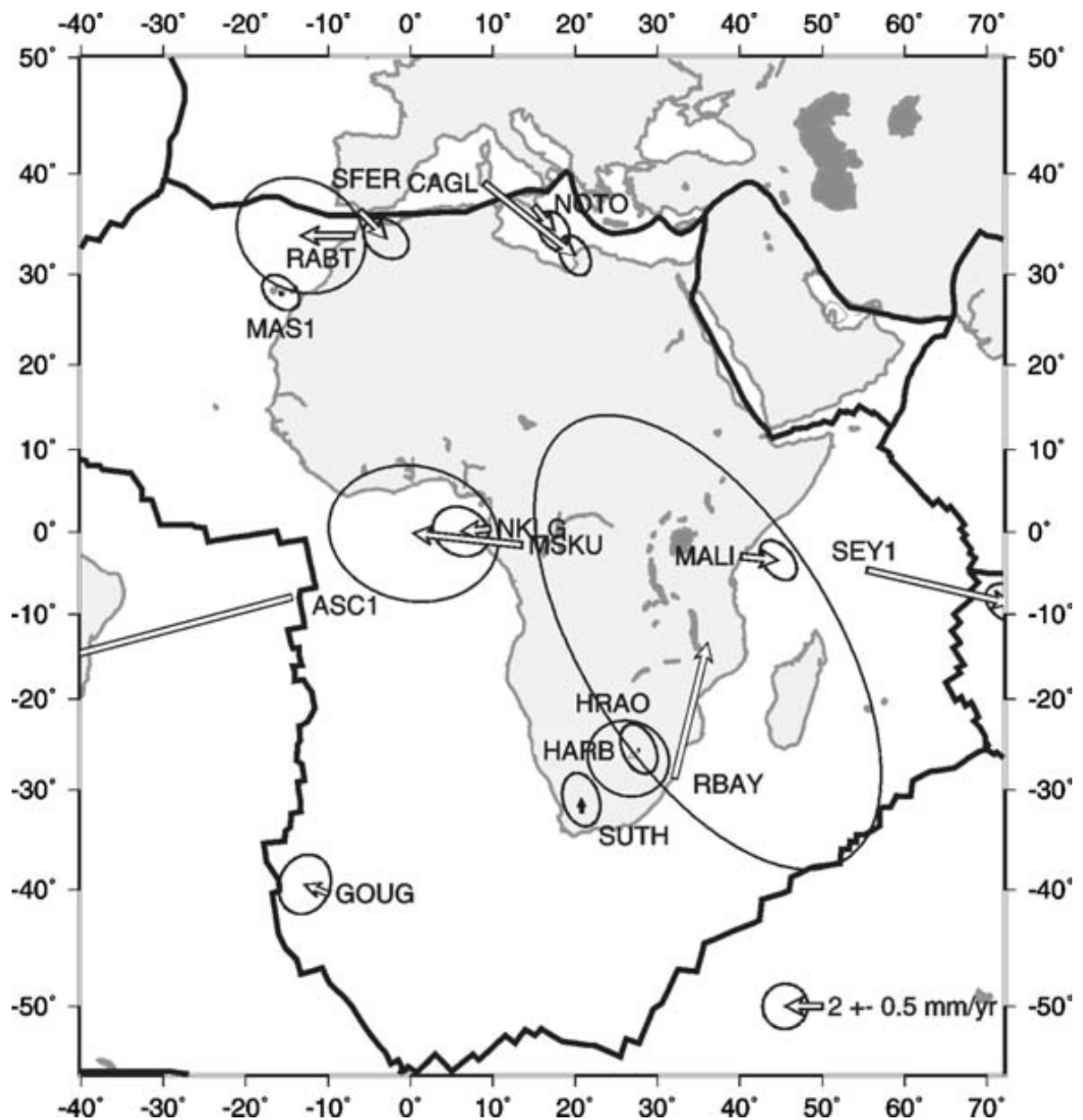


FIGURE 1.2 – Rotation de la plaque africaine (J.-M. NOCQUET et CALAIS 2004)

On note que les directions de convergence en Méditerranée sont assez compatibles entre les différents modèles de convergence proposés dans la littérature à savoir les modèles géologiques et les modèles géodésiques (ARGUS et al. 1989 ; Charles DEMETS et al. 1994 ; CALAIS, DEMETS et J.-M. NOCQUET 2003 ; FERNANDES et al. 2003 ; MCCLUSKY et al. 2003 ; SERPELLONI et al. 2007 ; SELLA, DIXON et MAO 2002 ; ALTAMIMI et al. 2007 ; Zuheir ALTAMIMI, COLLILIEUX et MÉTIVIER 2011 ; J.-M. NOCQUET, WILLIS et GARCIA 2006 ; REILINGER et al. 2006 ; D'AGOSTINO et al. 2008 ; KREEMER et HOLT 2001 ; PRAWIRODIRDJO et BOCK 2004) (voir figure 2.1).

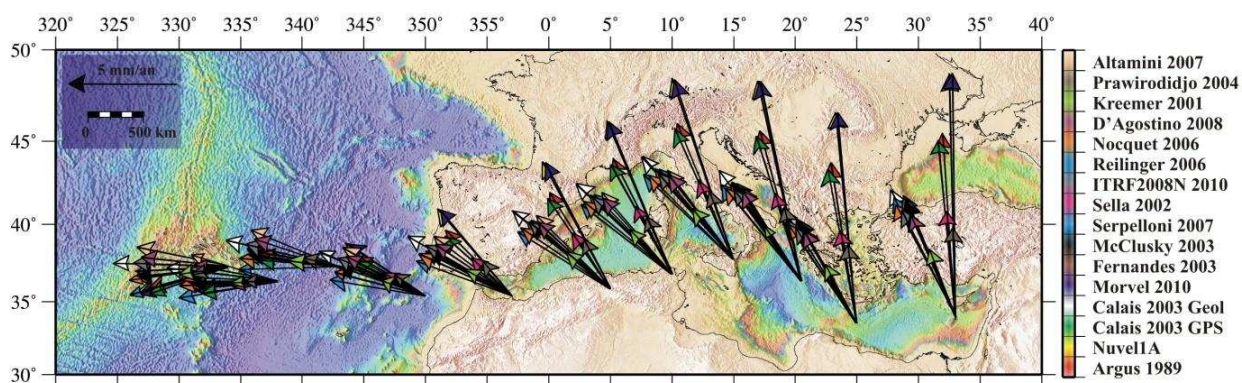


FIGURE 1.3 – Directions de convergence en Méditerranée (ABACHA 2015)

1.2.2 Traits structuraux essentiels de la Méditerranée

La Méditerranée est marquée par trois bassins (voir figure 1.4 :

1. le bassin Liguro-Provençal et le bassin Tyrrhénien formés de croûte océanique récente pendant le Miocène sur la Méditerranée occidentale. Ces deux bassins sont entourés par une ceinture de bouclier de plis et de failles.
2. le bassin du sud des fosses Helléniques formé d'une croûte océanique pendant le Mésozoïque sur la Méditerranée orientale et dans les fonds océaniques méditerranéens.

D'après (JOLIVET 1995) l'existence de ces trois bassins valide les éléments géodynamiques caractérisant actuellement la région Méditerranéenne à savoir :

1. la subduction de la lithosphère océanique de la Méditerranée orientale sous l'arc Hellénique et l'arc Calabrais,
2. les collisions qui se produisent dans la chaîne Dinaro-Hellénique¹,
3. l'apparition de la chaîne alpine d'Afrique du Nord ou chaîne des Maghrébides qui fait partie de l'orogène alpin péri-méditerranéen (DELGA 1969) d'âge Tertiaire qui s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-sicilien.
4. la naissance de la chaîne des pyrénées nées il y a environ 40 millions d'années, à la place d'une mer peu profonde, par la collision de la plaque ibérique avec la plaque eurasiennne, les strates sédimentaires du socle hercynien (-400 à -245 millions d'années) sont alors remontées (MIROUSE et al. 1983).

1. La chaîne Dinaro-Hellénique rejoint plus loin la ceinture péri-Arabe et l'Himalaya.

5. l'extrusion rapide d'un bloc anatolien vers l'ouest depuis l'extrême Est du domaine méditerranéen. La collision Arabie-Eurasie de l'Est de l'Anatolie cause la migration du bloc anatolien vers les régions de subduction helléniques.
6. l'extension post-collision dans la Méditerranée occidentale, de la Mer Tyrrhénienne qui se superpose aux structures compressives des Apennins internes et de la Corse alpine.
7. l'extension post-collision dans la Méditerranée orientale, de la Mer Egée située sur l'emplacement d'une chaîne de collision faisant le lien entre les Hellénides et les Taurides qui est active depuis le début du Miocène.

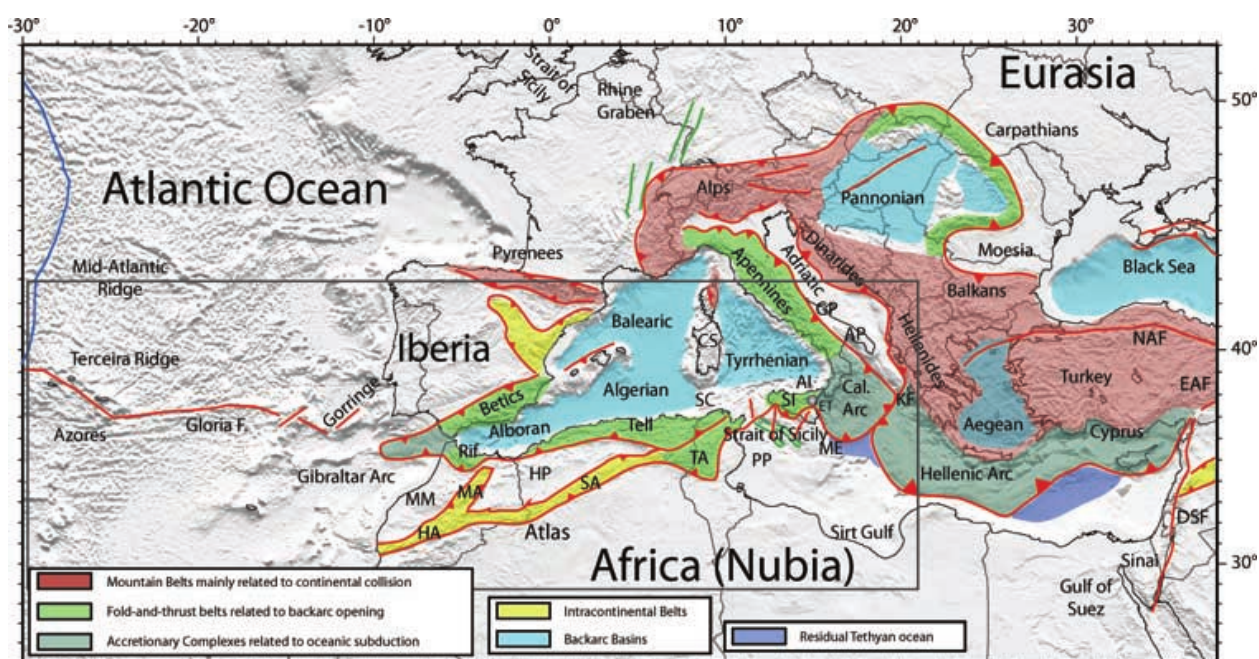


FIGURE 1.4 – Aspect structural tectonique actuelle de la Méditerranée (SERPELLONI et al. 2007)

1.2.3 Géodynamique récente de la Méditerranée occidentale

L'évolution de la Méditerranée occidentale est en relation avec le mouvement relatif de l'Afrique, l'Eurasie, et la Téthys. Depuis 84 Ma, pendant le Crétacé supérieur, l'ouverture de l'Atlantique Sud a modifiée la trajectoire de la plaque africaine, ce qui a déclenché le début de la convergence entre l'Afrique et l'Europe. Ceci présente le cadre dominant dans lequel vont se former les bassins de la Méditerranée occidentale.

Durant l'Oligocène, le domaine méditerranéen subi conjointement une extension et une compression qui ont mené à :

1. une extension continentale considérable en région d'Alboran et au nord du bassin Tyrrhénien, conduisant jusqu'à l'océanisation dans les bassins Liguro-Provençal, algérien, et sud Tyrrhénien,
2. la formation de chaînes de montagne sur le pourtour Méditerranéen comme les Alpes, les Apennins, les Maghrébides.

D'autre part, d'après des reconstructions récentes de (SPERANZA et al. 2002) basées sur des mesures paléomagnétiques, montrent que le rift du bassin algéro-provençal date de l'Oligocène moyen-supérieur, cependant, le bassin algérien a débuté de à s'ouvrir au Miocène derrière la subduction de la Téthys, ce qui a impliqué la dérivation du domaine AlKaPeCa² vers le sud-est (MAUFFRET, FRIZON DE LAMOTTE et al. 2004). La collision des Kabylies avec le continent africain, provoque la migration de la déformation vers le sud affectant le Tell et l'Atlas par des plis depuis la mi-Miocène jusqu'à sa fin.

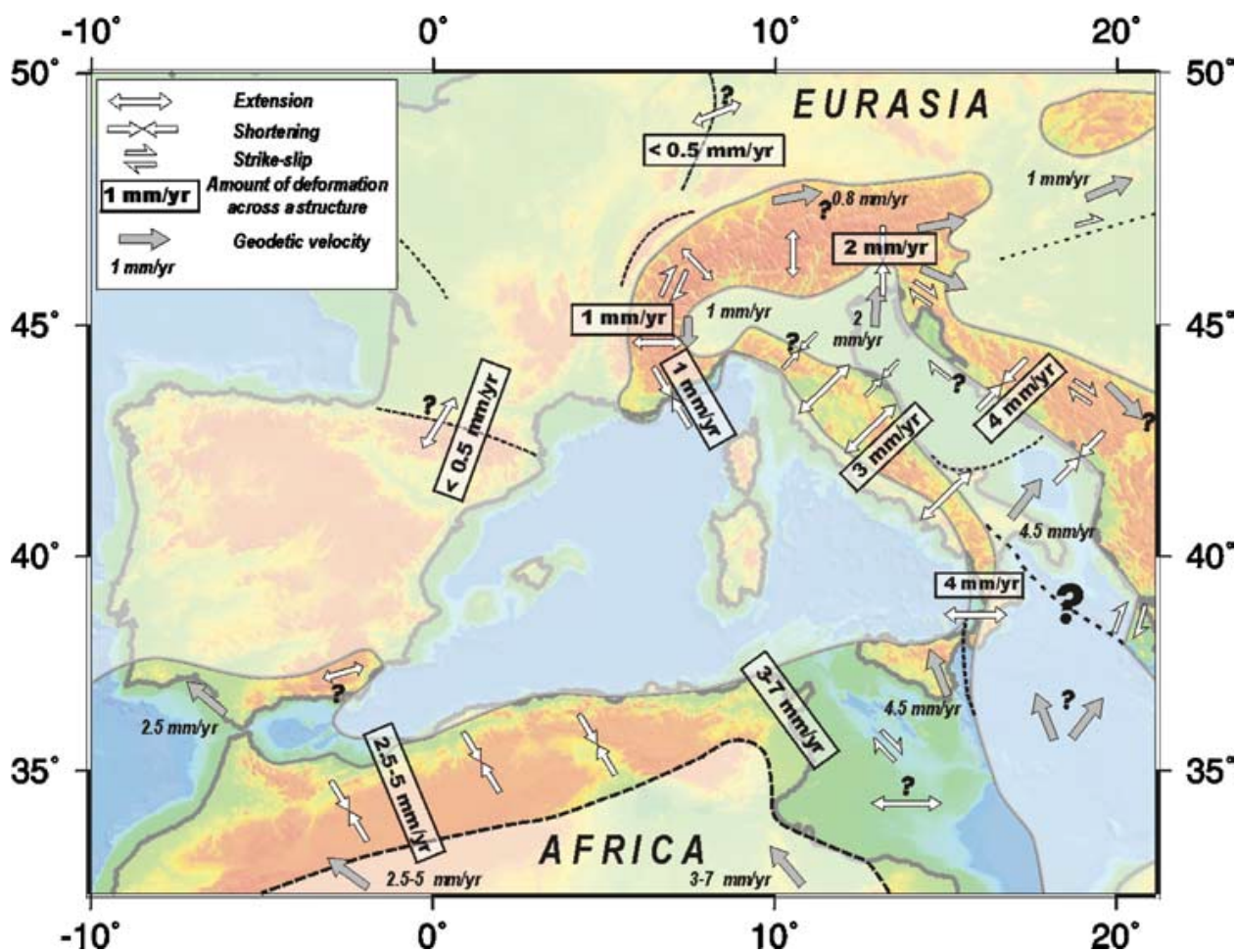


FIGURE 1.5 – Synthèse cinématique en Europe-Méditerranée occidentale et centrale réalisée à partir des données géodésiques et sismo-tectoniques (J.-M. NOCQUET et CALAIS 2004)

1.2.4 Cinématique actuelle de la Méditerranée occidentale

La Méditerranée occidentale inclue une région de déformation complexe étalée sur la totalité de la ceinture tectonique active dû à la convergence lente entre les deux plaques Nubie-Eurasie. La cinématique actuelle de cette région complexe, a été étudiée en se basant sur la géodésie spatiale en utilisant par exemple le VLBI, SLR et GPS, la sismicité, les mécanismes focaux et les moments

2. Alboran, Kabylies, Peloritain, et Calabre.

sismiques (H. ANDERSON et J. JACKSON 1987; WESTAWAY 1990; WARD 1994; CALAIS, J. NOCQUET et al. 2002).

Globalement tous les modèles s'accroissent pour une direction de convergence vers $N45^{\circ}W \pm 20^{\circ} - 30^{\circ}$ avec une amplitude de convergence allant de 3 m/an à 8.3 mm/an à la longitude de la Sicile, de 2.7 mm/an à 6.6 mm/an à longitude d'Alger, et de 1.8 mm/an à 5.3 mm/an à la longitude de Gibraltar.

L'activité sismique dessine la frontière séparant les plaques Africaine et Eurasiatique. De l'Ouest à l'Est, on peut voir que cette frontière commence au milieu de l'Atlantique au point triple des Azores, d'abord elle rejoint la faille de Gloria, puis attend le détroit de Gibraltar, ensuite se prolonge dans les chaînes du Maghreb parallèlement à la côte. En fin, brusquement, la zone sismique bifurque au niveau de la Tunisie pour se diriger vers le nord-est en forme d'un arc le long de la Sicile et de la Calabre pour remonter vers l'Italie le long des Apennins. Une partie de la sismicité se prolonge dans les Alpes occidentales. Dans ce qui suit on détaille la sismicité des zones les plus importantes de la Méditerranée occidentale.

1.2.4.1 Région de Gibraltar, Rif, et Bétique

La faille de Gloria (SERPELLONI et al. 2007), faille transformante majeure, avec un mouvement de décrochement dextre de 4.7 mm/an séparant l'Eurasie et la Nubie s'étendant entre le point triple des Azores jusqu'au Détroit de Gibraltar (SEARLE 1980; MADEIRA et RIBEIRO 1990). L'arc de Gibraltar est dominé par la subduction de la plaque d'Alboran. Cet arc permet le lien entre la région des Bétiques en Espagne et la région du Rif au Maroc. Des séismes profonds peuvent se produire au niveau de cette zone de subduction. La région du Rif est caractérisé par un mouvement décrochant sénestre le long d'un système de la faille de Jebha et du Nekor orientée NE-SO avec un taux de déformation de 4 mm/an (VERNANT et al. 2010).

1.2.4.2 Maghrébides et bassin Algéro-Liguro-Provençal

Au nord africain, la sismicité est globalement distribuée le long de la région des Atlas. Au Maroc, elle se concentre sur les Moyens Atlas et Haut Atlas selon une direction NE-SO qui présentent une déformation avec un taux de raccourcissement orientée ONO-ESE pouvant aller jusqu'à 0.2 ± 0.8 mm/an (SERPELLONI et al. 2007). Le tremblement de terre d'Agadir de 1960 témoigne de cette sismicité. En Algérie, la sismicité se concentre dans la région Tellienne. Dans cette région, on constate l'essentiel de l'activité sismique. L'Atlas tellien est dominé par un régime transpressif, avec une direction de compression NS à NO-SE. Les structures suivantes cette déformation sont orientées NE-SO perpendiculairement à la direction de raccourcissement, de manière similaire aux failles de Boumerdès et de l'El Asnam (SERPELLONI et al. 2007). De plus l'Atlas Tellien subi une convergence allant de 2.7 mm/an à 3.9 mm/an. La distribution de la sismicité modérée et forte récente soutient l'hypothèse d'une subduction du bassin Liguro-provençal sous la marge algérienne (AK YELLES-CHAOUICHE et al. 2004; DÉVERCHÈRE et al. 2005). En Tunisie, l'absence de couverture instrumentale plus la faible activité ses structures conduisent à une faible sismicité de la région nord tunisienne. Les Haut Plateaux semblent asismique, l'Atlas saharien présente une faible sismicité, et finalement, la plateforme saharienne est asismique car elle correspond à l'intérieur de la plaque africaine.

1.2.4.3 Sicile, mer Tyrrhénienne et le bloc Corso-Sarde

Dû à la subduction de la plaque africaine sous la plaque Eurasiatique, la sismicité de la région nord maghrébine est beaucoup plus active, élevée et caractérisée parfois par des séismes profonds à l'Est au long de l'arc Calabrais. On note aussi la présence de volcans actifs caractérisés par des éruptions spectaculaires comme ceux d'Etna ou Vésuve près de la ville de Naples. Derrière l'arc, la sismicité est active au niveau de la mer marginale thyrrhénienne et au niveau de la chaîne des Apennins, là où s'est produit le dernier tremblement de terre d'Aquila.

1.2.4.4 Les Alpes

Une prédominance de cisaillements dextres combinés à de l'extension EW est observé sur les Alpes occidentales là où la sismicité est faible et parfois marquée par des événements modérés se produisant dans le bassin Liguro-Provençal de la région de Nice (CALAIS, J. NOCQUET et al. 2002).

1.3 Géologie du nord algérien

On constate plusieurs unités géologiques et structurales compassant le nord algérien. Ces unités appartiennent à la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar jusqu'à la Calabre. Les unités les plus importantes sont les Kabyliques, les flyschs et les nappes telliennes au nord, et le système de l'Atlas intra-continentale au sud (DELGA 1969). Dans la suite en détailles certaines de ces structures qui sont résumés dans la figure 1.6.

1.3.1 Kabyliques

Les Kabyliques, zones internes, ou Tell septentrionale, contiennent, d'est en ouest, la Petite Kabylie, la Grande Kabylie, les massifs d'Alger et du Chenoua. Elles sont constituées de socle métamorphique cristallophyllien paléozoïque qui provient de la fragmentation de l'AlKaPeCa³ et la dorsale Kabyle (DELGA 1969).

1.3.2 Nappes telliennes

Les nappes telliennes, zones externes, ou Tell méridionale, sont constituées de nappes allochtones imbriquées les unes dans les autres, essentiellement des marnes d'âge triasique à néogène, résultant de la paléomarge africaine. Selon (VILA 1980) les nappes telliennes sont divisées en trois grandes unités : les unités ultra-telliennes, les unités telliennes s.s, les unités péni-tellienne.

3. Alboran, Kabyliques, Peloritain, et Calabre.

1.3.3 Nappes de flyschs

Les flyschs sont par définition des dépôts siliciclastiques représentés principalement par des grès aux conglomérats, alternant avec des intervalles marneux à argileux dont la composition est généralement proche de celle des grès (RECH-FROLLO 1964). Les nappes de flyschs en Algérie nappes se positionnent comme suit :

1. en position complètement externes, charriées jusqu'à une centaine de kilomètres au sud, sur le Tell externe,
2. en position relativement externe à la bordure sud de la Dorsale Kabyle,
3. en position interne, c'est-à-dire rétrocharriées sur les région internes.

1.3.4 Atlas intra-continental

L'Atlas intra-continental se situe au sud du Tell. Il est séparé de la plate-forme saharienne au sud par le front sud-atlasique. Il est constitué d'unités autochtones. Il est divisé en plusieurs domaines : l'Atlas saharien au centre, l'Aurès dans l'est algérien, et l'Atlas Tunisien en Tunisie. Entre le Tell et les montagnes de l'Atlas saharien, les Hauts Plateaux situés dans l'ouest algérien, sont composés d'un socle paléozoïque, peu déformé et peu recouvert par les sédiments méso-cénozoïques (BRACÈNE 2002). La plate-forme saharienne située au sud de l'Atlas on est constituée de socle précambrien recouvert de sédiments paléozoïques et mésozoïques peu déformés.

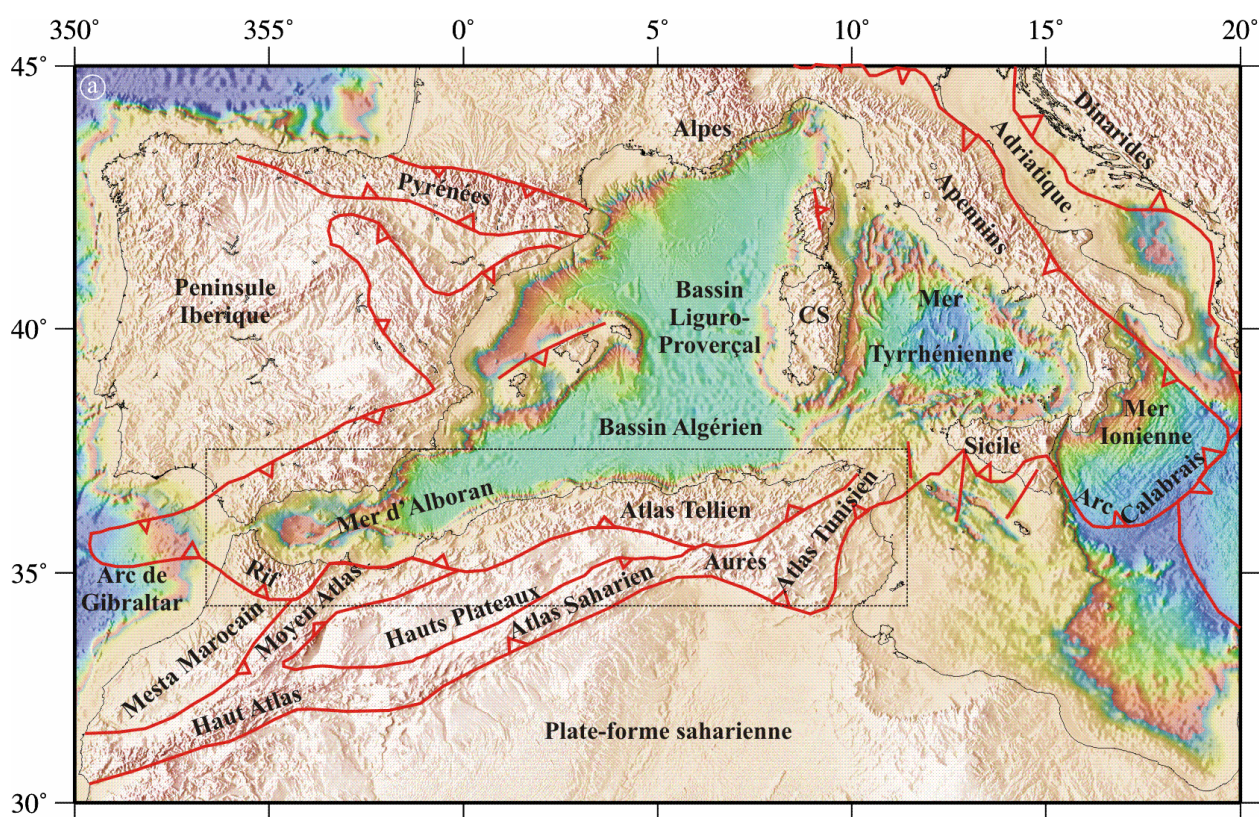


FIGURE 1.6 – Unités géologiques du pourtour de la Méditerranée Occidentale (DELGA 1969)

1.4 Sismotectonique du nord algérien

Dans le nord algérien, et sur une bande de largeur d'environ 300 km, la géodynamique de la région méditerranéenne a entraîné un ensemble de structures tectoniques (plis, failles) d'une direction globalement perpendiculaire à la direction de convergence (NNO-SSE) des plaques tectoniques. Ainsi, la répartition spatiale de la sismicité de cette région est définie par ces structures tectoniques actives.

Les figures 1.7 et 1.8 montrent la répartition des événements sismiques de magnitude supérieure à 1 entre 1950 et 2018. Ces cartes montrent que le nord algérien présente une fréquence sismique moins importante de celle du sud d'Espagne ou celle du nord du Maroc, par contre les magnitudes des séismes du nord algériens sont beaucoup plus importantes.

L'analyse de la sismicité régionale dans le nord de l'Algérie, en tenant compte des solutions focales et des directions principales de contrainte sismiques (Mustapha MEGHRAOUI 1988) on peut délimiter deux régions principales caractérisées par des régimes tectoniques relativement uniformes :

1. région centrale plus occidentale : caractérisée par une large ceinture de failles inverses NE-SO le long de la chaîne tellienne ouest et centrale. Des tremblements de terre très forts ont été enregistrés dans cette zone. On cite par exemple : El Asnam en 1980, Tipaza en 1989, et dernièrement Boumerdès en 2003.
2. région orientale : caractérisée par une activité sismique plus distribuée où la déformation est principalement liée aux failles de décrochement dextres E-O à NO-SE et sénestres N-S à NE-SO. On cite dans cette zone le séisme de Constantine en 1985.

Ces deux grandes régions peuvent être divisées en sept zones :

1. La zone du Constantinois marquée par le séisme du 27 octobre 1985 (BOUNIF, HAESSLER et MEGHRAOUI 1987). Cette zone est constituée essentiellement par le bassin de Constantine.
2. La zone des Babors, marquée par le séisme de Laâlam le 20 mars 2006 (BELDJOUDI et al. 2009). Cette zone est située entre les deux zones internes de la Grande et la Petite Kabylie.
3. la zone de Hodna et les Bibans, caractérisée par les séismes de M'sila le premier janvier 1965 (D. BENOUAR et al. 1994), de Mansourah le 24 novembre 1973 et celui de Béni-Ilmane le 14 mai 2010 (YELLES-CHAOUICHE et al. 2013). Ce dernier a été produit dans la partie sud de la chaîne des Bibans qui formée de nappes telliennes, plus précisément dans la zone de transition entre les Bibans et les monts de Hodna. Cette zone est limitée au nord par la vallée de la Soummam et les Babors et au sud par un chevauchement situé à la frontière nord du front de déformation du Tell.
4. La zone de la Soummam marquée par le séisme de Beni-Ouartilane du 10 novembre 2000 (Youcef BOUHADAD, NOUR et al. 2003). Le bassin de la Soummam est limité au nord par un grand chevauchement qui constitue la frontière entre les zones internes et les zones externes comme les massifs du Djurdjura puis plus au sud, on trouve la chaîne des Bibans.
5. la zone d'Alger, ou bassin de la Mitidja, marquée par les séismes de Boumerdès le 21 mai 2003, celui de Chenoua le 29 octobre 1989 (Abdallah BOUNIF et al. 2003), et aussi celui d'Ain Benian le 4 septembre 1996 (MAOUCHE et al. 1998; SD MAOUCHE et A. H. BENOUAR 1998), sans oublier celui d'Oued Djer du 31 octobre 1988. Dans cette région se

trouvent deux massifs, celui du Chenoua et celui d'Alger composé des zones internes et qui sont reliés par l'anticlinal du Sahel orienté ENE-OSO. Cet anticlinal forme la limite nord du bassin néogène de la Mitidja. Au sud, on trouve l'Atlas Blidéen formé par des anticlinaux déversés vers le nord.

6. la zone de Chleff, où se sont produits les séismes d'Orléansville le 9 septembre 1954 (ROTHÉ 1955) et celui de d'Al Asnam le 10 octobre 1980 (OUYED et al. 1981) provoqué par l'un des plis-failles de la partie sud des monts du Dahra (Mustapha MEGHRAOUI 1988).
7. la zone de l'oranie, marquée par les séismes de de Mascara du 18 aout 1994 et de Ain-Temouchent le 22 decembre 1999 (AK YELLES-CHAOUICHE et al. 2004; D. BENOUAR et al. 1994). Dans cette zone on trouve des séries d'anticlinaux et d'accidents chevauchants de direction NE-SO à ENE-OSO. On trouve aussi deux bassins orientés ENE-OSO, le bassin post-nappes de Sebkhia d'Oran et le bassin néogène de Habra.

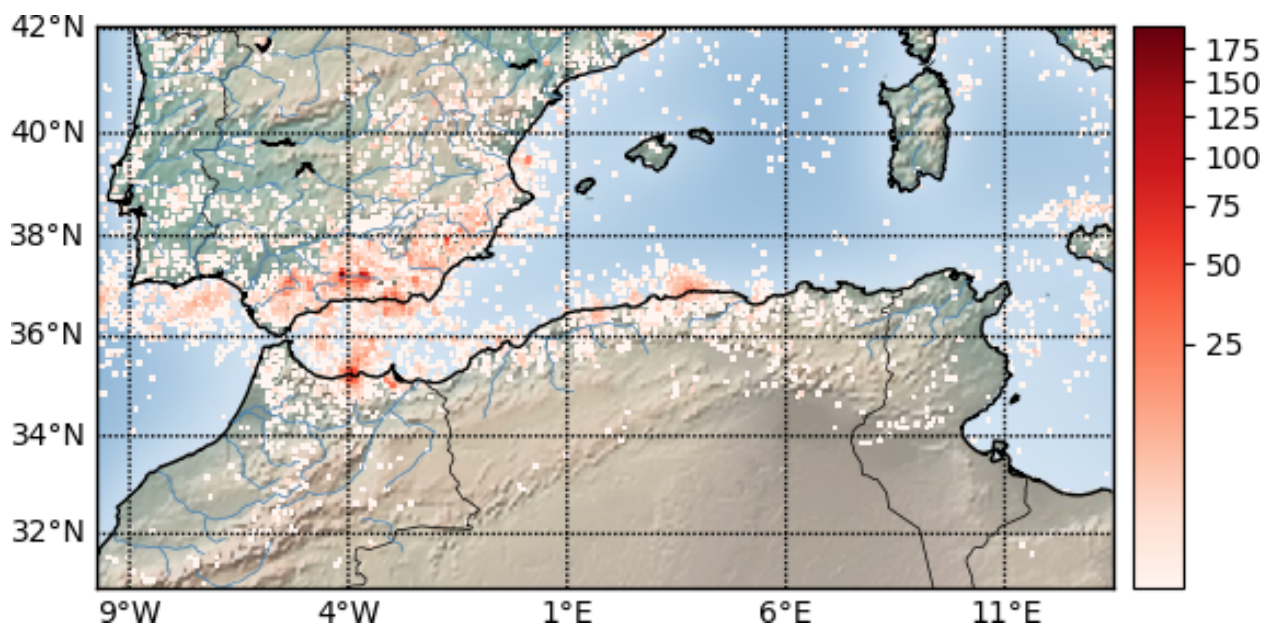


FIGURE 1.7 – Fréquence des séismes de magnitude supérieure à 1 entre 1950 et 2018 : On observe une concentration de l'activité sismique sur les côtes de la méditerranée occidentale. Les séismes sont beaucoup plus fréquents au sud de l'Espagne et au nord du Maroc. En Algérie on observe une fréquence importante à Alger la capital et une activité plus fréquente à l'ouest qu'à l'est.

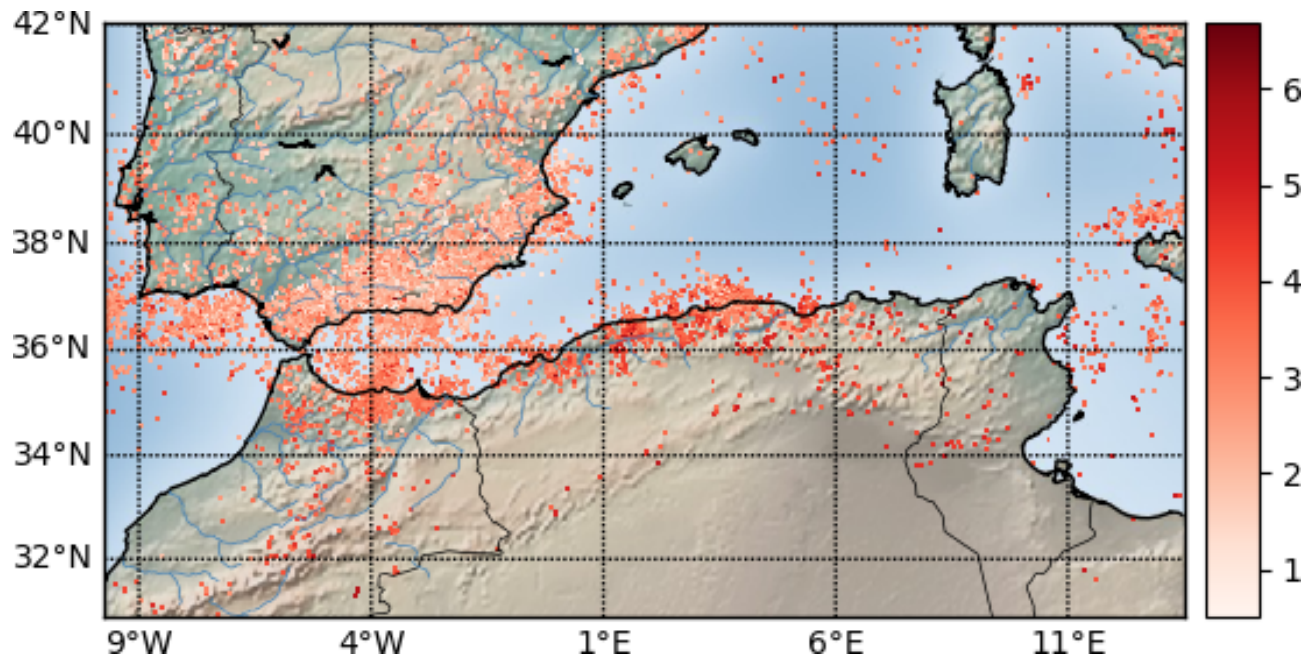


FIGURE 1.8 – Magnitude des séismes entre 1950 et 2018 : Globalement on observe des magnitudes plus élevées de l'activité sismique au nord algérien contre des magnitudes plus basses au sud de l'Espagne.

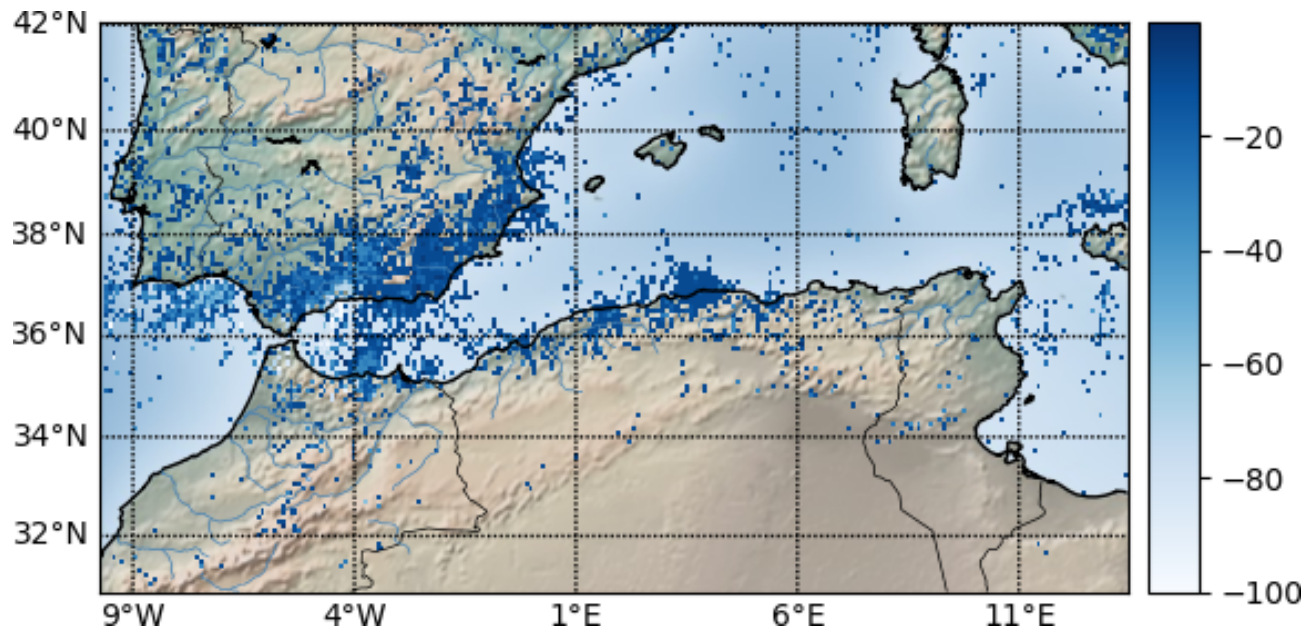


FIGURE 1.9 – Profondeur en kilomètre des séismes entre 1950 et 2018 : On remarque globalement que les évènements sismiques sont peu profonds dans le bassin méditerranéen occidental.

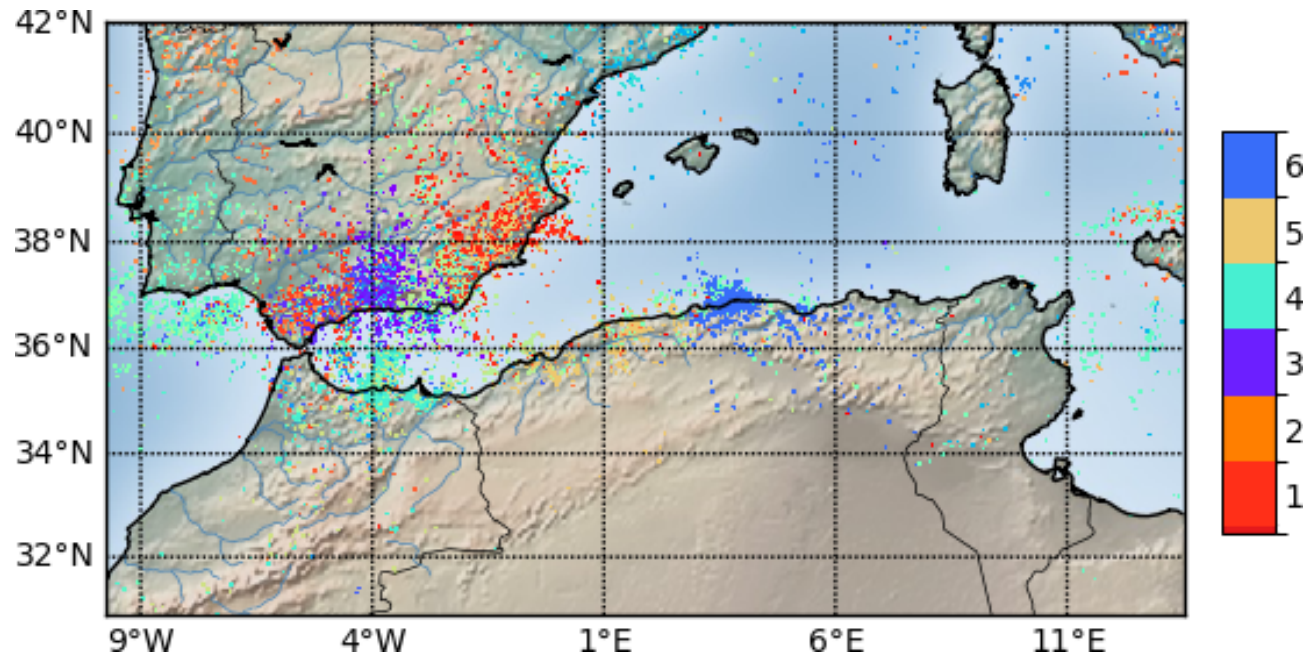


FIGURE 1.10 – Classification spatiale des séismes entre 1950 et 2018 : en utilisant l’algorithme de classification k-means sur l’ensemble des évènements sismiques dans la méditerranée occidentale, on observe plusieurs zones sismiques : le sud de l’Espagne en trois zones (rouge, violet, et orange), le nord du Maroc en une seule zone sismique (en vert) et l’Algérie en deux zone (la région algéroise en bleu et la région Oranaise en jaune).

1.5 Cadre tectonique local

Sur un plan régional, l'analyse tectonique cherche à étudier les contours des différentes plaques, sous plaques et/ou failles dans le but de comprendre leur genèse et leur transformation au fil du temps. En revanche sur le plan local, l'étude tectonique concerne essentiellement la recherche des éléments structuraux majeurs aux environs directs du site en question. Ces deux démarches permettent conjointement de concevoir des modèles géologiques montrant les grandes unités structurales du site étudié, et elles dégagent les hypothèses fondamentales pour faire face aux questions relatives à la localisation des séismes potentiels et à leur intensité maximale (BENABDELLAH 2011).

1.5.1 Phases tectoniques de l'Oranie

La structure, à laquelle appartient l'Oranie, a été aménagée pendant le Mésozoïque selon trois phases tectoniques marquantes.

1.5.1.1 Phase Infra-Crétacée

Cette phase se réfère à une compression qui se manifeste dans tout le domaine tellien par ses plis orientés NE-SW à EW. Cette phase a été limitée par (FENET 1975) à certains secteurs du Barrémien supérieur et de l'Aptien.

1.5.1.2 Première phase alpine

Une partie des phénomènes associés à la tectonique miocène est expliquée par la composante tangentielle de la première phase alpine. Elle entre en jeu après le dépôt des formations marneuses au Sénonien et au Paléocène (FENET 1975).

1.5.1.3 Deuxième phase alpine

Cette deuxième phase alpine est une phase compressive qui est responsable d'une tectonique profonde, dynamique, et génératrice d'un nouvel épimétamorphisme. Au cours de tout le Néogène, le bassin du Chélif est soumis à une tectonique importante expliquée selon (PERRODON 1957) et Fenet (FENET 1975) des activités épirogéniques qui façonnent en horsts et grabens les massifs littoraux. Dans les articles (THOMAS et al. 1974; THOMAS et al. 1976; THOMAS et al. 1977; Gérard THOMAS 1985) on décrit une tectonique polyphasée :

Transtension pendant le premier cycle sédimentaire post-nappe (Serravalien-Tortonien)

C'est une phase bien prononcée dans les massifs littoraux, qui est la cause de l'installation d'une structure en horsts et grabens. Fenet (FENET 1975) illustre trois directions essentielles d'accidents normaux bien marqués sur des miroirs orientés N20°E, N60°E et N80°E.

Transpression au cours du deuxième cycle post-nappe (Tortonien supérieur Messénien) Selon (Gérard THOMAS 1985) le bassin a connu durant ce cycle une tectonique syn-sédimentaire compressive. Les failles inverses N50°E et les failles E-W, à jeu décrochant dextre, sont liées aux plis orientés NE-SW.

Transtension au cours du Pliocène et du Plio-Pléistocène inférieur Selon (Gérard THOMAS 1985), cette compression a fait émerger des plis kilométriques recoupant les fossés d'âge Mio-Pliocène et faisant rejouer les flexures et les failles déca-kilométriques globalement complexes d'orientation moyenne N50°E, et donnant la structuration des massifs littoraux.

Transpression au cours du Pléistocène moyen à l'actuel L'intensité des mouvements de cette phase baissent avec la stabilisation de la direction de contrainte de la phase antérieure avec un jeu de décrochement dextre. Cette tectonique transpressive persiste jusqu'à aujourd'hui. D'après (Gérard THOMAS 1985) il découle de l'ensemble de ces événements tectoniques un alignement global dans la direction N60° des reliefs tels que les axes des plis et des chevauchements qui sont à leurs tour recoupés par des accidents de direction N20° et N80°.

1.5.2 Marqueurs de déformations

Structurellement parlant, le secteur considéré appartient à une zone considérablement affectée par la déformation. Dans la suite on va citer les accidents les plus connus.

1.5.3 Déformations terrestres

On commence tout d'abord par citer les déformations majeurs terrestres.

1.5.3.1 Accident de Kristel

Au Sud-Ouest du village de Kristel, on a un accident qui est jugé comme le trait structural le plus important de la région. Effectivement, on peut voir sur la figure 1.11 que le décrochement touche les grès du Pliocène et les dépôts calcaires du Miocène. L'examen des tectoglyphes⁴ met en évidence un coulissement dextre. La direction de déformation est en compression et s'oriente à peu près vers la direction NNW-SSE avec un azimut de $163^{\circ} \pm 10$.

Grâce à l'orientation des pics stylolithiques, on peut aussi observer cette direction dans les calcaires du Miocène. Notons que les phases compressives intra-pliocène et plio-pléistocène inférieure se distinguent par une variété de directions de raccourcissement. Le Pliocène inférieur est caractérisé par la valeur 148°E, en revanche les formations du Plio-Pléistocène inférieur sont caractérisés par les valeurs N169°E et N163°E. Cette variation peut être expliquée par une faible rotation de la direction entre les deux phases (Gérard THOMAS 1985). Finalement, le prolongement de cet accident sur plusieurs kilomètres donne un accident actif menaçant toute la région d'Oran en cas de

4. Stries de friction et sigmoïdes.

tremblement de terre. Ceci représente par ces particularités structurales un facteur important dans toute étude déterministe de l'aléa sismique.

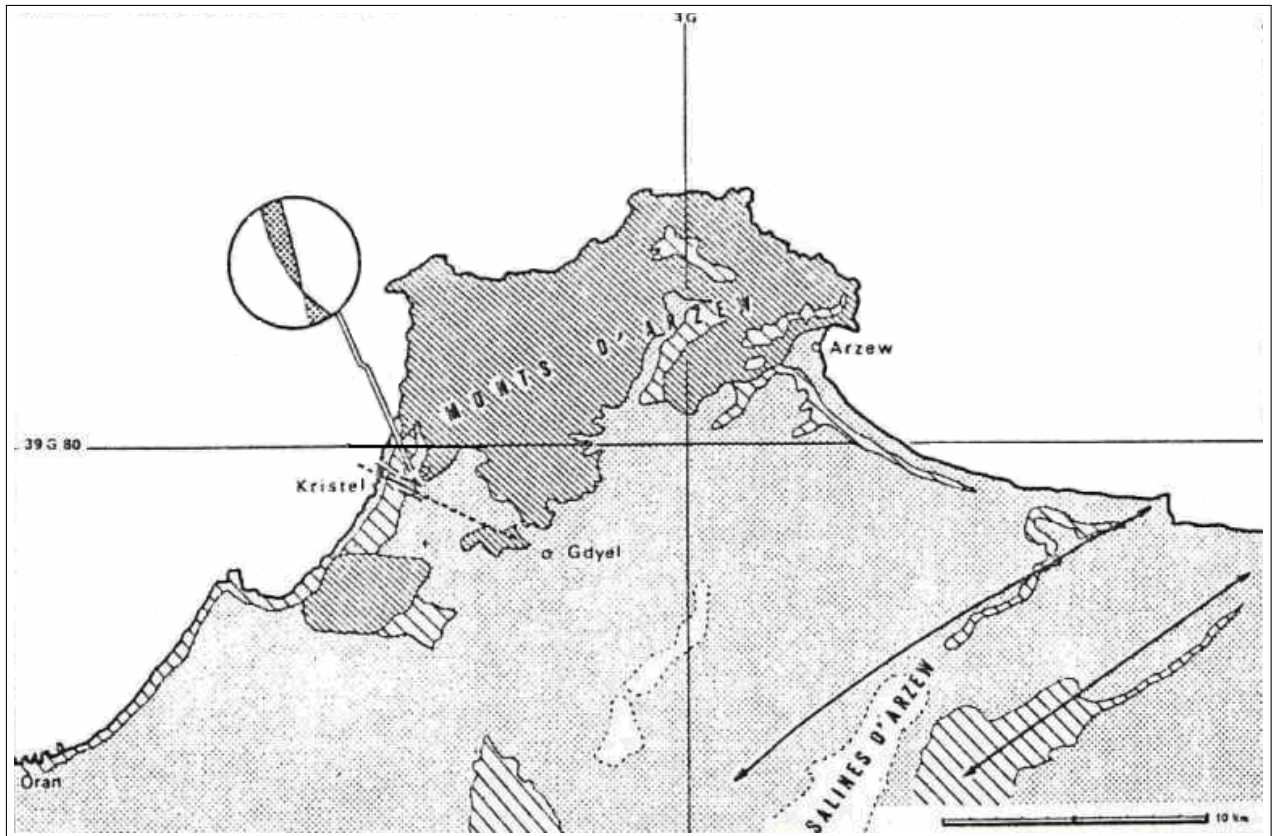


FIGURE 1.11 – Localisation de l'accident décrochant dextre de Kristel d'après (Gérard THOMAS 1985)

1.5.3.2 Accident de Ain Franin-Arbal

Il existe probablement une faille transversale entre Ain Franin et Arbal. Le rejeu horizontal de cette faille est mis en évidence grâce aux décalage des deux anticlinaux touchant le Pliocène inférieur qui apparaît en bordure Est de la Sebkhia et qui atteint 5 km (voir figure 1.12). Ce qui forme la bordure Est du fossé d'Oran, avec un décrochement sénestre d'orientation N10°-20°E qui, selon (Gérard THOMAS 1985), et depuis le Miocène supérieur il joue le rôle d'une frontière limite paléogéographique.

1.5.3.3 Accident de Ras El Ain - Château Neuf

Le linéament, traversant la rue des jardins et menant vers l'ancienne usine à gaz, est un contact sédimentaire qui s'est transformé tectonique. Il se manifeste distinctement dans l'intra-miocène dans son tracé Sud. Il coïncide avec le ravin de Rouina.

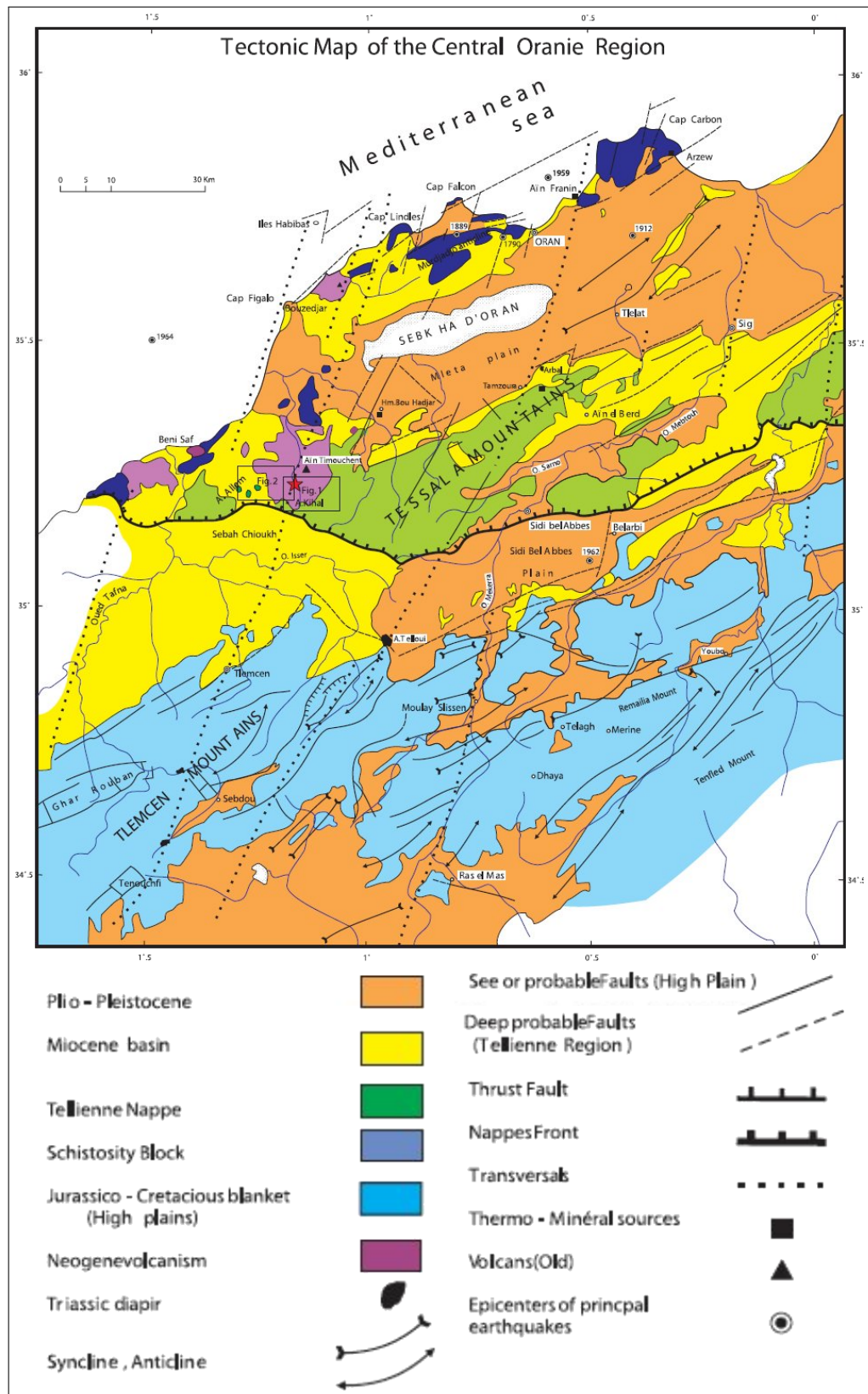


FIGURE 1.12 – Carte géologique de l’Oranie centrale. La légende donne des informations sur l’âge des formations et des structures d’après (FENET 1975) modifiée (AK YELLES-CHAUCHE et al. 2004) modifiée.

1.5.3.4 Accident de Murdjadjo

Plusieurs auteurs comme (FENET 1975; Gérard THOMAS 1985; Mustapha MEGHRAOUI 1988) ont décrit le e massif du Murdjadjo. Ils l'ont décrit comme un pli alpin (anticlinal) dont la voussure forme le dos. Sur son côté Nord, il existe un accident de type normal exprimant les dépressions de l'Oued Sidi Hammadi et de Mers El Kébir. Son côté Est est délimité par un accident d'orientation N50°-55°SE remontant au moins au Miocène car il met en contact le Miocène supérieur et le massif à schistosité d'âge Jurassique (voir figure 1.13).

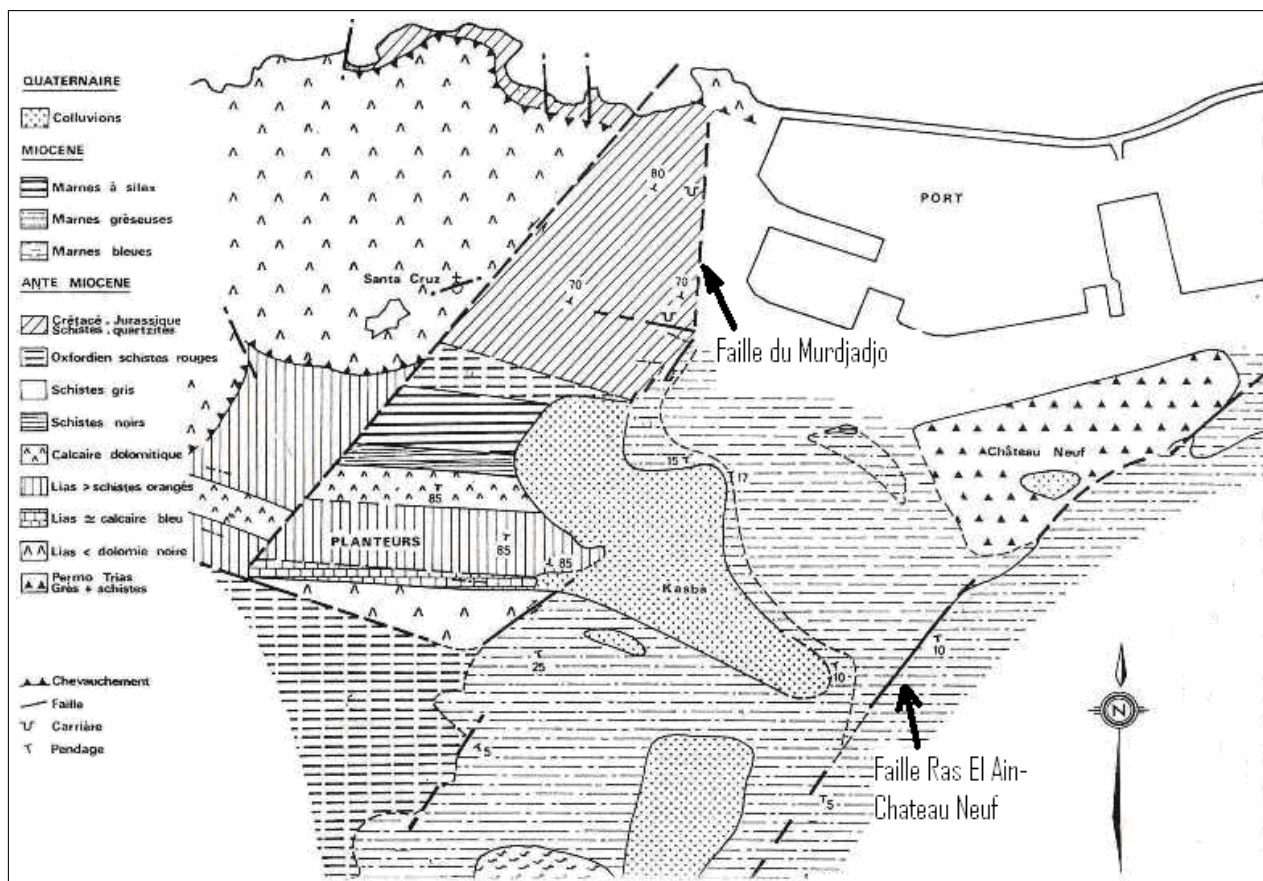


FIGURE 1.13 – Accident du Murdjadjo, échelle de la carte $\frac{1}{10^4}$, d'après (SOCOTEC-EXPORT 1986), modifiée par (BENABDELLAH 2011)

Concernant la falaise qui domine l'ancien port d'Oran, la faille montre un déplacement en décrochement dextre dont le miroir est oblitéré par un mélange cimenté de brèche de faille et d'éboulis fins de 1 à 2 mètres d'épaisseurs encrassé en surface. Au niveau de la rue Jean Bart, la dénivelée visible de la pente de faille, entre la rupture et le fossé de la Calère, est d'environ 70 mètres. D'après la description de (SOCOTEC-EXPORT 1986), le décrochement dextre entre-croise l'accident E-W plus au Sud, ce qui affecte les schistes jurassiques, où la direction de la faille passe de N20° à N50°. Le miroir de faille présente plusieurs générations de brèches à éléments de quartzites et de schistes emballés dans une matrice sablo-silteuse jaunâtre (Miocène gréseux). Ces générations forment plusieurs miroirs parallèles légèrement décalés entre eux, déterminant ainsi

des couloirs bréchiques pouvant témoigner de rejeux successifs de l'accident. La faille disparaît ensuite sous le cône d'éboulis (falaise rouge) dominant le site de la Calère.

Toujours selon (SOCOTEC-EXPORT 1986) on note que l'accident réapparaît dans le talus de la route des planteurs, en faisant décrocher suivant la direction N50° un paquet de schistes du Lias supérieur et de calcaires dolomitiques du Dogger. La brèche correspondante indique, avec de fortes chances, un accident décrochant majeur entre le Jurassique et le Miocène. Sur le virage de la route de la Casbah, l'accident met en contact les dolomies noires du Lias inférieur et le Miocène gréseux : c'est une faille normale avec une composante décrochante dextre avec une direction de N30° à N40° et un pendage de 60° vers le Sud-Est. Des stries inclinées de 20° à 30° sur la verticale ont été également observées.

1.5.3.5 Faille de Bousfer (F3)

Vers le Sud de Bousfer, la structure faillée, de direction presque orienté vers le Nord-Est, peut mesurer d'après les travaux de (Gérard THOMAS 1985) onze kilomètres de longueur. Toutefois, elle s'allonge de six kilomètres de plus vers le Sud-Ouest ce qui lui donne une longueur totale générale de plus de 17 km (voir figures 1.14). Selon (AK YELLES-CHAOUICHE et al. 2004) elle se déplace avec un faible taux inférieur à 1mm/an. En revanche (Youcef BOUHADAD et LAOUAMI 2002) pense qu'elle est inactive.

1.5.3.6 Faille de la Sebkhia Nord (F4)

Cette faille est appelée aussi la faille d'Oran. Elle correspond à un linéament très marqué qui s'étend sur à peu près 15 km suivant le long de la direction NE-SW (voir figure 1.14). Elle délimite les monts du Murdjadjo au Nord et la plaine de la grande Sebkhia au Sud (bassin de la M'leta). À l'Ouest, la faille d'Oran tourne subitement vers le Nord-Ouest, sur environ 4 km. La faille d'Oran est vue comme une faille inverse à pendage Nord. Cependant, plus au Nord, vers les hauteurs, le déplacement le long de la faille est associé au plissement et soulève le Murdjadjo, ceci domine le bassin de la Mléta. Aïnis, cette faille est supposée active, en effet les épaisseurs des séquences sédimentaires d'âge Quaternaire, aperçues immédiatement au Sud, sont en faveur d'une importante subsidence tectonique du bassin de la M'leta. Selon (Youcef BOUHADAD et LAOUAMI 2002) le taux de déplacement varie entre 0.3 et 1.8 mm/an. Cette faille, qui a une longueur totale de 55 km, est parfois le siège d'une micro-activité sismique, comme en témoigne le séisme de 26/11/2004 de magnitude $M_L = 3.1$. D'autre part (AK YELLES-CHAOUICHE et al. 2004) pense que cette faille peut être l'origine du séisme d'Oran de 1790.

1.5.3.7 Faille de la Sebkhia Sud (F5)

Cet accident, est associé à un système de faille d'orientation NE-SW, qui montre un plan sur lequel des stries ont été remarquées. Ces dernières sont en faveur d'un mouvement de faille inverse, provoquant un chevauchement oblique vers le Sud et le Sud-Est. Ce système de failles continue le long des monts du Tessala, sur une longueur approximative de 30km. (Gérard THOMAS 1985) pense qu'elle se prolonge d'au moins 35 km supplémentaires vers l'Est, le long de la limite méridionale de la plaine de Habra, ce qui donne une longueur totale de presque 65 km. La faille recoupe

les surfaces de piémonts représentées par des niveaux alluvionnaires de Pléistocène inférieur à Holocène qui départager la grande Sebkha d'Oran (bassin de la Mléta), au Nord, des monts du Tessala au Sud.

Dans le but de localiser l'emplacement précis de la faille, des profils topographiques de ces escarpements ont été réalisés sur les terrains alluviaux holocène et pléistocène. La partie Nord du profil, recouverte en grande partie par des alluvions du Pléistocène, est recoupée par deux escarpements. L'âge de ces dépôts alluvionnaires n'est pas connu avec précision, mais ne dépasserait probablement pas 35 000 ans. Le déplacement vertical cumulé à travers les escarpements sur les profils réalisés est de 17.1 ± 1.0 m. Ces données sont en faveur d'un taux de déplacement (à long terme) sur la faille de la Sebkha sud d'au moins 0.49 mm/an. La surface du deuxième profil topographique est recouverte par des dépôts colluviaux de l'Holocène. Des datations au carbone 14 d'échantillons de charbon, collectés dans un ravin d'oued situé à 10 m environ du premier profil, montrent que l'âge des dépôts colluviaux est de moins de 3 000 ans. Le déplacement vertical cumulé à travers les deux escarpements serait ainsi d'environ 1.4 ± 0.5 m (BENABDELLAH 2011).

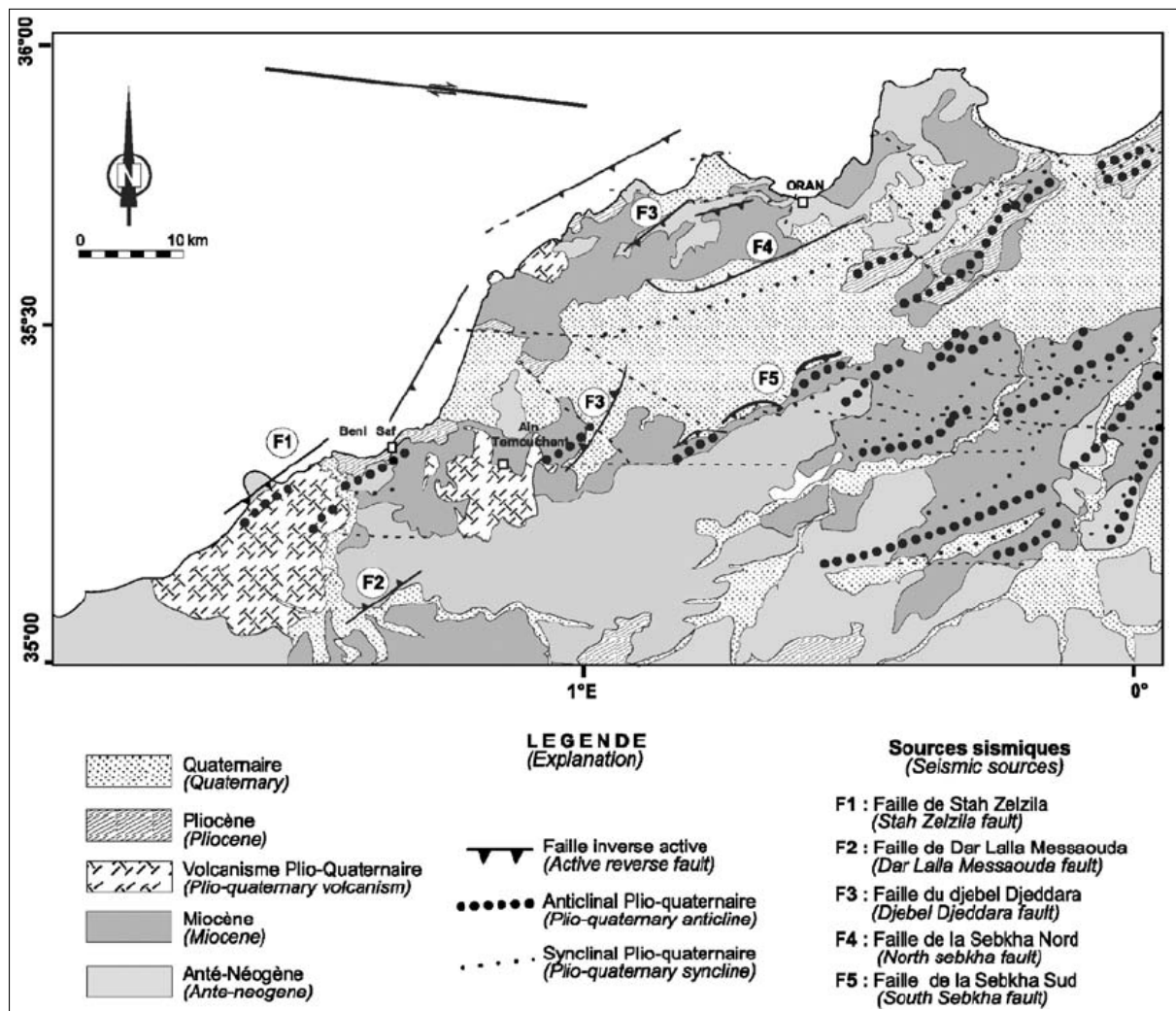


FIGURE 1.14 – Les accidents actifs de la région Oranaise d'après (Gérard THOMAS 1985) modifiée (AK YELLES-CHAOUICHE et al. 2004).

Ces données indiquent aussi des déplacements à court terme estimés à 0.46 mm/an similaires à ceux évalués sur le long terme. Les failles associées à l'un des escarpements sont visibles dans un ravin d'oued situé immédiatement à 10 m à l'Est du profil. La faille est montrée en coupe le long de la paroi du ravin et se traduit par deux ruptures très proches, présentant un pendage de 55° vers le Sud. Le déplacement vertical cumulé est de 1.6 m. Trois datations au carbone 14, effectuées sur des échantillons prélevés sur ces plans de faille, indiquent que les failles ont été générées durant les 3 000 dernières années. Elles indiquent un taux de déplacement à court terme de 0.53 mm/an (voir (AK YELLES-CHAUCHE et al. 2004)).

1.5.4 Déformations maritimes

On passe maintenant aux déformations majeurs en mer. Selon (DOMZIG et al. 2006), on a au sein de la partie occidentale de la marge algérienne, une signature tectonique décrochante qui paraît active seulement à l'Ouest d'Oran dans le prolongement d'une faille décrochante dextre de la ride de Yusuf. À l'Ouest d'Arzew, on aperçoit une autre structure active apparemment associée, en échelon, à la faille de Yusuf (voir figure 1.15).

Au large d'Arzew et de Mostaganem, le pied de pente escarpé correspondait, sûrement, à une ancienne marge transformante signe de relique du déplacement du bloc Alboran vers l'Ouest. Pourtant, actuellement, cette structure paraît inactive. D'autre part, la déformation active est visiblement compressive et la composante décrochante, si ça se trouve, est négligeable insignifiante ou très faiblement exprimée (voir (DOMZIG et al. 2006)). De toute façon, ces résultats récents annulent partiellement, les anciens modèles de la marge décrivant une marge transpressive avec l'existence de grandes failles décrochantes actives suivant la marge (voir (ALAIN MAUFFRET, MAÂMAR EL-ROBRINI et MAURICE GENNESSEAU 1987) et (Mustapha MEGHRAOUI et al. 1996)). À l'heure actuelle les structures décrochantes actives ne sont présentes qu'à l'Ouest d'Oran. Principalement, on observe une déformation compressive et accommodée sur la marge espagnole et à terre en Algérie (DOMZIG et al. 2006).

1.5.5 Faille active offshore de Yusuf

Situé au niveau du bourrelet de Yusuf (voir figure 1.16), cet accident a été décrit par (MAUFFRET, MALDONADO et CAMPILLO 1992) et (COMAS et al. 1999) comme un décrochement dextre orienté E-W (voir figure 1.17). La faille offshore de Yusuf possède un rejet vertical de 2 km, et qui se prolonge très loin à l'Ouest sur une longueur cartographiée d'environ 160 km.

Cependant le segment qui s'étend à l'Est du bassin est d'une longueur approximative de 75 km environ. Le bassin de Yusuf est éventuellement la frontière de cette faille (voir figure 1.16). La faille de Yusuf est une source sismogène active. Malgré que le déplacement cosismique et intersismique du Quaternaire récent n'est pas connu, mais les deux observations suivantes :

- le rejet vertical important du post-pliocène pour cette structure
- les taux de subsidence évalués à partir des dépôts sédimentaires

suggèrent selon (AK YELLES-CHAUCHE et al. 2004) des glissements horizontaux d'au moins quelques centimètres le long de la faille.

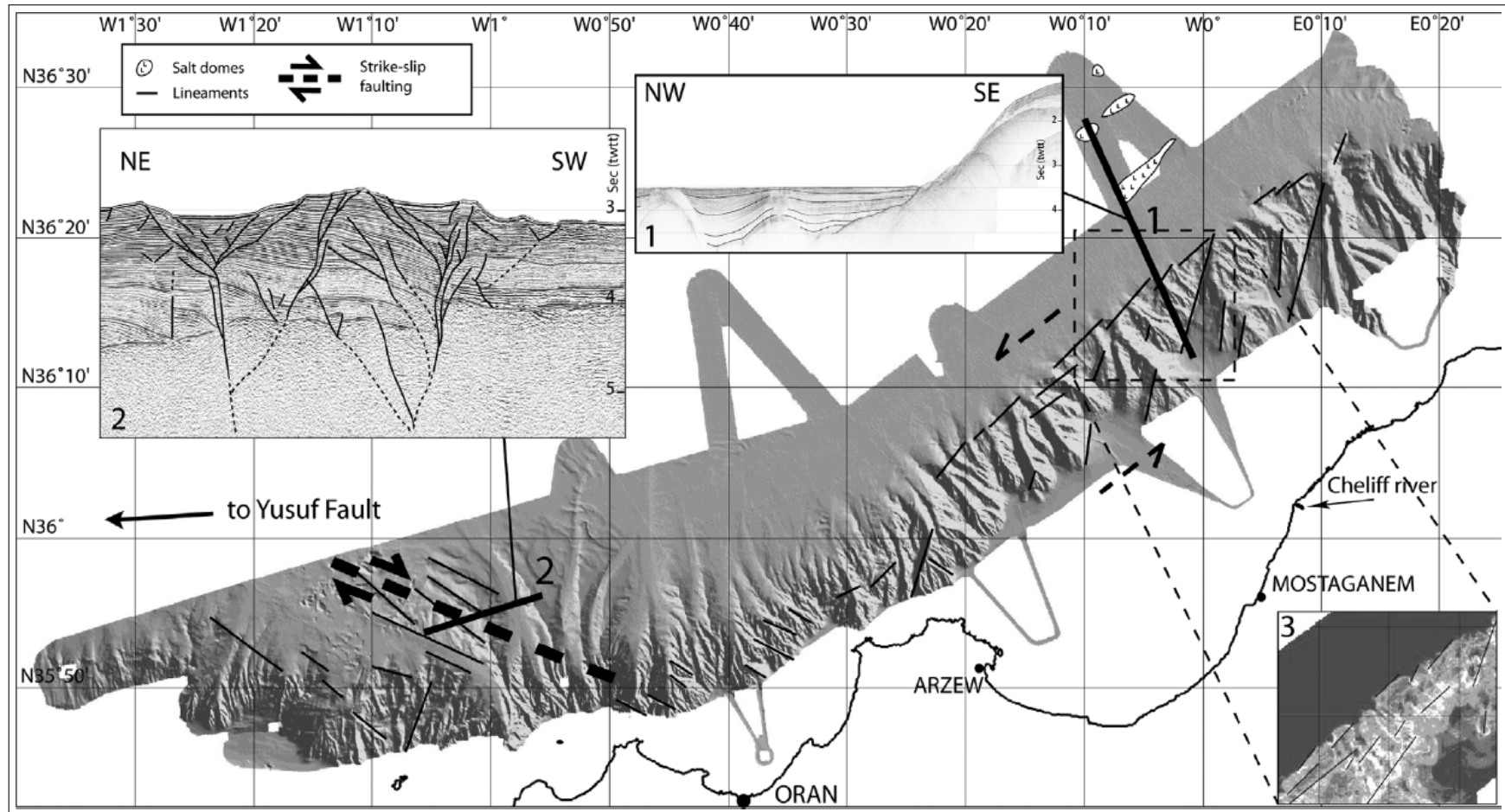


FIGURE 1.15 – Carte bathymétrique ombrée de la région d’Oran, avec les principales structures géologiques identifiées (dômes de sel, linéaments, failles en décrochement). Les lignes noires épaisses montre la position des profils sismiques. En bas à droite : carte de pentes, calculée à partir du MNT à 50 m d’après (DOMZIG et al. 2006).

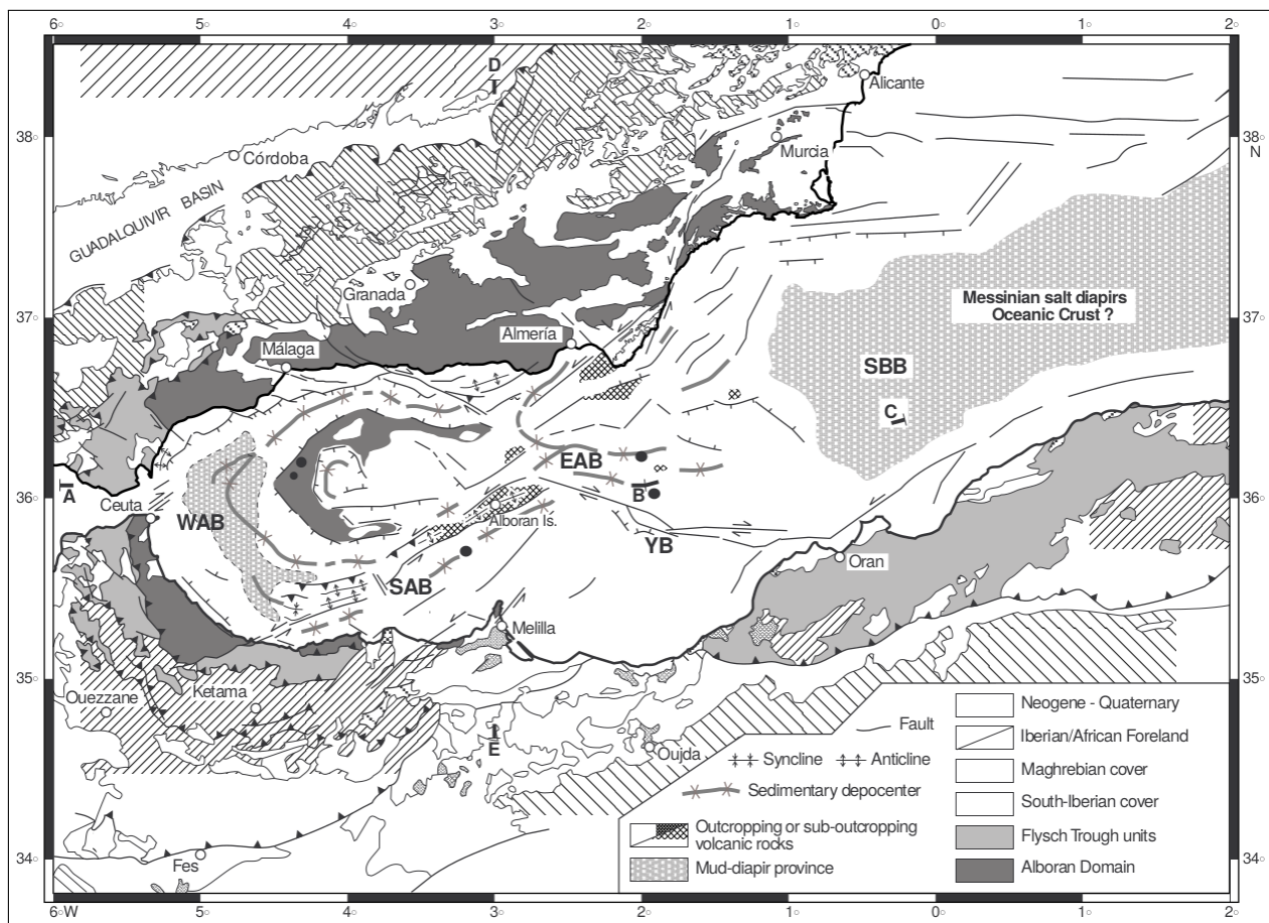


FIGURE 1.16 – Carte tectonique de la méditerranée occidentale d'après (COMAS et al. 1999).

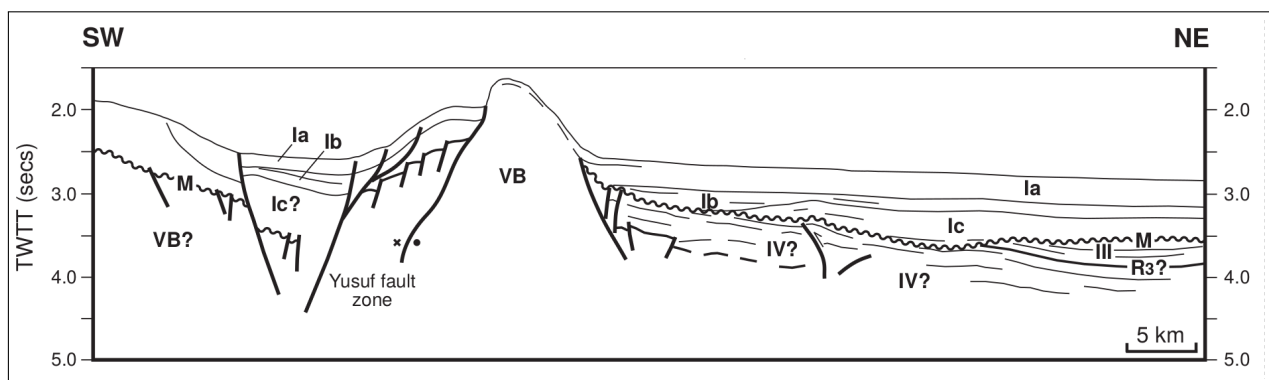


FIGURE 1.17 – Schéma interprétatif du profil 3S basé sur les données du forage 977 d'après (COMAS et al. 1999). VB veut dire roches volcaniques.

1.5.6 Faille supposée active Offshore (F1)

Entre Oran et Beni Saf, le plateau continental de la région côtière, est caractérisé par un changement brutal de la pente qui s'allonge parallèlement à la ligne de la côte sur une longueur d'environ 39 km. Les études antérieures en géophysiques et bathymétriques de (EL-ROBRINI, GENNESSEUX et MAUFFRET 1985; Maâmar EL-ROBRINI 1986) et ceux d'aléas sismiques de (WOODWARD CLYDE CONSULTANTS 1984; BOUDIAF 1996; BOUDIAF, RITZ et Herve PHILIP 1998) ont expliqué l'anomalie bathymétrique remarquée comme une faille inverse active (voir figure 1.14).

Différentes études ont supposé que les failles assez courtes, comme celle de la faille supposée active offshore présentent une rupture en surface maximale n'excédant pas sa longueur globale soit 30 km. Malgré l'incertitude de l'âge du déplacement, le taux de déplacement sur la faille offshore a été évalué à une valeur entre 0.3 et 0.5 mm/an par (Youcef BOUHADAD et LAOUAMI 2002) et (GEOMATRIX-ME2I-TTI 2003).

1.6 Historique des études géologiques sur l'Oranais

Dès 1830, de nombreuses études scientifiques ont été effectuées dans la région du littoral oranais. On note principalement les études géologiques, des études hydrogéologiques pour la recherche de l'eau, et aussi des études paléontologiques pour la datation et la reconstitution de l'histoire tecto-sédimentaire.

1.6.1 Période avant 1900

Les premières reconnaissances géologiques sur l'Oranais ont débuté avec (ROZET 1831) avec des observations géologiques principalement descriptives. Ainsi il a mis en place les grandes lignes de la stratigraphie du Néogène de la région.

Par la suite, vers 1846, la découverte des formations nummulitiques éocènes dans les monts des Tessala a aidé à mettre en place les subdivisions stratigraphiques les plus importantes. D'autre part, les précisions de la datation des terrains ont permis de cartographier géologiquement la zone de l'Oranie

(L. G. A. R. J. VILLE 1852; L. VILLE 1857) a fait un inventaire assez complet des gîtes minéraux et il a découvert le Trias et le Diapirisme en Algérie.

Depuis 1871, les explorations géologiques ont connu une avancée remarquable surtout avec les travaux de (POMEL 1873) qui a suggéré une première subdivision du miocène en trois systèmes indexés successivement par le Cartenien, l'Helvetion puis le Sahélien. En 1879, Pomel découvre près d'Oran, un gisement d'Hipparion⁵ définissant le littoral Oranais par le Sahélien. Additionnellement, les éditions de cartes géologiques de l'Oranais ont été établies par Pomel entre 1881-1889.

Durant la même époque, Bleicher en revanche, avait travaillé sur la stratigraphie des massifs littoraux de Mers El Kebir, Murdjadjo et ceux des monts d'Arzew pour assigner l'âge Callovo-Oxfordien (Jurassique) aux formations autochtones à faciès schisto-grésodolomitique (BLEICHER

5. Hipparion est un genre éteint d'équidés, dont les restes fossiles sont connus en Amérique du Nord, en Europe, en Asie et en Afrique dans des terrains qui vont du milieu du Miocène au milieu du Pléistocène.

1874; BLEICHER 1875b; BLEICHER 1875a).

En conclusion cette période est caractérisée par la mise en place des grandes lignes de la stratigraphie.

1.6.2 De 1900 au début des années 40

Avec l'arrivée d'autres géologues au début du XX^e siècle, les études géologiques s'accroissent. Ainsi, (GENTIL 1903) a établi une première étude géologique détaillée de l'Oranais occidental, plus son étude pétrographique (GENTIL 1902). Cependant le manque des arguments paléontologiques ont causé une grande difficulté pour avoir une stratigraphie régionale précise. Gentil est vu comme le premier structuraliste qui a étudié les mouvements postérieurs au Carténien (Miocène moyen) dans les massifs littoraux. Il a décrit deux formations miocènes qui comportent la première séparation des deux cycles miocènes post-nappes dans l'ensemble du Tell oranais, et montre l'existence des mouvements tectoniques post-carténiens. Il détaille et complète les connaissances concernant le miocène et il a mis au point le reste des connaissances stratigraphiques de l'époque avec un historique et une bibliographie très complet.

(É. FICHEUR 1904) a produit des travaux cartographiques fructueuses qui ont permis plusieurs découvertes paléontologiques importantes, qui ont aidé à dater les formations jurassiques.

D'autre part (DOUMERGUE et E. FICHEUR 1908) ont essayé de mieux cartographier la géologie de l'Oranais. Ils ont pu mettre en évidence des terrains du Jurassique supérieur de Santa-Cruz lors d'établissement de la carte d'Oran d'échelle : $\frac{1}{50000}$. Ces principales essentielles trouvailles sont caractérisées par l'existence d'Ammonite du Barrémienne dans les schistes des monts d'Arzew et de la forêt de M'sila. Doumergue a levé tous les contours de : Oran (1908), Saint-Cloud (1909), Arzew (1913), Rio-Salado Lourmel (1922), les Andalouses (1924), et Arbal (1931).

(DALLONI 1919) il a effectué un travail important en cartographie. Il a décrit des formations néotectoniques à l'échelle régionale et fait une grande étude sur le Mio-Pliocène d'Algérie : faciès, relation avec le substratum, recherches des gisements pétroliers, tectonique et a également mis en évidence des formations de l'âge supposé pliocènes des mêmes niveaux et il a indiqué la présence d'une phase de plissement post-Pliocène. (L. GLANGEAUD 1932) a montré l'importance de ces formations dans toute l'Algérie. De plus Gentil et Glangeaud ont attribué l'âge triasique aux formations schisteuses.

(ARAMBOURG 1927) a découvert la présence de poissons fossiles qu'ils lui ont permis d'initier la terminologie Sahélien d'Oran.

(VAN VLECK ANDERSON 1936) a décrit précisément la composition des divers faciès miocènes et il les a inscrit dans le cadre lithostratigraphique (groupes, formations, étages).

(GAUTIER 1936) s'est intéressé à la région littorale de Ghazaouet. Il a réintroduit la notion de nappes de dans la même région on s'était forgé les conceptions de (GENTIL 1903).

(LUCAS 1908) a travaillé en détail sur les horsts primaires des hautes plaines de la région de Ghar-Rouban, Saïda.

(LAFFITTE 1942) a décrit le basculement de la plage littorale (à Strombe) dans la baie de Mostaganem.

En conclusion cette période est caractérisée par les travaux cartographiques.

1.6.3 De la fin des années 40 à la fin des années 50

Durant cette période on a connu de nombreux travaux qui se sont multipliés en partie grâce à la découverte d'indices de présence d'hydrocarbure. De plus le sixième congrès international de géologie a été organisé à Alger en 1952.

(FLANDRIN 1948) a réussi d'apporter des détails et des précisions importantes pour la stratigraphie du nummulitique des Tessala tout en travaillant sur le nummulitique algérien.

(GOURINARD 1952) a essayé de réviser l'esquisse de la carte géologique du littoral Oranais. Il a aussi réexaminer les massifs littoraux, qui fait l'objet de sa thèse parue en 1955, et il a proposé des interprétations sur la structure des formations littorales (GOURINARD 1958).

(MAGNÉ et TEMPÈRE 1953) ont produit des travaux pour la micropaléontologiques à partir des foraminifères marins du bassin du chott el Hodna .

Dans sa thèse (PERRODON 1957) a fait une synthèse sur les bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie Occidentale où il a explicité d'une manière claire les relations entre sédimentation et diastrophisme.

(SADRAN 1958) a travaillé sur le volcanisme du littoral oranais en proposant une chronologie entre les diverses manifestations éruptives autour du volcan de Tifaraouine.

1.6.4 De la fin des années 50 à la début des années 60

Durant la guerre de libération algérienne déclarée en 1954, les travaux et les recherches géologiques au Nord de l'Algérie ont été suspendus pendant plusieurs années. Il faut attendre jusqu'à octobre 1964 pour que la géologie du Nord oranais soit reprise.

1.6.5 Depuis les années 70 jusqu'à aujourd'hui

Durent cette Période la géologie de l'Oranais reprend ses activités grâce à de très nombreux travaux faits par plusieurs géologues.

(G. BIZON et J. BIZON 1972) ont publié un atlas de l'oligocène au quaternaire des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen.

(DELFAUD et al. 1973) ont réussi d'établir le modèles d'évolution de faciès dans les bassins sédimentaires grâce à leur méthode d'analyse séquentielle. Par exemple ils ont établi un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne dans la régions oranais aux miocène supérieurs plus un modèle d'une sédimentation en bordure de marge carbonatée.

(DELTEIL 1974; FENET 1975; GUARDIA 1975) trois theses effectuées à nice dans lesquelles on a essayer de retracer le développement géodynamique de l'Algérie Nord Occidentale. Par exemple Guardia a effectué une étude géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranais nord-occidental, en plus il a établi des relations structurales et paléontologiques entre le Rif, le Tell et l'avant-pays atlasique. D'autre part, Fenet a établi une thèse sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse nord maghrébine : les monts de djebel Tessala et les massifs du littoral oranais.

(BELLON et HERNANDEZ 1976) ont établi une chronologie et une évolution chimique des

laves du Rif oriental et du Tell oranais. Quelques années plus tard ils ont apporté de nouveaux résultats chrono-stratigraphiques et bio-stratigraphiques concernant le cycle messénien.

(ROUCHY, CHAIX et J. SAINT MARTIN 1982) ont mis en évidence la présence d'un véritable récif corallien frangeant au Djebel Murdjadjo et qui confirme l'âge messénien de la série. Il ont aussi précisé l'agencement des faciès inscrits dans le contexte de la *crise messénienne*.

(Gérard THOMAS 1985) a établi une esquisse de l'évolution géodynamique de l'Oranais central et il a décrit la sédimentation post-messénienne.

Dans sa thèse (Pierre MOISSETTE 1987) a décrit une géodynamique basée sur une étude du bassin du Bas Chelif comme bassin intra montagneux.

(FRENEIX, J.-P. SAINT MARTIN et MOISSETTE 1987) ont fourni des renseignements plus détaillés sur les bivalves du messénien pré récifal et récifal de toute la région considérée.

(J.-P. SAINT MARTIN et MÜLLER 1988) ont réussi à établir des conclusions paléoécologique et paléogéographique en se basant sur une étude des formations récifales coralliennes du miocène supérieures d'Algérie et du Maroc.

En 1991 A. Bencherifa et O. Mizouni dans le cadre de leur ingéniorat d'état, ont réalisé une étude bio-stratigraphique, paléo-écologique et paléo-géographique dans la dépression des Andalouses (Oued Sidi Hammadi).

(BELKBIR et BESSEDIK 1991) ont effectué une étude qui a pour but le rétablissement de la bio-stratigraphie du miocène de l'Oranais, basées sur la microfaune, plus particulièrement les formations planctoniques.

(NEURDIN-TRESCARTES 1992) a fait des recherches concernant le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chélif, et elle a proposé un modèle de référence de bassin intra montagneux.

(CORNÉE et al. 1994) ont réalisé une paléoécologie se basant sur l'étude de la plate-forme carbonatée (messénien) du Murdjadjo.

(Youcef BOUHADAD 2001) dans cet article on étudie la structure géologique du murdjadjo (Oran) qui consiste en un pli asymétrique. Les auteurs ont aussi analysé sa relation avec la sismicité historique relativement élevée de la région. Ils remarquent que la récurrence de tremblements de terre déterminée sur la base de la sismicité historique suggère une période de retour d'environ 1000 ans pour un tremblement de terre de magnitude 7.3 qui semble sous-estimé par rapport aux données paléosismiques disponibles dans l'Atlas Tell de l'Algérie.

(Youcef BOUHADAD et LAOUAMI 2002; BOUHADAD 2008) Cet article traite l'analyse probabiliste des risques sismiques réalisée dans la région d'Oran. L'objectif principal de ce travail était d'évaluer le risque sismique sur les roches afin de fournir aux ingénieurs et aux planificateurs un outil de base pour l'atténuation du séisme. L'approche probabiliste est utilisée afin de prendre en compte les incertitudes dans l'évaluation des risques sismiques. Les sources sismiques sont définies à la lumière des résultats les plus récents obtenus à partir des analyses sismotectoniques effectuées dans le nord de l'Algérie. Des paramètres de source tels que les valeurs b , le taux de glissement et la magnitude maximale sont évalués pour chaque source sismique. L'atténuation du mouvement de tremblement du sol avec la distance est estimée en utilisant les relations d'atténuation développées ailleurs dans le monde comme dans (SADIGH et al. 1993; AMBRASEYS et BOMMER 1991). Les résultats ont été présentés sous forme de cartes de risque pour les périodes de retour de 200 ans et 500 ans.

(AbdelKrim YELLES-CHAUCHE et al. 2006) présente et étudie la tectonique active de la région nord-algérienne.

(MOUSSA 2007) à effectuer une étude de la Sebkha d'Oran.

(BOUTARAA et al. 2015) propose la simulation de trois scénarios catastrophique sur la région de Chlef. Le premier consiste en la régénération du séisme de 1980 en considérant l'état urbain de la ville en 1980 puis la comparaison des résultats simulés avec les dommages observés en 1980. Le deuxième scénario est une simulation d'un séisme de même intensité que celui de 1980 mais, en considérant l'expansion urbaine actuelle de la ville. Le dernier scénario considère un potentiel séisme généré par la faille inverse des Montagnes Rouges. Le but de ces scénarios est de repérer les typologies constructives les plus vulnérables et les zones qui seront endommagées en cas de séisme et fournir des éléments d'aide à la décision à la communauté locale chargée de la gestion du risque sismique.

(BELAYADI et al. 2017) ont proposé dans leur note une approche permettant l'établissement d'un catalogue sur la sismicité de l'Algérie nord occidentale. Les données utilisées dérivent de différents catalogues et le travail tiens compte de l'homogénéisation des magnitudes par l'utilisation de certaines relations empiriques. Le catalogue produit comprend plus de 1000 événements sismiques qui couvrent une période historique et instrumentale entre 1790 et 2016. Le catalogue établit et présenté dans cette étude est caractérisé par la complétude et l'homogénéisation de l'information propre à la sismicité de l'Algérie nord occidentale.

(Ibrahim ZEROUAL et al. 2019), (ZEROUAL, MANSOUR et al. 2012) et (ZEROUAL, MEKAHLI et al. 2006) ont utilisé les images spatiales et la cartographie et la photogrammétrie numérique pour tenter d'analyser l'impact du risque géologique au niveau d'un échantillon du port d'Oran la Calère. Ils ont utilisé les mesures basées sur l'image photographique (2D) pour générer des données quantitatives qui doivent être traitées dans l'espace tridimensionnel de l'objet. Ceci permet de renseigner l'état de dégradation très avancé des constructions ou même l'effondrement d'une bonne partie du secteur.

Risque sismique

IL n'existe pas une définition universelle de ce qu'est un risque. Voici une définition plus au moins proche : Un **risque** fait référence à des événements possibles, incertains, pouvant causer des dommages. En particulier un risque géologique peut être défini comme suit : Un **risque géologique** est un risque qui peut aboutir à un incident ou à un accident lié à la nature du terrain. Les risques géologiques peuvent être classés selon qu'ils soient liés à l'activité de la planète ou aux activités humaines.

2.1 Risques géologiques naturels

Les risques géologiques naturels comprennent des événements soudains et/ou des phénomènes lents, tous deux en relation avec le dynamisme de la planète.

2.1.1 Risques géologiques lents

Un risque géologique peut être lié à des mouvements lents comme des tassements ou des affaissements de terrain, le retrait/gonflement des argiles, ou des glissements de terrains. Ces phénomènes progressifs ou lents comprennent :

1. cônes alluviaux ¹,
2. le développement de la caldeira (volcans),
3. dépôts de geyser,
4. tassement du sol en raison de la consolidation des sols compressibles,
5. affaissements de terrain, conduisant aux effondrements,
6. liquéfaction ²,
7. migration des sables des dunes,
8. sources chaudes.

1. Par exemple à la sortie de canyons ou des vallées latérales.

2. Règlement de la terre dans les régions recouvertes par le sable de limon saturé pendant un tremblement de terre.

2.1.2 Risques géologiques soudains

Un risque géologique peut être lié à des mouvements rapides, comme un séisme ou une éruption volcanique, un effondrement de cavité souterraine, une chute de rochers, des inondations. Ces phénomènes soudains comprennent :

1. avalanches (neige, roche),
2. tremblements de terre et les phénomènes déclenchés par de tremblement de terre comme les tsunamis,
3. les incendies de forêt conduisant à la déforestation,
4. tempêtes géomagnétiques,
5. embâcles sur les rivières glaciaires ou crue soudaine en dessous d'un glacier,
6. glissement de terrain³,
7. coulées de boue⁴,
8. écoulements pyroclastiques,
9. chutes de pierres, éboulements,
10. torrents⁵,
11. éruptions volcaniques, lahars et les chutes de cendres.

2.2 Risques géologiques liés aux activités humaines

Les activités humaines, peut engendrer un risque géologique. Un exemple typique est le creusement de mines mal étayée provoquant un dégât minier dû à un tassement ou un effondrement de terrain présentant des dégâts sur les habitations en surface. Un autre exemple est l'effondrement d'un barrage qui peut produire une vague destructrice de plusieurs dizaines de hauteur. Un dernier exemple est celui de l'exploitation pétrolière qui présente aussi des risques géologiques importants.

2.3 Mesure du risque

Généralement, le risque peut être estimé par l'expression suivante :

$$\text{Risque} = (\text{Menace, Aléa}) \times (\text{Vulnérabilité, Exposition, Enjeux})$$

Le risque dépend des menaces subies, mais également du degré de vulnérabilité face à ces menaces, et des capacités disponibles pour y faire face. Pour qu'il y ait risque, il faut qu'aucune des trois valeurs ne soit nulle.

La **vulnérabilité** fait référence à l'incapacité de résister aux effets d'un environnement hostile.

-
3. Déplacement latéral des matériaux de la terre sur une pente ou colline.
 4. Flux boueux avalanche comme des matériaux de sol souple/humide et les sédiments, les glissements de terrain étroites.
 5. Crues éclair, crues rapides ou les ruisseaux à courant fort avec cours irrégulier.

L'**exposition** est le nombre de personnes, biens ou services exposés à la menace. C'est une mesure quantitative du nombre d'éléments potentiellement concernés par le risque. Par exemple un tremblement de terre dans un désert peut avoir une fréquence élevée, mais ne présente pas pour autant un risque élevé compte tenu du nombre de personnes concernées proche de zéro. Par contre un glissement de terrain en zone fortement habitée présente un risque élevé même s'il a une fréquence relativement faible.

2.4 Plans de prévention

La maîtrise ou le contrôle du risque géologique nécessite la bonne connaissance de la nature et du processus du risque. Ainsi pour mieux estimer les risques, les chercheurs collectent les données historiques sur les phénomènes naturels et utilisent des modèles afin de mieux les appréhender. Le but lointain est l'établissement de carte distinguant les zones à risques et constitution plans de prévention efficaces.

2.5 Risques géologiques dans la région d'Oran

La région de l'oranie constitue un site très intéressant pour l'évaluation et la gestion du risque géologique. Une frange abrupte et ravinée suivie d'un plateau qui culmine vers 110 mètres caractérise la région d'Oran. Les caractéristiques géologiques, tectoniques, hydrologiques, hydrogéologiques et météorologiques de la région d'Oran forment un système physique complexe où le risque de catastrophes naturelles est omniprésent.

2.5.1 Risque sismique

En Algérie, la tectonique active est localisée dans la région nord du pays, plus particulièrement dans le Tell. Dans cette région, frontière entre les plaques Africaine et Eurasiatique, la déformation tectonique est l'expression de la convergence actuelle de ces deux plaques.

TABLE 2.1: Séismes les plus évoqués de la région d'Oran.

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
35.1167	0.1167	1790-10-09	01 :00 :00 AM	-
35.15	0.0167	1872-07-29	08 :15 :00 AM	-
35.1167	0.1333	1889-05-21	04 :15 :00 AM	-
35.1167	0.0667	1912-07-24	06 :06 :00 PM	-
35.1333	0.0667	1925-06-19	-	-
36	0	1928-08-24	09 :44 :15 AM	5.1
36	2	1934-09-07	03 :39 :10 AM	5.1
36	-1	1941-06-12	01 :55 :35 PM	5.1
36.2739	1.5936	1954-09-09	01 :04 :43 AM	5.9

Suite à la page suivante

TABLE 2.1 – Suite de la page précédente

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.4217	1.3368	1954-09-09	09 :28 :47 AM	5.39
36.4638	1.2406	1954-09-10	05 :44 :09 AM	5.52
36.2677	1.4032	1955-06-05	02 :56 :16 PM	5.26
36.4418	1.6199	1956-02-14	09 :53 :24 AM	5.32
36.2622	2.5986	1959-11-07	02 :32 :10 AM	5.13
36.1587	1.4027	1980-10-10	12 :25 :22 PM	6.48
36.3219	1.5533	1980-10-10	12 :37 :08 PM	5.25
36.2994	1.4477	1980-10-10	02 :44 :51 PM	5.17
36.2534	1.6103	1980-10-10	03 :39 :08 PM	5.9
36.397	1.6171	1980-10-10	07 :07 :59 PM	5.01
36.3107	1.5885	1980-10-13	06 :37 :37 AM	5.01
36.1208	1.3799	1980-11-08	07 :54 :17 AM	5.09
35.971	1.3412	1980-12-05	01 :32 :04 PM	5.06
36.0583	1.3013	1980-12-07	05 :37 :08 PM	5.17
36.4327	1.6801	1981-02-01	01 :19 :58 PM	5.17
35.9144	1.2726	1981-02-14	01 :15 :14 PM	5.06
35.5966	1.342	1982-11-15	08 :07 :47 PM	5.02
35.5645	1.4332	1985-03-05	03 :37 :57 PM	5.06
36.4019	2.6823	1988-10-31	10 :12 :57 AM	5.26
36.7815	2.4426	1989-10-29	07 :09 :13 PM	5.57
36.7395	2.4441	1989-10-29	07 :21 :52 PM	5.3
36.7752	2.4814	1990-02-09	09 :31 :47 AM	5.28
36.2627	1.7924	1992-01-19	08 :21 :31 PM	5.18
35.4986	-0.1115	1994-08-18	01 :13 :05 AM	5.8
36.9699	2.8977	1996-09-04	04 :14 :03 AM	5.48
35.291	-1.315	1999-12-22	05 :36 :55 PM	6.07
36.006	1.358	2000-07-02	05 :36 :24 AM	5.7
35.374	-1.5	2000-08-23	12 :42 :04 AM	5.6
36.2649	2.889	2003-01-01	12 :55 :56 AM	5.02
35.9303	0.6215	2006-07-23	08 :17 :15 PM	5.2
35.752	1.2801	2006-10-19	10 :52 :14 PM	5
36.4561	0.9818	2006-12-16	07 :34 :32 PM	5.1
35.9947	0.0038	2007-08-08	09 :26 :28 PM	5.1
36.0761	2.6198	2007-08-22	06 :08 :34 PM	5.2
35.6201	-0.5769	2008-01-09	10 :24 :03 PM	5.3
35.9237	-0.6055	2008-06-06	08 :02 :58 PM	5.5
36.3116	0.9822	2008-06-18	01 :24 :00 PM	5.08
36.527	1.6119	2012-04-25	03 :18 :20 AM	5.5
35.8093	0.2488	2014-05-22	05 :22 :03 AM	5.2

Depuis le début de l'occupation espagnole en 1505 jusqu'à 1959, la région d'Oran n'a connu au total que six événements historiques classés sensiblement destructeurs. Les autres sont d'intensité

tempéré.

Par contre, le long de la marge, les nombreux épicentres marins confirment la présence de structures actives générant, parfois, d'importants séismes, comme ceux qui se sont produits très récemment dans la région d'Oran. En effet, le 06 Juin 2008, Oran a enregistré, vers 20h02 GMT, un séisme d'une forte magnitude de 5.6, suivi par 18 autres événements de magnitude supérieure à 2.7 dont un dépassant une magnitude de 4. L'épicentre du choc principal a été localisé au large d'Oran.

2.5.2 Risque de mouvements de terrain

Les mouvements de terrain sont définis par les géologues comme une manifestation d'instabilité de la partie superficielle de la croûte terrestre sous l'effet conjugué de la pesanteur et des agents de l'érosion. Pour cette raison, l'étude des glissements de terrain s'intéresse à l'analyse des causes et facteurs qui conditionnent les instabilités.

Par rapport aux séismes, les mouvements de terrain sont très variés, par leur nature (glissements de terrains, éboulements rocheux, coulées de boues, effondrements de vides souterrains, affaissements, gonflement ou retrait des sols, ...) et par leur dimension (de quelques mètres cubes à plusieurs dizaines de millions de mètres cubes). Leur répartition spatiale, assez diffuse, est guidée par l'environnement physique c'est-à-dire la topographie (régions montagneuses, régions à relief plus modéré), l'hydrogéologie (sens d'écoulement, transport hydraulique souterrain,) et la géologie (nature et fracturation des formations affleurantes, régions à érosion côtière, régions de dissolution karstique). Leur occurrence est très marquée par les variations climatiques (périodes de fortes pluies, fonte des neiges, sécheresse) mais peut aussi être liée aux contrecoup de séismes ou encore conséquences d'interventions humaines. Leur dynamique répond naturellement aux lois de la mécanique.

Oran a connu de nombreux glissements de terrain. On mentionne par exemple celui qui a été produit le samedi soir vers 22h le 25 décembre 1993 dans lequel 15 personnes ont été tuées et 62 blessées, dont 21 enfants, suite à l'effondrement de 130 maisons à cause d'un glissement de terrain survenu dans le quartier populaire de Rais El-Ain d'Oran. Les maisons qui se sont effondrées font partie d'un quartier de constructions sauvages qui n'ont pas résisté au glissement de terrain.

2.5.3 Risque d'inondation et autres risques

Ici on aura besoin sans doute des données pluviométriques de la précipitation dans la région d'Oran qu'on va les combiner avec le DEM pour évaluer au mieux les régions éventuellement risquées. Vu le manque de données et la grande difficulté pour les avoir nous avons opté pour ne pas intégrer ce risque dans notre modèle. On doit mentionner aussi qu'il faut considérer d'autres risques comme celui des cavités souterraines et de pollution anthropique. On note que notre modèle est assez flexible et peut évoluer facilement pour intégrer de nouveaux risques.

Une importante évolution de nos sociétés modernes, suivie par l'augmentation de la densité de population et de l'accroissement d'infrastructures agricoles, industrielles, et urbaines, participent fortement à l'accentuation du risque lié à l'occurrence de séismes (C Allin CORNELL 1968 ; REITER 1990).

Dans le but de diminuer les dommages pouvant être engendrés par ces évènements, il est insuffisant de seulement étudier les risques sismiques sur un axe qualitatif. Il est crucial de quantifier et chiffrer le plus précisément possible ces risques.

L'approche la plus habituellement utilisée consiste à évaluer d'une part l'aléa sismique défini par la potentialité du mouvement du sol, et d'autre part la vulnérabilité des infrastructures exposées à ces mouvements potentiels.

Une partie de cette thèse est consacrée à l'estimation de l'aléa sismique qui inclut :

1. l'identification des sources sismiques en utilisant des méthodes de classification spatiales des évènements séismiques,
2. la modélisation de l'activité sismique en utilisant des modèles markoviens dans le but d'évaluer la susceptibilité de l'occurrence des séismes dans le futur, ce qui permettra l'estimation des probabilités d'occurrence des séismes.

Cette analyse est menée dans la partie nord ouest algérien (Algérie). Région active avec parfois une forte sismicité. Cette région est tout particulièrement intéressante car elle inclut la deuxième ville la plus peuplée de l'Algérie.

Ce chapitre explore les approches utilisées jusqu'à l'heure actuelle pour l'estimation de la probabilités d'occurrence des séismes en prenant en compte des éléments tectoniques, géologiques, et sismologiques dans la zone étudiée.

2.6 Généralité sur les séismes

Dans ce section on va aborder les notions générales sur les séisme pour une meilleure compréhension de reste du manuscrit. On donnera les définition du séisme et ses origines, ensuite le globe terrestre, les plaques, les failles et les différents types d'ondes. On parlera aussi des échelles de mesures en termes de magnitude et d'intensité.

2.6.1 Qu'est-ce qu'un séisme ?

Un séisme ou bien un tremblement de terre se manifeste par une ou plusieurs secousses brusques et brutales du sol. Ils sont provoqués par une collision entre deux plaques tectoniques⁶ en mouvements, ces derniers sont séparés par une discontinuité tectonique présentant une zone de faiblesse ou de discontinuité dans la croûte terrestre⁷.

6. Croûte terrestre.

7. Faille

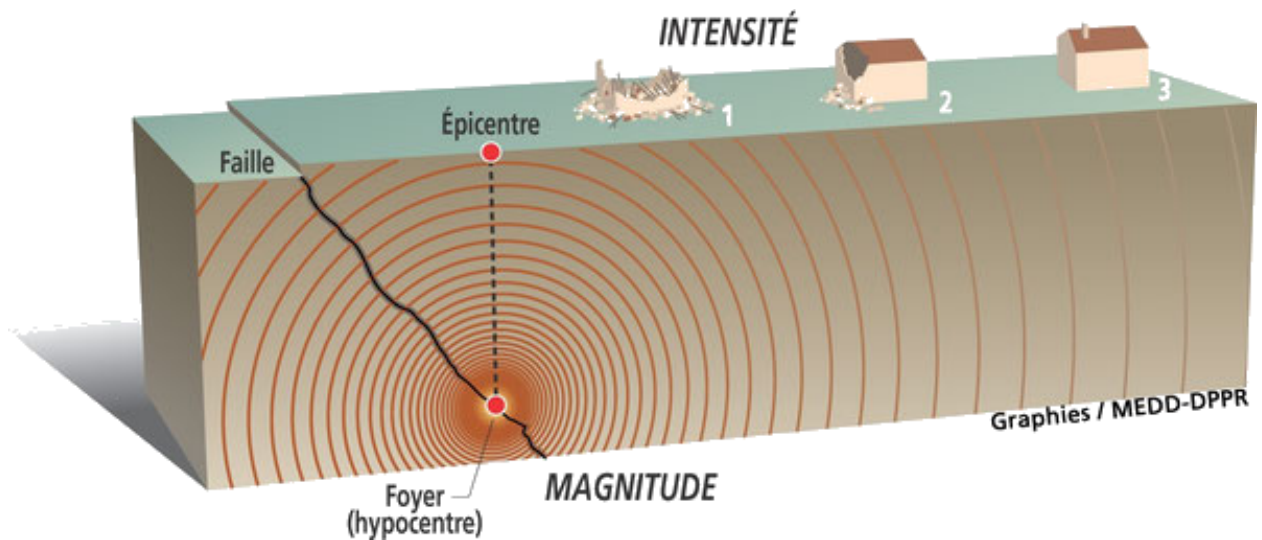


FIGURE 2.1 – Qu'est-ce qu'un séisme ? (<http://www.c-prim.org>).

L'accumulation de l'énergie potentielle stockée dans la croûte terrestre se libère à l'instant où le seuil de rupture mécanique des roches est atteint. Cette libération crée des fissures, des déformations, des failles, un dégagement de la chaleur, et une libération d'une énergie sismique sous forme d'ondes sismiques. Ainsi, des ondes de différentes natures et vitesses sont générées et parcourent alors différentes directions avant d'atteindre un site pour le soumettre à divers mouvements. Les dégâts observés en surface sont en fonction de l'amplitude, la fréquence et la durée des vibrations.

2.6.2 Terminologie

Définition 1 (Foyer ou hypocentre). *Le point d'origine du séisme ou le commencement de la rupture, ce point se situe à une profondeur de quelques kilomètres jusqu'à près de 100km.*

Définition 2 (Profondeur focale). *Distance entre le foyer d'un séisme et l'épicentre.*

Définition 3 (Épicentre). *Le point localisé verticalement au-dessus du point du foyer à la surface du sol.*

Définition 4 (Distance focale ou hypo-centrale). *Distance entre le foyer d'un séisme et un point donné de la surface de la Terre.*

Définition 5 (Distance épacentrale). *Distance entre l'épicentre et un point donné de la surface de la Terre.*

Définition 6 (Épicentre macrosismique). *Le lieu de plus forte intensité ressentie.*

2.6.3 Origine des séismes

Un séisme peut être d'origine tectonique, ce type est plus dévastateur provoquant des secousses et des raz-de-marée, ou d'origine volcanique, ou d'origine humaine (exploitation des sous-sols,

explosions dans les carrières...), toutes ces causes génèrent des ondes sismiques. Le tableau 2.6.3 résume les sources génératrices d'ondes.

TABLE 2.2 – Sources d'ondes sismiques.

	Sources naturelles	Sources humaines
Évènement sismique	Collision de faille Circulation hydraulique Eruption volcanique Glissement de terrain Éboulement Impacte météorologique Météorite/astéroïde	Effondrement de mine Mise en eau de barrage Excavation Tire d'exploration Essais nucléaires
Bruit sismique	Mouvement magmatique Vent Marée	Véhicule Machine

2.6.4 Globe terrestre

La Terre est divisée en couches superposées qui se distinguent par leur état solide, liquide ou plastique, ainsi que par leur densité. En partant du centre vers la surface de la Terre, on trouve les entités suivantes :

Définition 7 (Noyau). *Divisé en un noyau interne solide et un noyau externe liquide. Le centre de la Terre se trouve à 6 370 km de profondeur.*

Définition 8 (Manteau). *qui est constitué d'un manteau supérieur rigide jusqu'à 70 à 150 km, puis plastique jusqu'à 700 km de profondeur; plus un manteau inférieur, solide et situé entre 700 et 2 900 km de profondeur.*

Définition 9 (Croûte ou écorce). *qui est à l'état solide. On distingue deux types de croûte, océanique et continentale. La croûte océanique se situe essentiellement sous les océans. Son épaisseur est de 5 km à 10 km en moyenne. Elle est constituée de roches basaltiques. La croûte continentale se trouve au niveau des continents. Son épaisseur est de 30 à 35 km au niveau des plaines continentales et de 50 à 65 km sous les chaînes de montagnes. Moins dense que la croûte océanique, elle est formée de roches granitiques essentiellement.*

Définition 10 (Lithosphère). *qui correspond au manteau supérieur solide et à la croûte terrestre.*

Définition 11 (Asthénosphère). *L'asthénosphère représente la partie plastique du manteau supérieur.*

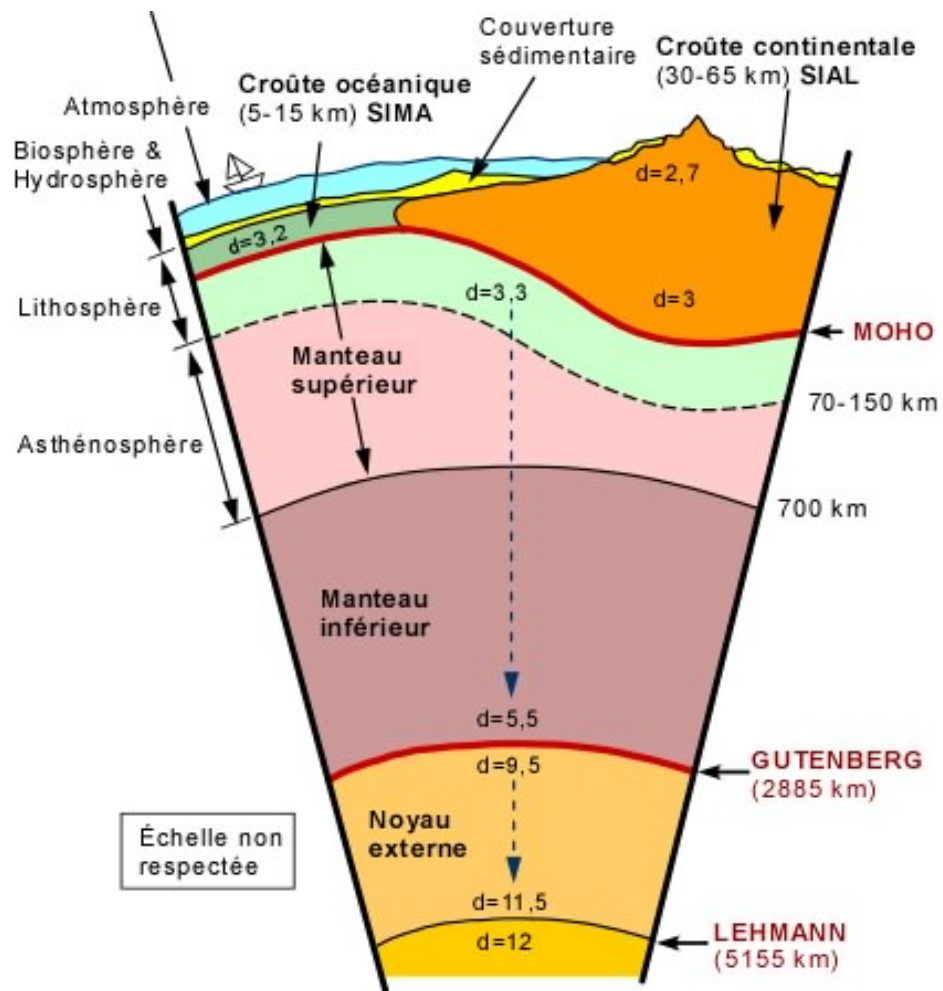


FIGURE 2.2 – Globe terrestre (SCHRAEN 2013).

Dans le manteau, la désintégration radioactive de certains éléments chimiques produit un flux de chaleur à l'origine de cellules de convection. Les mouvements de convection qui animent le manteau induisent alors sur la lithosphère rigide des déformations. Ces dernières se traduisent par un découpage de la lithosphère en plaques rigides qui bougent les unes par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère.

2.6.5 Plaque tectonique

La lithosphère est constituée de douze grandes plaques et d'autres plus petites en mouvement les unes par rapport aux autres. Le moteur de cette dynamique se trouve sous la croûte, dans le manteau. C'est à la frontière des plaques que l'activité sismique est la plus intense. Le glissement de ces plaques lithosphériques sur l'asthénosphère induit des mouvements de divergence, de-convergence ou de coulissage horizontal entre les plaques.

TABLE 2.3 – Plaque tectonique

Nom de la plaque	Superficie en million de km^2
Plaque Africaine	78.0
Plaque Antarctique	60.9
Plaque Australienne	47.2
Plaque Eurasienne	67.8
Plaque Nord-Américaine	75.9
Plaque Pacifique	103.3
Plaque Sud-Américaine	43.6

2.6.5.1 Zone en convergence

En premier lieu, c'est l'enfoncement d'une plaque sous une autre plaque, c.-à-d. la subduction généralement de la plaque océanique (plus lourde) sous la plaque continentale (exemple de la subduction de la plaque pacifique sous la plaque eurasiennne). Cette convergence peut ensuite évoluer en collision entre 2 plaques continentales. Il s'agit par exemple, de l'affrontement de la plaque indienne avec la plaque eurasiennne, à l'origine de la formation de la chaîne himalayenne.

2.6.5.2 Zone en divergence

La distension entre deux plaques provoque un amincissement à l'échelle de la croûte et la création de rift (exemple grand rift africain). Si cette distension se poursuit, elle aboutira à la séparation de la plaque en deux parties et à la création d'un océan. La dorsale médio-océanique sera le siège de la création de la nouvelle croûte océanique.

2.6.5.3 Zones transformantes

Les plaques glissent horizontalement les unes contre les autres. Il s'agit par exemple du coulisement de la plaque nord-américaine le long de la plaque pacifique, assuré par la faille de San Andreas en Californie. La vitesse relative de déplacement des plaques n'est pas homogène. Elle peut varier de 1,3 cm/an (divergence plaques Afrique et Antarctique) jusqu'à 18,3 cm/an (divergence plaques Nazca et Pacifique). Près de 90% des séismes se produisent au niveau des frontières de plaques.

2.6.6 Les failles

Les failles sont des cassures de la lithosphère terrestre rigide accompagnées d'un déplacement relatif des deux compartiments. Il y a fondamentalement deux types de contraintes ou forces tectoniques qui déforment les roches : les contraintes de compression et celles de tension. Dans la compression, les forces convergent. Dans la tension, les forces divergent et ont pour effet d'étirer le matériel. Le plan de faille entre deux blocs est une zone "rugueuse" sur laquelle le glissement ne s'effectue pas facilement. Alors que les deux blocs veulent glisser le long l'un de l'autre, la faille

est une surface de friction qui peut bloquer le mouvement. Il se produit donc une accumulation de déformation élastique entre les blocs qui bougent bien l'un par rapport à l'autre loin de la faille mais pas du tout le long de la faille. L'accumulation des contraintes se poursuit jusqu'à atteindre une valeur critique que les roches ne peuvent plus supporter, Il se produit donc une rupture brutale, Les roches se détendent : c'est le séisme. À la fin du tremblement de terre, les contraintes s'accumulent de nouveau le long de la faille jusqu'à atteindre un nouveau seuil provoquant une nouvelle rupture : ces successions de phase d'activité et d'accalmie constituent le cycle sismique. Au moment d'un séisme, il est possible que des petits déplacements aient lieu quelques temps avant le séisme qui se prépare. Ce sont des mouvements pré-sismiques, appelés précurseurs. Il se peut aussi que le séisme ne rattrape pas toute la déformation accumulée, mais seulement une partie. Dans ce cas, il y a une déformation post-sismique qui s'étale sur un certain temps après le séisme. On parle alors de répliques. Les failles sont donc les cassures de la lithosphère rigide accompagnées d'un déplacement relatif de deux compartiments. On a vu que les contraintes tectoniques conditionnent la déformation des roches et la rupture des failles : à 3 types de mouvements tectoniques (divergent, convergent et transformant) correspondent donc à 3 types de failles.

2.6.6.1 La faille inverse

En géologie, une faille inverse est un plan incliné (le plus souvent d'environ 30°) séparant deux compartiments rocheux. Le glissement sur ce plan se traduit par le rapprochement des deux compartiments et par le soulèvement du compartiment supérieur par rapport au compartiment inférieur. Ce mouvement relatif accommode un raccourcissement horizontal. La spécificité des failles inverses est qu'elles provoquent une superposition anormale et un redoublement des couches sédimentaires.

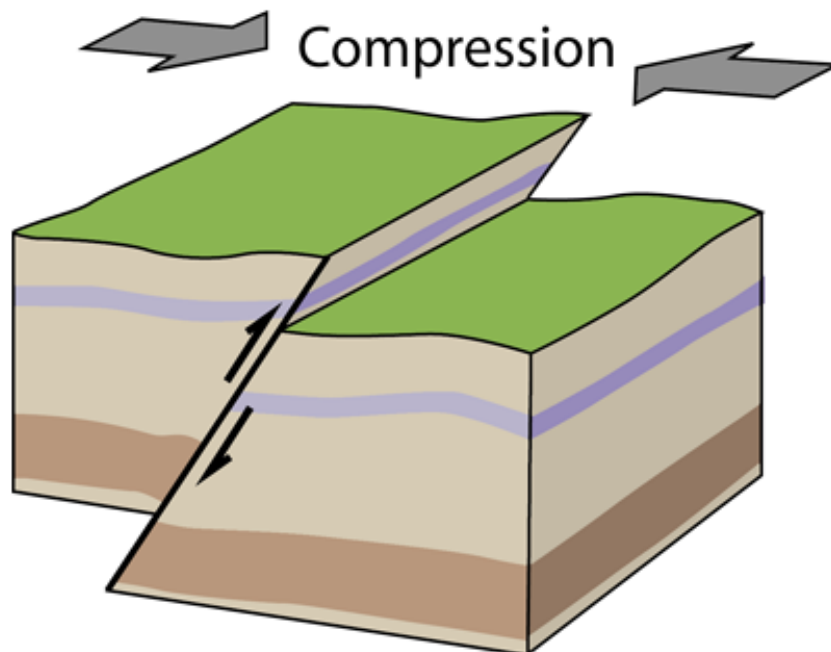


FIGURE 2.3 – La faille inverse : mouvement convergent (Source : 2005 R. Lacassin).

2.6.6.2 La faille normale

Elles sont appelées ainsi parce que la déformation entraîne un étirement des roches initiales. Elles résultent de mouvements d'écartement (divergence), que l'on trouve par exemple, au niveau des dorsales océaniques. La figure 2.5 permet de bien voir que, même dans le cas d'un mouvement divergent, la faille ne s'ouvre pas : les deux blocs restent constamment en contact. En effet, si il y avait une ouverture de la faille, il n'y aurait pas de friction, et donc pas de séismes.

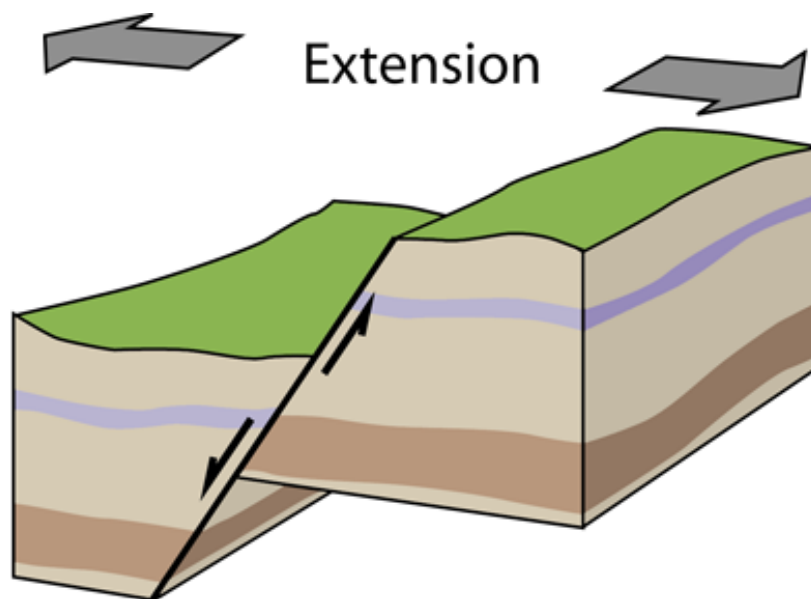


FIGURE 2.4 – La faille normale : mouvement divergent (Source : 2005 R. Lacassin).



FIGURE 2.5 – Faille normale à la falaise d'Oran Est : Les plans de deux failles normales sélectionnées et affectant les parois de la falaise d'Oran Est, les hachures représentent le plan de faille, la flèche noire la direction du déplacement (BENABDELLAH 2011).

2.6.6.3 La faille décrochante

Les failles de décrochement provoquent un déplacement des blocs uniquement dans le sens horizontal. Ce type de faille est très présent en Californie, l'exemple le plus connu est la faille de San Andreas. La faille nord-anatolienne en Turquie constitue aussi un bel exemple de faille transformante, cette faille géante traverse la Turquie sur plus de 1 200 km.

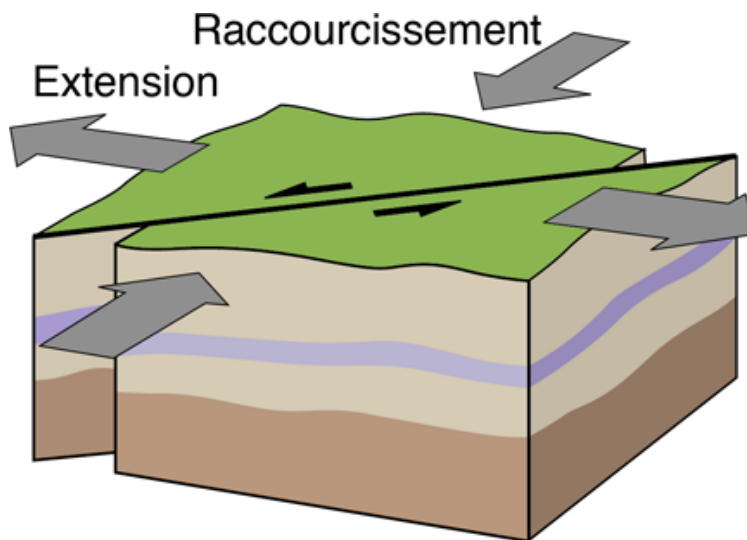


FIGURE 2.6 – La faille décrochante : mouvement transformant (Source : 2005 R. Lacassin).

Il faut cependant nuancer ces schémas car bon nombre de failles sont en fait **composites** avec une composante décrochante et une composante normale ou inverse. De plus, la rupture le long d'une faille ne se traduit que très rarement par un décalage visible en surface. En effet, la profondeur de ces failles et la plasticité du sol en surface tendent à **amortir les failles**. Ces failles ne sont donc pas faciles à étudier et peuvent passer inaperçues pendant des années. Il s'agit de failles **aveugles** (voir figure 2.7).

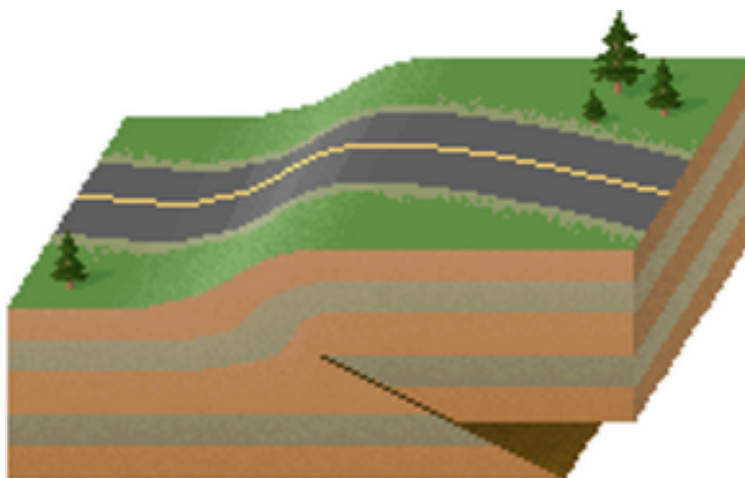


FIGURE 2.7 – La faille aveugle (AGUIAR FALCONI 2015).

2.6.7 Les ondes sismiques

Les ondes sismiques correspondent aux ondes élastiques qui se propagent à la surface et à l'intérieur de notre planète à la suite d'un séisme. Comme toutes les ondes, elles peuvent être réfléchies ou réfractées lorsqu'elles passent d'un milieu à un autre. Ces ondes se propagent comme toutes les ondes, et en particulier comme les rayons lumineux : elles peuvent être réfléchies ou réfractées, c'est-à-dire déviées à chaque changement de milieu, au passage manteau-noyau par exemple. Elles peuvent ainsi suivre des trajets très complexes à l'intérieur de la Terre. Leur temps de parcours dépend de ce trajet, elles n'arrivent pas toutes en même temps au même endroit. Il existe principalement 2 types d'ondes : les ondes de volume et ceux de surface.

2.6.7.1 Les ondes de volume

Elles se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et, d'une manière générale, elle augmente avec la profondeur car le matériau traversé devient plus rigide. Pour un matériau donné, la masse volumique augmente généralement moins vite avec la pression que la rigidité, ce qui se traduit par une corrélation positive simplement apparente entre la masse volumique et la vitesse. Ces ondes comportent les ondes *P* et *S*.

Les ondes P Ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales (ondes *P* car ondes de Pression). Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par des dilatations et des compressions successives. Ces déplacements du sol sont parallèles à la direction de propagation de l'onde. Elles se propagent dans tous les milieux et sont les plus rapides (6 km/s près de la surface), parcourant le chemin le plus court, même par noyau terrestre, et sont donc les premières enregistrées sur les sismogrammes. Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de terre (voir figure 2.8).

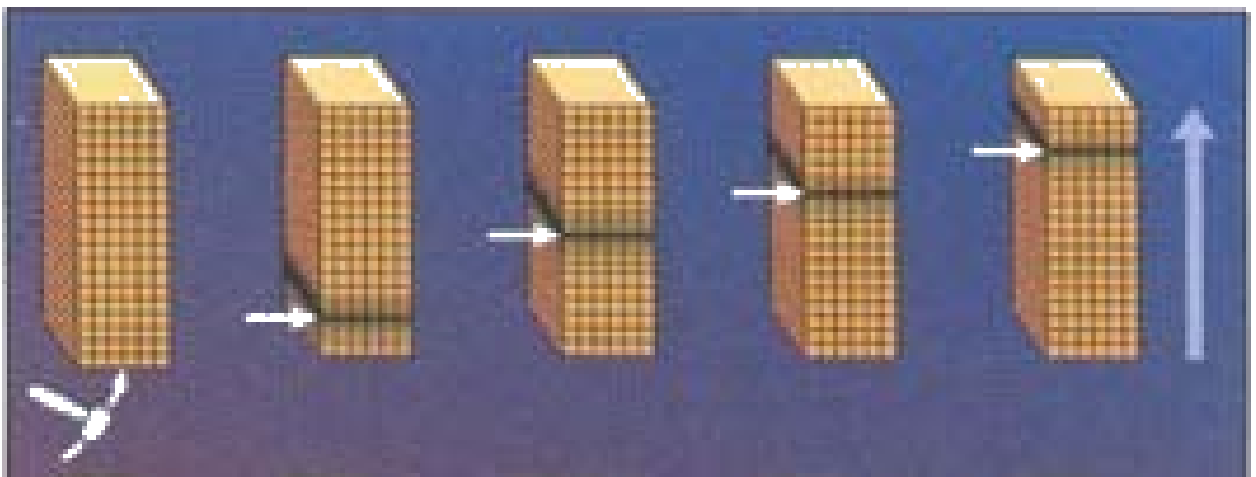


FIGURE 2.8 – Les ondes primaires (SCHRAEN 2013).

Les ondes S Ou ondes secondaires appelées aussi ondes de cisaillement (shear waves, d'où ondes *S*) ou ondes transversales. À leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement

au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau externe de la Terre. Leur vitesse est de 4.06 km/s. Elles apparaissent en second sur les sismogrammes (voir figure 2.9).

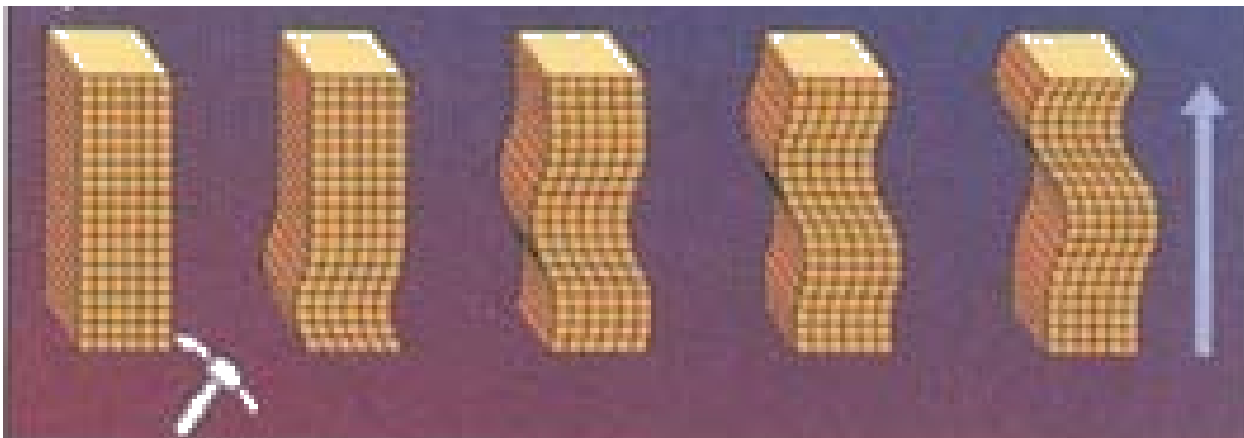


FIGURE 2.9 – Les ondes secondaires (SCHRAEN 2013).

2.6.7.2 Les ondes de surface

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac. Elles sont moins rapides que les ondes de volume, leur amplitude est généralement plus forte, mais décroît rapidement avec la distance à la surface qui les guide. On peut distinguer :

L'onde de Love C'est un Anglais Augustus Edward Hough Love qui a découvert son existence en 1911. Son déplacement est comparable à celui des ondes S sans le mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations d'un édifice qui n'est pas une construction parasismique. Les ondes de Love se propagent à environ 4 km/s (voir figure 2.10).

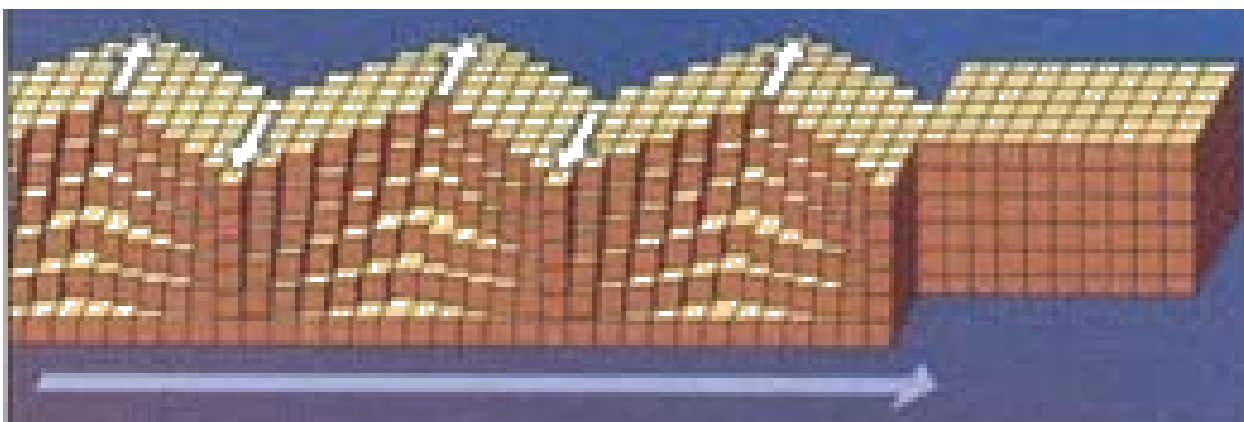


FIGURE 2.10 – Les ondes de Love (SCHRAEN 2013).

L'onde de Rayleigh elle a été découverte par John William Strutt Rayleigh en 1885. Son déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée (voir figure 2.11).

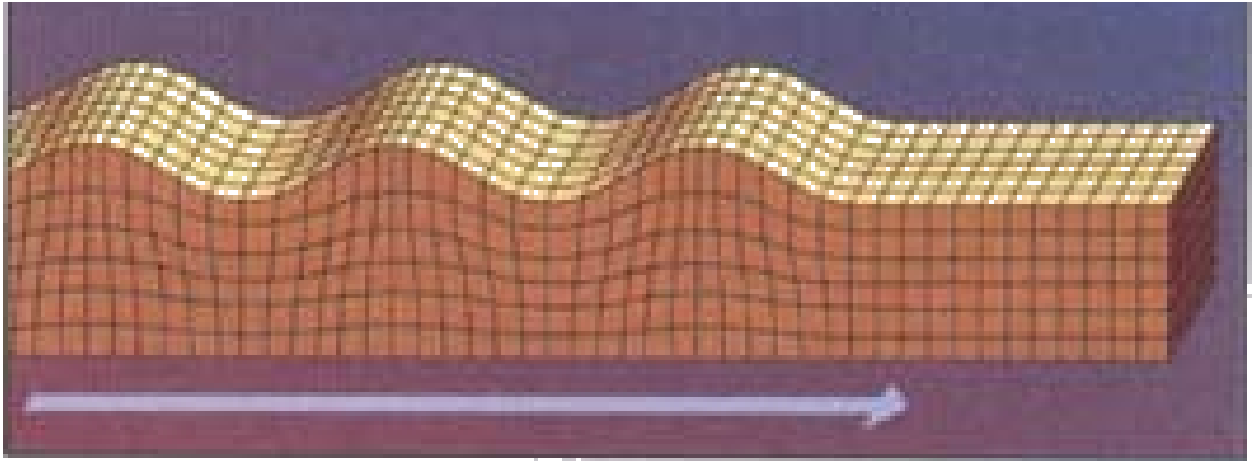


FIGURE 2.11 – Les ondes de Rayleigh (SCHRAEN 2013).

Noter que la différence des temps d'arrivée des ondes P et S suffit, connaissant leur vitesse, à donner une indication sur l'éloignement du séisme. On peut ainsi localiser son épicentre à l'aide de trois sismogrammes. En conclusion, la figure 2.12 classe les effets directs et indirects d'un séisme.

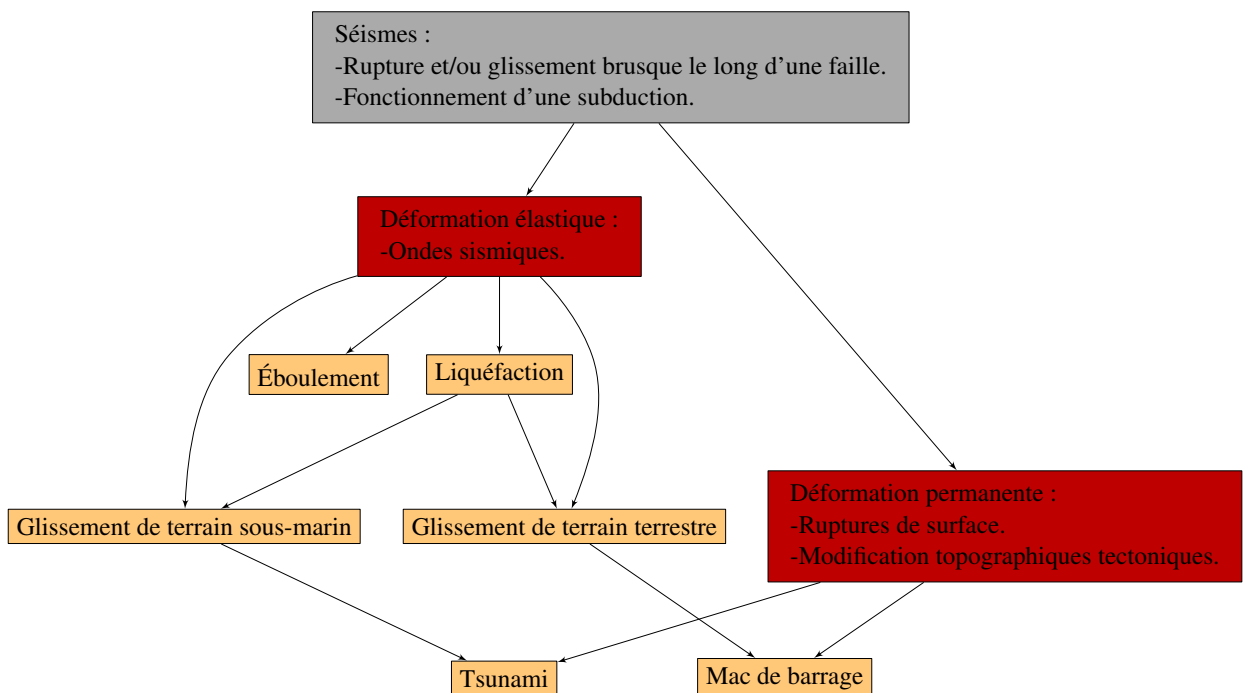


FIGURE 2.12 – Les effets néfastes directs (en rouge) ou indirects (en orange) d'un séisme.

2.6.8 Localisation de l'épicentre d'un séisme

Au moins trois stations sismologiques sont nécessaires pour localiser l'épicentre d'un séisme. Pour chaque station i , on applique la relation reliant la distance, la vitesse et le temps de propagation des ondes primaires et secondaires.

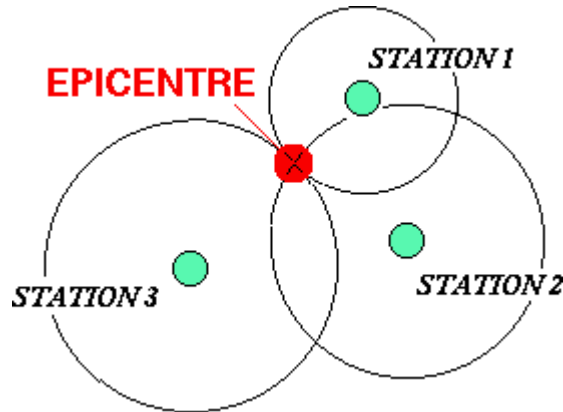


FIGURE 2.13 – Méthode de localisation de l'épicentre à partir de 3 stations.

On obtient la distance entre l'épicentre et la station i selon la relation suivante :

$$R_i = \frac{t_s - t_p}{\frac{1}{V_s} - \frac{1}{V_p}} \quad (2.1)$$

où :

- $t_s - t_p$ est la différence de temps entre l'arrivée des ondes primaires et secondaire qu'on obtient directement de l'enregistrement sismique à la station.
- V_p est la vitesse de propagation des ondes primaires.
- V_s est la vitesse de propagation des ondes secondaires.

La théorie de la propagation des ondes élastiques (AULD 1973) permet de donner les formule de la vitesse de propagation des ondes primaires et secondaires :

$$\begin{cases} V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\rho}} \\ V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \end{cases} \quad (2.2)$$

ou :

- λ est le coefficient de lamé.
- G est le module de cisaillement dynamique exprimée en N/m^2 ,
- ρ est la densité du milieu exprimée en $N \times s^2/m^2$,

On remarque que si on souhaite connaître la profondeur, autrement dit l'hypocentre du séisme, il faudrait alors tracer des sphères en non plus des cercles.

2.6.9 Échelles de mesure sismique

L'évaluation de la force et les effets d'un séisme sont couramment évalué au moyen de deux systèmes d'échelle : Magnitude et Intensité. La magnitude est en sismologie la représentation logarithmique du moment sismique, qui est lui-même une mesure de l'énergie libérée par un séisme. L'intensité (comme l'échelle de Mercalli) est une mesure différente de la magnitude. L'intensité est une mesure des dommages causés par un tremblement de terre.

2.6.9.1 Magnitude

La magnitude est utilisée pour décrire l'énergie libérée par le séisme. C'est une valeur intrinsèque au séisme, qui n'est pas liée au lieu d'observation. Un séisme libère plus d'énergie, plus sa magnitude est élevée. Cette grandeur physique fut utilisée pour la première fois en 1935 par le sismologue américain, Charles Francis Richter, qui étudiait les séismes californiens. Pour évaluer la magnitude, il prenait en compte l'amplitude maximale de la secousse sismique enregistrée par un sismographe et la distance à l'épicentre.

Un sismographe (*sismo* pour séisme, et *graphe* pour écrite) est un appareil d'enregistrement des données d'un séisme. Il donne l'amplitude ou l'accélération des mouvements du sol au moment d'un séisme.

La magnitude est une grandeur physique complexe à appréhender car elle suit une fonction mathématique logarithmique et ne présente ni échelon (encore moins de degrés), ni limite supérieure ou inférieure :

$$M = \log_{10}\left(\frac{A}{T}\right) + C \quad (2.3)$$

où A représente l'amplitude maximal du signal, T sa période, et C qui un terme correctif qui prend en compte les effets de propagation, c'est-à-dire la distance entre le séisme et la station (voir figure 2.14).

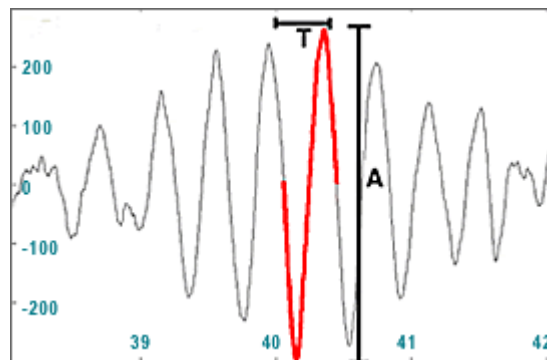


FIGURE 2.14 – Exemple d'amplitude et de période d'un signal enregistré par un sismographe.

Ci-après quelques exemples concrets permettent toutefois de mieux cerner ce que représente la magnitude :

1. Accroître la magnitude de 1 (par exemple de 4 à 5) équivaut à multiplier par 10 l'énergie libérée, Accroître la magnitude de 2 (par exemple de 4 à 6) équivaut à multiplier par 1000

l'énergie libérée.

2. Ainsi, lors du séisme de magnitude 9.0 survenu au Japon le 11 mars 2011, une énergie équivalente à l'explosion de 30.000 bombes atomiques (type Hiroshima) a brutalement été libérée à 24 km de profondeur !
3. Le séisme le plus puissant s'est produit au Chili en 1960 et avait une magnitude de 9.5.

La puissance d'un séisme est aussi caractérisée par la longueur de la faille qui entre en jeu. Les sismologues ont pu établir la relation entre la magnitude et les caractéristiques de la rupture d'une faille : plus la faille cède sur une longue distance, plus la magnitude est élevée. Par exemple, la rupture d'une faille sur 10 kilomètres libre, en à peine trois secondes, une énergie évaluée à magnitude 6 et engendre un déplacement relatif de blocs rocheux de 20 cm. Les différentes mesures effectuées lors du séisme du Japon du 11 mars 2011 (de magnitude 9.0) ont révélé qu'une faille avait rompu sur 1000 km (durée 2 à 3 minutes) et son glissement avait avoisiné les 25 mètres.

Depuis l'époque de Richter, les appareillages sismologiques se sont perfectionnés. Il existe à présent plusieurs manières d'estimer la magnitude. Ainsi, les sismologues et géophysiciens mesurent plusieurs magnitudes.

2.6.9.2 Moment sismique

Lorsqu'un glissement se produit sur une faille, celle-ci tend naturellement à tourner dans le sens du glissement. Une réaction élastique s'ensuit alors : le milieu qui entoure la faille résiste à cette rotation, en fournissant une rotation égale et de sens opposé à celle de la faille principale. Il y a donc deux couples en action : l'un provenant de la faille et l'autre du milieu. Grâce à ce modèle du double couple, on peut appliquer les lois de la mécanique newtonienne dans l'étude des séismes, notamment celle selon laquelle dans un système fermé, la résultante des forces et des moments est nulle. Le modèle du double couple permet de calculer le moment sismique M_0 . Celui-ci quantifie l'énergie mécanique rayonnée par la source sismique. Deux méthodes permettent de calculer le moment sismique :

1. La plus courante est d'analyser des sismogrammes enregistrés à différents stations et d'en déduire un modèle géométrique de la rupture à la source.
2. L'autre est de l'estimer selon la formule :

$$M_0 = \mu \times A \times D \quad (2.4)$$

en utilisant les trois paramètres géométriques de la rupture :

- μ la rigidité du milieu en N/m^2 ,
- A la surface de la faille en m^2 ,
- D le déplacement moyen sur la faille en m .

2.6.9.3 Intensité

Les échelles de l'intensité correspondent à une évaluation conventionnelle et harmonisée des dégâts, fondée sur la perception humaine et l'observation des changements affectant les divers

types de constructions ainsi que la nature. Un séisme de très forte magnitude peut avoir une intensité zéro lorsqu'il a lieu très loin de toute habitation. L'échelle de Mercalli élaborée en 1883 (voir (DAVISON 1921)) a été définie, puis modifiée par la suite (voir (WOOD et NEUMANN 1931)), ensuite adaptée internationalement sous le nom d'échelle macrosismique international d'intensité. En 1964 par trois sismologues Medvedev, Sponheuer et Kárník ont proposé une nouvelle échelle dénommée MSK64 (voir (MEDVEDEV, SPONHEUER et KÁRNÍK 1967)), cette méthode est plus précise que Mercalli, elle prend mieux en compte des indicateurs comme la classification des constructions non sismique, l'importance des dommages, le degré d'endommagement et les effets sur les personnes, la structure et les sites naturels. En 1988, la Commission Sismologique Européenne décida de réviser l'échelle MSK64. Il a fallu cinq années de recherches intenses, suivies d'une période de test de quatre ans, puis durant la 25^{ème} Assemblée Générale de la Commission Sismologique Européenne recommande fortement l'usage de la nouvelle échelle EMS98⁸ à ses pays membres. Cette échelle est fondamentale pour évaluer l'intensité sismique d'un tremblement de terre ressenti en Europe mais aussi dans d'autres continents. De plus depuis 2000, l'échelle EMS 98 est devenue l'échelle de référence (voir (GRÜNTAL et al. 1998)). Toutes ces échelles ont été définies sur douze degrés notés généralement en chiffres romains de I à XII. Le degré I correspond aux secousses les plus faibles, à peine ressenties, tandis que le degré XII exprime une destruction totale du paysage. Le nombre de victimes n'est pas pris en compte dans ces évaluations car il dépend non seulement de l'intensité, mais aussi du type local de construction, de la densité de population et de l'heure de l'avènement du séisme (voir table 2.5).

2.6.9.4 Rapport Intensité-Magnitude

La relation entre magnitude et intensité sont complexe, elles dépendent notamment de la profondeur du foyer. À magnitude égale, les dégâts à l'épicentre sont autant plus importants que la profondeur du foyer est faible. Corrélativement, la zone des dégâts est moins étendue. La notion de magnitude est incomparablement supérieure à celle d'intensité, cela veut dire : pour un même séisme, il y a de très nombreuses intensités, mais il n'existe qu'une seule magnitude. Par exemple un séisme de magnitude 8 ne donne naissance qu'à des intensités faibles et n'a donc pas d'effet destructeur si son foyer est profond (plus de 100Km). Cependant, un séisme de magnitude moyenne, tel que celui d'Agadir de magnitude de 5.75 et qui a libéré beaucoup moins d'énergie qu'un séisme de 8 degré, a donné naissance à des intensités XI dans la zone épiscopale parce que son foyer n'était qu'à 3 Km de profondeur.

En résumé, pour mesurer l'importance d'un séisme, on peut s'intéresser à l'énergie qu'il a dégagée, on calcule alors une magnitude. On peut aussi vouloir quantifier les effets du séisme, on évalue alors une intensité. Ce sont deux notions très différentes.

Notons de plus qu'en réalité, une source sismique n'est pas ponctuelle. Pendant que la rupture se propage sur le plan de la faille, le point d'émission de l'onde se déplace. Ce phénomène provoque des interférences entre les ondes nouvellement émises auparavant à partir d'un point. Ces interférences sont autant plus importantes que la période de l'onde est plus courte.

8. L'Échelle Macrosismique Européenne (European Microseismic Scale).

2.7 Base de l'étude de l'aléa sismique

De nos jours, il existe deux grandes familles de méthodes pour l'estimation de l'aléa sismique : les méthodes déterministes et les méthodes probabilistes.

1. **Méthodes déterministes** : identifier seulement les scénarios sismiques qui induisent les mouvements sismiques les plus forts.
2. **Méthodes probabilistes** : identifier tous les scénarios sismiques, ensuite les combiner en pondérant leur contribution avec leur taux d'occurrence.

2.7.1 Approche déterministe

Les méthodes déterministes consistent à identifier seulement les scénarios sismiques qui induisent les mouvements sismiques les plus forts. Une démarche déterministe comprend les étapes successives principales suivantes (BERTIL et al. 2008) :

1. **Analyse sismotectonique** faire une analyse sismotectonique, qui permet de définir et de délimiter les sources sismiques qui correspondent à des structures sismogènes ou à des domaines sismotectoniques.
2. **Référentiel sismique** choisir parmi les plus forts séismes connus ceux qui servent de référence pour attaché à chaque unité sismotectonique un événement sismique représentatif. Ce choix se fait essentiellement selon l'intensité et/ou la magnitude des séismes les plus forts associés à chaque unité sismotectoniques.
3. **Atténuation sismique** prendre en compte le phénomène de l'atténuation de l'énergie sismique générée par les sources sismiques. On note que les relations d'atténuation peuvent être établies selon des modèles empirico-statistiques sur un ensemble de données enregistrées dans le monde entier ou pour une sélection correspondant à une région spécifique.
4. **Intensités sismique** calculer les intensités susceptibles d'être induites par les séismes de référence sur un site donné, en prenant en compte l'atténuation de l'énergie sismique.

On note que ces approches sont de moins en moins utilisées, sauf dans des cas particuliers comme dans la définition de règles fondamentales de sûreté relative aux installations nucléaires au Japon, en France, et d'autres pays. Elles sont aussi largement appliquées aux États-Unis d'Amérique pour évaluer le mouvement du sol possible pour les bâtiments et les ponts.

2.7.2 Approche probabiliste

Les méthodes probabilistes consistent à identifier tous les scénarios sismiques, ensuite les combiner en pondérant leur contribution avec leur taux d'occurrence. Une démarche probabiliste comprend les étapes successives principales suivantes (Steven L KRAMER 1996 ; REITER 1990) :

1. **Zonage** cette première phase consiste à découper la région d'étude en zones sources associées aux zones pouvant engendrer de l'activité sismique.
2. **Modélisation de l'occurrence** pour chacune des zones sources définies dans l'étape précédente, cette deuxième étape concerne la modélisation du taux moyen de récurrence d'un séisme en fonction de la magnitude et du temps.

3. **Modélisation du mouvement du sol** pour chacune des zones sources définies ultérieurement, dans cette étape on doit estimer la valeur du mouvement du sol qui peut être atteint puis dépassé sur la zone en question.
4. **Seuillage** la dernière étape correspond à la fixation d'un seuil de dépassement du mouvement du sol, qui sera utilisé pour l'évaluation de l'intensité du risque sismique.

Durant les dernières années et jusqu'à aujourd'hui, l'aléa sismique est couramment évalué sur la base de la famille des approches probabilistes (C Allin CORNELL 1968 ; Steven L KRAMER 1996) qui offrent un contexte formel dans lequel les incertitudes sont quantifiées et prises en compte dans l'estimation de l'aléa sismique. Ces approches sont les plus appuyées actuellement par la communauté scientifique (CLÉMENT et al. 2004 ; TSELENTIS, DANCIU et SOKOS 2010 ; STUCCHI et al. 2011 ; AGUILAR-MELÉNDEZ et al. 2017 ; MOUSAVI, BEROZA et HOOVER 2018), sauf quelques retentions liés à la difficulté inhérente de ces approches et la pertinence de leurs application (STEIN, GELLER et M. LIU 2012 ; Zhenming WANG 2011 ; MULARGIA, STARK et GELLER 2017 ; VANNESTE et al. 2018).

2.7.2.1 Zonage

La délimitation des zones sources engendrant les séismes est la première phase à prendre en compte dans le processus de l'évaluation du risque sismique selon l'approche probabiliste. La méthode de zonage se différencie selon le degré de la compréhension de la tectonique et de la sismicité actives de la région étudiée. Un niveau de compréhension élevé permet de délimiter directement un zonage à partir des failles actives qui sont responsables de l'activité sismique : on parle alors de **zones sources basées sur des failles**. Cependant, un niveau faible de compréhension de la tectonique et/ou une sismicité diffuse, rend l'élaboration d'un zonage une tâche difficile. Ainsi, les zones sources seront définies en sorte que les comportements sismicité, tectonique, et géologie au sein de la zone soient homogène : on parle alors de **zones sismotectoniques**.

On note qu'on générale le zonage se détermine selon les zones sources basées sur des failles, ensuite complété nécessairement par la définition de zones sismotectoniques dans le but de compléter l'activité sismique diffuse et prendre en compte les structures cachées en profondeur ou non encore identifiées.

2.7.2.2 Modélisation de l'occurrence

La modélisation de l'activité sismique a été initié pour la première fois dans l'article (Beno GUTENBERG et Carl F RICHTER 1956) selon une relation entre la magnitude et la fréquence des séismes. Cette relation entre la magnitude de l'événement M et la fréquence de l'occurrence N est remarquablement commune, bien que les coefficients de la relation puissent varier considérablement d'une région à l'autre ou au cours du temps. L'histoire commence par l'analyse statistique de la sismicité californienne qui a permis à Gutenberg et Richter en 1944 de mettre en évidence une décroissance exponentielle des fréquences des séismes N en fonction de leur magnitude M (Beno GUTENBERG et Charles F RICHTER 1944). Ainsi, ils ont déterminé une loi appelée **loi de Gutenberg–Richter** décrivant cette distribution :

$$\log_{10} N = a - b \times M \quad (2.5)$$

avec :

1. N est le nombre d'événements ayant une magnitude supérieure à M ,
2. a et b sont des constantes réelles.

Le paramétrage de ce modèles consiste à l'estimation des constantes a et b qui nécessite d'avoir une quantité importante de données sismiques surtout pour les fréquences des magnitudes les plus élevées qui sont généralement rares comme évènement, d'où la nécessité de disposer de catalogues sismiques les plus riches et les plus renseignés.

On peut facilement constater que la loi de Gutenberg–Richter s'applique sur l'accumulation des évènements sismiques pendant une longue durée. Cependant, l'évaluation du risque sismique nécessite l'introduction du paramètre du temps. Ainsi, le modèle probabiliste de la sismicité décrit la relation entre l'occurrence des séismes d'une magnitude donnée en fonction du temps considéré dans le futur. Selon cette observation on constate que deux grandes familles de modèles sont utilisées : celle du processus poissonnien et celle du processus markovien.

Le modèle basé sur le processus poissonnien est plus adapté aux événements fréquents. Ce type de modèle probabiliste est le plus couramment utilisé pour calculer la probabilité de l'occurrence d'un séisme dans le futur (C Allin CORNELL 1968), (C Allin CORNELL et VANMARCKE 1969), (SCHENKOVÁ et Vit KÁRNIK 1970), (S. LIU et FAGEL 1972a), (S. LIU et FAGEL 1972b), (MERZ et Carl Allin CORNELL 1973), (CAPUTO 1974), (ANG H-S et TANG 1975), (DER KIUREGHIAN et ANG 1977), (BOSCHI, GASPERINI et MULARGIA 1995), (WARD 2007) en se basant sur le fait que les séismes sont supposés se produire de manière indépendante et aléatoire dans le temps et dans l'espace : caractéristiques d'un processus de Poisson. Ainsi, formellement, Pour un phénomène poissonnien se produisant selon un taux annuel moyen τ , la probabilité P que le phénomène se reproduise au moins une fois pendant une durée t est :

$$P = 1 - e^{-\tau \times t} \quad (2.6)$$

Dans la réalité, les évènements sismiques ne sont pas indépendants les uns des autres (C Allin CORNELL 1968), (UTSU 1972), (W. BAKUN et MCEVILLY 1979), (P. REASENBERG 1985), (ZALIAPIN et BEN-ZION 2013). Il est claire que l'occurrence d'un séisme modifie d'une manière significative les contraintes autour de la faille générant le séisme ce qui change la capacité de la faille de rejouer dans le futur. Les répliques et les essaims de séismes sont des exemples parfaits de ce phénomène. C'est pour cette raison qu'on dit que le modèle de Poisson est considéré comme un modèle **sans mémoire** car il ne considère pas cette dépendance. Pour cela, d'autres lois et méthodes de probabilités ont été considérées pour prendre en compte l'influence de l'occurrence des séismes passés pour l'évaluation de la probabilité d'occurrence des séismes futur. La méthode markovienne est la plus souvent utilisée. Le processus markovien est plus adapté pour l'analyse des événements aléatoires moins fréquent incluant principalement les séismes violents qui sont généralement moins fréquents (VAGLIENTE 1973; VENEZIANO et Carl Allin CORNELL 1974; LOMNITZ-ADLER 1983). Cette méthode sera bien détaillée dans le chapitre 4.

2.7.2.3 Modélisation du mouvement du sol

Les dommages subies par les bâtiments et les infrastructure, dû à un tremblement de terre, sont étroitement liés au mouvement du sol. L'accélération maximale du sol est le plus couramment

utilisé dans les applications d'ingénierie. Elle est souvent utilisée dans le génie sismique et elle est communément tracée sur les cartes de risques sismiques.

Contrairement aux échelles de magnitude de Richter ou du moment, **l'accélération maximale du sol** ou **Peak ground acceleration** en anglais, ou en abréviation PGA tout court, ce n'est pas une mesure de l'énergie totale (magnitude) d'un tremblement de terre, mais plutôt la mesure de la facilité ou la difficulté de faire secouer la terre en un point géographique particulier A. En général, la PGA est mesurée par des instruments tels que les accélérographes. Cependant, elle peut être estimée à partir de la magnitude d'un événement sismique, la distance séparant la source de l'événement sismique et le point de mesure A, et la nature de la roche séparant la source du point A.

Il faut noter que l'énergie dégagée par un séisme se propage dans le sol et le fait accélérer. Cependant, cette accélération s'affaiblit en s'éloignant de la source du séisme : c'est ce qu'on appelle le phénomène de **l'atténuation sismique**. On note aussi que cette atténuation varie selon la nature de la roche dans laquelle se propage les ondes sismiques diffusant l'énergie sismique dégagée par le tremblement de terre.

TABLE 2.4 – Atténuation selon le type de la roche (IGEL 2016)

Type de roche	Perte d'énergie par cycle
Schiste argileux	10
Grès	31
Granit	70-250
Péridotite	280

C'est pour cette raison que le modèle du mouvement du sol choisi pour prédire le mouvement sismique doit tenir compte de l'étalement géométrique, de l'atténuation intrinsèque, et de l'état du site géologique. Ces trois éléments se traduisent par la considération de trois paramètres : la magnitude du séisme, la distance, et l'état du site. On note que le mécanisme focal n'est pas pris en compte, ni la faille, ni les effets de directivité (JOYNER et BOORE 1981 ; FUKUSHIMA et TANAKA 1990). La loi d'atténuation donc peut être décrite par la formule suivante :

$$\log_{10}(PGA) = a \times M + b \times D - \log_{10}(D) + \rho \quad (2.7)$$

avec :

1. D est la distance hypocentrique entre la source et le point de mesure A,
2. M est la magnitude du séisme,
3. ρ est un coefficient qui reflète l'importance de l'atténuation selon le type de roche. Le Tableau 2.7.2.3 montre un exemple de l'importance de l'atténuation pour différents types de sol.
4. a et b sont des constantes réelles.

TABLE 2.5 – Intensité d'un séisme.

Degrés	Evaluation	Dégâts observés selon l'échelle Mercalli modifiée (WOOD et NEUMANN 1931)	Dégâts observés selon l'échelle MSK64 (MEDVEDEV, SPONHEUER et KÁRNÍK 1967)
I	Instrumentale	Aucun mouvement n'est perçu. Le séisme n'est détecté que par des instruments sensibles et quelques personnes dans des conditions particulières.	Seuls les sismographes très sensibles enregistrent les vibrations.
II	Très légère	Quelques personnes peuvent sentir un mouvement si elles sont au repos et/ou dans les étages élevés de grands immeubles.	Secousses à peine perceptibles ; quelques personnes au repos ressentent le séisme.
III	Légère	À l'intérieur de bâtisses, beaucoup de gens sentent un léger mouvement. Les objets suspendus bougent. En revanche, à l'extérieur, rien n'est senti.	Vibrations comparables à celles provoquées par le passage d'un petit camion.
IV	Assez forte	À l'intérieur, la plupart des gens ressentent un mouvement. Les objets suspendus bougent, mais aussi les fenêtres, plats, assiettes, loquets de porte.	Vibrations comparables à celles provoquées par le passage d'un gros camion.
V	Moyenne	La plupart des gens ressentent le mouvement. Les personnes sommeillant sont réveillées. Les portes claquent, la vaisselle se casse, les tableaux bougent, les petits objets se déplacent, les arbres oscillent, les liquides peuvent déborder de récipients ouverts.	Séisme senti en plein air ; les dormeurs se réveillent.
VI	Forte	Tout le monde sent le tremblement de terre. Les gens ont la marche troublée, les objets et tableaux tombent, le plâtre des murs peut se fendre, les arbres et les buissons sont secoués. Des dommages légers peuvent se produire dans des bâtiments mal construits, mais aucun dommage structurel.	Les meubles sont déplacés.
VII	Très forte	Les gens ont du mal à tenir debout. Les conducteurs sentent leur voiture secouée. Quelques meubles peuvent se briser. Des briques peuvent tomber des immeubles. Les dommages sont modérés dans les bâtiments bien construits, mais peuvent être considérables dans les autres.	Quelques lézardes apparaissent dans les édifices.
VIII	Destructrice	Les chauffeurs ont du mal à conduire. Les maisons avec de faibles fondations bougent. De grandes structures telles que des cheminées ou des immeubles, peuvent se tordre et se briser. Les bâtiments bien construits subissent de légers dommages, contrairement aux autres qui en subissent de sévères. Les branches des arbres se cassent. Les collines peuvent se fissurer si la terre est humide. Le niveau de l'eau dans les puits peut changer.	Les cheminées des maisons tombent.
IX	Dévastatrice	Tous les immeubles subissent de gros dommages. Les maisons sans fondations se déplacent. Quelques conduits souterrains se brisent. La terre se fissure.	Les maisons s'écroulent. Les canalisations souterraines sont cassées.
X	Désastreuse	La plupart des bâtiments et leurs fondations sont détruits. Il en est de même pour quelques ponts. Des barrages sont sérieusement endommagés. Des éboulements se produisent. L'eau est détournée de son lit. De larges fissures apparaissent sur le sol. Les rails de chemin de fer se courbent.	Destruction des ponts et des digues. Les rails de chemin de fer sont tordus.
XI	Catastrophique	La plupart des constructions s'effondrent. Des ponts sont détruits. Les conduits souterrains sont détruits.	Les constructions les plus solides sont détruites. Grands éboulements.
XII	Cataclysmique	Presque tout est détruit. Le sol bouge en ondulant. De grands pans de roches peuvent se déplacer.	Les villes sont rasées. Bouversements importants de la topographie. Fissures visibles à la surface.

Modélisation et traitement du risque sismique

LA modélisation du risque spatial sismique est une approche qui permet d'estimer la probabilité de survenue d'un tremblement de terre d'une certaine magnitude et de ses conséquences sur un territoire donné. Cette approche repose sur deux composantes principales :

- **La modélisation de l'aléa sismique**, qui consiste à estimer la probabilité de survenue d'un séisme d'une certaine magnitude en un lieu donné. Ce modèle se concentre sur la caractérisation de la probabilité de séismes en fonction de la tectonique des plaques, de l'activité sismique passée et d'autres facteurs géologiques. Il peut utiliser des méthodes probabilistes pour estimer la probabilité de différents niveaux d'agitation sismique dans une région donnée.
- **La modélisation de la vulnérabilité**, qui consiste à estimer les conséquences d'un tremblement de terre sur les infrastructures et les populations.

3.1 Modélisation de l'aléa sismique

Il existe deux principaux types de modèles d'aléa sismique : les modèles déterministes et les modèles probabilistes.

3.1.1 Les modèles déterministes

Ces modèles se basent sur l'étude de la géologie et de la tectonique d'un territoire pour estimer la probabilité de survenue d'un séisme. Ce modèle s'appuie sur des scénarios sismiques spécifiques pour évaluer les niveaux probables d'agitation sismique dans une région. Il peut être basé sur des failles géologiques connues, des événements passés ou des modèles de simulation numérique. Il est couramment utilisé pour évaluer l'impact potentiel de séismes spécifiques sur des infrastructures critiques, telles que les barrages et les centrales nucléaires. Les modèles déterministes sont les plus simples à mettre en œuvre et on peut ajouter à cette catégorie **les équations différentielles** qui sont fondamentales dans les modèles de risque sismique pour décrire la dynamique des séismes, la propagation des ondes sismiques et la réponse des structures :

- **Modélisation de la source sismique** : Les équations de l'élasticité des solides sont souvent utilisées pour modéliser la libération d'énergie lorsqu'une faille géologique se rompt, provoquant un séisme. On peut citer l'exemple de l'équation de l'élasticité en 2D qui est représentée comme suit :

$$\mu \nabla^2 \mathbf{u} - (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) = \rho \mathbf{a}$$

Où μ est le module de cisaillement, λ est le module d'incompressibilité, \mathbf{u} est le déplacement, ∇ est l'opérateur de gradient, ρ est la densité, et \mathbf{a} est l'accélération.

- **Propagation des ondes sismiques** : Les équations des ondes sismiques décrivent comment les ondes se propagent à travers le sol et les roches. L'équation des ondes sismiques pour une onde P en 1D est représentée comme suit :

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

Où u est le déplacement, t est le temps, c est la vitesse de l'onde P , et x est la position.

On note que les équations différentielles sont résolues numériquement pour simuler le comportement sismique des structures et des régions géographiques. par exemple les méthodes aux éléments finis sont couramment utilisées pour discrétiser les équations différentielles et simuler la réponse sismique. Les équations différentielles sont essentielles dans la modélisation du risque sismique pour décrire la dynamique des séismes, la propagation des ondes et la réponse des structures. Ces équations sont un outil mathématique important pour résoudre des problèmes spécifiques dans le domaine de la sismologie et de l'ingénierie parasismique.

3.1.2 Les modèles probabilistes

Ces modèles se basent sur l'analyse d'un ensemble de données historiques pour estimer la probabilité de survenue d'un séisme. Ils reposent sur l'hypothèse que la probabilité de survenue d'un séisme est en fonction de la magnitude du séisme et de la distance entre le lieu d'étude et la zone sismique active la plus proche. On peut citer l'utilisation de la loi de Gutenberg-Richter qui permet d'estimer la magnitude du séisme le plus fort susceptible de se produire en un lieu donné, ou d'estimer la probabilité de survenue d'un séisme d'une certaine magnitude en un lieu donné grâce à la loi de Poisson (Beno GUTENBERG et Carl F RICHTER 1956; Beno GUTENBERG et Charles F RICHTER 1944).

Les modèles probabilistes sont plus complexes que les modèles déterministes, mais ils offrent une meilleure représentation de la réalité. Ils reposent sur l'analyse d'un ensemble de données historiques pour estimer la probabilité de survenue d'un séisme. On peut citer :

- **Le modèle de Monte Carlo**, qui permet de simuler l'occurrence de tremblements de terre et d'en estimer la probabilité.
- **Le modèle de Markov**, qui permet de modéliser la succession des séismes dans le temps.

Le modèle de Poisson et le modèle de Markov sont deux approches différentes utilisées pour modéliser les séismes et évaluer le risque sismique. Dans la suite on donne les principales différences entre les deux modèles.

3.1.2.1 Modèle de Poisson

Concept fondamental Le modèle de Poisson est basé sur le concept du processus de Poisson, où les événements (séismes) surviennent de manière aléatoire dans le temps, et les intervalles entre les événements suivent une distribution exponentielle.

Indépendance des événements Dans un modèle de Poisson, on suppose généralement que la probabilité d'un séisme est constante dans le temps, et que les séismes sont indépendants les uns des autres.

Estimation du risque Le modèle de Poisson est utilisé pour estimer la probabilité d'occurrence de séismes de différentes magnitudes sur une période donnée en utilisant des données historiques de séismes.

3.1.2.2 Modèle de Markov

Concept fondamental Le modèle de Markov est basé sur les chaînes de Markov, où les séismes sont modélisés comme un processus dynamique avec des transitions entre différents états sismiques (par exemple, différents niveaux d'activité sismique).

Dépendance des événements Contrairement au modèle de Poisson, le modèle de Markov peut prendre en compte la dépendance entre les événements sismiques. Les probabilités de transition entre les états sismiques peuvent varier dans le temps.

Estimation du risque Le modèle de Markov est utilisé pour estimer la probabilité d'occurrence de séismes de différentes magnitudes sur une période donnée, en tenant compte de l'évolution temporelle des états sismiques.

3.1.2.3 Modèle de Poisson ou de Markov

La principale différence réside dans la manière dont ces modèles abordent la notion de temporalité et de dépendance entre les événements sismiques :

- Le modèle de Poisson considère que les séismes sont indépendants et que la probabilité d'occurrence est constante dans le temps.
- Le modèle de Markov prend en compte la dépendance temporelle entre les séismes en modélisant les transitions entre différents états sismiques.

Le choix entre ces deux modèles dépend de la nature des données disponibles, de l'objectif de l'étude et de la manière dont la sismicité est observée dans la région étudiée. Les deux approches ont leurs avantages et leurs limites, et le modèle le plus approprié sera déterminé par les caractéristiques spécifiques du problème de risque sismique à traiter. Pour cela dans notre étude on a utilisé les deux méthodes pour avoir des résultats complémentaires.

3.2 Modélisation de la vulnérabilité

Les modèles de vulnérabilité permettent d'estimer les conséquences d'un tremblement de terre sur les infrastructures et les populations. Ces modèles prennent en compte différents facteurs, tels que la nature des bâtiments, la présence d'activités à risque et la localisation des populations. On peut citer comme exemples de modèles de vulnérabilité :

- **Les modèles qui permettent d'estimer les dommages causés aux bâtiments** par un tremblement de terre qui cherchent à évaluer comment les bâtiments et les infrastructures réagiraient à un séisme de certaines caractéristiques et qui prennent en compte des facteurs tels que la date de construction, la résistance sismique, la qualité des matériaux, etc.
- **Les modèles qui permettent d'estimer les pertes économiques et humaines** causées par le tremblement en combinant les informations sur l'aléa sismique, la vulnérabilité des bâtiments, l'exposition et la propagation des ondes pour simuler les conséquences potentielles d'un séisme, y compris les pertes humaines, les dommages aux biens et les coûts économiques.
- **Les équations différentielles de la réponse des structures** qui sont des équations de la dynamique des structures qui sont utilisées pour modéliser la réponse des bâtiments et des ponts aux forces sismiques pour analyser la réponse sismique des structures et des sols, permettant d'évaluer les déformations, les accélérations et les contraintes. Par exemple l'équation de la force d'inertie pour un système à un degré de liberté est représentée comme suit :

$$m \frac{d^2 u}{dt^2} + c \frac{du}{dt} + ku = F(t)$$

Où m est la masse, c est le coefficient d'amortissement, k est la raideur, u est le déplacement, t est le temps, et $F(t)$ est la force externe.

Les modèles de modélisation du risque spatial sismique intègrent toutes les informations ci-dessus pour estimer la probabilité de pertes économiques, de pertes de vies humaines et d'autres conséquences associées à un séisme dans une région spécifique. Ils sont utilisés dans différents contextes, tels que :

- L'aménagement du territoire, pour identifier les zones à risque et mettre en place des mesures de prévention.
- L'assurance, pour évaluer les risques sismiques et fixer les primes d'assurance.
- La planification des secours, pour préparer les équipes de secours en cas de tremblement de terre.

3.3 Choix et du modèle

Mon choix d'utiliser un modèle probabiliste basé sur les chaînes de Markov pour l'étude du risque sismique dans le nord-ouest algérien plutôt que des méthodes déterministes ou des équations différentielles était basé sur plusieurs facteurs et considérations spécifiques :

- **Incertitude et variabilité** : Les modèles probabilistes tiennent compte de l'incertitude inhérente aux processus sismiques. Dans une région sismiquement active comme le nord-ouest algérien, il existe une variabilité importante dans la récurrence des séismes et dans les caractéristiques des failles. Les modèles probabilistes permettent de prendre en compte cette variabilité et d'obtenir des estimations de risque plus réalistes.
- **Données limitées** : Il peut y avoir des limitations dans les données disponibles pour calibrer des modèles déterministes ou des équations différentielles. Les modèles probabilistes peuvent être plus flexibles et nécessiter moins de données précises pour estimer le risque sismique, ce qui est souvent le cas dans des régions où la surveillance sismique est moins développée.
- **Prise en compte des transitions** : Les modèles probabilistes basés sur les chaînes de Markov permettent de modéliser les transitions entre différents états sismiques au fil du temps. Cela peut être important pour représenter les variations dans la sismicité régionale et les périodes d'activité sismique accrue.
- **Analyse de l'effet cumulatif** : Les modèles probabilistes permettent d'analyser l'effet cumulatif des séismes sur une longue période. Ils peuvent estimer la probabilité d'occurrence de séismes de différentes magnitudes sur une période donnée, ce qui est essentiel pour la planification de la résilience sismique à long terme.
- **Intervalles de confiance** : Les modèles probabilistes permettent d'intégrer l'incertitude associée aux paramètres utilisés dans la modélisation. Cela permet d'obtenir des intervalles de confiance sur les estimations du risque sismique, ce qui est important pour une prise de décision éclairée.

Donc les modèles probabilistes de Markov offrent une approche robuste pour évaluer le risque sismique dans des régions sismiquement actives en tenant compte de l'incertitude et de la variabilité naturelle des séismes surtout si on dispose de peu de sources de données.

Comme expliqué dans l'introduction générale, dans cette thèse on a intégré plusieurs types de données de plusieurs sources différentes. On a considéré principalement :

1. La liste des événements sismiques issus de plusieurs catalogues sismiques régionaux et internationaux, qu'on a compilé, homogénéisé, et complété.
2. La densité de population obtenue grâce aux recensement des habitants combinées avec les images satellites Landsat qui permettent grâce à la télédétection et ses techniques¹ d'estimer la répartition de la population sur la zone d'étude.
3. Le degré d'urbanisation obtenu grâce aux images satellites Landsat et les outils de la télédétection pour estimer la présence importante, moyenne ou faible de l'activité humaine et urbaine et sa répartition sur la région d'étude.

La cartographie thématique peut être perfectionnée davantage avec l'évolution des algorithmes de calcul utilisés via l'association de techniques et de conception d'engineering. Pour l'usage pratique à tous azimuts l'assistance de la géomatique doit s'adapter non seulement à la réalisation de cartes mais surtout au choix des paramètres utiles et nécessaires.

1. Comme l'analyse de la lumière produite par l'humain pendant la nuit, qui reflète la présence humaine sur la planète Terre.

3.4 Données de vulnérabilité

Comme expliqué dans l'introduction, l'évaluation du risque géologique est en particulier le risque sismique dépend à la fois de l'aléa sismique et de la vulnérabilité qui inclut la population, les biens, l'urbanisation, et l'activité socio-économique.

Pour les données de vulnérabilité, nous nous sommes appuyés sur trois sources différentes :

1. *Global Human Settlement Layer*, GHSL : pour les données de densité de population, des zones bâties, et du degré d'urbanisation.
2. *Gridded Population of the World*, GPW : pour les données de population les plus récentes.
3. *NASA Earth Observatory* : pour les cartes de la planète Terre pendant la nuit.

3.4.1 Méthodologie du GHSL

GHSL est un nouvel outil à la fois ouvert et gratuit pour évaluer la présence humaine sur la planète Terre proposé par la Commission Européenne.

Avec la suite de satellites *Sentinel*, le programme européen *Copernicus* fournit des données satellite gratuites et ouvertes à la communauté scientifique. En particulier, la détection de la population par le projet GHSL reposera sur les satellites *Sentinel-1* et *Sentinel-2*.

La première expérience sur le traitement global des données d'observation de la Terre *Sentinel-1 Copernic* pour la détection de la présence humaine sur Terre a abouti à plusieurs couches thématiques qui peuvent être visualisées grâce à n'importe quel SIG² ou un outil de télédétection compatibles. L'ensemble de données a été produit au moyen de la méthodologie GHSL qu'on va décrire plus loin.

3.4.1.1 Historique et description générale

En 2017, le JRC³ a prévu d'effectuer la première évaluation du produit GHSL à l'aide des données d'observation de la Terre multispectrales *Sentinel-2*. Les premiers résultats des expériences sur l'évaluation intégrée des données S1, S2 et Landsat à l'appui de la production du GHSL ont été faites en 2018 (PESARESI, EHRLICH et FREIRE 2014).

Ainsi, plus de 12,4k milliards d'enregistrements, de données, d'images individuelles, collectés par différents capteurs satellites au cours des 40 dernières années sont classés et sélectionnés automatiquement s'ils correspondent à une structure de bâtie selon :

- | | |
|--------------------------------------|--|
| a) les saisons, | b) les conditions d'éclairage, |
| c) les emplacements géographiques et | d) les différentes pratiques de constructions, |

et la présence d'un bâtiment est le signe concret de la présence humaine telle que reconnue par les technologies spatiales. Cette énorme quantité d'informations est agrégée pour montrer la densité de bâtiments par unité spatiale sur toute la surface terrestre telle que comprise par les machines analysant automatiquement les données d'image.

2. Système d'information géographique.

3. Joint Research Centre de la Commission Européenne.

Ces données sont regroupées selon quatre époques : 1975, 1990, 2000 et 2014, qui peuvent être utilisées pour poursuivre l'évolution de l'activité humaine lors de la construction de nouveaux bâtiments au cours des 40 dernières années. Pour notre problématique de mesure de vulnérabilité nous avons utilisé les données les plus récentes à savoir ceux de 2014.

3.4.1.2 Avantages et domaines d'utilisation

Les données d'urbanisation et de densité de population produites par le projet GHSL grâce à l'analyse automatisées des données ont l'avantage d'être :

- a) Re-productible.
- b) Scientifiquement défendable.
- c) Avec une échelle assez fine.
- d) Synoptique.
- e) Achevée.
- f) Taille planétaire.
- g) Rentable.

Ces données spatiales rapportant la présence de la population et des infrastructures bâties sont nécessaires pour toute modélisation de phénomènes comme :

- l'exposition humaine et physique à des menaces telles que :
 - contamination de l'environnement,
 - dégradation de l'environnement,
 - catastrophes naturelles,
 - conflits.
- l'impact des activités humaines sur les écosystèmes
- l'accès humain aux ressources.

3.4.1.3 Description de la méthodologie

Le paradigme général de la méthodologie de GHSL est la conception et la mise en œuvre de nouvelles technologies d'exploration de données spatiales pour le traitement automatique, l'analyse et l'extraction de connaissances à partir d'une grande quantité de données hétérogènes issues des sources principales suivantes :

- flux de données d'images satellites globales multi-temporel à échelle fine et de n'importe quel type de capteur,
- données de recensement de populations,
- sources d'information géographique du bénévolat.

Le cadre des image GHSL a été basé sur un grand nombre de capteurs, y compris les missions radar et optiques publiques et commerciales. Des accords bilatéraux du JRC avec des institutions européennes et des institutions en Chine, au Brésil et en Afrique du Sud qui produisent actuellement des couches d'informations sur les établissements humains à l'échelle continentale et nationale en appliquant la technologie GHSL à leurs données d'image propriétaires.

La méthodologie générale qui est derrière les données du GHSL est l'introduction des concepts :

- du *GHS BUILT-UP*, les surface bâties ou construits,
- du *GHS POP*, les surface occupée par l'humain,
- du *GHS S-MOD*, le degré d'urbanisation.

Donc la méthodologie, telle que présentée dans la figure 3.1 consiste à utiliser les données d'imagerie satellite de plusieurs sources mondiales, privées et publiques de plusieurs époques, ensuite les analyser pour produire une carte mondiale des zone bâties ou construits. Les zone bâties sont par la suite combinées avec les données de recensement de populations pour produire une carte de densité de population mondiale. En fin les cartes des zones bâties avec la carte de densité de population sont combinées pour produire une carte de degré d'urbanisation.

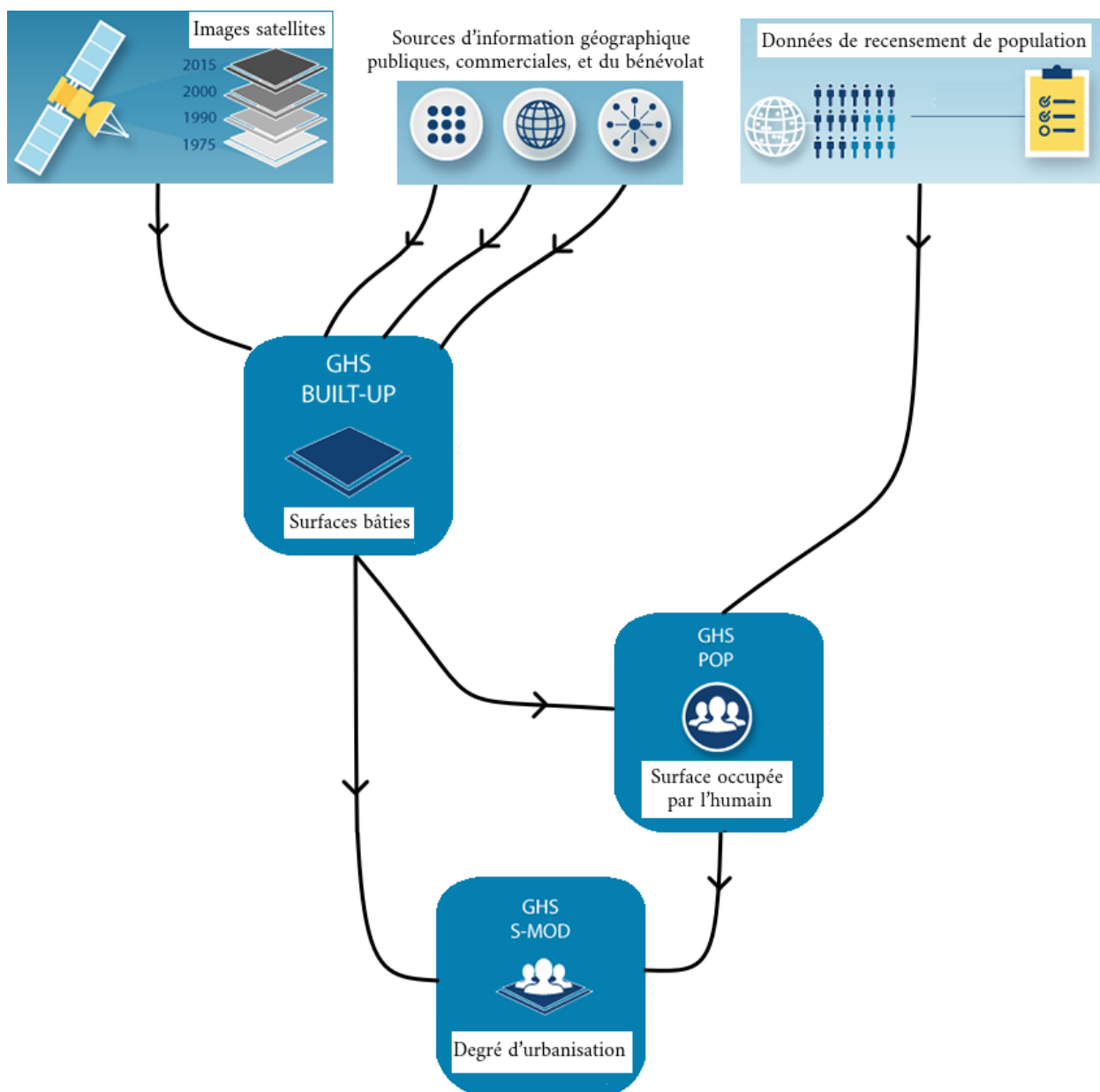


FIGURE 3.1 – Méthodologie GHSL (source : GHSL modifiée).

3.4.2 Données des zones bâties

Cette phase se base sur les images satellite pour extraire les zones bâties de la surface de la Terre. Ceci passe par plusieurs étapes (voir figure 3.2) :

Surface de la Terre Les satellites d'observation de la Terre fournissent régulièrement des images de la surface de la Terre. Ces images ont une résolution et des caractéristiques différentes.

Imagerie par satellite Une image satellite est un fichier raster qui représente la surface de la Terre. Afin d'être utilisé pour obtenir des informations utiles sur les agglomérations urbaines, de nombreuses étapes doivent être effectuées, telles que :

1. l'ortho-rectification,
2. le géoréférencement,
3. l'étalonnage spectral et
4. les corrections radiométriques.

Extraction des bâties et des constructions humaines Les établissements humains se caractérisent par des objets construits et créés par l'homme qui comprennent les bâtiments et les structures associées et les travaux de génie civil. Pour l'analyse des peuplements, on passe par ce qu'on appelle l'empreinte du bâtiment qui est définie par l'emplacement et la taille spatiale de la surface du bâtiment et ceci permet de modéliser les zones bâties.

Zone bâtie La zone bâtie est généralement exprimée avec des valeurs continues représentant la proportion de la surface bâtie par rapport à la taille totale de la cellule. Une cellule (pixel) de couleur foncée représente une cellule avec une surface majoritairement bâtie. D'autre part, une cellule (pixel) de couleur claire représente une cellule avec une surface majoritairement non bâtie.

On a utilisé deux cartes. Une première carte produite en 2014 par GHSL. C'est une carte mondiale de 250 m² de résolution. Chaque pixel est codé par un pourcentage. Par exemple 0% représente une zone avec aucun bâties détectés, 50% représente une zone dans laquelle la moitié de la surface est bâties, et 100% représente une zone avec une surface complètement bâtie.

La figure 3.3 montre la répartition du bâties et des constructions sur la région de l'Oranais pendant 2014 pour laquelle nous avons normalisé les valeurs du pourcentage des bâtie qui sont à la base comprises entre 0% et 100% à des valeurs normalisées comprises entre 0 et 1. L'inconvénient de cette carte est sa faible résolution. Ainsi pour améliorer cette résolution nous avons utilisé les puissants algorithmes de lissage bidimensionnel des outils des systèmes d'information géographique (voir la figure 3.4).

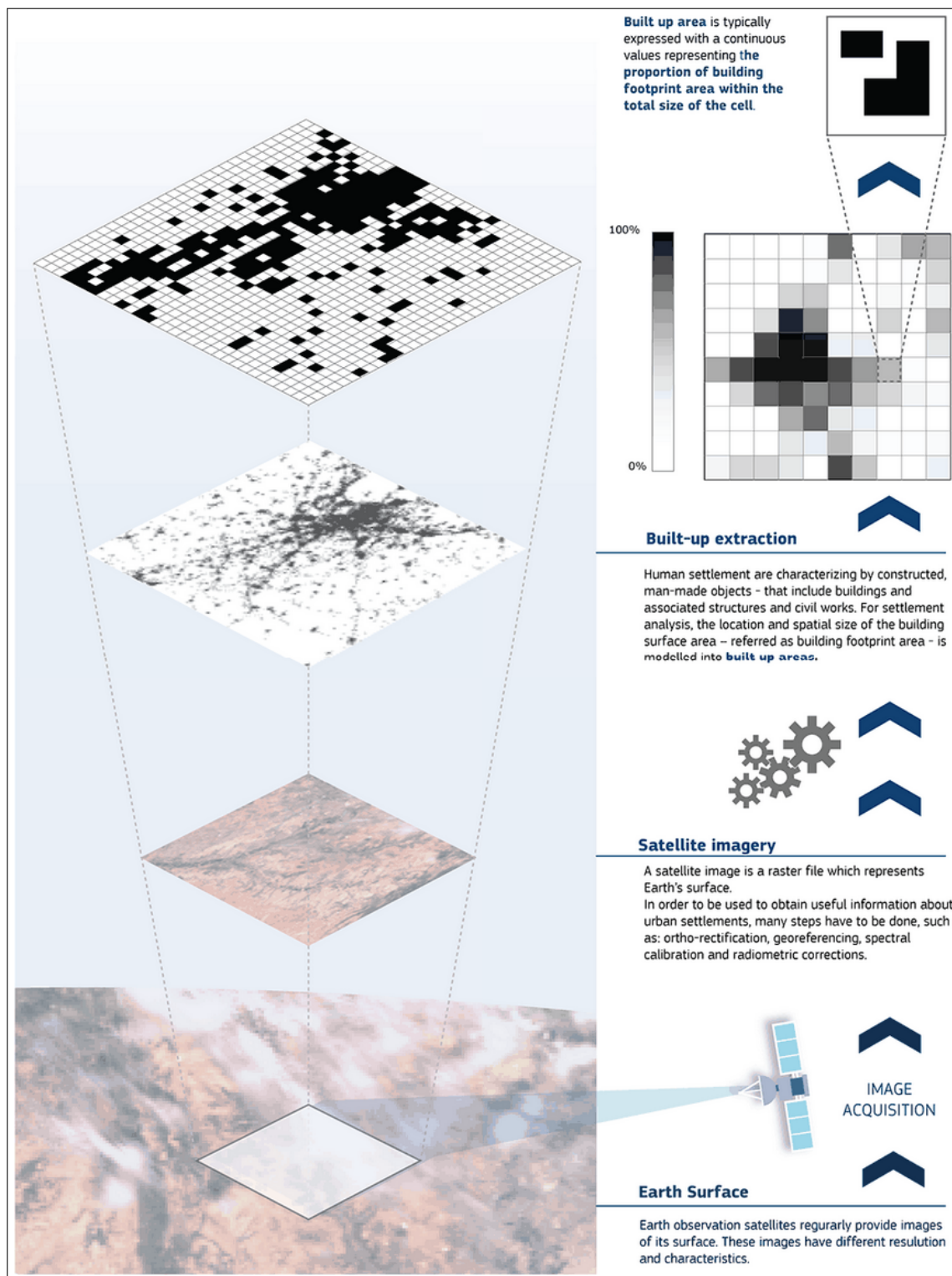


FIGURE 3.2 – Ce graphique montre les étapes successives permettant de passer de la surface de la Terre à la zone bâtie tels que expliqués par la méthodologie de GHSL (PESARESI, EHRlich et FREIRE 2014).

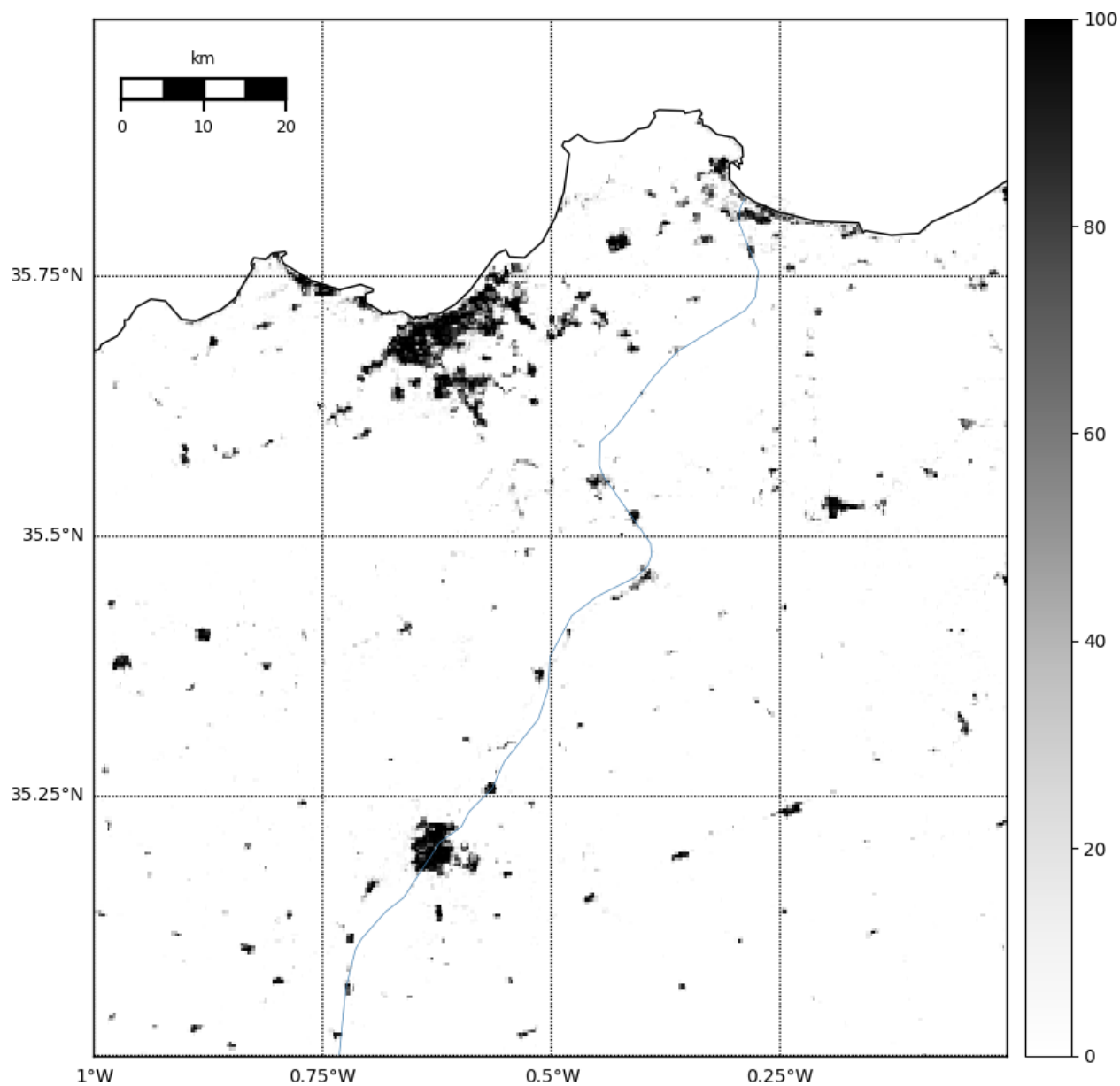


FIGURE 3.3 – Répartition des zones bâties sur l’Oranais : avec une résolution de 250 m². La couleur de chaque pixel reflète le pourcentage de la zone bâtie détectée sur la surface du pixel.

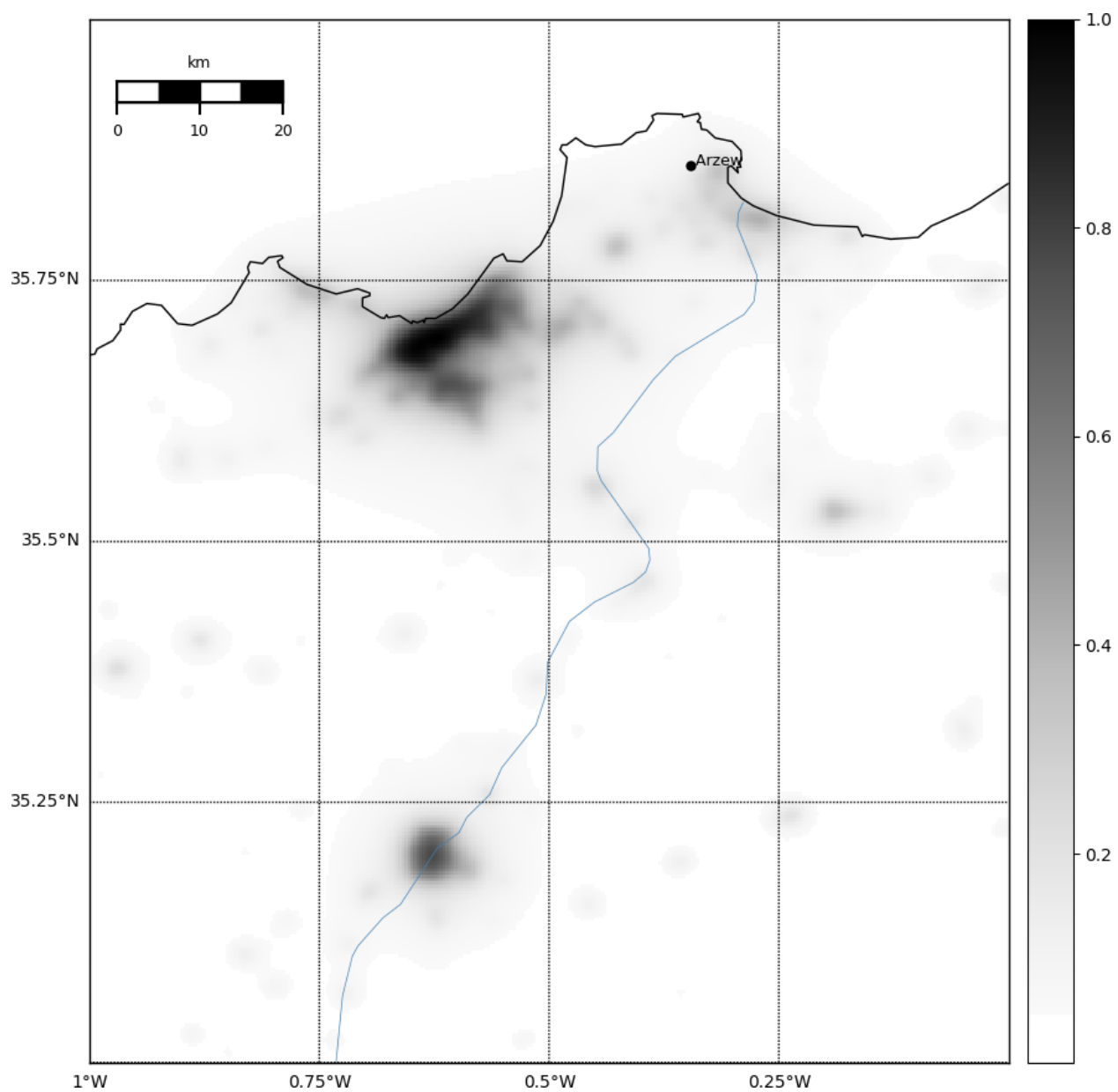


FIGURE 3.4 – Répartition lissée des zones bâties sur l'Oranais.

La deuxième carte de bâties utilisée est aussi une carte mondiale de projection *Pseudo Mercator* produite en 2018 par GHSL avec une résolution plus fine de $30m^2$ qui donne une information temporelle de l'historique des bâties chaque pixel est codé comme suit :

TABLE 3.1 – Classification multi-temporelle de la présence de constructions ou de bâties.

Code	Signification	Code	Signification
1	Surface de l'eau	4	Construit entre 1990 et 2000
2	Terrain non construit	5	Construit entre 1975 et 1990
3	Construit entre 2000 et 2014	6	Construit avant 1975

Comme décrit sur la figure 3.5 cette carte est issue de l'analyse puis la superposition de plusieurs images satellites prises au fil des années. Une telle carte peut être utilisée pour donner un niveau de vulnérabilité élevé, moyen, ou bas qui dépend de l'ancienneté de la construction. Une expertise en construction et en travaux publics doit être utilisée pour évaluer la qualité et la résistance des bâtiments construits pendant chacune des différentes périodes définies dans le Tableau 3.4.2.

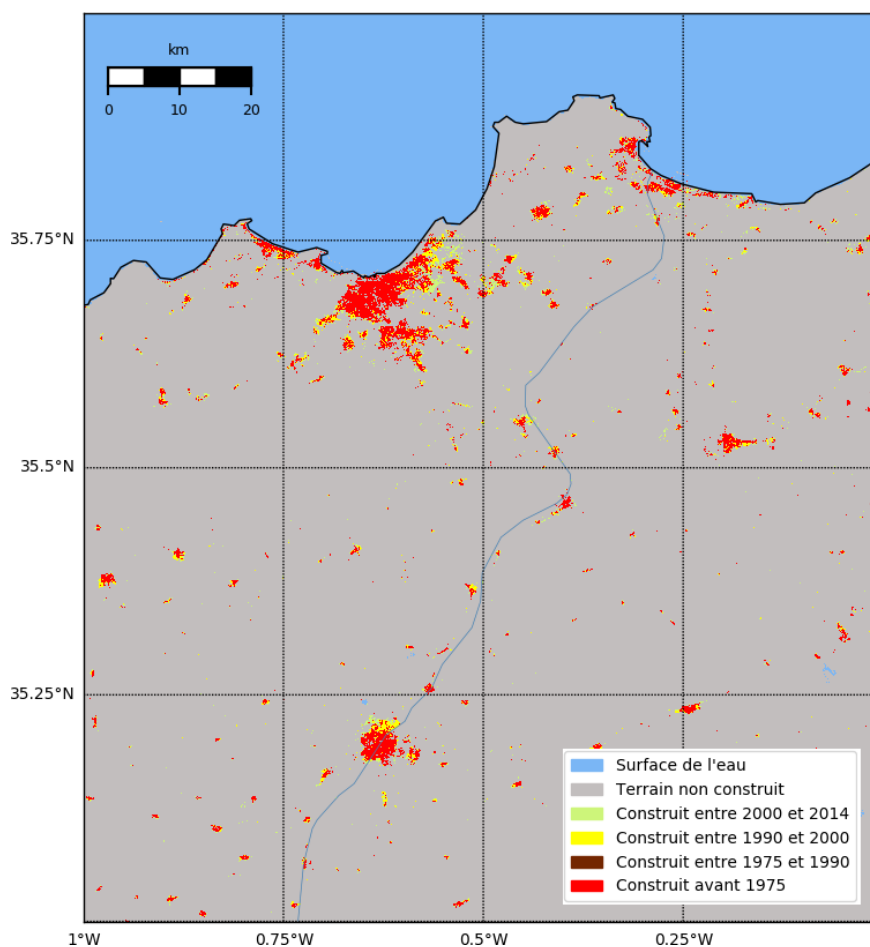


FIGURE 3.5 – Répartition multi-temporelle des bâties sur l'Oranais.

3.4.3 Données de la densité de population

Cette phase se base sur la carte des zones bâties produite dans la phase décrite dans la section précédente plus les données de recensement des populations pour extrapoler la densité de population sur la surface de la Terre. Ceci passe par plusieurs étapes (voir figure 3.6) :

Étape préparatoire La carte des zones bâties utilise de petites cellules de grille pour estimer la conformation des établissements et des constructions humains indépendamment des limites administratives imposés par chaque pays.

Recensement de la population Le recensement de la population fournit des informations précises sur les caractéristiques et le nombre de résidents par zone administrative ou par zone de comptage de recensement plus fine. Ces ensembles de données sont généralement disponibles sous forme de comptage total pour des unités superficielles dont la taille et la forme varient considérablement, tandis que les résidents n'occupent souvent que des zones spécifiques de ces unités, à des densités différentes. Un exemple typique de donnée de recensement est la collection GPW⁴ qui modélise la distribution de la population humaine (comptage et densité) sur une surface raster mondiale continue à partir des tableaux de recensement de la population et les limites géographiques correspondantes. Le but du GPW est de fournir une couche de population spatialement désagrégée compatible avec les ensembles de données des disciplines sociales, économiques et des sciences de la Terre, et la télédétection. Il fournit des données globalement cohérentes et spatialement explicites qu'on peut utiliser dans la recherche scientifique.

Hybridation La méthode GHSL est conçue pour combiner les informations provenant des recensements de la population avec les zones bâties ensuite mettre à l'échelle la population pour la réduire dans une grille de 1km de résolution, en fonction de la présence ou de l'absence de construction dans la cellule de la grille en question.

Production de la densité de population Les informations combinées résultent en une nouvelle couche de résolution de 1Km qui donne la présence des habitants et la densité de la population sans tenir compte des limites administratives imposés par les recensement. Dans la grille de population, la valeur de la cellule de la grille représente le nombre absolu d'habitants par cellule.

Ainsi, on a utilisé deux cartes. Une première carte mondiale produite en 2020 par GPW qui donne le nombre absolu d'habitants par 1km². Chaque pixel est codé par une valeur entière. Par exemple un pixel de la valeur 1200 représente une cellule de 1km² sur laquelle on a recensé 1200 habitants. La figure 3.7 montre un aperçu de cette carte de population sur la région de l'Oranais. L'avantage de cette carte est qu'elle est récente mais son inconvénient est sa faible résolution. Ainsi pour améliorer cette résolution nous avons utilisé une deuxième carte mondiale moins récente datant de 2015 mais avec une résolution 16 fois plus meilleure soit 250m² issu de GHSL (voir la figure 3.4).

4. Grided Population of the World

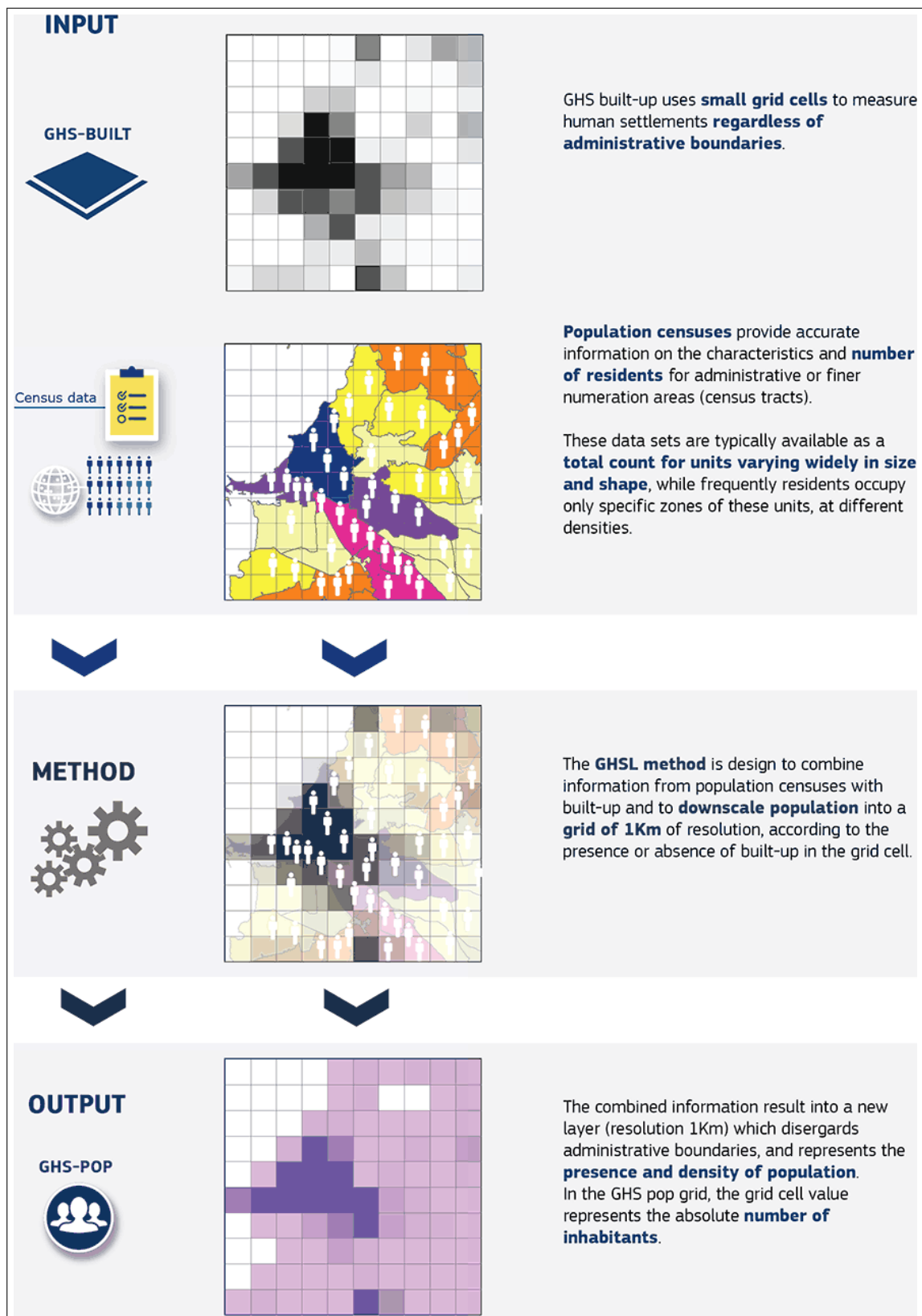


FIGURE 3.6 – Ce graphique montre les étapes successives permettant de passer de la zone bâtie à la grille de population tels que expliqués par la méthodologie de GHSL (PESARESI, EHRLICH et FREIRE 2014).

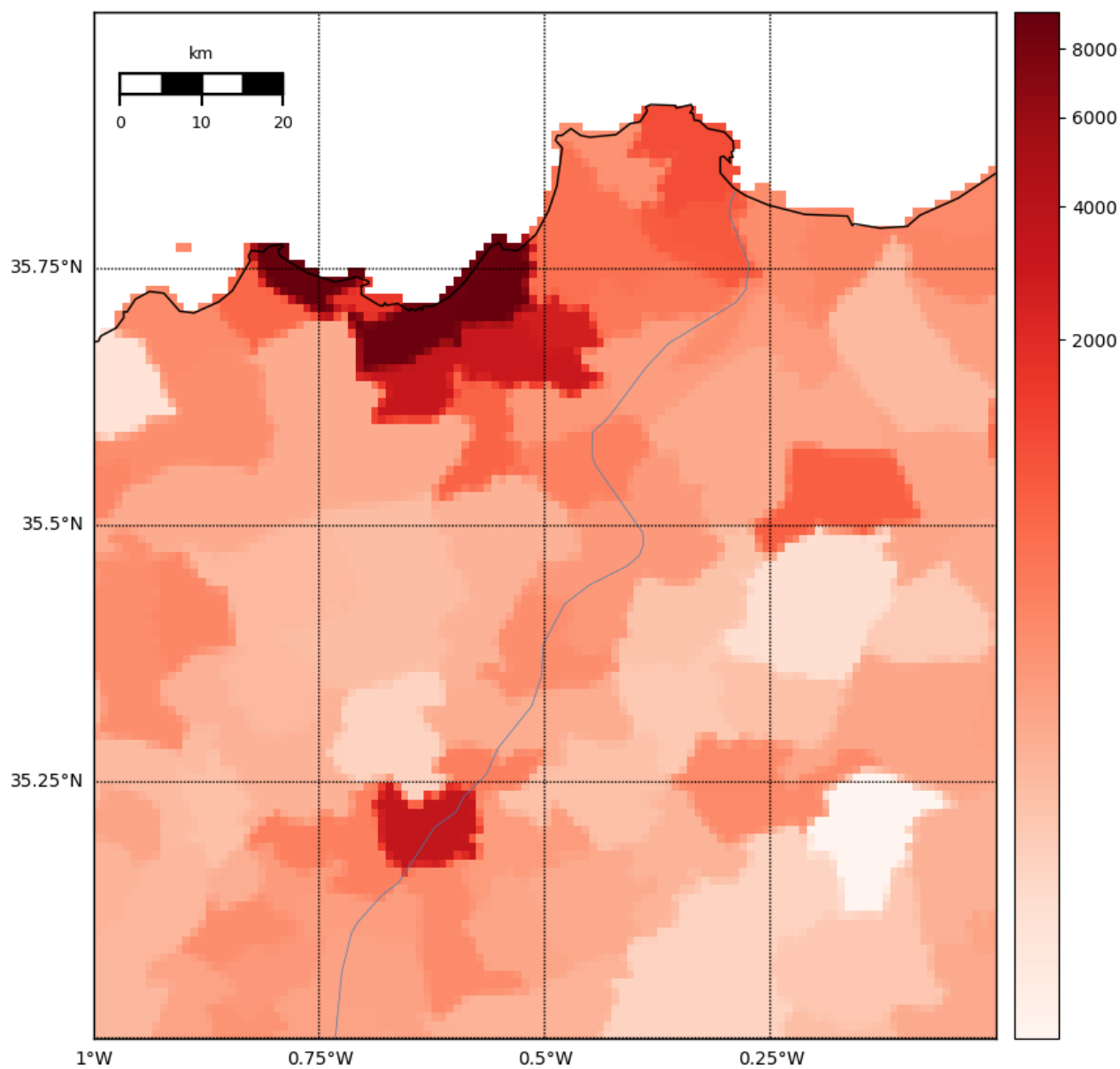


FIGURE 3.7 – Répartition de la population en 2020 sur l’Oranais selon GPW avec une résolution de 1km².

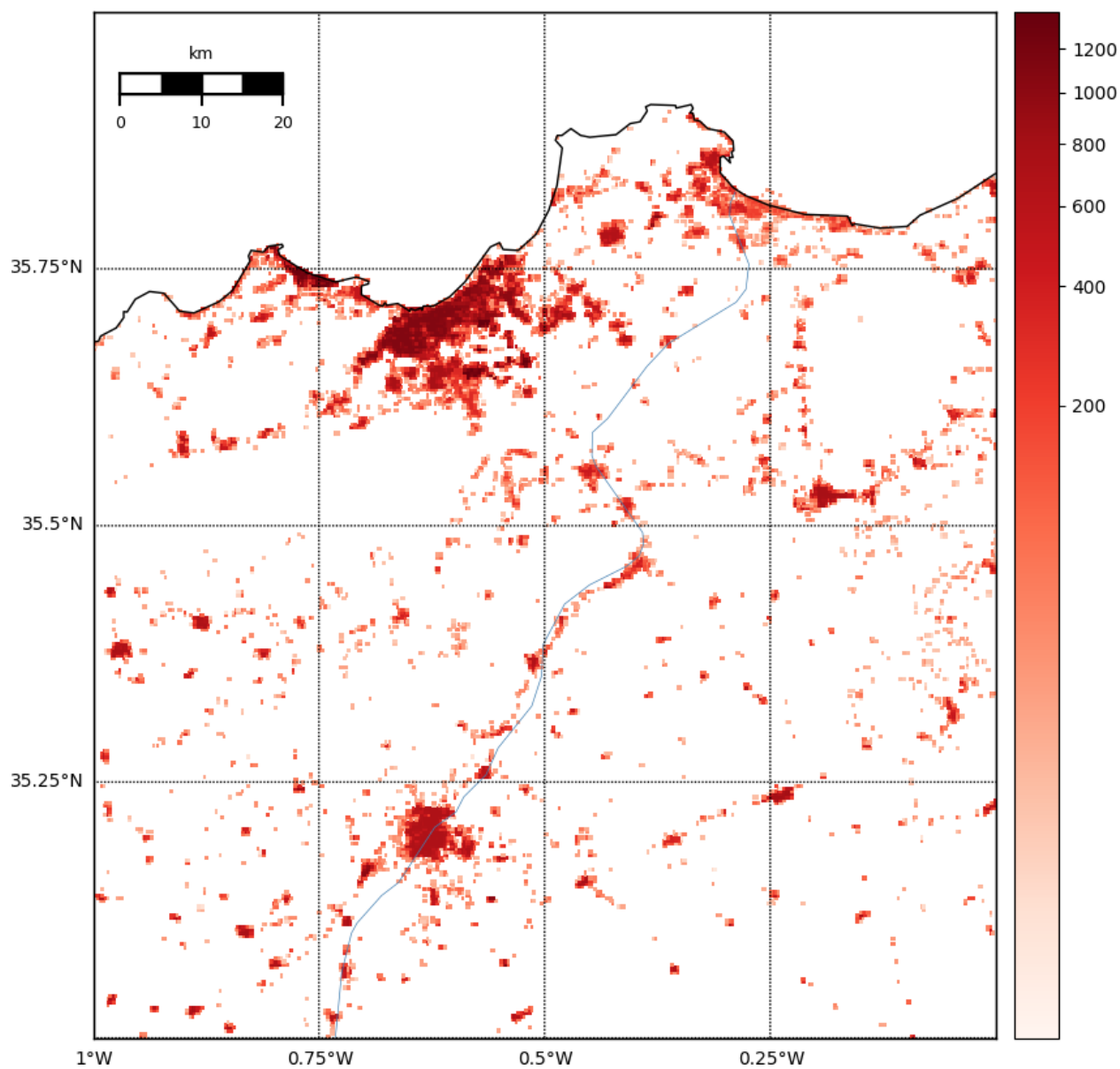


FIGURE 3.8 – Répartition de la population en 2015 sur l’Oranais selon GHSL avec une résolution de 250m².

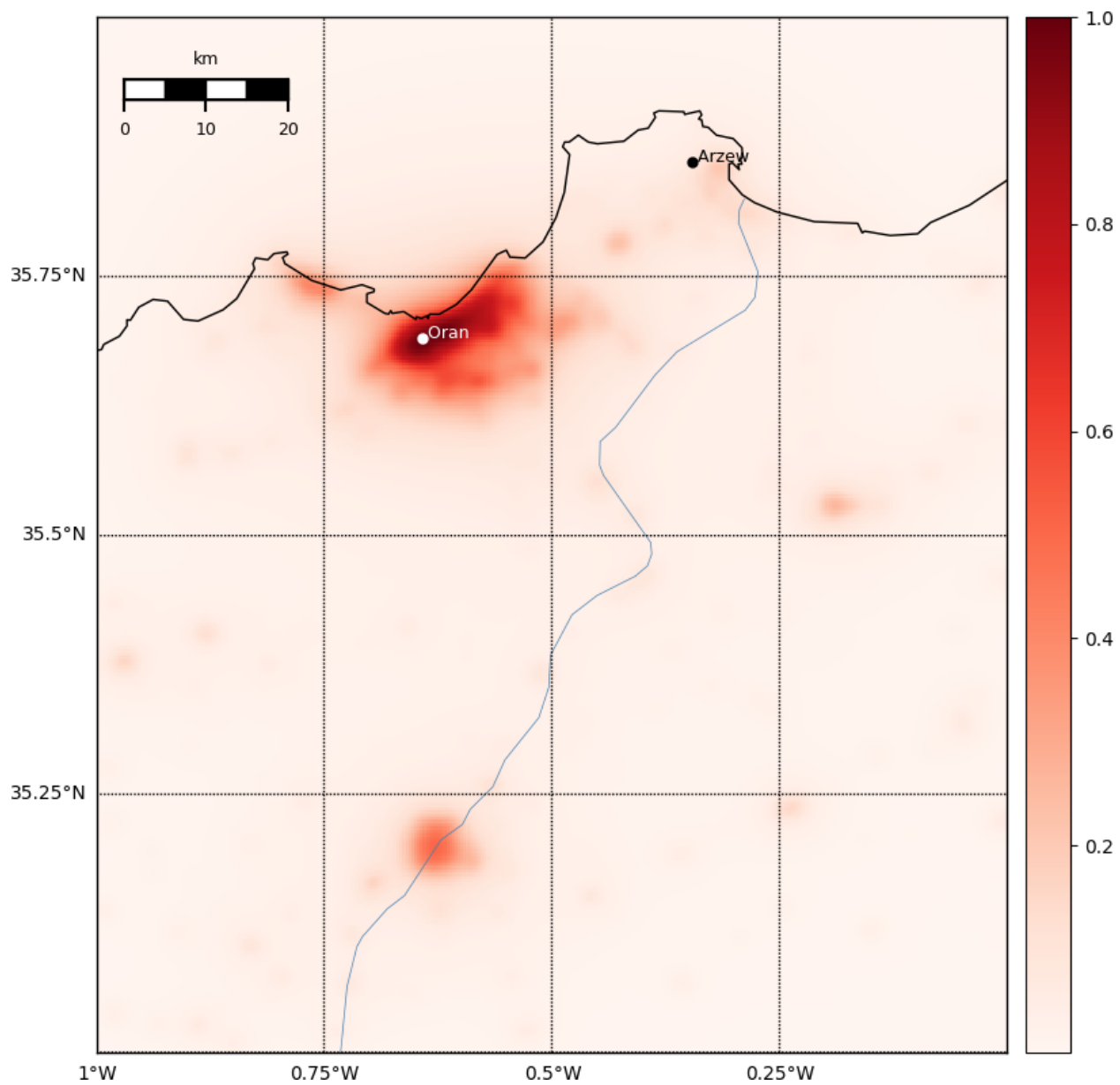


FIGURE 3.9 – Répartition normalisée et lissée de la population de l’Oranais.

3.4.4 Données du degré d'urbanisation

D'après la méthodologie GHSL le degré d'urbanisation est défini comme suit :

Définition 12 (Degré d'urbanisation). *Le degré d'urbanisation consiste à classer exclusivement chaque unité administrative locale en : villes, villages, banlieues ou zones rurales sur la base d'une combinaison de la continuité géographique et de la densité de population, selon des seuils de population appliqués à des cellules de grille de population de 1km².*

Ainsi pour classer les unité géographique on a besoin de prendre en compte la population et la notion des zones bâties. Donc la carte du degré d'urbanisation est issu de la combinaison des deux derniers cartes décrites dans les deux sections précédentes 3.4.2 et 3.4.3.

Villes Une ville est une zone à forte densité de population, la logique sous-jacente de la détection d'une ville passe par deux étapes (voir figure 3.10) :

1. Premièrement chaque cellule est considère comme fortement dense si elle contient plus de 1500 habitants ou si plus de 50% de la surface de cette cellule est bâtie.
2. Deuxièmement un algorithme agrège ces cellules pour construire des villes de plus de 50000 habitants chacune.

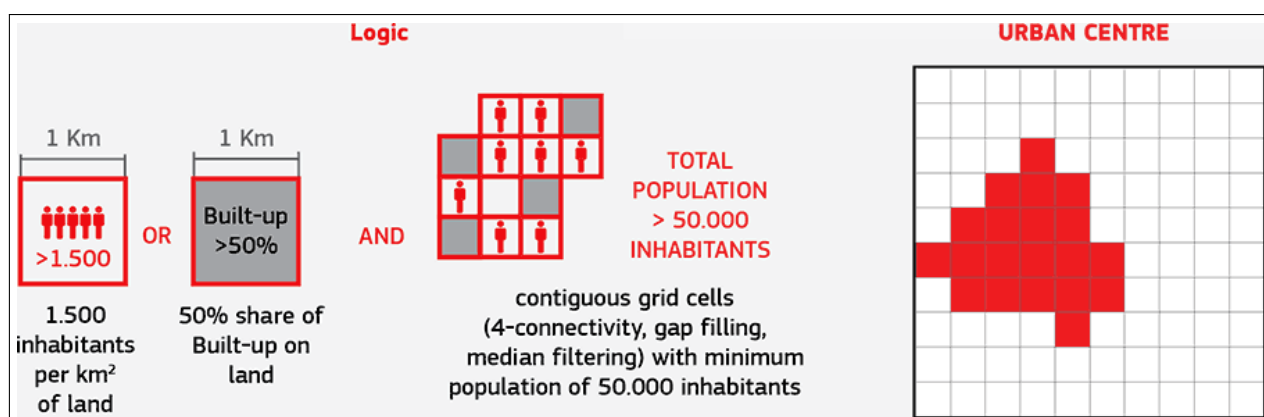


FIGURE 3.10 – Logique de la détection d'une ville selon la méthodologie de GHSL (PESARESI, EHRLICH et FREIRE 2014).

Villages et banlieues un village ou une banlieue est une zone à densité intermédiaire de population, la règle derrière la détection de cette catégorie passe aussi par deux étapes (voir figure 3.11) :

1. Premièrement chaque cellule est considère comme une zone à densité intermédiaire si elle contient plus de 300 habitants et si plus de 3% de la surface de cette cellule est bâtie.
2. Deuxièmement un algorithme agrège ces cellules pour construire des village de plus de 5000 habitants chacun.

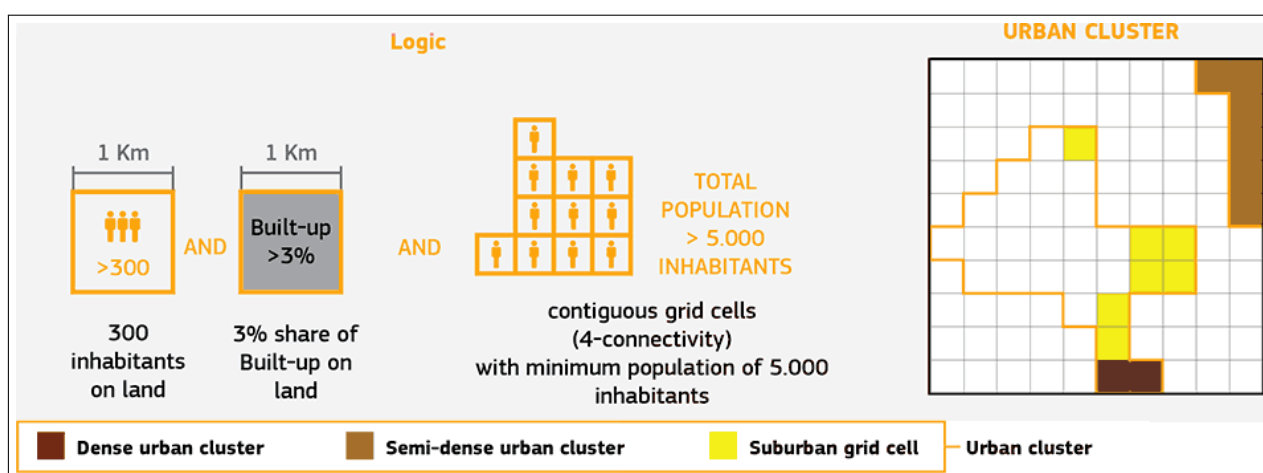


FIGURE 3.11 – Logique de la détection d’une banlieue ou d’un village selon la méthodologie de GHSL (PESARESI, EHRLICH et FREIRE 2014).

Zones rurales une zone rurale est une zone faiblement peuplées. Dans la méthodologie de GHSL une zone rurale peut être une cellule ou un groupe contiguë de cellules qui n’a pas été déjà attribué à l’une des deux classes précédentes (ni ville ni village) qui contient moins de 5000 habitants (voir figure 3.12).

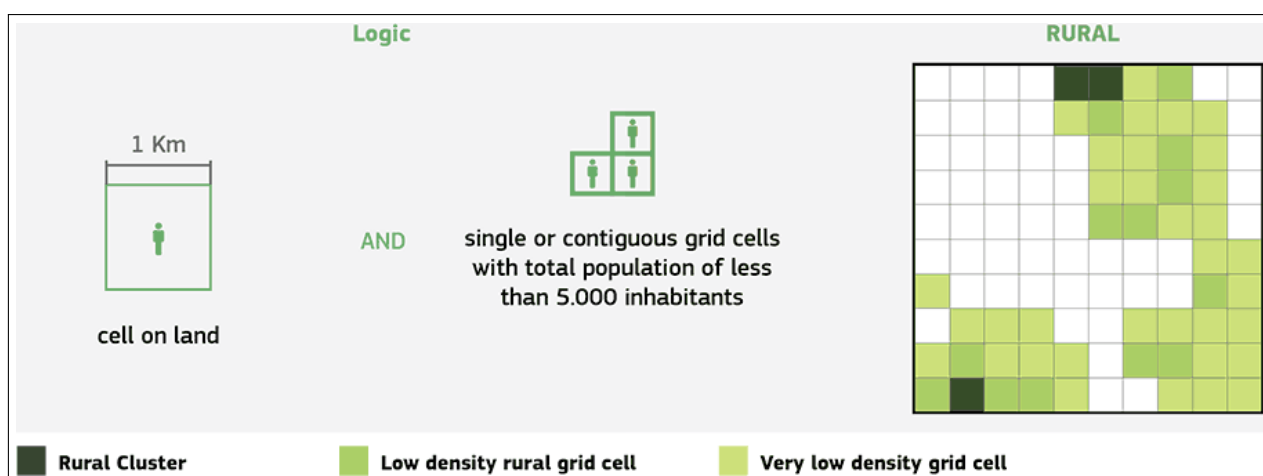


FIGURE 3.12 – Logique de la détection d’une zones rurales selon la méthodologie de GHSL (PESARESI, EHRLICH et FREIRE 2014).

Ainsi pour notre problématique de mesure de vulnérabilité et de risque, on a utilisé une carte produite en 2015 par GHSL. C’est une carte mondiale de 1km^2 de résolution. Chaque pixel est codé par une valeur bien précise représentant le degré d’urbanisation comme montré dans le Tableau 3.4.4. La figure 3.13 montre les différentes classes urbaine de la région de l’Oranais pendant 2015. Il est claire que les centre urbains sont beaucoup plus vulnérables que les zones rurales.

TABLE 3.2 – Classification urbaine.

Code	Signification	Code	Signification
30	Centre urbain	13	Cluster rural
23	Cluster urbain dense	12	Cellule rurale à faible densité
22	Cluster urbain semi-dense	11	Cellule rurale à très faible densité
21	Cellule périurbaine	10	Eau

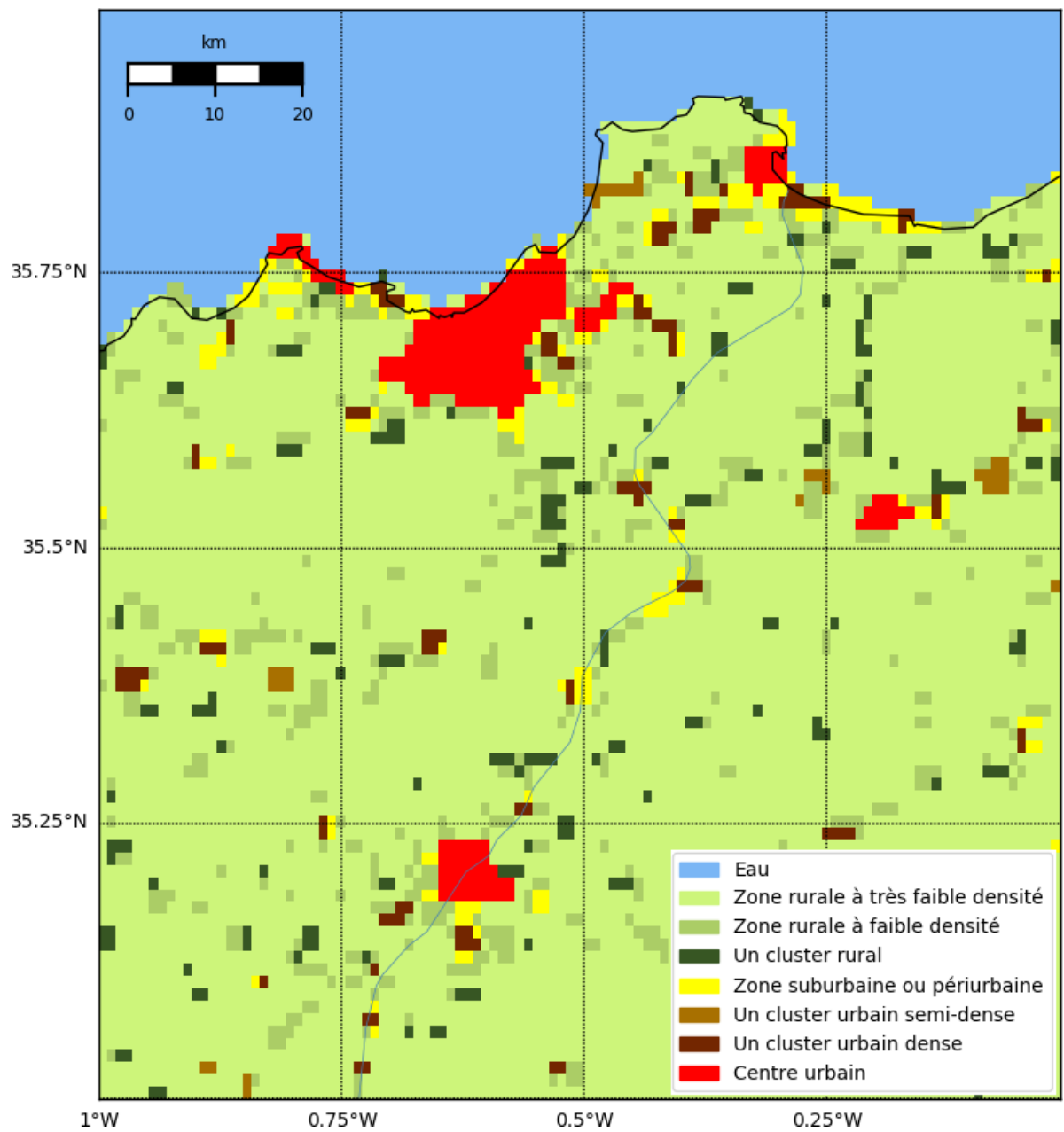


FIGURE 3.13 – Classification urbaine de l'Oranais.

3.4.5 Données d'activité humaine

Depuis l'espace l'être humain a réussi à prendre les images les plus emblématiques de notre planète Terre. Les images satellite continuent de nous étonner avec leurs perspectives uniques. L'image de la NASA **La Terre pendant la nuit** est une image très récente prise par les satellites sous la forme d'une série de plusieurs bandes distinctes post-traitées qui fournissent une vue claire et cohérente des vues nocturnes de toutes les sources de lumières humaines et naturelles qui brillent et qu'on pu les détectées depuis l'espace.

Au cours des 25 dernières années, la NASA a utilisé sa flotte de satellites pour consolider les cartes de lumières que les chercheurs peuvent utiliser pour étudier les tendances démographiques, le développement et les changements de la population à l'échelle mondiale. En réalité, aucun satellite dédié n'a jamais été construit explicitement pour capter et analyser ces lumières, ainsi la production de ce type de cartes est un défi. Cependant il y a quelques années le nouveau satellite DMSP⁵ possédant un capteur adapté pour l'acquisition de la lumière avec une résolution 250 fois meilleure qu'auparavant a rejoint la flotte des satellites de la NASA. De plus les nouveaux algorithmes et la puissante capacité de calcul des ordinateurs ont permis de filtrer la lumière issue du clair de la lune et la poussière atmosphérique, ne laissant passé pratiquement que la lueur de la lumière d'origine humaine (ROMÁN et al. 2018).

Les images satellite de la planète Terre prises pendant la nuit permettent de capter la lumière émise depuis la surface qui correspond essentiellement à l'activité humaine plus quelques phénomènes naturels comme les feux de forêts et les éruptions volcaniques.

Plusieurs travaux ont montré la corrélation entre l'intensité lumineuse issue des carte de la Terre pendant la nuit et :

1. la densité de population ensuite la possibilité de l'utiliser pour estimer cette densité (SUTTON 1997 ; ZHUO et al. 2009),
2. la répartition spatiale de l'urbanisation les grande villes (PARÉS-RAMOS, ÁLVAREZ-BERRIOS et AIDE 2013),
3. la mesure de l'activité économique et sa dynamique spatiale (MELLANDER et al. 2015).

Pour ces raisons nous avons utilisé les cartes de lumières de notre région d'étude pour estimer et prendre en compte l'activité humaine qui n'est pas forcément et complètement expliquée par la densité de population ou l'urbanisation. Ces cartes vont nous permettre de compléter et enrichir le tableau de la vulnérabilité de notre zone concernée.

On a utilisé une carte produite en 2016 par la NASA *Earth Observatory* une carte de 21600×21600 pixels de 500 m^2 de résolution. Chaque pixel est en niveau de gris où le noir (valeur zéro) représente une zone complètement sombre et le blanc (valeur égale à 255) représente une zone hautement illuminée.

La figure 3.14 montre la région de l'Oranais pendant la nuit pour laquelle nous avons normalisé les valeurs de l'intensité lumineuse qui sont à la base comprises entre 0 et 255 à des valeurs normalisées comprises entre 0 et 1. L'inconvénient de cette carte est sa basse résolution. Ainsi pour améliorer cette résolution nous avons utilisé les puissants algorithmes de lissage bidimensionnel des outils des systèmes d'information géographiques (voir la figure 3.14).

5. Defense Meteorological Satellite Program.

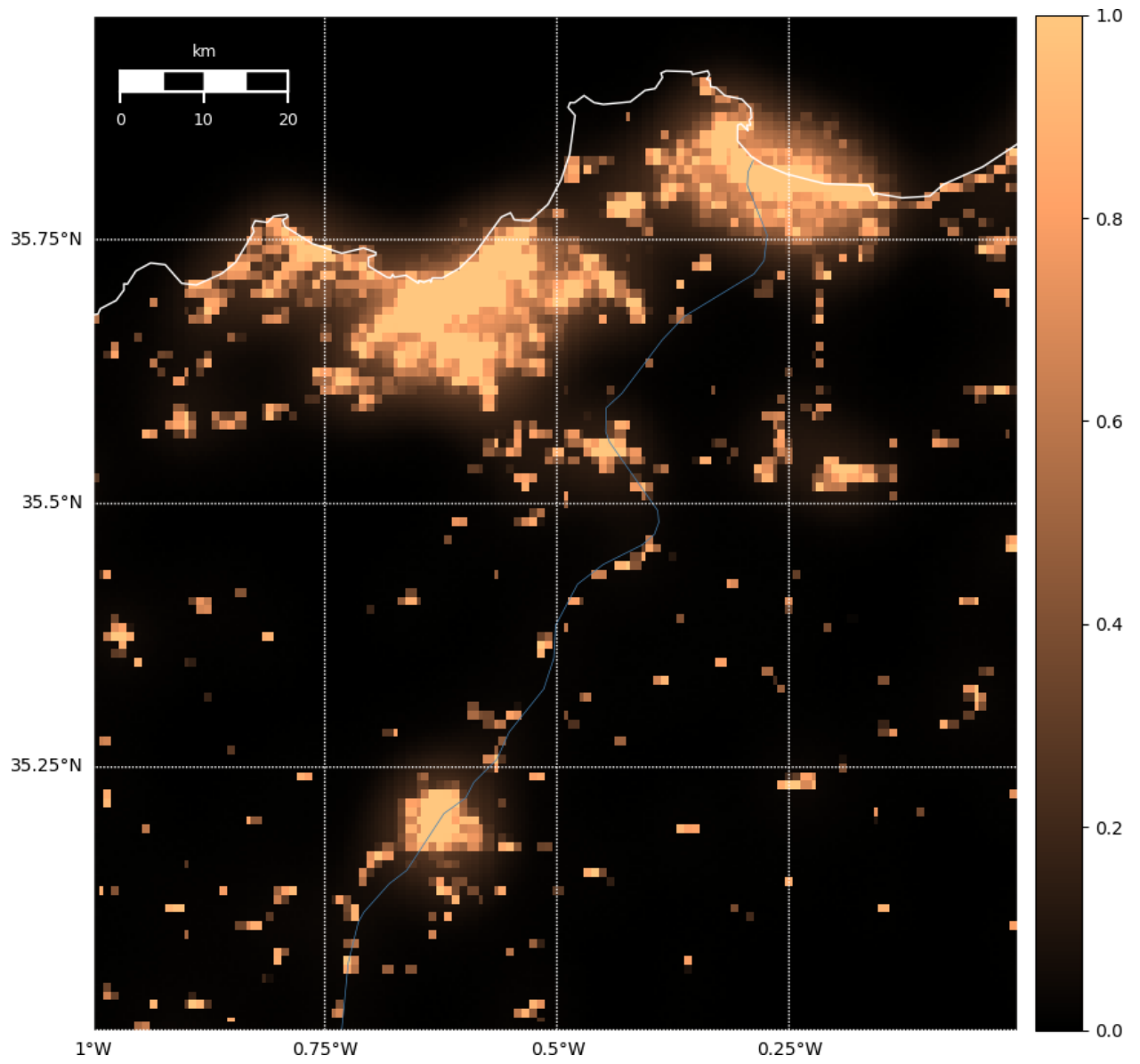


FIGURE 3.14 – Zone oranaise pendant la nuit.

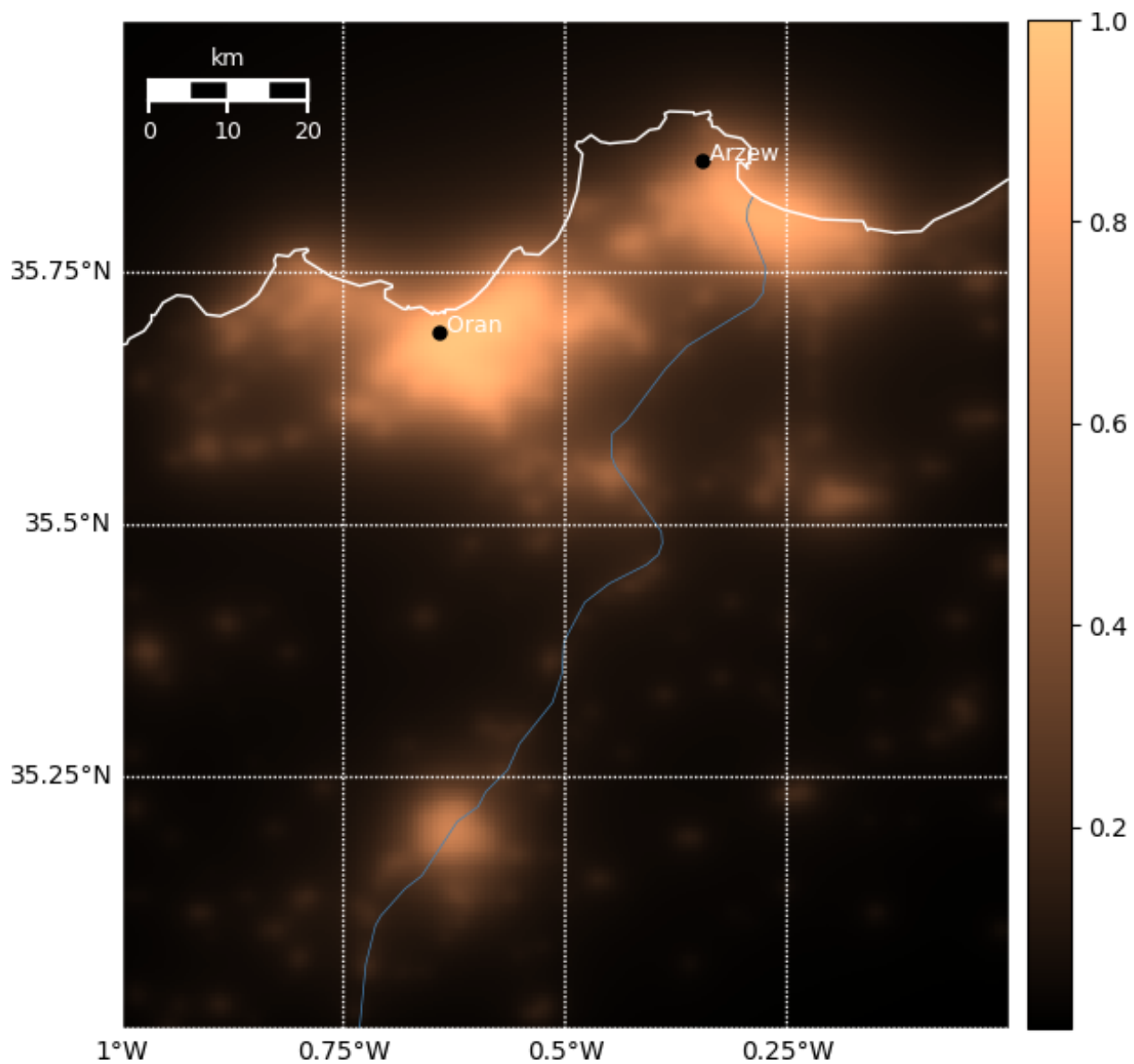


FIGURE 3.15 – Intensité lumineuse lissée sur la zone oranaise pendant la nuit.

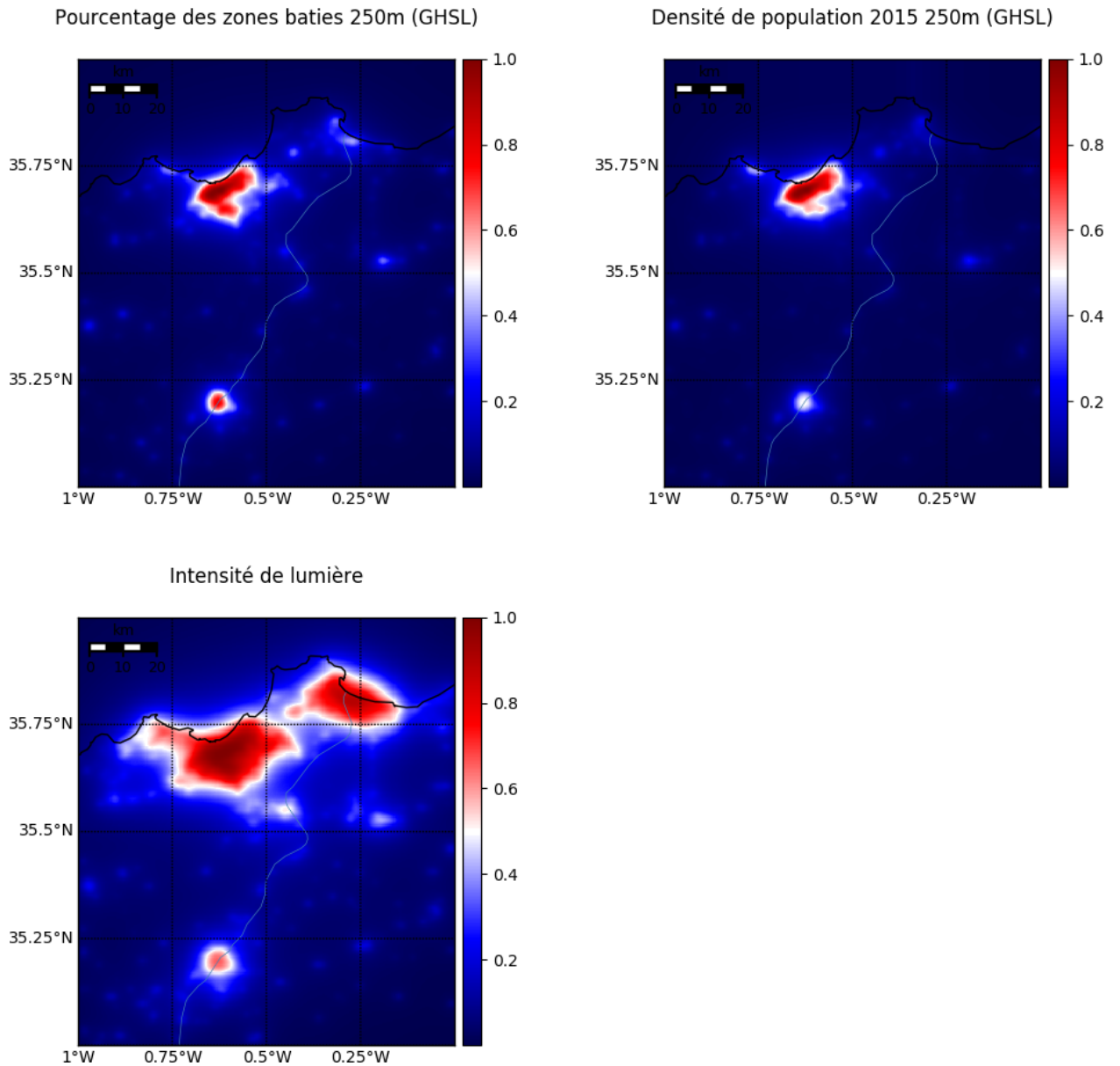


FIGURE 3.16 – Pourquoi prendre en compte l'intensité lumineuse ? La comparaison entre ces trois cartes montrent la répartition spatiale de la densité de population et des zones bâties ne permettent pas de capter l'étendu de l'activité humaine. Par exemple on observe bien que l'intensité lumineuse permet de mettre en évidence l'activité économique liée au port d'Arzew.

3.5 Données de l'aléa sismique

Pour bien cerner l'aléa sismique sur la région d'Oran, on va se baser sur plusieurs sources de données :

1. les évènements sismiques qui se sont produits durant le dernier siècle,
2. les cartes de la PGA produites suites aux travaux de (Youcef BOUHADAD et LAOUAMI 2002) et de (MOHAMED, PELÁEZ et C. CASADO 2004),
3. la carte géologique de (AK YELLES-CHAOUCHE et al. 2004) (voir la figure 1.12) qui va nous permettre d'assigner une valeur moyenne de la vitesse de la propagation des ondes sismiques dans les différentes formations géologiques.

3.5.1 Carte géologique

Dans la Section 3.6 on expliquera notre formulation mathématique pour calculer l'aléa sismique sur la région d'Oran. Pour se faire on aura besoin de prendre en compte l'atténuation de l'énergie sismique issue des différentes sources sismique tout au long de sa propagation dans les roches des différentes formations géologiques. Nous avons trouvé plusieurs cartes géologiques mais on a retenue celle établie par (AK YELLES-CHAOUCHE et al. 2004). Nous avons utiliser les différents algorithmes de segmentation des images et de la numérisation des cartes pour pouvoir :

1. détecter la projection de la carte,
2. caler la carte sur la projection par défaut de toutes les cartes utilisées dans la pile de données à intégrer à savoir EPSG : 4326,
3. détecter la frontière entre les différentes formations géologiques,
4. séparer les différentes formations sur la carte initiale,
5. filtrer les textes et le quadrige existant sur la carte,
6. localiser notre zone d'étude,

La figure 3.17 montre le passage entre la carte géologique de départ et la carte numérisée qui est présentée dans la figure 3.18.

On sait que chaque formation géologique est composée de roches avec des propriétés physiques différentes qui réagissent différemment aux mouvements du sol au moment d'un tremblement de terre. La propriété qui nous intéresse le plus est celle de la vitesse de propagation des ondes sismiques. Le Tableau 3.5.1 donne des valeurs de cette vitesse d'après (MARI, F. GLANGEAUD et COPPENS 2001) pour les principales formations observées dans l'Oranie.

Ces vitesses ont été réparties spatialement avec un algorithme de lissage et de normalisation. La vitesse maximale correspondra à la valeur 1 représentée avec une couleur foncée sur la carte de la figure 3.19 et la valeur minimale correspondra à la valeur zéro représentée avec une couleur claire.

TABLE 3.3 – Vitesse de propagation des ondes sismiques dans les différentes formations géologiques d'après (MARI, F. GLANGEAUD et COPPENS 2001).

Formation	Couleur sur la carte	Roches	Vitesse moyenne
Bassin Miocene	Vert	Calcaire	2000 – 3300
		Calco-marne	
		Facies calcaire	1200 – 2800
		Grès fin	
		Marne	
Plio-Pleistocene	Marron	Algue	2000 – 3300
		Alluvions argileux sableuse limoneuse	
		Calcaire	
		Carapace et terre végétale encroûté	
		Intercalation gréseux gypseux	750 – 1500
		Marne	
Bloc de schistosité	Bleu foncé	Calcaire	2000 – 3300
		Schiste	1450 – 1500
Couverture jurassique-crétacée	Violet	Carbonate calcaire	2000 – 3300
Eau	Bleu clair	-	1450 – 1500

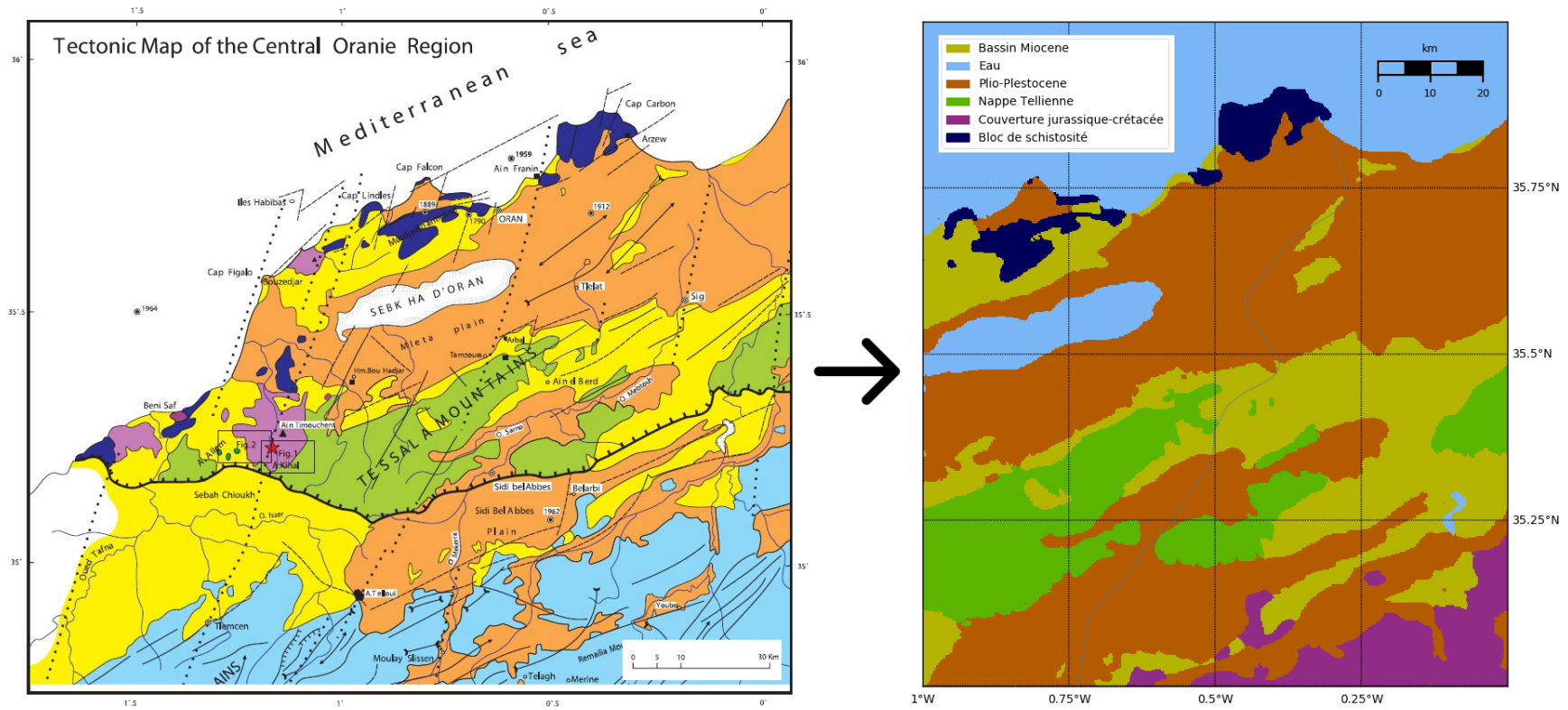


FIGURE 3.17 – Numérisation de la carte géologique de l’Oranie centrale. La légende donne des informations sur l’âge des formations et des structures d’après (FENET 1975) modifiée (AK YELLES-CHAOUICHE et al. 2004) modifiée.

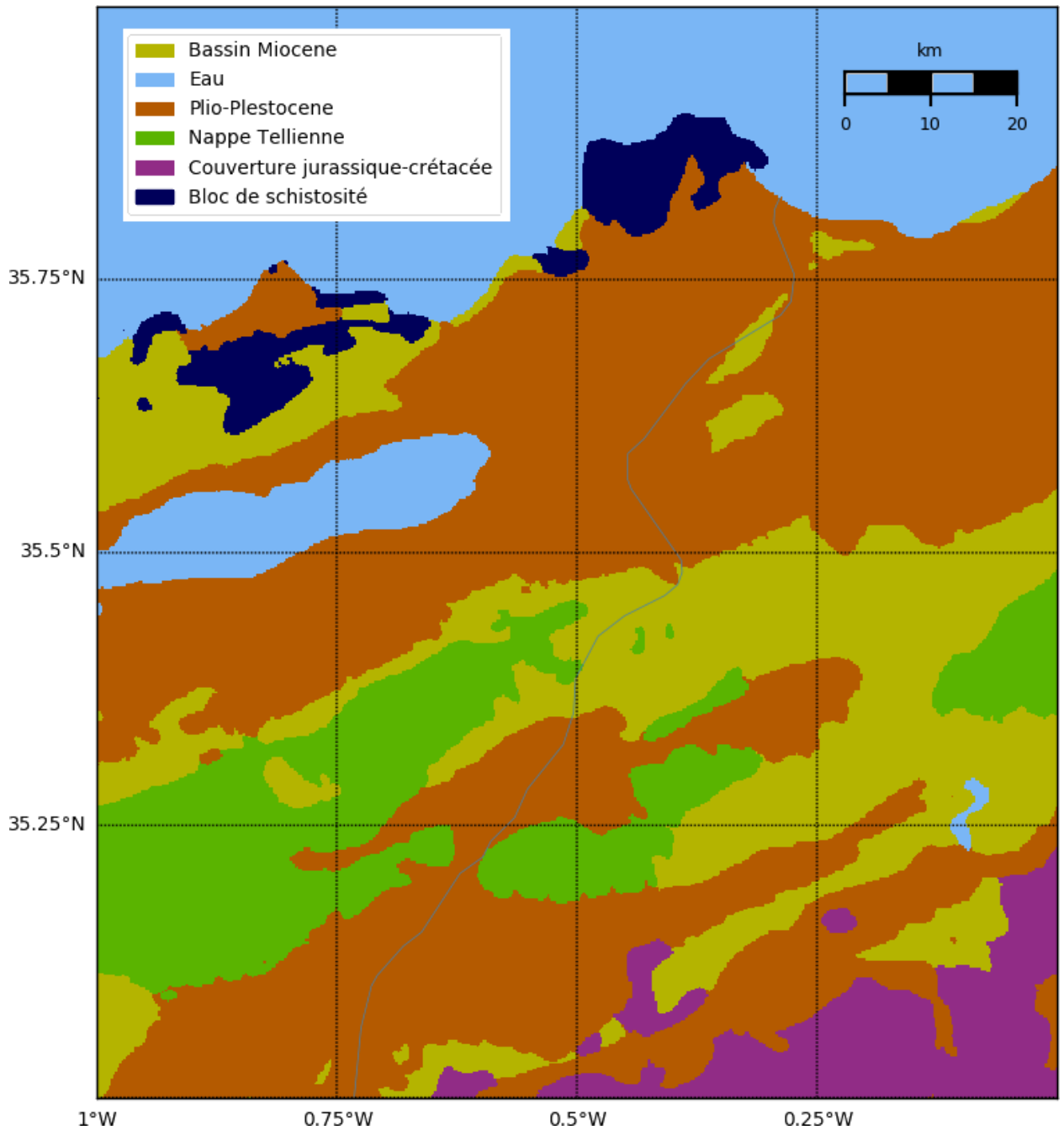


FIGURE 3.18 – Carte géologique numérisée de la zone oranaise. Nous avons délibérément retiré tous les éléments indiquant des plis et des failles (emplacements) ainsi que les caractéristiques structurales (axes de plis et trajectoire de flexion atlantique du Tell) mais nous avons conservé uniquement les formations géologiques pour pouvoir produire la carte de la répartition spatiale de la vitesse de propagation des ondes sismiques afin de pouvoir l'intégrer correctement dans notre modèle mathématique d'estimation des risques sismiques.

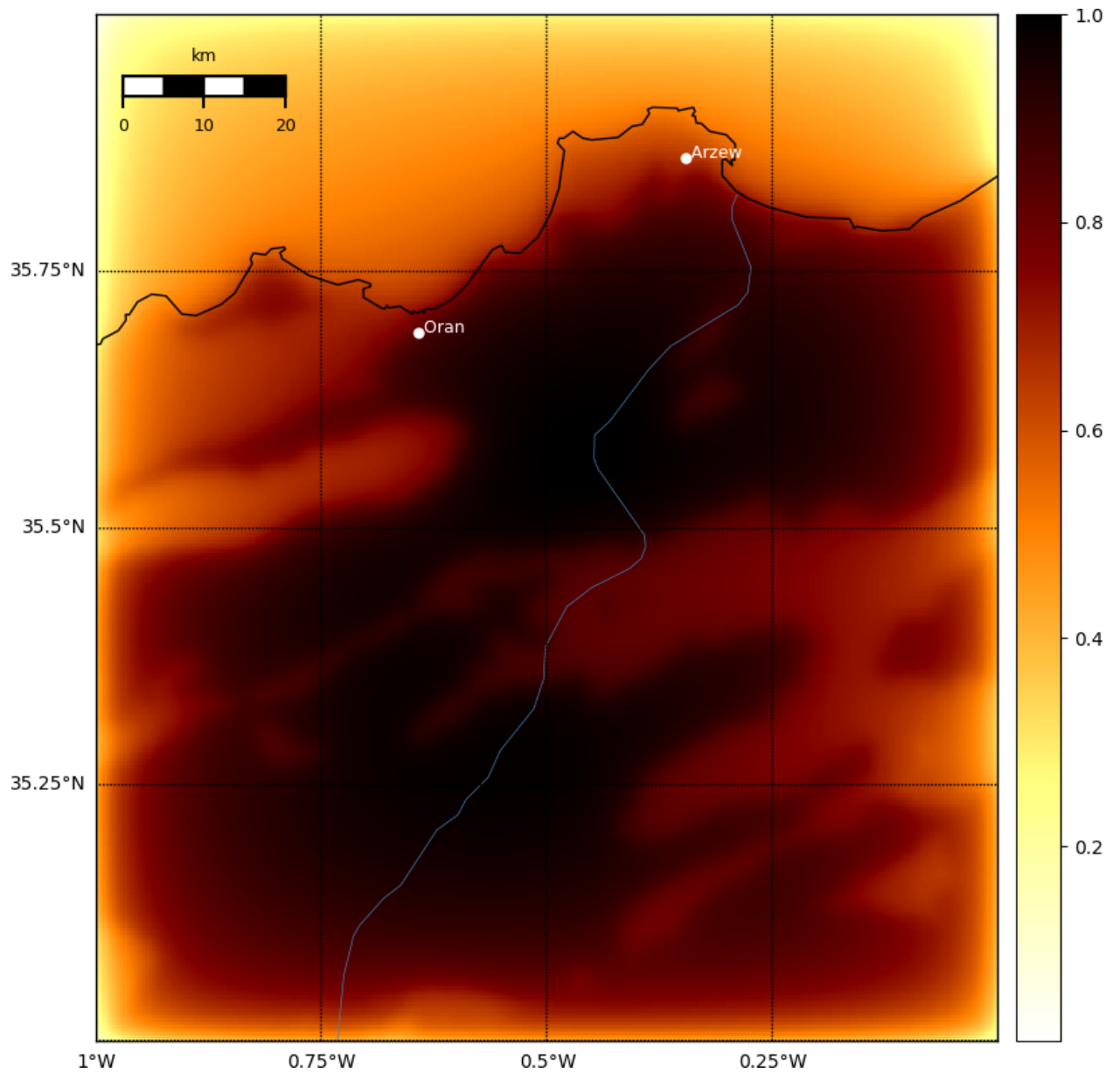


FIGURE 3.19 – Répartition spatiale de la vitesse de propagation des ondes sismiques sur la zone oranaise issu de la numérisation de la carte géologique de (AK YELLES-CHAOUCHE et al. 2004) puis la normalisation de les vitesse de propagation du Tableau 3.5.1.

3.5.2 Carte de la PGA

Pour soutenir et enrichir notre modèle d'évaluation du risque, nous avons aussi pris en compte les travaux publiés dans la littérature scientifique qui donnent la répartition spatiale de la PGA sur le nord algérien. On a considéré principalement deux cartes (voir figure 3.20) :

La carte de (Yucef BOUHADAD et LAOUAMI 2002) qui est plus concentrée sur la région oranaise et qui donne une répartition fine de l'accélération. On s'est basé sur la position des villes de Oran, Mostaganem, Mohammadia et Mascara plus la littorale dessinée sur cette carte pour pouvoir détecter sa projection, puis la numériser et la recalcr selon notre système de projection par défaut (voir la figure 3.21).

La carte de (MOHAMED, PELÁEZ et C. CASADO 2004) qui est plus récente, plus large et qui couvre pratiquement tout le nord de l'Algérie cependant elle donne une répartition moins fine de l'accélération du sol. De même on s'est basé sur la position des villes de Oran, Alger, Tebessa et Laghouat plus la littorale dessinée sur cette carte pour pouvoir détecter sa projection, puis la numériser et la recalcr selon notre système de projection par défaut (voir la figure 3.22).

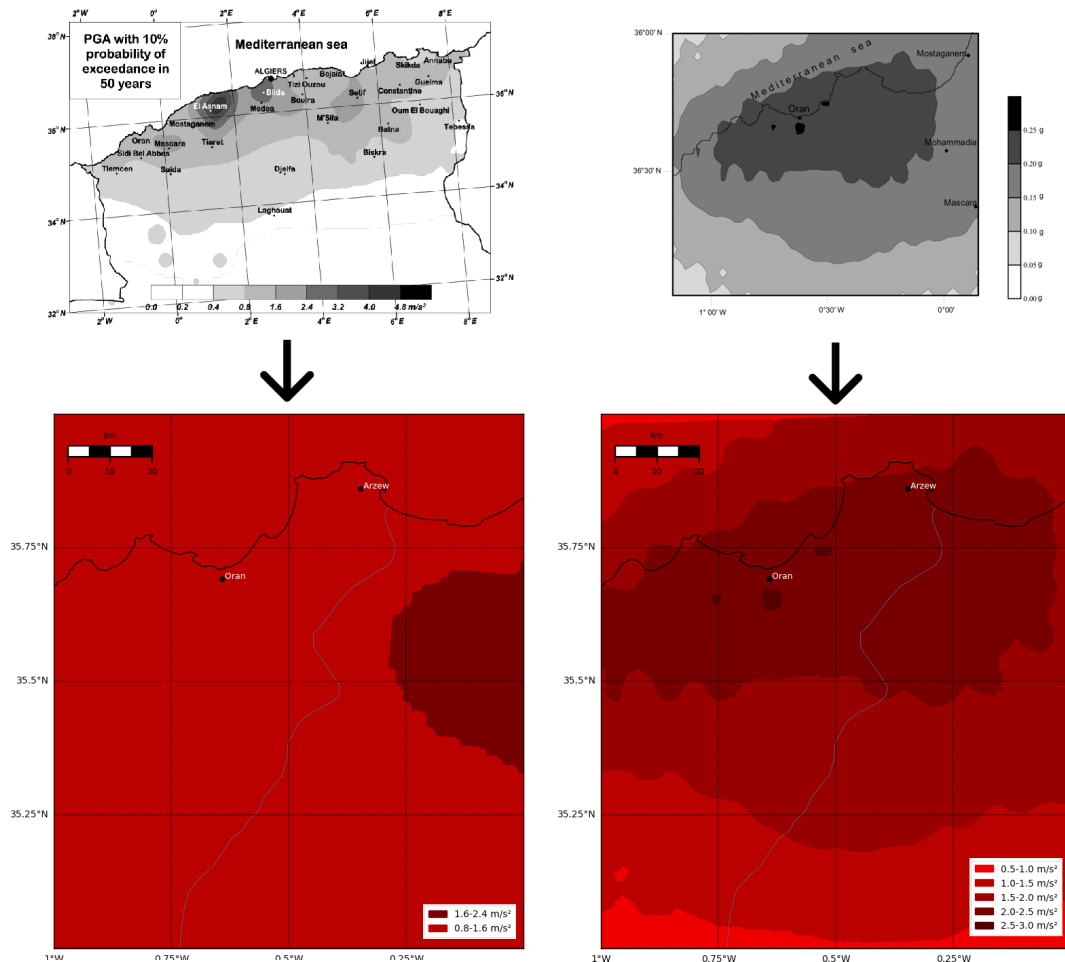


FIGURE 3.20 – Cartes de l'accélération du sol de (Yucef BOUHADAD et LAOUAMI 2002) et de (MOHAMED, PELÁEZ et C. CASADO 2004) recalée et numérisée.

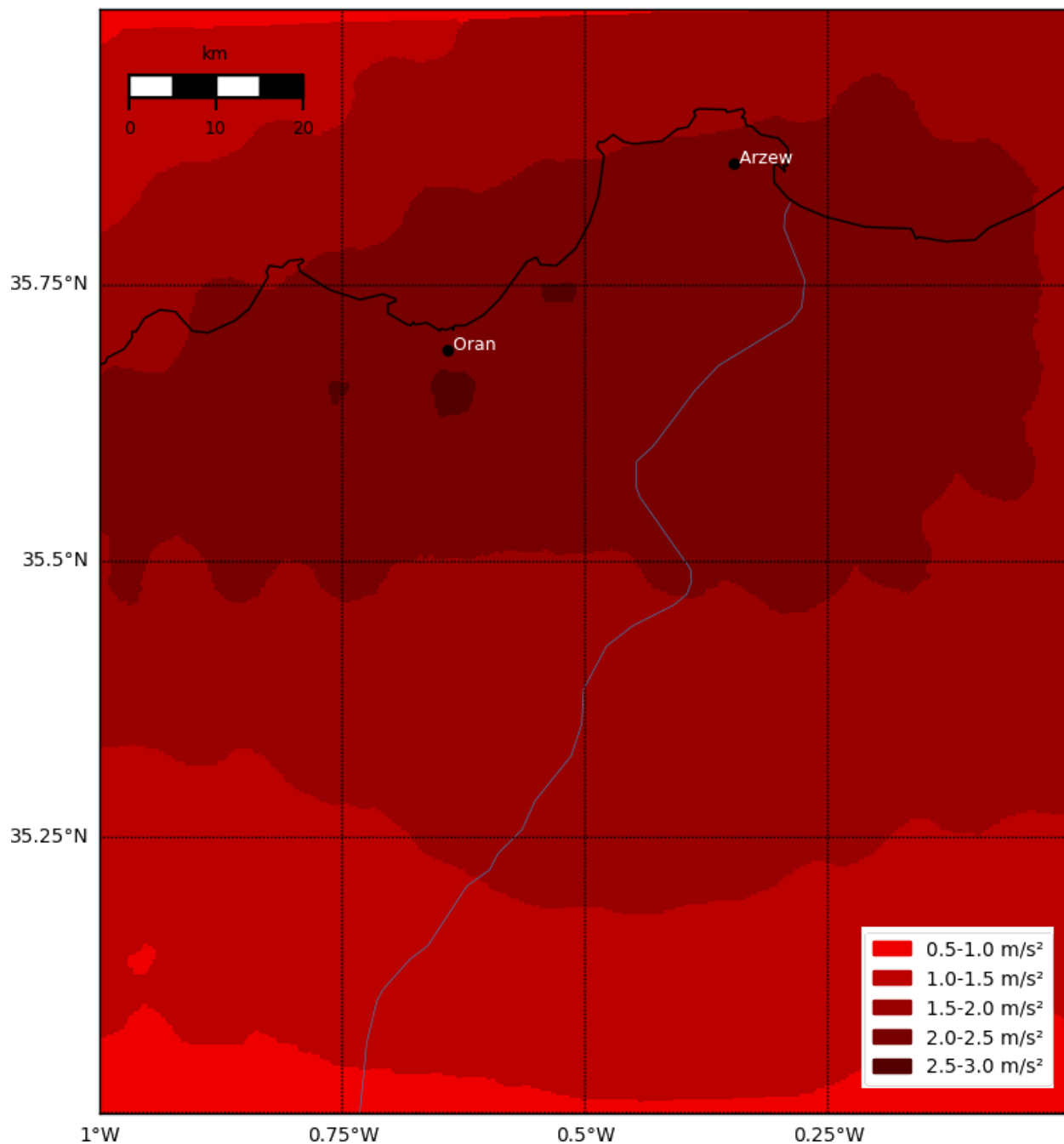


FIGURE 3.21 – Répartition spatiale de l'accélération du sol sur la zone oranaise issu du recalage et la numérisation de la carte de (Youcef BOUHADAD et LAOUAMI 2002).

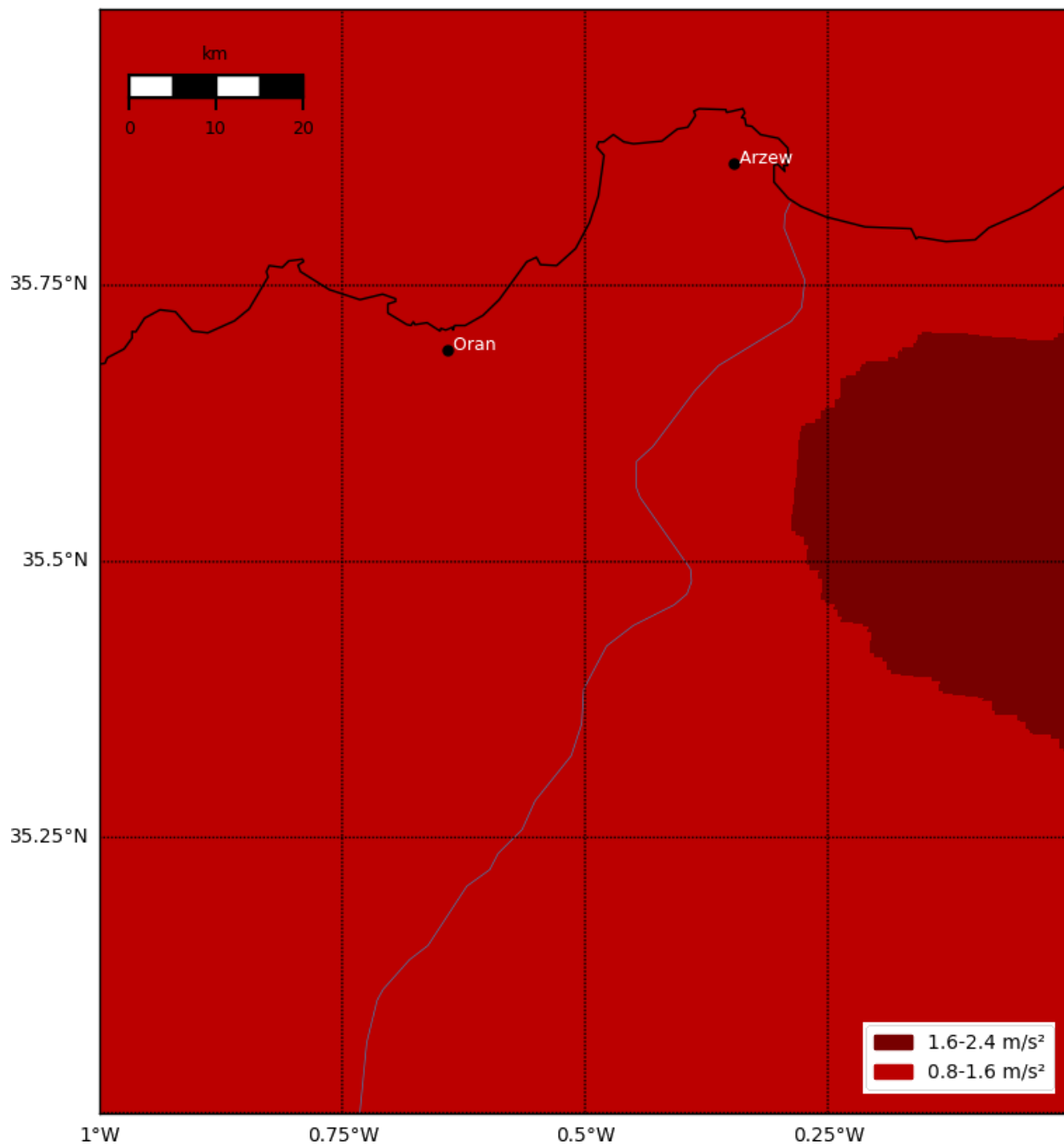


FIGURE 3.22 – Répartition spatiale de l'accélération du sol sur la zone oranaise issu du recalage et la numérisation de la carte de (MOHAMED, PELÁEZ et C. CASADO 2004).

3.5.3 Données sismiques

Bien que les catalogues de tremblements de terre couvrent une période beaucoup plus courte que les périodes paléosmologiques, les enregistrements des tremblements de terre sont indispensables à l'évaluation des risques sismiques. Notre étude utilise des données sismiques de la période instrumentale de 1928 à 2018.

Les données ont été compilées à partir de plusieurs sources et catalogues différents, comprenant principalement :

- CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algérie),
- MDD (Instituto Geográfico Nacional, Espagne),
- CNRM (Centre National de Recherche, Maroc),
- SPGM (Service de Physique du Globe, Maroc),
- CSEM (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen, France),
- LDG (Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, France)
- ISC (International Seismological Centre, Royaume-Uni),
- ISS (International Seismological Summary, Royaume-Uni)
- NEIC (National Earthquake Information Center, les États-Unis d'Amérique),
- CGS (Coast and Geodetic Survey, les États-Unis d'Amérique),
- IDC (International Data Centre, Vienna, Autriche),
- INMG (Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Portugal),
- GFZ (German Research Centre For Geosciences, Allemagne),
- MOS (Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, Russie).

Ces catalogues mentionnent principalement l'instant (la date plus l'heure) de l'évènement sismique, la position de l'épicentre (la longitude et la latitude), la profondeur, et la magnitude. Ces catalogues utilisent des échelles de magnitudes différentes comme :

- M_L : *local magnitude*,
- M_b : *body wave magnitude*,
- M_n : *Nuttli magnitude*,
- M_w : *moment magnitude*,
- M_s : *surface wave magnitude*,
- M_d : *duration magnitude*.

Le tableau 3.5.3 donne la répartition des évènements enregistrés selon les différentes sources et les différentes échelles de magnitudes. Ce tableau donne aussi la période couverte par chaque catalogue.

TABLE 3.4 – Répartition des événements sismiques sur les différentes sources du catalogue sismiques.

	CRAAG	MDD	CSEM	LDG	ISC	NEIC	IDC	CNRM	INMG	MOS	Autres	Total
De	2004	1964	1994	1979	1954	1985	2000	1992	2002	1980	1928	1928
À	2016	2018	2018	2018	2015	2018	2018	2013	2018	2018	2018	2018
M_L	2179	194	834	308	1	8	100	84	130	-	212	4050
M_b	4	924	214	1	231	109	99	-	7	74	280	1943
M_n	-	772	-	-	-	138	-	-	-	-	-	910
M_w	-	278	5	-	-	9	-	5	-	-	78	375
M_s	-	-	-	10	83	8	63	-	-	32	63	259
M_d	-	3	9	4	-	7	-	56	2	-	18	99
Total	2183	2171	1062	323	315	279	262	145	139	106	651	7636

Ces évènements sismiques ne peuvent pas être directement utilisés pour l'évaluation de l'aléa et/ou le risque sismique à cause de plusieurs faiblesses, dont on cite principalement les deux suivantes :

1. L'échelle sismique utilisée pour mesurer la magnitude n'est pas la même pour la totalité des évènements, ainsi on a besoin de faire ce qu'on appelle l'**homogénéisation** des magnitudes, une étape qui consiste à essayer de convertir toutes les échelles utilisées dans les catalogues vers une échelle unique.
2. Les évènements avec une forte magnitude sont généralement tous renseignés dans les catalogues sismiques, cependant plus on remonte le passé on observe que les faibles magnitudes ont moins de chance d'être présents dans les catalogues. Ainsi on a besoin de faire ce qu'on appelle la **complétude** des magnitudes, une étape qui consiste à essayer de fixer pour chaque niveau de magnitude la période pour laquelle on est quasi-sûr que tous les évènements de ce niveau ont été bien renseignés.

3.5.3.1 Opération d'homogénéisation

Un catalogue homogène de tremblements de terre avec une échelle de magnitude uniforme est une condition préalable à une évaluation précise du risque sismique. La Table 3.5.3 affiche un total de 7636 enregistrements pour lesquels plus de 53% des enregistrements sont exprimés en termes de la magnitude locale M_L .

Ainsi, dans ce travail, toutes les autres magnitudes seront converties en magnitude locale. Pour ce faire, les évènements du catalogue dans lesquels plusieurs mesures d'échelle de magnitude ont été données pour le même évènement doivent être pris en compte.

La relation entre M_b et M_L donnée par (D. BENOVAR et al. 1994) (pour la région ibéro-maghrébine) et par (S. L. KRAMER 1996) tend à sous-estimer la magnitude locale pour les petites body magnitudes et ont tendance à surestimer la magnitude locale pour les body magnitudes de grandes valeurs. Donc pour concevoir une relation de conversion plus précise on a utilisé les 764 évènements pour lesquels, simultanément, la body magnitude M_b et la magnitude locale M_L ont été données. Donc on a appliqué une régression linéaire (avec la méthode de la minimisation des

moindres carrés) pour quantifier une relation empirique entre M_b et M_L pour la région d'étude. La figures 3.23 montre les 764 points, les relations trouvées dans la littérature, ainsi que la relation qu'on a réussi à concevoir. On a obtenu la relation suivante :

$$M_L = 0.812M_b + 0.377 \quad (R^2 = 0.576) \quad (3.1)$$

La relation entre M_s et M_L donnée par (D. BENOVAR et al. 1994) (pour la région ibéro-maghrébine) sous-estime la magnitude locale pour les petites magnitudes de surface et surestime la magnitude locale pour les magnitudes de surface de grandes valeur. La relation donnée par (S. L KRAMER 1996) estime bien la magnitude locale pour les petites magnitudes de surface mais surestime la magnitude locale pour les magnitudes de surface de grandes valeur. Donc pour concevoir une relation de conversion plus précise on a utilisé les 111 événements pour lesquels, simultanément, la magnitude de surface M_s et la magnitude locale M_L ont été données. Donc on a appliqué une régression linéaire pour quantifier une relation empirique entre M_s et M_L pour la région d'étude. La figures 3.24 montre les 111 points, les relations trouvées dans la littérature, ainsi que la relation qu'on a réussi à concevoir. On a obtenu la relation suivante :

$$M_L = 0.383M_s + 2.951 \quad (R^2 = 0.512) \quad (3.2)$$

La relation entre M_w et M_L donnée par (S. L KRAMER 1996) sous-estime la magnitude locale pour les petites magnitudes de moments et surestime la magnitude locale pour les magnitudes de moments de grandes valeur. Donc pour concevoir une relation de conversion plus précise on a utilisé les 128 événements pour lesquels, simultanément, la magnitude de moments M_w et la magnitude locale M_L ont été données. Donc on a appliqué une régression linéaire pour quantifier une relation empirique entre M_w et M_L pour la région d'étude. La figures 3.25 montre les 128 points, les relations trouvées dans la littérature, ainsi que la relation qu'on a réussi à concevoir. On a obtenu la relation suivante :

$$M_L = 0.642M_w + 1.536 \quad (R^2 = 0.644) \quad (3.3)$$

La même procédure a été appliquée pour convertir d'autres échelles de magnitude en magnitude locale en évitant les relations de conversion moins précises données dans la littérature comme les formule de SONLEY et ATKINSON 2005 pour la magnitude de Nutti ou la formule de BRUMBAUGH 1989 pour la magnitude de durée. Donc on a appliqué une régression linéaire pour quantifier une relation empirique entre M_n et M_L pour la région d'étude. La figures 3.26 montre les 364 points, les relations trouvées dans la littérature, ainsi que la relation qu'on a réussi à concevoir. On a obtenu la relation suivante :

$$M_L = 0.988M_n + 0.437 \quad (R^2 = 0.658) \quad (3.4)$$

De même on a appliqué une régression linéaire pour quantifier une relation empirique entre M_d et M_L pour la région d'étude. La figures 3.27 montre les 65 points, les relations trouvées dans la littérature, ainsi que la relation qu'on a réussi à concevoir. On a obtenu la relation suivante :

$$M_L = 1.201M_d - 0.689 \quad (R^2 = 0.508) \quad (3.5)$$

Les nouvelles relations empiriques de M_b , M_s , M_w , M_n et M_d sont formulés comme suit (voir figures 3.23, 3.24, 3.25, 3.26 et 3.27) :

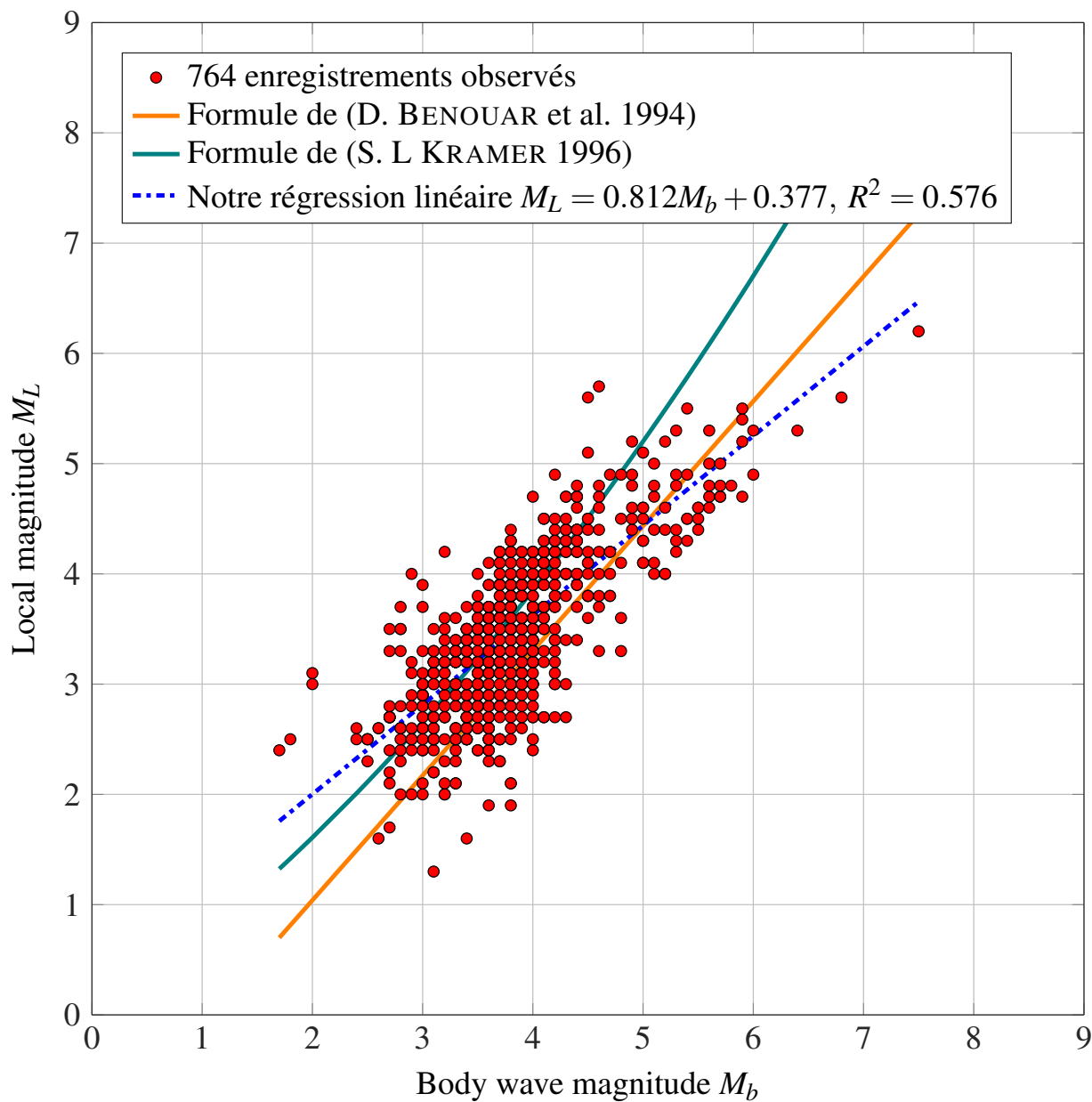


FIGURE 3.23 – Relation empirique entre M_L et M_b .

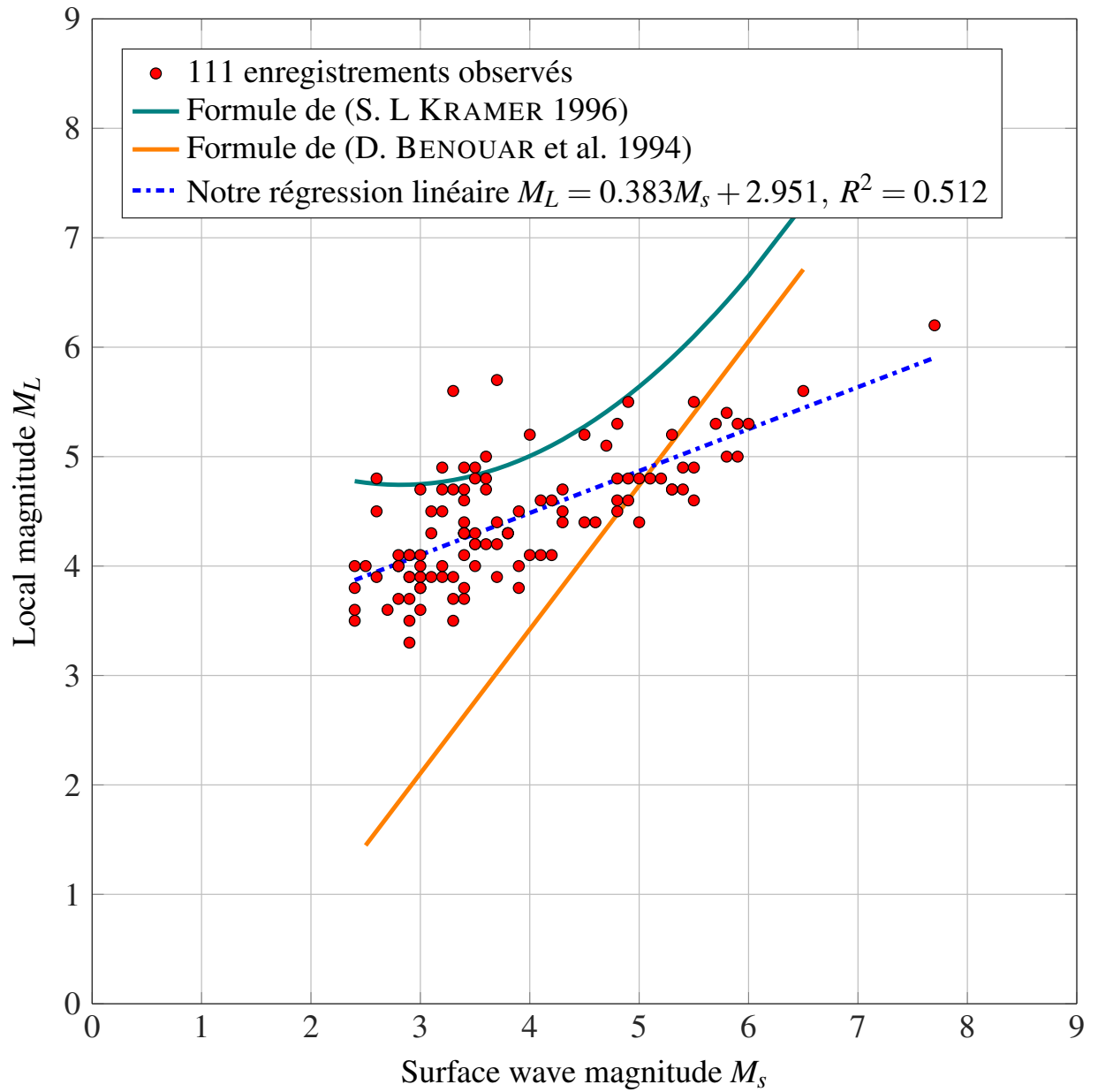


FIGURE 3.24 – Relation empirique entre M_L et M_S .

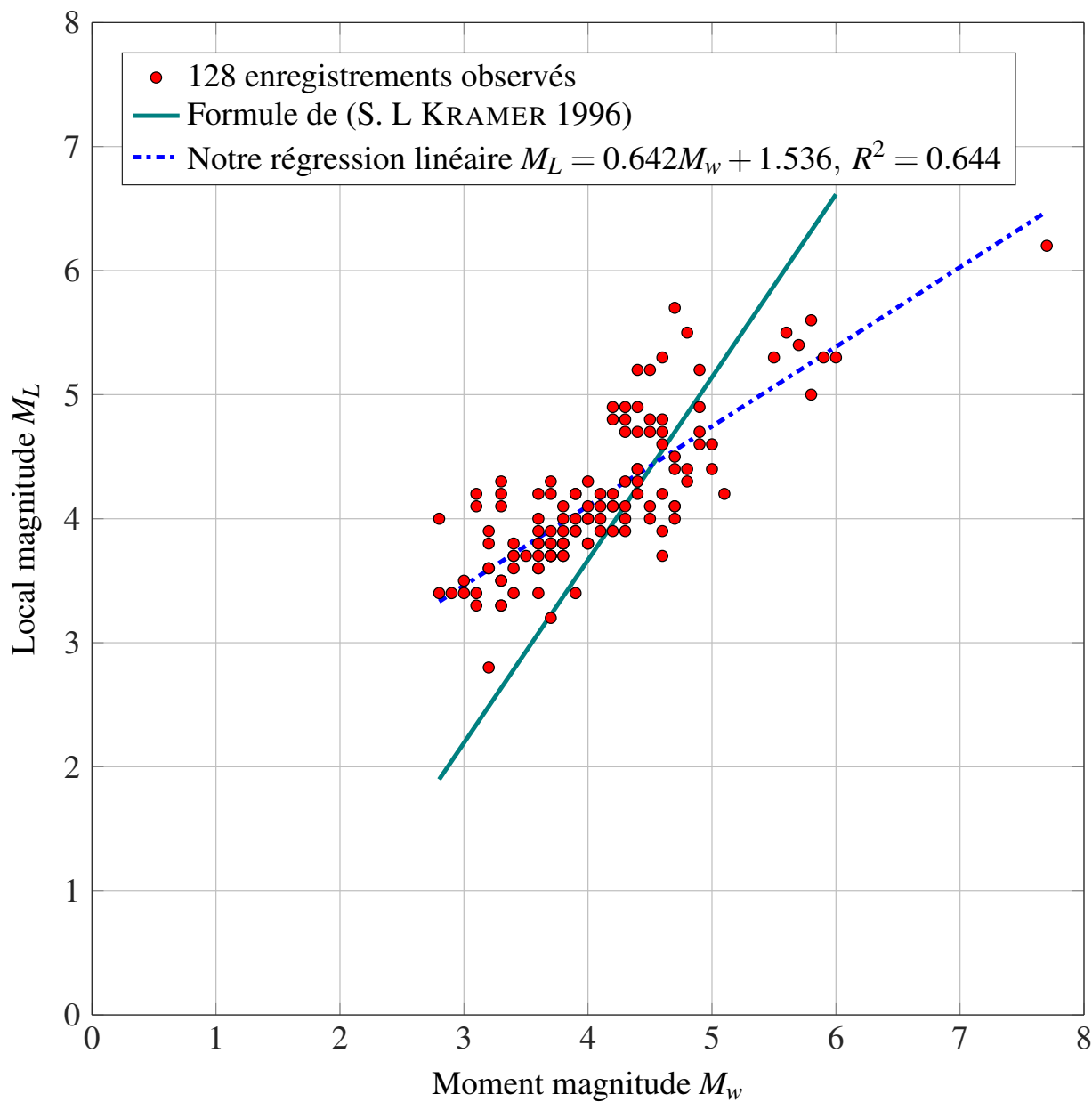


FIGURE 3.25 – Relation empirique entre M_L et M_w .

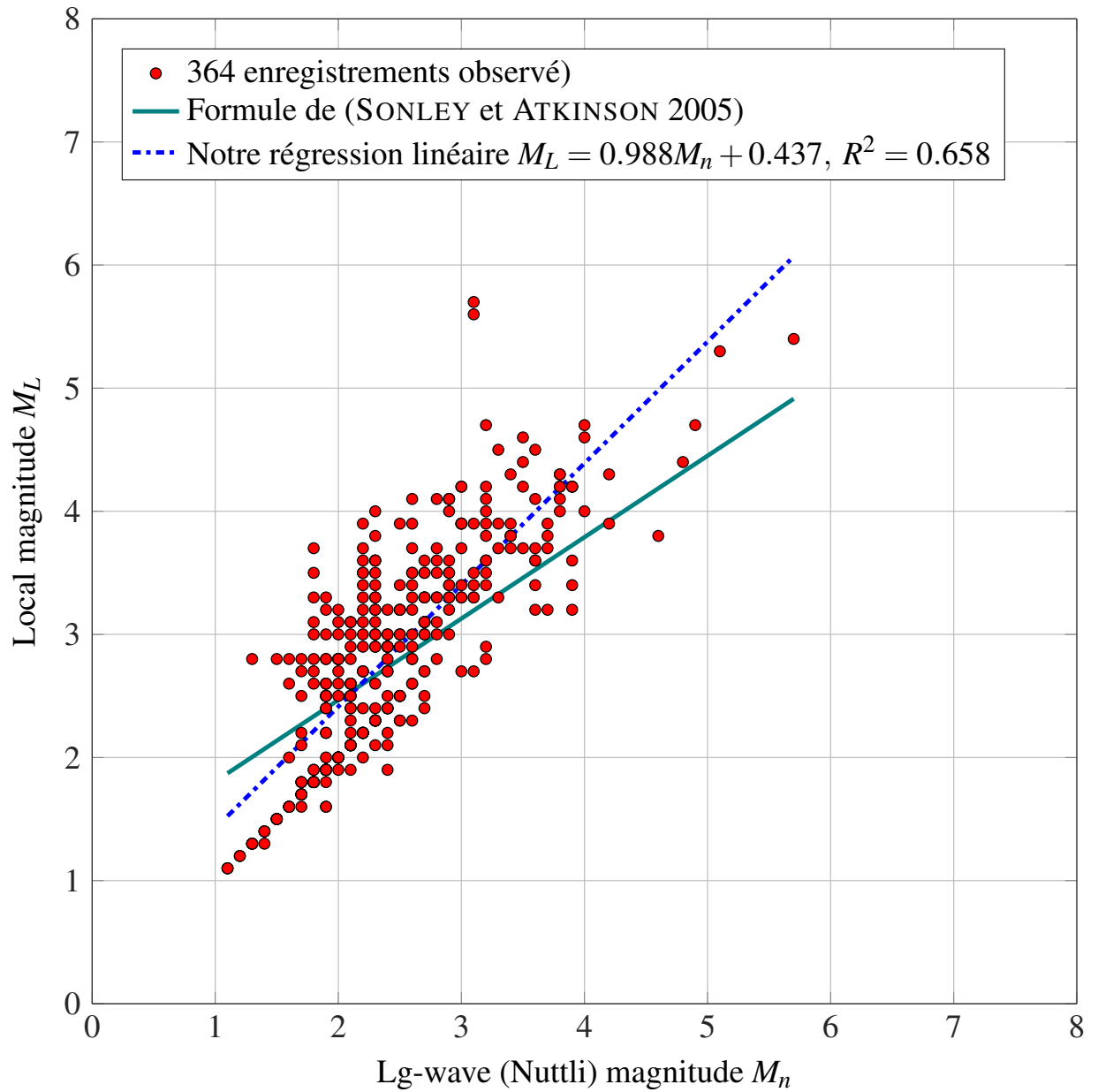


FIGURE 3.26 – Relation empirique entre M_L et M_n .

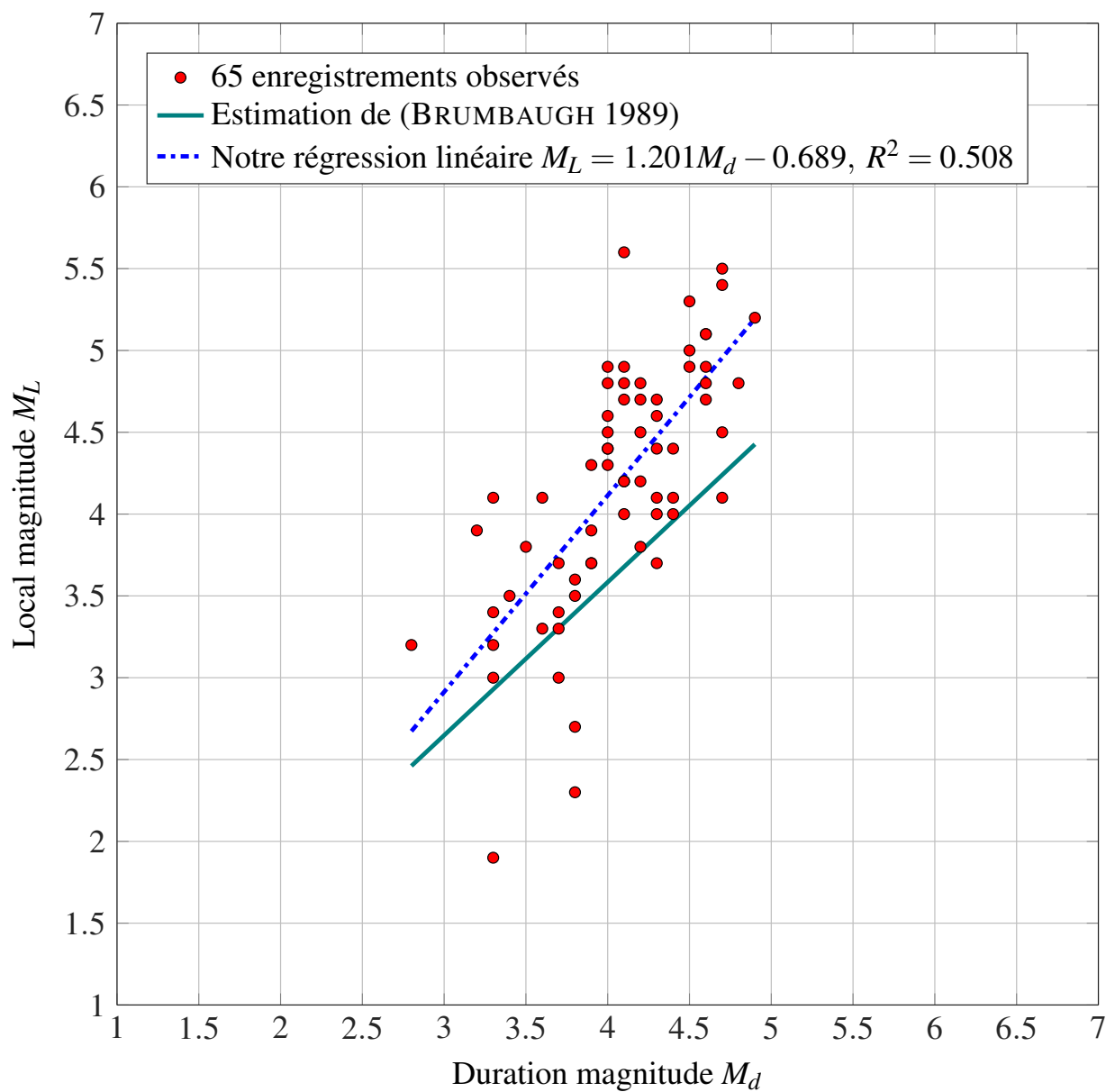


FIGURE 3.27 – Relation empirique entre M_L et M_d .

3.5.3.2 Opération de complétude

L'une des sources les plus importantes d'incertitudes dans les catalogues sismiques est le caractère incomplet des relevés sismiques. Ainsi, la vérification de l'exhaustivité et la complétude des niveaux de magnitudes est une étape primordiale dans l'évaluation des risques sismiques. L'évaluation de l'exhaustivité des données sur les tremblements de terre a généralement été abordée en sismologie et en particulier dans l'évaluation probabiliste des risques sismiques. Par des procédures statistiques, nous pouvons déterminer l'intervalle de temps pour lequel l'ensemble de données est considéré comme complet. Les événements enregistrés avant le début de cet intervalle de temps est considérée comme incomplète et ne convient pas à l'analyse statistique.

L'examen des enregistrements du catalogue sismique montre que la distribution des événements par ordre de grandeur de la magnitude n'est pas homogène dans le temps. Les événements sismiques avec de fortes magnitudes sont généralement tous renseignés dans les catalogues sismiques que ce soit pour les années récentes ou les années les plus anciennes. Par contre, on observe que les faibles magnitudes ont moins de chance d'être présents dans les catalogues pour les anciennes années.

Plus on remonte le passé plus on observe que les faibles magnitudes ont moins de chance d'être présents dans les catalogues. Ainsi on a besoin de faire ce qu'on appelle la **complétude** des magnitudes, une étape qui consiste à essayer de fixer pour chaque niveau de magnitude la période pour laquelle on est quasi-sûr que tous les événements de ce niveau ont été bien renseignés.

Les travaux sur cette question et sur les approches statistiques utilisées pour l'évaluation de la complétude des données sismiques ont commencé avec l'article de (STEPP 1972).

Soit λ le taux moyen d'occurrence des séismes. Déterminer λ à partir de la totalité de l'ensemble de la période (de 1928 à 2018) conduit à de graves sous-estimations de λ pour les magnitudes moyennes et faibles, car la période est très longues et une partie importantes des événements de faible magnitudes ne sont pas forcément enregistrés durant cette période. Cependant, déterminer λ à partir des événements d'une période plus courte et récente dans laquelle tous le événements sismiques ont été reportés conduit à de graves sous-estimations de λ pour les magnitudes fortes, car ces dernières sont beaucoup moins fréquentes dans le temps et ne sont par forcément présentes dans la période courte et récente.

Pour résoudre ce problème, l'approche suggérée par (STEPP 1972) a été appliquée pour déterminer l'intervalle de temps adéquat pour chaque classe de magnitude en sorte que chaque intervalle de temps doit comporter une liste exhaustive et complète des événements de la classe de magnitude en question.

Ainsi, les données sismiques sont regroupées en quatre classes de magnitude :

- $M_L < 3$,
- $3 \leq M_L < 4$,
- $4 \leq M_L < 5$ et
- $M_L \geq 5$.

Avec un intervalle de temps d'un an, le nombre moyen d'événements par an dans chaque plage de magnitude doit être déterminé.

Pour une plage de magnitude donnée, soient k_1, k_2, \dots, k_T le nombre d'événements produits

pour les années $1, 2, \dots, T$. Donc le taux d'occurrence moyen pour cet échantillon sera :

$$\lambda = \frac{1}{T} \sum_{i=1}^T k_i \quad (3.6)$$

où T est le nombre d'année. La variance est donnée par : $\sigma_\lambda^2 = \frac{\lambda}{T}$ où T est la durée de l'échantillon. Si λ est constant, alors l'écart type σ_λ varie selon $\frac{1}{\sqrt{T}}$. Ainsi, pour chacun des quatre intervalles de magnitudes définis précédemment, le nuage de points représentant l'écart type du taux d'occurrence moyen σ_λ en fonction de la longueur de l'échantillon T compose une ligne presque tangente avec une droite de pente de $\frac{1}{\sqrt{T}}$. La distance entre le nuage de points et la droite tangente permet d'indiquer la date antérieure jusqu'à laquelle une plage de magnitude particulière peut être considérée comme complète (voir la figure 3.28).

L'analyse de la stabilité de l'écart type montre que la durée de complétude est courte pour les séismes les plus petits et plus long pour les séismes de grande magnitude. La figure 3.28 montre un test de complétude typique, dans lequel on présente σ_λ l'écart type du taux annuel moyen du nombre d'événements sismiques en fonction de T la taille de la période. Comme présenté dans la Table 3.5.3.2, l'analyse de la complétude montre que les données sont complètes pour les tranches $M_L < 3$, $3 \leq M_L < 4$, $4 \leq M_L < 5$ et $M_L \geq 5$ pour les 15, 20, 50 et 90 dernières années, respectivement.

TABLE 3.5 – Intervalle de complétude pour la région nord-ouest de l'Algérie

Classe de magnitude	Période de complétude	Durée
$1 \leq M_L < 3$	2003-2018	15 années
$3 \leq M_L < 4$	1998-2018	20 années
$4 \leq M_L < 5$	1968-2018	50 années
$5 \leq M_L$	1928-2018	90 années

3.5.3.3 Seuil de magnitude de complétude

Une fois les données sismiques sont homogénéisées et complétées, le seuil d'amplitude de complétude M_c , est défini comme la magnitude la plus basse au-dessus de laquelle tous les événements d'une région donnée sont détectés et figurent dans la partie complète du catalogue. La valeur M_c est obtenue par une analyse basée sur la régression linéaire sur la distribution fréquentielle des magnitudes. M_c est le seuil à partir duquel les données s'écartent d'une ligne droite (WIEMER et WYSS 2000). La figure 3.29 exprime la relation entre la magnitude et la fréquence des séismes dans la région considérée. Le seuil de complétude obtenu à partir de la période complète semble se situer autour de 2.5. Ainsi, la valeur du seuil de complétude local de la magnitude a été choisie comme $M_c = 2.5$.

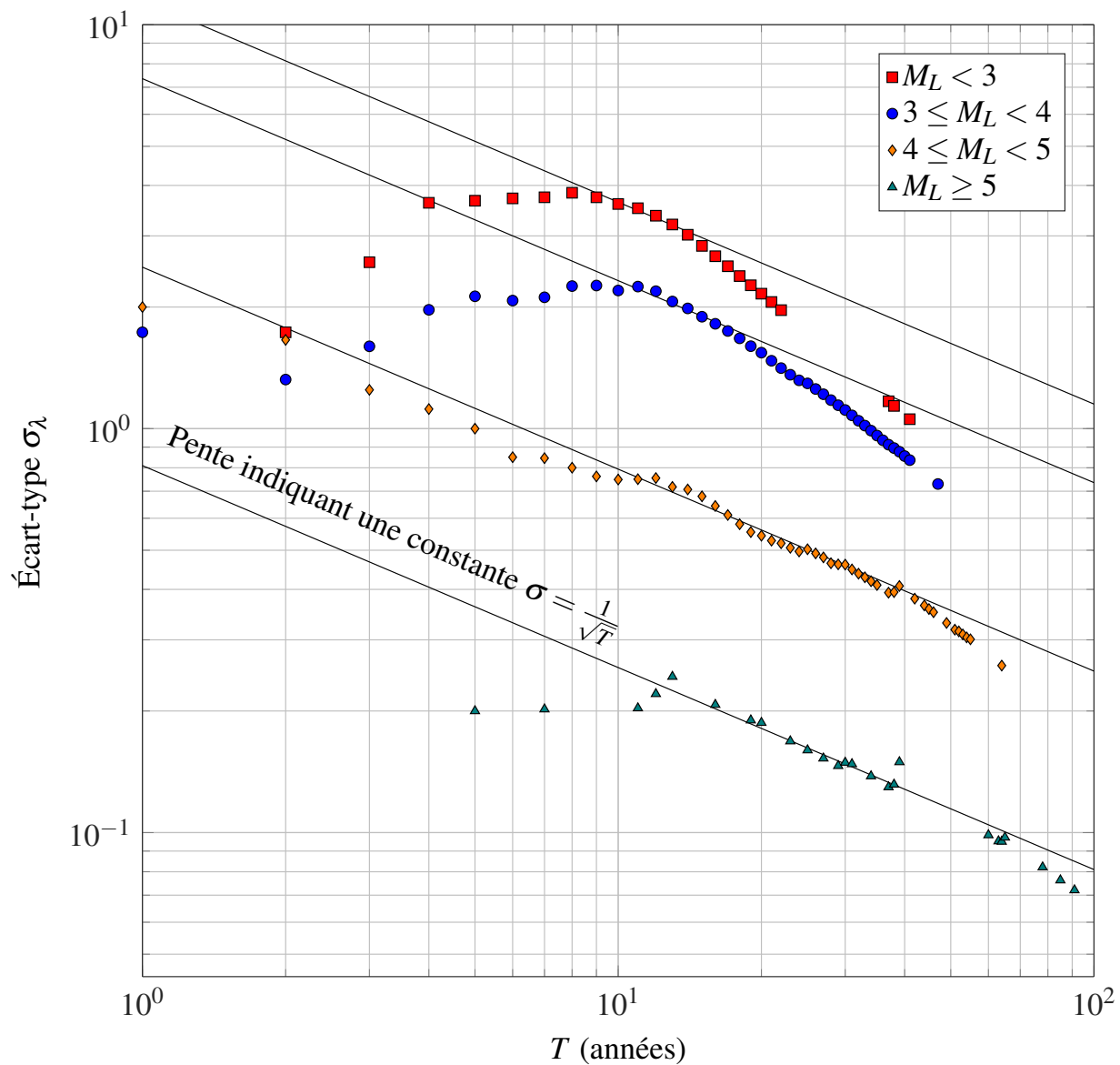


FIGURE 3.28 – Analyse de complétude basée sur la méthode (STEPP 1972)

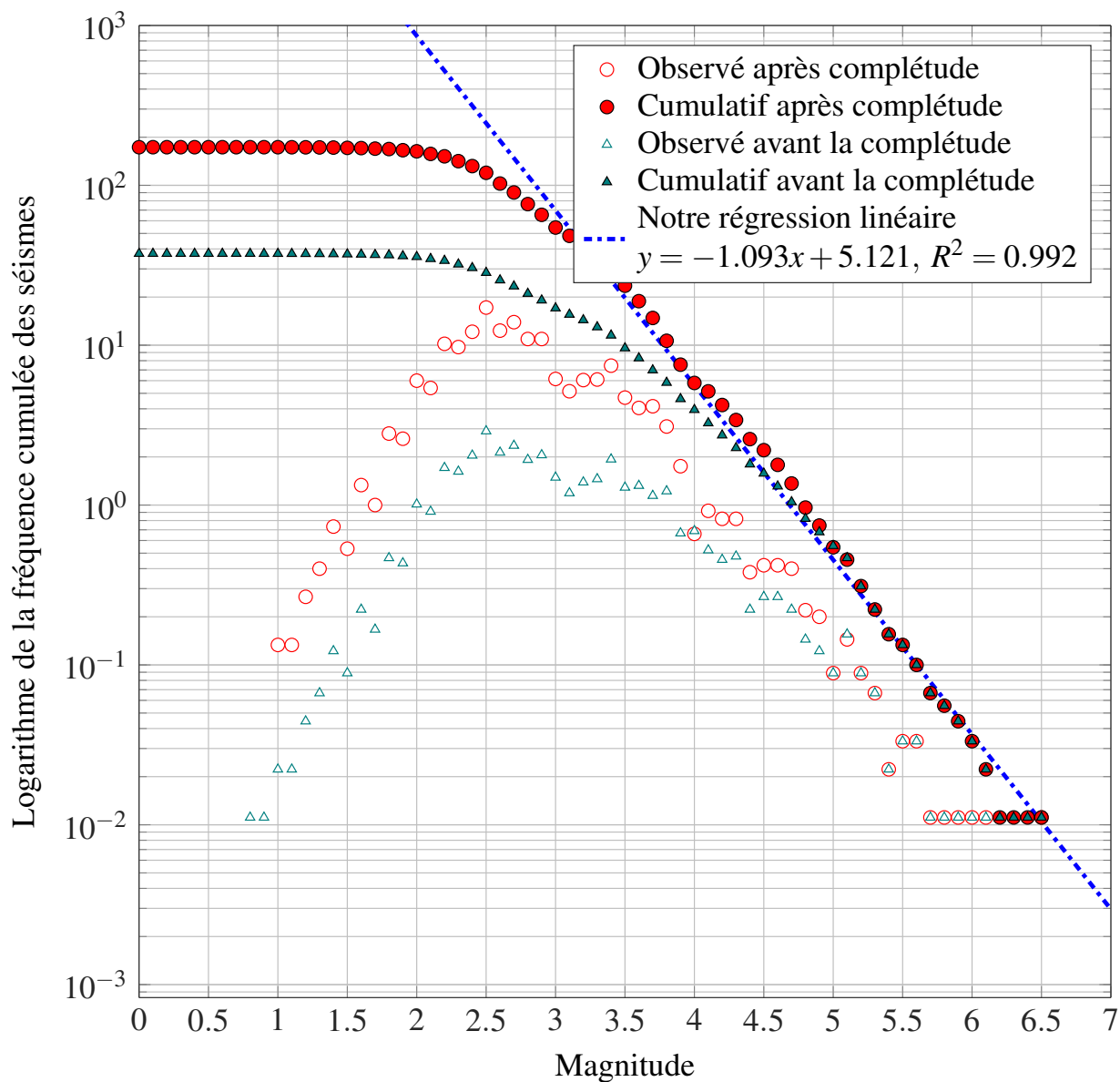


FIGURE 3.29 – Loi Gutenberg Richter pour le nord-ouest de l’Algérie. La relation entre la magnitude et la fréquence des séismes dans notre région est utilisée pour trouver la magnitude de seuil M_c .

3.6 Calcul du risque

Dans ce chapitre on propose et on présente notre modèle mathématique qui permettra l'estimation du risque géologique dans une zone donnée en se basant sur un ensemble de données multi-sources. Les données sismiques dont on dispose regroupent plusieurs centaines de points sismiques. Chaque point est en réalité l'épicentre d'un événement sismique qui est représenté dans le catalogue régional de la sismicité par :

1. latitude et longitude de l'épicentre,
2. la date de l'événement sismique,
3. la magnitude du tremblement.

Il est clair que le risque sismique dépend essentiellement de :

1. la magnitude mg : un événement de magnitude 7 sur l'échelle de Richter est beaucoup plus risqué qu'un événement de magnitude 6.
2. la distance d : plus on est proche de l'épicentre plus le risque est élevé.
3. l'occurrence : une région dans laquelle se produit plus d'événement sismique est considérée plus risquée qu'une région dans laquelle se produit moins d'événement sismique.
4. la densité de population : une région dans laquelle se concentre plus d'habitants est considérée plus risquée qu'une région dans laquelle la densité de population est moins élevée.
5. l'urbanisme : une zone urbanisée est sûrement vue comme une zone à risque plus élevé.
6. la nature du sol : l'énergie dégagée par un séisme se propage dans le sol et le fait accélérer. Cependant, cette accélération s'affaiblit en s'éloignant de la source du séisme : c'est ce qu'on appelle le phénomène de **l'atténuation sismique**. Cette atténuation varie selon la nature de la roche dans laquelle se propagent les ondes sismiques diffusant l'énergie sismique dégagée par le tremblement de terre.

En prenant en considération ces dernières propriétés, on propose une méthode nous permettant d'estimer puis visualiser le risque sismique sur notre région d'étude.

D'abord on a fixé une zone (une région rectangulaire) assez grande permettant d'inclure la totalité des épicentres des événements sismiques enregistrés dans le catalogue régional. Ensuite on a appliqué un maillage régulier de la région d'étude en cellules carrées avec une résolution donnée. Après, nous avons calculé pour chaque cellule de la zone l'accumulation des risques issus de chaque épicentre de chaque événement sismique.

Étant donné :

1. un épicentre e_i d'un événement sismique de magnitude mg_i , avec les coordonnées latitude/longitude (φ_i, λ_i)
2. une cellule p_j sur la région d'étude avec les coordonnées de son centre latitude/longitude (φ_j, λ_j) ,
3. d_{ij} est la distance entre p_j et e_i , on utilisera la formule de haversine pour évaluer cette distance :

$$d_{ij} = 2 \times r \times \arcsin \left(\sqrt{\sin^2 \left(\frac{\varphi_j - \varphi_i}{2} \right) + \cos(\varphi_i) \cos(\varphi_j) \sin^2 \left(\frac{\lambda_j - \lambda_i}{2} \right)} \right)$$

avec r le rayon de la terre,

4. ρ_j est la densité de population dans la cellule p_j ,
5. v_j est un facteur qui reflète l'importance de l'urbanisation dans la cellule p_j . Ce facteur est plus important pour les constructions sensibles, les ponts, les hôpitaux,...
6. c_j est un facteur qui reflète selon le type du sol de la cellule p_j l'atténuation de l'énergie sismique sur la cellule p_j .
7. μ_{ij} est un facteur qui reflète l'atténuation énergétique du passage de l'onde sismique par l'ensemble des cellules qui séparent linéairement l'épicentre de l'évènement sismique au centre de la cellule p_j notées par $p_{r_1}, p_{r_2}, \dots, p_{r_m}$. Ce facteur peut être évalué par :

$$\mu_{ij} = \prod_{k=1}^m c_{r_k}$$

Dans ce cas le risque sismique sur la cellule p_j par rapport à l'évènement e_i est évalué par la formule :

$$Risque(p_j)|_{\{e_i\}} = \frac{mg_i \times (\rho_j + v_j) \times \mu_{ij}}{d_{ij}^2}$$

Cette formule estime la part du risque de l'évènement sismique e_i sur la cellule p_j .

Maintenant, pour deux évènements sismiques :

1. e_1 de magnitude mg_1 ,
2. e_2 de magnitude mg_2 ,

le risque sismique cumulé sur la cellule p_j par rapport aux évènements e_1 et e_2 est évalué par :

$$Risque(p_j)|_{\{e_1, e_2\}} = Risque(p_j)|_{\{e_1\}} + Risque(p_j)|_{\{e_2\}} \quad (3.7)$$

$$= \frac{mg_1 \times (\rho_j + v_j) \times \mu_{1j}}{d_{1j}^2} + \frac{mg_2 \times (\rho_j + v_j) \times \mu_{2j}}{d_{2j}^2} \quad (3.8)$$

$$= \frac{(\rho_j + v_j)}{c_j} \left(\frac{mg_1}{d_{1j}^2} + \frac{mg_2}{d_{2j}^2} \right) \quad (3.9)$$

Maintenant nous allons généraliser cette formule pour un nombre quelconque d'évènements sismiques. Étant donnés :

1. un ensemble d'évènements sismiques $e_1, e_2 \dots e_n$,
2. de magnitude respectives $mg_1, mg_2 \dots mg_n$
3. une cellule p_j sur la région d'étude avec une distance d_{ij} entre la cellule et chacune des épicentre des évènements sismiques e_i ,

par rapport aux évènements sismiques $e_1, e_2 \dots e_n$, le risque sismique cumulé sur la cellule p_j est évalué par la formule :

$$Risque(p_j)|_{\{e_1, e_2 \dots e_n\}} = \sum_{i=1}^n Risque(p_j)|_{\{e_i\}} \quad (3.10)$$

$$= (\rho_j + v_j) \times \left(\sum_{i=1}^n \frac{mg_i \times \mu_{ij}}{d_{ij}^2} \right) \quad (3.11)$$

3.7 Application pour l'Oranie

Grâce aux différents catalogues sismiques issu de plusieurs sources qu'on a homogénéisé puis complété pour la période s'étalant de 1928 au 2018 on a pu réaliser une carte d'aléa sismique présenté dans la figure 3.30. On peut identifier grâce à cette carte trois degrés d'aléa sismique :

1. Un degré d'aléa sismique élevé a fort représenté par des points violet rougeâtre entourer par des points bleues foncés ,ce niveau d'aléa se situe principalement vers le sud est de la ville d'Oran le nord de golfe d'Oran, et Sig ses alentours là où l'aléa est très concentré.
2. Ainsi qu'un degré aléa sismique modéré a moyen plus diffuse, ce dernier correspond principalement aux est de la villes d'Oran, Arezw et le sud 'Arezw et Sig le nord du golfe d'Oran et les alentours de ces villes figurant sur la carte avec une couleur bleu ciel et verte claire.
3. On note également que dans certaines régions, et en particulier pour de nombreuses localités autour de sebkha d'Oran et le restant de zone de la région d'étude un degré d'aléa faible à nul mentionner par une couleur orange et jaune.

Ces degrés d'aléa sismique sont expliqués par la présence des failles actives et les foyers sismiques, qui sont les sources principales de l'aléa sismique.

La figure 3.31 représente l'estimation de risque sismique sur la zone d'Oran réduite, obtenue à partir de l'intégration des différentes couche de données d'aléa sismique et de vulnérabilité, (à savoir la carte d'aléa sismique produite sur la base de différents catalogues des évènements sismiques instrumentales homogénéisés et complétés sur une période s'étalant de 1928 au 2018 , carte géologique, image satellite d'urbanisation et de distribution de population et de luminosité qui ont été prises à différentes dates et avec de multiples résolutions) intégré dans un modèle mathématique développer par nos soins (voir la section de modèle mathématique) sous un environnement python (langage de programmation informatique qui permet de développer des programmes capable de lire des données cartographiques, les traiter les analyser et les visualiser.

L'échelle d'estimation de risque de la carte est une échelle normalisé (ça veut dire que la valeur maximale de risque sismique est désigné par 1 et au fur et a mesure que le risque diminue la valeur de risque normalisé baisse jusqu'à ce qu'elle atteints la valeur minimale 0).

Notant que d'une manière générale notre zone d'étude la ville d'Oran se situe dans niveaux de risque fort en passant par modéré et faible, représenter sur la carte par des couleurs rouge pour le risque élevé et orange et jaune pour le risque modéré a faible, qui se traduit par la présence d'une forte urbanisation, densité de population ,d'aléa sismique, activité humaine et une nature de terrain qui favorise propagation des ondes sismiques sur cette zone figure (figure 3.31). Les niveaux de risque sismique moyen à élevé sont caractérisées dans la plupart des cas par la présence de failles actives ou potentiellement actives qui sont à l'origine de l'activité sismique, menaçant la urbanisation et la population présente sur ces zones (voir (Youcef BOUHADAD et LAOUAMI 2002) et la carte géologique de l'Oranie centrale d'après (AK YELLES-CHAUCHE et al. 2004)).

La carte de risque sismique (figure 3.31) peut également être comparée à celle d'aléa sismique (figure 3.30) Les zones où de nombreuses risque sismiques sont recensées correspondent dans la plupart des cas ou principalement sans surprise aux zones où l'aléa sismiques qui ont été répertoriés.

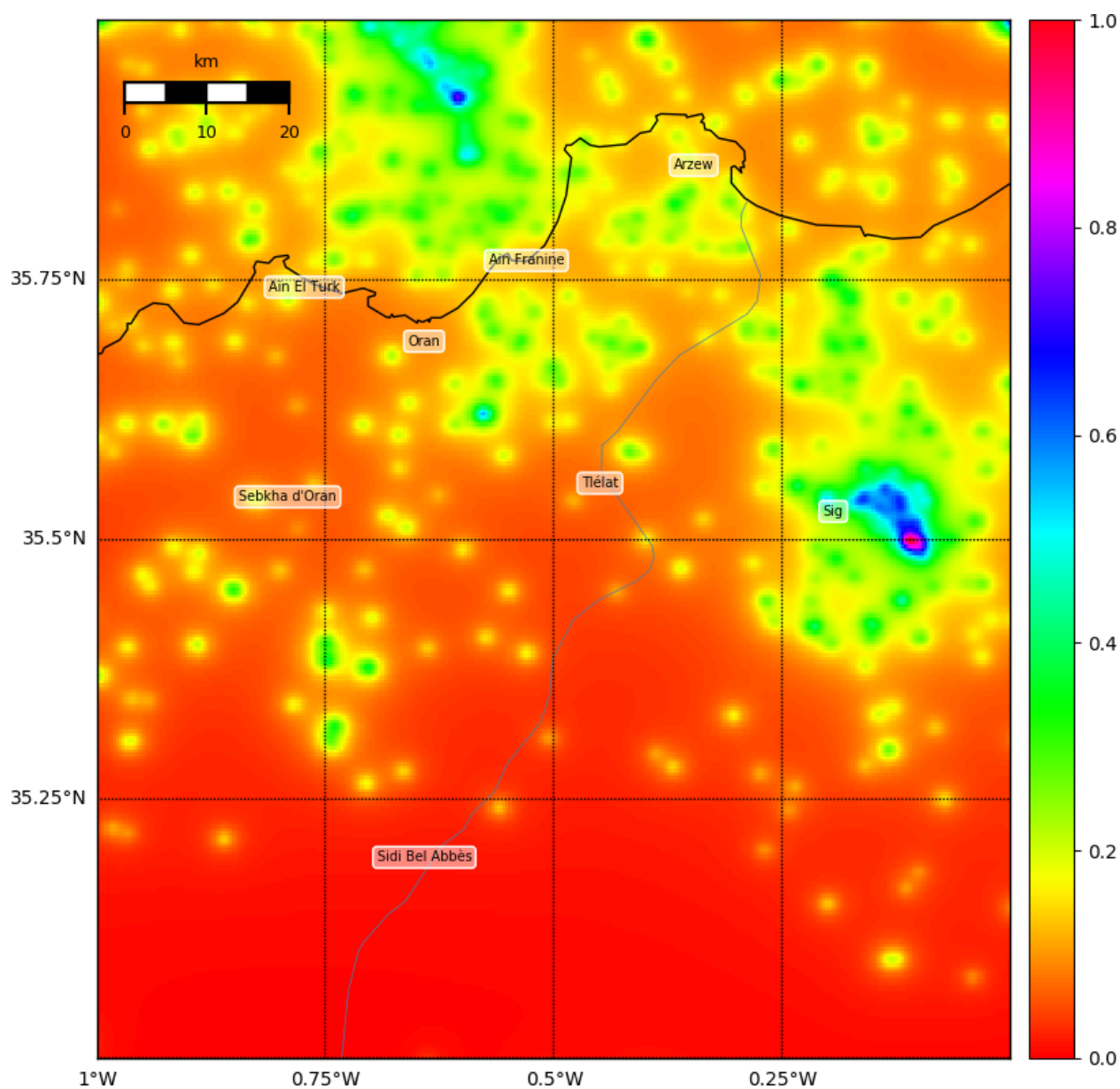


FIGURE 3.30 – Aléa/menace sismique accumulée depuis 1928 jusqu'à 2018 sur la zone d'Oran.

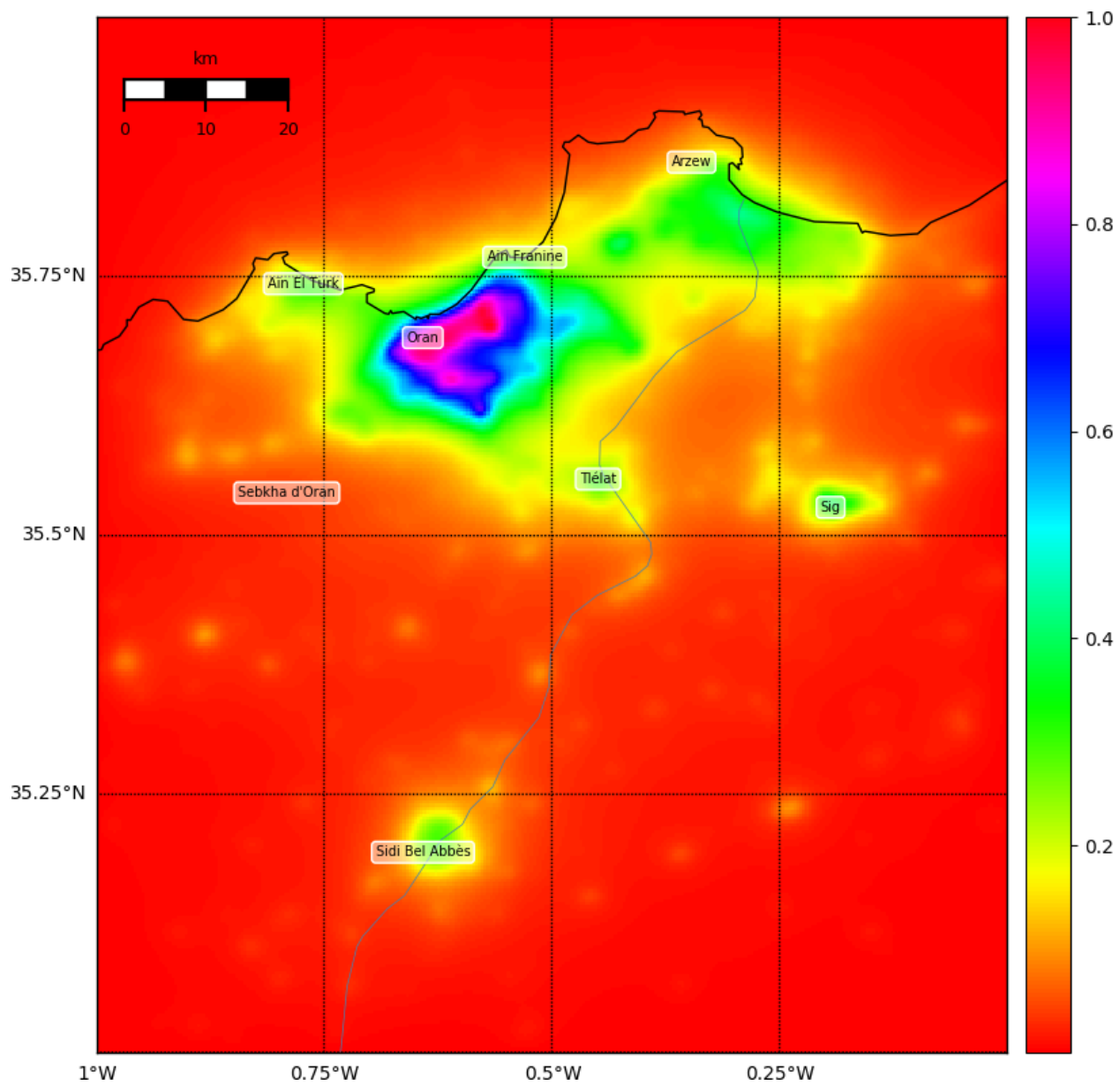


FIGURE 3.31 – Risque fin sur la zone d'Oran.

3.8 Conclusion

Dans ce chapitre on a montré comment on a intégré plusieurs types de données de plusieurs sources différentes. On a considéré principalement la liste des événements sismiques issus de plusieurs catalogues sismiques régionaux et internationaux, qu'on a compilé, homogénéisé, et complété. Cette liste d'événements sismiques a été utilisée pour évaluer l'aléa sismique et sa répartition sur la surface de la région d'étude. Ensuite on a normalisé les données de la densité de population obtenue grâce au recensement des habitants combinées avec les images satellites Landsat qui permettent grâce à la télédétection et ses techniques intelligentes, comme l'analyse de la lumière produite par l'humain pendant la nuit, qui reflète la présence humaine sur la planète Terre, d'estimer la répartition de la population sur la zone d'étude. De plus on a normalisé le degré d'urbanisation obtenu grâce aux images satellites Landsat et les outils de la télédétection pour estimer la présence importante, moyenne ou faible de l'activité humaine et urbaine et sa répartition sur la région d'étude. La somme de la densité de population normalisée plus le degré d'urbanisation normalisé nous a permis d'évaluer la vulnérabilité de la région d'étude et de sa répartition spatiale. En fin on a réalisé le produit des deux estimations précédentes, à savoir, l'aléa et la vulnérabilité pour produire une carte qui donne la distribution du risque sismique sur la zone d'étude.

L'application sur l'Oranie nous permet de remarquer que le risque sismique est concentré beaucoup plus sur les zones à forte urbanisation, d'une densité de population élevée et un niveau d'aléa sismique important, tel que la ville d'Oran, et on remarque aussi principalement quatre niveaux de risques sismiques : très faible, faible, modéré et élevé représentés respectivement par les couleurs (vert clair, jaune, orange, rouge) représentés sur la figure 3.32 :

1. Un premier niveau couvrant la ville d'Oran où un risque sismique élevé fortement localisé au centre de la ville d'Oran, tel que l'on constate sur la carte en couleur rouge, au fur et à mesure qu'on s'éloigne du cluster de couleur rouge, le risque sismique décroît et s'atténue et devient modéré figurant avec une couleur orange sur la carte,
2. un deuxième niveau de risque sismique modéré avec une couleur orange figurant sur plusieurs parties des communes d'Oran.
3. Un troisième niveau s'étalant le long de l'intérieur de la partie continentale d'Alger et de Cap Carbon sous forme d'arc épousant le littoral, plus une grande partie au sud d'Alger où le risque sismique est faible, on note aussi le même niveau de risque sur le golfe d'Oran jusqu'à Ain El Turck, la ville de Sig, Tlélât et Sidi Bel Abbès, figurant sur la carte avec une couleur jaune.
4. Un quatrième niveau couvrant le sebkha d'Oran où on remarque un risque sismique très faible avec une couleur verte et finalement le même niveau de risque est représenté sur le restant de la carte par la même couleur.

Cette carte met en évidence la relation entre l'aléa et la vulnérabilité pour l'évaluation de risque. On observe que Sig et Sidi Bel Abbès possèdent pratiquement le même niveau de risque malgré que l'aléa observé à Sig est plus important que celui de la ville de Sidi Bel Abbès, cela s'explique par le fait que la ville de Sidi Bel Abbès présente une forte vulnérabilité reflétée par une densité de population et d'urbanisation élevée.

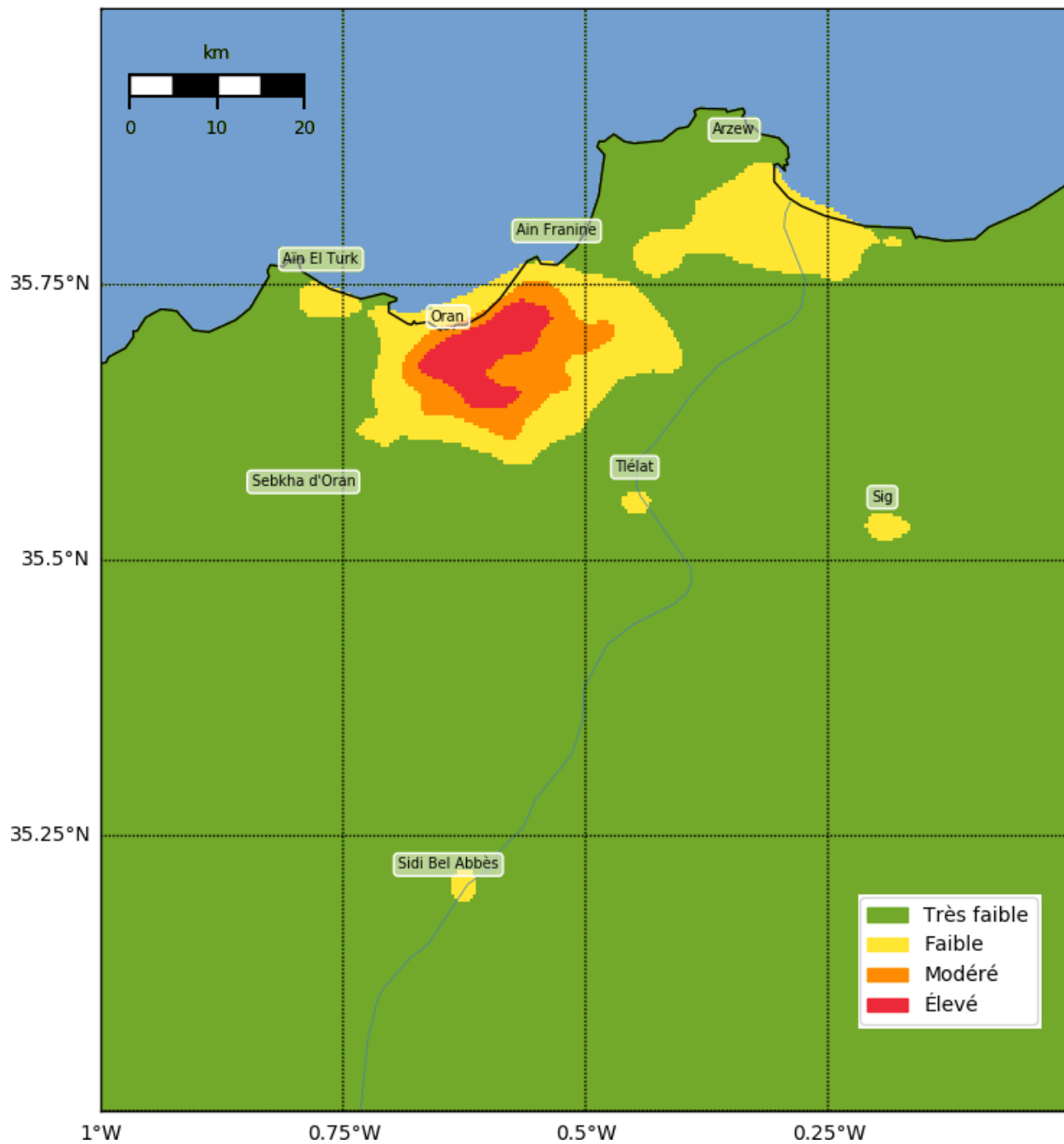


FIGURE 3.32 – Risque discret sur la zone d’Oran.

Ainsi, pour tirer plus d'information et de connaissance des données utilisées dans ce chapitre nous allons dans le prochain chapitre les réutiliser mais cette fois dans le but de faire une propagation temporelle du risque/aléa sismique en complément de la propagation spatiale déjà abordée.

Analyse temporelle des événements sismiques

L'ALGÉRIE est située sur la partie nord de la plaque africaine face à la plaque eurasienne. Ainsi, la région nord-ouest de l'Algérie est coincée entre les plaques tectoniques nubienne et eurasienne, à la frontière très complexe les unes avec les autres, qui converge le long d'une direction allant de NS à NNW-SSE depuis au moins le début du quaternaire (MCKENZIE 1972), (PHILIP 1987). Sur la base des données paléosismologiques (Mustapha MEGHRAOUI 1988) et de l'étude des mécanismes sources (Mustapha MEGHRAOUI et al. 1996), le taux de mouvement est évalué à 4-6 mm par an. Ce processus géodynamique de convergence produit une large bande d'environ 100 à 150 km, composée de dépôts néogènes et de quaternaires déformés, apparaissant dans la région septentrionale de l'Algérie sous le nom de chaîne tellienne cite philip1983structural, (Gérard THOMAS 1985). Plus précisément, la chaîne de Tellian est formée de plis NE-SW situés dans un système d'échelons, probablement dus à la présence de frappes E-W profondes (Youcef BOUHADAD et LAOUAMI 2002). Comparée à d'autres pays d'Afrique du Nord, la sismicité de l'Algérie est modérée à forte, dispersée et concentrée dans sa partie nord. L'activité sismique est induite par la convergence nubienne-eurasienne accumulée en particulier dans la chaîne tellienne, où la partie côtière de cette chaîne est la plus active (DÉVERCHÈRE et al. 2005). Selon des documents historiques et des mesures instrumentales, plusieurs tremblements de terre importants se sont produits à la frontière nord du pays.

Ainsi, une quantité considérable d'activité sismique observée dans le nord-ouest de l'Algérie est due à la zone de convergence entre les plaques eurasienne et africaine. Un nombre important de secousses enregistrées au cours des dernières décennies ont été fortement ressenties et ont été dommageables, par exemple le tremblement de terre d'Oran du 9 octobre 1790 d'intensité X (échelle MSK), qui a coûté la vie à environ 3 000 personnes (BUFORN et al. 2017), et le tremblement de terre d'intensité VIII ($M_s = 5.6$), du 18 août 1994 à Beni-Chougrane, qui a causé 171 morts et l'effondrement d'environ 1 000 constructions (CGS 1995). Rappelons également que le tremblement de terre d'El-Asnam de 1980 s'est produit le 10 octobre à 13 h 25 min 25 s, heure locale, avec une amplitude des ondes de surface de $M_s = 7.3$. C'était le plus grand tremblement de terre en Algérie, suivi trois heures plus tard par une réplique de magnitude 6.2. Les deux événements ont provoqué des dégâts considérables : au moins 2 600 personnes ont été tuées et 8 300 blessées (DEWEY 1991). Cette histoire montre que la région nord-ouest de l'Algérie est exposée à un risque sismique important et est considérée comme une zone active en Algérie. Surtout le fait que cette

région comprend la ville d'Oran, la plus grande et la plus peuplée du nord-ouest de l'Algérie.

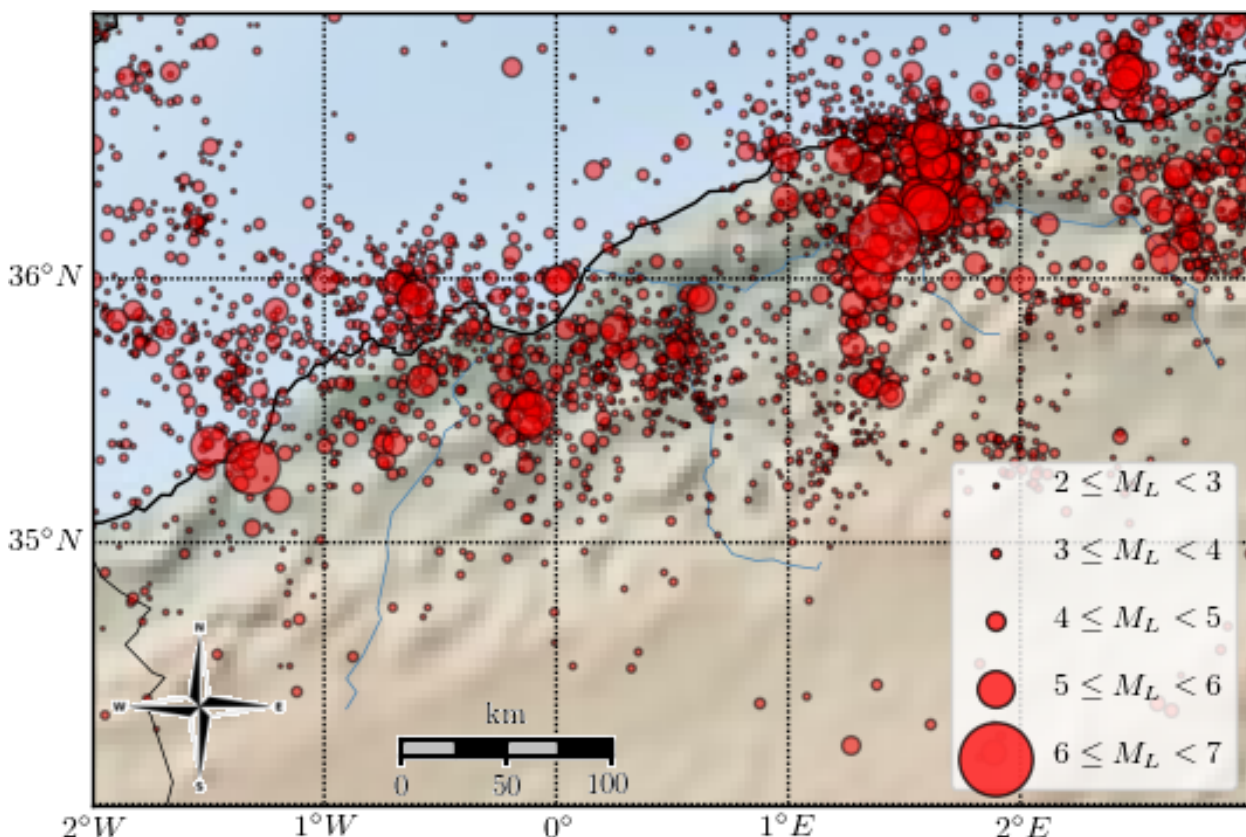


FIGURE 4.1 – Carte de sismicité du nord-ouest de l'Algérie tirée de notre catalogue homogène compilé pour la période allant de 1928 à 2018 (voir la Section 3.5.3.1).

Ce chapitre présente une méthodologie basée sur la chaîne de Markov à temps discrets permettant de modéliser l'activité sismique dans la région nord-ouest de l'Algérie afin d'inférer les événements sismiques passés afin d'évaluer les résultats probabilistes des prévisions sismiques. Les probabilités de transition de la chaîne sont estimées avec ses mesures pertinentes, ce qui conduit au calcul des probabilités d'apparition d'un séisme. Le modèle est basé sur la magnitude locale, la date, l'heure et l'emplacement de l'épicentre de chaque événement sismique. Le reste du document est organisé comme suit. **Section 4.1** présente la méthodologie et détaille tous les éléments du modèle proposé. Ensuite, **Section 4.2** explique comment la région étudiée est divisée en deux zones principales. Ensuite, **Section 4.3** justifie le choix d'une unité de temps de 248 jours pour échantillonner les données d'événements sismiques du catalogue compilé. Enfin, **Section 4.4** discute des résultats obtenus en fonction de la chaîne de Markov.

4.1 Méthodologie

L'utilisation de méthodes probabilistes pour l'étude de l'activité sismique a été largement prise en compte dans la littérature. Plusieurs études montrent que deux méthodes principales sont utili-

sées : un processus de Poisson plus adapté aux événements fréquents (C Allin CORNELL 1968), (C Allin CORNELL et VANMARCKE 1969), (SCHENKOVÁ et Vit KÁRNIK 1970), (S. LIU et FAGEL 1972a), (S. LIU et FAGEL 1972b), (MERZ et Carl Allin CORNELL 1973), (CAPUTO 1974), (DER KIUREGHIAN et ANG 1977), et Processus de Markov adapté à l'analyse d'événements aléatoires moins fréquents (VAGLIENTE 1973), (VENEZIANO et Carl Allin CORNELL 1974), (LOMNITZ-ADLER 1983), et plus récemment (BEYREUTHER et WASSERMANN 2008), (BEYREUTHER, HAMMER et al. 2012), (VOTSI et al. 2013), (QUANG et al. 2015). Le choix du modèle de Markov pour l'analyse du risque sismique repose sur le fait que, de manière générale, un séisme est le résultat direct du séisme qui le précède (VERE-JONES 1966), (KNOPOFF 1971). De plus, comme suffisamment de données sont disponibles aujourd'hui, les méthodes basées sur la reconnaissance de modèle sont très populaires récemment parmi les travaux de recherche (PERESAN et al. 2005). De plus, les spécialistes actifs dans ce domaine, car la prévision exacte est extrêmement difficile, essaient seulement d'estimer une heure probable, un emplacement probable et une ampleur probable dans laquelle un événement futur est susceptible de se produire. Par conséquent, la recherche sur les méthodes de prédiction se concentre sur l'analyse de données empiriques, avec deux approches principales :

1. identifier les précurseurs distinctifs des tremblements de terre : utilité potentielle pour la prévision ou la prévision sismique à court terme. Ces méthodes incluent l'analyse du comportement des animaux (LOTT, HART et HOWELL 1981 ; BHARGAVA et al. 2009), les modèle de dilatance-diffusion (D. L. ANDERSON et WHITCOMB 1973 ; NUR 1974), le changement du rapport entre les vitesses primaire et secondaire (NICHOLSON et SIMPSON 1985 ; C.-y. WANG, GOODMAN et SUNDARAM 1975), l'émissions des gaz (KING 1986 ; HEINICKE, KOCH et MARTINELLI 1995 ; CHYI et al. 2003 ; V. WALIA et al. 2005), les anomalies électromagnétiques (EFTAXIAS et al. 2001 ; UYEDA, NAGAO et KAMOGAWA 2009).
2. identifier une sorte de tendance géophysique ou de modèle de sismicité pouvant précéder un séisme important : généralement considéré comme utile pour prévoir les prévisions à moyen et à long terme (échelle de temps allant d'un an à un siècle). Ces approches sont basées sur l'analyse de : le rebond élastique (MATTHEWS, ELLSWORTH et P. A. REASENBERG 2002), les tremblements de terre caractéristiques (AKI 1984 ; William H BAKUN et LINDH 1985 ; D. JACKSON et Y. KAGAN 2006), les fissures sismiques (RONG, David D JACKSON et Yan Y KAGAN 2003 ; SEEBER et ARMBRUSTER 1981), les modèles de sismicité (MOGI 1981 ; HOLLIDAY et al. 2005).

La méthode décrite ici repose principalement sur l'utilisation de l'approche de Markov pour l'analyse d'événements sismiques. Cette méthode utilise essentiellement l'événement le plus proche pour estimer la probabilité de l'occurrence de l'événement suivant dans le futur.

L'un des objectifs de l'analyse de l'activité sismique d'une région est de prédire les séismes futurs. Ainsi, la construction d'une chaîne de Markov basée sur les événements sismiques du passé permet une prédiction probabiliste des événements futurs (SERPIL et CELEBIOGLU 2011), (CHAMBERS et al. 2012), (CHEN et Z. LIU 2013), (VOTSI et al. 2013).

Dans la suite on détaillera les éléments et les paramètres nécessaires à la construction de la chaîne de Markov associée à la région étudiée.

Cette section présente le concept théorique de la chaîne de Markov. Les processus de Markov portent le nom de leur découvreur, Andreï Markov (MARKOV 1906). Un processus de Markov

est un processus stochastique ayant la propriété de prédire l'avenir uniquement en connaissant le présent. Le choix de ce modèle pour l'analyse du risque sismique est fondé sur le fait qu'un tremblement de terre est en général le résultat direct du tremblement de terre qui le précède (VERE-JONES 1966), (KNOPOFF 1971). Les sections suivantes se concentrent sur la chaîne de Markov en temps discret sur un espace d'état discret.

Un processus de Markov à temps discret est une séquence $X_0, X_1, \dots, X_t, \dots$ de variables aléatoires avec des valeurs dans l'espace d'état E . La propriété caractéristique d'une chaîne de Markov est la suivante : prévoir le futur à partir du présent ne peut pas être plus précis en considérant le passé, car toutes les informations utiles pour la prédiction du futur sont contenues dans l'état actuel du processus. En général, cette propriété est exprimée par la formule suivante :

$$\forall t \geq 0, \forall (e_0, \dots, e_t, e) \in E^{t+2} : \quad (4.1)$$

$$\Pr(X_{t+1} = e \mid X_0 = e_0, \dots, X_t = e_t) = \Pr(X_{t+1} = e \mid X_t = e_t) \quad (4.2)$$

\Pr dénote la probabilité d'un événement.

On suppose que le plus souvent les chaînes de Markov sont homogènes, c'est-à-dire que le mécanisme de transition ne change pas dans le temps. La propriété d'homogénéité est exprimée comme suit :

$$\forall t \geq 0, \forall (e, e') \in E^2 : \quad (4.3)$$

$$\Pr(X_{t+1} = e' \mid X_t = e) = \Pr(X_1 = e' \mid X_0 = e) \quad (4.4)$$

Dans ce qui suit, nous ne considérons que des chaînes de Markov homogènes.

Soit ε le seuil de magnitude à partir duquel un événement sismique est pris en compte ou non. Soit H un catalogue sismique pour une région donnée R . H est la liste de tous les événements sismiques observés dans la région R au cours d'une période, disons T . Chaque événement sismique v est représenté par sa position p_v , sa magnitude M_v et la date de son occurrence t_v . La période T doit être divisée en unités de temps identiques au cours desquelles l'activité sismique est observée. L'unité de temps est notée Δt . Supposons que la région étudiée est divisée en n zones z_1, z_2, \dots, z_n . Ainsi, la région R peut être considérée comme un système de n zones. Au cours d'une unité de temps Δt , chaque zone a deux états possibles : 0 ou 1 :

- $z_i = 0$ si la i -ième zone est sismiquement calme pendant l'intervalle de temps Δt : toutes les magnitudes des événements sismiques observées au cours de Δt sont strictement inférieures à la valeur de seuil ε .
- $z_i = 1$ si la i -ième zone est sismiquement active pendant l'intervalle de temps Δt : au moins un événement sismique de magnitude supérieure ou égale à la valeur de seuil ε a été observé pendant l'unité de temps Δt .

Ainsi, l'état général de la région R pendant Δt est la combinaison des états des n zones : $e = [z_1, z_2, \dots, z_n]$. Cela implique que $e \in E = \{0, 1\}^n$ et le nombre d'états globaux possibles de la région R est $|E| = 2^n$. Dans ce cas, le modèle est une chaîne de Markov \mathcal{C} composée de 2^n états. Chaque état de la chaîne de Markov représente un état global de la région R . Par conséquent, E est

l'espace d'état de la chaîne de Markov. Les transitions entre ces états sont des probabilités qu'il faut estimer à partir de l'historique sismique H . De même, $\theta_{ee'}$ indique emph combien de fois au cours de la période T , la situation globale e a été observée pendant une unité de temps, suivie de l'observation de l'état global e' pendant l'unité de temps suivante :

$$\theta_{ee'} = \#\{(X_t, X_{t+1}) \mid 0 \leq t < T \text{ et } X_t = e \text{ et } X_{t+1} = e'\} \quad (4.5)$$

Cela permet de calculer la probabilité de transition de l'état global e à l'état global e' :

$$\Pr(e|e') = \Pr(X_t = e, X_{t+1} = e') = \frac{\theta_{ee'}}{\sum_{s \in E} \theta_{es}} \quad (4.6)$$

L'ensemble des probabilités de transition est rassemblé dans une matrice A de taille $2^n \times 2^n$ appelée matrice de transition, définie comme suit :

$$\forall (e, e') \in E^2 : A[e, e'] = \Pr(e|e') \quad (4.7)$$

La chaîne de Markov est bien définie par son espace d'états et sa matrice de transitions :

$$\mathcal{C} = (E, A) \quad (4.8)$$

Étant donné e un catalogue sismique H pour une région R sur une période T , on aura besoin de partitionner R en n zones. Il est également nécessaire de définir une valeur de seuil ε à partir de laquelle un événement sismique est considéré comme important. En outre, comme ce travail considère des chaînes de Markov discrètes, un intervalle de temps Δt pour échantillonner la période T doit être défini.

4.2 Analyse spatiale

La région étudiée dans ce chapitre, notée R , est le nord-ouest de l'Algérie et se situe entre les latitudes (34°N, 37°N) et les longitudes (2°W, 3°E). Comme expliqué ci-dessus, la région R devrait être divisée en plusieurs zones sismiques. Pour ce faire, la fréquence annuelle ponctuelle des tremblements de terre est calculée pour chaque point p de la région. Pour chaque point p , il est nécessaire de déterminer pour chaque événement v du catalogue si cet événement v peut être perçu ou non par les humains du point p . Ainsi, la formule utilisée est celle développée dans (MCCUE 1980) qui établit une relation empirique entre des séismes de différentes magnitudes et la distance radiale sur laquelle les personnes doivent ressentir les effets de ce séisme :

$$\text{rayon} \simeq e^{\frac{M_L}{1.01} - 0.13} \quad (4.9)$$

Par exemple, un séisme de magnitude $M_L = 3,3$ pourrait être ressenti par des personnes dans un rayon de 23 km. L'application de cette méthode sur la région considérée nous permet de distinguer principalement deux zones sismiques actives (figure 4.2) :

- z_1 : la ville d'Oran (35°41'27"N, 0°38'30"W) et ses environs, et

— z_2 : la ville de Chlef (36°9'54"N, 1°20'4"E) et ses environs.

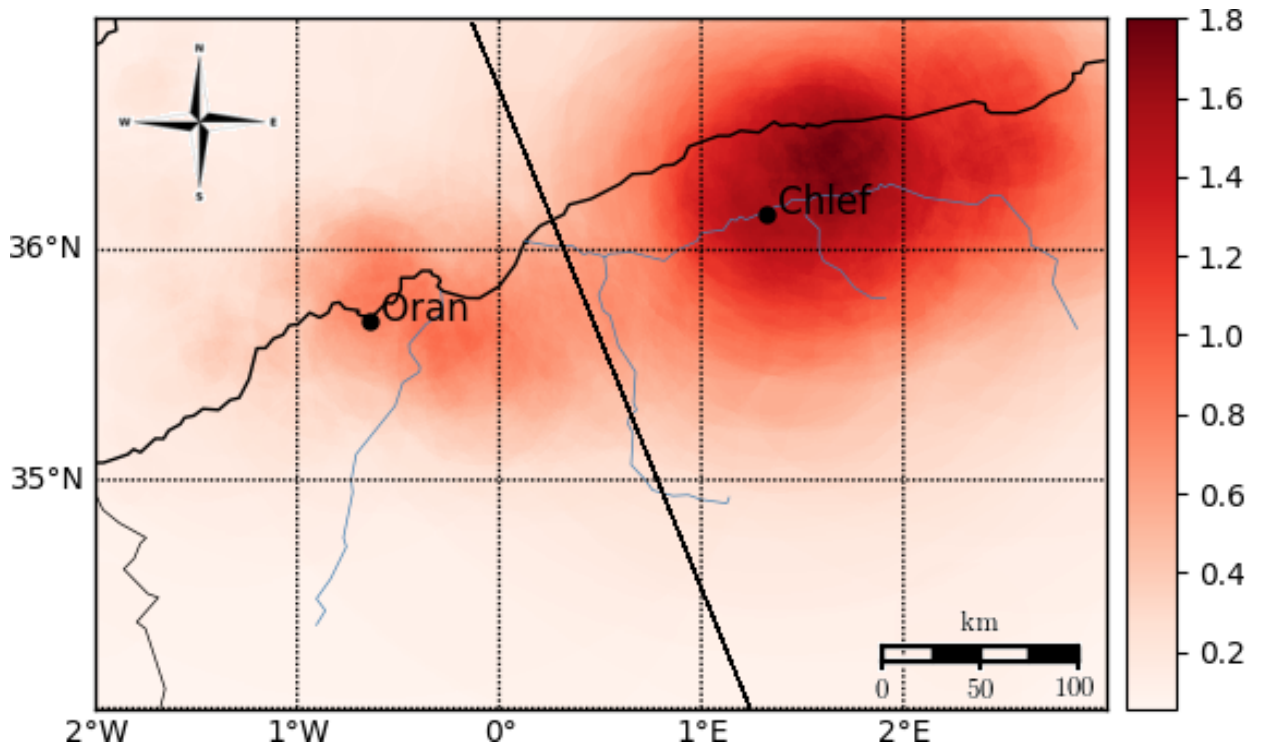


FIGURE 4.2 – Distribution de la fréquence sismique annuelle selon la formule de McCue

Sur la base de ce zonage, l'espace d'état de la chaîne de Markov sera composé de quatre états décrits dans la Table 4.2 :

TABLE 4.1 – Les différents états de la chaîne de Markov $E = \{e_\phi, e_{Oran}, e_{Chlef}, e_{Tous}\}$

États globaux	États des zones	Description
e_ϕ	$[z_1 = 0, z_2 = 0]$	La région entière est sismiquement calme
e_{Oran}	$[z_1 = 1, z_2 = 0]$	La zone d'Oran est active et celle de Chlef est calme
e_{Chlef}	$[z_1 = 0, z_2 = 1]$	La zone d'Oran est calme et celle de Chlef est active
e_{Tous}	$[z_1 = 1, z_2 = 1]$	Les deux zones sont sismiquement actives

4.3 Analyse temporelle

En général, e_ϕ qui est l'état défini par $e_\phi = [z_1 = 0, z_2 = 0, \dots, z_n = 0]$ représente l'état dans lequel aucune zone de la région R présente l'occurrence d'un séisme. De même, e_{Tous} , qui est l'état défini par $e_{Tous} = [z_1 = 1, z_2 = 1, \dots, z_n = 1]$ représente l'état dans lequel toutes les zones de la région R présente une occurrence de tremblement de terre. L'unité de temps Δt a été définie comme l'intervalle de temps utilisé pour échantillonner la période totale T . Lorsque Δt est

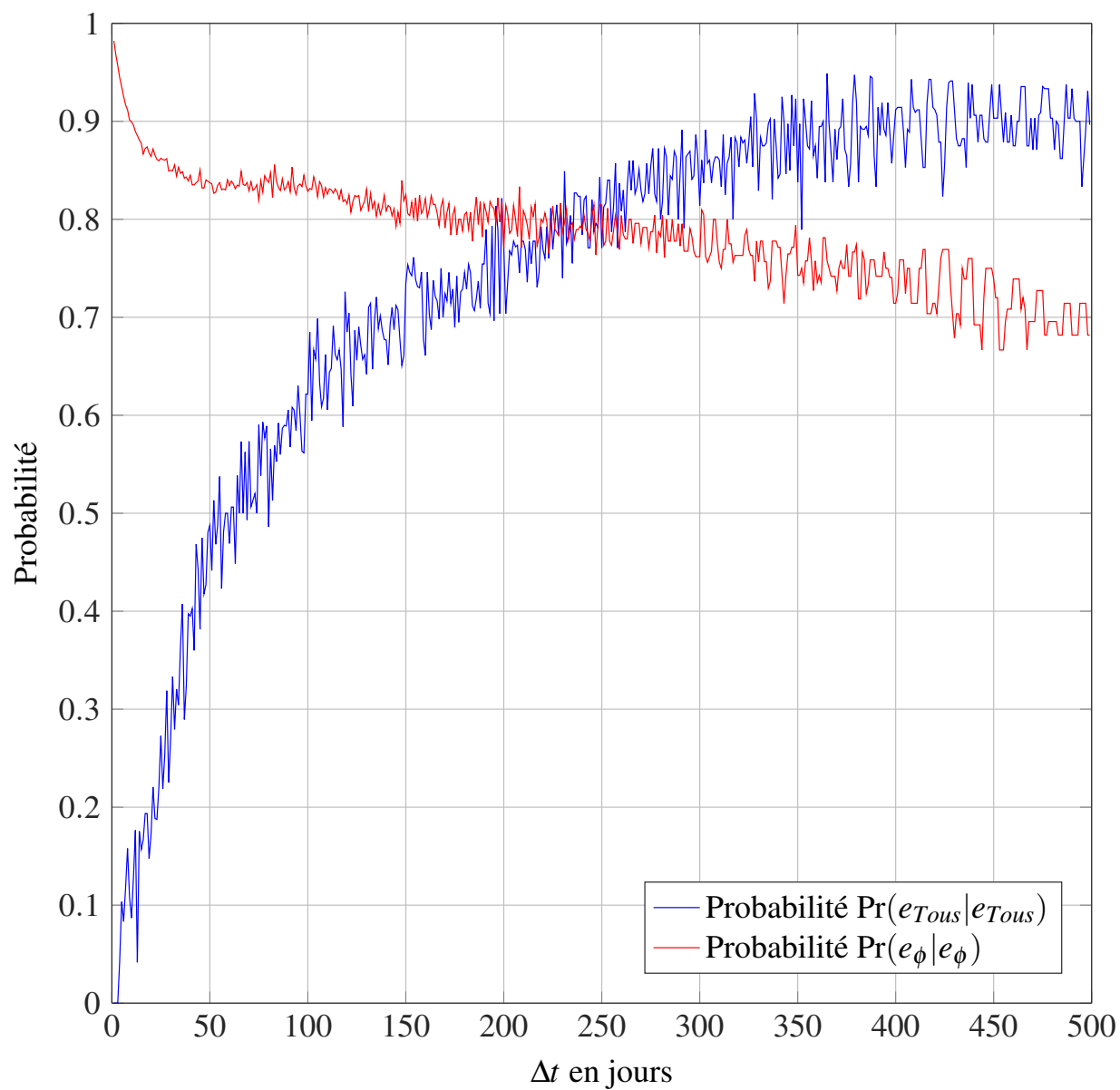


FIGURE 4.3 – Relation entre Δt , $\Pr(e_{\phi} | e_{\phi})$ et $\Pr(e_{Tous} | e_{Tous})$.

trop élevé, la probabilité d'avoir des tremblements de terre dans toutes les zones z_i augmente. Lorsque Δt est trop faible, la probabilité de ne pas avoir de tremblement de terre dans une zone augmente. Par conséquent, si Δt diminue $\Pr(X_{t+1} = e_{phi}|X_t = e_{phi})$ augmente et si Δt augmente $\Pr(X_{t+1} = e_{Tous}|X_t = e_{Tous})$ augmente. La figure 4.3 montre les valeurs de $\Pr(X_{t+1} = e_{\phi}|X_t = e_{\phi})$ et $\Pr(X_{t+1} = e_{tout}|X_t = e_{tout})$ pour plusieurs valeurs de Δt lors de la construction d'une chaîne de Markov sur le catalogue homogène pour chaque valeur de Δt . Selon une étude réalisée dans (NAVA et al. 2005), la valeur la plus appropriée de Δt est celle qui établit les deux probabilités $\Pr(X_{t+1} = e_{\phi}|X_t = e_{\phi})$ et $\Pr(X_{t+1} = e_{Tous}|X_t = e_{Tous})$ aussi proche que possible. Ceci est représenté par le point d'intersection entre les deux courbes de figure 4.3. Ainsi, en conclusion, Δt est choisi pour être égal à 248 jours.

4.4 Application & Résultats

Cette section utilise toutes les données et paramètres définis dans les sections précédentes pour évaluer la probabilité d'occurrence de séismes dans les décennies à venir dans chaque zone en utilisant deux modèles : le modèle de Poisson et le modèle de Markov.

4.4.1 Modèle de Poisson

La survenue temporelle des séismes est généralement décrite par un modèle de Poisson, qui est un modèle simple supposant une indépendance entre les différentes occurrences de séismes. Dans ce chapitre, le modèle de Poisson est combiné à la loi (GUTENBERG et C. RICHTER 1956) pour prédire la probabilité d'au moins un dépassement d'un séisme de magnitude m pendant une période de t années par l'expression :

$$\Pr(N \geq 1) = 1 - e^{-\lambda_m \times t} \quad (4.10)$$

Avec N est le nombre de séismes de magnitude supérieure à m , et λ_m est estimé à partir de la valeur a et de la valeur b évaluées à partir de l'application empirique de la loi de Gutenberg-Richter catalogue homogène et complet :

$$\lambda_m = 10^{a-b \times m} \quad (4.11)$$

Les nouvelles relations empiriques (voir figures 4.4 et 4.5) entre la zone d'Oran et de Chlef sont formulées comme suit :

$$\log(\lambda_m) = -1.106 \times m + 4.688 \quad (R^2 = 0.992) \quad (4.12)$$

$$\log(\lambda_m) = -1.058 \times m + 4.811 \quad (R^2 = 0.989) \quad (4.13)$$

La formule a été utilisée pour prédire la probabilité d'apparition d'au moins un séisme de magnitude locale supérieure à 3.5. Les résultats sont présentés dans la figure 4.7 et ??.

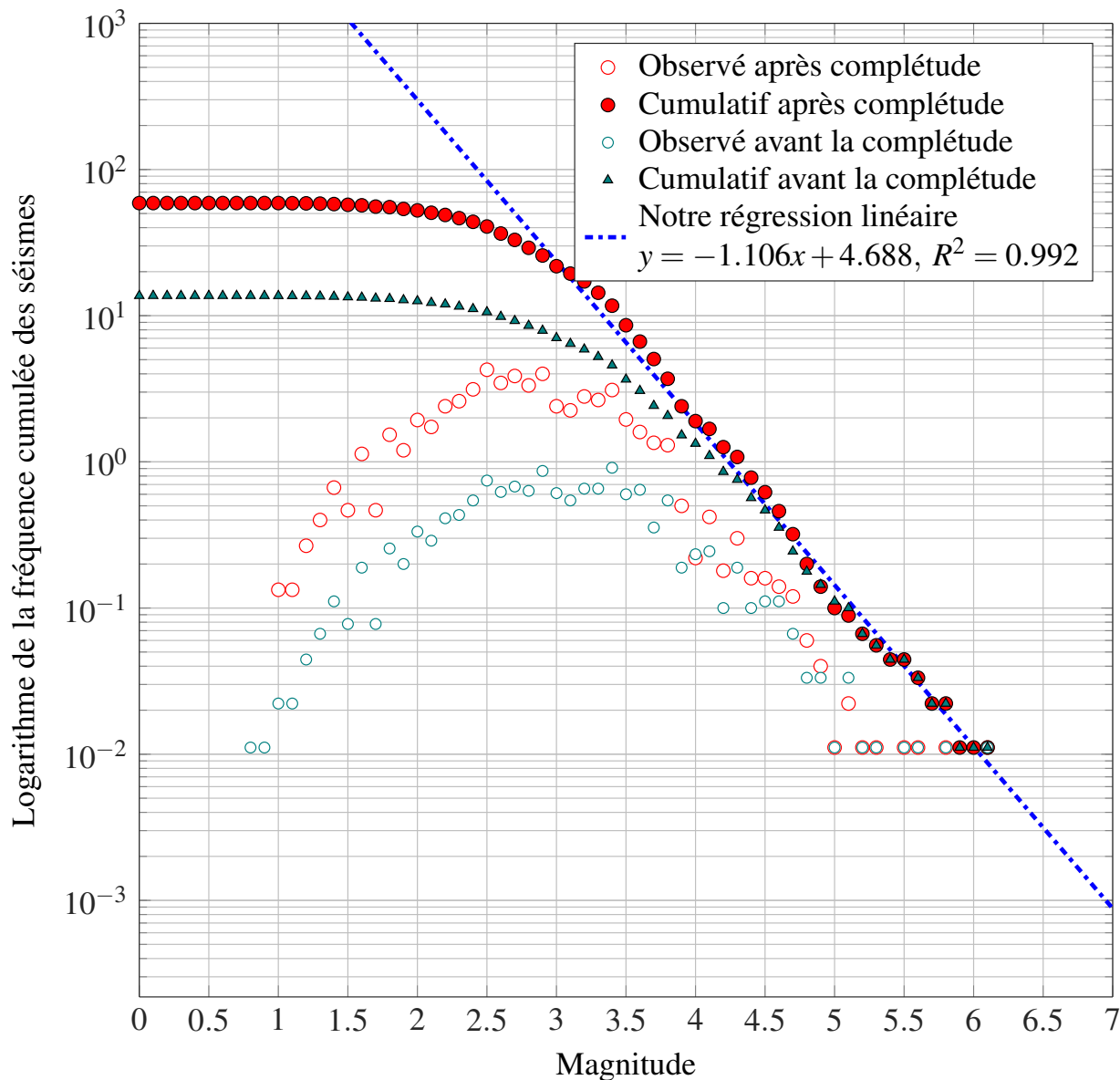


FIGURE 4.4 – Application de la loi de Gutenberg Richter pour la zone d’Oran z_0

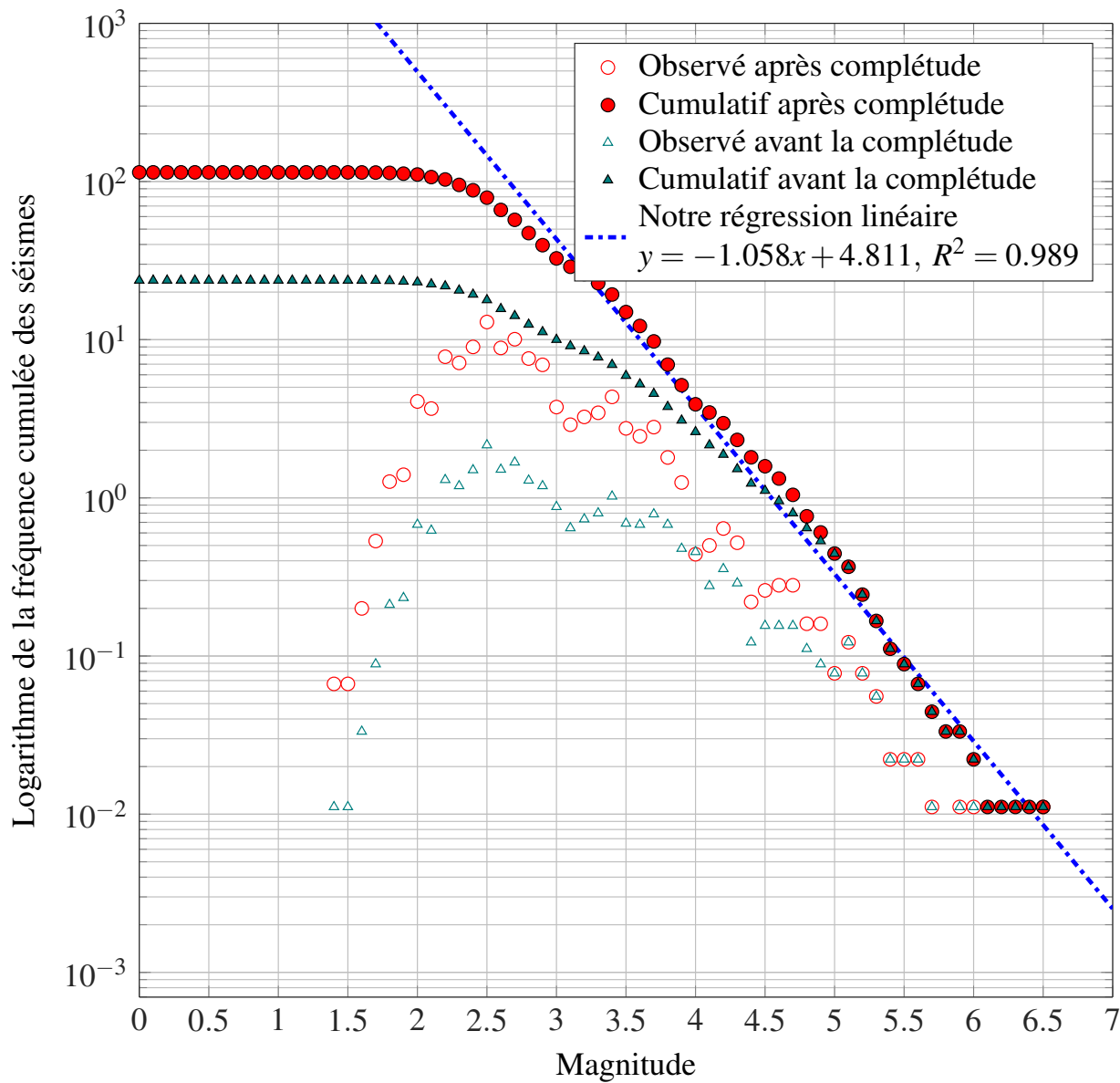


FIGURE 4.5 – Application de la loi de Gutenberg Richter pour la zone de Chlef z_1

4.4.2 Modèle de Markov

Sur la base de la méthodologie décrite dans les sections précédentes, une chaîne de Markov est construite selon les paramètres indiqués dans la Table 4.4.2. En effet, la figure 4.6 présente le

TABLE 4.2 – Différents paramètres de la chaîne de Markov

Paramètres	Symbole	Valeur
Nombre d'états	E	$\{e_\phi, e_{Oran}, e_{Chlef}, e_{Tous}\}$
Seuil de magnitude de complétude	M_c	2.5
Seuil de magnitude	ε	3.5
Unité de temps	Δt	248 jours
Période de temps	T	1928 – 2018

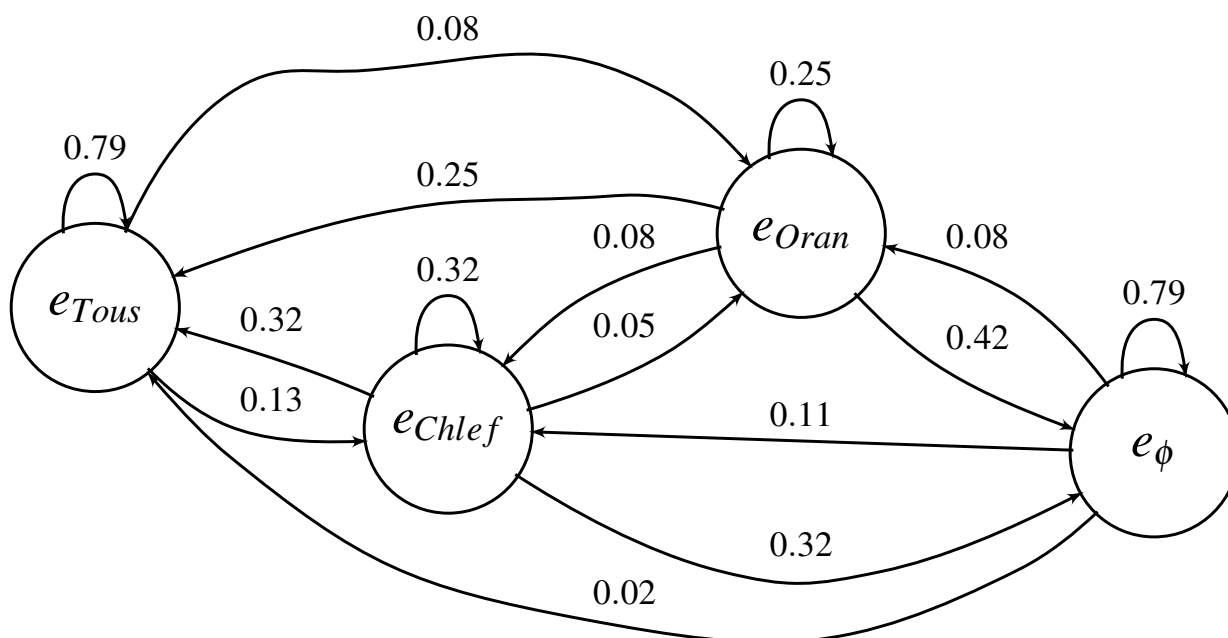


FIGURE 4.6 – Chaîne de Markov obtenue.

graphe de transition de la chaîne de Markov obtenue. Pour comprendre le graphique donné dans la figure 4.6, quelques explications doivent être données :

- Chaque sommet du graphique représente un état possible du système.
- La boucle du premier sommet e_{Tous} étiqueté avec la valeur 0.79 exprime la probabilité que des tremblements de terre se produisent dans les deux zones la prochaine unité de temps ($\Delta t = 248$ jours) sachant que des tremblements de terre ont été observés durant l'unité passée dans les deux zones.
- La boucle du deuxième sommet e_{Chlef} étiquetée avec la valeur 0.32 exprime la probabilité qu'un tremblement de terre se produise dans la zone de Chlef la prochaine unité de temps

sachant dans l'unité passée des tremblement de terre se sont produit dans la région de Chlef.

- La boucle du troisième sommet e_{Oran} étiquetée avec la valeur 0.25 exprime la probabilité qu'un tremblement de terre se produise dans la zone d'Oran la prochaine unité de temps sachant dans l'unité passée des tremblement de terre se sont produit dans la région d'Oran.
- La boucle du dernier sommet e_{ϕ} étiquetée avec la valeur 0.79 exprime la probabilité de l'absence d'un séisme lors de la prochaine unité de temps sachant qu'aucun tremblement de terre n'a été observé dans l'unité passée.
- La transition étiquetée avec la valeur 0.11 exprime la probabilité qu'un séisme se produise uniquement dans la zone d'Oran au moment de la prochaine unité de temps sachant qu'aucun tremblement de terre n'a été observé dans l'unité passée.
- La transition étiquetée avec la valeur 0.32 exprime la probabilité de l'absence de tremblement de terre dans toute la région la prochaine unité de temps sachant que des tremblement de terre se sont produit dans la région d'Oran durant l'unité de temps précédente.

La matrice suivante montre la matrice de transition de la chaîne de Markov obtenue. Il inclut les différentes probabilités de transition possibles et implique un système d'équation d'équilibre permettant d'évaluer les probabilités stationnaires :

$$(\pi_{\phi}, \pi_{Oran}, \pi_{Chlef}, \pi_{All}) \quad (4.14)$$

$$\begin{matrix} & e_{\phi} & e_{Oran} & e_{Chlef} & e_{Tous} \\ \begin{matrix} e_{\phi} \\ e_{Oran} \\ e_{Chlef} \\ e_{Tous} \end{matrix} & \begin{pmatrix} 0.79 & 0.08 & 0.11 & 0.02 \\ 0.42 & 0.25 & 0.08 & 0.32 \\ 0.32 & 0.05 & 0.32 & 0.32 \\ 0.00 & 0.08 & 0.13 & 0.79 \end{pmatrix} & \Rightarrow & \begin{cases} \pi_{\phi} = 0.79\pi_{\phi} + 0.42\pi_{Oran} + 0.32\pi_{Chlef} \\ \pi_{Oran} = 0.08\pi_{\phi} + 0.25\pi_{Oran} + 0.05\pi_{Chlef} + 0.08\pi_{All} \\ \pi_{Chlef} = 0.11\pi_{\phi} + 0.08\pi_{Oran} + 0.32\pi_{Chlef} + 0.13\pi_{All} \\ \pi_{All} = 0.02\pi_{\phi} + 0.25\pi_{Oran} + 0.32\pi_{Chlef} + 0.79\pi_{All} \\ 1 = \pi_{\phi} + \pi_{Oran} + \pi_{Chlef} + \pi_{All} \end{cases} \end{matrix}$$

$$(\pi_{\phi} \simeq 0.36, \pi_{Oran} \simeq 0.10, \pi_{Chlef} \simeq 0.14, \pi_{All} \simeq 0.40) \quad (4.15)$$

La matrice de transition sera utilisée pour prédire la probabilité d'occurrence d'un séisme important dans chacune des zones étudiées en simulant la chaîne de Markov sur un trajet de 10^5 .

Pour simuler la survenue de cent-mille scénarios de séismes en utilisant une matrice de transition d'une chaîne de Markov générée à partir des événements historiques d'un catalogue sismique, on se base sur l'algorithme 25.

4.4.2.1 Algorithme de Simulation de Séismes par Chaîne de Markov

Étape 1 : Création de la Matrice de Transition À partir des données historiques du catalogue sismique, créez une matrice de transition. Cette matrice doit décrire les probabilités de transition entre les différents états sismiques au fil du temps. La matrice devrait être de dimensions $|E| \times |E|$, où $|E|$ est le nombre d'états sismiques.

Étape 2 : Initialisation Choisir un état de départ initial pour la simulation. Cela pourrait être basé sur l'état sismique au moment de la toute dernière observation dans le catalogue sismique ici 2018.

Étape 3 : Simulation des Scénarios Répéter les étapes suivantes N fois (ici cent-mille) :

1. Partir de l'état initial qu'on a choisi à l'étape 2.
2. Générer un nombre aléatoire (utiliser une distribution uniforme entre 0 et 1).
3. Utiliser le nombre aléatoire pour choisir l'état suivant en fonction des probabilités de transition de la matrice de transition en comparant le nombre aléatoire aux probabilités cumulatives de transition depuis l'état actuel.
4. Enregistrer l'état choisi comme un séisme simulé pour le scénario actuel.
5. Passer à l'état choisi comme nouvel état actuel et répéter les étapes 2 à 4 pour simuler le prochain événement sismique dans le même scénario.

Étape 4 : Répétez pour Tous les Scénarios Répéter l'étape 3 pour les N scénarios qu'on souhaite simuler.

Étape 5 : Analyse des Résultats Une fois qu'on a simulé les N scénarios, on analyse les résultats pour obtenir des informations sur la probabilité moyenne d'occurrence de séismes dans différents états sismiques, ainsi que la répartition temporelle des séismes et les intervalles de confiances.

Cet algorithme utilise une approche stochastique pour simuler la survenue des séismes en se basant sur la matrice de transition. À chaque étape, un état sismique est choisi en fonction des probabilités de transition depuis l'état actuel. En répétant ce processus de manière aléatoire, vous obtenez une série de scénarios de séismes qui tiennent compte de la dynamique temporelle de l'activité sismique telle qu'elle est représentée par la matrice de transition.

La simulation de plusieurs scénarios vous permet d'explorer la variabilité des résultats et d'obtenir une meilleure compréhension de la probabilité d'occurrence de séismes dans différentes conditions sismiques. Vous pouvez ensuite utiliser ces résultats pour évaluer le risque sismique dans votre région d'intérêt.

4.4.2.2 Application pour l'Oranie

Pour la zone d'Oran (respectivement Chlef) figure 4.7 (respectivement figure ??) montre l'évolution de la probabilité de survenue d'un séisme de magnitude locale supérieure à 5 en supposant qu'aucun séisme (de magnitude supérieure à 5) n'a été observé au cours de l'année 2018 ($\Pr(e_{phi}) = 1$).

Les résultats montrent que les deux modèles (modèle de Poisson et modèle de Markov) prévoient une croissance rapide de la probabilité d'occurrence de séismes. A noté que le modèle de Poisson surestime cette probabilité par rapport au modèle de Markov. Sur une période de prédiction d'un siècle, la moyenne de cette surestimation est d'environ 3% pour la zone d'Oran et d'environ 2% pour la région de Chlef.

Algorithme 1 : Simulation de la probabilité de survenue d'un séisme

```
1 Données : Matrice de transition  $P$ 
2 Données : Nombre de scénarios à simuler  $N = 10^5$ 
3 Données : Date initiale  $D_0 = 2018$ 
4 Données : Date finale dans le future  $D_f = 2050$ 
5 Données : Durée d'échantillonnage  $\Delta t = 248$ 
6 Résultat : Probabilité moyenne de survenue de séisme entre la date initiale et finale
7 Résultat : Avec intervalle de confiance de 95%
8 Initialiser un tableau de pour stocker les scénarios possibles;
9 pour  $i$  de 1 à  $N$  faire
10 |   Initialiser un tableau de pour stocker les probabilités de survenue de séisme;
11 |   Initialiser le temps courant  $t$  à l'année actuelle  $D_0$ ;
12 |   Initialiser la probabilité cumulée de non-survenue de séisme  $P_{\text{non-survenue}}$  à 1;
13 |   tant que  $t \leq D_f$  faire
14 |       Calculer la probabilité de survenue de séisme en  $t + \Delta t$  jours en utilisant la matrice
15 |       de transition  $P$ ;
16 |       Générer un nombre aléatoire  $r$  entre 0 et 1;
17 |       si  $r \leq \text{probabilité de survenue calculée}$  alors
18 |           |   Un séisme survient, mettre à jour  $P_{\text{non-survenue}}$ ;
19 |       fin
20 |       Incrémenter  $t$  de  $\Delta t$  jours;
21 |   fin
22 |   Calculer la probabilité de survenue de séisme pour ce scénario comme  $1 - P_{\text{non-survenue}}$ 
23 |   et l'ajouter au tableau des probabilités;
24 |   Accumuler le tableau des probabilités sur le tableau des scénarios possibles;
25 fin
26 Calculer la probabilité moyenne de survenue de séisme sur l'ensemble des scénarios;
27 Calculer l'intervalle de confiance de 95% par les méthodes statistiques standard;
```

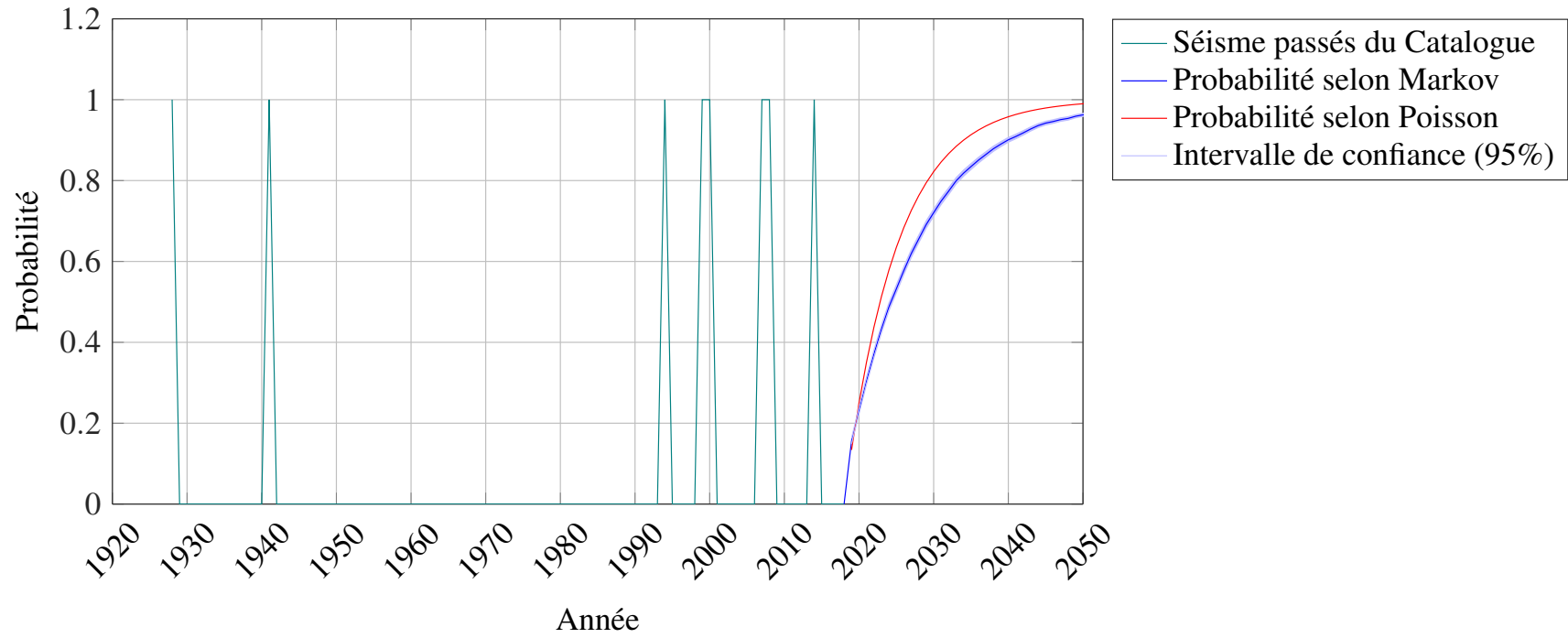


FIGURE 4.7 – Prédiction de Poisson et Markov sur la région d’Oran

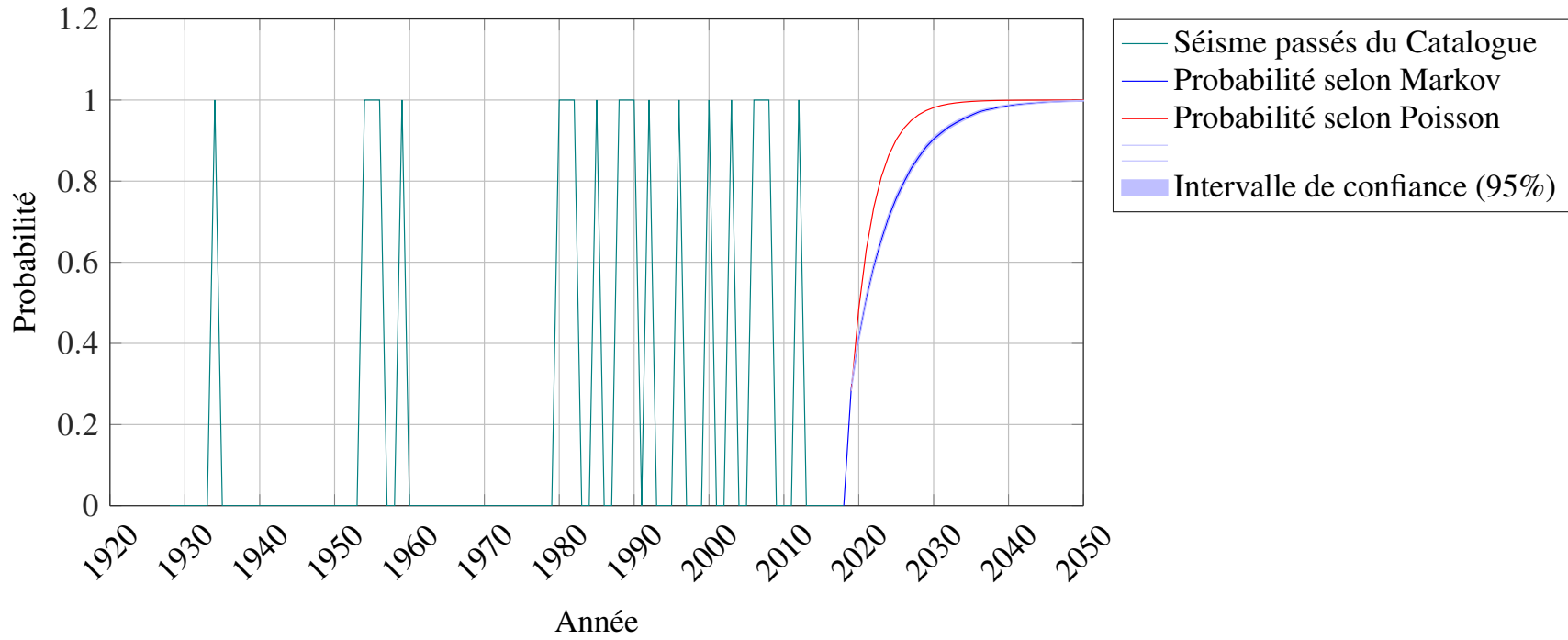


FIGURE 4.8 – Prédiction de Poisson et Markov sur la région de Chlef.

Les résultats montrent également que la région de Chlef est plus risquée que la région d'Oran. Pour les deux modèles, dans la région d'Oran, le modèle décrit dans le présent document prédit une probabilité supérieure à 80% d'avoir un séisme d'une magnitude locale supérieure à 5 après 2033. Cette chance est plus que 99% après 2063 année. Dans la région de Chlef, à partir de 2026 après un an, il est estimé qu'un séisme d'une magnitude locale supérieure à 5 aurait une probabilité supérieure à 80%. Cette probabilité est supérieure à 99% après 2042.

4.5 Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre était de développer un modèle markovienne pour l'évaluation de l'aléa sismique dans le nord-ouest de l'Algérie. Une région qui accueille une activité sismique modérée à forte ($M_L \geq 2.5$). Ce travail est une tentative de concevoir une modélisation stochastique des occurrences sismiques afin d'évaluer l'aléa sismique basé sur l'utilisation d'une chaîne de Markov en temps discret avec un modèle à états finis. Le modèle présenté est appliqué sur un échantillon de données complet comprenant des tremblements de terre survenus dans la région du nord-ouest algérien situés entre les latitudes ($34^\circ, 37^\circ$) et les longitudes ($-2^\circ, 3^\circ$) depuis 1928 jusqu'à maintenant (2018). La chaîne de Markov est construite sur un catalogue homogène et complet, puis la matrice de probabilité de transition de la chaîne est utilisée pour simuler les occurrences des tremblements de terre dans les décennies à venir. En fin les résultats ont été comparés avec le modèle de Poisson. L'utilisation de la chaîne de Markov sur notre zone d'étude nous a permis de faire des prévisions probabilistes des séismes pour la prochaine décennie. Ces prévisions montrent une augmentation de l'activité sismique dans la région d'Oran dans les futures années. Dans ce chapitre, on a pu remarquer la présence de deux zones sismiquement active : l'une est située à Oran et l'autre au Chelef. On a aussi pu remarquer que l'activité sismique récente est beaucoup plus concentrée dans la région d'Oran. Ainsi, cette région présente une vulnérabilité importante par rapport au reste de la régions du nord-ouest algérien.

Conclusion générale

L'ÉTUDE de l'activité sismo-tectonique conduit à conclure que la région nord algérienne est marquée par le plus grand nombre d'évènements sismiques modérés et parfois forts (le séisme d'Orléanville en 1954, le séisme d'El Asnam en 1980, le séisme de Constantine en 1985, le séisme de Tipaza en 1989 et celui d'Ain Temouchent en 1999) et en particulier la région de l'Atlas Tellien et la marge algérienne. Cette activité sismique est associée aux divers structures actives qui caractérisent cette région. Ces structures sont en général de direction perpendiculaire à la direction de convergence des deux plaques tectoniques Africaine et Eurasiatique. Ainsi, Les aléas géologiques, et particulièrement sismiques, dans le nord-ouest de l'Algérie, restent un domaine de recherche qui doit être étudié par d'autres approches et méthodes afin d'enrichir les résultats. En effet, dans ce chapitre, ce travail est basé sur le concept de la chaîne de Markov pour estimer l'activité sismique dans les années à venir en utilisant l'histoire sismique du siècle dernier.

Une partie importante du travail a été consacrée à l'homogénéisation et à l'exhaustivité des données. L'utilisation de la chaîne de Markov nous a permis de faire des prévisions probabilistes des séismes pour la prochaine décennie. On remarque la présence de deux zones sismiquement actives : l'une à Oran et l'autre à Chlef. Il a également été remarqué que la récente activité sismique est plus concentrée à Chlef. Ainsi, cette région présente une grande vulnérabilité par rapport au reste du nord-ouest de l'Algérie.

Notez que les résultats actuels sont cohérents avec l'évaluation du risque sismique du nord de l'Algérie, notifiée dans (AOUDIA et al. 2000), (MONTILLA, Mohamed HAMDACHE et C. L. CASADO 2003), (PELÁEZ, HAMDACHE et C. L. CASADO 2005) et (MOURABIT et al. 2014). L'estimation rapportée des risques montre que la région de Chlef présente des risques élevés à très élevés, mais la région d'Oran présente un risque modéré. Plus généralement, les résultats montrent que la région du nord-ouest de l'Algérie est exposée à un risque sismique important au cours des prochaines décennies, tant dans la région de Chlef que dans celle d'Oran.

Notre modèle de la cartographie spatial d'estimation de risque sismique peut contribuer à l'estimation du risque géologique dans la zone en question, ce modèle est facilement extensible pour prendre d'autre couches de vulnérabilité et d'aléa sous forme de cartes numériques ou non, fichiers ou tables ou base de données. Ce modèle comporte les outils nécessaires à l'intégration de ces données qui peuvent être sous différentes formes tels que le géoréférencement, numérisation, séparation des couches, la superposition de différentes cartes, homogénéisation, normalisation, et la complétude des séries temporelles des données, plus des algorithmes spécifiques comme celui de

lissage (permettant d'augmenter la qualité des cartes à faibles résolutions) et interpolation spatiale (inférer les données connues de l'aléa sur le voisinage spatial afin d'estimer le phénomène à étudier sur la totalité de la zone).

L'application sur l'Oranie nous permet de remarquer que le risque sismique est concentré beaucoup plus sur les zones à forte urbanisation, d'une densité de population élevée et un niveau d'aléa sismique important, tel que la ville d'Oran, et on remarque aussi principalement quatre niveaux de risques sismiques : très faible, faible, modéré et élevé représentés respectivement par les couleurs (vert clair, jaune, orange, rouge) représentés sur la figure ?? :

1. Un premier niveau couvrant la ville d'Oran où un risque sismique élevé fortement localisé au centre de la ville d'Oran, tel que l'on constate sur la carte en couleur rouge, au fur et à mesure qu'on s'éloigne de cluster de couleur rouge, le risque sismique décroît et s'atténue et devient modéré figurant avec une couleur orange sur la carte,
2. un deuxième niveau de risque sismique modéré avec une couleur orange figurant sur plusieurs parties des communes d'Oran.
3. Un troisième niveau s'étalant le long de l'intérieur de la partie continent d'Arzew et de Cap Carbon sous forme d'arc épousant le littoral, plus une grande partie au sud d'Arzew où le risque sismique est faible, on note aussi le même niveau de risque sur le golfe d'Oran jusqu'à Ain El Turck, la ville de Sig, Tlélat et Sidi Bel Abbès, figurant sur la carte avec une couleur jaune.
4. Un quatrième niveau couvrant le sebkha d'Oran où on remarque un risque sismique très faible avec une couleur verte et finalement le même niveau de risque est représenté sur le restant de la carte par la même couleur.

Cette carte met en évidence la relation entre l'aléa et la vulnérabilité pour l'évaluation de risque. On observe que Sig et Sidi Bel Abbès possèdent pratiquement le même niveau de risque malgré que l'aléa observé à Sig est plus important que celui de la ville de Sidi Bel Abbès, cela s'explique par le fait que la ville de Sidi Bel Abbès présente une forte vulnérabilité reflétée par une densité de population et d'urbanisation élevée.

D'autre part ce modèle peut contribuer à la réalisation de plan de prévention de risque sismiques.

Le plan de prévention de risque permet d'identifier les zones urbaines et industrielles exposées aux risques sismiques d'importance significative afin de les déplacer ou les protéger de la manière la plus adéquate pour réduire les dégâts et d'en limiter les conséquences sur les personnes et les biens).

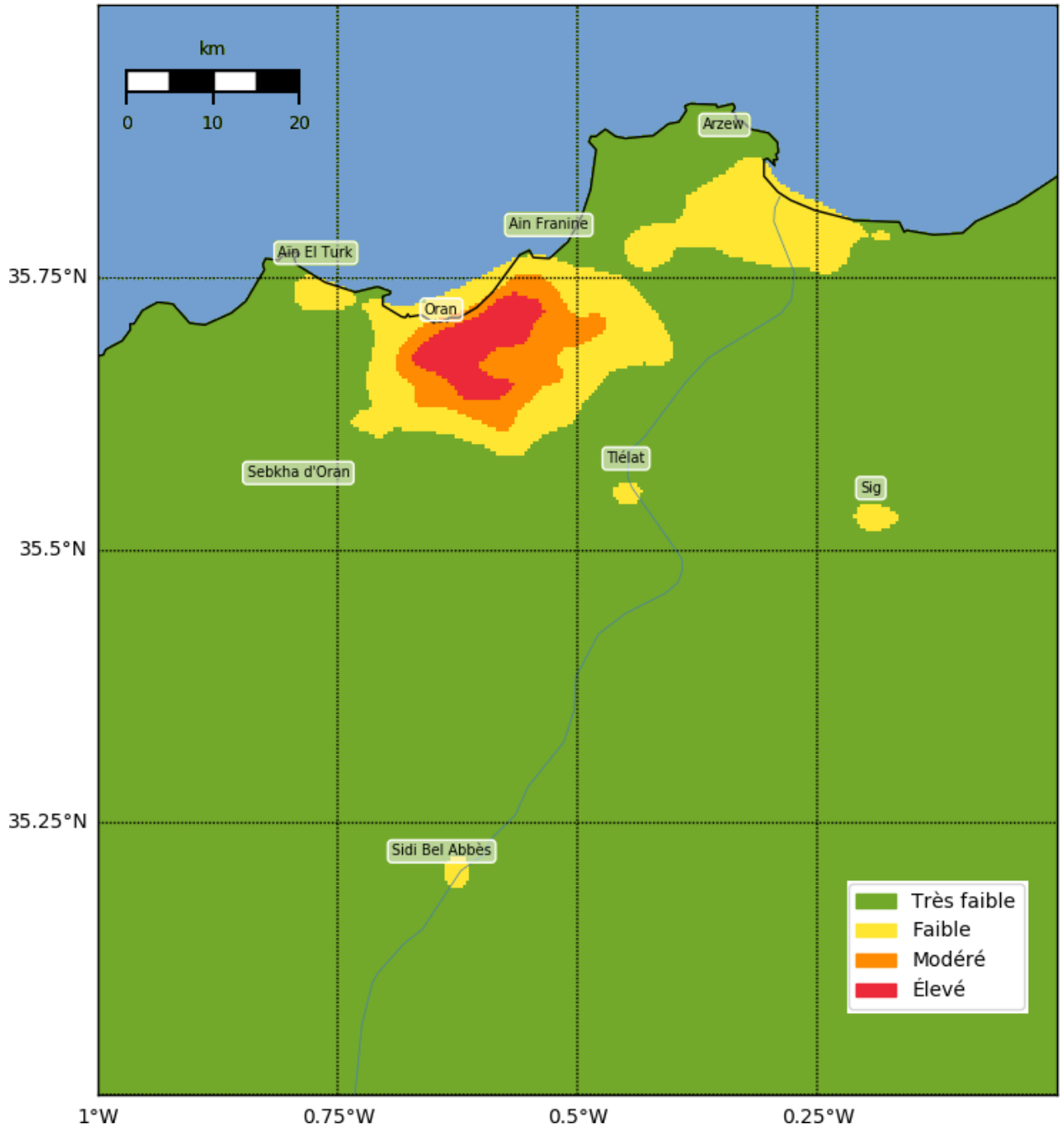


FIGURE 4.9 – Risque discret sur la zone d’Oran.

Références

- ABACHA Issam (fév. 2015). « Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie ». Thèse de doct. Université Ferhat Abbas-Sétif Algérie.
- AGUIAR FALCONI Roberto (2015). *Espectros de control para ciudad de Quito-Ecuador : obtención de espectros mediante modelos determinísticos asociados a las fallas ciegas inversas de Quito*. Centre Internacional de Mètodes Numèrics en Enginyeria (CIMNE).
- AGUILAR-MELÉNDEZ Armando et al. (2017). « Development and Validation of Software CRISIS to Perform Probabilistic Seismic Hazard Assessment with Emphasis on the Recent CRISIS2015 ». In : *Computación y Sistemas* 21.1, p. 67-90.
- AKI Keiiti (1984). « Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 89.B7, p. 5867-5872.
- ALTAMIMI Zuheir, COLLILIEUX Xavier et MÉTIVIER Laurent (2011). « ITRF2008 : an improved solution of the international terrestrial reference frame ». In : *Journal of Geodesy* 85.8, p. 457-473.
- ALTAMIMI Z et al. (2007). « ITRF2005 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 112.B9.
- AMBRASEYS Nicholas et BOMMER JJ (1991). « The attenuation of ground accelerations in Europe ». In : *Earthquake Engineering & Structural Dynamics* 20.12, p. 1179-1202.
- ANDERSON Don L et WHITCOMB James H (1973). « The dilatancy-diffusion model of earthquake prediction ». In : *Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System*. T. 13. Stanford University Press Palo Alto, Calif., p. 417-426.
- ANDERSON Helen et JACKSON James (1987). « Active tectonics of the Adriatic region ». In : *Geophysical Journal International* 91.3, p. 937-983.
- ANG H-S Alfredo et TANG H Wilson (1975). *Probability concepts in engineering planning and design. Vol. 1, Basic Principles*.
- AOUDIA A et al. (2000). « Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria ». In : *Journal of Seismology* 4.1, p. 79-98.
- ARAMBOURG Camille (1927). *Les poissons fossiles d'Oran*. T. 6. J. Carbonel.
- ARGUS Donald F et al. (1989). « Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 94.B5, p. 5585-5602.

- AULD B.A. (1973). *Acoustic fields and waves in solids*. A Wiley-Interscience publication. Wiley. ISBN : 9785885013437. URL : https://books.google.fr/books?id=%5C_2MWAwAAQBAJ.
- BAKUN WH et MCEVILLY TV (1979). « Are foreshocks distinctive? Evidence from the 1966 Parkfield and the 1975 Oroville, California sequences ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 69.4, p. 1027-1038.
- BAKUN William H et LINDH Allan G (1985). « The Parkfield, California, earthquake prediction experiment ». In : *Science* 229.4714, p. 619-624.
- BELAYADI I et al. (2017). « Sismicité de l'Algérie Nord Occidentale entre 1790 et 2016 : catalogue sismique. » In : *Comunicação Geológicas* 104.
- BELDJOUDI H et al. (2009). « The Lâalam (Béjaïa, north-east Algeria) moderate earthquake (M_w= 5.2) on March 20, 2006 ». In : *Pure and applied geophysics* 166.4, p. 623-640.
- BELKBIR L et BESSEDIK M (1991). « Essai de synthèse biostratigraphique du Miocène post-et synchronappes en Oranie (Tafna, Bas Chéelif). » In : *Séminaire "Géologie pétrolière"*, p. 32-34.
- BELLON H et HERNANDEZ J (1976). « Chronologie et évolution chimique des laves du Rif oriental (Maroc) et du Tell Oranais (Algérie) ». In : *4eme Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, 13-16 avril*, p. 44.
- BENABDELLAH Mohamed (2011). « Mise en évidence des phénomènes dynamiques contrôlant le littoral oranais (de la Calère à la Pointe de Canastel) : étape fondamentale pour une cartographie des risques géologiques ». Thèse de doct. Université d'Oran2 Mohamed ben Ahmed.
- BENOUAR D et al. (1994). *Materials for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century*. Editrice Compositori.
- BERTIL D. et al. (2008). *Évaluation probabiliste de l'aléa sismique de la Nouvelle-Calédonie*. brgm, p. 140.
- BEYREUTHER Moritz, HAMMER Conny et al. (2012). « Constructing a Hidden Markov Model based earthquake detector : application to induced seismicity ». In : *Geophysical Journal International* 189.1, p. 602-610.
- BEYREUTHER Moritz et WASSERMANN Joachim (2008). « Continuous earthquake detection and classification using discrete Hidden Markov Models ». In : *Geophysical Journal International* 175.3, p. 1055-1066.
- BHARGAVA Neeti et al. (2009). « Earthquake prediction through animal behavior : A review ». In : *Indian J. Biomech* 78, p. 159165.
- BIZON G. et BIZON J.J. (1972). *Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen : oligocène à quaternaire*. Éditions Technip. ISBN : 9782710802129. URL : https://books.google.fr/books?id=RgQp%5C_m6AgE0C.
- BLEICHER Marie-Gustave (1874). « Recherches sur l'origine des éléments lithologiques des terrains tertiaires et quaternaires des environs d'Oran ». In : *Comptes Rendus. Acad. Sci* 78, p. 700-701.
- BLEICHER Marie-Gustave (1875a). « Note sur la geologie des environs d'Oran ». In : *Bulletin de la Societe geologique de France*, p. 1874-1875.
- BLEICHER Marie-Gustave (1875b). *Recherches d'archéologie préhistorique dans la province d'Oran et dans la partie occidentale du Maroc*. Muséum d'histoire naturelle.

- BOSCHI Enzo, GASPERINI Paolo et MULARGIA Francesco (1995). « Forecasting where larger crustal earthquakes are likely to occur in Italy in the near future ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 85.5, p. 1475-1482.
- BOUDIAF Azzedine (1996). « Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie) : utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives : contribution à l'évaluation de l'aléa sismique ». Thèse de doct. Montpellier 2.
- BOUDIAF Azzedine, RITZ Jean-Francois et PHILIP Herve (1998). « Drainage diversions as evidence of propagating active faults : example of the El Asnam and Thenia faults, Algeria ». In : *Terra Nova-Oxford* 10.5, p. 236-244.
- BOUHADAD Y (2008). « Seismic hazard assessment in algeria : a case study ». In : *Proc. of the 14th World Conference on Earthquake Engineering October 12-17, 2008, Beijing, China*, p. 1-7.
- BOUHADAD Youcef (2001). « The Murdjadjo, Western Algeria, fault-related fold : implications for seismic hazard ». In : *Journal of Seismology* 5.4, p. 541-558.
- BOUHADAD Youcef et LAOUAMI Nasser (2002). « Earthquake hazard assessment in the Oran region (Northwest Algeria) ». In : *Natural Hazards* 26.3, p. 227-243.
- BOUHADAD Youcef, NOUR Ali et al. (2003). « The Beni-Ourtilane-Tachaouaft fault and sismotectonic aspects of the Babors region (NE of Algeria) ». In : *Journal of seismology* 7.1, p. 79-88.
- BOUNIF A, HAESSLER H et MEGHRAOUI M (1987). « The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985 : surface ruptures and aftershock study ». In : *Earth and planetary science letters* 85.4, p. 451-460.
- BOUNIF Abdallah et al. (2003). « Seismic source study of the 1989, October 29, Chenoua (Algeria) earthquake from aftershocks, broad-band and strong ground motion records ». In : *Annals of Geophysics*.
- BOUTARAA Z. et al. (nov. 2015). « Scénarios de risque sismique pour la ville de Chlef (Ex El Asnam) Algérie ». In : DOI : 10.13140/RG.2.1.3700.7127.
- BRACÈNE Rabah (avr. 2002). « Géodynamique du nord de l'Algérie : Impact sur l'exploration pétrolière ». Thèse de doct. Université de Cergy Pontoise France.
- BRUMBAUGH DS (1989). « A comparison of duration magnitude to local magnitude for seismic events recorded in northern Arizona ». In : *Journal of the Arizona-Nevada Academy of Science*, p. 29-31.
- BUFORN Elisa et al. (2017). « The Oran (Northwest Algeria) earthquake of 9 October 1790 ». In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*. T. 19, p. 2005.
- CALAIS E, DEMETS C et NOCQUET J-M (2003). « Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions ? ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 216.1-2, p. 81-92.
- CALAIS E, NOCQUET JM et al. (2002). « Current extension in the central part of the western Alps from continuous GPS measurements, 1996-2001 ». In : *Geology* 30.7, p. 651-654.
- CAPUTO M (1974). « Analysis of seismic risk ». In : *Nato Advanced Study Institutes Series, Appl Sci* 3.
- CGS (1995). « The Benichougrane earthquake of August 18, 1994 ». In : *Centre National de Recherche Appliquée en Génie Parasismique*, p. 40.

- CHAMBERS Daniel W et al. (2012). « Earthquake forecasting using hidden Markov models ». In : *Pure and applied geophysics* 169.4, p. 625-639.
- CHEN Qing Hua et LIU Zhi (2013). « Earthquake Magnitude Prediction Model based on the GEP Algorithm and Markov Chain ». In : *Applied Mechanics and Materials*. T. 411. Trans Tech Publ, p. 2130-2133.
- CHYI LL et al. (2003). « Soil gas radon spectra and earthquake prediction ». In : *Proceedings of ICGG7*. T. 31. 32.
- CLÉMENT C et al. (2004). « Zoning versus faulting models in PSHA for moderate seismicity regions : preliminary results for the Tricastin nuclear site, France ». In : *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 45.3, p. 187-204.
- COMAS MC et al. (1999). « The origin and tectonic history of the Alboran Basin : insights from Leg 161 results ». In : *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. T. 161, p. 555-580.
- CORNÉE Jean-Jacques et al. (1994). « Geometry, palaeoenvironments and relative sea-level (accommodation space) changes in the Messinian Murdjadjo carbonate platform (Oran, western Algeria) : consequences ». In : *Sedimentary Geology* 89.1-2, p. 143-158.
- CORNELL C Allin (1968). « Engineering seismic risk analysis ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 58.5, p. 1583-1606.
- CORNELL C Allin et VANMARCKE Erik H (1969). « The major influences on seismic risk ». In : *Proceedings of the Fourth World Conference on Earthquake Engineering*. T. 1, p. 69-83.
- D'AGOSTINO N et al. (2008). « Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 113.B12.
- DAHMOUNE Badreddine et MANSOUR Hamidi (2019). « Algerian northwestern seismic hazard evaluation based on the Markov model ». In : *Rudarsko-geološko-naftni zbornik* 34.1, p. 113-125.
- DALLONI Marius (1919). *Le Terrain houiller sur le littoral de la province d'Oran*. Gauthier-Villars.
- DAVISON Charles (1921). « On scales of seismic intensity and on the construction and use of isoseismal lines ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 11.2, p. 95-130.
- DELFAUD et al. (1973). « Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne : évolution de la région oranaise (Algérie). Au Miocène supérieur. Conséquences stratigraphiques ». In : *Bull. soc. Hist. nat. Afr. Nord, Alger* 64, 1-2, p. 21-241.
- DELGA Michael Durand (1969). *Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie*.
- DELTEIL J (1974). « Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental (monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra) ». Thèse de doct. Thèse Sciences Nice, 294 p.
- DEMETS Charles et al. (1994). « Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions ». In : *Geophysical research letters* 21.20, p. 2191-2194.
- DER KIUREGHIAN A et ANG A HS (1977). « A fault-rupture model for seismic risk analysis ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 67.4, p. 1173-1194.
- DÉVERCHÈRE Jacques et al. (2005). « Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake ». In : *Geophysical research letters* 32.4.

- DEWEY James W (1991). « The 1954 and 1980 Algerian earthquakes : Implications for the characteristic-displacement model of fault behavior ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 81.2, p. 446-467.
- DOMZIG Anne et al. (2006). « Searching for the Africa–Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise) ». In : *Comptes Rendus Geoscience* 338.1-2, p. 80-91.
- DOUMERGUE François et FICHEUR E (1908). « Notice explicative de la carte géologique d'Oran, avec un historique et des observations de M. Doumergue ». In : *Extrait du "Bulletin de la Société de géographie et d'archéologie de la province d'Oran". T. XXVIII. Fasc. CXVI*, 32p.
- EFTAXIAS K et al. (2001). « Signature of pending earthquake from electromagnetic anomalies ». In : *Geophysical Research Letters* 28.17, p. 3321-3324.
- FENET B (1975). « Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain a partir de l'étude d'un element de l'orogenese nord-maghebine : les Monts du djebel Tessala et les massifs du littoral oranais ». In : *Thèse Sciences Nice*.
- FERNANDES RMS et al. (2003). « The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data ». In : *Geophysical Research Letters* 30.16.
- FICHEUR Émile (1904). *Notice de la carte géologique au 1/50.000ème*.
- FLANDRIN Jacques (1948). *Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien*. Protat Frères, Imprimeurs.
- FRENEIX Suzanne, SAINT MARTIN Jean-Paul et MOISSETTE P (1987). « Bivalves hétérodontes du Messinien d'Oranie (Algérie occidentale) ». In : *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, série 4 9*, p. 415-453.
- FUKUSHIMA Yoshimitsu et TANAKA Teiji (1990). « A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 80.4, p. 757-783.
- GAUTIER M (1936). « Sur la stratigraphie de la région de Nemours (Algérie) ». In : *CR Acad. Sci*, p. 1800-1802.
- GENTIL Louis (1902). *Esquisse stratigraphique et pétrographique du bassin de la Tafna (Algérie)*. T. 1079. Adolphe Jourdan.
- GENTIL Louis (1903). *Etude géologique du bassin de la Tafna*. 4. A. Jourdan.
- GEOMATRIX-ME2I-TTI (déc. 2003). « Étude de l'aléa et microzonage sismique de la région de Aïn Temouchent ». In : *Rapport de Synthèse*. T. 1 et 2.
- GLANGEAUD Louis (1932). *Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger : par Louis Glangeaud,...* Y. Cadoret.
- GOURINARD Yves (1952). *Le littoral Oranais : mouvements verticaux et anomalies gravimétriques*. Congrès Géologique International.
- GOURINARD Yves (1958). *Recherches sur la géologie du littoral oranais... Épirogénèse et nivellements : Par Yves Gourinard*. Service de la carte géologique de l'Algérie.
- GRÜNTAL G et al. (1998). « The European Macroseismic Scale EMS-98, Vol. 15, Conseil de l'Europe ». In : *Cahiers du Centre Européen de Geodynamique et de Seismologie, Luxembourg* 101.
- GUARDIA P (1975). « Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-occidentale (relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique) ». Thèse de doct. Thèse Sciences Nice, 289 p.

- GUTENBERG B et RICHTER CF (1956). « Magnitude and Energy of Earthquakes ». In : *Annals of Geophysics* 9.1, p. 1-15.
- GUTENBERG Beno et RICHTER Carl F (1956). « Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration : (Second paper) ». In : *Bulletin of the seismological society of America* 46.2, p. 105-145.
- GUTENBERG Beno et RICHTER Charles F (1944). « Frequency of earthquakes in California ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 34.4, p. 185-188.
- HEINICKE J, KOCH U et MARTINELLI G (1995). « CO2 and radon measurements in the Vogtland Area (Germany)-A contribution to earthquake prediction research ». In : *Geophysical research letters* 22.7, p. 771-774.
- HOLLIDAY James R et al. (2005). « Earthquake forecasting and its verification ». In : *arXiv pre-print cond-mat/0508476*.
- IGEL H. (2016). *Computational Seismology : A Practical Introduction*. OUP Oxford. ISBN : 9780191026850. URL : <https://books.google.fr/books?id=5254DQAAQBAJ>.
- JACKSON DD et KAGAN YY (2006). « The 2004 Parkfield earthquake, the 1985 prediction, and characteristic earthquakes : Lessons for the future ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 96.4B, S397-S409.
- JOLIVET Laurent (1995). « La déformation des continents(exemples régionaux) ». In : *Collection enseignement des sciences*.
- JOYNER William B et BOORE David M (1981). « Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 71.6, p. 2011-2038.
- KAPPES Melanie Simone (2011). *Multi-hazard risk analyses : a concept and its implementation*. na.
- KIENHOLZ Hans et al. (2004). « Aspects of integral risk management in practice—considerations with respect to mountain hazards in Switzerland ». In : *Österreichische Wasser-und Abfallwirtschaft* 56.3-4, p. 43-50.
- KING Chi-Yu (1986). « Gas geochemistry applied to earthquake prediction : An overview ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 91.B12, p. 12269-12281.
- KNOPOFF Leon (1971). « A stochastic model for the occurrence of main-sequence earthquakes ». In : *Reviews of Geophysics* 9.1, p. 175-188.
- KRAMER S. L (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- KRAMER Steven L (1996). « Geotechnical earthquake engineering prentice hall ». In : *Upper Saddle River, NJ*.
- KREEMER Corné et HOLT William E (2001). « A no-net-rotation model of present-day surface motions ». In : *Geophysical Research Letters* 28.23, p. 4407-4410.
- LAFFITTE Robert (1942). *Plissements post-pliocènes et mouvements quaternaires dans l'Algérie occidentale*. Verlag nicht ermittelbar.
- LIU SC et FAGEL LW (1972a). « Earthquake environment for physical design : A statistical analysis ». In : *Bell System Technical Journal* 51.9, p. 1957-1982.
- LIU SC et FAGEL LW (1972b). « Earthquake environment for physical design : A statistical analysis ». In : *Bell System Technical Journal* 51.9, p. 1957-1982.

- LOMNITZ-ADLER J (1983). « A statistical model of the earthquake process ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 73.3, p. 853-862.
- LOTT Dale F, HART Benjamin L et HOWELL Mary W (1981). « Retrospective studies of unusual animal behavior as an earthquake predictor ». In : *Geophysical Research Letters* 8.12, p. 1203-1206.
- LUCAS G (1908). « Description géologique et pétrographique des monts de Ghar Roubane et de Sidi el Abed ». In : *Bulletin du Service Géologique. Carte géologique, Alger* 16, 539 pp.
- MADEIRA José et RIBEIRO António (1990). « Geodynamic models for the Azores triple junction : a contribution from tectonics ». In : *Tectonophysics* 184.3-4, p. 405-415.
- MAGNÉ J et TEMPÈRE C (1953). « Micropaléontologie de deux bassins néogènes algériens : Le Chèif et le Hodna ; Applications aux recherches de pétrole ». In : *Cong. Géol. Internat., XIX (Alger, 1952), CR, sec 14*, p. 147-176.
- MAOUCHE SD et BENOUAR A Harbi (1998). « H. Benhallou, The Algiers (Algeria) earthquake of 4 September 1996, Europ ». In : *Earth. Engi* 12.1.
- MAOUCHE S et al. (1998). « The Algiers (Algeria) earthquake of 4 september 1996 ». In : *European Earthquake Engineering* 12, p. 51-55.
- MARI J.L., GLANGEAUD F. et COPPENS F. (2001). *Traitement du signal pour géologues et géophysiciens : Volume 1, Prospection sismique*. Publications de l'Institut français du pétrole. Editions Technip. ISBN : 9782710807865. URL : <https://books.google.fr/books?id=lnKizVK45gcC>.
- MARKOV Andrei Andreevich (1906). « Rasprostranenie zakona bol'shikh chisel na velichiny, zavisyaschie drug ot druga ». In : *Izvestiya Fiziko-matematicheskogo obschestva pri Kazanskom universitete* 15.135-156, p. 18.
- MATTHEWS Mark V, ELLSWORTH William L et REASENBERG Paul A (2002). « A Brownian model for recurrent earthquakes ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 92.6, p. 2233-2250.
- MAUFFRET A, FRIZON DE LAMOTTE D et al. (2004). « E–W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean) ». In : *Terra Nova* 16.5, p. 257-264.
- MAUFFRET A, MALDONADO A et CAMPILLO AC (1992). « Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian basins, western Mediterranean ». In : *Geo-Marine Letters* 12.2-3, p. 104-110.
- MAUFFRET ALAIN, EL-ROBRINI MAÂMAR et GENNESSEAUX MAURICE (1987). « Indice de la compression recente en mer Mediterranee ; un bassin losangique sur la marge nord-algerienne ». In : *Bulletin de la Société géologique de France* 3.6, p. 1195-1206.
- MCCLUSKY S et al. (2003). « GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions ». In : *Geophysical Journal International* 155.1, p. 126-138.
- MCCUE KF (1980). « Magnitude of some early earthquakes in southeastern Australia ». In : *Search* 11.3, p. 78-80.
- MCKENZIE Dan (1972). « Active tectonics of the Mediterranean region ». In : *Geophysical Journal International* 30.2, p. 109-185.
- MEDVEDEV SV, SPONHEUER W et KÁRNIK V (1967). « Seismic intensity scale, version 1964 (MSK-64) ». In : *Institute of Geodynamics, Jena, Germany, Publ* 48, p. 13.

- MEGHRAOUI Mustapha (1988). « Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie : paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique ». 1988PA112220. Thèse de doct., 1 vol. (356 p.) URL : <http://www.theses.fr/1988PA112220>.
- MEGHRAOUI Mustapha et al. (1996). « Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran ; une zone complexe de convergence continent-continent ». In : *Bulletin de la Société géologique de France* 167.1, p. 141-157.
- MELLANDER Charlotta et al. (2015). « Night-time light data : A good proxy measure for economic activity ? » In : *PloS one* 10.10.
- MERZ Hanz A et CORNELL Carl Allin (1973). « Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 63.6-1, p. 1999-2006.
- MIROUSE R. et al. (1983). *Pyrénées : 500 millions d'années, Parc National des Pyrénées Occidentales*. ISBN : 2715900244.
- MOGI Kiyoo (1981). « Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting ». In : *Earthquake prediction : An international review* 4, p. 43-51.
- MOHAMED Hamdache, PELÁEZ José et CASADO C. (jan. 2004). « Contribution of the Algiers earthquake (Mw 6.8) of May 21, 2003 to the probabilistic seismic hazard values in Northern Algeria ». In : p. 65-75. ISBN : 7-5028-2506-1.
- MOISSETTE Pierre (1987). « Faunes de Bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale ». Thèse de doct. Lyon 1.
- MONTILLA José A Peláez, HAMDACHE Mohamed et CASADO Carlos López (2003). « Seismic hazard in Northern Algeria using spatially smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration ». In : *Tectonophysics* 372.1-2, p. 105-119.
- MOURABIT T et al. (2014). « Neo-deterministic seismic hazard assessment in North Africa ». In : *Journal of seismology* 18.2, p. 301-318.
- MOUSAVI S Mostafa, BEROZA Gregory C et HOOVER Susan M (2018). « Variabilities in probabilistic seismic hazard maps for natural and induced seismicity in the central and eastern United States ». In : *The Leading Edge* 37.2, 141a1-141a9.
- MOUSSA K (2007). « Etude d'une sebkha : la Sebkha d'Oran (Ouest algérien) ». In : *Doctorat thesis Es-Sciences, Oran University, Algeria*.
- MULARGIA Francesco, STARK Philip B et GELLER Robert J (2017). « Why is probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) still used ? » In : *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 264, p. 63-75.
- NAVA F Alejandro et al. (2005). « Seismic hazard evaluation using Markov chains : Application to the Japan area ». In : *pure and applied geophysics* 162.6-7, p. 1347-1366.
- NEURDIN-TRESCARTES Jacqueline (1992). « Le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chelif, modèle de référence de bassins intramontagneux ». Thèse de doct. Pau.
- NICHOLSON Craig et SIMPSON David W (1985). « Changes in Vp/Vs with depth : Implications for appropriate velocity models, improved earthquake locations, and material properties of the upper crust ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 75.4, p. 1105-1123.
- NOCQUET J-M et CALAIS E (2004). « Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe ». In : *Pure and applied geophysics* 161.3, p. 661-681.
- NOCQUET J-M, WILLIS P et GARCIA S (2006). « Plate kinematics of Nubia-Somalia using a combined DORIS and GPS solution ». In : *Journal of Geodesy* 80.8-11, p. 591-607.

- NUR Amos (1974). « Matsushiro, Japan, earthquake swarm : Confirmation of the dilatancy-fluid diffusion model ». In : *Geology* 2.5, p. 217-221.
- OUYED Merzouk et al. (1981). « Seismotectonics of the El Asnam earthquake ». In : *Nature* 292.5818, p. 26.
- PARÉS-RAMOS Isabel K, ÁLVAREZ-BERRIOS Nora L et AIDE T Mitchell (2013). « Mapping urbanization dynamics in major cities of Colombia, Ecuador, Perú, and Bolivia using nighttime satellite imagery ». In : *Land* 2.1, p. 37-59.
- PELÁEZ José A, HAMDACHE M et CASADO Carlos López (2005). « Updating the probabilistic seismic hazard values of northern Algeria with the 21 May 2003 M 6.8 Algiers earthquake included ». In : *pure and applied geophysics* 162.11, p. 2163-2177.
- PERESAN A et al. (2005). « Intermediate-term middle-range earthquake predictions in Italy : a review ». In : *Earth-Science Reviews* 69.1-2, p. 97-132.
- PERRODON Alain (1957). « Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale ». Thèse de doct.
- PESARESI Martino, EHRlich Daniele et FREIRE Sergio (mai 2014). « The Global Human Settlement Layer (GHSL) – New Tools and Geodatasets for Improving Disaster Risk Assessment and Crisis Management ». In :
- PHILIP H (1987). « Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision ». In :
- POMEL Nicolas Auguste (1873). *Description et carte géologique du massif de Milianah*. Savy.
- PRAWIRODIRDJO Linette et BOCK Yehuda (2004). « Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 109.B8.
- QUANG Paul Bui et al. (2015). « Detection and classification of seismic events with progressive multi-channel correlation and hidden Markov models ». In : *Computers & Geosciences* 83, p. 110-119.
- REASENBERG Paul (1985). « Second-order moment of central California seismicity, 1969–1982 ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 90.B7, p. 5479-5495.
- RECH-FROLLO Marguerit (1964). « Le Flysch : Définition ; Dépôt de Faible Profondeur ? » In : *Developments in Sedimentology*. T. 1. Elsevier, p. 347-355.
- REILINGER Robert et al. (2006). « GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 111.B5.
- REITER L. (1990). *Earthquake hazard analysis : issues and insights / Leon Reiter*. English. Columbia University Press New York, x, 254 p. : ISBN : 0231065345.
- EL-ROBRINI M, GENNESSEAUX M et MAUFFRET A (1985). « Consequences of the El-Asnam earthquakes : Turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean) ». In : *Geo-Marine Letters* 5.3, p. 171-176.
- EL-ROBRINI Maâmar (1986). « Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale) : Influence de la néotectonique et de la sédimentation ». Thèse de doct. Paris 4.
- ROMÁN Miguel O et al. (2018). « NASA's Black Marble nighttime lights product suite ». In : *Remote Sensing of Environment* 210, p. 113-143.

- RONG Yufang, JACKSON David D et KAGAN Yan Y (2003). « Seismic gaps and earthquakes ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 108.B10.
- ROTHÉ JP (1955). « Le tremblement de terre d'Orléansville et la séismicité de l'Algérie ». In : *La nature* 3237, p. 1-9.
- ROUCHY JM, CHAIX CH et SAINT MARTIN JP (1982). « Importance et implications de l'existence d'un récif corallien messinien sur le flanc sud du Djebel Murdjadjo (Oranie, Algérie) ». In : *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 294, séri 2*, p. 813-816.
- ROZET A (1831). « Notice géognostique sur les environs d'Oran ». In : *Bull. Soc. Géol. De*.
- SADIGH K et al. (1993). « Specification of long-period ground motions : updated attenuation relationships for rock site conditions and adjustment factors for near-fault effects ». In : *Proc. ATC-17-1 Seminar on Seismic Isolation, Passive Energy Dissipation, and Active Control*. T. 1.
- SADRAN Gérard (1958). « Observations sur la nature et l'origine des serpentines de la région d'Oran ». In : *Publications du Service de la Carte géologique d'Algérie, nouvelle série* 20, p. 198-218.
- SAINT MARTIN Jean-Paul et MÜLLER Pál (1988). « Les Crustacés Décapodes du Messinien récifal d'Oranie (Algérie) ». In : *Geobios* 21.2, p. 251-257.
- SCHENKOVÁ Zdenka et KÁRNIK Vít (1970). « The probability of occurrence of largest earthquakes in the European area—Part II ». In : *pure and applied geophysics* 80.1, p. 152-161.
- SCHRAEN Claire Limoge (2013). « Étudier le comportement d'un monument historique en maçonnerie sous sollicitations sismiques : la chapelle du hameau de Boudin à Arêches-Beaufort, Savoie ». In :
- SEARLE Roger (1980). « Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 51.2, p. 415-434.
- SEEBER Leonardo et ARMBRUSTER John G (1981). « Great detachment earthquakes along the Himalayan arc and long-term forecasting ». In : *Earthquake prediction : an international review* 4, p. 259-277.
- SELLA Giovanni F, DIXON Timothy H et MAO Ailin (2002). « REVEL : A model for recent plate velocities from space geodesy ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 107.B4.
- SERPELLONI E et al. (2007). « Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data ». In : *Geophysical Journal International* 169.3, p. 1180-1200.
- SERPIL Unal et CELEBIOGLU Salih (2011). « A Markov Chain Modelling Of The Earthquakes Occuring In Turkey ». In : *Gazi University Journal of Science* 24.2, p. 263-274.
- SOCOTEC-EXPORT (1986). « Reconnaissance et études de risque sismique, site de la Calère, Sidi El Houari, Phase1, Géologie et risque sismique ». In : *Rapport de Synthèse*, p. 169.
- SONLEY Eleanor et ATKINSON Gail M (2005). « Empirical relationship between moment magnitude and Nuttli magnitude for small-magnitude earthquakes in southeastern Canada ». In : *Seismological Research Letters* 76.6, p. 752-755.
- SPERANZA F et al. (2002). « Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading : new paleomagnetic and Ar/Ar evidence ». In : *Tectonophysics* 347.4, p. 231-251.
- STEIN Seth, GELLER Robert J et LIU Mian (2012). « Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it ». In : *Tectonophysics* 562, p. 1-25.

- STEPP JC (1972). « Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard ». In : *Proc. of the 1st Int. Conf. on Microzonation, Seattle*. T. 2, p. 897-910.
- STUCCHI Massimiliano et al. (2011). « Seismic hazard assessment (2003–2009) for the Italian building code ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 101.4, p. 1885-1911.
- SUTTON Paul (1997). « Modeling population density with night-time satellite imagery and GIS ». In : *Computers, Environment and Urban Systems* 21.3-4, p. 227-244.
- THOMAS G et al. (1974). « La phase de compression pléistocène en Algérie nord-occidentale : age, premiers éléments cinématiques, relations avec les mouvements en distension. » In :
- THOMAS G et al. (1976). « Mise en évidence de décrochements dextres est-ouest d'âge quaternaire en Algérie nord-occidentale. » In :
- THOMAS G et al. (1977). « L'histoire tectonique récente (tortonien à quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. c. les résultats de l'analyse structurale en Algérie nord-thomas. » In :
- THOMAS Gérard (1985). « Géodynamique d'un bassin intramontagneux : Le Bassin du Bas-Chelif occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire ». Thèse de doct. Thèse Sciences Pau, 594 p.
- TSELENTIS GA, DANCIU L et SOKOS E (2010). « Probabilistic seismic hazard assessment in Greece–Part 2 : Acceleration response spectra and elastic input energy spectra ». In : *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10.1, p. 41-49.
- UTSU Tokuji (1972). « Aftershocks and earthquake statistics (3) : Analyses of the distribution of earthquakes in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (1) ». In : *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics* 3.5, p. 379-441.
- UYEDA Seiya, NAGAO Toshiyasu et KAMOGAWA Masashi (2009). « Short-term earthquake prediction : Current status of seismo-electromagnetics ». In : *Tectonophysics* 470.3-4, p. 205-213.
- VAGLIENTE Victor Nicholas (1973). *Forecasting the risk inherent in earthquake resistant design*. 174. Dept. of Civil Engineering.
- VAN VLECK ANDERSON R. (1936). *Geology in the Coastal Atlas of Western Algeria*. Memoir (Geological Society of America). Geological Society of America. URL : <https://books.google.fr/books?id=gpkPAAAAIAAJ>.
- VANNESTE Kris et al. (2018). « Insights into earthquake hazard map performance from shaking history simulations ». In : *Scientific reports* 8.1, p. 1855.
- VENEZIANO Daniele et CORNELL Carl Allin (1974). *Earthquake models with spatial and temporal memory for engineering seismic risk analysis*. MIT Department of Civil Engineering.
- VERE-JONES D (1966). « A markov model for aftershock occurrence ». In : *pure and applied geophysics* 64.1, p. 31-42.
- VERNANT Philippe et al. (2010). « Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean : Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone ». In : *Journal of Geodynamics* 49.3-4, p. 123-129.
- VILA Jean-Marie (1980). « La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens ». In : *These de Doctorat-es-sciences, Université Pierre et Marie curie*.
- VILLE Ludovic (1857). *Notice minéralogique sur les provinces d'Oran et d'Alger*. Imprimerie impériale.

- VILLE Ludovic Gabriel Alexandre Raymond Joseph (1852). *Recherches sur les roches, les eaux et les gites minéraux des provinces d'Oran et d'Alger*. Imprimerie nationale.
- VOTSI I et al. (2013). « A Markov model for seismic hazard analysis along the Hellenic subduction Zone (Greece) ». In : *Bulletin of the Geological Society of Greece* 47.3, p. 1376-1385.
- WALIA Vivek et al. (2005). « Earthquake prediction studies using radon as a precursor in NW Himalayas, India : a case study ». In : *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* 16.4, p. 775.
- WANG Chi-yuen, GOODMAN Richard E et SUNDARAM PN (1975). « Variations of VP and VS in granite premonitory to shear rupture and stick-slip sliding : Application to earthquake prediction ». In : *Geophysical Research Letters* 2.8, p. 309-311.
- WANG Zhenming (2011). « Seismic hazard assessment : issues and alternatives ». In : *Pure and Applied Geophysics* 168.1-2, p. 11-25.
- WARD Steven N (1994). « Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry ». In : *Geophysical Journal International* 117.2, p. 441-452.
- WARD Steven N (2007). « Methods for evaluating earthquake potential and likelihood in and around California ». In : *Seismological Research Letters* 78.1, p. 121-133.
- WESTAWAY Rob (1990). « The Tripoli, Libya, earthquake of September 4, 1974 : implications for the active tectonics of the central Mediterranean ». In : *Tectonics* 9.2, p. 231-248.
- WHITE Gilbert F, KATES Robert W et BURTON Ian (2001). « Knowing better and losing even more : the use of knowledge in hazards management ». In : *Global Environmental Change Part B : Environmental Hazards* 3.3, p. 81-92.
- WIEMER Stefan et WYSS Max (2000). « Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs : Examples from Alaska, the western United States, and Japan ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 90.4, p. 859-869.
- WOOD Harry O et NEUMANN Frank (1931). « Modified Mercalli intensity scale of 1931 ». In : *Bulletin of the Seismological Society of America* 21.4, p. 277-283.
- WOODWARD CLYDE CONSULTANTS WCC (1984). « Seismic microzonation of Ech-Chellif region, Algeria ». In : *Report prepared for Organisme de Contrôle Technique de la Construction (CTC), Algiers* 1.
- YELLES-CHAOUICHE A et al. (2013). « The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN) : towards an earthquake early-warning system ». In : *Advances in Geosciences* 36, p. 31.
- YELLES-CHAOUICHE AbdelKrim et al. (2006). « La tectonique active de la région nord-algérienne ». In : *Comptes Rendus Geoscience* 338.1-2, p. 126-139.
- YELLES-CHAOUICHE AK et al. (2004). « The Ain Temouchent (Algeria) Earthquake of December 22 nd, 1999 ». In : *Pure and Applied Geophysics* 161.3, p. 607-621.
- ZALIAPIN Ilya et BEN-ZION Yehuda (2013). « Earthquake clusters in southern California I : Identification and stability ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 118.6, p. 2847-2864.
- ZEROUAL I, MANSOUR H et al. (2012). « Approche géomatique dans la cognition du risque géologique ». In : *2ème Séminaire International Euro-Méditerranéen. Aménagement du Territoire, Gestion des risques et Sécurité routière. Batna 25-27 septembre, Algérie*, p. 210-214.
- ZEROUAL I, MEKAHLI L et al. (2006). « Apport de l'intégration "SIG-Photogrammétrie" dans le risque géologique ; application en zones urbaines de la ville d'Oran ». In : *Ann. Lab. Magm. Synth. Géodyn. Bass Algériens. Géothema n : 1/42 ISSN 112-6124*.

- ZEROUAL Ibrahim et al. (nov. 2019). « Etude de l'Impact du risque géologique sur le patrimoine urbain par les méthodes géomatiques : cas du port de la ville d'Oran ». In : p. 499-512. ISBN : 9788891797339.
- ZHUO L et al. (2009). « Modelling the population density of China at the pixel level based on DMSP/OLS non-radiance-calibrated night-time light images ». In : *International Journal of Remote Sensing* 30.4, p. 1003-1018.

Catalogue sismique homogénéisé

La table suivante énumère les événements du catalogue sismique homogénéisé qu'ont produit dans la section 3.5.3.1 de magnitude supérieur à 4 triés par ordre chronologique.

TABLE A.1 – Nouvelles relations empiriques des différences magnitudes.

Magnitude	Nouvelle relation	Erreur R^2
M_b	$0.812M_b + 0.377$	0.576
M_s	$0.383M_s + 2.951$	0.512
M_w	$0.642M_w + 1.536$	0.644
M_n	$0.988M_n + 0.437$	0.658
M_d	$1.201M_d - 0.689$	0.508

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.0277	0.0414	2018-04-23	15 :48 :51	4.55
35.3438	-1.1732	2018-04-04	05 :12 :54	4.21
36.4083	2.5095	2018-01-08	16 :20 :09	4.43
36.31	2.56	2018-01-02	20 :59 :38	4.75
36.2703	1.5238	2017-10-16	02 :09 :32	4.37
35.7576	-1.8022	2017-07-13	21 :01 :18	4.1
35.887	-1.824	2017-07-11	03 :18 :18	4.64
35.8088	-1.6856	2017-07-11	03 :18 :19	4.68
35.7391	-1.7492	2017-07-08	10 :42 :48	4.29
35.8672	-1.8017	2017-06-01	23 :29 :02	4.06
35.7724	-1.8004	2017-05-30	04 :02 :33	4
36.1302	2.8052	2016-10-09	23 :03 :42	4.06
36.3974	1.7211	2016-10-01	03 :20 :28	4
36.6605	2.4533	2016-06-11	22 :57 :54	4.21
36.437	1.698	2015-12-28	13 :48 :08	4.3

Suite à la page suivante

TABLE A.2 – Suite de la page précédente

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.4862	2.8587	2015-11-21	03 :18 :57	4.1
36.299	1.773	2015-10-09	16 :54 :27	4.2
36.2932	1.6624	2015-08-22	02 :54 :15	4.03
36.2187	-1.5534	2015-06-02	19 :15 :48	4.29
36.0657	0.4338	2015-03-17	15 :57 :15	4.03
35.7552	0.2876	2014-08-22	00 :22 :46	4.14
35.3683	-0.9994	2014-06-08	12 :58 :58	4.21
35.8784	0.2689	2014-05-22	02 :57 :40	4.1
35.8093	0.2488	2014-05-22	05 :22 :03	5.2
35.7254	0.2882	2014-05-22	05 :26 :53	4.03
35.9817	-0.4005	2014-03-20	23 :27 :34	4.3
35.8099	0.0364	2013-05-02	18 :55 :36	4.7
36.0083	1.2044	2012-07-15	02 :05 :07	4.06
36.5913	1.5685	2012-06-10	23 :50 :22	4.03
34.1988	1.8839	2012-05-18	13 :12 :12	4.9
36.527	1.6119	2012-04-25	03 :18 :20	5.5
36.4318	1.4238	2012-03-29	23 :44 :25	4.2
36.52	0.54	2012-03-25	02 :45 :24	4.23
36.5204	0.9405	2012-03-24	05 :50 :01	4.17
35.8686	-0.5974	2012-03-21	06 :41 :58	4.7
36.4797	0.8109	2012-03-05	02 :45 :23	4.5
35.3759	-0.7037	2012-01-15	13 :45 :41	4.9
36.5148	1.7073	2011-10-30	22 :12 :44	4.06
36.9157	2.7149	2011-05-14	23 :36 :12	4.1
35.3933	0.1376	2011-03-31	18 :48 :19	4.3
36.8649	2.3713	2011-01-24	16 :08 :11	4.5
36.3561	2.9579	2011-01-22	06 :10 :26	4.48
36.4356	1.6497	2011-01-08	21 :11 :56	4.3
36.542	1.6794	2010-09-27	09 :39 :52	4.5
35.5382	-0.1623	2010-06-07	21 :25 :29	4.2
36.6684	2.9166	2010-05-20	13 :01 :31	4.2
36.3249	1.6381	2010-04-18	10 :15 :55	4
36.6504	0.8709	2010-01-13	22 :24 :40	4.1
36.1487	2.7123	2010-01-07	20 :13 :50	4.2
35.2966	-0.1341	2009-12-22	02 :17 :31	4.4
35.4155	-0.2158	2009-12-21	02 :45 :04	4.8
36.3122	1.773	2009-11-02	07 :28 :31	4.9
34.2299	1.2677	2009-08-24	15 :46 :23	4.48
35.9872	1.2575	2009-07-07	04 :41 :44	4.3
35.7355	0.5075	2009-06-11	05 :42 :18	4.7
35.7346	0.585	2009-06-11	08 :26 :13	4.29
36.0208	2.7652	2009-04-09	10 :58 :11	4.1

Suite à la page suivante

TABLE A.2 – Suite de la page précédente

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.4036	1.6078	2009-01-17	11 :22 :26	4.94
36.2336	2.6171	2008-11-15	13 :56 :00	4.2
36.7399	2.0531	2008-09-28	02 :36 :09	4
35.8047	0.2178	2008-09-15	17 :43 :57	4.1
36.5276	0.9825	2008-08-24	20 :52 :44	4.2
35.8871	-1.2103	2008-07-24	17 :19 :53	4.9
36.3177	1.4147	2008-07-16	00 :03 :22	4
36.0395	-0.6453	2008-06-20	01 :34 :11	4
36.3116	0.9822	2008-06-18	13 :24 :00	5.08
35.9787	-0.671	2008-06-10	12 :13 :42	4.24
35.9352	-0.6222	2008-06-07	01 :39 :18	4.2
35.9237	-0.6055	2008-06-06	20 :02 :58	5.5
35.9557	-0.6363	2008-06-06	21 :10 :40	4.5
35.9927	-0.7028	2008-06-06	22 :48 :24	4.8
35.5871	1.3472	2008-01-09	05 :33 :03	4.24
35.6201	-0.5769	2008-01-09	22 :24 :03	5.3
36.3442	1.5235	2007-11-09	19 :59 :57	4.6
35.8722	-0.7563	2007-10-15	23 :06 :52	4
36.5044	1.582	2007-09-28	07 :38 :47	4
36.2417	2.7005	2007-09-04	14 :41 :32	4.84
36.1807	2.6987	2007-08-27	04 :09 :06	4.36
36.0761	2.6198	2007-08-22	18 :08 :34	5.2
36.1831	2.7186	2007-08-22	22 :59 :07	4.48
36.1513	2.7248	2007-08-21	14 :58 :42	4.7
35.9947	0.0038	2007-08-08	21 :26 :28	5.1
36.2902	1.4181	2007-08-06	11 :30 :26	4.2
35.5352	-0.2017	2007-07-18	00 :59 :59	4.4
36.1284	2.6735	2007-05-27	10 :45 :22	4.6
36.0938	2.9772	2007-05-16	06 :32 :19	4
36.1354	2.5825	2007-05-08	06 :56 :35	4.84
35.6182	1.2834	2007-02-18	07 :53 :10	4.2
36.5501	1.5262	2007-02-17	07 :30 :19	4
36.4561	0.9818	2006-12-16	19 :34 :32	5.1
35.679	1.3723	2006-10-27	11 :25 :09	4
35.752	1.2801	2006-10-19	22 :52 :14	5
36.9371	2.8293	2006-09-26	18 :13 :43	4.3
35.9303	0.6215	2006-07-23	20 :17 :15	5.2
35.9427	0.5661	2006-07-23	22 :13 :29	4.5
35.9329	0.6096	2006-07-23	23 :07 :00	4.6
36.434	1.6431	2006-05-03	13 :31 :04	4.1
36.7852	1.8858	2005-10-28	20 :55 :36	4.2
35.811	0.149	2005-08-17	05 :30 :54	4.4

Suite à la page suivante

TABLE A.2 – Suite de la page précédente

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.4065	2.93	2005-08-03	22 :43 :26	4.1
35.7452	0.0951	2005-08-01	01 :41 :43	4.2
35.481	0.1996	2005-07-31	11 :11 :29	4.24
35.6186	0.1161	2005-07-31	15 :33 :47	4
35.8114	-0.7209	2005-07-07	04 :11 :41	4.3
36.7864	-1.6665	2005-06-30	01 :19 :20	4.6
36.3931	2.791	2005-05-31	21 :02 :52	4
35.5823	-1.2865	2005-05-21	04 :09 :49	4.4
36.2842	1.539	2005-05-14	01 :47 :11	4
36.4662	2.94	2004-11-27	09 :23 :51	4.4
36.4378	2.4444	2004-09-13	13 :33 :53	4
35.4018	2.4207	2004-08-14	17 :33 :36	4.1
36.3002	2.7691	2004-06-12	17 :13 :04	4.4
34.3869	2.5875	2004-06-01	01 :39 :03	4.18
35.7002	0.3053	2004-04-07	06 :07 :24	4.6
36.5438	2.8289	2003-12-12	01 :35 :56	4.4
36.703	1.5346	2003-07-27	21 :19 :26	4.1
36.2649	2.889	2003-01-01	00 :55 :56	5.02
36.783	1.524	2002-08-21	19 :37 :53	4.7
36.147	-0.465	2002-08-07	10 :55 :07	4.11
35.965	-1.148	2001-01-31	03 :33 :19	4.03
35.374	-1.5	2000-08-23	00 :42 :04	5.6
35.321	-1.346	2000-07-30	01 :05 :13	4.44
36.006	1.358	2000-07-02	05 :36 :24	5.7
35.062	-1.313	2000-03-18	01 :29 :05	4.39
35.398	-1.352	1999-12-23	00 :48 :17	4.27
35.291	-1.315	1999-12-22	17 :36 :55	6.07
35.353	-1.326	1999-12-22	17 :54 :22	4.49
35.166	-1.205	1999-12-22	17 :57 :13	4.98
35.226	-1.369	1999-12-22	18 :14 :14	4.27
35.653	1.01	1999-09-03	06 :43 :53	4.2
35.929	-0.72	1999-07-10	10 :24 :49	4.06
35.566	1.434	1999-03-30	05 :05 :37	4.1
36.4113	0.1553	1998-12-22	05 :59 :56	4.5
35.4959	-0.1	1998-12-10	17 :01 :09	4.44
35.6497	-1.6237	1998-07-02	04 :23 :18	4.29
36.2415	0.8006	1998-06-19	00 :53 :57	4
35.5366	-0.0924	1998-04-07	07 :45 :19	4.1
35.3978	-0.8909	1997-12-19	15 :32 :23	4.1
35.5967	1.3951	1997-12-05	16 :55 :10	4.5
35.9535	-0.1594	1997-12-01	22 :47 :28	4
36.4626	1.6131	1997-11-15	13 :34 :47	4

Suite à la page suivante

TABLE A.2 – Suite de la page précédente

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.8381	1.3559	1997-08-16	07 :20 :32	4.3
36.7363	1.6201	1997-08-06	11 :33 :29	4.1
35.9498	1.1378	1997-07-14	15 :49 :51	4.56
36.4385	1.6154	1997-02-06	12 :55 :16	4.2
36.9699	2.8977	1996-09-04	04 :14 :03	5.48
36.965	2.9931	1996-09-04	23 :18 :02	4.2
36.5349	1.771	1996-07-09	12 :36 :05	4.3
36.0393	-0.5482	1996-04-21	17 :01 :57	4
35.4811	-0.1923	1996-04-12	03 :42 :46	4.2
36.0114	-0.2865	1996-04-12	10 :22 :20	4.09
35.32	-0.74	1995-11-29	00 :25 :08	4.55
35.3826	-0.7483	1995-11-21	00 :25 :11	4.7
36.4481	1.6101	1995-10-12	19 :46 :03	4.09
35.7336	0.2368	1995-09-19	02 :09 :32	4.48
35.5496	-0.1002	1995-06-10	19 :37 :28	4.19
35.6488	-0.2307	1995-01-31	15 :40 :35	4.36
36.3642	2.4603	1994-12-31	19 :01 :18	4.19
35.4404	-0.268	1994-11-04	14 :45 :08	4.09
36.0114	-0.7107	1994-10-04	00 :01 :37	4.09
35.4045	-0.0993	1994-10-02	02 :43 :49	4.09
35.5513	-0.2348	1994-09-19	23 :24 :24	4.6
35.5141	-0.1223	1994-08-28	06 :27 :54	4.09
35.5414	-0.2028	1994-08-23	09 :16 :29	4.09
35.5863	-0.2611	1994-08-22	16 :49 :57	4.09
35.689	-0.1657	1994-08-21	12 :54 :28	4.09
35.7306	-0.1756	1994-08-19	11 :37 :44	4.09
35.4986	-0.1115	1994-08-18	01 :13 :05	5.8
35.5486	-0.1384	1994-08-18	01 :42 :48	4.6
35.5401	-0.1227	1994-08-18	02 :23 :46	4.19
35.5308	-0.1204	1994-08-18	05 :00 :54	4.09
35.5343	-0.1716	1994-08-18	08 :18 :18	4.09
35.5154	-0.1041	1994-08-18	09 :37 :05	4.23
36.9082	2.4441	1994-06-20	15 :56 :56	4.09
36.7437	2.1383	1993-10-15	08 :37 :51	4.4
36.7672	2.242	1993-10-15	12 :56 :04	4.04
36.66	1.66	1993-03-28	19 :14 :21	4.1
36.0576	1.7987	1993-03-07	03 :17 :17	4.81
35.9819	1.8916	1993-03-07	03 :31 :29	4.49
35.2828	-1.5151	1992-10-17	20 :43 :19	4.62
36.2873	1.5221	1992-06-17	20 :47 :29	4.18
35.9413	-0.253	1992-02-26	10 :53 :00	4.39
35.822	-0.3681	1992-02-26	11 :53 :00	4.39

Suite à la page suivante

TABLE A.2 – Suite de la page précédente

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.1949	1.8939	1992-01-19	12 :24 :51	4.59
36.2627	1.7924	1992-01-19	20 :21 :31	5.18
35.6216	0.3947	1991-03-08	17 :40 :46	4.3
36.7616	2.4271	1990-08-09	18 :26 :46	4.09
35.7675	-1.2258	1990-05-23	22 :51 :59	4.29
36.7919	2.4933	1990-04-12	22 :47 :53	4.96
36.7909	2.5587	1990-03-11	08 :28 :27	4.29
36.7752	2.4814	1990-02-09	09 :31 :47	5.28
36.8057	2.4363	1990-02-09	11 :16 :55	4.39
36.6586	2.5948	1990-02-09	11 :19 :56	4.29
36.8885	2.4492	1990-02-09	13 :09 :56	4.29
36.8749	2.4831	1990-02-09	13 :19 :31	4.19
36.7205	2.4748	1990-02-05	07 :17 :44	4.2
35.8267	1.2771	1990-01-07	16 :21 :23	4.09
36.707	2.4942	1989-11-22	20 :37 :48	4.29
36.7183	2.4236	1989-11-05	11 :38 :18	4.6
36.6878	2.3866	1989-11-04	20 :08 :05	4.96
36.6783	2.4882	1989-11-01	11 :32 :30	4.41
36.8166	2.4212	1989-10-31	04 :13 :38	4.3
36.5923	2.5932	1989-10-31	04 :16 :49	4.1
36.8269	2.4777	1989-10-31	21 :26 :26	4.23
36.7815	2.4426	1989-10-29	19 :09 :13	5.57
36.6335	2.47	1989-10-29	19 :20 :48	4.1
36.7395	2.4441	1989-10-29	19 :21 :52	5.3
36.6372	2.4734	1989-10-29	19 :43 :59	4.3
36.849	2.4382	1989-10-29	20 :20 :13	4.17
36.6239	2.5186	1989-10-29	22 :01 :51	4.1
36.39	2.6534	1989-02-12	12 :02 :19	4.75
36.2367	2.7287	1988-12-09	06 :16 :30	4
36.4019	2.6823	1988-10-31	10 :12 :57	5.26
36.1879	1.7736	1988-02-13	01 :47 :37	4.1
36.5958	2.1122	1987-06-21	06 :38 :42	4
35.9397	1.4104	1987-02-28	04 :01 :20	4.04
35.9181	1.3821	1987-01-26	11 :11 :40	4.62
36.6395	1.576	1986-11-04	11 :28 :44	4.2
35.6155	1.4483	1986-02-13	20 :22 :29	4.3
36.4148	2.9045	1986-02-11	04 :58 :10	4.17
36.4247	2.7135	1986-01-19	20 :11 :15	4.1
35.8398	1.279	1985-09-10	20 :57 :07	4.1
36.0508	1.1731	1985-09-07	09 :51 :33	4.36
35.4779	-1.2244	1985-07-15	11 :20 :39	4.04
35.5645	1.4332	1985-03-05	15 :37 :57	5.06

Suite à la page suivante

TABLE A.2 – Suite de la page précédente

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.496	1.5715	1984-06-15	23 :02 :48	4.6
36.4471	1.6281	1984-03-31	03 :31 :53	4.68
36.4563	1.7054	1984-03-31	04 :45 :30	4.27
35.5966	1.342	1982-11-15	20 :07 :47	5.02
36.0885	1.3056	1982-10-21	00 :59 :06	4.3
35.5966	1.3189	1982-09-11	04 :48 :39	4.52
36.359	1.6796	1982-09-11	21 :35 :50	4.76
36.0607	2.2745	1982-09-11	21 :40 :09	4.03
35.6361	1.3555	1982-06-12	04 :39 :31	4.2
36.4195	1.543	1981-09-25	09 :23 :50	4.71
36.2767	1.5247	1981-09-06	07 :20 :53	4.6
36.3267	1.5378	1981-06-15	07 :35 :29	4.25
36.235	1.7117	1981-06-15	22 :59 :05	4.68
36.3452	1.5837	1981-04-21	17 :19 :15	4.27
36.6997	1.8193	1981-03-29	08 :57 :55	4.68
35.9144	1.2726	1981-02-14	13 :15 :14	5.06
36.3964	1.5308	1981-02-05	09 :12 :31	4.68
36.4327	1.6801	1981-02-01	13 :19 :58	5.17
36.4463	1.6982	1981-02-01	23 :00 :40	4.68
36.3899	1.6582	1981-01-31	16 :29 :55	4.76
36.358	1.699	1981-01-31	18 :03 :48	4.68
36.4594	1.5934	1981-01-31	20 :43 :52	4.36
36.2194	1.6483	1981-01-20	01 :25 :12	4.6
36.3698	1.6545	1981-01-15	04 :25 :15	4.92
36.0748	1.2964	1980-12-31	02 :25 :11	4.52
36.0552	1.149	1980-12-08	04 :07 :10	4
36.0583	1.3013	1980-12-07	17 :37 :08	5.17
35.971	1.3412	1980-12-05	13 :32 :04	5.06
36.4803	1.5991	1980-12-03	10 :31 :19	4.84
36.5411	1.3817	1980-11-10	00 :01 :48	4.7
36.5596	1.5895	1980-11-08	02 :06 :58	4.84
36.1208	1.3799	1980-11-08	07 :54 :17	5.09
36.361	1.652	1980-10-30	23 :38 :11	4.92
36.4071	1.7679	1980-10-29	01 :30 :09	4
36.5418	1.596	1980-10-26	02 :28 :09	4.37
36.5562	1.5372	1980-10-23	09 :57 :55	4.68
36.4932	1.4949	1980-10-22	16 :23 :13	4.76
36.3885	1.7051	1980-10-21	16 :50 :51	4.11
35.8453	1.3214	1980-10-19	21 :47 :21	4.3
36.4084	1.5777	1980-10-15	03 :17 :23	4.44
36.0963	1.3621	1980-10-15	18 :29 :11	4.2
36.3489	1.6845	1980-10-14	17 :34 :56	4.84

Suite à la page suivante

TABLE A.2 – Suite de la page précédente

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.3107	1.5885	1980-10-13	06 :37 :37	5.01
36.3315	1.6572	1980-10-13	14 :33 :41	4.6
36.3115	1.5006	1980-10-12	04 :02 :15	4.3
36.3143	1.5183	1980-10-11	01 :29 :16	4.2
36.35	1.6415	1980-10-11	05 :40 :55	4.76
36.3307	1.7087	1980-10-11	19 :03 :33	4
36.4061	1.5042	1980-10-11	21 :26 :18	4.68
36.1587	1.4027	1980-10-10	12 :25 :22	6.48
36.3219	1.5533	1980-10-10	12 :37 :08	5.25
36.1527	1.3936	1980-10-10	14 :12 :27	4.2
36.2994	1.4477	1980-10-10	14 :44 :51	5.17
36.0745	1.3392	1980-10-10	15 :25 :36	4.6
36.4101	1.698	1980-10-10	15 :36 :53	4.5
36.2534	1.6103	1980-10-10	15 :39 :08	5.9
36.3896	1.6551	1980-10-10	17 :15 :17	4
36.1282	1.4021	1980-10-10	17 :32 :59	4.92
36.397	1.6171	1980-10-10	19 :07 :59	5.01
36.5075	1.5208	1980-10-10	20 :22 :41	4.6
36.1957	1.8313	1980-10-10	23 :55 :33	4.25
36.2353	1.3736	1980-10-10	23 :59 :58	4.25
36.8	-0.2	1977-04-12	19 :45 :20	4.55
36.4708	2.8748	1975-07-20	10 :49 :53	4.36
36.9	-1.5	1975-05-15	15 :54 :06	4.1
34.3642	2.6424	1975-04-01	08 :14 :36	4.04
36.1	-0.2	1975-01-13	07 :17 :38	4.49
37	-0.4	1974-10-05	13 :05 :03	4.43
35.8474	-1.9014	1973-08-24	10 :50 :55	4.75
36	1.7	1973-08-24	15 :57 :27	4.62
36.2064	2.1117	1970-10-09	00 :27 :05	4.75
35.65	0	1968-02-10	21 :54 :32	4.23
36.4696	2.8856	1967-09-11	07 :00 :29	4.49
35.4	-0.75	1967-07-24	16 :36 :57	4.43
35.4407	-0.1198	1967-07-13	02 :10 :24	4.87
35.7495	-0.1962	1967-05-27	01 :54 :26	4.55
36.2842	2.4305	1967-04-23	09 :30 :21	4.75
36	-2	1966-05-18	15 :57 :12	4.43
36.7	-2	1965-01-27	16 :53 :09	4.04
35.6237	-0.1125	1964-10-02	09 :39 :28	4.23
36.7693	-1.8584	1964-07-13	12 :25 :06	4.55
36.5128	-1.9986	1964-05-13	13 :46 :34	4.55
36.5	-1.5	1964-04-27	02 :34 :41	4.36
36.2622	2.5986	1959-11-07	02 :32 :10	5.13

Suite à la page suivante

TABLE A.2 – Suite de la page précédente

Latitude	Longitude	Date	Heure	M_L
36.4418	1.6199	1956-02-14	09 :53 :24	5.32
36.2677	1.4032	1955-06-05	14 :56 :16	5.26
36.4695	1.5196	1955-05-08	21 :39 :03	4.79
36.4638	1.2406	1954-09-10	05 :44 :09	5.52
36.2739	1.5936	1954-09-09	01 :04 :43	5.9
36.4217	1.3368	1954-09-09	09 :28 :47	5.39
36	-1	1941-06-12	13 :55 :35	5.1
36	2	1934-09-07	03 :39 :10	5.1
36	0	1928-08-24	09 :44 :15	5.1

Annexe **B**

Documentation pour les données GHSL

GHSL Data Packages Instructions for data access. V1.0

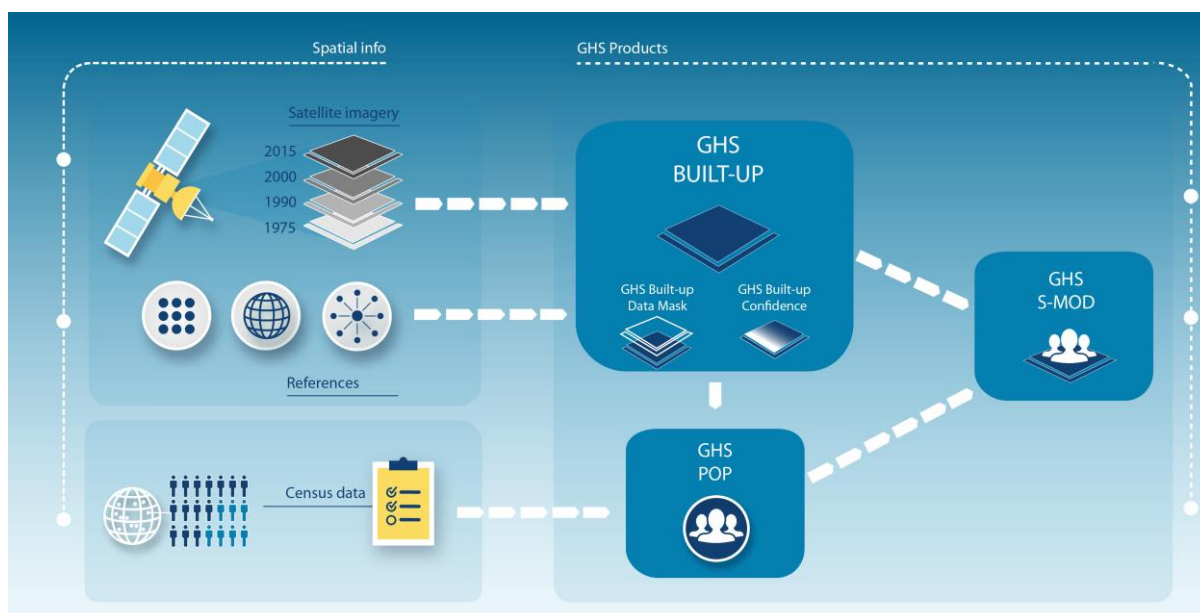
Disaster Risk Management
Space, Security & Migration, JRC-ISPRA EC
Last update: 27 Oct 2016

WHAT IS THE PURPOSE OF THIS DOCUMENT?

This document has been created for GHSL data users, and accompanies the data packages of GHSL data collection published through JRC Open Data repository.

HOW IS THE DATA COLLECTION ORGANISED?

The GHSL data packages (GHS-BUILT, GHS-POP and GHS-SMOD) belong to the family of GHSL products.



WHERE CAN I GET THE GHSL DATA?

JRC Open Data Portal
GHSL web page

<http://data.jrc.ec.europa.eu/collection/GHSL>
<http://ghsl.jrc.ec.europa.eu/>
<http://ghslsys.jrc.ec.europa.eu/>

IS THERE ANY POINT OF CONTACT?

Yes, please use the following email: ghsl-data@jrc.ec.europa.eu

HOW CAN I GET THE GHSL DATA?

The GHSL can be downloaded for free. No registration is needed.

WHAT ARE THE USE CONSTRAINTS?

The GHSL has been produced by the EC JRC as open a free data – Reuse is authorised, provided the source is acknowledged. For more information, please read the use conditions ([European Commission Reuse and Copyright Notice](#)).

HOW CAN I OPEN THE FILES?

The dataset can be opened by means of GDAL-compatible GIS/Remote Sensing tools, such as **QGIS (open source software)** or **ArcGIS (commercial software by ESRI)**.

WHAT CAN I DO WITH THE GHSL DATA?

Examples of main applications and uses of the GHSL are:

- Comparison of settlements in a consistent way
- Monitoring the implementation of international frameworks
- Empowering communities and building trust in data and analyses.

WHAT CAN I DOWNLOAD?

Three main type of products:

- built-up (GHS-BUILT)
- population (GHS-POP)
- city model (GHS-SMOD)

Format: the grid data are distributed as raster files in TIF format. The ZIP files contain raster files together with pyramids (i.e., TIF and OVR files).

Coverage: globe

Temporal resolution: 1975, 1990, 2000, 2015

Resolution:

Type of product	Details	38m	250m	1km
<i>GHS-BUILT</i>	Built-up grid	yes	yes	yes
	Quality information on remote sensing data availability (data mask grid)	yes	no	no
	Quality information on built-up presence (confidence grid)	yes	no	no
<i>GHS-POP</i>	Population grid	no	yes	yes
<i>GHS-SMOD</i>	Settlement model grid	no	no	yes

HOW SHALL I CITE THE DATA?

The dataset citations can be found at JRC Open Data portal.

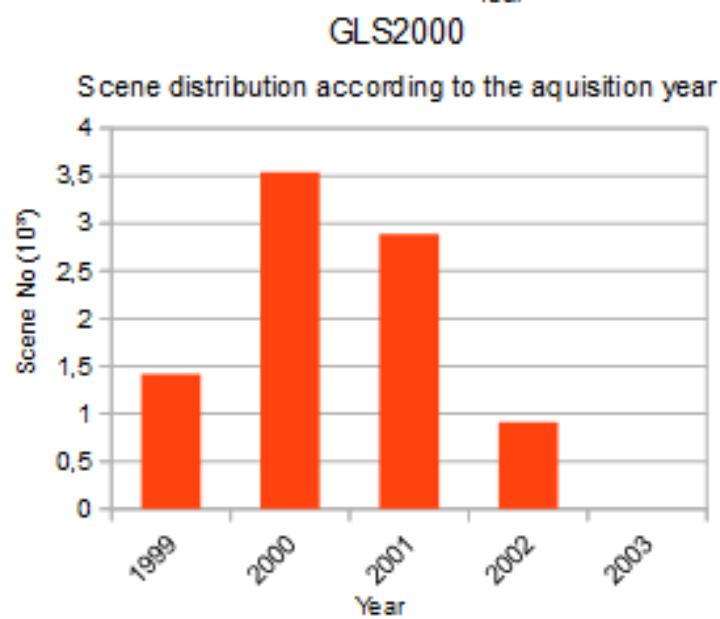
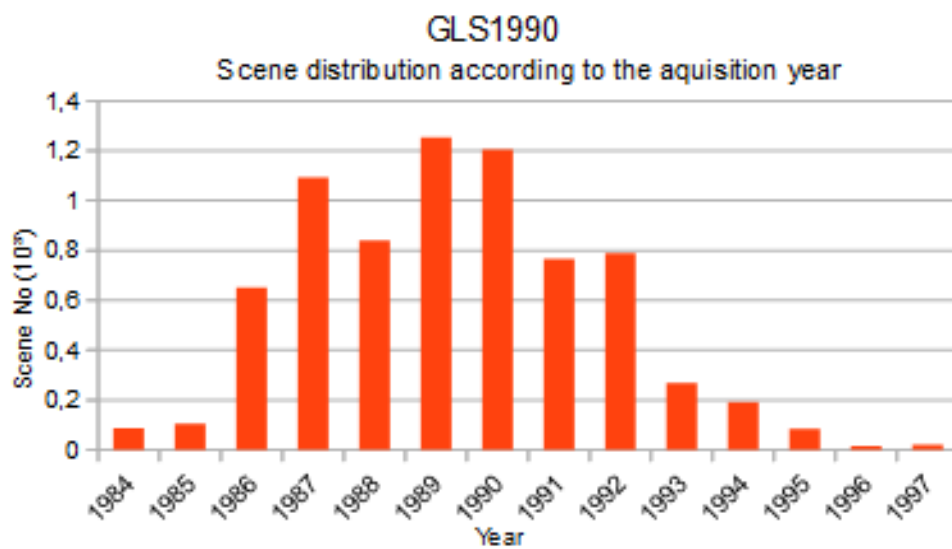
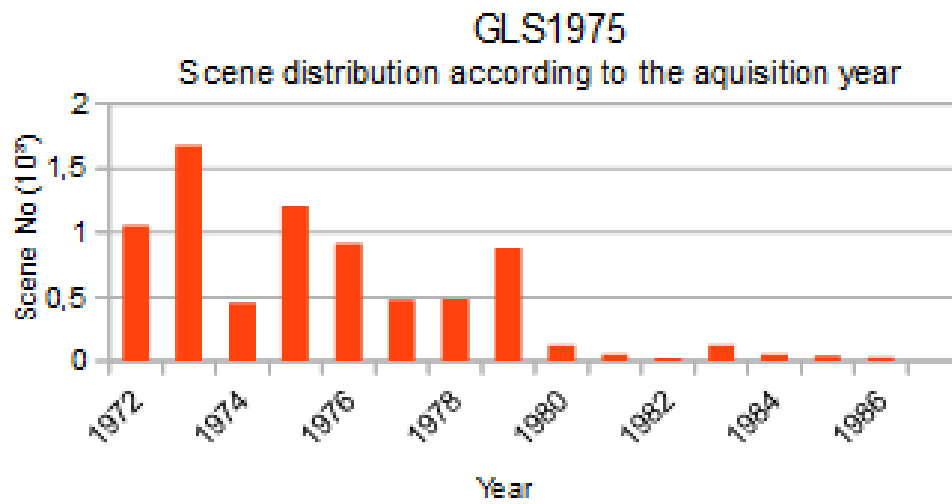
HOW SHALL I UNDERSTAND THE EPOCH OF THE BUIL-UP LAYER?

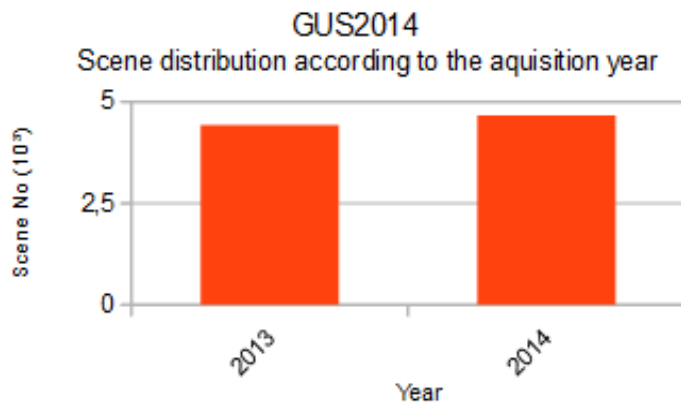
The epochs that characterise the built-up GHSL data approximate the temporal dimension of the input imagery, i.e., the Landsat multitemporal collections. The collections processed are mainly the [Global Land Survey](#) datasets (GLS1975, GLS1990, GLS2000), and a Landsat-8 image collection (an ad-hoc collection named GUS2014).

The Table below shows the analysis of the year of acquisition of scenes per each collection.

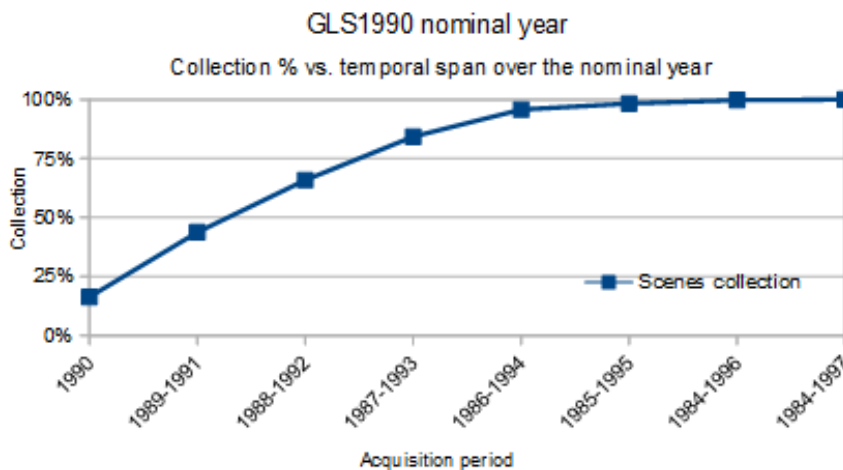
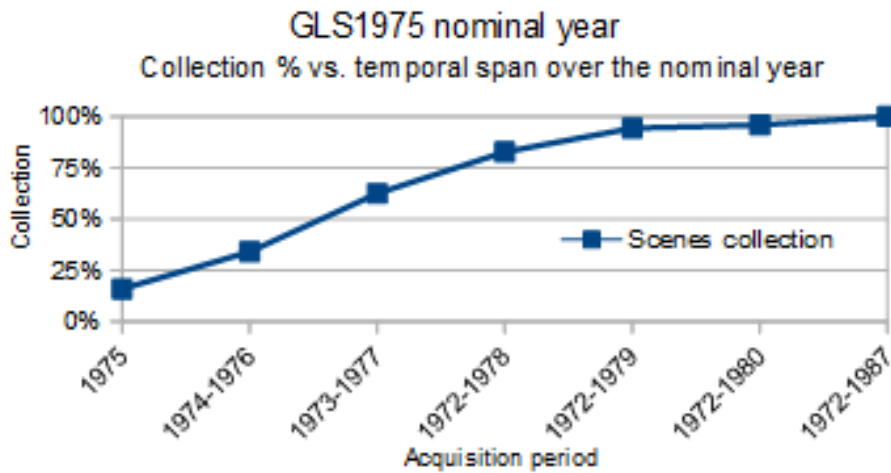
	GUS2014	GLS2000	GLS1990	GLS1975
Number of Scenes	9.089	8.756	7.375	7.588
min year	2013	1999	1984	1972
max year	2014	2003	1997	1987
average of year	2013.51	2000.34	1989.29	1975.41
mode of year	2014	2000	1989	1973
variance of year	0.25	0.77	5.44	8.19

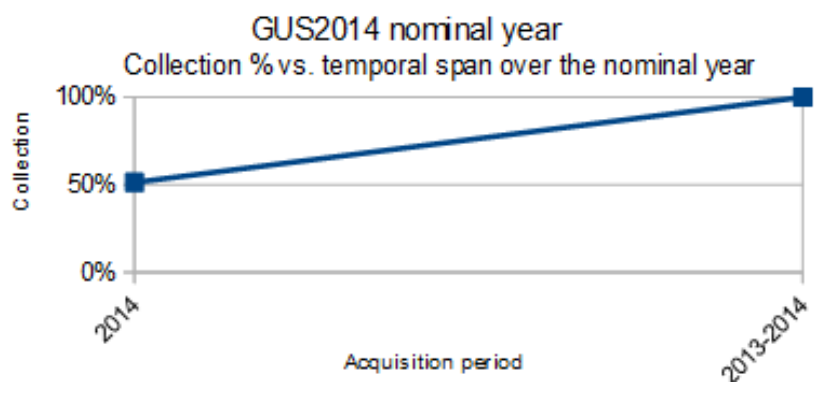
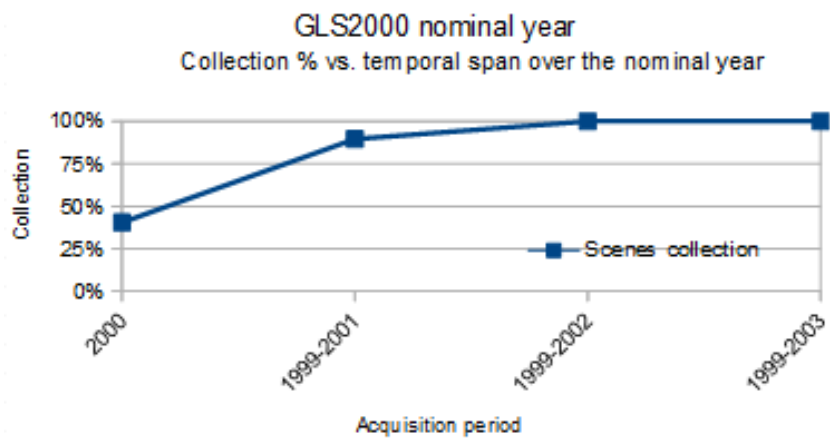
The Figures below show the acquisition year frequency of scenes per each collection.





The Figures below show the percentage of collection per different temporal spans that warp the nominal year. For example, we can observe that more than 80% of scenes of GLS1990 and GLS2000 are from periods between 1987-1993 and 1999-2001, respectively.







GHS BUILT-UP GRID

This data grid is a multitemporal information layer on built-up presence, which has been derived from Landsat image collections (GLS1975, GLS1990, GLS2000, and ad-hoc Landsat 8 collection 2013/2014).

The data have been produced by means of Global Human Settlement Layer methodology in 2015.

Product name: GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2015B
Projection: Spherical Mercator (EPSG:3857), World Mollweide (EPSG:54009)
Resolutions available: approx. 38m, 250m, 1Km

Description:	multi-temporal classification <i>38m of resolution - Spherical Mercator (EPSG:3857)</i>
Dataset name (size):	<i>GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2015B_3857_38 (13GB)</i>
Legend:	0 = no data 1 = water surface 2 = land no built-up in any epoch 3 = built-up from 2000 to 2014 epochs 4 = built-up from 1990 to 2000 epochs 5 = built-up from 1975 to 1990 epochs 6 = built-up up to 1975 epoch

Description:	built-up presence by each epoch <i>38m of resolution - Spherical Mercator (EPSG:3857)</i>
Dataset names (size):	<i>GHS_BUILT_LDS1975_GLOBE_R2016A_3857_38 (768MB)</i> <i>GHS_BUILT_LDS1990_GLOBE_R2016A_3857_38 (854MB)</i> <i>GHS_BUILT_LDS2000_GLOBE_R2016A_3857_38 (892MB)</i> <i>GHS_BUILT_LDS2014_GLOBE_R2016A_3857_38 (900MB)</i>
Legend:	values are expressed in byte from 1 to 101 [0 = no data]

Description:	built-up presence by each epoch <i>250m of resolution - World Mollweide (EPSG:54009)</i>
Dataset names (size):	<i>GHS_BUILT_LDS1975_GLOBE_R2016A_54009_250 (215MB)</i> <i>GHS_BUILT_LDS1990_GLOBE_R2016A_54009_250 (296MB)</i> <i>GHS_BUILT_LDS2000_GLOBE_R2016A_54009_250 (338MB)</i> <i>GHS_BUILT_LDS2014_GLOBE_R2016A_54009_250 (398MB)</i>
Legend:	Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 1

Description:	built-up presence by each epoch <i>1Km of resolution - World Mollweide (EPSG:54009)</i>
Dataset names (size):	<i>GHS_BUILT_LDS1975_GLOBE_R2016A_54009_1k (43MB)</i> <i>GHS_BUILT_LDS1990_GLOBE_R2016A_54009_1k (64MB)</i> <i>GHS_BUILT_LDS2000_GLOBE_R2016A_54009_1k (74MB)</i> <i>GHS_BUILT_LDS2014_GLOBE_R2016A_54009_1k (87MB)</i>
Legend:	Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 1

GHS BUILT-UP DATAMASK GRID



Product name
Projection
Resolutions available

This data grid is a complementary information layer to the multitemporal GHS built-up grid (1975, 1990, 2000, 2014). It is a quality layer, which has been produced together with the built-up data by means of Global Human Settlement Layer methodology in 2015.

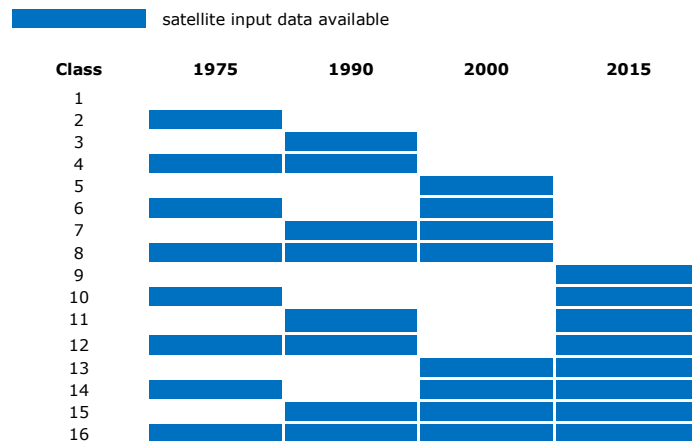
This dataset contains a data mask as produced from the input image availability in each Landsat collection.

GHS_BUILT_LDSMTDM_GLOBE_R2015B
 Spherical Mercator (EPSG:3857)
 approx. 38m

Description

Dataset names (size)
Legend

mosaic of data availability in the different epochs
38m of resolution - Spherical Mercator (EPSG:3857)
 GHS_BUILT_LDSMTDM_GLOBE_R2015B_3857_38 (1.9GB)



GHS POPULATION GRID



This spatial raster dataset depicts the distribution and density of population, expressed as the number of people per cell. Residential population estimates for target years 1975, 1990, 2000 and 2015 provided by CIESIN GPWv4 were disaggregated from census or administrative units to grid cells, informed by the distribution and density of built-up as mapped in the Global Human Settlement Layer (GHSL) global layer per corresponding epoch.

Product name GHS_POP_GPW4_GLOBE_R2015A
Projection World Mollweide (EPSG:54009)
Resolutions available 250m, 1Km

Description distribution and density of population, expressed as the number of people per cell

Dataset names (size)
Resolution of 250m - World Mollweide (EPSG:54009)
GHS_POP_GPW41975_GLOBE_R2015A_54009_250 (280MB)
GHS_POP_GPW41990_GLOBE_R2015A_54009_250 (787MB)
GHS_POP_GPW42000_GLOBE_R2015A_54009_250 (824MB)
GHS_POP_GPW42015_GLOBE_R2015A_54009_250 (1.1GB)

Resolution of 1Km - World Mollweide (EPSG:54009)

GHS_POP_GPW41975_GLOBE_R2015A_54009_1k (141MB)
GHS_POP_GPW41990_GLOBE_R2015A_54009_1k (144MB)
GHS_POP_GPW42000_GLOBE_R2015A_54009_1k (148MB)
GHS_POP_GPW42015_GLOBE_R2015A_54009_1k (155MB)

Legend Values are expressed as decimals (Float) and represent the absolute number of inhabitants of the cell.



GHS SETTLEMENT MODEL GRID

This data package contains an assessment of the REGIO-OECD "degree of urbanization" model using as input the population GRID cells in four epochs (2015, 2000, 1990, and 1975).

Each grid has been generated by integration of built-up areas produced from Landsat image, and population data derived from the CIESIN GPW v4.

In this assessment, the REGIO-OECD model¹ concerning the selection of the "high density clusters" (HDC), "low density cluster" (LDC), and rural areas have been used (please see below). HDC definition has been modified as follows "contiguous cells (4-connectivity, gap filling) with a density of at least 1 500 inhabitant/km² or a density of built-up greater than 50%, and a minimum of 50 000 inhabitants" per cluster.

Product name GHS_SMOD_POP_GLOBE_R2016A
Projection World Mollweide (EPSG54009)
Resolutions available 1Km

Description	model that classify the human settlements on the base of the built-up and population density <i>Resolution of 1Km - World Mollweide (EPSG:54009)</i>
Dataset names (size)	GHS_SMOD_REGIO1975_GLOBE_R2016A_54009_1k (12MB) GHS_SMOD_REGIO1990_GLOBE_R2016A_54009_1k (13MB) GHS_SMOD_REGIO2000_GLOBE_R2016A_54009_1k (14MB) GHS_SMOD_REGIO2015_GLOBE_R2016A_54009_1k (14MB)
Legend	1 = "rural cells" or base (BAS) 2 = "urban clusters" or low density clusters (LDC) 3 = "urban centres" or high density clusters (HDC)

Description	layers that identify the settlement with an unique ID <i>Resolution of 1Km - World Mollweide (EPSG:54009)</i>
Dataset names (size)	GHS_SMOD_REGHDC2015_GLOBE_R2016A_54009_1k (12MB) GHS_SMOD_REGLDC2015_GLOBE_R2016A_54009_1k (16MB)
Legend	The raster value are the unique ID of the Urban centers and Urban clusters, respectively, in the epoch 2015.

CODE	DESCRIPTION	S-MOD	
1	BASE	RURAL	grid cell outside high-density clusters and urban clusters
2	LDC	URBAN CLUSTERS	(towns and suburbs or small urban area) contiguous grid cells with a density of at least 300 inhabitants per km ² and a minimum population of 5.000 inhabitants
3	HDC	URBAN CENTERS	(cities or large urban areas) contiguous cells with a density of at least 1.500 inhabitants per km ² or a density of built-up greater than 50% and a minimum of 50.000 inhabitants

¹ Dijkstra, Lewis, and H. Poelmann. "A harmonised definition of cities and rural areas: the new degree of urbanization." European Commission Urban and Regional Policy. Working paper 1 (2014): 2014.



European
Commission

JRC TECHNICAL REPORT

GHSL Data Package 2019

Public release

GHS P2019

Florczyk A.J., Corbane C., Ehrlich D., Freire S.,
Kemper T., Maffenini L., Melchiorri M., Pesaresi
M., Politis P., Schiavina M., Sabo F., Zanchetta L.

2019



EUR 29788 EN

This publication is a Technical report by the Joint Research Centre (JRC), the European Commission's science and knowledge service. It aims to provide evidence-based scientific support to the European policymaking process. The scientific output expressed does not imply a policy position of the European Commission. Neither the European Commission nor any person acting on behalf of the Commission is responsible for the use that might be made of this publication. For information on the methodology and quality underlying the data used in this publication for which the source is neither Eurostat nor other Commission services, users should contact the referenced source. The designations employed and the presentation of material on the maps do not imply the expression of any opinion whatsoever on the part of the European Union concerning the legal status of any country, territory, city or area or of its authorities, or concerning the delimitation of its frontiers or boundaries.

Contact information

Name: Thomas Kemper
Address: Via Fermi, 2749 21027 ISPRA (VA) - Italy - TP 267
European Commission - DG Joint Research Centre
Space, Security and Migration Directorate
Disaster Risk Management Unit E.1
Email: thomas.kemper@ec.europa.eu
Tel.: +39 0332 78 5576

GHSL project: JRC-GHSL@ec.europa.eu
GHSL Data: JRC-GHSL-DATA@ec.europa.eu

EU Science Hub

<https://ec.europa.eu/jrc>

JRC 117104

EUR 29788 EN

PDF	ISBN 978-92-76-13186-1	ISSN 1831-9424	doi:10.2760/290498
Print	ISBN 978-92-76-13187-8	ISSN 1018-5593	doi:10.2760/0726

Luxembourg: Publications Office of the European Union, 2019

© European Union, 2019



The reuse policy of the European Commission is implemented by the Commission Decision 2011/833/EU of 12 December 2011 on the reuse of Commission documents (OJ L 330, 14.12.2011, p. 39). Except otherwise noted, the reuse of this document is authorised under the Creative Commons Attribution 4.0 International (CC BY 4.0) licence (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>). This means that reuse is allowed provided appropriate credit is given and any changes are indicated. For any use or reproduction of photos or other material that is not owned by the EU, permission must be sought directly from the copyright holders.

All content © European Union, 2019, except: cover image (satellite imagery) U.S. Geological Survey 2015

How to cite this report: Florczyk A.J., Corbane C., Ehrlich D., Freire S., Kemper T., Maffenini L., Melchiorri M., Pesaresi M., Politis P., Schiavina M., Sabo F., Zanchetta L., *GHSL Data Package 2019*, EUR 29788 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg, 2019, ISBN 978-92-76-13186-1, doi:10.2760/290498, JRC 117104

Contents

Authors.....	1
Abstract.....	2
1 Introduction.....	3
1.1 Overview.....	3
1.2 Rationale.....	3
1.3 History and Versioning.....	3
1.4 Main Characteristics.....	4
1.5 Terms of Use.....	4
2 Products.....	6
2.1 GHS built-up area grid, derived from Sentinel-1 (2016), R2018A [GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A].....	6
2.1.1 Input Data.....	6
2.1.2 Technical Details.....	7
2.1.3 How to cite.....	7
2.2 GHS built-up area grid (GHS-BUILT), derived from Landsat, multi-temporal (1975-1990-2000-2014), R2018A [GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A].....	8
2.2.1 Improvements comparing to the previous version.....	8
2.2.2 Input Data.....	8
2.2.3 Technical Details.....	8
2.2.4 Summary statistics.....	11
2.2.5 How to cite.....	11
2.3 GHS population grid (GHS-POP), derived from GPW4.10, multi-temporal (1975-1990-2000-2015), R2019A [GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A].....	12
2.3.1 Improvements comparing to the previous version.....	13
2.3.1.1 Harmonisation of Coastlines.....	13
2.3.1.2 Revision of Unpopulated Areas.....	14
2.3.2 Input Data.....	14
2.3.3 Technical Details.....	14
2.3.4 Summary statistics.....	15
2.3.5 How to cite.....	16
2.4 GHS Settlement Model layers (GHS-SMOD), derived from GHS-POP and GHS-BUILT, multi-temporal (1975-1990-2000-2015), R2019A [GHS_SMOD_POPMT_GLOBE_R2019A].....	17
2.4.1 Improvements comparing to the previous version.....	18
2.4.2 GHSL Settlement model (GHSL SMOD).....	18
2.4.3 GHS-SMOD classification rules.....	19
2.4.4 GHS_SMOD spatial entities naming.....	20
2.4.5 GHS-SMOD L2 grid and L1 aggregation.....	21
2.4.6 Input Data.....	25

2.4.7	Technical Details	25
2.4.7.1	GHS-SMOD raster grid.....	25
2.4.7.2	GHS-SMOD Urban Centre entities.....	25
2.4.8	Summary statistics	26
2.4.9	How to cite	28
	References	29
	List of figures.....	31
	List of tables.....	32

Authors

Aneta J. Florczyk^a, Christina Corbane^a, Daniele Ehrlich^a, Sergio Freire^a, Thomas Kemper^a, Luca Maffenini^b, Michele Melchiorri^c, Martino Pesaresi^a, Panagiotis Politis^d, Marcello Schiavina^a, Filip Sabo^e, Luigi Zanchetta^a

^a European Commission-Joint Research Centre, Ispra, Italy

^b UniSystems Luxembourg SàRL

^c Engineering S.p.a

^d Arhs Developments S.A.

^e Arhs Developments Italia Srl

Abstract

The Global Human Settlement Layer (GHSL) produces new global spatial information, evidence-based analytics and knowledge describing the human presence on the planet Earth. The GHSL operates in a fully open and free data and methods access policy, building the knowledge supporting the definition, the public discussion and the implementation of European policies and the international frameworks such as the 2030 Development Agenda and the related thematic agreements. The GHSL supports the GEO Human Planet Initiative (HPI) that is committed to developing a new generation of measurements and information products providing new scientific evidence and a comprehensive understanding of the human presence on the planet and that can support global policy processes with agreed, actionable and goal-driven metrics. The Human Planet Initiative relies on a core set of partners committed in coordinating the production of the global settlement spatial baseline data. One of the core partners is the European Commission, Directorate General Joint Research Centre, Global Human Settlement Layer project. The Global Human Settlement Layer project produces global spatial information, evidence-based analytics, and knowledge describing the human presence on the planet.

This document describes the public release of the GHSL Data Package 2019 (GHS P2019). The release provides improved built-up area and population products as well as a new settlement model and functional urban areas

Prior to cite this report, please access the updated version available at:

http://ghsl.jrc.ec.europa.eu/documents/GHSL_Data_Package_2019.pdf

1 Introduction

1.1 Overview

The Global Human Settlement Layer (GHSL) project produces global spatial information, evidence-based analytics, and knowledge describing the human presence in the planet. The GHSL relies on the design and implementation of new spatial data mining technologies that allow automatic processing, data analytics and knowledge extraction from large amounts of heterogeneous data including global, fine-scale satellite image data streams, census data, and crowd sourced or volunteered geographic information sources.

This document accompanies the public release of the GHSL Data Package 2019 (GHS P2019) and describes the contents.

— Each product is named according to the following convention:

GHS_<name>_<temporalCoverage>_<spatialExtent>_<releaseId>

For example, a product name “GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A” indicates the GHSL Built-up area layer (GHS-BUILT) with multi-temporal coverage and a global spatial extent release R2019A.

— Each dataset is named according to the following convention:

GHS_<name>_<epochCode>_<extent>_<releaseId>_<EPSG>_<resolution>_<version>.<ext>

A dataset unique identifier like “GHS_POP_E2000_GLOBE_R2019A_54009_250_V1_0.tif” indicates the GHSL Population layer (GHS-POP) of the epoch 2000 with global extent, release R2019A in World Mollweide projection at 250 m resolution v1.0 in GeoTiff format.

The GHSL Data Package 2019 contains the following products:

- GHS Built-up area grid (GHS-BUILT), derived from Sentinel-1 (2016), R2018A [GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A]. This product was distributed as part of the Community pre-Release of the GHSL Data Package 2018 (GHS CR2018) (Florczyk *et al.* 2018);
- GHS Built-up area grid (GHS-BUILT), derived from Landsat, multi-temporal (1975-1990-2000-2014), R2018A [GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A];
- GHS population grid (GHS-POP), derived from GPW4.1, multi-temporal (1975-1990-2000-2015), R2019A [GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A]. This product was distributed as part of the Community pre-Release of the GHSL Data Package 2018 (GHS CR2018) (Florczyk *et al.* 2018); however, an updated version of the datasets is available (v2.0);
- GHS Settlement Model grid (GHS-SMOD), derived from GHS-POP and GHS-BUILT, multi-temporal (1975-1990-2000-2015), R2019A [GHS_SMOD_POPMT_GLOBE_R2019A].

1.2 Rationale

Open data and free access are core of principles GHSL (Melchiorri *et al.*, 2019). They are in-line with the Directive on the re-use of public sector information (Directive 2003/98/EC¹). The free and open access policy facilitates the information sharing and collective knowledge building, thus contributing to a democratisation of the information production.

The GHSL Data Package 2019 contains the new GHSL data produced at the European Commission Directorate General Joint Research Centre in the Directorate for Space, Security and Migration in the Disaster Risk Management Unit (E.1) in the period 2017 – 2019.

1.3 History and Versioning

In 2016 the first GHSL Data Package was released (GHS P2016). It consisted in several multi-temporal and multi-resolution products, including built-up area grids (GHS-BUILT), population grids (GHS-POP), settlement model (GHS-SMOD) and selected quality grids (data mask and confidence grids for GHS-BUILT).

The GHS-BUILT product is the result of a large scale experiment conducted in 2014/1025 aimed at extracting information on built-up areas from Landsat (Pesaresi *et al.*, 2016a), producing the first multi-temporal explicit description of the evolution of built-up presence in the past 40 years. The main product is the

¹ <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/en/ALL/?uri=CELEX:32003L0098>

GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2015B² (Pesaresi et al., 2015), and two quality grids accompany it: (1) a built-up confidence layer (GHS_BUILT_LDSMTCNFD_GLOBE_R2015B³) and (2) data mask layer (GHS_BUILT_LDSMTDM_GLOBE_R2015B⁴).

The population grids (GHS_POP_GPW41MT_GLOBE_R2016A⁵) were produced in collaboration with Columbia University, Center for International Earth Science Information Network (CIESIN) in 2015, and the GHS-SMOD grids (GHS_SMOD_POP_GLOBE_R2016A⁶) present an implementation of the REGIO degree of urbanization model using as input the population grid cells.

The products from the GHS R2016 are available at GHSL collection in JRC Open Data Repository⁷.

In 2017, a revised image processing workflow was implemented in the JRC Earth Observation Data and Processing Platform (JEODPP), and applied the Landsat multi-temporal imagery collection. As a result, an updated version of the multi-temporal built-up area and population grids has been produced, GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A and GHS_POP_GPW41MT_GLOBE_R2018A respectively. These early version of the products were distributed only for testing purposes as “preliminary” within the Community pre-Release of the GHSL Data Package 2018 (GHS CR2018) (Florczyk et al., 2018a), together with the GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A.

Current data release contains the most updated products and datasets, therefore all previous releases and versions shall be treated as obsolete data.

1.4 Main Characteristics

In order to facilitate the data analytics, as it was done in the GHS P2016, the release includes a set of multi-resolution products produced by aggregation of the main products. Additionally, the density grids are produced in an equal-area projection in grids of 250 m and 1 km spatial resolution. For example, the multi-temporal population grids were produced in grids of 250 m spatial resolution, later aggregated to 1 km².

The main differences between the products in GHS P2016 and the current products (GHS P2019) are:

- Improved workflow for built-up area extraction from satellite image, for example, refined learning datasets (e.g., GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A_V1_0), production at 30 m spatial resolution;
- Improved approach for production of population grids;
- Technical specification of the grids (i.e., the grid origin);
- Encoding of NoData values (e.g., projection domain, NoData within the data domain).
- Production of population grids in WGS 1984 coordinate system through a thorough volume-preserving warping procedure.
- Improved formulation of the settlement model GHS-SMOD with two hierarchical levels.

The subsections of the Section 2 introduce briefly each product (including more details on differences with the corresponding past version). Dedicated reports are under preparation.

1.5 Terms of Use

The data in this data package are provided free-of-charge © European Union, 2019. Reuse is authorised, provided the source is acknowledged. The reuse policy of the European Commission is implemented by a Decision of 12 December 2011 (2011/833/EU). For any inquiry related to the use of these data please contact the GHSL data producer team at the electronic mail address:

JRC-GHSL-DATA@ec.europa.eu

² http://data.europa.eu/89h/jrc-ghsl-GHS_built_ldsmt_globe_r2015b

³ http://data.europa.eu/89h/jrc-ghsl-GHS_built_ldsmtcnfd_globe_r2015b

⁴ http://data.europa.eu/89h/jrc-ghsl-GHS_built_ldsmtdm_globe_r2015b

⁵ http://data.europa.eu/89h/jrc-ghsl-GHS_pop_gpw4_globe_r2015a

⁶ http://data.europa.eu/89h/jrc-ghsl-GHS_smod_pop_globe_r2016a

⁷ <http://data.jrc.ec.europa.eu/collection/ghsl>

Disclaimer: The JRC data are provided "as is" and "as available" in conformity with the JRC [Data Policy](#)⁸ and the [Commission Decision on reuse of Commission documents](#) (2011/833/EU). Although the JRC guarantees its best effort in assuring quality when publishing these data, it provides them without any warranty of any kind, either express or implied, including, but not limited to, any implied warranty against infringement of third parties' property rights, or merchantability, integration, satisfactory quality and fitness for a particular purpose. The JRC has no obligation to provide technical support or remedies for the data. The JRC does not represent or warrant that the data will be error free or uninterrupted, or that all non-conformities can or will be corrected, or that any data are accurate or complete, or that they are of a satisfactory technical or scientific quality. The JRC or as the case may be the European Commission shall not be held liable for any direct or indirect, incidental, consequential or other damages, including but not limited to the loss of data, loss of profits, or any other financial loss arising from the use of the JRC data, or inability to use them, even if the JRC is notified of the possibility of such damages.

Prior to cite this report, please access the updated version available at:
http://ghsl.jrc.ec.europa.eu/documents/GHSL_Data_Package_2019.pdf

¹JRC Data Policy <https://doi.org/10.2788/607378>

2 Products

2.1 GHS built-up area grid, derived from Sentinel-1 (2016), R2018A [GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A]

The Sentinel-1 product is a layer grid that contains a built-up area classification derived from Sentinel-1 backscatter images. This product increases the spatial coverage of the product produced in 2016, referred to as GHS_BUILT_S12016NODSM_GLOBE_R2016A. The same product has been distributed within the Community pre-Release of the GHSL Data Package 2018 (GHS CR2018).

The information extraction of Sentinel-1A data at global scale is described in a scientific publication (Corbane et al., 2018a). The main workflow builds on a new artificial intelligence approach for the satellite data classification process named “Symbolic Machine Learning” (SML) (Pesaresi et al., 2016a). The SML classifier automatically generates inferential rules linking the image data to available high-abstraction semantic layers used as training sets.

The SML workflow was adapted to exploit the key features of the Sentinel-1 Ground Range Detected (GRD) data which are: i) the spatial resolution of 20m with a pixel spacing of 10m and ii) the availability of dual polarisation acquisitions (VV and VH) widely used for monitoring urban areas since different polarizations have different sensitivities and different backscattering coefficients for the same target.

The learning data at the global level consisted of the union of the built-up obtained from the GHSL-Landsat for 2014 and the Global Land Cover map at 30 m resolution (GLC30). The latter has been also derived from Landsat imagery through operational visual analysis techniques (Chen *et al.*, 2015).

The massive processing of more than 7,000 Sentinel-1 scenes (Figure 1) was enabled by JEODPP platform developed in the framework of the JRC Big Data Pilot Project. The platform is set-up to answer the emerging needs of the JRC Knowledge Production units following the new challenges posed by Earth Observation entering the big data era.



Figure 1 Mosaic of the S1 scenes processed within the SML for extracting built-up areas

2.1.1 Input Data

The input imagery collection consists of Sentinel-1A (S1A) and Sentinel-1B (S1B) images:

- 5,026 S1A images from December 2015 to October 2016;
- 1,695 S1A and 329 S1B images from November 2016 to December 2017.

2.1.2 Technical Details

Author: Christina Corbane, Panagiotis Politis, Vasileios Syrris, Martino Pesaresi; Joint Research Centre (JRC) European Commission

Product name: GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A

Spatial extent: Global

Temporal extent: 2016

Coordinate System: Spherical Mercator (EPSG:3857)

Resolution available: 20 m

Encoding*: Built-up area classification map (integer) [0,1];

Data organisation (*): VRT file (with TIFF tiles); pyramids; SHP file of the tile schema. **ArcGIS users of the 30 m product: *ESRI.vrt. file**

The grid is provided as a VRT file (with GeoTIFF tiles), and with pyramids. Table 1 below outlines the technical characteristics of the datasets pre-Released in this data package.

Table 1. Technical details of the datasets in GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A

GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A			
ID	Description	Resolution (projection)	Size
GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A_3857_20_V1_0.vrt	Classification map depicting built-up presence. 0 = no built-up or no data 1 = built-up are ArcGIS users: *ESRI.vrt.file	20 m (Pseudo Mercator)	8.6 GB

2.1.3 How to cite

Dataset:

Corbane, Christina; Politis, Panagiotis; Syrris, Vasileios; Pesaresi, Martino (2018): GHS built-up grid, derived from Sentinel-1 (2016), R2018A. European Commission, Joint Research Centre (JRC) doi:10.2905/jrc-ghsl-10008 PID: <http://data.europa.eu/89h/jrc-ghsl-10008>

Concept & Methodology:

Corbane, Christina; Pesaresi, Martino; Politis, Panagiotis; Syrris, Vasileios; Florczyk, Aneta J.; Soille, Pierre; Maffenini, Luca; Burger, Armin; Vasilev, Veselin; Rodriguez, Dario; Sabo, Filip; Dijkstra, Lewis; Kemper, Thomas (2017): Big earth data analytics on Sentinel-1 and Landsat imagery in support to global human settlements mapping, Big Earth Data, 1:1-2, 118-144, DOI: 10.1080/20964471.2017.1397899

2.2 GHS built-up area grid (GHS-BUILT), derived from Landsat, multi-temporal (1975-1990-2000-2014), R2018A [GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A]

The Landsat product contains a set of multi-temporal and multi-resolution grids. The main product is the multi-temporal classification layer on built-up presence derived from the Global Land Survey (GLS) Landsat⁹ image collections (GLS1975, GLS1990, GLS2000, and ad-hoc Landsat 8 collection 2013/2014). This data release contains version 2.0 of the product which is an updated version of the one distributed within the Community pre-Release of the GHSL Data Package 2018 (GHS CR2018).

2.2.1 Improvements comparing to the previous version

The satellite-derived information extraction tasks included in the GHSL production workflow used to produce the products GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2015B and GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A, builds on the Symbolic Machine learning (SML) method that was designed for remote sensing big data analytics (Pesaresi et al., 2016b). For the purpose of the GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A, a revised image processing workflow was implemented in the JRC Earth Observation Data and Processing Platform (JEODPP).

Comparing to the previous publicly released version (R2015B), these datasets include a number of improvements, as shown through visual comparison in Figure 2. Such improvement are:

- Improved spatial coverage (additional Landsat 8 scenes)
- Improved spatial resolution (30 m)
- Improved methods (e.g., improved learning data set), which resulted in:
 - Reduction in omission error (i.e. more built-up areas were detected)
 - Reduction in commission error (i.e. less detection of false built-up areas)

Corbane et al., (2019) explains in detail the rationale, the workflow deployed to generate the layer, mainly the usage of the GHSL Sentinel-1 data set (GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A) as a learning dataset, and the multi-temporal validation of the layer.

2.2.2 Input Data

The new product GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A (version 2.0) is based on 33,202 images (Florczyk et al., 2018b) organized in four Landsat data collections centred at 1975, 1990, 2000 and 2014 that were processed with the SML classifier as follows:

- 7,597 scenes acquired by the Multispectral Scanner (collection 1975);
- 7,375 scenes acquired by the Landsat 4-5 Thematic Mapper (TM) (collection 1990);
- 8,788 scenes acquired by the Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) (collection 2000) and;
- 9,442 scenes acquired by Landsat 8 (collection 2014).

2.2.3 Technical Details

Author: Christina Corbane, Aneta .J. Florczyk, Martino Pesaresi, Panagiotis Politis, Vasileius Syrris; Joint Research Centre (JRC) European Commission

Product name: GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A

Spatial extent: Global

Temporal extent: 1975-1990-2000-2014

Coordinate Systems:* Spherical Mercator (EPSG:3857), World Mollweide (EPSG:54009)

Resolutions available:* 30 m, 250 m, 1 km

⁹ <http://glcf.umd.edu/data/gls/>

*Encoding**: Multi-temporal built-up area classification map (integer): [1,6], NoData: 0; Built-up density grid (float32): [0-100], NoData [-200]

Data organisation (*): VRT file (with GeoTIFF tiles) or GeoTIFF files; as single global layers, with pyramids and SHP file of tile schema, or tiled; **ArcGIS users of the 30 m product: *ESRI.vrt.file.**

Table 2 outlines the technical characteristics of the datasets released in this data package.

(*) product dependent, see Table 2. Disclaimer: the re-projection of the World Mollweide version of the GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A to coordinate systems requires specific technical knowledge. No responsibility is taken for workflows developed independently by users.

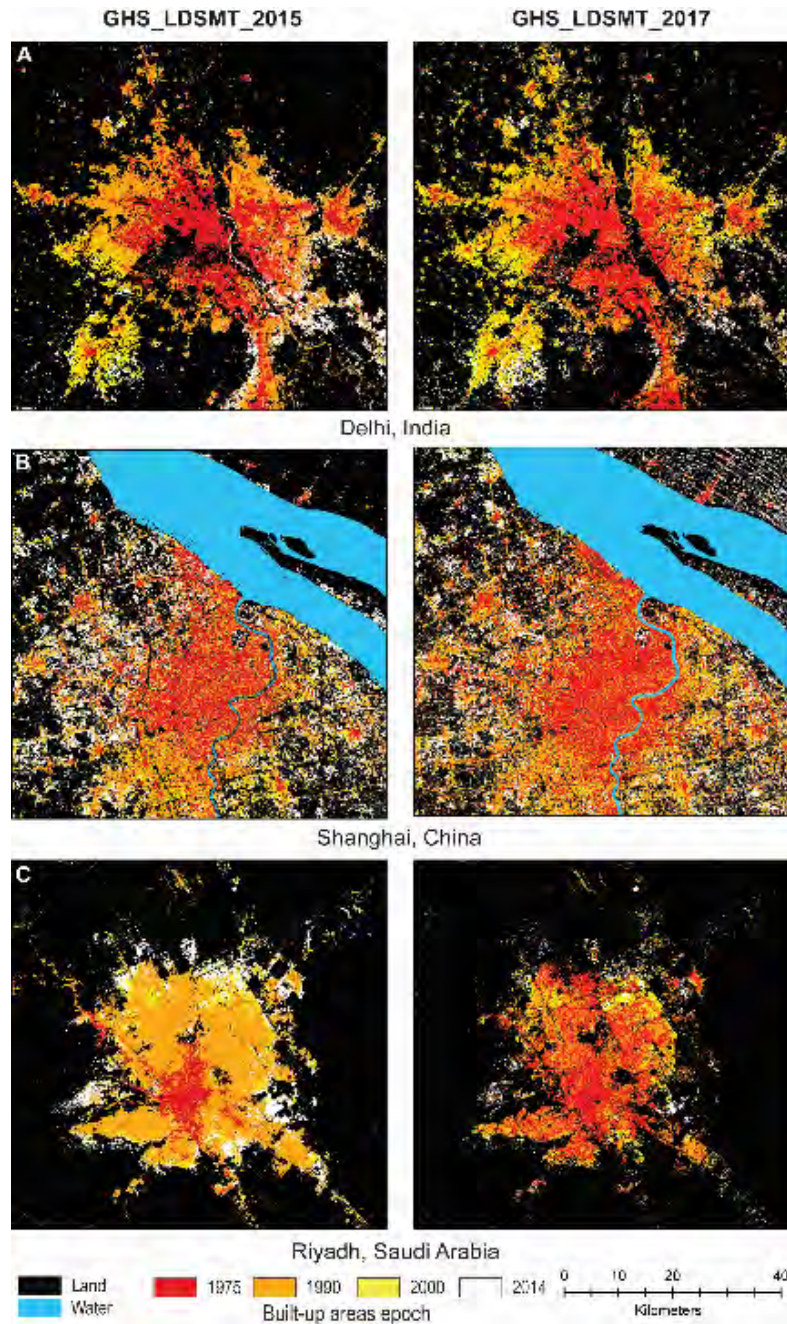


Figure 2 Comparison between GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2015B (left panel – GHS_LDSMT_2015) and GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A, version 2.0 (right panel – GHS_LDSMT_2017). In Corbane et al. (2019)

Table 2. Technical details of the datasets in GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A

GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A			
ID	Description	Resolution (projection)	Size
GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A_3857_30_V2_0	Multi-temporal classification of built-up presence. 0 = no data 1 = water surface 2 = land no built-up in any epoch 3 = built-up from 2000 to 2014 epochs 4 = built-up from 1990 to 2000 epochs 5 = built-up from 1975 to 1990 epochs 6 = built-up up to 1975 epoch ArcGIS users: *ESRI.vrt.file	30 m (Pseudo Mercator)	4.3 GB
GHS_BUILT_LDS2014_GLOBE_R2018A_54009_250_V2_0	Built-up area density for epoch 2014, aggregated from 30 m. Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 100 NoData [-200]: -200 – out of projection domain or NoData	250 m (World Mollweide)	398 MB
GHS_BUILT_LDS2000_GLOBE_R2018A_54009_250_V2_0	Built-up area density for epoch 2000, aggregated from 30 m. Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 100 NoData [-200]: -200 – out of projection domain or NoData	250 m (World Mollweide)	353 MB
GHS_BUILT_LDS1990_GLOBE_R2018A_54009_250_V2_0	Built-up area density for epoch 1990, aggregated from 30 m. Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 100 NoData [-200]: -200 – out of projection domain or NoData	250 m (World Mollweide)	316 MB
GHS_BUILT_LDS1975_GLOBE_R2018A_54009_250_V2_0	Built-up area density for epoch 1975, aggregated from 30 m. Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 100 NoData [-200]: -200 – out of projection domain or NoData	250 m (World Mollweide)	274 MB
GHS_BUILT_LDS2014_GLOBE_R2018A_54009_1K_V2_0	Built-up area density for epoch 2014, aggregated from 30 m. Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 100 NoData [-200]: -200 – out of projection domain or NoData	1 km (World Mollweide)	86 MB
GHS_BUILT_LDS2000_GLOBE_R2018A_54009_1K_V2_0	Built-up area density for epoch 2000, aggregated from 30 m. Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 100 NoData [-200]: -200 – out of projection domain or NoData	1 km (World Mollweide)	76 MB
GHS_BUILT_LDS1990_GLOBE_R2018A_54009_1K_V2_0	Built-up area density for epoch 1990. Aggregated from 30 m. Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 100 NoData [-200]: -200 – out of projection domain or NoData	1 km (World Mollweide)	68 MB
GHS_BUILT_LDS1975_GLOBE_R2018A_54009_1K_V2_0	Built-up area density for epoch 1975. Aggregated from 30 m. Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 100 NoData [-200]: -200 – out of projection domain or NoData	1 km (World Mollweide)	58 MB

2.2.4 Summary statistics

Table 3 Summary statistics of total global built-up area in square kilometre as obtained from the 1-km World Mollweide grid (Corbane et al., 2019)

	1975	1990	2000	2014
Built-up area (km ²)	379,552	523,333	655,742	789,385

2.2.5 How to cite

Dataset:

Corbane, Christina; Florczyk, Aneta; Pesaresi, Martino; Politis, Panagiotis; Syrris, Vasileios (2018): GHS built-up grid, derived from Landsat, multitemporal (1975-1990-2000-2014), R2018A. European Commission, Joint Research Centre (JRC) doi:10.2905/jrc-ghsl-10007 PID: <http://data.europa.eu/89h/jrc-ghsl-10007>

Concept & Methodology:

Corbane, Christina., Pesaresi, Martino., Kemper, Thomas., Politis, Panagiotis., Florczyk, Aneta J., Syrris, Vasileios, Melchiorri, Michele, Sabo, Filip, and Soille, Pierre (2019). Automated global delineation of human settlements from 40 years of Landsat satellite data archives. Big Earth Data 3, 140-169. DOI:10.1080/20964471.2019.1625528

2.3 GHS population grid (GHS-POP), derived from GPW4.10, multi-temporal (1975-1990-2000-2015), R2019A [GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A]

This spatial raster product depicts the distribution and density of population (Figure 3), expressed as the number of people per cell. Residential population estimates for target years 1975, 1990, 2000 and 2015 provided by CIESIN Gridded Population of the World, version 4.10 (GPWv4.10) at polygon level, were disaggregated from census or administrative units to grid cells, informed by the distribution and density of built-up as mapped in the Global Human Settlement Layer (GHSL) global layer per corresponding epoch. The disaggregation methodology is described in a conference scientific paper (Freire et al., 2016)). This an updated version of the product (GHS_POP_GPW41MT_GLOBE_R2018A) distributed within the Community pre-Release of the GHSL Data Package 2018 (GHS CR2018).

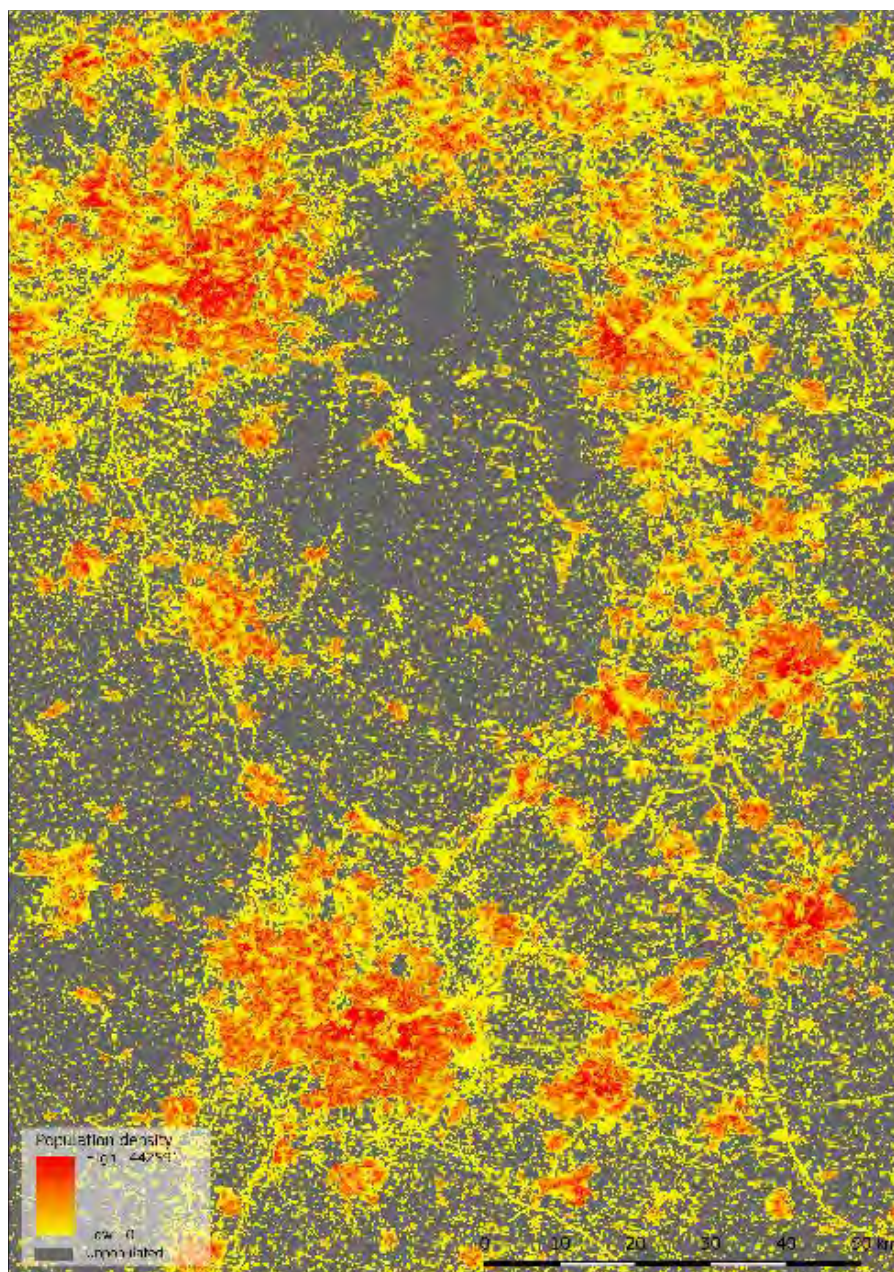


Figure 3 GHS Population grid (GHS-POP) GHS_POP_E2015_GLOB_R2019A_54009_250_V1_0 displayed in West Midlands (United Kingdom).

2.3.1 Improvements comparing to the previous version

The new version of the GHSL population distribution grids aimed at incorporating improvements originating from input datasets, namely population estimates and built-up presence. While the disaggregation relied essentially on the same clear and simple approach, there were significant differences to the input data that had a positive effect on the final quality and accuracy of population grids. Here, we describe the main differences between the currently released products (GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A) and the previous one (GHS_POP_GPW41_GLOBE_R2015A), for more information on these improvements, see the related scientific publication (Freire et al., 2018).

For the new GHS-POP (GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A), the new Landsat based GHS-BUILT (GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A, version 2.0) was used as target for disaggregation of population estimates. Cells declared as "NoData" in built-up layers were treated as zero for population disaggregation.

The base source of population estimates (both counts and geometries) for the four epochs mapped was the Gridded Population of the World, version 4.10 (GPWv4.10), from CIESIN/SEDAC. Respect to the previous release of GHSL Data Package 2016 (GHS P2016), this release used GPW source data that incorporated boundary or population updates for 67 countries.

Due to the previous GHSL population grids being produced in last quarter of 2015, before the final GPWv4 data set was fully assembled, more changes were included in population sources in the current release than those incorporated in the GPW data between GPWv4 and the current GPWv4.10. For detailed information on what has changed in GPWv4.10, refer to:

<https://sedac.ciesin.columbia.edu/data/collection/gpw-v4/whatsnewrev10>

GHS-POP product is produced in Mollweide at 250 m, and then aggregated at 1 km. These two datasets are then warped to WGS 1984 coordinate system, at 9 arcsec and 30 arcsec resolution respectively, by applying a thorough volume-preserving procedure (i.e. oversampling at 10-times higher resolution; transformation of raster to points, using cell centroids; vector warping to WGS 1984; and rasterization in the final grid by adding point values per pixel).

2.3.1.1 Harmonisation of Coastlines

Seashore and waterfront can be especially intense and dynamic zones, contributing to making census or administrative geometries outdated and inaccurate. Inconsistencies between census data and GHSL along coastlines (including inland water bodies) were detected and reconciled accordingly. The high-resolution GHSL layer on built-up areas for 2014 (from R2015B) was used to detect significant human presence (i.e. built-up areas presence) beyond censuses' coastlines and these lines were reconciled accordingly. This harmonization was carried out in the following countries:

Albania	France	Singapore
Austria	Guinea-Bissau	Sweden
Azerbaijan	Iceland	Tunisia
Bulgaria	Japan	Ukraine
Bahrain	Republic of Korea	USA
Switzerland	Malaysia	Venezuela
Germany	Netherlands	Viet Nam
Denmark	Norway	
United Arab Emirates	Romania	
Finland	Russia	

2.3.1.2 Revision of Unpopulated Areas

Units deemed as “uninhabited” in the census data were critically assessed for presence of residential population, based on ancillary data and high-resolution imagery. Inconsistencies between census data and contradicting evidence were detected and reconciled accordingly. An automated method was devised to split and merge these polygons, based on geographical proximity, with those ones adjacent and containing population. This procedure was implemented while minimizing changes to source geometry, preserving the regional distribution of population, and the overall counts. This procedure was carried out in the following countries:

Afghanistan	Egypt	Malawi
Armenia	Georgia	Nepal
Democratic Republic of the Congo	Guyana	Rwanda
Colombia	Iraq	Thailand
Cyprus	Lebanon	Ukraine
	Mali	

2.3.2 Input Data

The new product GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A (version 2.0) was used as target for disaggregation of population estimates. The base source of population estimates for the four epochs was the Gridded Population of the World, version 4.10 (GPWv4.10), from CIESIN/SEDAC, with some modifications as described above.

2.3.3 Technical Details

Author: Sergio Freire, Marcello Schiavina, Joint Research Centre (JRC) European Commission; Kytt MacManus Columbia University, Center for International Earth Science Information Network - CIESIN.

Product name: GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A

Spatial extent: Global

Temporal extent: 1975-1990-2000-2015

Coordinate Systems: World Mollweide (EPSG: 54009) and WGS 1984 (EPSG: 4326)

Resolutions available: 250 m, 1 km, 9 arcsec, 30 arcsec

Encoding: Population data float32 [0, ∞); NoData: -200

Data organisation: The grids are provided as GeoTIFF file as single global layer with pyramids or tiled.

Table 4 outlines the technical characteristics of the datasets released in this data package.

Table 4. Technical details of the datasets in GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A

GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A			
ID	Description	Resolution (Projection/Coordinate system)	Size
GHS_POP_E2015_GLOBE_R2019A_54009_250_V1_0	Population density for epoch 2015 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 442591 NoData [-200]	250 m (World Mollweide)	515 MB
GHS_POP_E2000_GLOBE_R2019A_54009_250_V1_0	Population density for epoch 2000 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 303161 NoData [-200]	250 m (World Mollweide)	476 MB
GHS_POP_E1990_GLOBE_R2019A_54009_250_V1_0	Population density for epoch 1990 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 237913 NoData [-200]	250 m (World Mollweide)	451 MB

GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A			
ID	Description	Resolution (Projection/Coordinate system)	Size
GHS_POP_E1975 _GLOBE_R2019A _54009_250_V1_0	Population density for epoch 1975 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 899329 NoData [-200]	250 m (World Mollweide)	427 MB
GHS_POP_E2015 _GLOBE_R2019A _54009_1K_V1_0	Population density for epoch 2015 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 442591 NoData [-200]	1 km (World Mollweide)	124 MB
GHS_POP_E2000 _GLOBE_R2019A _54009_1K_V1_0	Population density for epoch 2000 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 341997 NoData [-200]	1 km (World Mollweide)	121 MB
GHS_POP_E1990 _GLOBE_R2019A _54009_1K_V1_0	Population density for epoch 1990 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 1013921 NoData [-200]	1 km (World Mollweide)	120 MB
GHS_POP_E1975 _GLOBE_R2019A _54009_1K_V1_0	Population density for epoch 1975 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 3017848 NoData [-200]	1 km (World Mollweide)	122 MB
GHS_POP_E2015 _GLOBE_R2019A _4326_95S_V1_0	Population count for epoch 2015 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 302832 NoData [-200]	9 arcsec (WGS84)	1.52 GB
GHS_POP_E2000 _GLOBE_R2019A _4326_95S_V1_0	Population count for epoch 2000 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 209939 NoData [-200]	9 arcsec (WGS84)	1.50 GB
GHS_POP_E1990 _GLOBE_R2019A _4326_95S_V1_0	Population count for epoch 1990 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 164755 NoData [-200]	9 arcsec (WGS84)	1.53 GB
GHS_POP_E1975 _GLOBE_R2019A _4326_95S_V1_0	Population count for epoch 1975 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 611544 NoData [-200]	9 arcsec (WGS84)	1.58 GB
GHS_POP_E2015 _GLOBE_R2019A _4326_30SS_V1_0	Population count for epoch 2015 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 459435 NoData [-200]	30 arcsec (WGS84)	240 MB
GHS_POP_E2000 _GLOBE_R2019A _4326_30SS_V1_0	Population count for epoch 2000 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 303161 NoData [-200]	30 arcsec (WGS84)	237 MB
GHS_POP_E1990 _GLOBE_R2019A _4326_30SS_V1_0	Population count for epoch 1990 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 650409 NoData [-200]	30 arcsec (WGS84)	241 MB
GHS_POP_E1975 _GLOBE_R2019A _4326_30SS_V1_0	Population count for epoch 1975 Values are expressed as decimals (Float) from 0 to 2109200 NoData [-200]	30 arcsec (WGS84)	247 MB

2.3.4 Summary statistics

Table 5 Summary statistics of total population as obtained from the 1-km World Mollweide grid as obtained from GPW4.10 - total population adjusted to the UN WPP 2015 (United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2015).

	1975	1990	2000	2015
Total Population	4,061,348,355	5,309,597,005	6,126,529,207	7,349,329,050

2.3.5 How to cite

Dataset:

Schiavina, Marcello; Freire, Sergio; MacManus, Kytt (2019): GHS population grid multitemporal (1975-1990-2000-2015), R2019A. European Commission, Joint Research Centre (JRC) [Dataset] doi:[10.2905/0C6B9751-A71F-4062-830B-43C9F432370F](https://doi.org/10.2905/0C6B9751-A71F-4062-830B-43C9F432370F) PID: <http://data.europa.eu/89h/0c6b9751-a71f-4062-830b-43c9f432370f>

Concept & Methodology:

Freire, Sergio; MacManus, Kytt; Pesaresi, Martino; Doxsey-Whitfield, Erin; Mills, Jane (2016): Development of new open and free multi-temporal global population grids at 250 m resolution. Geospatial Data in a Changing World; Association of Geographic Information Laboratories in Europe (AGILE). AGILE 2016.

2.4 GHS Settlement Model layers (GHS-SMOD), derived from GHS-POP and GHS-BUILT, multi-temporal (1975-1990-2000-2015), R2019A [GHS_SMOD_POPMT_GLOBE_R2019A]

The GHS Settlement Model layers (GHS-SMOD) GHS_SMOD_POPMT_GLOBE_R2019A delineate and classify settlement typologies (Figure 4) via a logic of cell clusters population size, population and built-up area densities as a refinement of the 'degree of urbanisation' method as described by EUROSTAT¹⁰. The GHS-SMOD is derived from the GHS-POP (GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A, version 1.0) and GHS-BUILT (GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A, version 2.0) released within this GHSL Data Package 2019 (GHS P2019).

The GHS Settlement Model layers (GHS-SMOD) GHS_SMOD_POPMT_GLOBE_R2019A is composed by two datasets: the GHS-SMOD raster grid and the urban centre entities vector. The first is a raster grid representing the settlement classification per grid cell and the second delineates the urban centre boundaries, with main attributes, in a vector file.

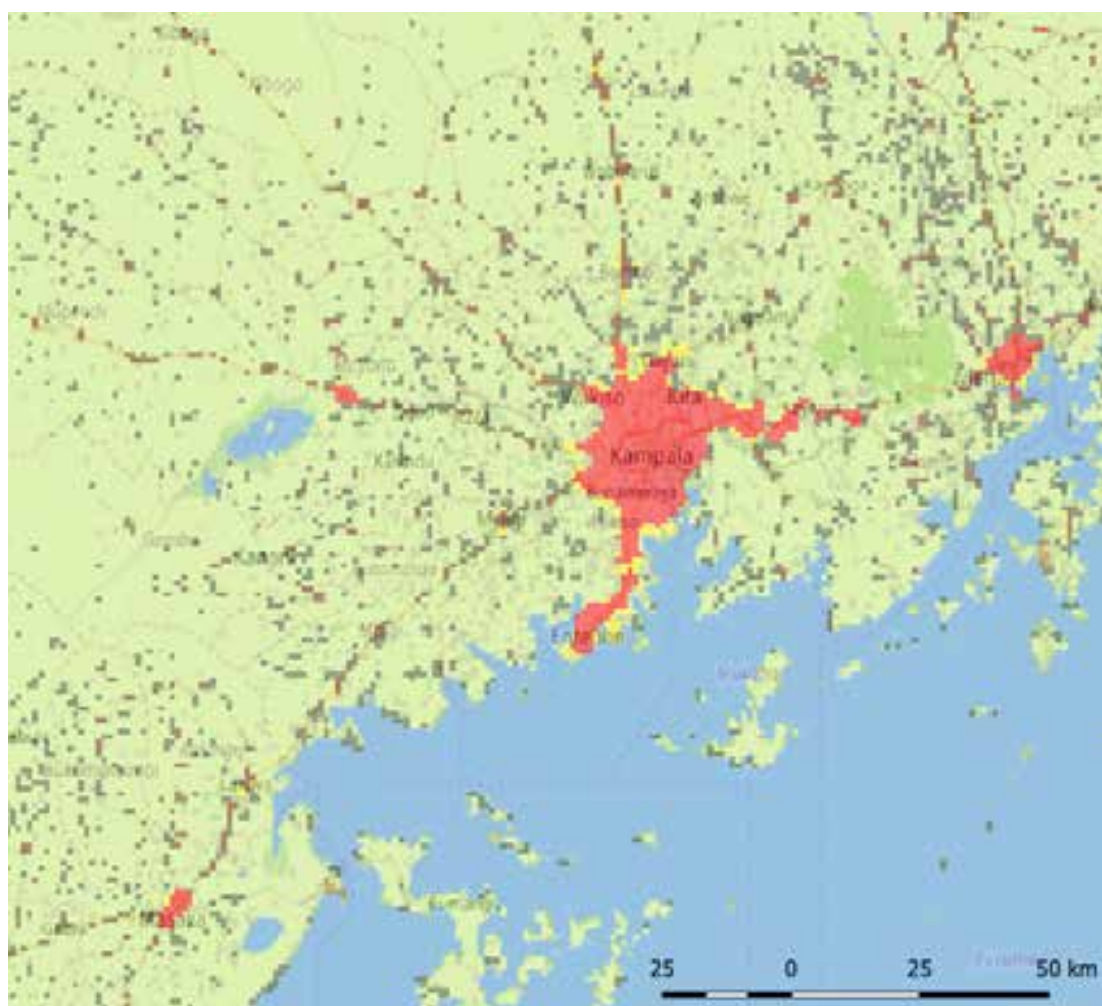


Figure 4 GHS Settlement Model grid (GHS-SMOD) GHS_SMOD_POP2015_GLOBE_R2019A_54009_1K_V2_0 displayed in the area of Kampala (Uganda) –Legend in Table 7. The boundaries and the names shown on this map do not imply official endorsement or acceptance by the European Union © OpenStreetMap

¹⁰ https://ec.europa.eu/eurostat/statistics-explained/index.php/Glossary:Degree_of_urbanisation

2.4.1 Improvements comparing to the previous version

The GHS-SMOD grid is an improvement of the GHS-SMOD R2016A introducing a more detailed classification of settlements in two levels, with a further development of the GHSL Settlement Model (GHSL SMOD). The GHS-SMOD is provided at the detailed level (Second Level - L2). First level, as a porting of the Degree of Urbanization adopted by EUROSTAT can be obtained aggregating L2 as shown in the first level (L1) description (see Table 6 p. 22).

2.4.2 GHSL Settlement model (GHSL SMOD)

The *GHSL Settlement Model* (GHSL SMOD) is the porting of the DEGURBA in the Global Human Settlement Layer (GHSL) framework developed by the European Commission, Joint Research Centre¹¹. The GHSL SMOD supports the international multi-stakeholder discussion on the DEGURBA operationalization parameters and on the DEGURBA derived metrics and indicators using the GHSL baseline information as common global data frame (European Commission, Joint Research Centre, 2018; Melchiorri et al., 2018; Corbane et al., 2018b; Melchiorri et al., 2019). The general GHSL SMOD operates in seven optional modalities (O1 to O7), ordered from low to high number of model assumptions and necessary input data complexity (Maffenini et al., 2019). This approach was designed in order to provide a scalable solution able to support different user requirements and to operate in different and non-GHSL data ecosystems not necessarily compliant with the GHSL data technical specifications and quality control procedures. The GHS-SMOD grid is produced using the option 6 (O6) which assumptions are listed below with a short description:

- **Basic criteria** (local population densities: 50, 300 and 1500; cluster 4-connectivity cluster rule; cluster population size: 500, 5K, 50K) – they are the basic criteria shaping the GHSL Settlement model (as in the DEGURBA method) as grid population density, grid cluster population size, and connectivity rule to form grid cell clusters.
 - Urban Centres use population density of 1500 inhabitants per km² and cluster population size of 50k inhabitants;
 - Urban Clusters use population density of 300 inhabitants per km² and cluster population size of 5k inhabitants;
 - Rural Clusters use population density of 300 inhabitants per km² and cluster population size of 500 inhabitants;
 - Low density Rural grid cells use population density of 50 inhabitants per km².
- **Permanent water surface excluded** – all cells with at least 0.5 share of permanent water surface not populated nor built, are classified as “Water grid cells”, to exclude from the settlement classification at the second hierarchical level areas that are not on land.
- **Density on permanent land** –the densities values used in the GHSL SMOD are calculated using the permanent land surface portion inside the unitary surface of the spatial unit (grid cell).
- **xbu_share 50%** – the Urban Centres are set by adding to the basic criteria (see point above) also those cells with at least 50% of built-up surface. This assumption is useful for accommodating the presence in the city of large areas with low resident inhabitants but strongly functionally linked with the city, as for example large productive or commercial areas (typical case of cities in Unites States of America). As the basic criteria defines Urban Centres to be fully contained into Urban Clusters and the application of *xbu_share 50%* rule would break this hierarchy, this assumption extends the Urban Cluster domain to contain Urban Centres.
- **Generalization of HDC (smooth and gap filling)** –the clusters of the Urban Centres set by the density cut-off value it is spatially generalized by iterative majority filtering process done with a kernel of 3x3 kilometres until idempotence it is reached. Moreover, the remaining holes within the Urban Centre perimeter after the smoothing are filled if they are smaller than 15 km² in surface. The effect of this assumption is that Urban Centres as derived from the input GRIDS are more compact and simple in shape, then easier to translate to GIS POLYGON entities. Ideal typical case is the inclusion of large parks (less than 15 km²) or low-density population areas within the “Urban Centre” perimeter because completely surrounded by GRID samples with high density belonging to the “Urban Centre” class.

¹¹ <https://ghsl.jrc.ec.europa.eu/>

- ***xbu_share 3%*** - candidate samples for the “Urban Cluster” domain are accepted only if they exhibit a built-up surface share greater than 0.03. Grid cells are included in the urban cluster domain only if some minimal evidences of physical built-up structure was recorded by an independent source respect to census data. The purpose of this assumption is to increase the robustness of the GHSL SMOD response by forcing consistency between census-derived sources (population grids) and land cover / land use sources (built-up areas) mitigating the effect of misalignment, thematic bias, scale gaps or other data gaps that may be present in the data.

2.4.3 GHS-SMOD classification rules

With the described set of assumptions (GHSL SMOD 06), at the first hierarchical level (L1), the GHSL SMOD classifies the 1 km² grid cells by identifying the following spatial entities: a) “Urban Centre”, b) “Urban Cluster” and classifying all the other cells as “Rural Grid Cells”.

The criteria for the definition of the **spatial entities** at the first hierarchical level are:

- **“Urban Centre” (also “High Density Cluster” - HDC)** - An Urban Centre consists of contiguous grid cells (4-connectivity cluster) with a density of at least 1,500 inhabitants per km² of permanent land or with a built-up surface share on permanent land greater than 0.5, and has at least 50,000 inhabitants in the cluster with smoothed boundaries and <15 km² holes filled;
- **“Urban Cluster” (also “Moderate Density Cluster” - MDC)** - An Urban Cluster consists of contiguous grid cells (4-connectivity cluster) with a density of at least 300 inhabitants per km² of permanent land, a built-up surface share on permanent land greater than 0.03 and has at least 5,000 inhabitants in the cluster plus all contiguous (4-connectivity cluster) Urban Centres (see section 2.4.2 for details).

The **“Rural grid cells” (also “Mostly Low Density Cells” - LDC)** are all the other cells that do not belong to an Urban Cluster. Most of these will have a density below 300 inhabitants per km² (grid cell). Some Rural grid cells may have a higher density, but they are not part of cluster with sufficient population to be classified as an Urban Cluster.

The **settlement grid** at level 1 represents these definitions on a layer grid. Each pixel is classified using the following set of codes (classes) and rules:

- **Class 3: “Urban Centre grid cell”**, if the cell belongs to an Urban Centre;
- **Class 2: “Urban Cluster grid cell”**, if the cell belongs to an Urban Cluster and not to an Urban Centre;
- **Class 1: “Rural grid cell”**, if the cell does not belong to an Urban Cluster.

The second hierarchical level of the GHSL SMOD (L2) is a refinement of the DEGURBA set up to identify smaller settlements. It follows the same approach based on population density, population size and contiguity with a nested classification into the first hierarchical level. At the second hierarchical level, the GHSL SMOD classifies the 1 km² grid cells by identifying the following spatial entities: a) “Urban Centres” as at the first level; b) “Dense Urban Cluster” and c) “Semi-dense Urban Cluster” as parts of the “Urban Cluster”, classifying all the other cells of “Urban Clusters” as “Suburban or peri-urban grid cells”; and identifying d) “Rural Cluster” within the “Rural grid cells”. All the other cells belonging to the “Rural grid cells” are classified as “Low Density grid cells” or “Very Low Density grid cells” according to their cell population (Figure 5).

The basic criteria for the definition of the **spatial entities** at the second hierarchical level are:

- **“Urban Centre” (also “Dense, Large Settlement” or “High Density Cluster” - HDC)** - An Urban Centre consists of contiguous grid cells (4-connectivity cluster) with a density of at least 1,500 inhabitants per km² of permanent land or with a built-up surface share on permanent land greater than 0.5, and has at least 50,000 inhabitants in the cluster with smoothed boundaries and <15 km² holes filled;
- **“Dense Urban Cluster” (also “Dense, Medium Cluster”)** - A Dense Urban Cluster consists of contiguous grid cells (4-connectivity cluster) with a density of at least 1,500 inhabitants per km² of permanent land or with a built-up surface share on permanent land greater than 0.5, and has at least 5,000 inhabitants in the cluster;

- **“Semi-dense Urban Cluster” (also “Semi-dense, Medium Cluster”)** - A Semi-dense Urban Cluster consists of contiguous grid cells (4-connectivity cluster) with a density of at least 300 inhabitants per km² of permanent land, a built-up surface share on permanent land greater than 0.03, has at least 5,000 inhabitants in the cluster and is at least 3-km away from other Urban Clusters;
- **“Rural cluster” (also “Semi-dense, Small Cluster”)** - A Rural Cluster consists of contiguous cells (4-connectivity cluster) with a density of at least 300 inhabitants per km² of permanent land and has at least 500 and less than 5,000 inhabitants in the cluster.

The **“Suburban or peri-urban grid cells” (also Semi-dense grid cells)** are all the other cells that belong to an Urban Cluster (level 1 spatial entity) but are not part of a Urban Centre, Dense Urban Cluster or a Semi-dense Urban Cluster.

The **“Low Density Rural grid cells” (also “Low Density grid cells”)** are Rural grid cells with a density of at least 50 inhabitants per km² (grid cell) and are not part of a Rural Cluster.

The **“Very low density rural grid cells” (also “Very Low Density grid cells”)** are cells with a density of less than 50 inhabitants per km² (grid cell).

The **“Water grid cells”** are all the cells with more than 0.5 share covered by permanent surface water not populated nor built.

The **settlement grid** at level 2 represents these definitions on a single layer grid. Each pixel is classified using the following set of codes (classes) and rules (Table 7):

- **Class 30: “Urban Centre grid cell”**, if the cell belongs to an Urban Centre spatial entity;
- **Class 23: “Dense Urban Cluster grid cell”**, if the cell belongs to a Dense Urban Cluster spatial entity;
- **Class 22: “Semi-dense Urban Cluster grid cell”**, if the cell belongs to a Semi-dense Urban Cluster spatial entity;
- **Class 21: “Suburban or per-urban grid cell”**, if the cell belongs to an Urban Cluster cells at first hierarchical level but is not part of a Dense or Semi-dense Urban Cluster;
- **Class 13: “Rural cluster grid cell”**, if the cell belongs to a Rural Cluster spatial entity;
- **Class 12: “Low Density Rural grid cell”**, if the cell is classified as Rural grid cells at first hierarchical level, has more than 50 inhabitant and is not part of a Rural Cluster;
- **Class 11: “Very low density rural grid cell”**, if the cell is classified as Rural grid cells at first hierarchical level, has less than 50 inhabitant and is not part of a Rural Cluster;
- **Class 10: “Water grid cell”**, if the cell has 0.5 share covered by permanent surface water and is not populated nor built.

2.4.4 GHS_SMOD spatial entities naming

The highest tier spatial entities (Urban Centre) are named using an algorithm that automatically queries the GISCO and the full OpenStreetMap datasets with the following steps:

- 1 For each node of the dataset the reference name is selected among all the available naming tag with the following priority: *name_en*; *name_int*; *name* (if in Latin characters); *name_fr*; *name_es*; *name_it*; *name_de*; *name_wiki*; *name*;
- 2 The algorithm filters all nodes that overlaps the extent of the spatial entity in their 3 km buffer and selects among them the nodes with the highest priority using the following tag ordering (*key:value*): *place:city*; *place:town*; *place:village*; *place:hamlet*; *place:isolated_dwelling*; *place:farm*; *place:allotments*; *place:borough*; *place:suburb*; *place:quarter*; *place:neighbourhood*; *place:city_block*; *place:plot*; *place:locality*; *place:municipality*; *place:civil_parish*; *railway:station*; *addr:city*;
- 3 If a single node is selected the reference name is assigned to the spatial entity as main name; if multiple nodes are selected the function ranks the nodes by *population* tag values (descending order, absence of *population* tag equal 0); if no *population* tag is present, it ranks by sum of GHS-POP in the 5 km buffer around the point (descending order). The ordered list is saved and assigned to the spatial entity; the first name is selected as main name of the spatial entity.

as square kilometres: km²) expected characteristics in terms of min-max population and built-up density bounds. Table 8 presents the logic to define settlement typologies.

The first level (L1) is obtained by aggregation of L2 according to the first digit of the code, as shown in Table 6 and it represents a porting of the EUROSTAT “degree of urbanization”.

Table 6 Aggregation of L2 class typologies to L1 class typologies (EUROSTAT DEGURBA model)

30	→	3
23 – 22 – 21	→	2
13 – 12 – 11 – 10	→	1

L1 classifies three settlement typologies as displayed in Table 10. Settlement typologies are identified at L1 with a single digit code (3 – 2 – 1), and grid level and municipal level terms (both the municipal and grid level are accompanied by a technical term), HDC for type 3, MDC for type 2, and LDC for type 1). Classes 3 - 2 if aggregated form the “urban domain”, 1 forms the “rural domain”. Table 11 presents the logic to define settlement typologies as described in section 2.4.3. Table 12 shows the L1 grid cells population and built-up area characteristics in terms of min-max population and built-up density bounds.

Table 7 Settlement Model L2 nomenclature

Code	RGB	Grid level term	Spatial entity (polygon) Technical term	Other cells Technical term	Municipal level term Technical term
30	255 0 0	URBAN CENTRE GRID CELL	URBAN CENTRE <i>DENSE, LARGE CLUSTER</i>		CITY <i>LARGE SETTLEMENT</i>
23	115 38 0	DENSE URBAN CLUSTER GRID CELL	DENSE URBAN CLUSTER <i>DENSE, MEDIUM CLUSTER</i>		DENSE TOWN <i>DENSE, MEDIUM SETTLEMENT</i>
22	168 112 0	SEMI-DENSE URBAN CLUSTER GRID CELL	SEMI-DENSE URBAN CLUSTER <i>SEMI-DENSE, MEDIUM CLUSTER</i>		SEMI-DENSE TOWN <i>SEMI-DENSE, MEDIUM SETTLEMENT</i>
21	255 255 0	SUBURBAN OR PERI-URBAN GRID CELL		SUBURBAN OR PERI- URBAN GRID CELLS <i>SEMI-DENSE GRID CELLS</i>	SUBURBS OR PERI- URBAN AREA <i>SEMI-DENSE AREA</i>
13	55 86 35	RURAL CLUSTER GRID CELL	RURAL CLUSTER <i>SEMI-DENSE, SMALL CLUSTER</i>		VILLAGE <i>SMALL SETTLEMENT</i>
12	171 205 102	LOW DENSITY RURAL GRID CELL		LOW DENSITY RURAL GRID CELLS <i>LOW DENSITY GRID CELLS</i>	RURAL DISPERSED AREA <i>LOW DENSITY AREA</i>
11	205 245 122	VERY LOW DENSITY RURAL GRID CELL		VERY LOW DENSITY RURAL GRID CELLS <i>VERY LOW DENSITY GRID CELLS</i>	MOSTLY UNINHABITED AREA <i>VERY LOW DENSITY AREA</i>
10	122 182 245	WATER GRID CELL	-	-	-

Table 8 Settlement Model L2 synthetic explanation of logical definition and grid cell sets

Code	Logical Definition at 1 km ² grid cell	Grid cell sets used in the logical definition (shares defined on land surface)			
		P _{dens} : Local Population Density lower bound ">" (people/km ²)	P _{min} : Cluster Population lower bound ">" (people)	B _{dens} : Local share of Built-up Area lower bound >" (km ²)	T _{con} : Topological constrains
30	$((P_{dens} \vee B_{dens}) \wedge T_{con}) \wedge P_{min} \vee$ $\vee [\text{iterative_median_filter}(3\text{-by-}3)] \vee [\text{gap_fill}(<15\text{km}^2)]^{12}$	1,500	50,000	0.50	4-connectivity clusters
23	$((P_{dens} \vee B_{dens}) \wedge T_{con}) \wedge P_{min} \wedge \neg 30$	1,500	5,000	0.50	4-connectivity clusters
22	$((P_{dens} \wedge B_{dens}) \wedge T_{con_1}) \wedge P_{min} \wedge \neg (30 \vee 23) \wedge T_{con_2}$	300	5,000	0.03	1: 4-connectivity clusters; 2: farther than 3km (beyond 3 cells buffer) from 23 or 30
21	$((P_{dens} \wedge B_{dens}) \wedge (30 \vee 23)) \wedge T_{con_1} \wedge P_{min} \wedge \neg (30 \vee 23) \wedge T_{con_2}$	300	5,000	0.03	1: 4-connectivity clusters; 2: within 3km (within 3 cells buffer) from 23 or 30
13	$(P_{dens} \wedge T_{con}) \wedge P_{min} \wedge \neg (30 \vee 2X)$	300	500	none	4-connectivity clusters
12	$P_{dens} \wedge \neg (30 \vee 2X \vee 13)$	50	none	none	none
11	$T_{con} \wedge \neg (30 \vee 2X \vee 13 \vee 12)$	none	none	none	On Land (Land>=50% v BU ¹³ >0% v Pop>0)
10	T_{con}	none	none	none	Not on Land

¹² The seeds for the related spatial entity is obtained before morphological operations

¹³ Retaining only contiguous BU at least partially on land.

Table 9 Settlement Model L2 grid cells population and built-up area characteristics (densities on permanent land)

Code	Population		Built-up area	
	Minimum density expected (people/km ²)	Minimum density expected (people/km ²)	Minimum density expected (share)	Minimum density expected (share)
30	0	∞	0	1
23	0	50,000	0	1
22	300	5,000	0.03	1
21	300	5,000	0.03	1
13	300	5,000	0	1
12	50	500	0	1
11	0	50	0	1
10	0	0	0	0

Table 10 Settlement Model L1 nomenclature

Code	RGB	Grid level term	Spatial entity (polygon) <i>Technical term</i>	Other cells <i>Technical term</i>	Municipal level term <i>Technical term</i>
3	255 0 0	URBAN CENTRE GRID CELL	URBAN CENTRE <i>HIGH DENSITY CLUSTER (HDC)</i>		CITY <i>DENSELY POPULATED AREA</i>
2	255 170 0	URBAN CLUSTER GRID CELL	URBAN CLUSTER <i>MODERATE DENSITY CLUSTER (MDC)</i>		TOWNS & SUBURBS <i>INTERMEDIATE DENSITY AREA</i>
1	115 178 115	RURAL GRID CELL		RURAL GRID CELLS <i>LOW DENSITY GRID CELL (LDC)</i>	RURAL AREA <i>THINLY POPULATED AREA</i>

Table 11 Settlement Model L1 synthetic explanation of logical definition and grid cell sets

Code	Logical Definition at 1 km ² grid cell	Grid cell sets used in the logical definition (shares defined on land surface)			
		P _{dens} : Local Population Density lower bound ">" (people/km ²)	P _{min} : Cluster Population lower bound ">" (people)	B _{dens} : Local share of Built-up Area lower bound ">" (km ²)	T _{con} : Topological constrains
3	$((P_{dens} \vee B_{dens}) \wedge T_{con}) \wedge P_{min} \vee \vee [\text{iterative_median_filter}(3\text{-by-}3)] \vee \vee [\text{gap_fill}(<15\text{km}^2)]^{14}$	1,500	50,000	0.50	4-connectivity clusters
2	$(P_{dens} \wedge B_{dens}) \wedge P_{min} \wedge T_{con} \wedge \neg 3$	300	5,000	0.03	4-connectivity clusters
1	$((((P_{dens} \wedge B_{dens}) \wedge 3) \wedge T_{con}) \wedge P_{min}) \wedge \wedge \neg 3^s$	none	none	none	none

¹⁴ The seeds for the related spatial entity is obtained before morphological operations

Table 12 Settlement Model L1 grid cells population and built-up area characteristics (densities on permanent land)

Code	Population		Built-up area	
	Minimum density expected (people/km ²)	Minimum density expected (people/km ²)	Minimum density expected (share)	Minimum density expected (share)
3	0	∞	0	1
2	0	50,000	0	1
1	0	5,000	0	1

2.4.6 Input Data

The input data are the multi-temporal GHS-BUILT and GHS-POP grids of the GHSL Data Package 2019 (GHS P2019). Land is extracted as a combination of the Global Administrative Map 2.8¹⁵ and the Global Surface Water Layer Occurrence¹⁶. Names¹⁷ are extracted from OpenStreetMap partially filtered by EUROSTAT (GISCO project¹⁸).

2.4.7 Technical Details

Author: Martino Pesaresi, Aneta Florczyk, Marcello Schiavina, Luca Maffeni, Michele Melchiorri, Joint Research Centre (JRC) European Commission.

Product name: GHS_SMOD_POP_GLOBE_R2019A

Spatial extent: Global

Temporal extent: 1975-1990-2000-2015

Coordinate System: World Mollweide (EPSG: 54009)

Resolution available: 1 km

Table 13 outlines the technical characteristics of the datasets released in this data package.

2.4.7.1 GHS-SMOD raster grid

Encoding: integer16 [30 – 23 – 22 – 21 – 13 – 12 – 11 – 10], No Data: -200

Data organisation: TIF with CLR colormap (L2_colcod.tif.clr) file as single global layer or tiled.

2.4.7.2 GHS-SMOD Urban Centre entities¹⁹

Data organisation: GeoPackage (GPKG) database with vector layer of Urban Centre entities boundaries (polygons).

Attributes:

- ID_HDC_GO: Unique Identifiers of the urban centre entity;
- Name_main: Main name assigned to the urban centre entity;
- Name_list: List of all name selected within the spatial entity;
- POP_<year>: sum of GHS-POP within the spatial entity extent for the related year;
- BU_<year>: sum of GHS-BU within the spatial entity extent for the related year

¹⁵ <https://qadm.org/data.html>

¹⁶ <https://global-surface-water.appspot.com/download>

¹⁷ Names assigned do not imply official endorsement or acceptance by the European Union © OpenStreetMap

¹⁸ <https://ec.europa.eu/eurostat/web/gisco>

¹⁹ This datasets is not comparable with the GHS Urban Centre DataBase v1.x (Florczyk et al., 2019)

Table 13. Technical details of the datasets in GHS_SMOD_POPMT_GLOBE_R2019A

GHS_SMOD_POPMT_GLOBE_R2019A			
ID	Description	Resolution (Projection)	Size
GHS_SMOD_POP2015_GLOBE_R2019A_54009_1K_V2_0	Settlement typology codes for epoch 2015 NoData [-200]	1 km (World Mollweide)	12 MB
GHS_SMOD_POP2000_GLOBE_R2019A_54009_1K_V2_0	Settlement typology codes for epoch 2000 NoData [-200]	1 km (World Mollweide)	11.5 MB
GHS_SMOD_POP1990_GLOBE_R2019A_54009_1K_V2_0	Settlement typology codes for epoch 1990 NoData [-200]	1 km (World Mollweide)	11 MB
GHS_SMOD_POP1975_GLOBE_R2019A_54009_1K_V2_0	Settlement typology codes for epoch 1975 NoData [-200]	1 km (World Mollweide)	10.5 MB
GHS_SMOD_POP2015_GLOBE_R2019A_54009_1K_labelHDC_V2_0	2015 Urban Centre entities boundaries	1 km (World Mollweide)	12 MB
GHS_SMOD_POP2000_GLOBE_R2019A_54009_1K_labelHDC_V2_0	2000 Urban Centre entities boundaries	1 km (World Mollweide)	11.5 MB
GHS_SMOD_POP1990_GLOBE_R2019A_54009_1K_labelHDC_V2_0	1990 Urban Centre entities boundaries	1 km (World Mollweide)	11 MB
GHS_SMOD_POP1975_GLOBE_R2019A_54009_1K_labelHDC_V2_0	1975 Urban Centre entities boundaries	1 km (World Mollweide)	10.5 MB

2.4.8 Summary statistics

Table 14 Summary statistics of total area in square kilometres of each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L2.

	1975	1990	2000	2015
30	306,180	429,229	533,045	665,641
23	207,433	264,360	297,206	331,558
22	111,003	128,511	139,167	154,801
21	421,746	593,198	698,790	823,614
13	818,744	937,466	1,020,680	1,163,761
12	2,832,956	3,221,002	3,558,714	4,024,084
11	140,982,705	140,099,083	139,420,665	138,504,904

Table 15 Summary statistics of total built-up area in square kilometres for each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L2.

	1975	1990	2000	2015
30	13,023,407	19,163,076	24,892,506	30,005,410
23	4,973,363	6,706,174	7,945,364	8,796,052
22	1,921,714	2,380,061	2,734,640	3,033,187
21	6,270,036	8,940,169	11,002,298	13,449,073
13	4,192,598	5,402,874	6,328,978	7,107,380
12	5,722,583	7,332,990	9,421,017	12,123,285
11	1,851,377	2,407,680	3,249,061	4,423,226

Table 16 Summary statistics of total population in each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L2.

	1975	1990	2000	2015
30	1,517,602,834	2,211,665,840	2,721,263,070	3,544,107,384
23	847,910,186	1,062,883,725	1,150,518,125	1,246,207,360
22	101,905,977	118,917,179	129,745,641	141,509,191
21	354,038,947	503,932,173	590,913,476	689,211,502
13	714,554,953	825,388,867	891,416,995	1,009,601,490
12	412,707,214	476,210,241	532,137,585	604,474,198
11	112,628,245	110,598,981	110,534,315	114,217,925

Table 17 Summary statistics of total area in square kilometres of each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L1.

	1975	1990	2000	2015
3	306,180	429,229	533,045	665,641
2	740,182	986,069	1,135,163	1,309,973
2	648,429,638	648,060,702	647,807,792	647,500,386

Table 18 Summary statistics of total built-up area in square kilometres for each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L1.

	1975	1990	2000	2015
3	13,023,407	19,163,076	24,892,506	30,005,410
2	13,165,112	18,026,405	21,682,301	25,278,312
2	11,766,728	15,143,820	18,999,470	23,654,835

Table 19 Summary statistics of total population in each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L1.

	1975	1990	2000	2015
3	1,517,602,834	2,211,665,840	2,721,263,070	3,544,107,384
2	1,303,855,109	1,685,733,077	1,871,177,242	2,076,928,054
2	1,239,890,413	1,412,198,089	1,534,088,895	1,728,293,613

2.4.9 How to cite

Dataset:

Pesaresi, Martino; Florczyk, Aneta; Schiavina, Marcello; Melchiorri, Michele; Maffenini, Luca (2019): GHS settlement grid, updated and refined REGIO model 2014 in application to GHS-BUILT R2018A and GHS-POP R2019A, multitemporal (1975-1990-2000-2015), R2019A. European Commission, Joint Research Centre (JRC) [Dataset] doi:[10.2905/42E8BE89-54FF-464E-BE7B-BF9E64DA5218](https://doi.org/10.2905/42E8BE89-54FF-464E-BE7B-BF9E64DA5218) PID: <http://data.europa.eu/89h/42e8be89-54ff-464e-be7b-bf9e64da5218>

Concept & Methodology:

Florczyk, Aneta J.; Corbane, Christina; Ehrlich, Daniele; Freire, Sergio; Kemper, Thomas; Maffenini, Luca; Melchiorri, Michele; Pesaresi, Martino; Politis, Panagiotis; Schiavina, Marcello; Sabo, Filip; Zanchetta, Luigi (2019): GHSL Data Package 2019, EUR 29788 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg, ISBN 978-92-76-13187-8 doi:10.2760/0726, JRC 117104

References

- Chen, J., Chen, J., Liao, A., Cao, X., Chen, L., Chen, X., He, C., Han, G., Peng, S., Lu, M., et al. (2015). Global land cover mapping at 30 m resolution: A POK-based operational approach. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* *103*, 7–27.
- Corbane, C., Lemoine, G., Pesaresi, M., Kemper, T., Sabo, F., Ferri, S., and Syrris, V. (2018a). Enhanced automatic detection of human settlements using Sentinel-1 interferometric coherence. *International Journal of Remote Sensing* *39*, 842–853.
- Corbane, C., Pesaresi, M., Politis, P., Florczyk, A.J., Melchiorri, M., Freire, S., Schiavina, M., Ehrlich, D., Naumann, G., and Kemper, T. (2018b). The grey-green divide: multi-temporal analysis of greenness across 10,000 urban centres derived from the Global Human Settlement Layer (GHSL). *International Journal of Digital Earth* 1–18.
- Corbane, C., Pesaresi, M., Kemper, T., Politis, P., Florczyk, A.J., Syrris, V., Melchiorri, M., Sabo, F., and Soille, P. (2019). Automated global delineation of human settlements from 40 years of Landsat satellite data archives. *Big Earth Data* *3*, 140–169.
- European Commission, Joint Research Centre (2018). *Atlas of the Human Planet 2018, a World of Cities* (Publications Office of the European Union).
- Florczyk, A., Ehrlich, D., Corbane, C., Freire, S., Kemper, T., Melchiorri, M., Pesaresi, M., Politis, P., Schiavina, M., and Zanchetta, L. (2018a). Community pre-Release of GHS Data Package (GHS CR2018) in support to the GEO Human Planet Initiative. Publications Office of the European Union.
- Florczyk, A., Politis, P., Corbane, C., and Pesaresi, M. (2018b). GHS built-up grid input data, Landsat multitemporal collections (1975–1990–2000–2014), R2018A. European Commission, Joint Research Centre (JRC).
- Florczyk, A., Melchiorri, M., Corbane, C., Schiavina, M., Maffenini, L., Pesaresi, M., Politis, P., Sabo, F., Freire, S., Ehrlich, D., et al. (2019). Description of the GHS Urban Centre Database 2015 (Publications Office of the European Union).
- Freire, S., MacManus, K., Pesaresi, M., Doxsey-Whitefield, E., and Mills, J. (2016). Development of new open and free multi-temporal global population grids at 250 m resolution. In *Proc. of the 19th AGILE Conference on Geographic Information Science*, (Helsinki, Finland 14–17 June), p.
- Freire, S., Schiavina, M., Florczyk, A., MacManus, K., Pesaresi, M., Corbane, C., Bokovska, O., Mills, J., Pistolesi, L., Squires, J., et al. (2018). Enhanced data and methods for improving open and free global population grids: putting 'leaving no one behind' into practice. *International Journal of Digital Earth* *11*.
- Maffenini, L., Schiavina, M., Melchiorri, M., Pesaresi, M., and Kemper, T. (2019). *DUG User Guide* (Luxembourg: Publications Office of the European Union).
- Melchiorri, M., Florczyk, A., Freire, S., Schiavina, M., Pesaresi, M., and Kemper, T. (2018). Unveiling 25 Years of Planetary Urbanization with Remote Sensing: Perspectives from the Global Human Settlement Layer. *Remote Sensing* *10*, 768.
- Melchiorri, M., Pesaresi, M., Florczyk, A.J., Corbane, C., and Kemper, T. (2019). Principles and Applications of the Global Human Settlement Layer as Baseline for the Land Use Efficiency Indicator—SDG 11.3.1. *ISPRS International Journal of Geo-Information* *8*, 96.
- Pesaresi, M., Ehrlich, D., Ferri, S., Florczyk, A., Carneiro Freire Sergio, M., Halkia, S., Julea, A., Kemper, T., Soille, P., and Syrris, V. (2016a). Operating procedure for the production of the Global Human Settlement Layer from Landsat data of the epochs 1975, 1990, 2000, and 2014 (Publications Office of the European Union).
- Pesaresi, M., Syrris, V., and Julea, A. (2016b). A New Method for Earth Observation Data Analytics Based on Symbolic Machine Learning. *Remote Sensing* *8*, 399.

United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division (2015). World Population Prospects: The 2015 Revision.

List of figures

Figure 1 Mosaic of the S1 scenes processed within the SML for extracting built-up areas	6
Figure 2 Comparison between GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2015B (left panel – GHS_LDSMT_2015) and GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A, version 2.0 (right panel – GHS_LDSMT_2017). In (Corbane et al., 2019).	9
Figure 3 GHS Population grid (GHS-POP) GHS_POP_E2015_GLOB_R2019A_54009_250_V1_0 displayed in West Midlands (United Kingdom).....	12
Figure 4 GHS Settlement Model grid (GHS-SMOD) GHS_SMOD_POP2015_GLOBE_R2019A_54009_1K_V2_0 displayed in the area of Kampala (Uganda) –Legend in Table 7. The boundaries and the names shown on this map do not imply official endorsement or acceptance by the European Union © OpenStreetMap.....	17
Figure 5. Schematic overview of GHSL SMOD 06 entities workflow logic. “xpop” represents the population density per square kilometre of permanent land; “xbu” represents the built-up density per square kilometre of permanent land.....	21

List of tables

Table 1. Technical details of the datasets in GHS_BUILT_S1NODSM_GLOBE_R2018A.....	7
Table 2. Technical details of the datasets in GHS_BUILT_LDSMT_GLOBE_R2018A	10
Table 3 Summary statistics of total global built-up area in square kilometre as obtained from the 1-km World Mollweide grid (Corbane et al., 2019).....	11
Table 4. Technical details of the datasets in GHS_POP_MT_GLOBE_R2019A	14
Table 5 Summary statistics of total population as obtained from the 1-km World Mollweide grid as obtained from GPW4.10 - total population adjusted to the UN WPP 2015 (United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2015).	15
Table 6 Aggregation of L2 class typologies to L1 class typologies (EUROSTAT DEGURBA model).....	22
Table 7 Settlement Model L2 nomenclature.....	22
Table 8 Settlement Model L2 synthetic explanation of logical definition and grid cell sets	23
Table 9 Settlement Model L2 grid cells population and built-up area characteristics (densities on permanent land).....	24
Table 10 Settlement Model L1 nomenclature.....	24
Table 11 Settlement Model L1 synthetic explanation of logical definition and grid cell sets.....	24
Table 12 Settlement Model L1 grid cells population and built-up area characteristics (densities on permanent land).....	25
Table 13. Technical details of the datasets in GHS_SMOD_POPMT_GLOBE_R2019A	26
Table 14 Summary statistics of total area in square kilometres of each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L2	26
Table 15 Summary statistics of total built-up area in square kilometres for each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L2.....	26
Table 16 Summary statistics of total population in each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L2.....	27
Table 17 Summary statistics of total area in square kilometres of each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L1.	27
Table 18 Summary statistics of total built-up area in square kilometres for each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L1.....	27
Table 19 Summary statistics of total population in each settlement typology at global level as obtained from the 1-km GHS-POP grids L1.	27

GETTING IN TOUCH WITH THE EU

In person

All over the European Union there are hundreds of Europe Direct information centres. You can find the address of the centre nearest you at: https://europa.eu/european-union/contact_en

On the phone or by email

Europe Direct is a service that answers your questions about the European Union. You can contact this service:

- by freephone: 00 800 6 7 8 9 10 11 (certain operators may charge for these calls),
- at the following standard number: +32 22999696, or
- by electronic mail via: https://europa.eu/european-union/contact_en

FINDING INFORMATION ABOUT THE EU

Online

Information about the European Union in all the official languages of the EU is available on the Europa website at: https://europa.eu/european-union/index_en

EU publications

You can download or order free and priced EU publications from EU Bookshop at: <https://publications.europa.eu/en/publications>. Multiple copies of free publications may be obtained by contacting Europe Direct or your local information centre (see https://europa.eu/european-union/contact_en).

The European Commission's science and knowledge service Joint Research Centre

JRC Mission

As the science and knowledge service of the European Commission, the Joint Research Centre's mission is to support EU policies with independent evidence throughout the whole policy cycle.



EU Science Hub
ec.europa.eu/jrc



@EU_ScienceHub



EU Science Hub - Joint Research Centre



EU Science, Research and Innovation



EU Science Hub



Publications Office
of the European Union

doi:10.2760/290498
ISBN 978-92-76-13186-1

Annexe **C**

Article publié

Une partie du travail présenté dans cette thèse a été publiée dans (DAHMOUNE et Hamidi MANSOUR 2019).

Algerian northwestern seismic hazard evaluation based on the Markov model

The Mining-Geology-Petroleum Engineering Bulletin
UDC: 550.3
DOI: 10.17794/rgn.2019.1.10

Review professional paper



Badreddine Dahmoune¹; Hamidi Mansour¹

¹ *Laboratoire Géo-ressources, Environnement et Risques Naturels, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, Algérie*

Abstract

The main aim of this paper is to develop a markovienne model for the evaluation of seismic hazard in the north-western part of Algeria. A region that accommodates from moderate to strong seismic activity ($M_L \geq 2.5$). This work is an attempt to conceive a stochastic model of the earthquake occurrences in order to assess the seismic hazard based on the use of a discrete time Markov chain with a finite state model. The presented model is applied on a complete data sample comprising most of the earthquakes that occurred in the Algerian northwestern area located between latitudes (34°N , 37°N) and longitudes (2°W , 3°E) since 1928 up to now (2018). The Markov chain is built over a homogeneous and completed catalogue, then the transition probability matrix of the chain is used to simulate the occurrences of the earthquakes in the coming decades. The results are compared to a classic Poisson model.

Keywords:

Seismic hazards, Markov chain, Poisson model, earthquake, North Algeria.

1. Introduction

Algeria is located in the northern part of the African plate facing the Eurasian plate. Thus, the northwestern region of Algeria is stuck between the Nubian and Eurasian tectonic plates with a very complex boundary between them, which is converging along a N-S to NNW-SSE direction since at least the early Quaternary period (McKenzie, 1972), (Philip, 1987). Based on paleo-seismological data (Meghraoui, 1988) and on the study of source mechanisms (Meghraoui et al., 1996) the motion rate is evaluated 4-6 mm per year. This convergence geodynamic process produces a large band of about 100-150 km, composed of Neogene deposits and deformed quaternary, comes into sight in the northern region of Algeria as the Tellian chain (Philip and Thomas, 1977), (Philip and Meghraoui, 1983), (Thomas, 1985). More precisely, the Tellian chain is formed by folds lying NE-SW which are organized in an echelon system, probably caused by the presence of deep E-W strikes slip (Bouhadad and Laouami, 2002). When compared to other countries in North Africa, the seismicity of Algeria is moderate to strong, scattered and concentrated in its northern part. Seismic activity is induced by Nubian-Eurasian convergence accumulated particularly in the Tellian chain, where the coastal part of this chain is the most active (Déverchère et al., 2005). According to historical documents and instrumental measurements, sev-

eral strong earthquakes took place within the north border of the country.

Thus, a considerable amount of seismic activity observed in the northwest of Algeria is due to the convergence area between the Eurasian and African plates. An important number of shakes recorded during the last decades have been highly felt, and a number of them have been damaging, for instance the Oran earthquake of October 9, 1790 of intensity X (MSK scale), where about 3,000 human lives were claimed (Buforn et al., 2017), and the Beni-Chougrane August 18, 1994 earthquake of intensity VIII ($M_s = 5.6$), which caused 171 deaths, and the collapse of about 1,000 constructions (CGS, 1995). Recall also the 1980 El-Asnam earthquake which occurred on October 10 at 13:25:25 local time with a surface wave magnitude of $M_s = 7.3$. It was the largest earthquake in Algeria, and was followed three hours later by an aftershock of magnitude 6.2. Both events caused considerable damage with at least 2,600 killed and 8,300 injured (Dewey, 1991). This history shows that the northwestern region of Algeria is exposed to significant seismic risk and is considered as an active area in Algeria. Especially the fact that this region includes the city of Oran, the largest and the most populated city in the northwestern region of Algeria.

This paper presents a discrete-time Markov chain to model the seismic activity in northwestern region of Algeria in order to infer the past seismic events to evaluate probabilistic earthquake forecasting results. The transition probabilities of the chain are estimated along with

Corresponding author: Badreddine Dahmoune
dhabdro@gmail.com

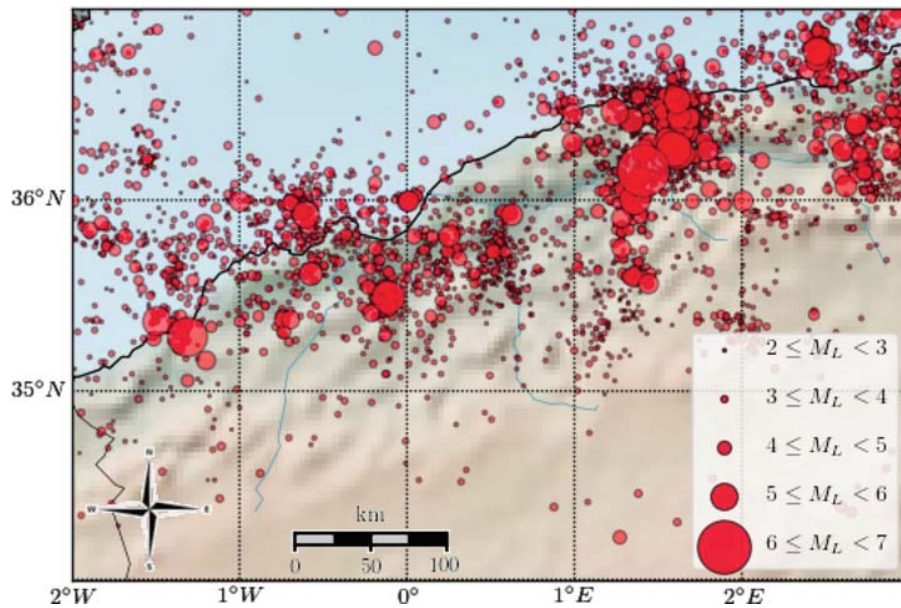


Figure 1: Seismicity map of Northwestern Algeria from the compiled homogeneous catalogue of the period between 1928 and 2018 (see Section 3)

its relevant measures, resulting in the calculation of earthquake occurrence probabilities. The model is based on the local magnitude, date, time, and epicenter location of each past seismic event.

The rest of this paper is organized as follows. Section 2 presents the methodology and details of all the elements of the suggested model. After that, Section 3 describes and analyses the data set that will be used. It includes the homogenization and the completeness of the data. Then, Section 4 explains how the studied region is divided into two principal zones. Next, Section 5 justifies the choice of a time unit of 248 days to sample the seismic event data of the compiled catalog. Finally, Section 6 discusses the obtained results based on the Markov chain.

2. Methodology

The use of probabilistic methods in the study of seismic activity has been greatly considered in literature. Several studies show that two main methods are used: the Poisson process that is more adapted to frequent events (Cornell, 1968), (Cornell and Vanmarcke, 1969), (Schenkova and Kárník, 1970), (Liu and Fagel, 1972), (Merz and Cornell, 1973), (Caputo, 1974), (Der Kiureghian and Ang, 1977), and the Markov process which is adapted for the analysis of less frequent random events (Vagliante, 1973), (Veneziano and Cornell, 1974), (Lomnitz-Adler, 1983), and more recently (Beyreuther and Wassermann, 2008), (Beyreuther et al., 2012), (Votsi et al., 2013), (Quang et al., 2015). The choice of the Markov model for the analysis of seismic risk is based on the fact that, in general, an earthquake is

a direct result of the earthquake that precedes it (Vere-Jones, 1966), (Knopoff, 1971). Additionally, as enough data is available nowadays, methods based on pattern-recognition are recently very popular among research work (Peresan et al., 2005).

Moreover, scholars active in this field, as exact prediction is extremely difficult, are only trying to estimate a probable time, a probable location, and a probable magnitude in which a future event is likely to happen. Therefore, research on methods of prediction focus on empirical data analysis, with two principal approaches:

1. Identifying distinctive precursors to earthquakes: with potential utility for short-term earthquake prediction or forecasting. These methods include the analysis of: animal behaviour (Lott et al., 1981; Bhargava et al., 2009), the dilatancy-diffusion model (Anderson and Whitcomb, 1973; Nur, 1974), changes in the ratio between the primary and the secondary velocities (Nicholson and Simpson, 1985; Wang et al., 1975), gas emissions (King, 1986; Heinicke et al., 1995; Chyi et al., 2003; Wallia et al., 2005), and electromagnetic anomalies (Eftaxias et al., 2001; Uyeda et al., 2009).
2. Identifying some kind of geophysical trend or pattern in seismicity that might precede a large earthquake: generally thought to be useful for forecasting from intermediate to long term prediction (from one year to a century time scale). These approaches are based on the analysis of: elastic rebound (Matthews et al., 2002), characteristic earthquakes (Aki, 1984; Bakun and Lindh, 1985; Jackson and Kagan, 2006), seismic gaps (Rong et al., 2003; Seeber and Armbruster, 1981), and

seismicity patterns (Mogi, 1981; Holliday et al., 2005).

The method described here is based mainly on the use of the Markov approach for the analysis of seismic events. This method essentially uses the closest event to estimate when the event will happen in the future.

One of the goals of seismic activity analysis of a region is to predict future earthquakes. Thus, building a Markov chain based on the seismic events of the past allows a probabilistic prediction of future events (Serpil and Celebioglu, 2011), (Chambers et al., 2012), (Chen and Liu, 2013), (Votsi et al., 2013).

The following subsections detail the elements and the necessary parameters used to construct the Markov chain associated with the studied region.

This section introduces the theoretical concept of the Markov chain. Markov processes are named after their discoverer, Andreï Markov (Markov, 1906). A Markov process is a stochastic process having the property to predict the future only by knowing the present. The choice of this model for the analysis of seismic risk is based on the fact that, in general, an earthquake is a direct result of the earthquake that precedes it (Vere-Jones, 1966), (Knopoff, 1971). The following sections focus on the Markov chain in discrete time on a discrete state space.

A discrete time Markov process is a sequence X_0, X_1, \dots, X_t of random variables with values in the state space E . The characteristic property of a Markov chain is: predicting the future from the present cannot be more precise by considering the past, because all the useful information for the prediction of the future is contained in the present state of the process. In general, this property is expressed by the following formula:

$$\forall t \geq 0, \forall (e_0, \dots, e_t, e) \in E^{t+2}: \quad (1)$$

$$\begin{aligned} Pr(X_{t+1} = e | X_0 = e_0, \dots, X_t = e_t) \\ = Pr(X_{t+1} = e | X_t = e_t) \end{aligned} \quad (2)$$

Where Pr denotes the probability of an event.

It is assumed that most often Markov chains are homogeneous, i.e. the transition mechanism does not change over time. The homogeneity property is expressed as follows:

$$\forall t \geq 0, \forall (e, \acute{e}) \in E^2: \quad (3)$$

$$Pr(X_{t+1} = \acute{e} | X_t = e) = Pr(X_1 = \acute{e} | X_0 = e) \quad (4)$$

Notice that only homogeneous Markov chains are considered in this work. Let ε be the magnitude threshold from which a seismic event is taken into account or not. Let H be a seismic catalogue for a given region R . And H is the list of all the seismic events observed in the region R during a period let's say T . Each seismic event v is represented by its position p_v , its magnitude M_v , and the date of its occurrence t_v .

The period T should be divided into identical units of time, during which the seismic activity is observed. The time unit is denoted as Δt . Assume that the studied region is divided into n zones z_1, z_2, \dots, z_n . Thus the region R can be seen as a system of n zones. During the time unit Δt , each zone has two possible states, either 0 or 1:

- $z_i=0$ if the i -th zone is seismically quiet during the time interval Δt : all the magnitudes of seismic events observed during Δt are strictly lower than the threshold magnitude ε .
- $z_i=1$ if the i -th zone is seismically active during the time interval Δt : at least one seismic event with a magnitude greater than or equal to the threshold magnitude ε was observed during the time unit Δt .

Thus, the overall state of the region R during Δt is a combination of the states of the n zones: $e = [z_1, z_2, \dots, z_n]$. This implies that $e \in E = \{0, 1\}^n$ and the number of possible global states of the region R is $|E| = 2^n$. In this case, the model is a Markov chain C composed of 2^n states. Each state of the Markov chain represents an overall state of the region R . Therefore, E is the state space of the Markov chain. The transitions between these states are probabilities that must be estimated from the seismic history H . As well, $\theta_{e\acute{e}}$ denotes how often during the period T , the global state e has been observed during a unit of time, followed by the observation of the global state \acute{e} during the following unit of time:

$$\begin{aligned} \theta_{e\acute{e}} &= \#\{(X_t, X_{t+1}) \mid 0 \leq t < T \\ &\text{and } X_t = e \text{ and } X_{t+1} = \acute{e}\} \end{aligned} \quad (5)$$

This allows to calculate the probability of transition from the global state e to the global state \acute{e} :

$$Pr(\acute{e} | e) = Pr(X_{t+1} = \acute{e} | X_t = e) = \frac{\theta_{e\acute{e}}}{\sum_{s \in E} \theta_{es}} \quad (6)$$

The set of all transition probabilities is gathered in a matrix A of size $2^n \times 2^n$ called the transition matrix which is defined as follows:

$$\forall (e, \acute{e}) \in E^2: A[e, \acute{e}] = Pr(\acute{e} | e) \quad (7)$$

The Markov chain is well defined by its state space and its matrix of transitions:

$$C = (E, A) \quad (8)$$

Given a seismic catalogue H for a region R over a period T , and R need to be partitioned into n zones. It is necessary also to define a threshold magnitude ε from which a seismic event is considered as important. And as this work considers discrete Markov chains, a time interval Δt to sample the period T should be set.

3. Data set

Despite the fact that earthquake catalogs cover a much shorter period of time compared to paleoseismological periods, the earthquake records are indispensable

Table 1: Distribution of the seismic events on the different catalogue sources

	CRAAG	MDD	CSEM	LDG	ISC	NEIC	IDC	CNRM	INMG	MOS	Other	Total
From	2004	1964	1994	1979	1954	1985	2000	1992	2002	1980	1928	1928
To	2016	2018	2018	2018	2015	2018	2018	2013	2018	2018	2018	2018
M_L	2179	194	834	308	1	8	100	84	130	-	212	4050
M_b	4	924	214	1	231	109	99	-	7	74	280	1943
M_n	-	772	-	-	-	138	-	-	-	-	-	910
M_w	-	278	5	-	-	9	-	5	-	-	78	375
M_s	-	-	-	10	83	8	63	-	-	32	63	259
M_d	-	3	9	4	-	7	-	56	2	-	18	99
Total	2183	2171	1062	323	315	279	262	145	139	106	651	7636

for seismic hazard evaluation. This study uses earthquake data from the instrumental period from 1928 to 2018. Data was compiled from fifty different sources and catalogs, which include principally **CRAAG** (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Algérie), **MDD** (Instituto Geográfico Nacional, Spain), **CSEM** (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen, France), **LDG** (Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, France) **ISC** (International Seismological Centre, U.K), **NEIC** (National Earthquake Information Center, U.S.A), **IDC** (International Data Centre, Vienna), **CNRM** (Centre National de Recherche, Morocco), **INMG** (Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Portugal), **MOS** (Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, Russia), and from published literature. These catalogs use different parameters such as magnitude scales (M_L : local magnitude, M_b : body wave magnitude, M_n : Nuttli magnitude, M_s : moment magnitude, M_w : surface wave magnitude, M_d : duration magnitude), origin time, epicenter and depth information of the earthquakes.

3.1. Homogenization

A homogeneous earthquake catalog with a uniform magnitude scale for measuring the size of past earthquakes is a prerequisite for an accurate evaluation of seismic hazard. **Table 1** shows a total of 7636 records where more than 53% of the records are expressed in terms of the local magnitude M_L . Thus, in this work, all other magnitudes will be converted to the local magnitude. To do so, events of the catalog where several magnitude scale measurements were given for the same event need to be considered. For instance, there are 764 events for which, at the same time, the body wave magnitude M_b and the local magnitude M_L were given. The relationship between M_b and M_L given by (**Benouar et al., 1994**) (for the Ibero-Maghreb region) and by (**Kramer, 1996**) tend to underestimate local magnitude for small body wave magnitudes and tend to overestimate local magnitude for big body wave magnitudes. In fact, a linear regression (minimizing the least squares method) was applied to quantify an empirical relationship between M_b and M_L for the region of study. The same

procedure was applied to convert other magnitude scales into the local magnitude when avoiding less accurate conversion relationships given in literature as the (**Sonley and Atkinson, 2005**) formula for Nuttli magnitude or the (**Brumbaugh, 1989**) formula for duration magnitude. The new empirical relationships (see **Figures 2, 3, 4, 5, and 6**) among M_b, M_s, M_w, M_n , and M_d are formulated as:

$$M_L = 0.812M_b + 0.377 \quad R^2 = 0.576 \quad (9)$$

$$M_L = 0.383M_s + 2.951 \quad R^2 = 0.512 \quad (10)$$

$$M_L = 0.642M_w + 1.536 \quad R^2 = 0.644 \quad (11)$$

$$M_L = 0.988M_n + 0.437 \quad R^2 = 0.658 \quad (12)$$

$$M_L = 1.201M_d - 0.689 \quad R^2 = 0.508 \quad (13)$$

3.2. Completeness

A look at catalog records shows that the magnitude distribution of events is not homogeneous over time. Thus, to determine the mean rates of occurrence λ , from the entire period (1928-2018) leads to serious underestimations of λ for the middle and low magnitudes. However, if the sample is shortened to the time interval in which the lowest magnitudes included in the computation of λ are completely reported, mean rates of occurrence cannot be established for the largest observed earthquakes because of lack of data. To overcome this problem, the approach suggested by (**Stepp, 1972**) was applied to determine the interval in a magnitude class over which the class is complete.

The earthquake data is grouped into four magnitude classes such as: $M_L < 3$, $3 \leq M_L < 4$, $4 \leq M_L < 5$, and $M_L \geq 5$. With a time interval of one year, the average number of events per year in each magnitude range is determined. If k_1, k_2, \dots, k_n are the number of events per year in a magnitude range, then the mean rate for this sample is: $\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n k_i$ where n is the number of unit time intervals. The variance is given by: $\sigma_\lambda = \frac{\lambda}{T}$ where T is the duration of the sample. If λ is constant, σ_λ would vary as $\frac{1}{\sqrt{T}}$.

Thus the standard deviations of the mean rate for the four magnitude intervals as a function of sample length are plotted along with nearly tangent lines with slope $\frac{1}{\sqrt{T}}$.

The deviation of standard deviation of the estimate of the mean from the tangent line indicates the length up to which a particular magnitude range may be taken as complete. The standard deviation shows stability in shorter windows for smaller earthquakes and in longer time windows for large-magnitude earthquakes. The last graph of Figure 7 shows a typical completeness test, with the standard deviation of the estimate of the mean of the annual number of events as a function of sample length for the catalogue.

As presented in **Table 2**, the analysis shows that data is complete for the slices $M_L < 3, 3 \leq M_L < 4, 4 \leq M_L < 5$ and $M_L \geq 5$ for the past 15, 20, 50, and 90 years, respectively.

Table 2: Completeness interval for the northwestern region of Algeria

Magnitude class	Period of completeness	Duration
$1 \leq M_L < 3$	2003-2018	15 years
$3 \leq M_L < 4$	1998-2018	20 years
$4 \leq M_L < 5$	1968-2018	50 years
$5 \leq M_L$	1928-2018	90 years

3.3. Threshold magnitude of completeness

After dividing the seismic data, the threshold magnitude of completeness M_c , defined as the lowest magni-

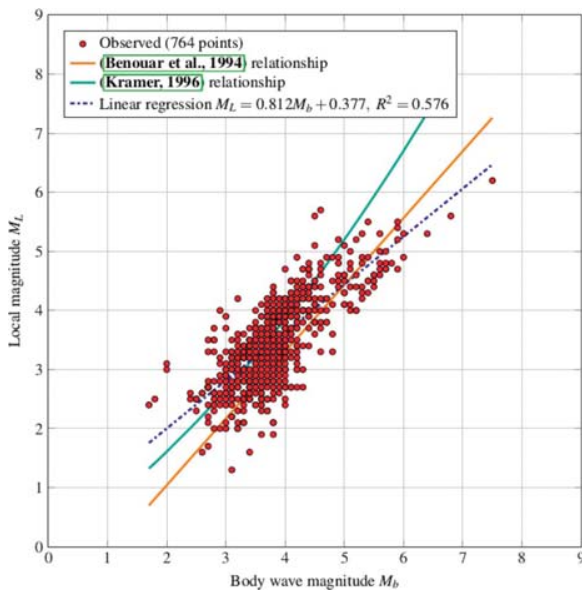


Figure 2: Empirical relationship between body wave magnitude and local magnitude

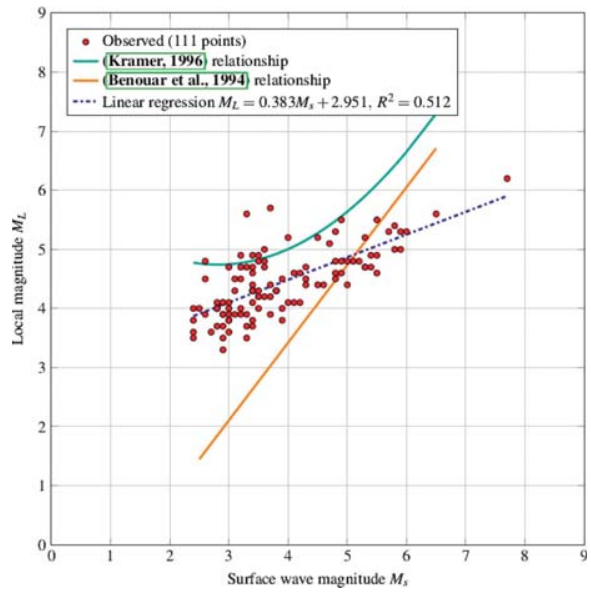


Figure 3: Empirical relationship between surface wave magnitude and local magnitude

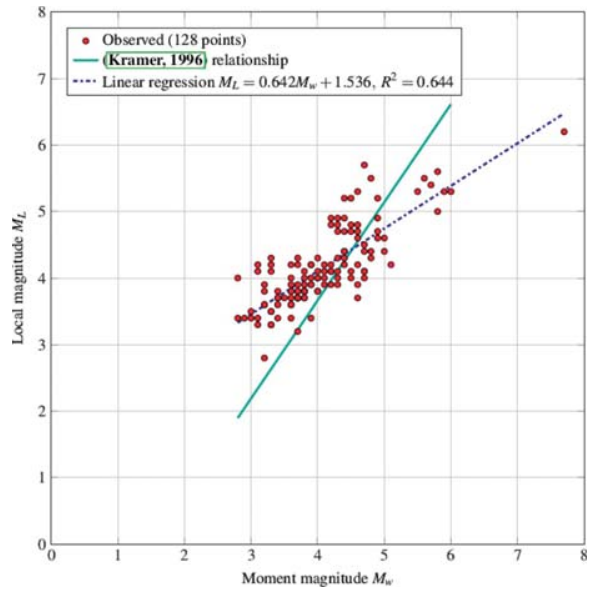


Figure 4: Empirical relationship between moment wave magnitude and local magnitude

tude above which all events in a given region are detected, is found from the complete part of the catalog.

The M_c is obtained through regression analysis from the frequency magnitude distribution as the value where the data departs from a straight line (Wiemer and Wyss, 2000). **Figure 8** expresses the relationship between the magnitude and frequency of earthquakes in the considered region.

The threshold magnitude of completeness obtained from the complete part is seen to be around 2.5. Thus,

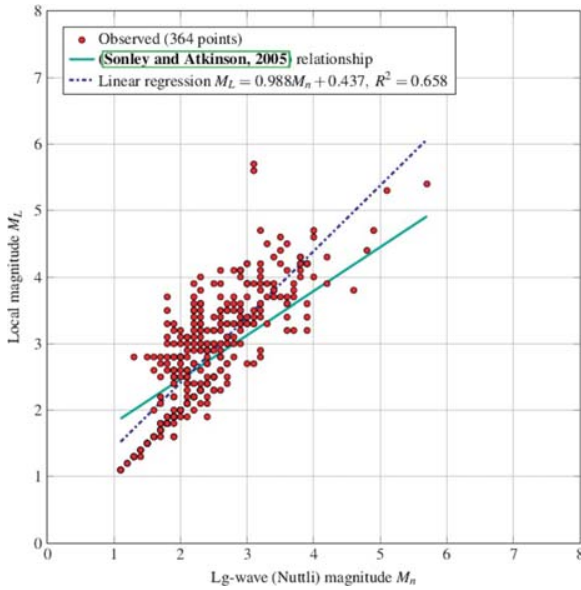


Figure 5: Empirical relationship between Nuttli wave magnitude and local magnitude

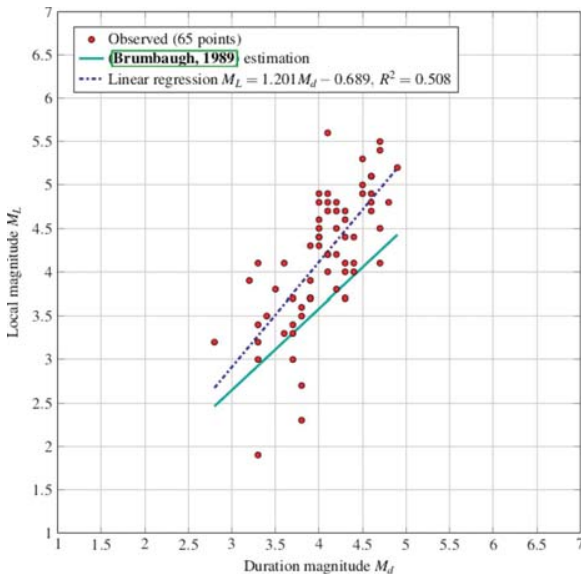


Figure 6: Empirical relationship between duration wave magnitude and local magnitude

the value of the local magnitude threshold of completeness was chosen as $M_c = 2.5$.

4. Spatial analysis

The studied region in this paper, noted R , is the northwest of Algeria located between latitudes (34°N , 37°N) and longitudes (2°W , 3°E). As explained above, the region R should be divided into several seismic zones. To do so, for each point p on the region, the punctual annual frequency of earthquakes is computed. For each point p ,

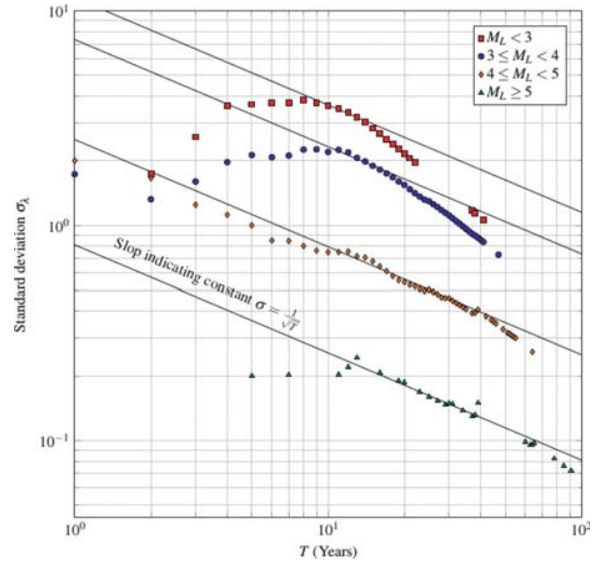


Figure 7: Completeness analysis based on the (Stepp, 1972) method

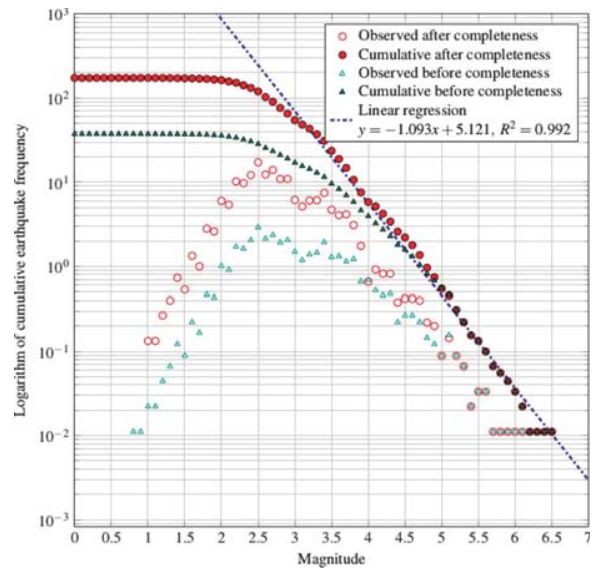


Figure 8: Gutenberg Richter law for Northwestern Algeria. The relationship between the magnitude and frequency of earthquakes in the considered region is used to find the threshold magnitude M_c .

it is necessary to determine for every event v in the catalog if that event v could be perceived or not by human form point p . Thus the used formula is the one developed in (McCue, 1980) which provides an empirical relationship between earthquakes of various magnitudes and the radial distance over which the effects of that earthquake should be felt by people:

$$radius \approx e^{\frac{M_L - 0.13}{1.01}} \quad (14)$$

For example, an earthquake of magnitude $M_L = 3.3$ could be felt by people in a radius of 23 km. The appli-

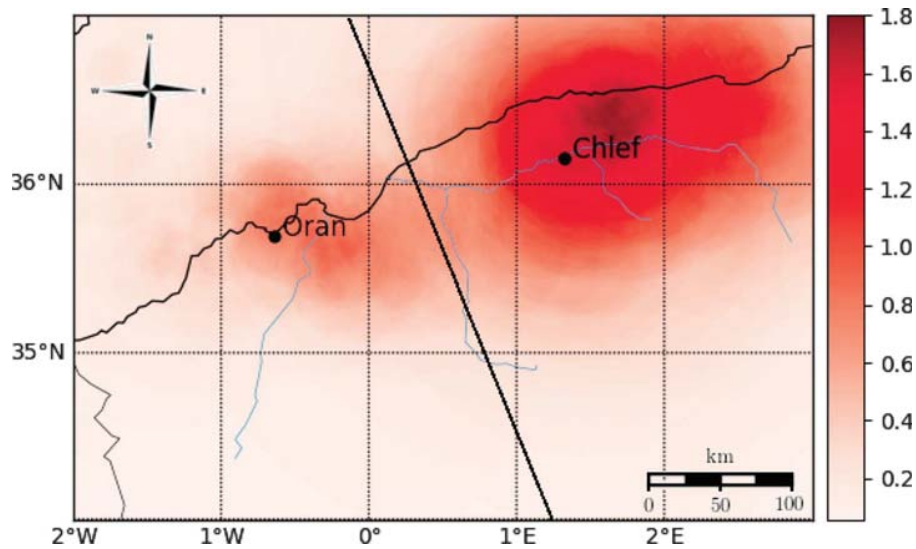


Figure 9: Distribution of the annual seismic frequency based on the McCue formula

cation of this method in the considered region allows us to distinguish mainly two active seismic zones (see Figure 9):

- z_1 : the city of Oran (35° 41' 27''N, 0° 38' 30''W) and its surroundings, and

- z_2 : the city of Chlef (36° 9' 54''N, 1° 20' 4''E) and its surroundings.

Based on this zoning, the Markov chain state space will be composed of four states described in Table 3.

Table 3: The different states of the Markov chain

$$E = \{e_\phi, e_{Oran}, e_{Chlef}, e_{All}\}$$

Global States	Zones States	Description
e_ϕ	$[z_1 = 0, z_2 = 0]$	The whole region is seismically quiet
e_{Oran}	$[z_1 = 1, z_2 = 0]$	The zone of Oran is active and that of Chlef is calm
e_{Chlef}	$[z_1 = 0, z_2 = 1]$	The zone of Oran is calm and that of Chlef is active
e_{All}	$[z_1 = 1, z_2 = 1]$	Both zones are seismically active

5. Temporal analysis

In general, e_ϕ which is the state defined by $e_\phi = [z_1 = 0, z_2 = 0, \dots, z_n = 0]$ represents the state in which no zone in region R presents the occurrence of an earthquake. As well, e_{All} which is the state defined by $e_{All} = [z_1 = 1, z_2 = 1, \dots, z_n = 1]$ represents the state in which all zones of region R presents an occurrence of an earthquake. Time unit Δt was defined as the time interval used to sample the total period T . When Δt is too high, the probability of having earthquakes in all the zones z_i increases. When Δt is too small, the probability of having no earthquakes in

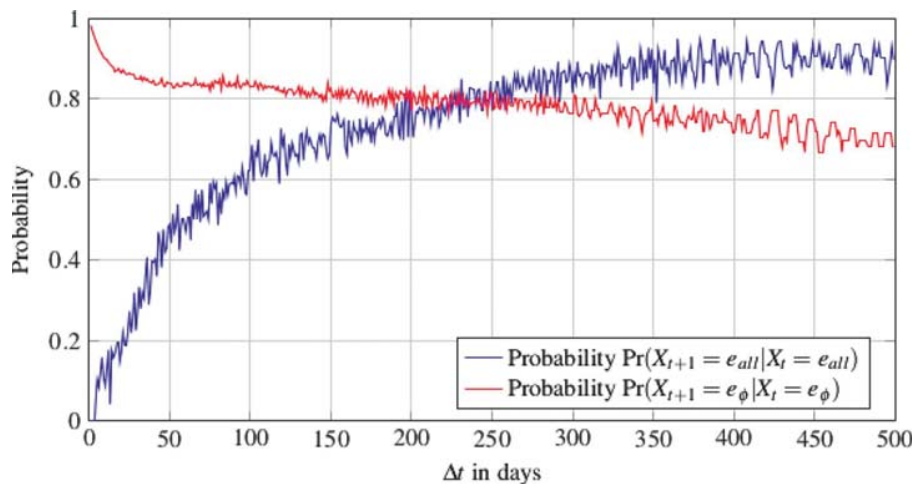


Figure 10: The relationship between Δt , $\Pr(X_{t+1} = e_\phi | X_t = e_\phi)$ and $\Pr(X_{t+1} = e_{All} | X_t = e_{All})$.

any zones increases. Therefore, if Δt decreases $\Pr(X_{t+1} = e_\varphi | X_t = e_\varphi)$ increases, and if Δt increases $\Pr(X_{t+1} = e_{All} | X_t = e_{All})$ increases. **Figure 10** shows the values of $\Pr(X_{t+1} = e_\varphi | X_t = e_\varphi)$ and $\Pr(X_{t+1} = e_{All} | X_t = e_{All})$ for several values of Δt when building a Markov chain over the homogeneous catalogue for each value of Δt . According to a study conducted in (Nava et al., 2005), the most suitable value of Δt is the one that makes the two probabilities $\Pr(X_{t+1} = e_\varphi | X_t = e_\varphi)$ and $\Pr(X_{t+1} = e_{All} | X_t = e_{All})$ as close as possible. This is represented by the point of intersection between the two curves in **Figure 10**. Thus, in conclusion Δt is chosen to be equal to **248 days**.

6. Application & Results

This section uses all the data and parameters defined in the previous sections to assess the probability of the occurrence of earthquakes in the future decades in each of the zones when using two models: the Poisson model and the Markov model.

6.1. Poisson model

The temporal occurrence of earthquakes is commonly described by a Poisson model, which is a simple model that assumes an independent event between the different earthquake occurrences. In this paper, the Poisson model is combined with the (Gutenberg and Richter, 1956) law to predict the probability of at least one exceedance of a particular earthquake of magnitude m in a period of t years by the expression:

$$\Pr(N \geq 1) = 1 - e^{-\lambda_m t} \tag{15}$$

where N is the number of earthquakes of magnitude larger than m , and λ_m is estimated from the a-value and the b-value evaluated from using the empirical application of Gutenberg–Richter law on the homogeneous and completed catalogue:

$$\lambda_m = 10^{a-b \times m} \tag{16}$$

New empirical relationships (see **Figures 11** and **12**) among the zone of Oran and Chlef are formulated as:

$$\log(\lambda_m) = -1.106 \times m + 4.688 \quad R^2 = 0.992 \tag{17}$$

$$\log(\lambda_m) = -1.058 \times m + 4.811 \quad R^2 = 0.989 \tag{18}$$

Formula 15 was used to predict the probability of the occurrence of at least one earthquake of local magnitude greater than 5. The results are presented in **Figures 14** and **15**.

6.2. Markov model

Based on the methodology described in the previous sections a Markov chain is built according to the parameters showed in **Table 4**.

Indeed, **Figure 13** presents the transition graph of the obtained Markov chain. To understand the graph given in **Figure 13**, some explanations must be given:

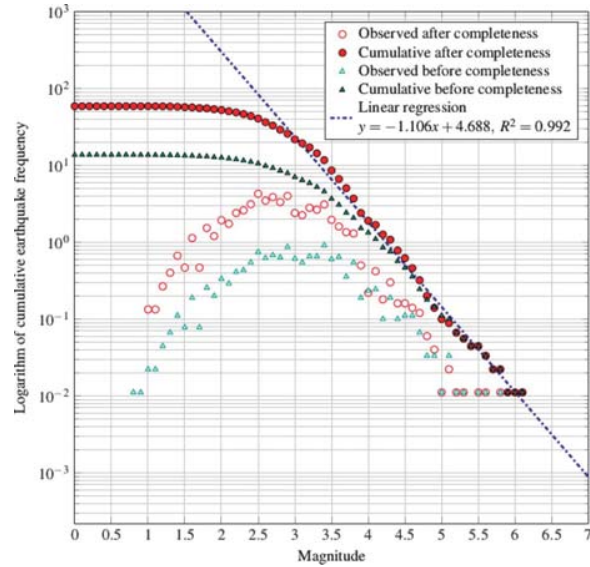


Figure 11: Gutenberg Richter law for the Oran zone z_0 .

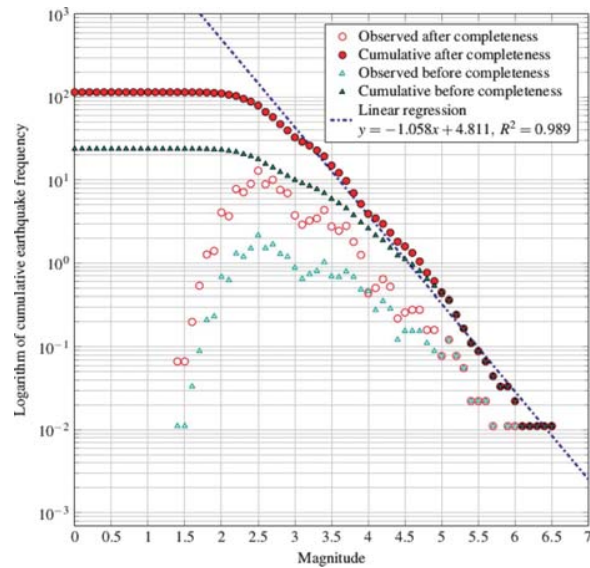


Figure 12: Gutenberg Richter law for the Chlef zone z_1 .

Table 4: Different parameters of the Markov chain

Parameter	Symbol	Value
Number of States	E	$\{e_\varphi, e_{Oran}, e_{Chle}, e_{All}\}$
Magnitude threshold of completeness	M_c	2.5
Magnitude threshold	ε	3.5
Time unit	Δt	248 days
Period of time	T	1928 – 2018

- Each vertex of the graph represents a possible state of the system.
- The loop of the first vertex e_{All} labelled with the value 0.79 expresses the probability of the occur-

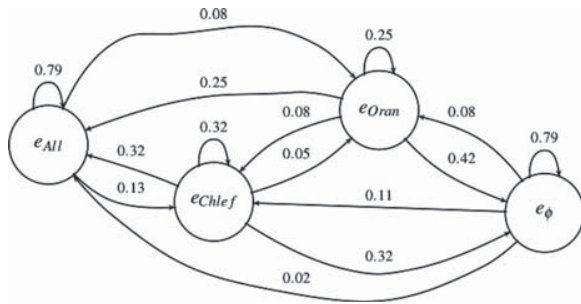


Figure 13: Obtained Markov chain

rence of earthquakes in both zones the next unit of time ($\Delta t=248$ days) where some earthquakes were observed before in the unit of time, in both zones.

- The loop of the second vertex e_{Chlef} labelled with the value 0.32 expresses the probability of the occurrence of an earthquake in the zone of Chlef in the next unit of time where some earthquakes were observed before in the unit of time in the same zone.
- The loop of the third vertex e_{Oran} labelled with the value 0.25 expresses the probability of the occurrence of an earthquake in the zone of Oran in the next unit of time where some earthquakes were observed before in the unit of time in the same zone.
- The loop of the last vertex e_{ϕ} labelled with the value 0.79 expresses the probability of the absence of the occurrence of an earthquake in the next unit of time knowing that no earthquake was observed in the unit of time before.
- The transition labelled with the value 0.11 expresses the probability of the occurrence of an earthquake only in the zone of Oran during the next unit of time where no earthquake was observed in the unit of time before.
- The transition labelled with the value 0.32 expresses the probability of the absence of earthquakes in

all the regions during the next unit of time where some earthquakes were observed in the unit of time before only in Oran.

The following matrix shows the transition matrix of the obtained Markov chain. It includes the various possible transition probabilities and it implies an equilibrium equation system that allows us to evaluate the stationary probabilities:

$$(\pi_{\phi}, \pi_{Oran}, \pi_{Chlef}, \pi_{All}) \tag{19}$$

$$\begin{matrix} & e_{\phi} & e_{Oran} & e_{Chlef} & e_{All} \\ e_{\phi} & \begin{pmatrix} 0.79 & 0.08 & 0.11 & 0.02 \end{pmatrix} \\ e_{Oran} & \begin{pmatrix} 0.42 & 0.25 & 0.08 & 0.32 \end{pmatrix} \\ e_{Chlef} & \begin{pmatrix} 0.32 & 0.05 & 0.32 & 0.32 \end{pmatrix} \\ e_{All} & \begin{pmatrix} 0.00 & 0.08 & 0.13 & 0.79 \end{pmatrix} \end{matrix} \Rightarrow$$

$$\begin{cases} \pi_{\phi} = 0.79\pi_{\phi} + 0.42\pi_{Oran} + 0.32\pi_{Chlef} \\ \pi_{Oran} = 0.08\pi_{\phi} + 0.25\pi_{Oran} + 0.05\pi_{Chlef} + 0.08\pi_{All} \\ \pi_{Chlef} = 0.11\pi_{\phi} + 0.08\pi_{Oran} + 0.32\pi_{Chlef} + 0.13\pi_{All} \\ \pi_{All} = 0.02\pi_{\phi} + 0.25\pi_{Oran} + 0.32\pi_{Chlef} + 0.79\pi_{All} \\ 1 = \pi_{\phi} + \pi_{Oran} + \pi_{Chlef} + \pi_{All} \end{cases}$$

$$(\pi_{\phi} \approx 0.36, \pi_{Oran} \approx 0.10, \pi_{Chlef} \approx 0.14, \pi_{All} \approx 0.40) \tag{20}$$

The transition matrix will be used to predict the probability of the occurrence of important earthquakes in each of the studied zones by simulating the Markov chain over 10^5 path.

For the zone of Oran (respectively Chlef) **Figure 14** (respectively **Figure 15**) shows the evolution of the probability of the occurrence of an earthquake of a local magnitude greater than 5 when assuming that no earthquakes (of magnitude greater than 5) were observed during the year of 2018 ($\Pr(e_{\phi}) = 1$).

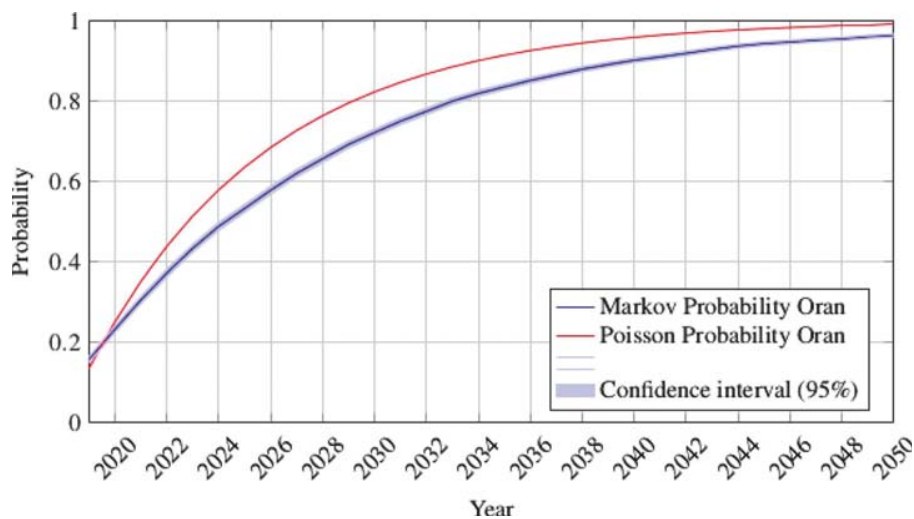


Figure 14: Poisson and Markov prediction in the region of Oran

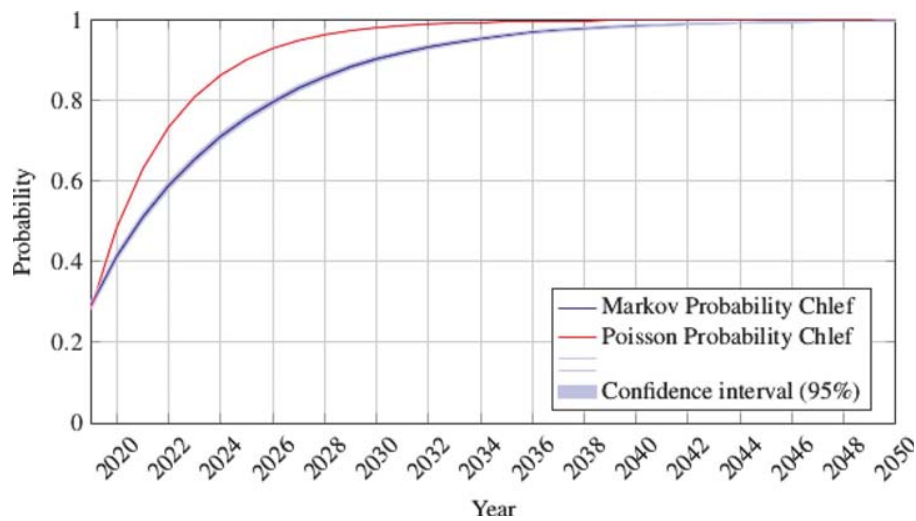


Figure 15: Poisson and Markov prediction in the region of Chlef

For both zones, the results show that both models (the Poisson model and the Markov model) predict a rapid growth of the probability of occurrences of earthquakes. It is noted that the Poisson model overestimates this probability compared to the Markov model. Through a period of prediction of one century, the average of this overestimation is about 3% for the zone of Oran and about 2% for the region of Chlef.

The results also show that the region of Chlef is more risky than the region of Oran. For both models, in the region of Oran the model described in this paper predicts a chance bigger than 80% to have an earthquake of a local magnitude greater than 5 after the year of 2033. This chance is more than 99% after the year of 2063. In the region of Chlef, after the year of 2026, an estimation to have an earthquake of a local magnitude greater than 5 is estimated to a likelihood bigger than 80%. This likelihood is more than 99% after the year of 2042.

7. Conclusion

Geological, and particularly, seismic hazards in Northwestern Algeria remain an area of research that needs to be studied by other approaches and methods in order to enrich the results. Indeed, in this paper, this work is based on the concept of the Markov chain to estimate seismic activity in the coming years by using the seismic history of the last century. An important part of the work was devoted to the homogenization and the completeness of the data.

The use of Markov chain allowed us to make probabilistic predictions of earthquakes for the next decade. The presence of two seismically active areas is noticed: one is located in Oran and another one in Chlef. It has also been noticed that the recent seismic activity is more concentrated in Chlef. Thus, this region has a high vulnerability compared to the rest of Northwest Algeria. Notice

that the present results are consistent with the seismic hazard assessment of North Algeria reported in (Aoudia et al., 2000), (Montilla et al., 2003), (Peláez et al., 2005), and (Mourabit et al., 2014).

The reported estimation of hazards shows that the region of Chlef presents a high to a very high hazard, however the region of Oran presents a moderate hazard.

More generally, the results show that the region of Northwestern Algeria is exposed to an important seismic risk in the coming few decades both in the region of Chlef and also the region of Oran.

8. References

- Aki, K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* -89, B7, 5867-5872.
- Anderson, D. L. and Whitcomb, J. H. (1973). The dilatancy-diffusion model of earthquake prediction. In *Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System*, Stanford University Press Palo Alto, Calif. -13, 417-426.
- Aoudia, A., Vaccari, F., Suhadolc, P., and Meghraoui, M. (2000). Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the tell atlas of algeria. *Journal of Seismology* - 4, 1, 79-98.
- Bakun, W. H. and Lindh, A. G. (1985). The parkfield, california, earthquake prediction experiment. *Science* -229, 4714, 619-624.
- Benouar, D. et al. (1994). Materials for the investigation of the seismicity of Algeria and adjacent regions during the twentieth century. *Editrice Compositori*, 416 p.
- Beyreuther, M., Hammer, C., Wassermann, J., Ohrnberger, M., and Megies, T. (2012). Constructing a hidden markov model based earthquake detector: application to induced seismicity. *Geophysical Journal International* -189, 1, 602-610.

- Beyreuther, M. and Wassermann, J. (2008). Continuous earthquake detection and classification using discrete hidden markov models. *Geophysical Journal International*, -175, 3, 1055-1066.
- Bhargava, N., Katiyar, V., Sharma, M., and Pradhan, P. (2009). Earthquake prediction through animal behavior: A review. *Indian J. Biomech* -78, 159-165.
- Bouhadad, Y. and Laouami, N. (2002). Earthquake hazard assessment in the oran region (northwest algeria). *Natural Hazards* – 26, 3, 227-243.
- Brumbaugh, D. (1989). A comparison of duration magnitude to local magnitude for seismic events recorded in northern arizona. *Journal of the Arizona-Nevada Academy of Science*, 29-31.
- Buform, E., Coca, P., Udías, A., and Bezzeghoud, M. (2017). The Oran (Northwest Algeria) earthquake of 9 October 1790. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* -19, 2005.
- Caputo, M. (1974). Analysis of seismic risk. *Nato Advanced Study Institutes Series, Appl Sci* – 3, 55-86.
- CGS (1995). The Benichougrane earthquake of August 18, 1994. *Centre National de Recherche Appliquée en Génie Parasismique, Algérie*, 40 p.
- Chambers, D. W., Baglivo, J. A., Ebel, J. E., and Kafka, A. L. (2012). Earthquake forecasting using hidden markov models. *Pure and applied geophysics* -169, 4, 625-639.
- Chen, Q. H. and Liu, Z. (2013). Earthquake magnitude prediction model based on the gep algorithm and markov chain. In *Applied Mechanics and Materials, Trans Tech Publ* – 411, 2130-2133.
- Chyi, L., Quick, T., Yang, T., and Chen, C. (2003). Soil gas radon spectra and earthquake prediction. In *Proceedings of ICGG7*, 31-32.
- Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, -58, 5, 1583-1606.
- Cornell, C. A. and Vanmarcke, E. H. (1969). The major influences on seismic risk. In *Proceedings of the Fourth World Conference on Earthquake Engineering* -1, 69-83.
- Der Kiureghian, A. and Ang, A. H. (1977). A fault-rupture model for seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America* – 67, 4, 1173-1194.
- Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., et al. (2005). Active thrust faulting offshore boumerdes, algeria, and its relations to the 2003 mw 6.9 earthquake. *Geophysical research letters* -32, 4, 1-5.
- Dewey, J. W. (1991). The 1954 and 1980 algerian earthquakes: Implications for the characteristic-displacement model of fault behavior. *Bulletin of the Seismological Society of America* -81, 2, 446-467.
- Eftaxias, K., Kaporis, P., Polygiannakis, J., Bogris, N., Kopanas, J., Antonopoulos, G., Peratzakis, A., and Hadjicontis, V. (2001). Signature of pending earthquake from electromagnetic anomalies. *Geophysical Research Letters*, -28, 17, 3321-3324.
- Gutenberg, B. and Richter, C. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. *Annals of Geophysics* – 9, 1, 1-15.
- Harbi, A., Peresan, A., and Panza, G. F. (2010). Seismicity of eastern algeria: a revised and extended earthquake catalogue. *Natural hazards* -54, 3, 725-747.
- Heinicke, J., Koch, U., and Martinelli, G. (1995). Co2 and radon measurements in the vogtland area (germany)-a contribution to earthquake prediction research. *Geophysical research letters* -22, 7, 771-774.
- Holliday, J. R., Nanjo, K. Z., Tiampo, K. F., Rundle, J. B., and Turcotte, D. L. (2005). Earthquake forecasting and its verification. *Nonlinear Processes in Geophysics* -12, 965-977.
- Jackson, D. and Kagan, Y. (2006). The 2004 parkfield earthquake, the 1985 prediction, and characteristic earthquakes: Lessons for the future. *Bulletin of the Seismological Society of America* -96, 4B, S397-S409.
- King, C.-Y. (1986). Gas geochemistry applied to earthquake prediction: An overview. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* – 91, B12, 12269-12281.
- Knopoff, L. (1971). A stochastic model for the occurrence of main-sequence earthquakes. *Reviews of Geophysics*-9, 1, 175-188.
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 653 p.
- Liu, S. and Fagel, L. (1972). Earthquake environment for physical design: A statistical analysis. *Bell System Technical Journal* -51, 9, 1957-1982.
- Lomnitz-Adler, J. (1983). A statistical model of the earthquake process. *Bulletin of the Seismological Society of America* -73, 3, 853-862.
- Lott, D. F., Hart, B. L., and Howell, M. W. (1981). Retrospective studies of unusual animal behavior as an earthquake predictor. *Geophysical Research Letters* – 8, 12, 1203-1206.
- Markov, A. A. (1906). *Rasprostranenie zakona bol'shih chisel na velichiny, zavisyaschie drug ot druga*.
- Izvestiya Fiziko-matematicheskogo obschestva pri Kazanskom universitete* -15, 135-156.
- Matthews, M. V., Ellsworth, W. L., and Reasenber, P. A. (2002). A brownian model for recurrent earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* – 92, 6, 2233-2250.
- McCue, K. (1980). Magnitude of some early earthquakes in southeastern australia. *Search* -11, 3, 78-80.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the mediterranean region. *Geophysical Journal International* -30,2, 109-185.
- Meghraoui, M. (1988). *Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie: Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique*. PhD thesis, Paris 11, 355p.
- Meghraoui, M., Morel, J.-L., Andrieux, J., and Dahmani, M. (1996). Tectonique plio-quadernaire de la chaine tello-ri-faine et de la mer d'alboran; une zone complexe de convergence continent-continent. *Bulletin de la Société géologique de France* -167, 1, 141-157.
- Merz, H. A. and Cornell, C. A. (1973). Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law. *Bulletin of the Seismological Society of America* – 63, 6, 1, 1999-2006.

- Mogi, K. (1981). Seismicity in western japan and long-term earthquake forecasting. *Earthquake prediction: An international review* -4, 43-51.
- Montilla, J. A. P., Hamdache, M., and Casado, C. L. (2003). Seismic hazard in northern algeria using spatially smoothed seismicity. results for peak ground acceleration. *Tectonophysics* -372, 1, 2, 105-119.
- Mourabit, T., Elenean, K. A., Ayadi, A., Benouar, D., Suleman, A. B., Bezzeghoud, M., Cheddadi, A., Chourak, M., ElGably, M., Harbi, A., et al. (2014). Neo-deterministic seismic hazard assessment in north africa. *Journal of seismology* -18, 2, 301-318.
- Nava, F. A., Herrera, C., Frez, J., and Glowacka, E. (2005). Seismic hazard evaluation using markov chains: Application to the japan area. *pure and applied geophysics* -162, 6, 7, 1347-1366.
- Nicholson, C. and Simpson, D. W. (1985). Changes in vp/vs with depth: Implications for appropriate velocity models, improved earthquake locations, and material properties of the upper crust. *Bulletin of the Seismological Society of America* -75, 4, 1105-1123.
- Nur, A. (1974). Matsushiro, japan, earthquake swarm: Confirmation of the dilatancy-fluid diffusion model. *Geology* -2, 5, 217-221.
- Peláez, J. A., Hamdache, M., and Casado, C. L. (2005). Updating the probabilistic seismic hazard values of northern algeria with the 21 may 2003 m 6.8 algiers earthquake included. *pure and applied geophysics* -162, 11, 2163-2177.
- Peresan, A., Kossobokov, V., Romashkova, L., and Panza, G. (2005). Intermediate-term middle-range earthquake predictions in italy: a review. *Earth-Science Reviews* -69, 1, 2, 97-132.
- Philip, H. (1987). Plio-quaternary evolution of the stress field in mediterranean zones of subduction and collision, *Annals Of Geophysics*, 301-320.
- Philip, H. and Meghraoui, M. (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the el asnam earthquake of october 10, 1980. *Tectonics* -2, 1, 17-49.
- Philip, H. and Thomas, G. (1977). Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en oranie (algérie). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam* -19, 315-324.
- Quang, P. B., Gaillard, P., Cano, Y., and Ulzibat, M. (2015). Detection and classification of seismic events with progressive multi-channel correlation and hidden markov models. *Computers & Geosciences* -83, 110-119.
- Rong, Y., Jackson, D. D., and Kagan, Y. Y. (2003). Seismic gaps and earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* -108, B10, 1-14.
- Schenkova, Z. and Kárník, V. (1970). The probability of occurrence of largest earthquakes in the european area – part ii. *pure and applied geophysics* -80, 1, 152-161.
- Seeber, L. and Armbruster, J. G. (1981). Great detachment earthquakes along the himalayan arc and long-term forecasting. *Earthquake prediction: an international review* -4, 259-277.
- Serpil, U. and CELEBIOGLU, S. (2011). Aa markov chain modelling of the earthquakes occurring in turkey. *Gazi University Journal of Science* -24, 2, 263-274.
- Sonley, E. and Atkinson, G. M. (2005). Empirical relationship between moment magnitude and nuttli magnitude for small-magnitude earthquakes in southeastern canada. *Seismological Research Letters* -76, 6, 752-755.
- Stepp, J. (1972). Analysis of completeness of the earthquake sample in the puget sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard. In *Proc. of the 1st Int. Conf. on Microzonation*, Seattle -2, 897-910.
- Thomas, G. (1985). Géodynamique d'un bassin intramontagneux: Le Bassin du Bas-Chelif occidental (Algérie) durant le mio-plio-quaternaire. PhD thesis, Univ. Pau, 594 p.
- Uyeda, S., Nagao, T., and Kamogawa, M. (2009). Short-term earthquake prediction: Current status of seismo-electromagnetics. *Tectonophysics* -470, 3, 4, 205-213.
- Vagliente, V. N. (1973). Forecasting the risk inherent in earthquake resistant design. PhD thesis, Department of Civil Engineering, Stanford University, 244 p.
- Veneziano, D. and Cornell, C. A. (1974). Earthquake models with spatial and temporal memory for engineering seismic risk analysis. MIT Department of Civil Engineering, 74–78.
- Vere-Jones, D. (1966). A markov model for aftershock occurrence. *pure and applied geophysics* – 64, 1, 31-42.
- Votsi, I., Tsaklidis, G., Limnios, N., Papadimitriou, E., and Vallianatos, F. (2013). A markov model for seismic hazard analysis along the hellenic subduction zone (greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece* – 47, 3, 1376-1385.
- Walia, V., Virk, H. S., Yang, T. F., Mahajan, S., Walia, M., Bajwa, B. S., et al. (2005). Earthquake prediction studies using radon as a precursor in nw himalayas, india: a case study. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* -16, 4, 775-804.
- Wang, C.-y., Goodman, R. E., and Sundaram, P. (1975). Variations of vp and vs in granite premonitory to shear rupture and stick-slip sliding: Application to earthquake prediction. *Geophysical Research Letters* – 2, 8, 309-311.
- Wiemer, S. and Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western united states, and japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* – 90, 4, 859-869.

SAŽETAK

Procjena seizmičkoga rizika na sjeverozapadu Alžira temeljena na Markovljevu modelu

Glavni je cilj bio razviti Markovljev model kojim se procjenjuje seizmički rizik na sjeverozapadu Alžira. To je područje već klasificirano u zonu umjerene do jake seizmičke aktivnosti ($M_L \geq 2.5$). U radu su potresni događaji stohastički modelirani, uporabom diskretnoga, vremenskoga, Markovljeva lanca s modelom konačnoga stanja. Takav model primijenjen je na skupu podataka koji je obuhvatio sve potrese zabilježene na sjeverozapadu Alžira, na 34°N, 37°N sjeverne širine te dužinama 2°W zapadno do 3°E istočno. Podatci su prikupljeni za razdoblje 1928. – 2018. Model je izgrađen preko homogenoga kataloga, a izračunana matrica vjerojatnosti može se koristiti za predviđanje potresa u narednim desetljećima. Kao kontrolni model korišten je Poissonov.

Ključne riječi:

seizmički rizici, Markovljev lanac, Poissonov model, potres, sjeverni Alžir

Authors contribution

This paper is a part of PhD research of the author **Badreddine Dahmoune** who led the research, compiled the seismic catalogue, wrote all computer programs to analyse the data, to compute and to simulate the model. The supervisors of the PhD thesis, **Hamidi Mansour** (Full Professor) initialized the idea and participated in the analysis of the results.

Abstract : Modeling and space-time processing of seismic risk : application in Oran The objective of this work is focused on the geospatial resolution of the geological risk (mainly seismic), by the use of statistical / probabilistic approaches under an environment of a geographic information system by integrating the data of seismic events from a multitude of regional and international catalogs plus data on population density and the degree of urbanization from satellite images. Thus in this thesis we developed a Markovian model for the evaluation of the seismic risk in the north-west of Algeria. A region that may show moderate / strong seismic activity. This work attempts to design a stochastic modeling of seismic occurrences in order to assess the seismic risk based on the use of a discrete-time Markov chain with a finite state model. The model presented is applied to a complete sample of data including earthquakes that have occurred in the north-western zone of Algeria from 1928 to 2018. The Markov chain is built on a catalog that we have compiled, made homogeneous and complete, then the chain transition probability matrix is used to simulate the occurrences of earthquakes in the decades to come. The results we obtained were compared to the Poisson model. On the other hand, the integration of multi-source data was made by our mathematical model developed by us in a computer environment capable of reading cartographic data, processing them, analyzing them and visualizing them. Our model makes it possible to spatially accumulate the seismic events on the study region according to the magnitude (after having applied interpolation methods to homogenize the different scales of measurement of magnitudes, since the seismic events come from various catalogs and according to potentially different measurement methods, therefore scales of different magnitudes). Our model also makes it possible to standardize the different layers of data to get rid of the problem of the difference in scales and units of measurement for each layer or each type of data. It also gives the possibility of digitizing geological maps and assigning to each formation factors reflecting the degree of fragility of geological formations or their susceptibility to governing with seismic waves. Finally, by using color, the geologist can recognize the regions which present characteristics linked to the geological risk. All the occurrences of earthquakes have been combined with : population densities, degrees of urbanization, the degree of human activity resulting from satellite images of the luminosity produced by humans, geological maps, tables giving the propagation speed of seismic waves in the different geological formations, and PGA maps produced in the past, combine all these layers to estimate the distribution of the geological risk over the study region. We emphasize that this work can contribute to the establishment of a regional seismic prevention plan for the Wilaya of Oran.

Sažetak : Modeliranje i prostorno-vremenski tretman seizmičkog rizika : primjena u Oranieu Cilj ovog rada usmjeren je na geoprostorno rješavanje geološkog rizika (uglavnom seizmičkog), uporabom statističkih / vjerojatnosnih pristupa u okruženju zemljopisnog informacijskog sustava integriranjem podataka o seizmičkim događajima iz mnoštva regionalnih i međunarodnih katalogi plus podaci o gustoći naseljenosti i stupnju urbanizacije sa satelitskih snimaka. Stoga smo u ovoj tezi razvili markovski model za procjenu seizmičkog rizika na sjeverozapadu Alžira. Regija koja može pokazivati umjerenu / jaku seizmičku aktivnost. Ovaj rad pokušava dizajnirati stohastičko modeliranje seizmičkih pojava kako bi se procijenio seizmički rizik temeljen na uporabi diskovnog Markovljevog lanca s modelom konačnog stanja. Predstavljeni model primjenjuje se na cjelovit uzorak podataka, uključujući potrese koji su se dogodili u sjeverozapadnoj zoni Alžira od 1928. do 2018. Lanac Markov izgrađen je na katalogu koji smo sastavili, učinili homogenim i cjelovitim, zatim lanac matrica vjerojatnosti prijelaza koristi se za simulaciju pojava potresa u narednim desetljećima. Rezultati koje smo dobili uspoređeni su s Poissonovim modelom. S druge strane, integraciju podataka s više izvora izradio je naš matematički model koji smo razvili u računalnom okruženju sposobnom za čitanje kartografskih podataka, obradu, analizu i vizualizaciju. Naš model omogućuje prostorno akumuliranje seizmičkih događaja na istraživanoj regiji prema veličini (nakon što je primijenio interpolacijske metode za homogenizaciju različitih ljestvica mjerenja veličina, budući da seizmički događaji dolaze iz različitih kataloga i prema potencijalno različitim mjernim metodama, dakle ljestvice različitih veličina). Naš model također omogućuje standardizaciju različitih slojeva podataka kako bi se riješio problema razlike u ljestvicama i mjernim jedinicama za svaki sloj ili svaku vrstu podataka. Također daje mogućnost digitalizacije geoloških karata i dodjeli svakoj formaciji čimbenika koji odražavaju stupanj krhkosti geoloških formacija ili njihovu osjetljivost na upravljanje seizmičkim valovima. Konačno, koristeći boju, geolog može prepoznati regije koje imaju karakteristike povezane s geološkim rizikom. Sve pojave potresa kombinirane su s : gustoćom naseljenosti, stupnjevima urbanizacije, stupnjem ljudske aktivnosti koji proizlazi iz satelitskih snimaka osvjetljenosti ljudi, geološkim kartama, tablicama koje daju brzinu širenja seizmičkih valova u različitim geološkim formacijama, i PGA mape proizvedene u prošlosti, kombiniraju sve ove slojeve kako bi se procijenila raspodjela geološkog rizika po istraživanoj regiji. Naglašavamo da ovaj rad može pridonijeti uspostavi regionalnog plana prevencije seizmičke opasnosti za Wilayu od Orana.

Résumé

L'objectif de ce travail est focalisé sur la résolution géo-spatiale du risque géologique (principalement sismique), par l'utilisation des approches statistiques/probabiliste sous un environnement d'un système d'information géographique en intégrant les données des évènements sismique issus d'une multitude de catalogues régionaux et internationaux plus les donnée de la densité de population et du degré d'urbanisation issus d'images satellites. Ainsi dans cette thèse on a développé un modèle markovien pour l'évaluation du risque sismique dans le nord-ouest de l'Algérie. Une région pouvant montrer une activité sismique modérée/forte. Ce travail tente de concevoir une modélisation stochastique des occurrences sismiques afin d'évaluer le risque sismique sur la base de l'utilisation d'une chaîne de Markov à temps discret avec un modèle à états finis. Le modèle présenté est appliqué à un échantillon complet de données comprenant les séismes survenus dans la zone nord-ouest algérienne depuis 1928 jusqu'à 2018. La chaîne de Markov est construite sur un catalogue qu'on a compilé, rendu homogène et complet, puis la matrice de probabilité de transition de la chaîne est utilisée pour simuler les occurrences des tremblements de terre dans les décennies à venir. Les résultats qu'on a obtenus ont été comparés au modèle de Poisson. D'autre part, l'intégration des données multi-source a été faite par notre modèle mathématique développé par nos soins sous un environnement informatique capables de lire des données cartographiques, les traiter les analyser et les visualiser. Notre modèle permet de faire accumuler spatialement les évènements sismiques sur la région d'étude selon la magnitude (après avoir appliquer des méthodes d'interpolation pour homogénéiser les différentes échelles de mesure de magnitudes, vu que les évènements sismiques sont issus de divers catalogues et selon des méthodes de mesure potentiellement différentes donc des échelles de magnitudes différentes). Notre modèle permet aussi de normaliser les différentes couches de données pour s'en débarrasser de la problématique de la différence des échelles et des unités de mesure de chaque couche ou de chaque type de données. Il donne aussi la possibilité de numériser les cartes géologiques et faire attribuer à chaque formation des facteurs reflétant le degré de fragilité des formations géologiques ou leurs susceptibilité à régir avec les ondes sismiques. Finalement en utilisant la couleur le géologue peut reconnaître les régions qui présentent des caractéristiques liées au risque géologique. La totalité des occurrence des tremblements de terre ont été combinés avec : des densités de population, des degrés d'urbanisation, le degré de l'activité humaine issue des images satellites de la luminosité produite par l'Homme, des cartes géologiques, les tables donnant la vitesse de propagation des ondes sismiques dans les différentes formations géologiques, et des cartes de PGA produites dans le passé, combiner toutes ces couches pour estimer la répartition du risque géologique sur la région d'étude. Nous soulignons que ce travail peut contribuer à l'instauration d'un plan de prévention séismique régional (PPRS) de la Wilaya d'Oran.

Mots clés Risque géologique, Risque sismique, Algérie, Nord-ouest algérien, Oran, Modèle markovien, Modèle poissonien.

Abstract

The objective of this study focuses on the geo-spatial resolution of geological risk (primarily seismic) using statistical/probabilistic approaches within a geographic information system (GIS) environment, integrating seismic event data from numerous regional and international catalogs, as well as population density and urbanization degree data from satellite imagery. Thus, in this thesis, we have developed a Markov model for assessing seismic risk in northwestern Algeria, an area prone to moderate to strong seismic activity. This work aims to design a stochastic modeling of seismic occurrences to assess seismic risk based on the use of a discrete-time Markov chain with a finite-state model. The presented model is applied to a comprehensive sample of data, including earthquakes that occurred in the northwestern Algerian region from 1928 to 2018. The Markov chain is constructed from a compiled, made homogeneous, and complete catalog, and the transition probability matrix of the chain is used to simulate earthquake occurrences in the coming decades. The results obtained have been compared to the Poisson model.

Furthermore, the integration of multi-source data is performed by our mathematically developed model within a computational environment capable of reading, processing, analyzing, and visualizing geographic data. Our model allows for spatially aggregating seismic events in the study region based on magnitude (after applying interpolation methods to standardize the different magnitude measurement scales, as seismic events originate from various catalogs and potentially different measurement methods with different magnitude scales). Our model also normalizes the different data layers to address the issue of differing scales and units of measurement for each layer or data type. It also provides the capability to digitize geological maps and assign factors to each geological formation reflecting their susceptibility to seismic waves or fragility. Ultimately, using color, geologists can identify regions with geological risk-related characteristics. The total occurrences of earthquakes have been combined with population densities, levels of urbanization, degrees of human activity derived from satellite images of artificial light, geological maps, tables providing seismic wave propagation velocities in various geological formations, and past-produced PGA (Peak Ground Acceleration) maps. Combining all these layers allows for estimating the distribution of geological risk in the study region. It is worth noting that this work may contribute to the establishment of a regional seismic prevention plan (PPRS) for the Wilaya of Oran.

Keywords Geological risk, Seismic risk, Algeria, North-west Algeria, Oran, Markovian model, Poissonian model.

الملخص

الهدف من هذه الدراسة يركز على الحل الجغرافي المكاني للمخاطر الجيولوجية (الزلزالية في المقام الأول) باستخدام الأساليب الإحصائية / الاحتمالية ضمن بيئة نظام المعلومات الجغرافية، ودمج بيانات الأحداث الزلزالية من العديد من الكالوجات الإقليمية والدولية، فضلا عن الكثافة السكانية ودرجة التحضر البيانات من صور الأقمار الصناعية. وهكذا، في هذه الأطروحة، قمنا بتطوير نموذج ماركوف لتقييم المخاطر الزلزالية في شمال غرب الجزائر، وهي منطقة معرضة لنشاط زلزالي معتدل إلى قوي. يهدف هذا العمل إلى تصميم نموذج عشوائي للحوادث الزلزالية لتقييم المخاطر الزلزالية بناءً على استخدام سلسلة ماركوف المنفصلة مع نموذج الحالة المحدودة. يتم تطبيق النموذج المقدم على عينة شاملة من البيانات، بما في ذلك الزلازل التي حدثت في منطقة شمال غرب الجزائر من عام 1928 إلى عام 2018. تم إنشاء سلسلة ماركوف من كالج مجع ومتجانس وكامل، ومصنوفة احتمالية الانتقال للسلسلة يتم استخدامه لمحاكاة حدوث الزلازل في العقود القادمة. وتمت مقارنة النتائج التي تم الحصول عليها مع نموذج بواسون. علاوة على ذلك، يتم تنفيذ دمج البيانات متعددة المصادر من خلال نموذجنا المطور رياضياً ضمن بيئة حسابية قادرة على قراءة البيانات الجغرافية ومعالجتها وتحليلها وتصورها. يسمح نموذجنا بتجميع الأحداث الزلزالية مكانياً في منطقة الدراسة بناءً على الحجم (بعد تطبيق طرق الاستيفاء لتوحيد مقاييس قياس الحجم المختلفة، حيث تنشأ الأحداث الزلزالية من كالججات مختلفة وطرق قياس مختلفة محتملة بمقاييس حجم مختلفة). يقوم نموذجنا أيضاً بتطبيع طبقات البيانات المختلفة لمعالجة مشكلة المقاييس ووحدات القياس المختلفة لكل طبقة أو نوع بيانات. كما يوفر القدرة على رقمنة الخرائط الجيولوجية وتخصيص عوامل لكل تكوين جيولوجي يعكس قابليتها للموجات الزلزالية أو الهشاشة. في نهاية المطاف، باستخدام اللون، يمكن للجيولوجيين تحديد المناطق ذات الخصائص الجيولوجية المرتبطة بالمخاطر. تم الجمع بين إجمالي حدوث الزلازل مع الكثافة السكانية، ومستويات التحضر، ودرجات النشاط البشري المستمدة من صور الأقمار الصناعية للضوء الاصطناعي، وخرائط الجيولوجية، والجداول التي توفر سرعات انتشار الموجات الزلزالية في التكوينات الجيولوجية المختلفة، وخرائط تسريع الذروة الأرضية التي تم إنتاجها سابقاً. إن الجمع بين كل هذه الطبقات يسمح بتقدير توزيع المخاطر الجيولوجية في منطقة الدراسة. تجدر الإشارة إلى أن هذا العمل قد يساهم في وضع خطة إقليمية للوقاية من الزلازل لولاية وهران

الكلمات الدالة: المخاطر الجيولوجية، المخاطر الزلزالية، الجزائر، شمال غرب الجزائر، وهران، النموذج الماركوفي، النموذج البوايسوني.

Résumé : L'objectif de ce travail est focalisé sur la résolution géo-spatiale du risque géologique (principalement sismique), par l'utilisation des approches statistiques/probabiliste sous un environnement d'un système d'information géographique en intégrant les données des évènements sismique issus d'une multitude de catalogues régionaux et internationaux plus les donnée de la densité de population et du degré d'urbanisation issus d'images satellites. Ainsi dans cette thèse on a développé un modèle markovien pour l'évaluation du risque sismique dans le nord-ouest de l'Algérie. Une région pouvant montrer une activité sismique modérée/forte. Ce travail tente de concevoir une modélisation stochastique des occurrences sismiques afin d'évaluer le risque sismique sur la base de l'utilisation d'une chaîne de Markov à temps discret avec un modèle à états finis. Le modèle présenté est appliqué à un échantillon complet de données comprenant les séismes survenus dans la zone nord-ouest algérienne depuis 1928 jusqu'à 2018. La chaîne de Markov est construite sur un catalogue qu'on a compilé, rendu homogène et complet, puis la matrice de probabilité de transition de la chaîne est utilisée pour simuler les occurrences des tremblements de terre dans les décennies à venir. Les résultats qu'on a obtenus ont été comparés au modèle de Poisson. D'autre part, l'intégration des données multi-source a été faite par notre modèle mathématique développé par nos soins sous un environnement informatique capables de lire des données cartographiques, les traiter les analyser et les visualiser. Notre modèle permet de faire accumuler spatialement les évènements sismiques sur la région d'étude selon la magnitude (après avoir appliqué des méthodes d'interpolation pour homogénéiser les différentes échelles de mesure de magnitudes, vu que les évènements sismiques sont issus de divers catalogues et selon des méthodes de mesure potentiellement différentes donc des échelles de magnitudes différentes). Notre modèle permet aussi de normaliser les différentes couches de données pour s'en débarrasser de la problématique de la différence des échelles et des unités de mesure de chaque couche ou de chaque type de données. Il donne aussi la possibilité de numériser les cartes géologiques et faire attribuer à chaque formation des facteurs reflétant le degré de fragilité des formations géologiques ou leurs susceptibilité à régir avec les ondes sismiques. Finalement en utilisant la couleur le géologue peut reconnaître les régions qui présentent des caractéristiques liées au risque géologique. La totalité des occurrence des tremblements de terre ont été combinés avec: des densités de population, des degrés d'urbanisation, le degré de l'activité humaine issue des images satellites de la luminosité produite par l'Homme, des cartes géologiques, les tables donnant la vitesse de propagation des ondes sismiques dans les différentes formations géologiques, et des cartes de PGA produites dans le passé, combiner toutes ces couches pour estimer la répartition du risque géologique sur la région d'étude. Nous soulignons que ce travail peut contribuer à l'instauration d'un plan de prévention sismique régional (PPRS) de la Wilaya d'Oran.

Mots clés : Risque géologique, Risque sismique, Algérie, Nord-ouest algérien, Oran, Modèle markovien, Modèle poissonien.

Abstract : The objective of this study focuses on the geo-spatial resolution of geological risk (primarily seismic) using statistical/probabilistic approaches within a geographic information system (GIS) environment, integrating seismic event data from numerous regional and international catalogs, as well as population density and urbanization degree data from satellite imagery. Thus, in this thesis, we have developed a Markov model for assessing seismic risk in northwestern Algeria, an area prone to moderate to strong seismic activity. This work aims to design a stochastic modeling of seismic occurrences to assess seismic risk based on the use of a discrete-time Markov chain with a finite-state model. The presented model is applied to a comprehensive sample of data, including earthquakes that occurred in the northwestern Algerian region from 1928 to 2018. The Markov chain is constructed from a compiled, made homogeneous, and complete catalog, and the transition probability matrix of the chain is used to simulate earthquake occurrences in the coming decades. The results obtained have been compared to the Poisson model. Furthermore, the integration of multi-source data is performed by our mathematically developed model within a computational environment capable of reading, processing, analyzing, and visualizing geographic data. Our model allows for spatially aggregating seismic events in the study region based on magnitude (after applying interpolation methods to standardize the different magnitude measurement scales, as seismic events originate from various catalogs and potentially different measurement methods with different magnitude scales). Our model also normalizes the different data layers to address the issue of differing scales and units of measurement for each layer or data type. It also provides the capability to digitize geological maps and assign factors to each geological formation reflecting their susceptibility to seismic waves or fragility. Ultimately, using color, geologists can identify regions with geological risk-related characteristics. The total occurrences of earthquakes have been combined with population densities, levels of urbanization, degrees of human activity derived from satellite images of artificial light, geological maps, tables providing seismic wave propagation velocities in various geological formations, and past-produced PGA (Peak Ground Acceleration) maps. Combining all these layers allows for estimating the distribution of geological risk in the study region. It is worth noting that this work may contribute to the establishment of a regional seismic prevention plan (PPRS) for the Wilaya of Oran.

Keywords : Geological risk, Seismic risk, Algeria, North-west Algeria, Oran, Markovian model, Poissonian model.

الملخص: الهدف من هذه الدراسة يركز على الحل الجغرافي المكاني للمخاطر الجيولوجية (الزلزالية في المقام الأول) باستخدام الأساليب الإحصائية / الاحتمالية ضمن بيئة نظام المعلومات الجغرافية، ودمج بيانات الأحداث الزلزالية من العديد من الكatalogات الإقليمية والدولية، فضلاً عن الكثافة السكانية ودرجة التحضر البيانات من صور الأقمار الصناعية. وهكذا، في هذه الأطروحة، قمنا بتطوير نموذج ماركوف لتقييم المخاطر الزلزالية في شمال غرب الجزائر، وهي منطقة معرضة لنشاط زلزالي معتدل إلى قوي. يهدف هذا العمل إلى تصميم نموذج عشوائي للحوادث الزلزالية لتقييم المخاطر الزلزالية بناءً على استخدام سلسلة ماركوف المنفصلة مع نموذج الحالة المحدودة. يتم تطبيق النموذج المقدم على عينة شاملة من البيانات، بما في ذلك الزلازل التي حدثت في منطقة شمال غرب الجزائر من عام 1928 إلى عام 2018. تم إنشاء سلسلة ماركوف من كالج جمع ومتجانس وكامل، ومصنوفة احتمالية الانتقال للسلسلة يتم استخدامه لمحاكاة حدوث الزلازل في العقود القادمة. وتمت مقارنة النتائج التي تم الحصول عليها مع نموذج بواسون. علاوة على ذلك، يتم تنفيذ دمج البيانات متعددة المصادر من خلال نموذجنا المطور رياضياً ضمن بيئة حسابية قادرة على قراءة البيانات الجغرافية ومعالجتها وتحليلها وتصورها. يسمح نموذجنا بتجميع الأحداث الزلزالية مكانياً في منطقة الدراسة بناءً على الحجم (بعد تطبيق طرق الاستيفاء لتوحيد مقاييس قياس الحجم المختلفة، حيث تنشأ الأحداث الزلزالية من كالجولجات مختلفة وطرق قياس مختلفة بمقاييس حجم مختلفة). يقوم نموذجنا أيضاً بتطبيق طبقات البيانات المختلفة لمعالجة مشكلة المقاييس ووحدات القياس المختلفة لكل طبقة أو نوع بيانات. كما يوفر القدرة على رقمنة الخرائط الجيولوجية وتخصيص عوامل لكل تكوين جيولوجي يعكس قابليتها للموجات الزلزالية أو الهشاشة. في نهاية المطاف، باستخدام اللون، يمكن للجيولوجيين تحديد المناطق ذات الخصائص الجيولوجية المرتبطة بالمخاطر. تم الجمع بين إجمالي حدوث الزلازل مع الكثافة السكانية، ومستويات التحضر، ودرجات النشاط البشري المستمدة من صور الأقمار الصناعية للضوء الاصطناعي، والخرائط الجيولوجية، والجداول التي توفر سرعات انتشار الموجات الزلزالية في التكوينات الجيولوجية المختلفة، وخرائط تسريع الذروة الأرضية التي تم إنتاجها سابقاً. إن الجمع بين كل هذه الطبقات يسمح بتقدير توزيع المخاطر الجيولوجية في منطقة الدراسة. تجدر الإشارة إلى أن هذا العمل قد يساهم في وضع خطة إقليمية للوقاية من الزلازل لولاية وهران.

الكلمات الدالة: المخاطر الجيولوجية، المخاطر الزلزالية، الجزائر، شمال غرب الجزائر، وهران، النموذج الماركوفي، النموذج البواسوني.