HAL
open science

Analyse de la déformation récente dans le Grand Tunis par interférométrie radar SAR

Anis Chaabani

To cite this version:

Anis Chaabani. Analyse de la déformation récente dans le Grand Tunis par interférométrie radar SAR. Géotechnique. Université Paris-Est, 2019. Français. NNT : 2019PESC2002 . tel-02390442

HAL Id: tel-02390442

https://theses.hal.science/tel-02390442v1

Submitted on 3 Dec 2019

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

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

`

THÈSE

Pour obtenir le grade de :

Docteur de l'Université Paris Est

Spécialité : Sciences et Technologies de l'Information Géographique

Présentée et soutenue publiquement par

ANIS CHAABANI

Analyse de la déformation récente du Nord - Est de la Tunisie (la région du Grand Tunis et la plaine de Mornag) par interférométrie radar SAR

Le 26 Juin 2019, devant le jury composé de :

Jean CHOROWICZ, Professeur Emérite, Université Paris 6	Président de Jury
Benoît DEFFONTAINES, Professeur, Université Paris-Est	Directeur de thèse
M.Moncef TURKI, Professeur Emérite, Université Tunis El Manar (Tunisie)	Rapporteur
M.Chedly RABIA, Professeur, Université la Mannouba (Tunisie)	Rapporteur
Jean Paul RUDANT, Professeur Emérite, Université Paris-Est	Examinateur
Catherine MERING, Professeur Emérite, Université Paris Diderot	Examinatrice

`

Je dédie ce travail à

Mon père

qui m'a aidé et encouragé tout au long de mes études.

Ma mère

pour tous ses sacrifices et l'amour qu'elle m'offre.

Mon épouse Inès

qui m'a tant encouragé, aidé et soutenu.

Ma très chère fille Sarra

qui illumine ma vie de joie et de bonheur.

Mon frère Selim et ma sœur Salima

pour leur aide et leur soutien.

Mes très chers beaux parents

pour leurs encouragements tout au long de ce travail.

A mes chers collègues de l'Université du Roi Abdelaziz

pour leurs encouragements et soutien.

A mes amis

pour leur fidélité et sincérité.

A tous mes enseignants et professeurs

qui m'ont donné le gout d'apprendre.

`

Remerciements

Ce manuscrit est le fruit de l'aboutissement de nombreux défis. Il est le résultat d'un travail de long haleine. C'est grâce à la collaboration et l'aide de plusieurs personnes tout au long de mes recherches que j'ai pu mener cette thèse à son terme.

Mes vifs remerciements et mes respects s'adressent en premier lieu à mon directeur de thèse, monsieur Benoit DEFFONTAINES, professeur à l'université ¨Paris Est, qui m'a accordé sa confiance pour mener ce projet. Sa direction, son temps qu'il m'a consacré, ses conseils, ses encouragements, son expérience, sa confiance en moi ont toujours été d'une aide précieuse.

Je suis honoré que monsieur Jean Chorowicz, professeur émérite à l'université Paris 6, a accepté de juger ce travail et de présider le jury de ce mémoire. Je le remercie vivement.

Je tiens également à adresser mes remerciements monsieur Mouhamed Moncef TURKI professeur émérite à l'université de Tunis El Manar et Mouhamed Chedly Rabia professeur à l'université de la Mannouba d'avoir accepté de relire cette thèse et d'en être rapporteurs. La version finale de ce mémoire a bénéficié de leur lecture très attentive et de leurs remarques judicieuses et le critiques constructives.

J'exprime mes vifs remerciements à Madame Catherine MERING, *professeur émérite à* l'université Paris Diderot *qui a accepté d'examiner ce travail et de faire partie du jury de ma thèse malgré ses nombreuses préoccupations.*

Je suis reconnaissant au Monsieur Jean Paul RUDANT, Professeur Emérite *à l'Université Paris-Est, qui a accepté de faire partie de ce jury et l'honneur qu'il m'a fait en acceptant de juger ce travail.*

Je terminerais par les remercîments les plus profonds et mes pensées les plus sincères à ma famille mes parents, ma femme Ines, ma fille Sarah, ma sœur Salima et mon frère Selim ainsi que mes amis qui m'ont soutenu, écouté, réconforté.

`

Résumé

Les phénomènes de déformation du sol d'origines naturelles (tectoniques et gravitaires...) ou anthropiques (surexploitation des nappes phréatiques, remblaiements...) peuvent avoir des retombées néfastes sur l'environnement et sur la vie humaine. Une bonne compréhension du mécanisme de la déformation est essentielle pour atténuer, voire éliminer les risques sur les infrastructures et les environnements naturels. Dans cette étude, on se propose d'appliquer la méthode interférométrique pour étudier la mobilité du sol du gGrand Tunis qui est une zone urbaine à suburbaine qui correspond au principal centre socio - économique de Tunisie ainsi que sur la plaine de Morneg.

Tout d'abord, nous avons effectué des analyses sismotectoniques dans la zone d'étude pour mieux comprendre les contextes sismique et structurale de la partie NE de la Tunisie tout en se basant sur différentes interprétations effectuées à partir des mécanismes au foyer et de la cartographie des épicentres réalisés dans cette zone. Cette analyse a permis de déduire l'existence d'un régime compressif NW - SE qui concorde bien avec le régime déjà existant à l'échelle régionale. Cette cartographie a permis aussi la détection des différentes zones marquées par une activité sismique relativement importante avec une magnitude modérée et qui coïncident bien avec les accidents majeurs qui affectent la zone d'étude.

Par la suite, nous avons mené une analyse géomorphométrique du secteur d'étude qui a permis de mettre en évidence différentes structures tectoniques existantes et de bien distinguer les différentes unités morphologiques et morphostructurales. Pour mieux assimiler le contexte morphodynamique de la zone d'étude, nous avons choisi la méthode interférométrique des sous - ensembles à faibles lignes de base spatiales et temporelle (SBAS) qui est développée par Berardino et al. (2002). En effet, l'application de l'interférométrie radar différentiel sur la partie NE de la Tunisie a permis d'identifier les zones à risques de subsidence naturelles et l'analyse des déformations de la surface topographique, associées aux phénomènes anthropiques.

`

L’analyse interférométrique des images radars à ouverture synthétique SBAS a démontré sa capacité de surveiller les déformations de la surface topographique et notamment les phénomènes de subsidence "à distance" avec une densité élevée de mesures au sol sur une large zone dans plusieurs travaux à travers le monde.

Les analyses effectuées sur les données radar Envisat (2003 - 2007) en orbite descendante et Sentinel - 1B (2016 - 2018) en orbite ascendante, nous ont permis d’obtenir des cartes de déformation du sol, associées à des séries temporelles de la vitesse de déplacement de la zone d’étude. Durant les deux périodes d’analyses, nos résultats ont révélé et confirmé l’existence de phénomènes de tassement différentiel dans la région de Tunis et de la plaine alluviale de Mornag. Le premier cas est très probablement expliqué par la nature du remblaiement et du sol hautement compressible dans la région de Tunis. Le deuxième cas consiste en un faible affaissement très probablement lié à une exploitation intensive du système aquifère de Mornag (pompage).

`

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE.....19

CHAPITRE I : PRESENTATION DU GRAND TUNIS.....22

I- Introduction..... 23

II- Présentation du cadre général : la Tunisie 23

III - Contexte tectonique de la Tunisie..... 29

1- Les extensions tectoniques du Permien supérieur jusqu'au Crétacé supérieur 29

2- Les événements du Cénozoïque inférieur 30

3- Les événements du Cénozoïque supérieur 32

4- Les événements du Quaternaire 32

IV – Les principales déformations néotectoniques au Nord de la Tunisie 33

1- La faille de Zaghouan..... 33

2- La faille de Tunis - Elles..... 33

3- La faille d'El Alia – Teboursouk..... 33

4- La faille Ras El Korane - Thiba 33

5- La faille Cap Serrat - Ghardimaou..... 34

V - Présentation du cadre géographique et géologique du secteur d'étude 34

1- Le Mésozoïque..... 39

2- Le Cénozoïque 52

3 - Le Quaternaire..... 59

VI - Conclusion 67

CHAPITRE II : CONTEXTE SISMOTECTONIQUE DU NORD- EST DE LA TUNISIE.....68

I - Introduction..... 69

II - Contexte sismotectonique 69

1- Notions de base en sismologie 69

2 - Contexte orogénique, structural et sismotectonique à l'échelle globale 76

3 - Contexte sismotectonique à l'échelle de la Tunisie 87

4 - Contexte structural et sismotectonique dans la zone de la partie NE de la Tunisie..... 94

III - Conclusion 107

CHAPITRE III : ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA PARTIE NE DE LA TUNISIE 108

I - Introduction..... 109

`

1- Les notions de base 109
2- Choix des MNTs utilisés pour le NE de la Tunisie 115
II - Classification des paramètres géomorphométriques 135
1 - La carte de pente 136
2- La carte de rugosité 139
3- Courbure du relief 143
4- Hypsométrie du relief 148
5 - Intégrale hypsométrique 159
6 - Relief local 178
7 - La surface enveloppe et sous enveloppe 182
8 - La densité de drainage 189
9 - Anomalies de drainage 193
III - Conclusion 201
CHAPITRE IV : INTERFEROMETRIE RADAR *203*
I - Introduction 204
II – Les techniques DInSAR et SBAS 204
1 - Image Radar 204
2 - Les différents capteurs radars (RAR) et (RSO) 209
3 - L'interférométrie radar 211
4 - L'interférométrie radar différentielle (DInSAR) 213
III – Application de l'interférométrie radar au NE de la Tunisie 213
1 - Introduction 213
2 - Objectif général 214
3 - La méthode interférométrique SBAS 215
IV – Traitement des données RSO par la méthode interférometrique SBAS 221
V – Produits et analyse des résultats de la méthode SBAS 231
1 - Analyse de l'évolution temporelle des déformations 231
2 - La région de Tunis 231
3 - La plaine de Mornag 252
VI - Conclusion 274
CONCLUSIONS GENERALES *276*
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES *280*

`

Liste des Figures :

Figure 1 - Zones de collision continentale, intermédiaire et de subduction en Méditerranée occidentale et centrale (Bousquet et al., 1986) 24

Figure 2 - Structuration générale du domaine méditerranéen occidental et place de la Tunisie dans l'orogenèse alpine (Calvert et al., 2000, modifé par Bouaziz et al., 2002) . 25

Figure 3 - Carte structurale du domaine atlasique tunisien (Ben Ayed et Viguier, 1981 modifiée par Martinez et Truillet, 1987) (Ment. Soc. Geol. It., 3 (1987))..... 27

Figure 4 –Présentation synthétique des différentes configurations paléogéographiques et contraintes tectoniques de la Tunisie au cours du Méso - Cénozoïque (A, B, C et D: périodes d'extension); (E et F: paléogéographie néogène) (Bouaziz et al. 2002) 31

Figure 5 - Coupe transversale géologique NW - SE croisant orthogonalement les structures des régions atlasiques 36

Figure 6 - Carte sismotectonique de la partie NE de la Tunisie (modifiée de Ben Ayed, 1986) 37

Figure 7 – Carte géologique du NE de la Tunisie à l'échelle 1/500.000ème (Extrait de la carte géologique de la Tunisie à l'échelle 1/500.000ème , ONM, 1988)..... 38

Figure 8 - Les affleurements triasiques dans le secteur d'étude 39

Figure 9 - Colonne lithostratigraphique du puits Utique1 (Kacem, 2004) 40

Figure 10 - Les affleurements du Jurassique dans le secteur d'étude..... 42

Figure 11- Affleurements du Crétacé dans le secteur d'étude..... 43

Figure 12 - Coupe de Jebel Mergueb (Boutib, 1998 et Ben Chelbi, 2007) 44

Figure 13 - Série lithostratigraphique d'âge crétacé inférieur de Argoub Sidi Smir..... 46

Figure 14 - Série lithostratigraphique d'âge crétacé supérieur de Gadaounia (Boutib, 1998) 48

Figure 15 - Série lithostratigraphique d'âge crétacé supérieur – éocène au Jebel Sidi Saleh 50

Figure 16 - Série lithostratigraphique du Sénonien supérieur – Eocène de Okbet l'Oussif (d'après Boutib, 1998) 51

Figure 17 - Les affleurements du Paléocène dans le secteur d'étude 53

Figure 18 - Les affleurements de l' Eocène dans le secteur d'étude 53

`

Figure 19 - Série lithostratigraphique d'âge paléogène au Jebel Tella (Boutib, 1998) 54

Figure 20 - Affleurements de l'Oligocène dans le secteur d'étude 55

Figure 21 - Affleurements du Miocène dans le secteur d'étude 56

Figure 22 - Les affleurements du Mio - Pliocène dans le secteur d'étude..... 57

Figure 23 - Série lithostratigraphique du Mio - Plio - Quaternaire continental au Jebel Tella (Boutib, 1998)..... 58

Figure 24 - Série lithostratigraphique du Pliocène Au Jebel Ain Krima (Boutib, 1998).. 59

Figure 25 - Les affleurements quaternaires avec localisation des coupes : Corrélation des coupes d'Ain Souissi, Mnihla - Menzeh9, Borj Turki, Oued El Khayat Cité Chaker (Dlala et Kacem, 2002) 61

Figure 26 - Corrélation des coupes de la série du Quaternaire continental d'Ain Souissi, Mnihla - Menzeh9, Borj Turki, Oued El Khayat Cité Chaker (Dlala et Kacem, 2002) ... 62

Figure 27 - Affleurements du Quaternaires avec localisation des coupes : A - J. Tella, B - J. Djerefette, et C - Henchir El Hathermia (Dlala et Kacem, 2002) 63

Figure 28 - Corrélation des coupes du Quaternaire continental de J. Tella, J. Djerefette, et Henchir El Hathermia (Dlala et Kacem, 2002)..... 63

Figure 29 - Affleurements quaternaires avec localisation des coupes : A - bordure ouest du fossé de Grombalia, B -bordure ouest de J. Bou Kornin et C - l'ancienne carrière de Hammam Lif..... 65

Figure 30 - Corrélation des coupes de la série du Quaternaire continental la bordure ouest du fossé de Grombalia, la bordure ouest de J. Bou Kornin et de l'ancienne carrière de Hammam Lif (Dlala et Kacem, 2002) 65

Figure 31 - Coupe de Sidi Raies (extrémité nord - est du fossé de Grombalia) (Dlala et Kacem, 2002)..... 66

Figure 32 - Schéma de l'épicentre d'un séisme (http://cm2dolomieu.fr/les - seismes/)... 70

Figure 33 - Les types d'ondes sismiques (http://www.maxicours.com/se/fiche/9/6/380796.html)..... 71

Figure 34 – Phases de déformation du sol autour d'une faille au cours d' un cycle sismique (Reid , 1910) (http://theconversation.com/crises - sismiques - 1 - quand - le - pétrole - fait - trembler - Oklahoma – 50037)..... 72

Figure 35 - Types de failles et leurs mécanismes au foyer (http://www.geologues - prospecteurs.fr/dictionnaire - geologie/e/echelle - de - mercalli) 76

`

Figure 36 - Carte des mécanismes au foyer à l'échelle mondiale pendant la période 2008 – 2018 (calculés à partir des données GCMTC) 78

Figure 37 - Orogenèse de la Méditerranée occidentale pendant les derniers 80 Ma 79

Figure 38 - Schéma des unités structurales de l'Atlas (Said, 2011) 80

Figure 39 - Schéma sismotectonique de la Méditerranée (http://babet.sarl.free.fr/cartes.htm) 81

Figure 40 - Carte du risque sismique (PGA = accélération maximale au sol (horizontale)), source Grünthal et al., 2000) 81

Figure 41 - Mécanismes au foyer des séismes dans la Méditerranée pour la période 1976 – 2018 (calculés à partir des données CSEM) 83

Figure 42 - Répartition des épicentres dans la mer méditerranéenne pour la période 2000 – 2018 (données NEIC – USGS) 83

Figure 43 - Carte des profondeurs en mer Méditerranée pour la période 1973 - 2011..... 84

Figure 44 - Contexte géodynamique actuel de l'Italie du Sud (Doglioni et al., 2001. Gelabert et al., 2002; Neri et al., 2003. Ranvier, 2004, Fortunato, 2009, modifiée par Ben Hassen,2012) 85

Figure 45 - Bloc diagramme de la subduction de la plaque ionienne (Gvirtzman & Nur, 1999. Tonarini et al., 2001; Trua et al., 2003, modifiée par Ben Hassen, 2012)..... 85

Figure 46 - Profondeur de la limite lithosphère - asthénosphère de la zone de transition Atlantique - Méditerranée (Fullea Urchulutegui et al., 2005, modifiée par Ben Hassen, 2012) 86

Figure 47 - Contexte géodynamique dans le bassin d'Alboran en Méditérranée occidentale 87

Figure 48 - Carte sismotectonique de la Tunisie au 1/1.000.000ème (Ben Ayed & Zargouni, 1989) 89

Figure 49 - Carte des épicentres des séismes historiques en Tunisie 90

Figure 50 - carte des épicentres des séismes instrumentaux en Tunisie 91

Figure 51 - Carte des mécanismes au foyer en Tunisie pour la période 1979 – 2018 92

Figure 52 - Carte de profondeur des séismes en Tunisie pour la période 1976 – 2018.... 93

Figure 53 - Schéma illustrant l'évolution de la déformation au cours du Néogène et du Quaternaire à l'échelle de la Tunisie (Dlala, 1995) 95

`

Figure 54 - Carte des failles récentes dans la partie NE de la Tunisie (Kacem, 2004)..... 99

Figure 55 - Carte des fossés d'effondrement dans la zone d'étude (Ben ayed et Zarghouni, 1989) 101

Figure 56 - Carte des épicentres des séismes instrumentaux au NE..... 103

Figure 57 - Zonation sismique de la zone d'étude 103

Figure 58 - Carte des Mécanismes au foyer au NE de la Tunisie (Kacem, 2004)..... 105

Figure 59 - Les types de données topographiques (Ben Hassen, 2012) 109

Figure 60 - Les types de données topographiques 110

Figure 61 - Les trois types de modèle numérique de terrain (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM) 117

Figure 62 - Les cartes de pente des trois types de MNT..... 119

Figure 63 - Les cartes des erreurs résiduelles obtenues à partir du SRTM et l'ASTER - GDEM) 120

Figure 64 - Localisation du profil topographique étudié (AB) 121

Figure 65 - Comparaison entre des profils horizontaux provenant des trois types d'MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)..... 121

Figure 66 - Extraction des bassins versants à partir des trois types de MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)..... 122

Figure 67 - Superposition des limites des bassins versants extraits à partir des trois types de MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM) 123

Figure 68 - Analyse de corrélation : a) limite de Bassin versant (BV) à partir du SRTM et limite de BV à partir du MNT de référence, b) limite de BV à partir du MNT ASTER - GDEM et limite de BV à partir du MNT de référence. 125

Figure 69 - Les réseaux hydrographiques extraits à partir des trois MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)..... 127

Figure 70 - Classification du réseau hydrographique (Strahler, 1952) extraite à partir d'un MNT – référence..... 127

Figure 71 - Le coefficient de corrélation entre la longueur des drains extraits à partir des différents MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)..... 129

Figure 72 - Les coefficients de corrélation entre les ratios de bifurcation extraits à partir des différents MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM) 130

`

Figure 73 - Les coefficients de corrélation entre les valeurs d'intégrale hypsométrique de quelques bassins versants extraits à partir des différents MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)..... 132

Figure 74 - Localisation des points de mesures altimétriques géodésiques..... 133

Figure 75 - Carte de pentes de la partie NE de la Tunisie 137

Figure 76 - Carte des zones à fortes pentes (>33°). 138

Figure 77 - Carte des zones à fortes pentes (>33°) au niveau de J. Ressas 139

Figure 78 - Ruptures de pentes observées pour la colline de Sidi Bou Said et de Jebel Korbous..... 140

Figure 79 - Ruptures de pentes observées dans la région de Rafraf 140

Figure 80 - Carte de distribution de la rugosité du NE de la Tunisie 141

Figure 81 - Carte de distribution de la rugosité de quelques zones du secteur étudié 142

Figure 82 - Représentation 3D de la courbure du relief (http://desktop.arcgis.com/fr/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-curvature-works.htm) 143

Figure 83 - Représentation 3D de la notion de courbure verticale et horizontale 144

Figure 84 - Les trois cas de figure pour la courbure horizontale (Florinsky, 2000). 144

Figure 85 - Les trois cas de figure pour la courbure verticale (Florinsky, 2000). 145

Figure 86 - Carte de distribution de la courbure verticale dans le secteur d'étude..... 146

Figure 87 - Carte de distribution de la courbure horizontale de quelques structures du secteur d'étude 147

Figure 88 - Evolution morphologique des bassins versants et interprétation des produits hypsométriques (Source : encyclopédie britannique, 1994, modifiée)..... 149

Figure 89 - Exemple d'intégrale hypsométrique (Hurtrez et al, 1999)..... 150

Figure 90 - Relation entre la morphologie du bassin, la courbe et l'intégrale hypsométrique (Hurtrez et al, 1999) 150

Figure 91 - Numérotation des Bassins versants et distribution de l'intégrale hypsométrique (IH) du NE de la Tunisie..... 153

`

Figure 92 - Les courbes d'intégrale hypsométrique : a - bassins versants de 1 à 25 ; 93b - bassins versants de 26 à 51 ; c bassins versants de 52 à 76 ; 94d - bassins versants de 77 à 101 158

Figure 95 - Superposition des classes hypsométriques (IH) avec les déformations récentes du NE de la Tunisie 160

Figure 96 - Superposition des bassins versants matures avec la géologie du NE de la Tunisie 160

Figure 97 - Numérotation des sous - bassins versants et distribution de l'intégrale hypsométrique (IH) dans l'anticlinal de J.ammar 161

Figure 98 - Présentation des courbes d'intégrale hypsométrique qui caractérisent quelques sous - bassins versants de l'anticlinal de J.ammar 161

Figure 99 - Schéma montrant la dépendance spatiale des intégrales hypsométriques IH avec la dimension de la grille. Les petites superficies peuvent résoudre les variations locales dues à l'activité tectonique récente (Chen et al., 2003 modifiée) 163

Figure 100 - Les cartes de distribution de l'intégrale hypsométrique dans le secteur d'étude 164

Figure 101 - Les histogrammes montrent une distribution normale des valeurs d'IH 165

Figure 102 - Carte de distribution de l'intégrale hypsométrique pour l'oued Meliane (SRTM 30 m – dimension de la cellule 500 m) 166

Figure 103 - Les diagrammes de dispersion des valeurs d'IH par rapport à l'amplitude du relief (AR) et l'altitude moyenne (AM) 168

Figure 104 - La variation des valeurs hypsométriques dépend de la dissection et de la rugosité du relief. (modifiée de Perez - Pena et al., 2009) 168

Figure 105 - Un diagramme illustrant les différentes structures spatiales de l'indice I Moran 170

Figure 106 - Les carte de distribution (points chauds/ froids) 173

Figure 107 - La carte des IH traitées statistiquement par autocorrélation Gi montre une corrélation des points chauds avec les structures caractérisées par une activité tectonique (SRTM 30 m – dimension de la cellule 500 m) 174

Figure 108 - Superposition des accidents tectoniques avec la carte des IH pour Jebels Baouala et Lansarine 175

Figure 109 - Assemblage des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 de Mateur et Tébourba 175

`

Figure 110 - Superposition des accidents tectoniques avec la carte des IH (Jebel Ammar - Ennahli)..... 176

Figure 111 - Carte de localisation des coupes géologiques (AB) et (CD)..... 177

Figure 112 - Une coupe géologique (AB) transversale à l'anticlinal de J.Ennahli montrant la variation de l'indice hypsométrique IH 177

Figure 113 - Une coupe géologique (CD) transversale simplifiée à l'anticlinal de J.Ammar montrant la variation de l'indice hypsométrique IH 178

Figure 114 - La distribution des valeurs de relief local de l'Asie, l'Europe, le Nord et le Sud de l'Amérique..... 179

Figure 115 - Carte de distribution du relief local appliqué au NE de la Tunisie 180

Figure 116 - Carte de distribution du relief local appliqué à quelques structures 181

Figure 117 - Différentes Méthodes de calcul de la surface enveloppe sommitale 183

Figure 118 - Carte de distribution de la surface enveloppe de base (voir coupe trait bleu) et des sommets (voir coupe traits rouges)..... 184

Figure 119 - Méthode de calcul de la topographie résiduelle..... 185

Figure 120 - Carte de la distribution de la topographie résiduelle du NE de la Tunisie. 186

Figure 121 - Carte de la distribution de la topographie résiduelle pour quelques structures 188

Figure 122 - Principe de calcul de la densité de drainage..... 189

Figure 123 - Réseau hydrographique vectorisé à partir des cartes topographiques au 1/25 000 de la zone d'étude 191

Figure 124 - Carte de distribution de la densité de drainage au NE de la Tunisie..... 192

Figure 125 - Types des anomalies de drainage (Howard, 1967, Deffontaines et Chorowicz, 1991)..... 194

Figure 126 - Le scripte python "polyline_Get_Azimuth_9x" élaboré par Tchoukanski (2003)..... 197

Figure 127 - Principes de la méthode semi - automatique. *Le carreau rouge du segment indique le dernier vertex du réseau hydrographique* (Ben Hassen, 2012, modifiée)..... 197

Figure 128 - Analyse statistique des drains de la zone d'étude 198

Figure 129 - Carte de distribution des anomalies de drainage du NE tunisien..... 199

`

Figure 130 - Superposition des failles préexistantes avec les anomalies de drainage dans différentes zones de la région d'étude 200

Figure 131 - Configuration d'une onde électromagnétique 205

Figure 132 - Différents capteurs de télédétection (Source : Centre canadien de télédétection) 206

Figure 133 - Spectre électromagnétique (Ben Hassen, 2012) 207

Figure 134 - Phase mesurée par le radar (Pathier, 2003): 1 - Le trajet aller - retour de l'onde, 2 - Le décalage entre la phase du signal transmis et rétrodiffusé permet au radar de mesurer la phase (Ben Hassen, 2012) 208

Figure 135 - Principe du satellite radar à visée latérale (Ben Hassen, 2012) 209

Figure 136 - Différentes étapes pour la formation d'une image RS (Amberg, 2005, Ben Hassen, 2012) 210

Figure 137 - Géométrie d'acquisition du radar à synthèse d'ouverture (RSO) (Fruneau, 2011, Champenois, 2011) 211

Figure 138 - Géométrie de base d'un couple interférométrique 212

Figure 139 - Le module SBAS 223

Figure 140 - Différentes connexions entre les images RSO Envisat 225

Figure 141 - Différentes connexions entre les images RSO Sentinel - 1B 225

Figure 142 - Chaine de traitement SBAS (Sarmap, 2013), modifiée 230

Figure 143 - Présentation de la région de Tunis étudiée par interférométrie SBAS 232

Figure 144 - Carte morphostructurale de la région du grand Tunis mettant en évidence l'origine tectonique des dépression du grand Tunis (d'après Pini, 1972 ; Ben Ayed et Viguier, 1978 ; Ben Ayed et al., 1985 ; in Zaara Ben Mosbah, 2012) 233

Figure 145 - Exemple d'un bâtiment construit à la fin des années 80, en face de l'ancien port de Tunis, montrant une inclinaison de quelques degrés vers l'Est, actuellement abandonné (Rue Saad Zaghloul) 234

Figure 146 - Assemblage des cartes géologiques à l'échelle du 1/50.000 de l'Ariana, de la Marsa, de Tunis (Ferchichi et al., 2017) et de la Goulette (ONM), modifiée 235

Figure 147 - Sensibilité à la liquéfaction pour un PGA attendu de 0,15 g, à 238

Figure 148 - Schéma des mouvements de terrain de Sidi Bou Said (modifiée de Castany 1954 in Mellouli, 1984) 238

`

Figure 149 - Carte des déplacements de la zone d'étude (mm/an), ... 240

Figure 150 - Carte des déplacements de la zone d'étude (mm/an), ... 240

Figure 151 - Carte géotechnique de la ville de Tunis (Guilloux et Nakkouri , 1976), modifiée 241

Figure 152 - Carte géotechnique de la ville de Tunis (Kaaniche, 1989), modifiée 242

Figure 153 - Zonage géotechnique effectué dans la région de Tunis (May et al., 2015), modifiée 244

Figure 154 - Distribution spatiale des épaisseurs des vases dans la région de Tunis 245

Figure 155 - Schéma présente une distribution spatiale de la profondeur des fondations cartographiées à partir des informations géotechniques obtenues par l'analyse des échantillons (dépôts alluviaux quaternaires) (May et al., 2015). 247

Figure 156 - Carte du zonage géotechnique de la zone du Grand Tunis, (May et al., 2010) 248

Figure 157 - Lithologie du sol dans la région de Tunis (Bouassida et Klai 2016, modifiée) 249

Figure 158 - Tassement d'un bâtiment identifiée dans le centre - ville de Tunis (source, Bouassida et Klai, 2016) 250

Figure 159 - Des affaissements en forme d'assiettes et des effondrements à entonnoir profond détectés dans la forêt de Henchir El Yahoudia (Ben Mammou, 1992), modifiée 251

Figure 160 - Les différentes phases du désordre observées à Henchir El Yahoudia 251

Figure 161 - Zone d'étude (la plaine de Mornag) 253

Figure 162 - Esquisse tectonique de la plaine de Mornag (Farhat, 2011) 254

Figure 163 - Variation des épaisseurs de la série du Quaternaire dans la plaine de Mornag (Farhat 2011) 256

Figure 164 - Carte géologique (1/50.000) montrant les principaux affleurements de l'Oligo - Quaternaire de la plaine de Mornag (D'après les cartes géologiques 1/50.000 de la Goulette et de Tunis) 257

Figure 165 - Log lithologique et diagraphique du sondage 200 de la plaine de Mornag 257

Figure 166 - Carte des déplacements de la plaine de Mornag (mm/an), satellite Envisat (2003 - 2007) 259

`

Figure 167 - Carte des déplacements de la plaine de Mornag (mm/an), satellite Sentinel - 1B (2016 - 2018) 259

Figure 168 - L'évolution du niveau piézométrique de la nappe phréatique de Mornag. 260

Figure 169 - Les terres agricoles irriguées de la région de Mornag 262

Figure 170 - L'évolution du niveau piézométrique de trois puits de l'aquifère de Mornag 262

..... Figure 171 - L'évolution du niveau piézométrique des puits de l'aquifère de Mornag (2004 - 2008) 264

Figure 172 - L'évolution du niveau piézométrique des puits de l'aquifère de Mornag (2009 - 2018) 264

Figure 173 - Distribution des points de surveillance piézométrique (2003 - 2007) 265

Figure 174 - La distribution des points de surveillance piézométrique (2016 - 2018) ... 265

Figure 175 - Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Envisat (LOS) et des niveaux piézométriques (2003 - 2007) 268

Figure 176 - Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Sentinel - 1B et des niveaux piézométriques (2016 - 2018) 270

Figure 177 - Coupe géologique transversale de la plaine de Mornag montrant la géométrie des corps sédimentaires et la structure de cette zone (Source : Gestion des ressources en eau en Tunisie : bilan et perspectives d'avenir), modifiée 272

Figure 178 - A - Superposition de la carte de déplacements avec la carte géologiques de Mornag (Envisat), ... 273

Figure 179 - Variations topographiques au niveau de la station permanente de l'OTC . 274

`

Liste des tableaux :

Tableau 1 - Echelle de Mercalli (Mercalli, 1913)..... 73

Tableau 2 - Echelle de Richter (Richter, 1935) 74

Tableau 3 - Les plus importants séismes en Tunisie entre 410 et 1973 (Source : INM) .. 88

Tableau 4 – Les caractéristiques de quelques exemples de mécanismes au foyer du NE de la Tunisie (Kacem, 2004)..... 106

Tableau 5 - Les statistiques pour chaque MNT 116

Tableau 6 - Les statistiques des cartes des erreurs résiduelles obtenues à partir des deux MNT (MNT SRTM et ASTER - GDEM). 118

Tableau 7 - Comparaison des superficies de quelques bassins versants extrait à partir des trois MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)..... 124

Tableau 8 - Les erreurs enregistrées à partir du SRTM et de l'ASTER - GDEM 124

Tableau 9 - Les statistiques de strahler calculés à partir des trois types d'MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM), (Strahler 1952) 128

Tableau 10: Relation entre les valeurs d'IH et l'état d'érosion du relief..... 131

Tableau 11 - Intégrale hypsométrique (IH) de quelques bassins versants extrait à partir des trois MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM). 131

Tableau 12 - Les différentes mesures réalisées dans le cadre d'évaluation des deux types de MNT..... 134

Tableau 13 - Les erreurs enregistrées à partir du SRTM et de l'ASTER - GDEM 135

Tableau 14 - Relation entre l'allure de la courbe hypsométrique et l'état d'érosion du relief 148

Tableau 15 - Application du test d'autocorrélation spatial global I Moran..... 171

Tableau 16 - Classification des drains selon la différence des deux angles (De - Ot).... 198

Tableau 17 - Caractéristiques générales des données radar Envisat ASAR et Sentinel - 1B 222

`

INTRODUCTION GENERALE

`

La ville de Tunis fait l'objet d'une grande extension urbaine. Sous la forte pression démographique, de nombreuses nouvelles constructions, des autoroutes et de nombreux oeuvres d'arts ont été construits en bordures et à la marge de zones marécageuses et humides qui sont géotechniquement instables. Rapidement des affaissements de la surface topographique sont apparus dans ces zones nouvellement investies par l'homme.

Dans le même contexte, les ressources en eaux potables ont connu une forte pression surtout de la part de l'agriculture et de l'industrie qui sont installées dans les zones périurbaines. Par conséquent, les nappes de la région du Grand Tunis sont de plus en plus sollicitées par les pompages. Cette surexploitation des nappes a entrainé un déficit de la recharge des nappes qui ont atteint parfois un niveau alarmant.

Ce travail de thèse vise à prospecter les zones à risques dans la ville de Tunis et ses environs en particulier les zones situées à proximité du lac de Tunis et de la sebkha d'Essijoumi dont le sol est en cours de compaction d'une part, et dans la plaine de Mornag dont le système phréatique a connu ces deux dernières décennies une surexploitation d'autre part. Cette surexploitation de l'aquifère a entraîné la réduction du stockage de l'eau, ce qui a entrainé une subsidence régionale importante dont les symptômes s'expriment par des affaissements superficiels du sol.

L'objectif de cette thèse est donc d'établir une méthodologie pratique capable de représenter et de suivre l'affaissement régional des sols dans une région soumise à une forte pression démographique, et ce quel que soit l'origine naturelle ou anthropique des phénomènes.

Une approche multidisciplinaire est proposée afin d'arriver à une meilleure représentation et compréhension de l'affaissement régional des sols. Des techniques interférométriques de télédétection ainsi que des données de terrain acquises ou déjà existantes sont utilisées pour quantifier ces affaissements.

Les phénomènes de déformation de la croûte dus à des effets naturels (la tectonique) ou à des activités anthropiques (le pompage excessif de ressources en eaux souterraines) peuvent avoir des conséquences dangereuses ayant un impact négatif sur l'environnement. Une bonne compréhension du mécanisme d'affaissement est essentielle pour adapter les

`

infrastructures afin de limiter les risques, ainsi que pour améliorer les stratégies d'exploitation des nappes souterraines. Dans ce contexte, le radar à ouverture synthétique interférométrique différentiel multi - temporel (DInSAR) a démontré sa capacité à surveiller les phénomènes de subsidence anthropiques ou naturels, à distance, avec une résolution spatiale élevée et une densité de mesures au sol élevée, sur une large zone et sur plusieurs durées.

Ce travail de thèse présente des implications locales et globales. Il permet de définir les déplacements sur le plan local et fournit une vision plus globale de la dynamique anthropique et environnementale dans la région du Grand Tunis et dans la plaine de Mornag, encourageant la mise en place d'un système de surveillance intégré pouvant jouer un rôle important dans la protection de la zone.

Après une introduction, ce mémoire est subdivisé en quatre chapitres, et une conclusion.

Le premier chapitre, est dédié à une synthèse bibliographique sur l'environnement géologique de la zone d'étude à partir de travaux réalisés en Tunisie orientale.

Le deuxième chapitre, est basé sur le traitement sismo - tectonique afin de mieux comprendre le contexte sismique et structural de la partie NE de la Tunisie.

Le troisième chapitre, consiste en une approche géomorphométrique appliquée à la structurale dans le but d'extraire et de mieux comprendre et de distinguer les grandes structures géomorphologiques et géologiques et aussi d'interpréter les accidents tectoniques et les formations géologiques existants dans la zone d'étude.

Dans le quatrième chapitre, les analyses des données du radar Envisat (2003 - 2007) en orbite descendante et Sentinel - 1B (2016 - 2018) en orbite ascendante ont été effectuées à travers la méthode interférométrique SmBAS dans la zone d'étude du Grand Tunis. L'application de cette approche interférométrique est rendue nécessaire pour la détection des faibles déplacements différentiels de la zone d'étude.

`

CHAPITRE I : PRESENTATION DU GRAND TUNIS

`

I- Introduction

Les chaînes alpines et les bassins de la Méditerranée occidentale constituent la zone de frontière des plaques qui sépare l'Afrique de l'Eurasie. Cette frontière est caractérisée par une grande complexité géologique, fruit d'une histoire géodynamique pluriphasée. Cette histoire a alterné des épisodes d'extension permettant la naissance de nouveaux océans et des périodes de convergence donnant lieu à des zones de subduction et à la création des chaînes de collision.

Dans ce qui suit , on va tout d'abord présenter le cadre et les différents domaines structuraux ainsi que l'histoire orogénique de la Tunisie qui constitue le prolongement oriental de la ceinture orogénique de l'Afrique du Nord. Elle présente des terrains qui ont enregistré plusieurs épisodes tectoniques en parfaite cohérence avec l'évolution géodynamique de la Méditerranée (Pitman et Talwami, 1972 ; Le Pichon et al., 1977 ; Tapponnier, 1977 ; Delteil, 1982 ; Philip, 1983 ; Aissaoui, 1984; Ouali, 1984 ; Yaïch, 1984 ; Dercourt et al., 1986 ; Philip et al., 1986 ; Soyer and Tricart, 1987 ; Ben Ayed, 1986 ; Dewey et al., 1986 ; Martinez et al., 1991 ; Piqué et al.,1998, Kacem, 2004). En deuxième lieu, on va présenter la zone d'étude qui fait partie de la Tunisie NE et définir son cadre géologique.

II- Présentation du cadre général : la Tunisie

L'évolution géodynamique du bassin méditerranéen a fait l'objet de nombreux travaux ponctuels. Les synthèses régionales qui ont permis la compréhension des phénomènes néotectoniques ont été réalisées pour le domaine de l'Arc égéen (Angelier, 1975; Mercier, 1977) et la Méditerranée occidentale (Bousquet et Philip, 1981; Philip et al., 1986 Anderson and Jackson, 1987; Rebaï et al., 1992 ; Pondrelli et al., 1995; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Devoti et al., 2001; Mascle et al., 2001 ; Roca et al., 2004). Ces derniers travaux constituent une mise au point sur la répartition des déformations tectoniques dans la chaîne alpine et son avant - pays.

L'activité tectonique de la Méditerranée à laquelle s'associe la tectonique de l'extrême NE de la Tunisie, est généralement interprétée comme étant la conséquence de la convergence subméridienne des plaques africaine et eurasiatique depuis plusieurs

`

dizaines de millions d'années. La complexité de la zone d'affrontement est exprimée par des situations géodynamiques variées (subduction, collision continentale, ouverture océanique, …) qui ont évolué de façon distincte au cours du temps (Fig. 1).

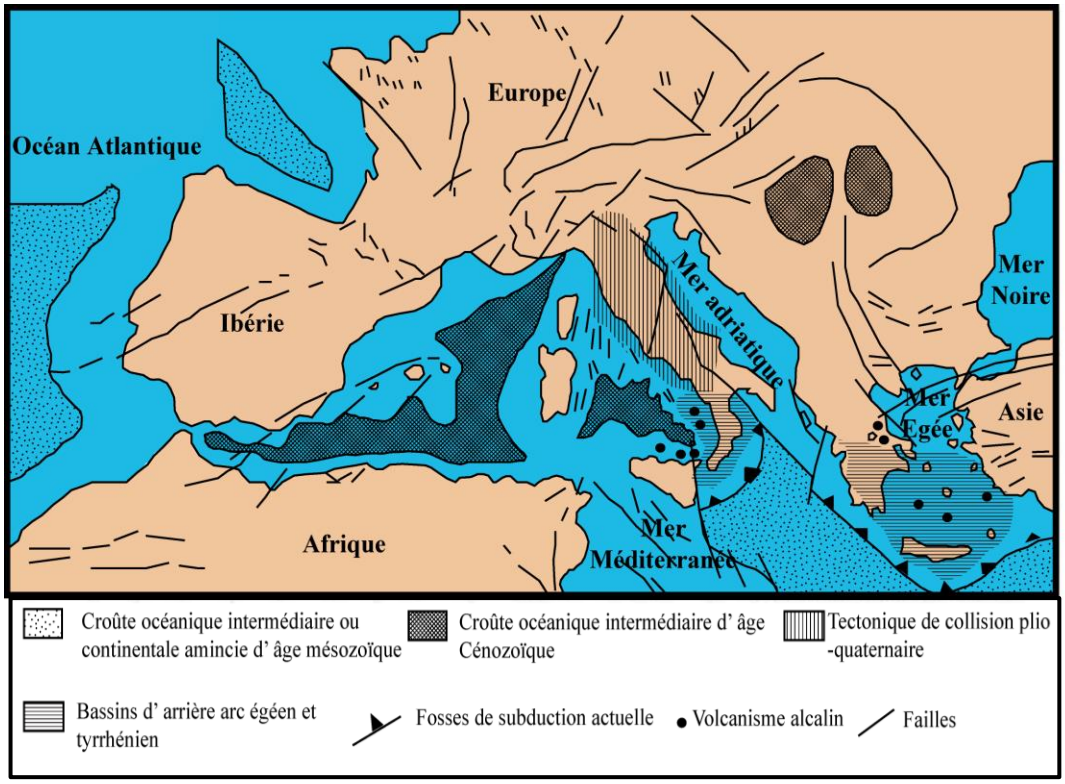


Figure 1 - Zones de collision continentale, intermédiaire et de subduction en Méditerranée occidentale et centrale (Bousquet et al., 1986)

La frontière entre les plaques africaine et eurasiatique est bien définie en Méditerranée orientale où des zones de subduction sont toujours actives (arcs hellénique et tyrrhénien). Par contre, en Méditerranée occidentale l'affrontement entre les deux plaques se traduit par une limite très complexe qui a été expliquée par une subduction intra - continentale, qui se bloque à partir du Miocène supérieur par une collision continentale (Pitman et Talwami, 1972; Tapponnier, 1977; Philip, 1984 et Dlala, 1995). Dans ce dernier cas, les déformations récentes intéressent un volume très large qui s'étend depuis l'Europe centrale (chaîne alpine, plateforme ouest - européenne,…) jusqu'en Afrique du Nord (chaîne atlasique). Ceci se traduit par le caractère diffus de la sismicité actuelle (Kacem, 2004).

`

Les chaînes atlasiques et maghrébines constituent la bordure orogénique alpine du bâti africain. Il s'agit d'une zone mobile du domaine de la Méditerranée occidentale (Fig. 2). Ces chaînes sont la conséquence du contact entre les deux plaques africaine et eurasienne. En effet, la diversité des structures et des faciès reflète une évolution géodynamique polyphasée. Cette évolution s'est poursuivie depuis la dislocation de la Pangée jusqu'au stade de collision (Boutib, 1998).

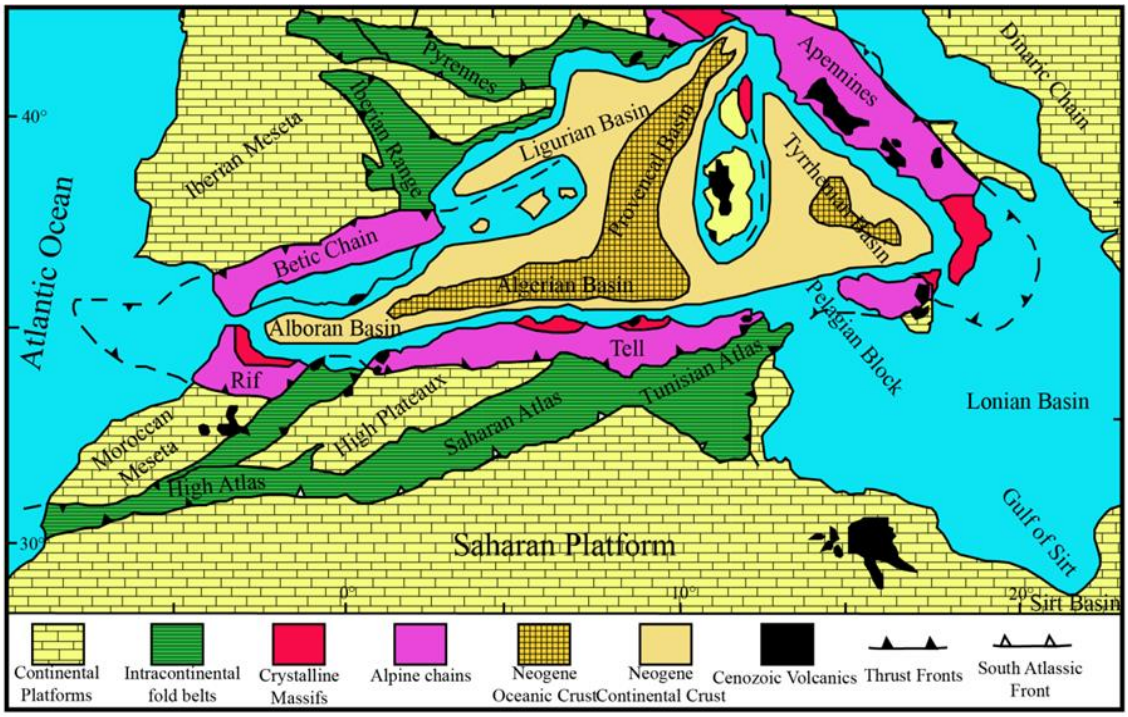


Figure 2 - Structuration générale du domaine méditerranéen occidental et place de la Tunisie dans l'orogenèse alpine (Calvert et al., 2000, modifé par Bouaziz et al., 2002)

La Tunisie correspond à l'extrémité orientale et le prolongement des chaînes atlasiques et telliennes (Fig.2). Il existe deux domaines qui présentent des différenciations propres à la Tunisie (Fig. 3) (Castany, 1951 ; Jauzein, 1967, Boutib, 1998) :

- le domaine tellien EW en Algérie (ou domaine des nappes de charriage) : il s'infléchit vers le NE en Tunisie et y occupe par conséquent une zone limitée à l'extrême NW. Le Tell est dominé par les reliefs du Kroumirie et du Mogods de la Tunisie septentrionale. C'est la zone des nappes de charriage caractérisée par l'empilement d'unités allochtones (Rouvier, 1977) limitées au sud (région de

`

Bejaoua - Mateur) par une série d'écailles décollées au niveau des argiles paléocènes et caractérisées par des calcaires à Nummulites de l'Eocène inférieur. Le front de ces écailles correspond au grand chevauchement de Teboursouk (Zargouni, 1975 ; Perthuisot, 1978 ; Melki, 1997) ;

- l'avant - pays de la zone alpine qui est formé par :

- la zone des écailles et des bassins molassiques : les bassins molassiques néogènes sont affectés par une tectonique de subsidence dont la phase messinienne est accompagnée de venues de basalte suivie d'une autre phase de distension quaternaire responsable de l'affaissement des dépressions quaternaires (Zargouni et Abbes, 1987 ; Laaridhi - Ouazaa, 1994) ;

- la zone des diapirs et de chevauchements (zone des « dômes » et des « diapirs») : elle est caractérisée par la présence d'un Trias correspondant à une masse chaotique rarement stratifiée, en contact anormal avec une série qui va à l'affleurement du Crétacé inférieur au Plio - Quaternaire (Bolze, 1954 ; Burollet, 1973 ; Perthuisot, 1978 ; Zargouni, 1975 ; Ben Chelbi et al., 2006 ; Melki et al., 2012) ;

- l'Atlas tunisien : il contraste avec l'Atlas saharien de l'Algérie par son étendue, la présence de fossés d'effondrement et par la géométrie diversifiée des structures.

Plusieurs travaux ont permis de dégager la zonation structurale de la Tunisie et les grands traits de la géologie tunisienne où on distingue du Nord au Sud les zones suivantes (Fig.3) (Solignac, 1927 ; Castany, 1951 ; Burrollet, 1956 ; Coque et Jauzein, 1965 ; Janzein, 1967 ; Busson, 1967 ; Crampon, 1971 ; Zargouni, 1975; Rouvier, 1977 ; Ben Ayed et Viguier, 1981 ; Dlala et al., 1984 ; Chihi, 1984 ; Turki, 1985 et Boukadi, 1994).

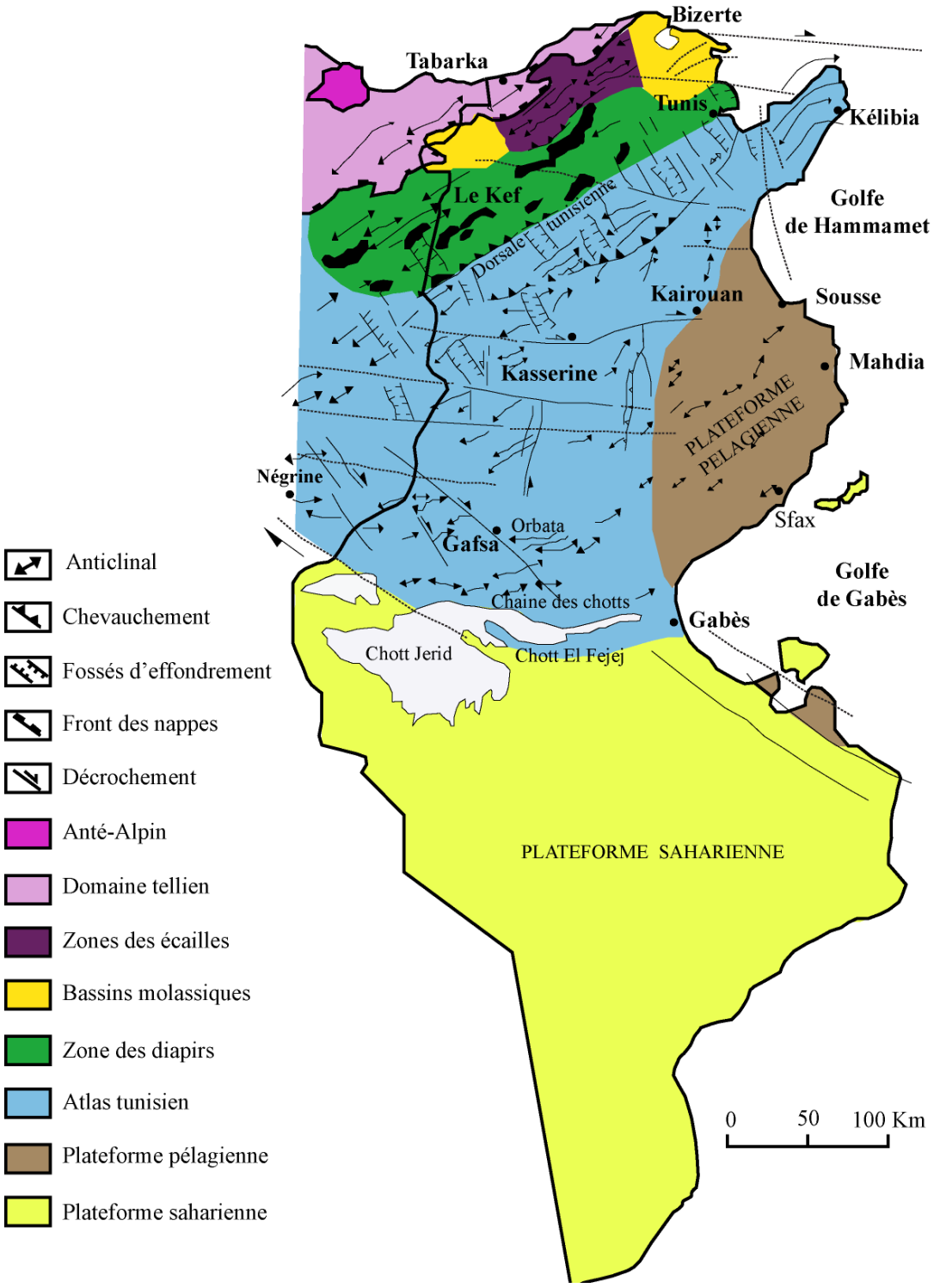


Figure 3 - Carte structurale du domaine atlasique tunisien (Ben Ayed et Viguier, 1981 modifiée par Martinez et Truillet, 1987) (Ment. Soc. Geol. It., 3 (1987))

`

- **la zone alpine septentrionale** : elle correspond à la zone dite « nappes de charriages» par Rouvier (1977). La structures de ce domaine de développement aux un bassin subsident affecté par des failles normales listriques donnant naissance à des contacts sub - horizontaux (Dlala, 1995) ; au front de ces structures s'associe souvent une zone dite « para - autochtone », caractérisée par la présence de structures imbriquées souvent associées à des plis orientés NE - SW déversés vers le Sud - Est;

- **l'atlas septentrional** : il est formé d'anticlinaux de direction NE - SW à sub - méridienne et d'importantes failles chevauchantes (Jauzein, 1967 ; Zargouni, 1975). La large bande de Trias affleurant dans ce secteur correspond à la zone dite « zone des dômes » et/ou « glaciers de sels » (Vila et al., 1994 et 1998) ;

- **l'atlas central :** il est caractérisé par des structures anticlinales de direction N40 - 60 avec des flancs droits parfois faillés. Cette zone est affectée par des failles majeures de direction E - W (Burollet, 1956 ; Ben Ayed, 1993 ; Boukadi, 1994). Elle se caractérise par des structures distensives orientées NW - SE, d'âge langhien - serravallien (Dlala et al., 1984 ; Chihi, 1984); il s'agit de grabens associés à des plis NE - SW qui ont pris naissance au cours de la phase compressive post - tortonienne. Toutes ces structures sont affectées par des décrochements de dimensions et de directions variées qui constituent l'un des éléments fondamentaux de la tectonique atlasique (Ben Ayed et Viguier, 1981; Chihi, 1984; Dlala, 1985; Ben Ayed, 1986; Boukadi, 1994; Kadri, 1988; Dlala, 1995; Chihi, 1995);

- **l'Atlas méridional** constitue le prolongement de l'Atlas tunisien central vers le Sud, en assurant la jonction du domaine atlasique avec des dépressions endoréiques qui bordent la plateforme saharienne (Chott Jerid, Chott El Gharsa) (Ben Ayed, 1986). Il est constitué par deux chaînes majeures de plis à cœur crétacé ou parfois jurassique : la chaîne de Gafsa et la chaîne Nord des Chotts. Ces chaînes sont formées d'une succession de plis de direction NE–SW à E - W, associés à un décrochement dextre correspondant au couloir de faille N120 de Gafsa qui se prolonge de l'Algérie jusqu'à la flexure de la Djeffara au Sud - Est (Zargouni, 1985; Boukadi, 1994; Bedir et al., 1996);

`

- **l'axe Nord - Sud** l'axe « Nord - Sud » qui est un ensemble de chaînons de direction moyenne N - S, formant un alignement morphostructural subméridien, continu depuis la région de d'El - Hamma de Gabès au Sud jusqu'au J. Bou Kornine d'Hammam Lif au Nord (Burollet, 1956 ; Abbès, 1983 ; Boukadi, 1985 ; Turki, 1984 et 1985 ; Ouali, 1984, Hlaiem, 1999) ; il a été interprété comme une zone de faille sub - méridienne probablement héritée des phases hercyniennes (Burollet et al., 1971). Cette structure est associée à une cicatrice paléogéographique profonde orientée N - S et jalonnée de Trias (Ben Ferjani et al., 1990 ; Ben Ayed, 1993 ; Hlaiem, 1999) ;

- **le domaine oriental (la plateforme pélagienne)** correspond à un bloc mobile marqué par des plis amples affectant les séries néogènes qui constituent la suite des structures atlasiques. Elles sont enfouies en sub - surface et souvent affectées par des failles de directions E - W et N - S (Haller, 1983 ; Bedir, 1995);

- **la plateforme saharienne** : il s'agit d'un domaine où les séries méso - cénozoïques sont sub - horizontales (Busson, 1967; Ben Ismail, 1982). Ce domaine de plateforme constituant l'avant - pays stable des chaînes atlasiques, est affecté à son extrémité orientale par l'accident du Sud - Tunisien orienté N 160. Cet accident est responsable de l'effondrement de la plaine de la Djeffara à l'Est (Ben Ayed, 1986; Bouaziz, 1995).

III - Contexte tectonique de la Tunisie

Au niveau de cette partie, on va présenter les principaux évènements tectoniques de la Tunisie au cours du temps (Fig. 4).

1- Les extensions tectoniques du Permien supérieur jusqu'au Crétacé supérieur

Pendant le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur, on note le développement de failles normales de direction N - S et NW - SE associées au rifting atlantique et des failles EW associées à l'ouverture de la Téthys (Dercourt et al., 1986; Philip et al., 1986; Soyer and Tricart, 1987; Ben Ayed, 1986; Dewey et al., 1989; Martinez et al., 1990; Piqué et al., 1998).

`

Les principales phases tectoniques qui ont eu lieu au cours de cette période en Tunisie sont cités ci - dessous :

- une phase de rifting au cours du Permien - Trias (Busson, 1967; Bishop, 1975; Newell et al., 1976; Ben Ferjani et al., 1990; Laaridhi - Ouazaa, 1994; Bouaziz, 1995);
- des mouvements de décrochement au cours du Norien inférieur à moyen (Mello et Bouaziz, 1987);
- un événement de transgression pendant l'Aptien supérieur - Albien inférieur (Turki, 1985; Ben Ayed, 1986; Bedir, 1995; El Euchi et al., 1998);
- un événement extensif puis compressif au cours du Crétacé supérieur (Haller, 1983; Ellouz, 1984; Yaich, 1984; Boltenhagen, 1985; Ouali, 1984; Delteil et al, 1991; Louhaichi et Tlig, 1993; Boukadi, 1994; Bedir, 1995; Bouaziz, 1995; El Euchi et al, 1998).

2- Les événements du Cénozoïque inférieur

La convergence entre l'Afrique et l'Eurasie a commencé vers la fin du Crétacé il y a environ 90 MA, provoquant la fermeture progressive du reste de l'océan téthysien. Cette période est marquée par :

- la compression du Maastrichtien inférieur - Paléocène supérieur (Zouari, 1995; Rouvier, 1977; Ben Ayed, 1986; Boukadi, 1994; Bedir, 1995);
- l'extension du Paléocène supérieur - Eocène inférieur (Bonnefous et Bismuth, 1982; Yaich, 1984;Bouaziz, 1995; Zaier et al, 1998);
- la compression de l'Eocène supérieur connu par la phase Atlasique (Guiraud, 1975; Haller, 1983; Touati, 1985; Soyer et Tricart, 1987; Bedir, 1995; Rouvier, 1977; El Euchi et al, 1998);
- l'extension de l'Oligo- Miocène (Rouvier, 1977; Bedir, 1995; Bouaziz, 1995).

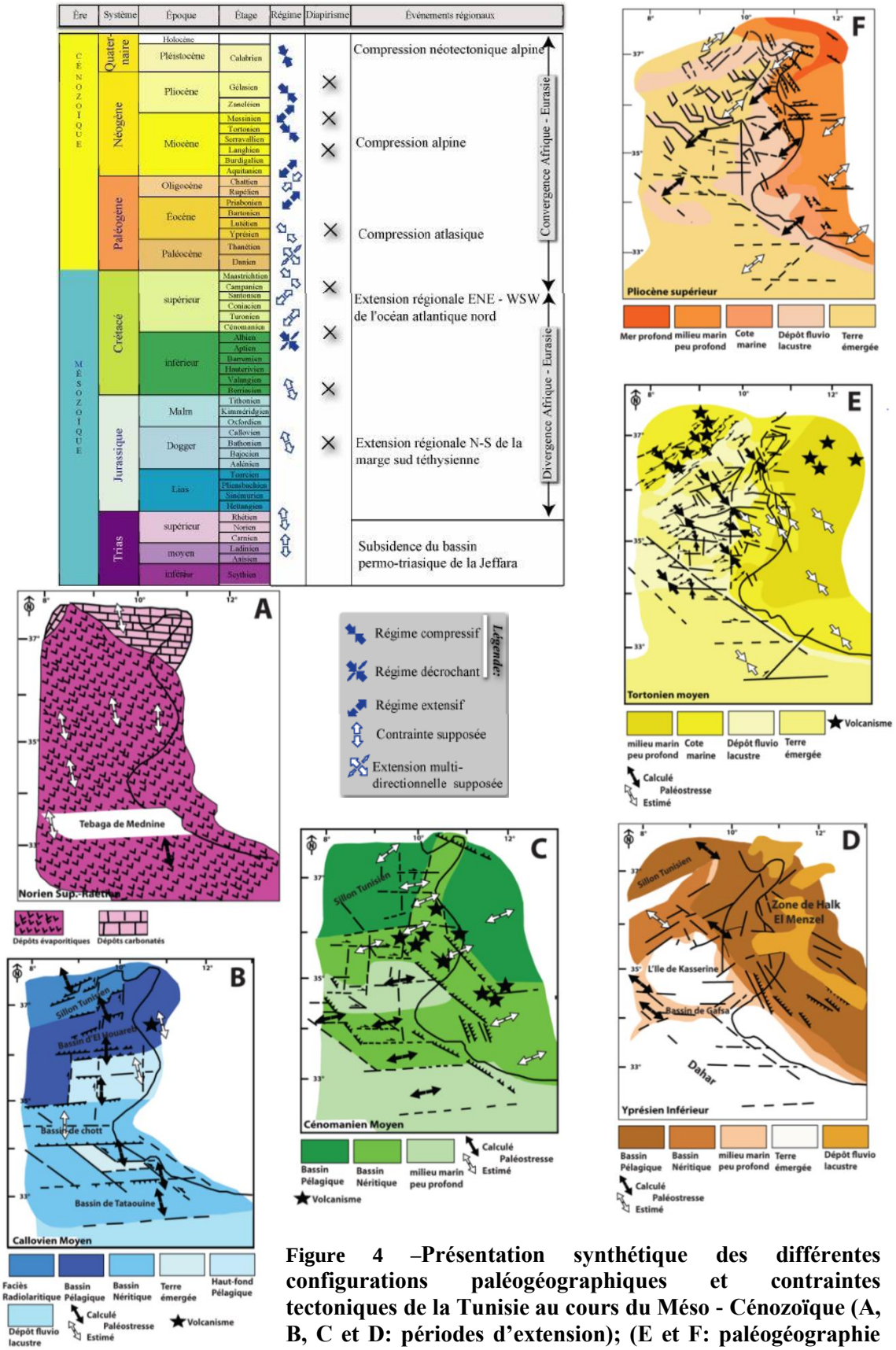


Figure 4 –Présentation synthétique des différentes configurations paléogéographiques et contraintes tectoniques de la Tunisie au cours du Méso - Cénozoïque (A, B, C et D: périodes d'extension); (E et F: paléogéographie néogène) (Bouaziz et al. 2002)

`

3- Les événements du Cénozoïque supérieur

Le Cénozoïque supérieur est marqué dans le Maghreb par une orogénie régionale majeure durant une grande partie du Miocène. Ceci est une conséquence de la subduction de la croûte océanique mésozoïque sous la marge ibérienne méridionale. Cette subduction est liée à l'ouverture du bassin algérien d'arrière arc, originaire de la migration au sud des blocs méditerranéens occidentaux, qui sont entrés en collision avec la marge nord - africaine, produisant ainsi la chaîne Maghrébine (Ouerghi, 2014).

Les principales phases tectoniques qui ont eu lieu au cours de cette période sont :

- la compression alpine au cours du Miocène Supérieur (Rouvier, 1977; Turki, 1985; Argani et al., 1986; Ben Ayed, 1986; Casero et Roure, 1994; Bedir, 1995; Bouaziz, 1995);
- la phase de rifting du Pliocène (Kebeasy, 1980; Kamoun, 1981; Delteil, 1982; Haller, 1983; Ellouz, 1984; Argani et al., 1986; Chihi, 1995; Bedir, 1995; Bouaziz, 1995).

4- Les événements du Quaternaire

Au Pléistocène inférieur, la compression orientée NW - SE à NNW - SSE a réactivé les anciens plis et les décrochements provoquant le flambage et les plissements a grand rayon de courbures de la croûte villafranchienne (Perthuisot, 1978 ; Zargouni, 1985; Ben Ayed, 1986 ; …).

Dans les formations du Pléistocène moyen et supérieur, plusieurs directions mineures de compression ont été enregistrées. La plus commune est la compression N020 - N040°E rapportée pour toute la Tunisie. Elle se matérialise sous la forme de nombreux décrochements ou des failles inverses conjuguées observées dans les formations pléistocènes. Cette compression a provoqué des réactivations et des déplacements latéraux le long des failles héritées (Bouaziz, 1995).

Actuellement, la compression NW - SE reflète une convergence relativement lente (1cm/an) entre l'Afrique et l'Eurasie (Kamoun, 1981; Chihi, 1995; Dlala et Hfaiedh, 1993 ; Calais et al., 2000).

`

IV – Les principales déformations néotectoniques au Nord de la Tunisie

Le cadre tectonique actuel au Nord de la Tunisie est materialisé par cinq failles principales orientées NE - SW associées à des affleurements triasiques (Melki et al., 2012) (Fig. 5).

1- La faille de Zaghouan

Elle est marquée par une disposition relativement irrégulière et montre une tendance constante avec chevauchement vers le SE (Jauzein, 1976 ; Castany, 1977 ; Caire, 1978). Au Nord, cette faille principale est associée aux affleurements triasique et jurassique (Dlala, 1995). Pendant le mésozoïque, cette faille principale N40 a évolué en faille SE chevauchante pendant les phases de compression cénozoïque (Turki, 1980 ; Morgan, 1998).

2- La faille de Tunis- Elles

Ce linéament rectiligne montre un mouvement inverse avec chevauchement local (Jauzein, 1976). Cette faille principale contrôle la distribution et l'évolution des structures associées depuis la phase de rifting triasique (Boutib et al. 2000 ; Ben Chelbi, 2007). Au cours des périodes d'extension, cette faille a contribué à l'individualisation des grands bassins subsistants depuis l'Aptien. À la fin des périodes de compression crétacée et cénozoïque, cette faille a modelé l'Atlas tunisien à la suite de son mouvement de chevauchement. Il induit l'individualisation des plis atlasiques SE et d'autres plis transversaux NW - SE (Ben Chelbi et al., 2008).

3- La faille d'El Alia – Teboursouk

Ce linéament commence par les failles El Alia - Kechabta au NE et continue avec la faille délimitant J. Sakkak - Lansarine pour finir avec le chevauchement de Teboursouk. Cela correspond à un système de failles en relais senestres (Zargouni et al., 1977 ; Perthuisot, 1978 ; El Ouardi et Turki, 1995 ; Ben Slama et al., 2009).

4- La faille Ras El Korane- Thiba

Elle s'étend des alignements du Trias du Kef au SW jusqu'a Ras El Korane au NE en passant par les structures de Thibar, Beja et Bazina (Melki, 1997). Cette faille, qui borde

`

les affleurements du Trias de Bazina du côté est, s'étend au Nord et délimite les gisements numidiens de Ras El Korane (Marzougui et al, 2008). Cette faille principale correspond à la limite paléogéographique entre les monts Kroumirie et Mogods et celle de Hedil et Bizerte (Crampon, 1971 ; Melki et Zargouni,1991 ; 1994 ; Ben Ayed, 1994 ; Melki et al., 1996 ; Melki et al., 2011). Il relie le Flysch numidien à Ras El Korane et les unités telliennes à Béja. C'est un système de failles de relais senestres qui est parfois décalé par d'autres failles ultérieures NW - SE. Dubourdieu (1959) évoque un déplacement horizontal récent d'environ quinze km vers le sud - ouest sur ce linéament.

5- La faille Cap Serrat- Ghardimaou

Elle est située dans la région du Cap Serrat (Rouvier, 1977) et continue en Algérie en traversant Souk Ahras et Batna (Dubourdieu, 1959 ; Jauzein, 1967). Elle semble jouer un rôle important dans la séparation des blocs tunisien et algérien. (Glangeaud, 1951) Comme les autres failles principales, elle est associée aux affleurements triasiques. De plus, elle présente des extrusions volcaniques néogènes (Rouvier, 1977 ; Talbi et al., 2008).

Ces structures ont subdivisé la marge nord tunisienne en six compartiments Enfidha - Cap Bon, Jebel Oust, Mejez El Bab, Mateur, Nefza et Tabarka (Fig.5). Au sein de chaque compartiment, le sol sédimentaire est organisé en plusieurs domaines correspondant à des grabens, des semi - grabens et des horsts délimités par des failles NW - SE, E-W et N - S liées aux déformations régionales. Les compressions tertiaires sur la marge nord tunisienne ont également induit des plis qui ont une direction atlasique NE - SW dans les compartiments. Certains replis affectant les strates du Néogène présentent plutôt des directions proches de l'Est (Melki et al., 2012).

V - Présentation du cadre géographique et géologique du secteur d'étude

Le secteur d'étude correspond à la région du Grand Tunis. Il coïncide avec la fermeture nord - orientale de l'Atlas Tunisien. A l'échelle régionale, il constitue une zone d'interférence des principales zones structurales de la Tunisie, à savoir le domaine oriental, l'alignement Nord - Sud et la faille de Zaghouan, et l'Atlas septentrional, y compris la zone des dômes (Fig. 6). La zone d'étude englobe les cartes aux 1/50.000 de Ghar El Meleh, Ariana, Tunis, la Marsa, la Goulette, Grombalia, Bir M'cherga, Tebourba et Mateur.

`

La zone d’étude se situe dans la partie nord orientale de la Tunisie et délimitée, en coordonnées géographiques, entre les longitudes 9°33’E, 10°33’E et les latitudes 36°26’N, 37°13’N (Fig. 7). De point de vu affleurement, la région du Grand Tunis montre la présence d’une série lithostratigraphique qui s’étend du Trias jusqu’au Quaternaire récent (Fig. 7)

.

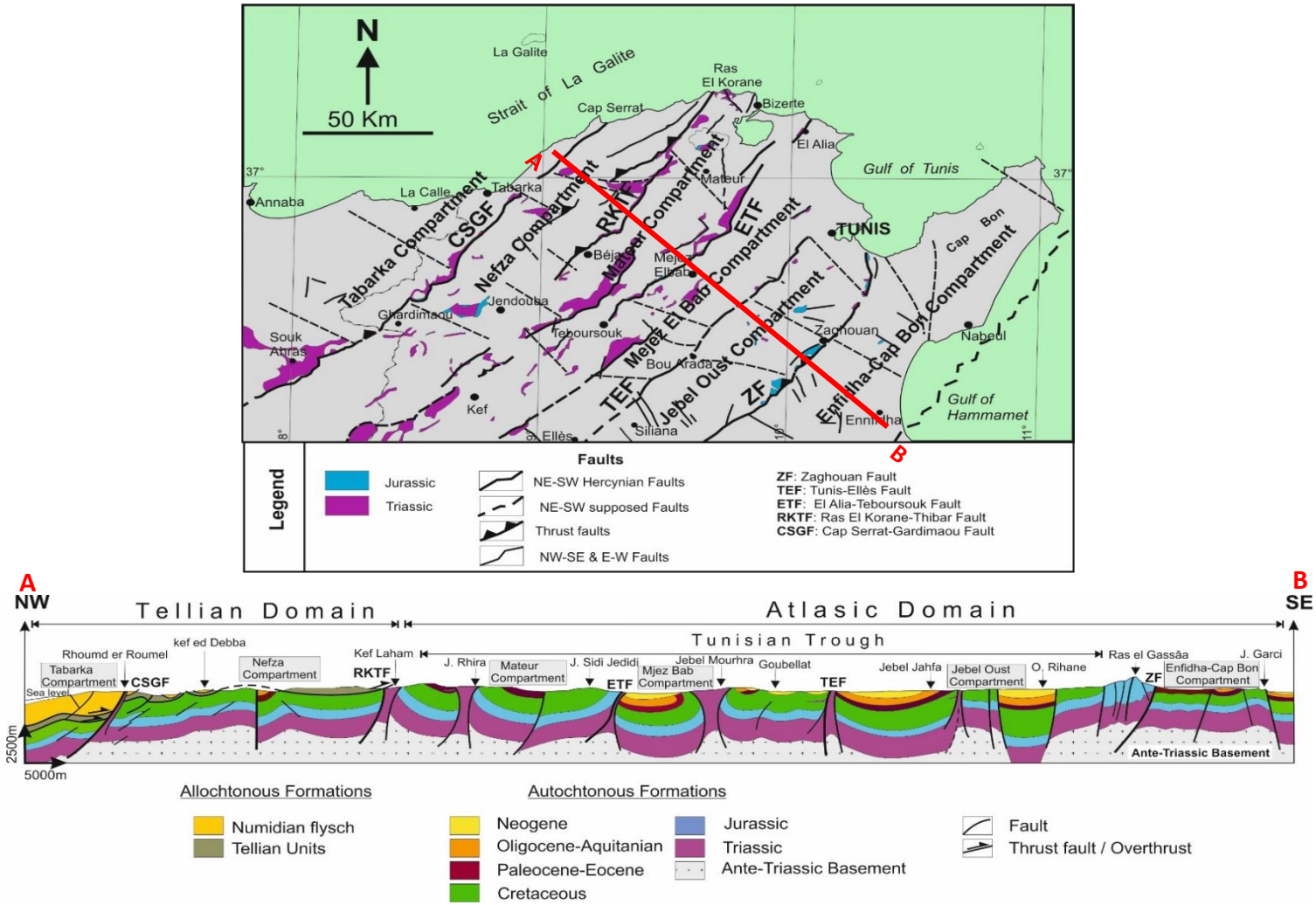


Figure 5 - Coupe transversale géologique NW - SE croisant orthogonalement les structures des régions atlasiques et tellienne du nord de la Tunisie (Melki et al., 2012)

`

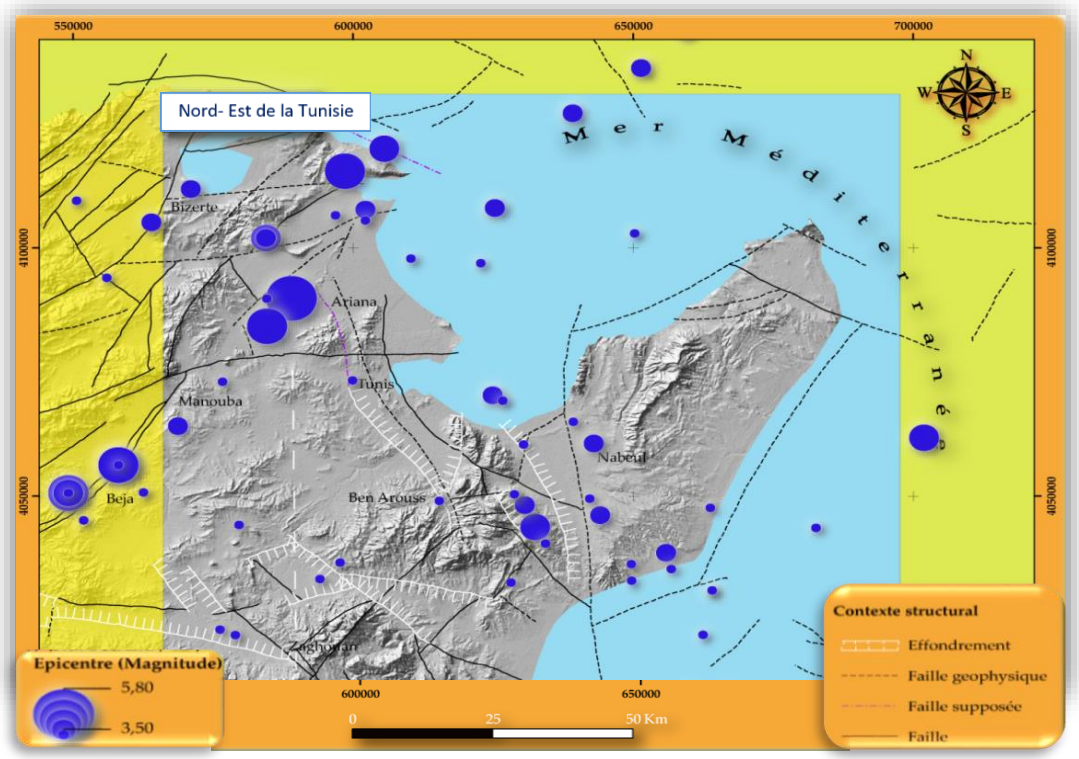


Figure 6 - Carte sismotectonique de la partie NE de la Tunisie (modifiée de Ben Ayed, 1986)

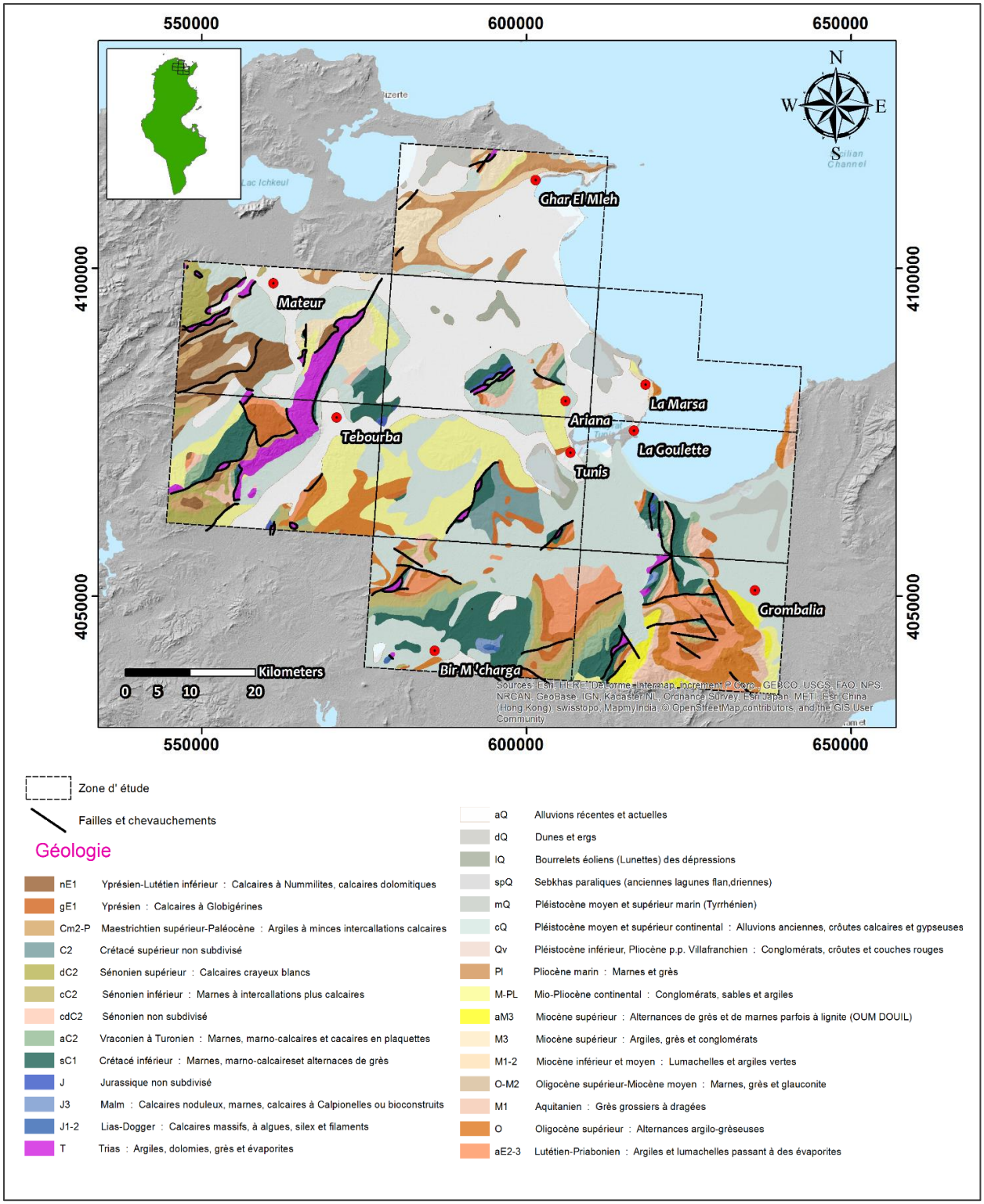


Figure 7 – Carte géologique du NE de la Tunisie à l'échelle 1/500.000ème (Extrait de la carte géologique de la Tunisie à l'échelle 1/500.000ème , ONM, 1988)

`

1- Le Mésozoïque

a- Le Trias

Dans ce secteur étudié, le Trias affleure en plusieurs localités tels que El Alia - Metline, J. Ichkeul, Ain Ghlel, J. Baouala, J. Lansarine et certains petits lambeaux jalonnant l'accident de Téboursouk (Fig. 8). A l'affleurement, le Trias est formé d'argiles bariolées (vertes, rouges, noires ou lie de vin), de gypses saccharoïdes ou fibreux. Dans les niveaux d'argiles apparaissent souvent des intercalations de grès rouge ou brun et de dolomies jaunes ou marron. Il s'agit d'un faciès à aspect chaotique (Kacem, 2004).

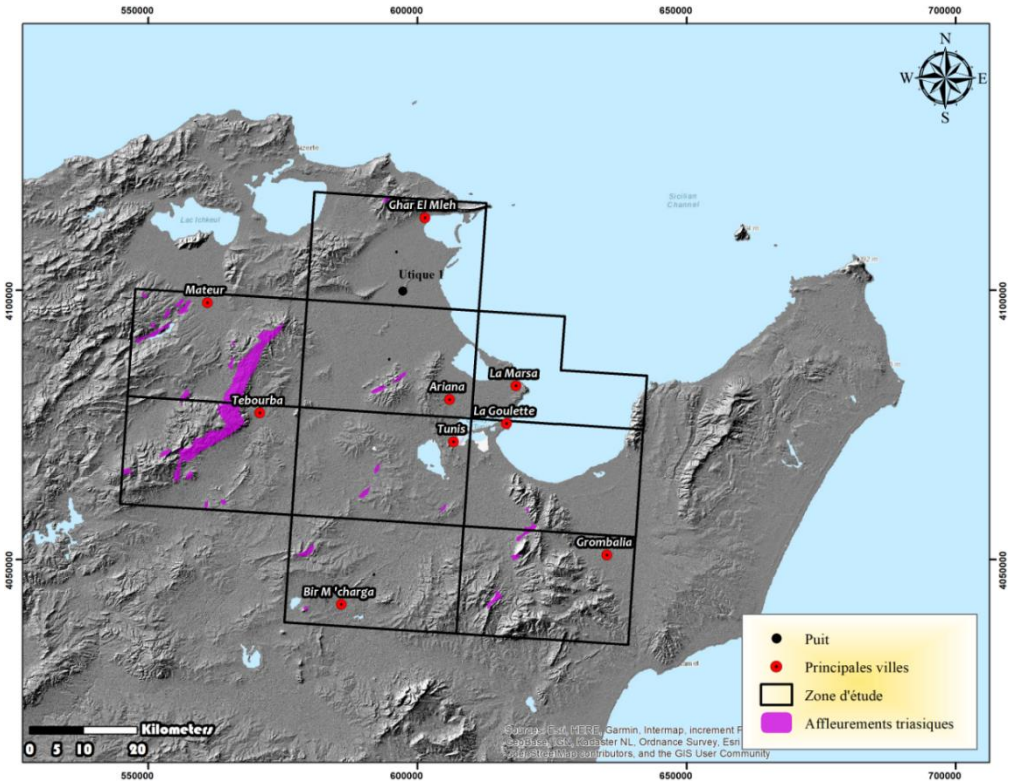


Figure 8 - Les affleurements triasiques dans le secteur d'étude

En sub - surface, dans le puits d'Utique - 1 foré par MAXUS en 1995, (voir sa localisation, Fig.8), on note que le Trias est représenté par une lithologie bien différente de celle chaotique des séries situées à l'affleurement. Il s'agit d'une série de calcaire et de dolomie, avec de rares intercalations de lames de gypses situées entre 1450 et 2500 m de profondeur (voir le log lithostratigraphique, Fig. 9) (Kacem, 2004).

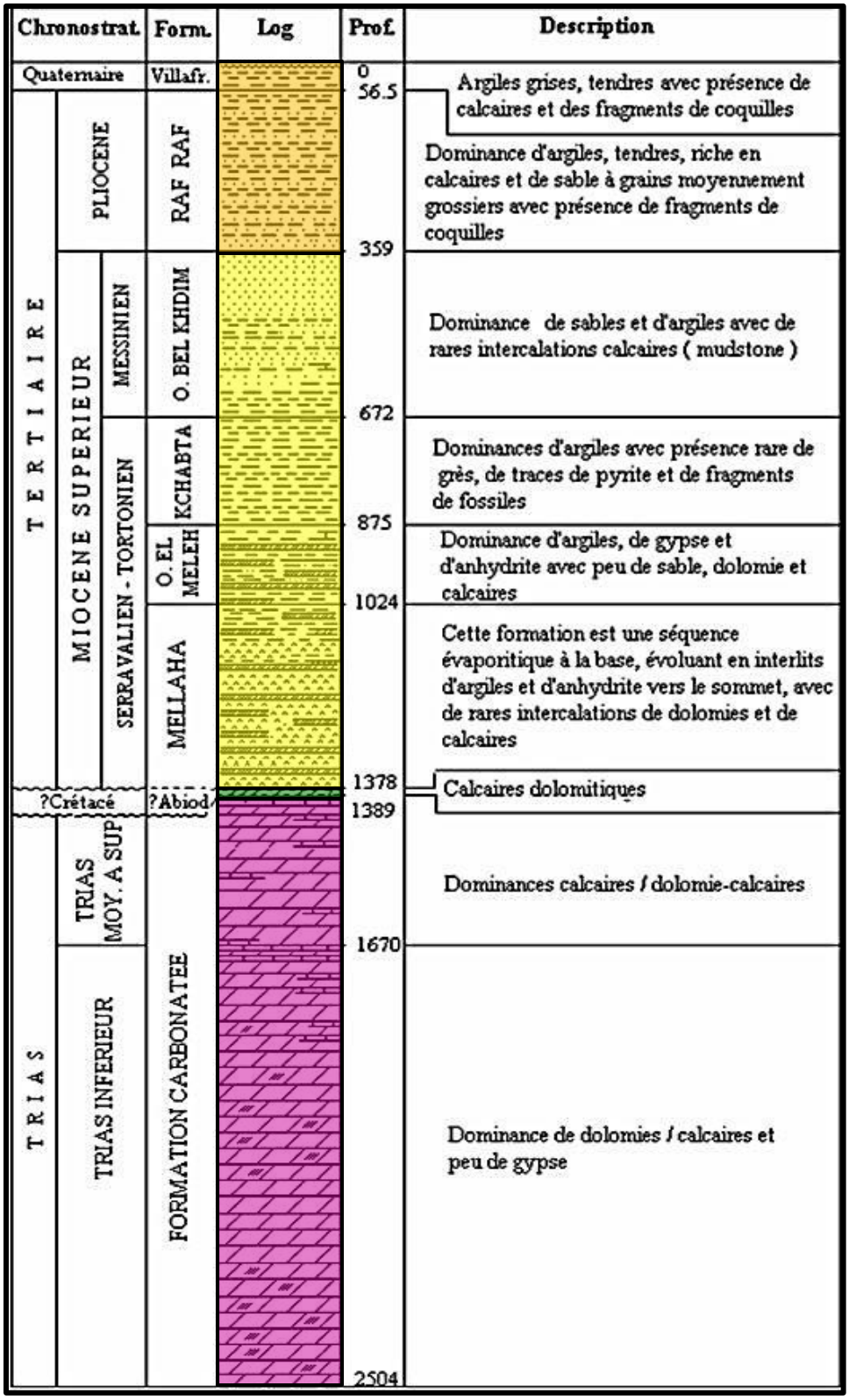


Figure 9 - Colonne lithostratigraphique du puits Utique1 (Kacem, 2004)

`

Dans le secteur de Tunis, les affleurements triasiques occupent soit les cœurs des structures tels que Jebel Ammar, Jebel Zabbas; soit jalonnent certains accidents régionaux tels que les failles majeures N180 et N060°E, les failles N060°E de Jebel Ammar, Mornaguia, Jebel Zabbas et la faille de Mergueb orienté N - S (Boutib, 1998).

Dans le massif de Jebel Ammar, le Trias occupe le cœur de la structure. Il apparaît le long d'une "cassure" principale, selon une orientation NE - SW, sur près de 8 km. Vers le village de Jabbès, les gypses du Trias ont fait l'objet de plusieurs carrières d'exploitation, ce qui montre son importante accumulation dans cette zone. Ces affleurements sont représentés par un aspect bréchique formé de gypses généralement fibreux, d'argiles gypseuses, de gros blocs de cargneules, de marnes et de dolomies. Cet aspect chaotique résulte du caractère brèchique, extrusif et diapirique de ce faciès (Boutib, 1998, Kacem, 2004).

Sur la feuille de la Goulette au 1/ 50000ème, le Trias affleure en "arrière" des reliefs et ils limitent la bordure occidentale du fossé de Grombalia. Il constitue le prolongement du Trias du Jebel Ressas, il est représenté par un faciès essentiellement évaporitique (Kacem, 2004).

b- Le Jurassique

Sur le secteur du grand Tunis, le Jurassique affleure dans la partie septentrionale au J. Maiana (Jedeida) et au flanc nord de Jebel Ammar le long d'un "linéament" tectonique majeur de direction N60 (Fig. 10). Il est représenté par un ensemble calcaire allongé selon la direction NE - SW, et repose en contact anormal sur la série évaporitique du Trias (Boutib, 1998; Kacem, 2004).

Une coupe levée par Pini (1971) lui a permis de subdiviser la série jurassique en deux parties:

- une série de calcaire et de calcaire marneux rougeâtre et verdâtre, épaisse de 210 m, est attribuée au Callovo - Oxfodien par analogie avec les faciès de la dorsale tunisienne datés par des ammonites (Pini, 1971);
- une barre calcaire grise bleutée épaisse de 270 m. Dans la partie inférieure de cette série, un niveau à radiolaires et un niveau à *Calpionelles* et *Aptycus* ont été détectés permettant de l'attribuer au Jurassique supérieur (Kimméridgien– Tithonien) (Kessibi, 1967; Pini, 1971).

`

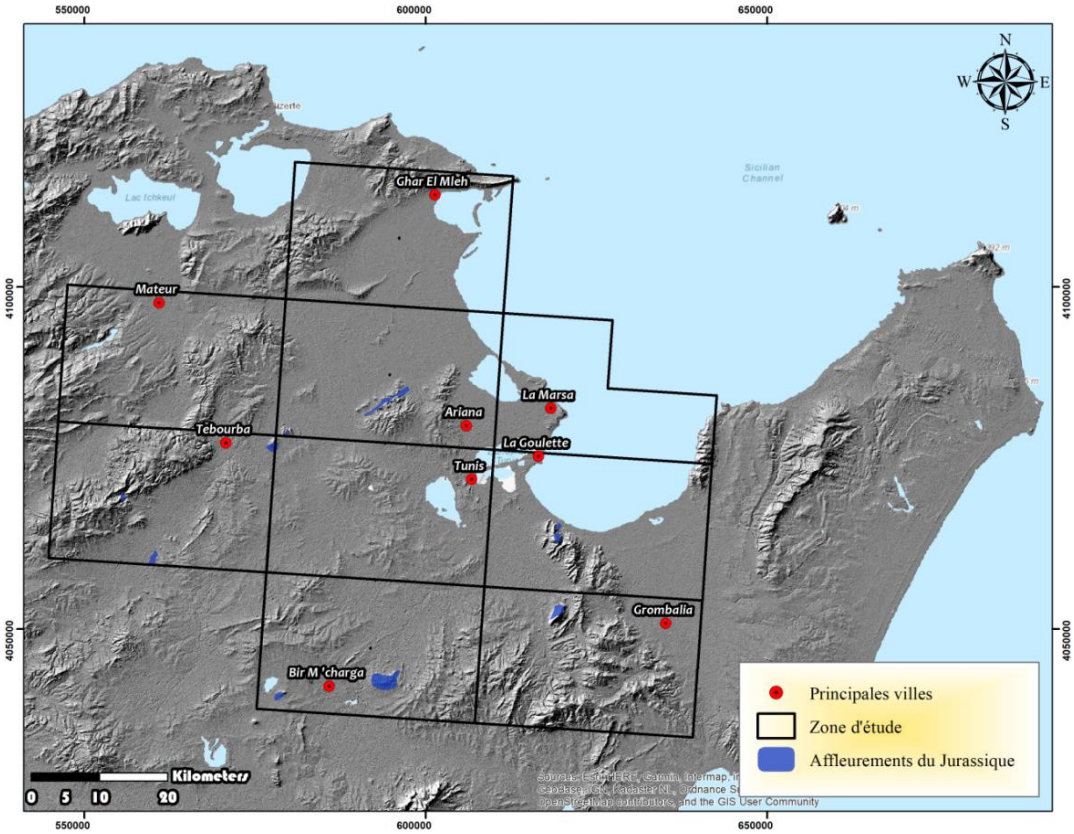


Figure 10 - Les affleurements du Jurassique dans le secteur d'étude

Dans la partie sud du Grand Tunis, les terrains du Jurassique forment l'essentiel des reliefs du massif du Jebel Bou Kornine. Ces terrains sont formés de dolomies, de calcaires dolomitiques et de calcaires. L'épaisseur totale de la série peut atteindre 900 m (Rakus et al., 1971). Les terrains jurassiques constituent également l'ossature du massif du J. El Oust et du J. Aziz.

c - Le Crétacé

Dans les environs de Tunis, le Crétacé est très développé, il couvre une bonne partie de ce secteur (Fig. 11). La série du Crétacé inférieur est caractérisée par une sédimentation à dominance argilo - carbonatée caractérisée par d'importantes variations d'épaisseur (Dlala, 1995).

La série du Crétacé supérieur à dominance marno - calcaire est assez homogène. Il se termine par les marnes de transition Crétacé - Tertiaire (formation El Haria) (Kacem, 2004).

`

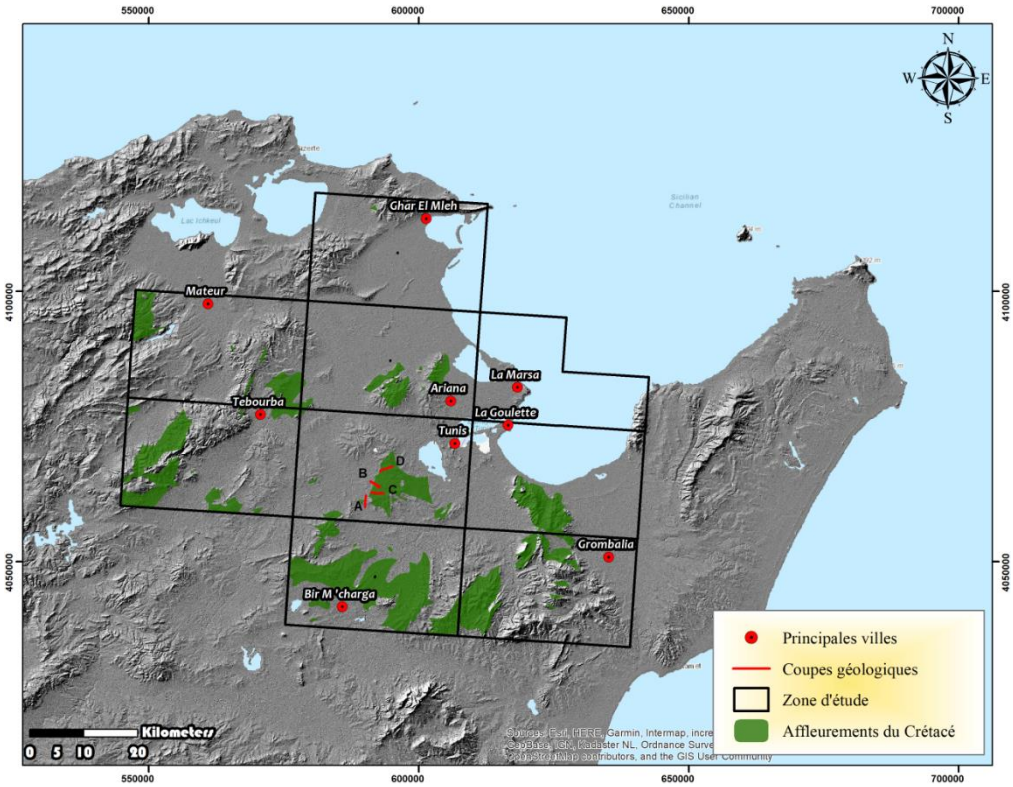


Figure 11- Affleurements du Crétacé dans le secteur d'étude

c.1 - Crétacé inférieur

c.1.1 - Valanginien–Hauterivien

La série du Valanginien - Hauterivien se manifeste sur le versant nord - occidental du Jebel Ammar avec une puissance de 760 m (Kacem, 2004). Cette série est représentée par un ensemble argilo - calcaire d'âge valanginien et un ensemble argilo - grèseux d'âge hauterivien. Vers le sud, au Jebel Bou Kornine, le Valanginien - Hauterivien est essentiellement marneux à intercalations marno - calcaires avec une puissance totale de l'ordre de 650 m (Kacem, 2004).

Dans le secteur sud - ouest du Grand Tunis, au Jebel Mergueb (Fig.12), une coupe a été reprise par Boutib (1998). Cette coupe a été levée pour la première fois par Solignac (1927) puis reprise par Jauzein (1967). Elle montre que l'Hauterivien est constitué d'alternances de calcaires noirs à la cassure et de marnes feuilletées brunes à jaunâtres de 20m d'épaisseur à la base, surmontées par des marnes à intercalations de minces niveaux gréseux, de bancs de calcaire noir et de calcaire gréseux en plaquettes.

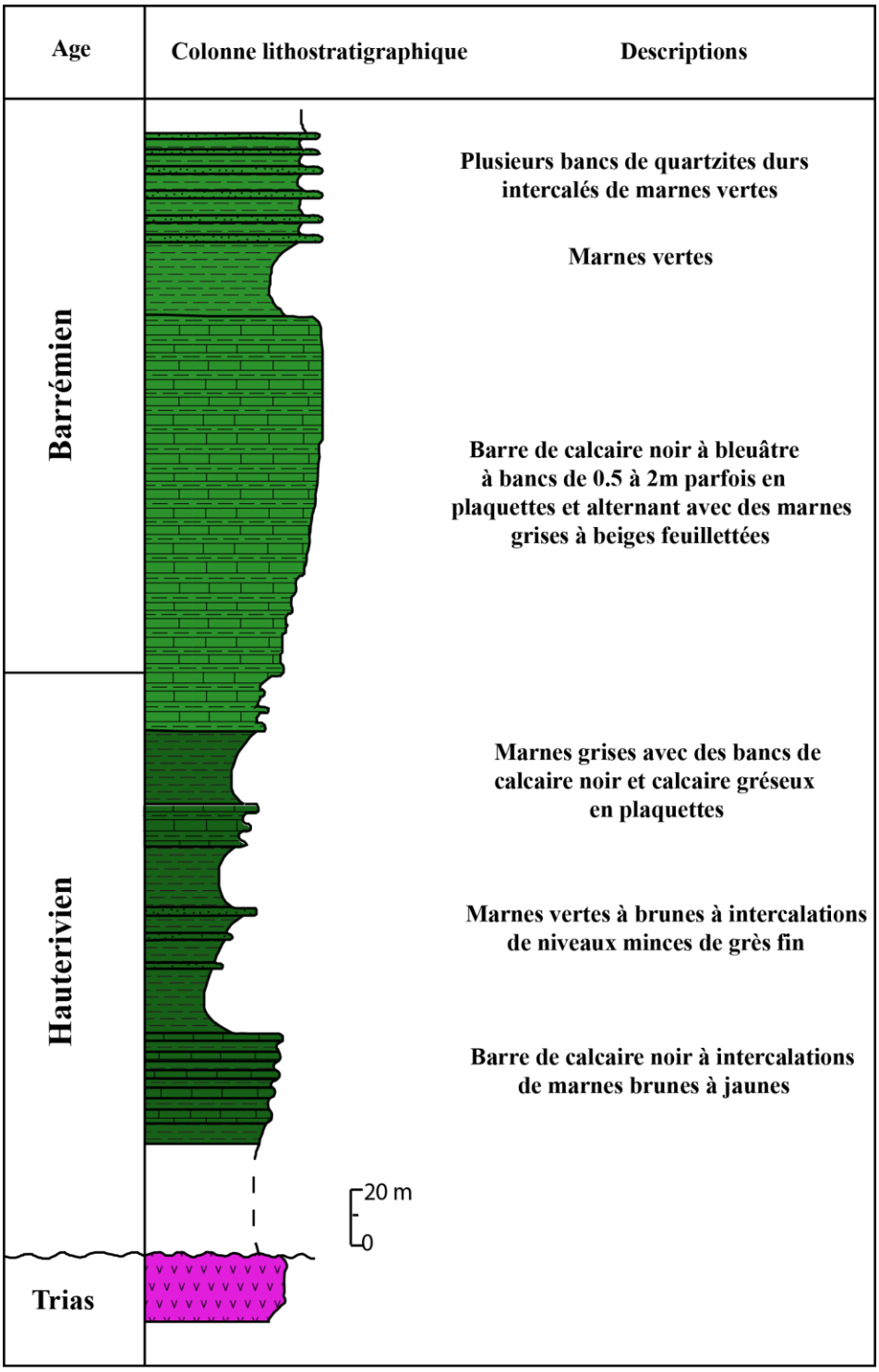


Figure 12 - Coupe de Jebel Mergueb (Boutib, 1998 et Ben Chelbi, 2007)

`

c.1.2 - Barrémien

Au cœur du Jebel Ammar, 580 m de dépôts d'âge barrémien, ont été traversés par le sondage AH - 1, foré par la SEREPT. A l'affleurement, cette série constitue le flanc occidental de l'anticlinal faillé de Jebel Ennahli où l'on observe des marnes grises à gris verdâtre, alternant, vers le sommet, avec des bancs marno - calcaires qui ont été attribués au Barrémien supérieur.

Au Jebel Bou Kournine, le long d'une vallée entre Borj Cedria (Ex - Potinville) au Nord et Khanguet el Hadjej au Sud (région de Hammam lif), le Barrémien est formé par des alternances de marnes gris vert et de calcaires gris vert avec une épaisseur qui peut atteindre 750 m (Kacem, 2004).

Au J. Mergueb, le Barrémien est formé par des calcaires alternant avec des marnes. L'ensemble est surmonté par des marnes à intercallations quartzitiques (Fig.11) (Boutib, 1998).

c.1.3 - Aptien

Au Jebel Ammar, l'Aptien est représenté par des marnes schisteuses, des calcaires et des marno - calcaires avec une épaisseur de l'ordre de 580 m. Par contre, au Jebel Ennahli, il est représenté par une série essentiellement marneuse à franchement marneuse à la base et admettant des récurrences calcaires et marno - calcaires au sommet. Cette série est plus épaisse par rapport à celle du Jebel Ammar, puisqu'elle peut atteindre 900 m d'épaisseur (Kacem, 2004).

Au Jebel Ressas, le long d'une vallée qui s'étend entre Potinville et Khanget el Hajjaj, l'Aptien est formé d'un complexe marneux avec quelques passages de calcaires gréseux ; l'ensemble fait 650 m d'épaisseur. Cette puissance est supérieure à celle observée au Jebel Bou Kournine où l'Aptien est très réduit et n'atteint pas 100m; il est composé de marnes avec des intercalations de calcaires très fréquentes au milieu et des lits de grès dans la partie supérieure (Vacek, 1972).

L'Aptien est mis en évidence aussi à Argoub Sidi Smir par (Boutib, 1998) (Fig.13). Sa limite inférieure a été placée au niveau des bancs calcaires noirs en plaquettes qui précédent les marnes à quartzites barrémiennes. Epais d'environ 450m, il a été subdivisé en deux ensembles :

- un ensemble inférieur d'âge bédoulien - gargasien (250m). C'est une série marneuse vert olive à calcaire en plaquettes ;
- un ensemble supérieur (200m) à dominance marneuse de couleur vert olive à la base puis grise pour le sommet de la série.

`

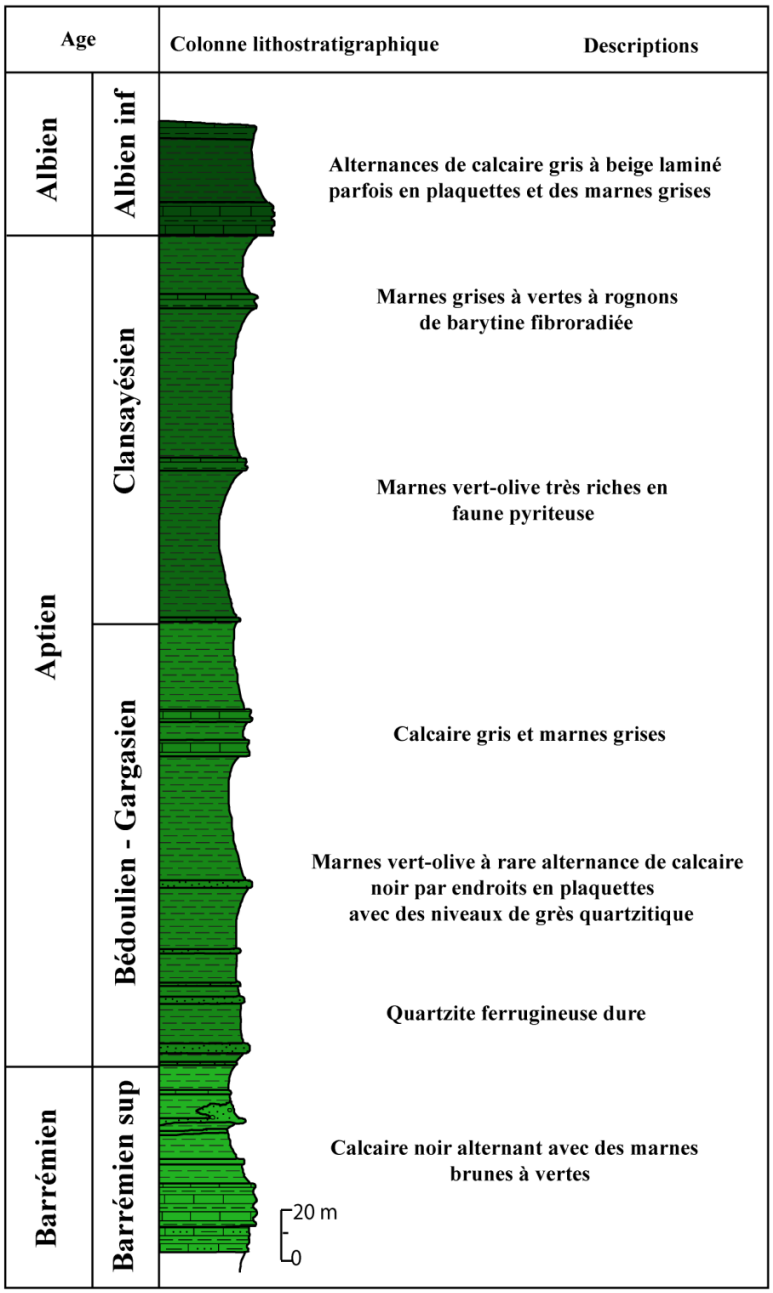


Figure 13 - Série lithostratigraphique d'âge crétacé inférieur de Argoub Sidi Smir (d'après Boutib, 1998)

c.2 - Crétacé supérieur

c.2.1 - Albien - Cénomanien

Au Jebel Ammar, les séries albiennes sont représentées par une barre calcaire surmontée par des alternances de marnes grises, de calcaires marneux et de calcaires. La série peut atteindre une puissance de 200m. En ce qui concerne le Cénomanien, il débute par des calcaires surmontés par des

`

alternances de calcaires et de marno - calcaires. Au sommet, la séquence devient franchement marneuse avec de rares intercalations calcaires. L'épaisseur de cette série dépasse 80m (Kacem, 2004).

Au Jebel Ennahli, les affleurements d'âge albien sont constitués d'alternances de calcaires, de marnes et de calcaires marneux. L'épaisseur de cette série est de l'ordre de 90m. En ce qui concerne le Cénomanien, il est constitué d'environ 140m d'alternances de marnes prédominantes avec des calcaires plus rares (Pini, 1971).

Au Jebel Bou Kournine, une coupe - type réalisée par Vacek (1972), montre que la série albo - cénomanienne est constituée d'alternances de marnes, de calcaires argileux et de calcaires. L'épaisseur totale de cette série est de l'ordre de 325m.

Dans la partie sud - ouest de ce secteur à Gadaounia, Boutib (1998) montre que l'Albien est épais de 80 m et se présente sous la forme de trois ensembles ; de la base au sommet on distingue (Fig.13 et 14):

- un banc calcaire de 20 m d'épaisseur avec quelques intercalations marneuses ;
- 30 m de marnes vertes à faune pyriteuse et rognons de barytine ;
- alternances de calcaire, calcaire marneux gris en plaquettes et marnes grises sur 30m d'épaisseur.

Pour le Cénomanien, la même coupe de Gadaounia (Fig.14) montre qu'il se présente sous un faciès marneux avec une épaisseur d'environ 60 m.

Les variations de l'épaisseur de la série albo - cénomanienne d'une localité à une autre est probablement liée à l'effet de la tectonique synsédimentaire (tectonique décrochante distensive) materialisée par un réseau de failles orientées NW - SE. Ce réseau est en relation avec une direction NS à NNE - SSW semblable a celle de la faille de Zahguouan (Turki, 1985) et d'autres documents de le Tunisie (Zargouni, 1985; Abdallah, 1987; Chakma et al., 1990; Abbes et Tlig., 1991; Louahchi et Tlig, 1993; Boukadi, 1994; Dlala, 1995; Chihi, 1995, Kacem, 2004…).

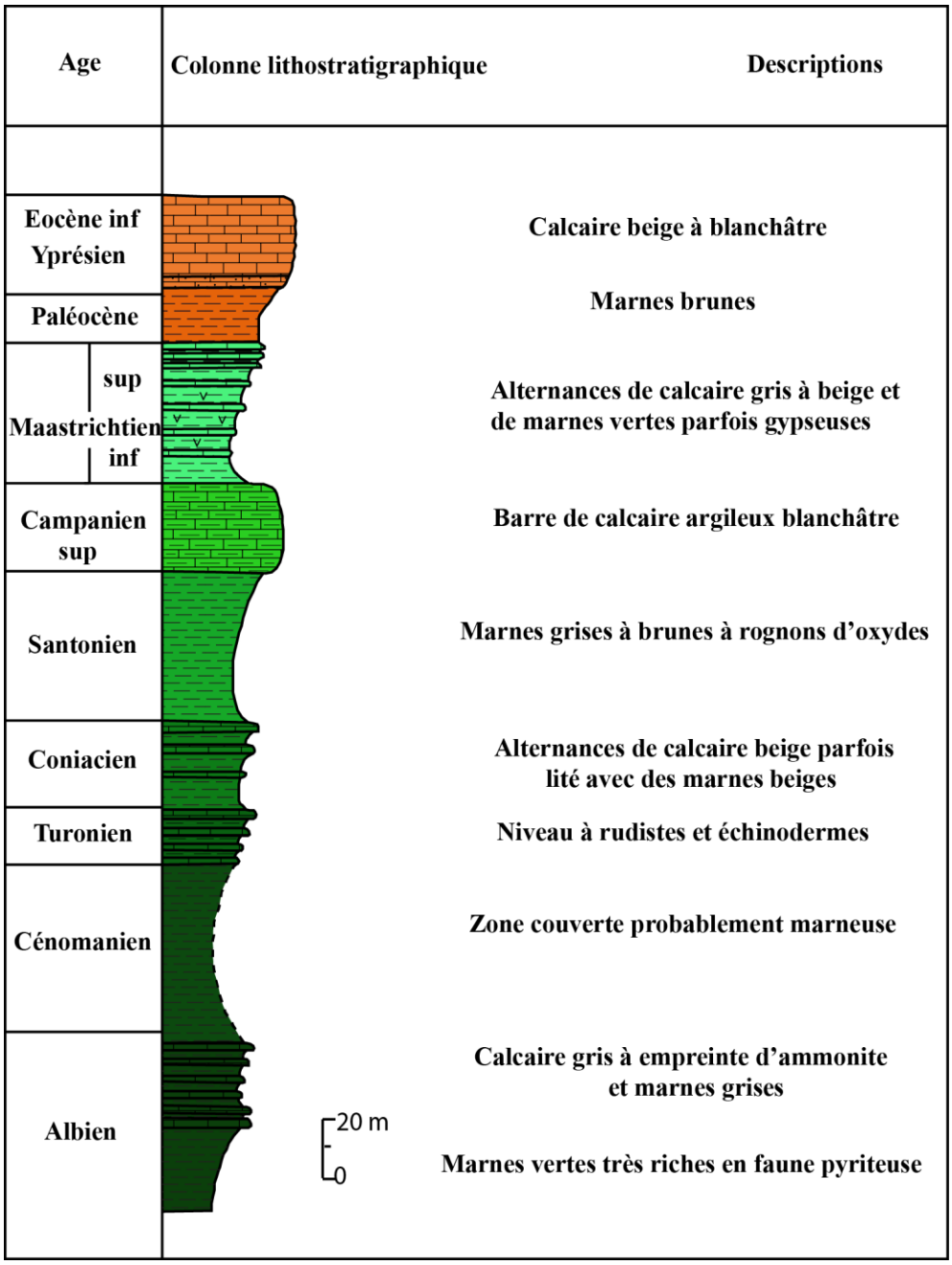


Figure 14 - Série lithostratigraphique d'âge crétacé supérieur de Gadaounia (Boutib, 1998)

`

c.2.2 - Turonien

Dans la partie nord du secteur d'étude, au Jebel Ammar, la série Turonien - Campanien inférieur est constituée par des calcaires en bancs épais et minces avec des lits marneux (800m d'épaisseur d'environ) (Pini, 1971).

Au Jebel Ennahli, sur le versant oriental, une série assez monotone d'alternances de marnes et de calcaires avec une épaisseur d'environ 560 m (Boutib, 1998 ; Ouerghi, 2014).

Au Jebel Sidi Salah, dans la région de Gadaounia, une coupe montrant la série lithostratigraphique d'âge crétacé supérieur a été levée par Boutib (1998) (Fig. 14). Cette coupe montre que le Turonien est formé de bancs décimétriques de calcaires beiges et marnes beiges (20m d'épaisseur).

c.2.3 – Coniacien

Le Coniacien a été décrit dans la région de Gadaounia (Fig.14). Il correspond à 30 m d'alternances de calcaires beiges lités et marnes ; les bancs calcaires métriques deviennent de plus en plus puissants au sommet (Boutib, 1998).

La série du Coniacien affleure aussi au Jebel Jeriffet. Il s'agit d'une épaisse série de 60 m de calcaires argileux beiges métriques qui sont plus développés à la base. Ces niveaux sont riches en échinides (Jauzein, 1967).

c.2.4 – Santonien

Le Santonien se présente sous la forme d'un ensemble d'argiles et de marnes grises à brunes qui deviennent gypseuses au sommet. A Gadaounia, l'épaisseur de cette série est de 50m (Fig.14) (Boutib, 1998).

Vers le nord, au pied de Jebel Sidi Saleh, le Santonien atteint les 180m. Les marnes deviennent verdâtres à beiges et s'enrichissent dans la partie moyenne par des bancs décimétriques de calcaires beiges (Fig.15) (Boutib, 1998).

`

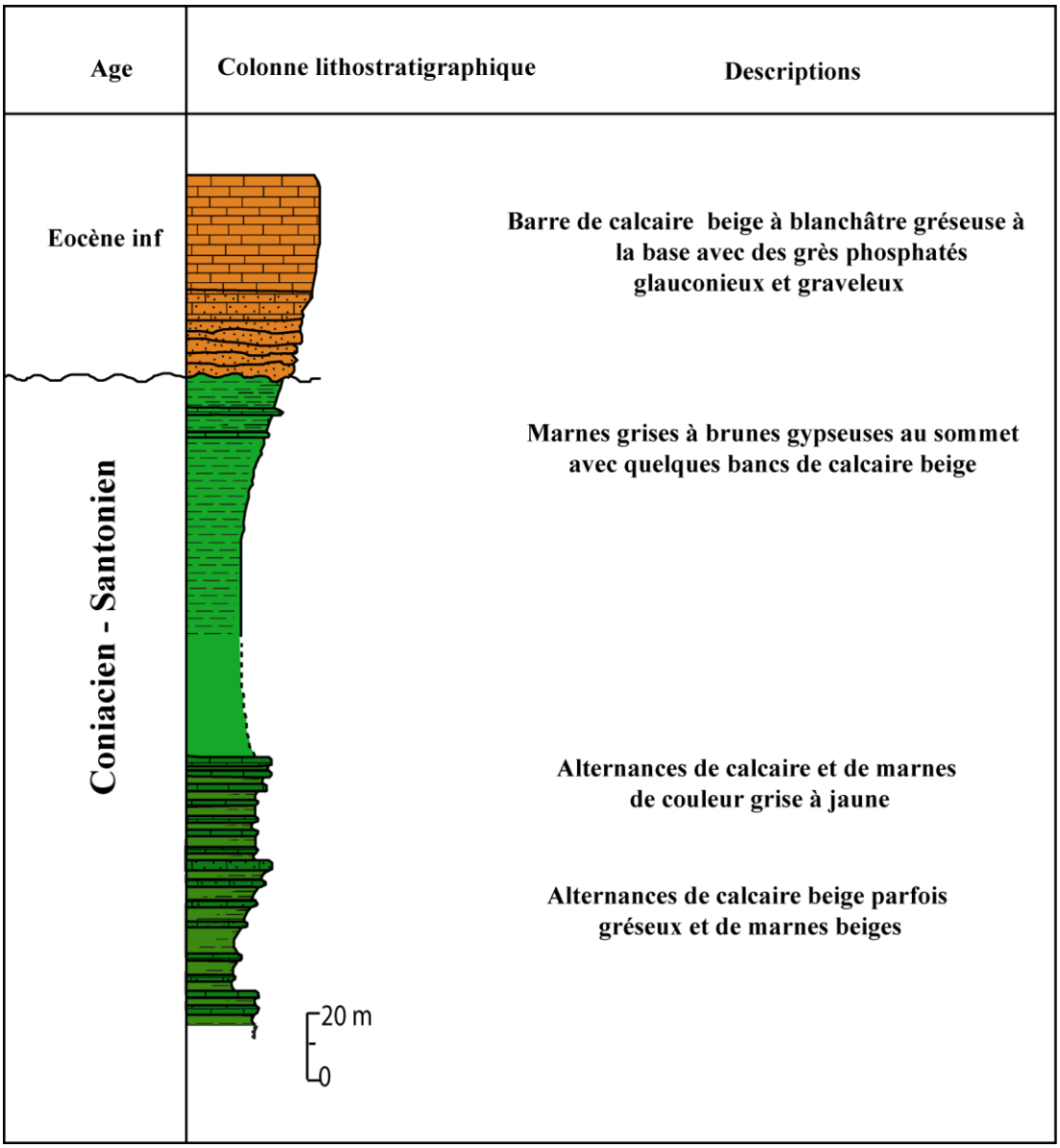


Figure 15 - Série lithostratigraphique d'âge crétacé supérieur – éocène au Jebel Sidi Saleh (Boutib, 1998)

c.2.5 – Campanien - Maastrichtien

La base du Campanien s'identifie par l'apparition de bancs calcaires qui évoluent progressivement en alternances marno - calcaires gris (60 m). A Oukbet El Oussif, une coupe montre une série essentiellement blanchâtre au sommet (Fig.16) (Boutib, 1998).

Le Maastrichtien inférieur débute par une barre de calcaires bioturbés légèrement gréseux, beiges, épaisse de 10 m. Ces calcaires correspondent à la seconde barre repère de la formation Abiod.

`

Elle est surmontée par des alternances de 10 m de calcaires avec des niveaux métriques de marnes grises. Par ailleurs, le Maastrichtien supérieur débute par 30 m de marnes vertes à grises renfermant de nombreuses lentilles de gypse. La partie supérieure correspond à 20 m d'alternances de calcaires beiges à jaunâtres avec des marnes grises (Fig. 16) (Boutib, 1998).

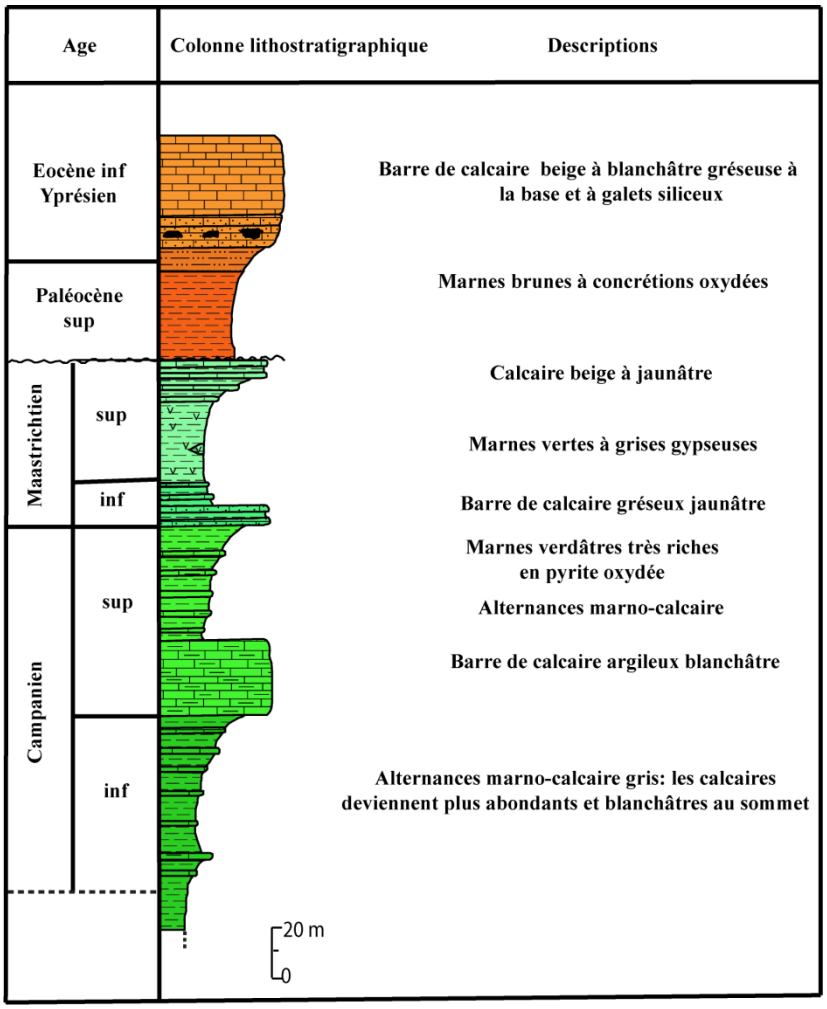


Figure 16 - Série lithostratigraphique du Sénonien supérieur – Eocène de Okbet l'Oussif (d'après Boutib, 1998)

c.2.6– Maastrichtien - Paléocène

Le passage Crétacé–Tertiaire est connu sous le terme de « Marnes de transition » ou formation El Haria, attribuées au Maastrichtien–Paléocène. Il s'agit d'un complexe de marnes plus ou moins

`

argileux au sommet. La partie inférieure est riche en microfaune du Maastrichtien alors que le sommet est connu par la présence de la microfaune du Paléocène (Boutib, 1998 ; Ouerghi, 2014).

Dans le secteur du Grand Tunis, au J. Ammar, sur les calcaires du Campanien–Maastrichtien repose la série du Maastrichtien–Paléocène de 130 m d'épaisseur, répartie comme suit (Boutib, 1998 ; Ouerghi, 2014) :

- 70 m de marnes grises friables en alternances avec de petits bancs centimétriques de calcaires ; ce niveau est attribué au Maastrichtien supérieur ;
- 60 m de marnes feuilletées de couleur gris foncé attribuées au Paléocène.

Au J. Ennahli, la série du Maastrichtien supérieur est épaisse de 90 m, dont les premiers 40 m sont constitués d'alternances de marnes et de calcaires. Le reste de cette formation est constitué de marnes gris foncé ; ce qui n'est pas le cas au J. Ammar où les niveaux correspondants sont constitués uniquement d'alternances de marnes et de calcaires de 70 m d'épaisseur. Au - dessus du Maastrichtien supérieur et jusqu'à la barre calcaire de l'Eocène, on trouve la série du Paléocène constituée de 20m d'alternances de marnes et de calcaires surmontés de 60 m de marnes gris - foncé (Boutib, 1998 ; Ouerghi, 2014).

Au J. Sidi Salah, dans la région de Gadounia, l'ensemble du Maastrichtien supérieur - Paléocène est encadré par deux barres de calcaires : à la base la barre calcaire du Campanien supérieur et au sommet la barre de l'Eocène inférieur. Le Maastrichtien est constitué essentiellement d'alternances de calcaire gris à beige et de marnes vertes parfois gypseuses, alors que le Paléocène est formé de marnes brunes (Fig. 14) (Boutib, 1998).

2- Le Cénozoïque

a- Le Paléogène

a.1 - Paléocène

Comme on vient de le décrire précédemment, le Paléocène (Fig.16) correspond à la partie supérieure des marnes et argiles renfermant des concrétions oxydées parfois métriques, au niveau de la coupe de Okbet l'Oussif (Boutib, 1998). Les principaux affleutements sont représentés sur la figure 17.

`

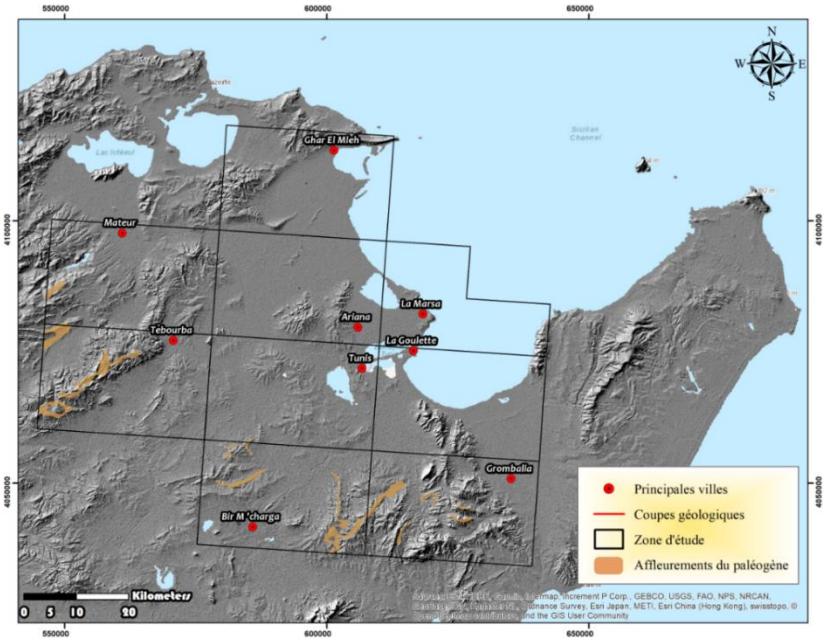


Figure 17 - Les affleurements du Paléocène dans le secteur d'étude

a.2 - Eocène inférieur

L'Eocène inférieur affleure au niveau de Okbet l'Oussif (Fig. 18).

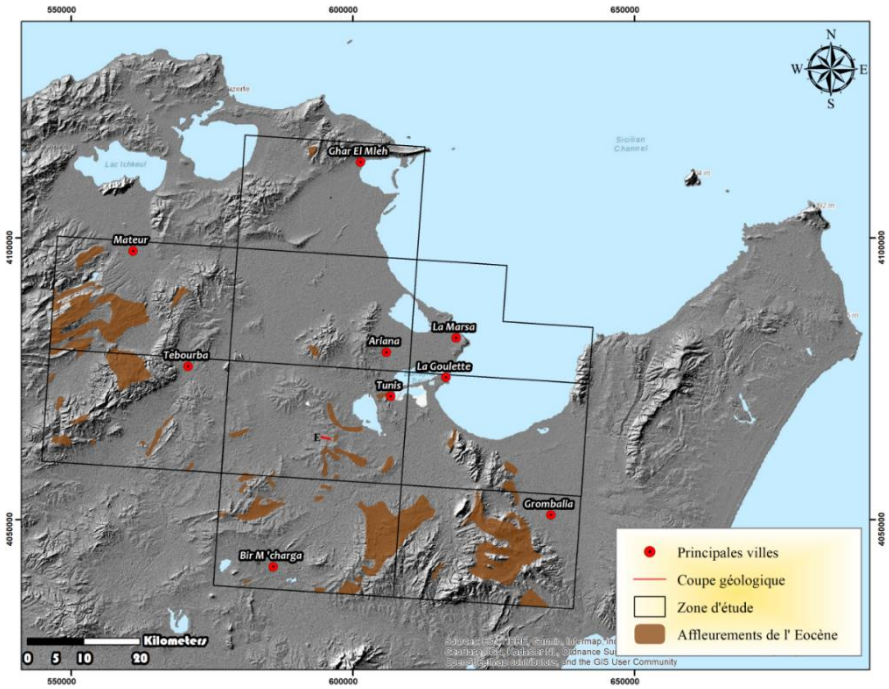


Figure 18 - Les affleurements de l' Eocène dans le secteur d'étude

`

Il est formé d'une barre calcaire massive dure, de couleur beige à rosâtre et d'épaisseur moyenne de l'ordre de 50 m. Il s'agit d'un faciès à Globigérines d'âge yprésien. La base est gréseuse et glauconieuse, les premiers bancs de calcaires montrent plusieurs niveaux de silex noduleux. Cette barre forme l'équivalent latérale de la formation Boudabbous (Fig. 16,19) (Pini, 1971; Boutib, 1998 ; Ben Chalbi, 2007).

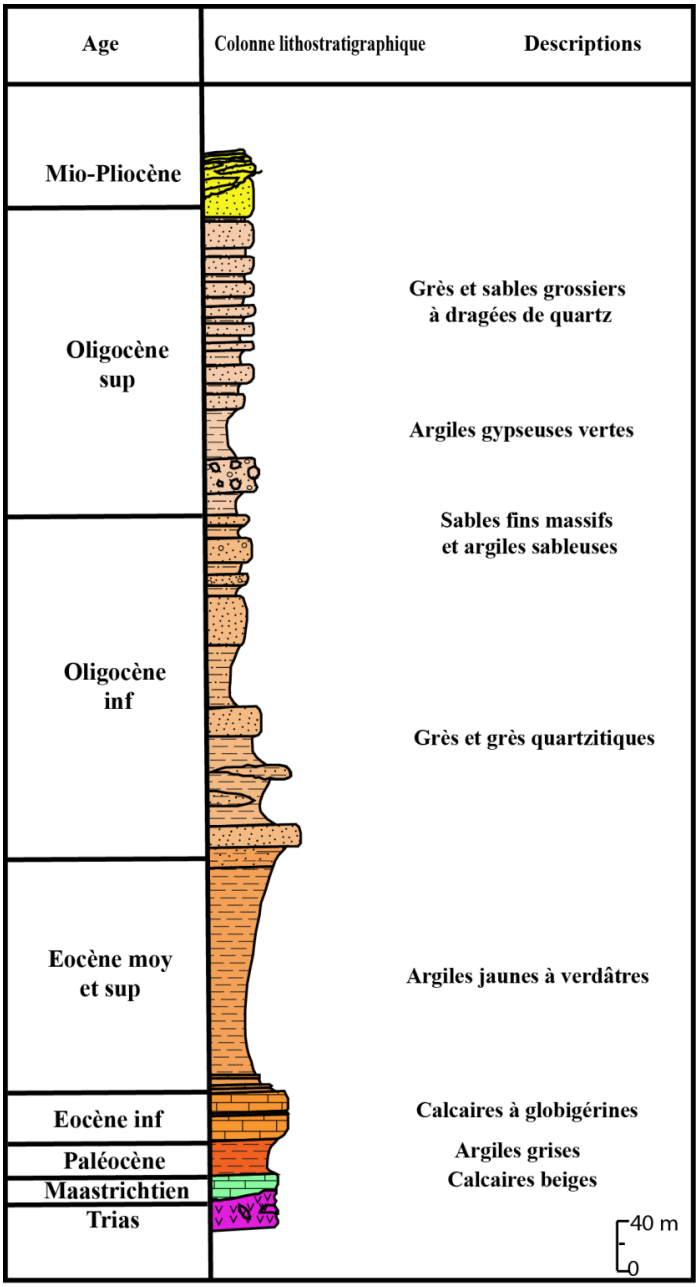


Figure 19 - Série lithostratigraphique d'âge paléogène au Jebel Tella (Boutib, 1998)

`

a.3 - Eocène moyen - Oligocène

Au Jebel Tella, dans la région de Mhamdia, la coupe géologique du Paléogène levée par Boutib (1998) (Figs.19, 20) montre que l'Eocène moyen à supérieur est formé d'environ 100 m d'argiles jaunes à grisâtres avec quelques bancs de calcaires argileux beiges à jaunâtres. En ce qui concerne l'Oligocène, il se distingue par deux ensembles lithostratigraphiques principaux :

- le premier ensemble, d'âge oligocène inférieur - supérieur est composé d'argiles vertes sableuses renfermant à la base des bancs métriques de grès quartzitiques ferrugineux parfois lenticulaires. Au sommet, cet ensemble passe à des sables massifs fins contenant des boules arrondies de grès dur avec quelques barres de calcaires gréseux, ayant fourni des Nummulites qui caractérisent le Stampien (Ben Ismail Lattrach, 2000). L'épaisseur totale de cet ensemble est de l'ordre de 300 m;
- le deuxième ensemble d'âge oligocène supérieur est formé à la base par des bancs sableux, des niveaux de grès fins et d'argiles gypseuses. Au sommet les sables dominent et deviennent plus grossiers en s'enrichissant en quartz et en bois fossile. L'épaisseur totale de cet ensemble varie entre 240 et 300 m.

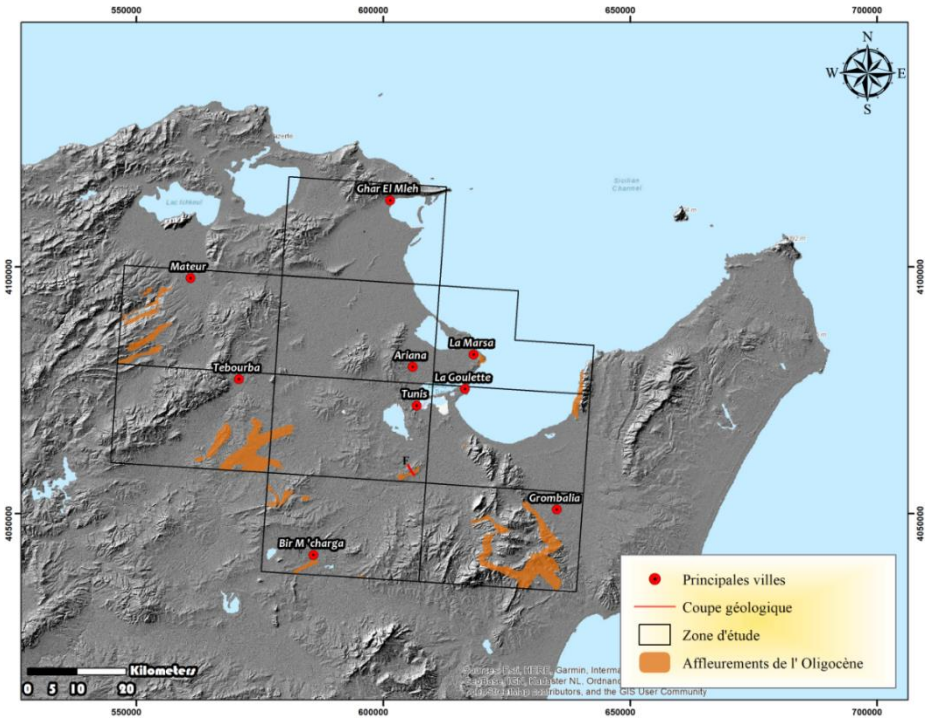


Figure 20 - Affleurements de l'Oligocène dans le secteur d'étude

`

b - Le Néogène

b.1 - Miocène

Sur la feuille de La Goulette, les affleurements miocènes de la colline de Radès et Mégrine sont formés par des bancs gréseux passant à des sables surmontés par des argiles sableuses d'épaisseur 150 m (Lajmi, 1986, Ben Ayed et al., 1978).

Les séries du Miocène affleurent au niveau de Bir el Kassa sous forme d'argiles sableuses, de gypse et de grés argileux friables (Bujalka et al., 1972) (Fig.21).

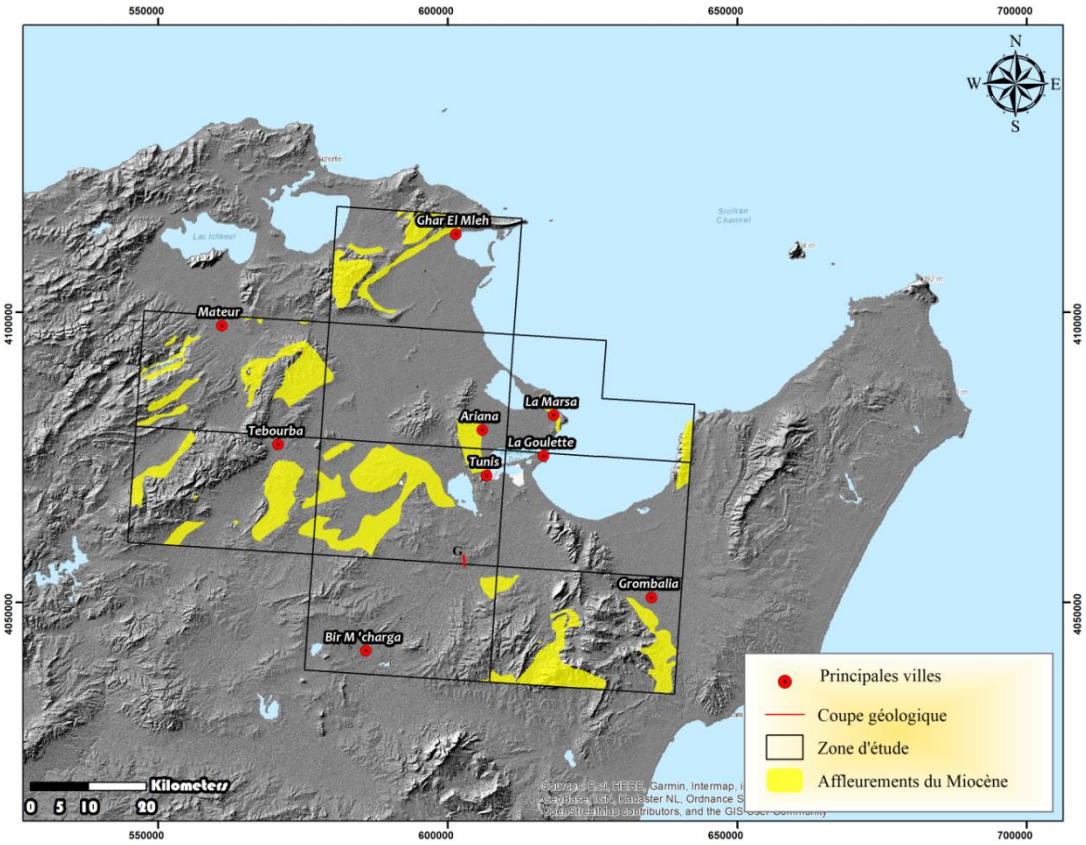


Figure 21 - Affleurements du Miocène dans le secteur d'étude

b.2 - Mio - Pliocène

Au Jebel Tella, le Mio - Pliocène (Fig. 22) correspond à une série continentale ravinante sur l'Oligocène supérieur (Fig. 23) (Boutib, 1998), montrant de la base au sommet la série suivante :

- 40 m de bancs conglomératiques de 1 à 2 m alternant avec des niveaux métriques d'argiles gris beige parfois sableuses ;

`

- 80 m d'argiles silteuses et de sables beiges ;
- 50 m de sable silteux jaunâtre avec de nombreuses passées conglomératiques en biseaux fortement discordants.

Dans cette série, les niveaux conglomératiques remanient des éléments empruntés aux couches crétacées, éocènes et oligocènes. Parmi ces éléments de fréquents petits blocs anguleux de calcaire gréseux lumachellique, composés de gros Pectens types de la formation Ain Grab rapportée au Langhien. Cette observation permet ainsi d'attribuer cette série, qui est est équivalente de la formation Ségui du bassin de Gafsa, au Mio Pliocène.

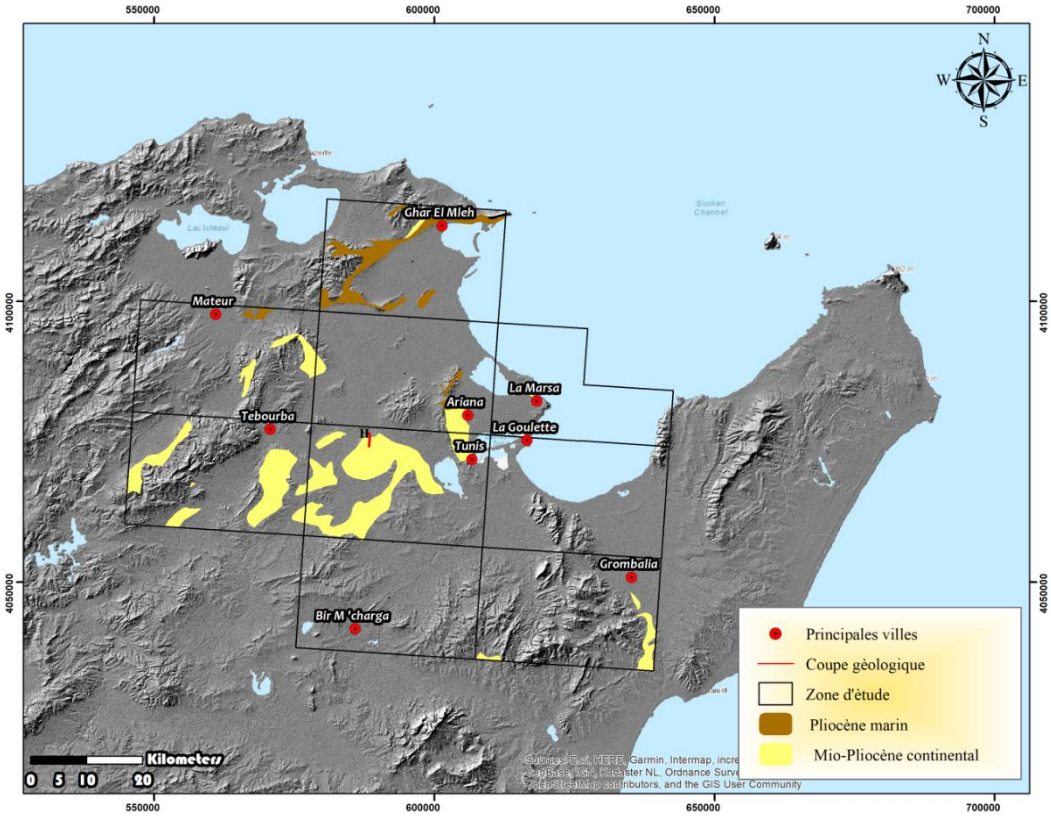


Figure 22 - Les affleurements du Mio - Pliocène dans le secteur d'étude

b.3 - Pliocène

Pour le Pliocène, les principaux affleurements sont ceux de l'Ariana - Belvédère et Jebel Ain Krima, où ils sont représentés par une série à caractère fluviatile à fluvio - deltaïque (Boutib,1998). La localité de J. Ain Krima montre une série complète représentée de la base au sommet par deux ensembles principaux (Fig. 22 et 24) :

`

- un premier ensemble épais de 200 m composé essentiellement d'argiles grises gypseuses à la base avec des intercalations de grès silteux à sableux, beiges à jaunâtres, avec parfois des niveaux métriques de conglomérat qui se développent vers le sommet. Cet ensemble à dominance argileuse correspond probablement à l'équivalent latéral des marnes de la formation Raf - Raf (Burollet, 1951);
- un deuxième ensemble épais de 100 m, est composé essentiellement de bancs métriques de grès jaunâtres parfois grossiers et de sables à stratifications entrecroisées avec quelques passées d'argiles vertes. Ce niveau gréso - sableux peut correspondre latéralement aux grès de Porto - Farina.

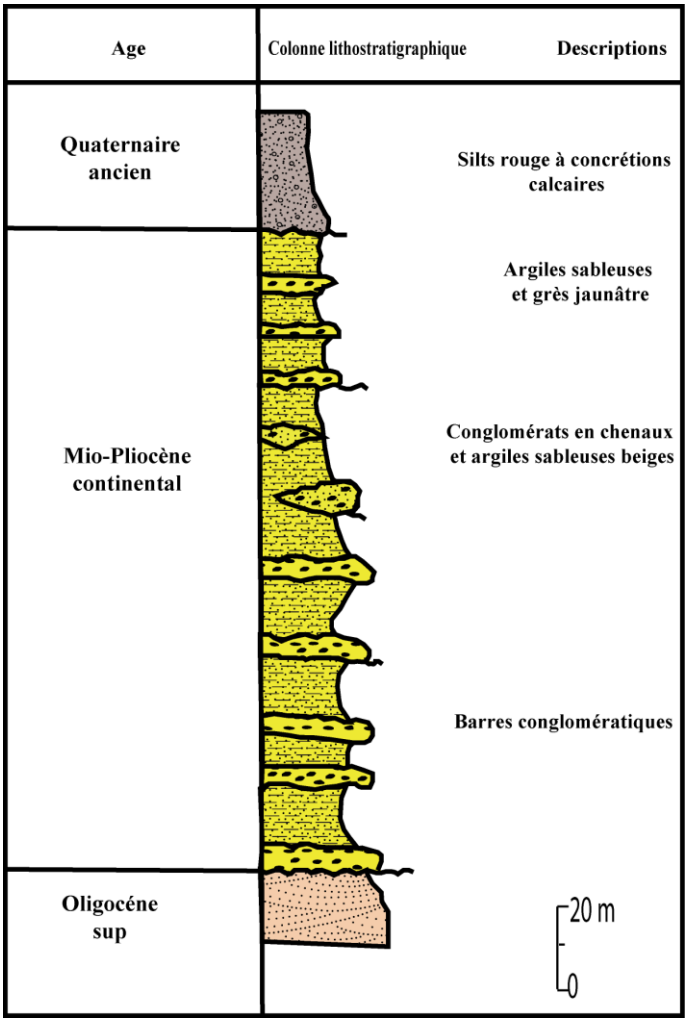


Figure 23 - Série lithostratigraphique du Mio - Plio - Quaternaire continental au Jebel Tella (Boutib, 1998)

`

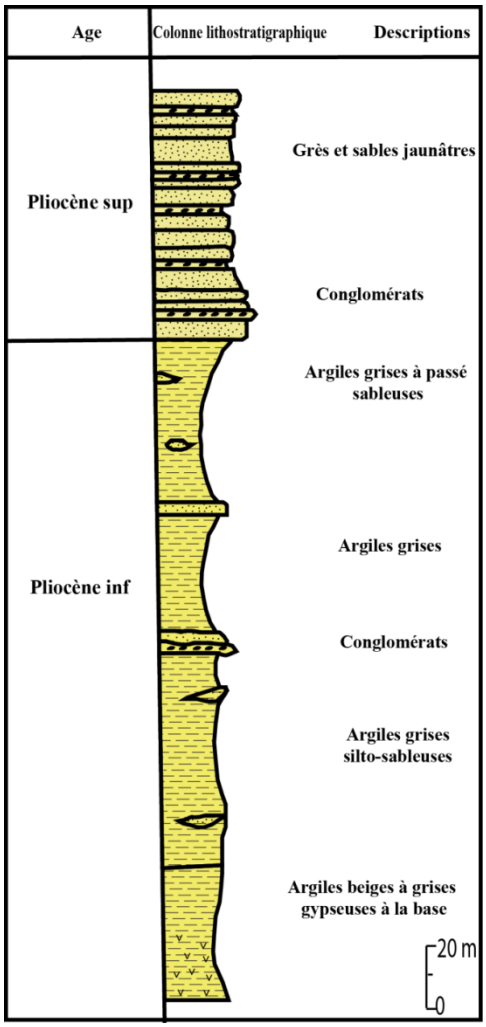


Figure 24 - Série lithostratigraphique du Pliocène Au Jebel Ain Krima (Boutib, 1998)

3 - Le Quaternaire

a – Le Quaternaire continental

a.1 - La région de Kéchabta - Messeftine

Le Pléistocène ancien à moyen est constitué de deux parties principales dans la région de Kéchabta - Messeftine :

- autour de Kéchabta à l'Est de la route de Bizerte : la base est formée de limons et de sables continentaux, alors que le sommet est constitué par des argiles et des sables rouges. L'épaisseur de ces couches peut atteindre 100 à 200 m (Burollet, 1951);

`

- dans le versant sud de Kéchabta : il existe deux unités bien indépendantes. La première, la plus ancienne, est formée essentiellement d'argiles sableuses de couleurs variées ; cette unité est caractérisée aussi par sa richesse en concrétions calcaires de dimensions variées (diamètre variant entre 1 et 2,5 cm). Alors que pour la deuxième unité, en même temps que celle - ci, elle s'enrichit en passées de cailloux parfois grossiers (Oueslati, 1994).

a.2 - Région de l'Ariana

Dans les environs de l'Ariana, les affleurements quaternaires sont représentés essentiellement par deux niveaux prédominants : un niveau silteux souvent encroûté, sur lequel repose des limons vaseux occupant principalement les dépressions et les sebkhas, et un niveau silteux à intercalations conglomératiques formant la base de la série. Cinq coupes lithologiques ont été élaborées par Dlala et Kacem, 2002 (Fig. 25, 26) :

- sur le flanc Sud - Est du massif de Jebel Ammar : à la base de la série du Quaternaire, il existe des niveaux conglomératiques alternant avec des silts rouges, montrant un pendage assez élevé, de l'ordre de 30°, plongeant vers le Sud - Est. Le sommet de cette série se caracterise par une croute villafranchienne.
- près de Borj Turki, au Nord - Ouest de la ville de l'Ariana, sur des argiles grises à Hélicidés et à débris charbonneux, repose une série conglomératique ; cette série appartient plutôt au Quaternaire récent ;
- au cœur de la structure anticlinale du Jebel Ennahli, affleure à l'oued el Kayat une série quaternaire, représentée à la base par des silts surmontés de cailloutis de pente à éléments essentiellement crétacés ;
- enfin, à l'extrémité nord - est du massif de Jebel Ennahli (cité Chaker), les dépôts quaternaires deviennent plus sableux à limoneux.

a.3 - Dans la région de Tunis

Dans la région de Tunis - Mhamdia, les séries quaternaires ont été mises en évidence par Boutib (1998) :

- le Pléistocène inférieur correspond à des alternances de conglomérat polygénique et d'argiles silteuses rouges avec des épaisseurs variables allant de 50 m à l'Est de Jebel Ammar à 20 m aux environs de Tunis et près de Mhamdia. Cette entité silto -

`

conglomératique est souvent couronnée par une croute calcaire conglomératique (Boutib, 1998);

- le Pléistocène moyen supérieur est constitué essentiellement d'argiles rouges silteuses et des limons parsemés de nodules calcaires blanchâtres. Ces argiles sont souvent coiffées au sommet par un niveau de croute calcaire feuilletée. Cependant, on peut aussi rattacher à cet intervalle des calcaires lacustres à coquilles qui affleurent sur les berges de l'oued Chafrou juste au Sud de Jebel Mergueb (Boutib, 1998);

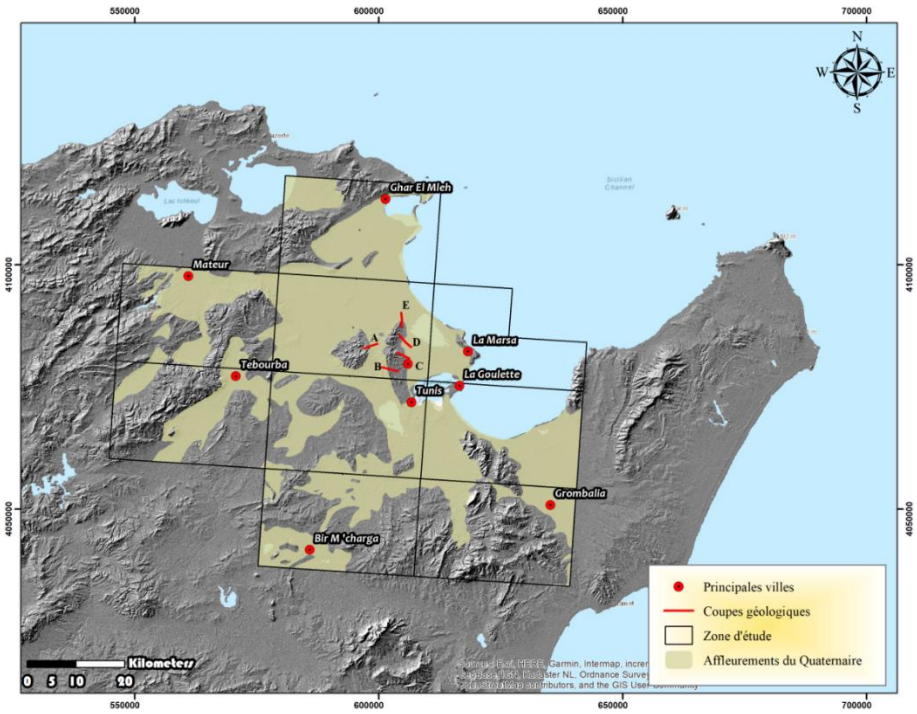


Figure 25 - Les affleurements quaternaires avec localisation des coupes : Corrélation des coupes d'Ain Souissi, Mnihla - Menzeh9, Borj Turki, Oued El Khayat Cité Chaker (Dlala et Kacem, 2002)

- l'Holocène comporte trois ensembles principaux (Oueslati, 1987) : un ensemble antérieur à l'antiquité, un ensemble historique et un ensemble actuel. Dans la région de Tunis, Oueslati (1987) a mis en évidence les principaux niveaux holocènes. La partie inférieure visible au piémont oriental de Jebel Ennahli, elle correspond à une accumulation limono - sableuse riche en Helix (Oueslati, 1987). L'ensemble historique est plus répandu, il marque la plaine alluviale de l'Oued Miliane sous la forme de deux terrasses ; la terrasse principale est

épaisse de plus de 10m de facies argilo - sableux avec quelques passages plus grossiers. Les recouvrements dunaires éoliens autour des sebkhas, les alluvions des oueds (Majerda, Meliane et Chafrou) et les sols sont aussi attribués à l'Holocène - Actuel (Boutib, 1998).

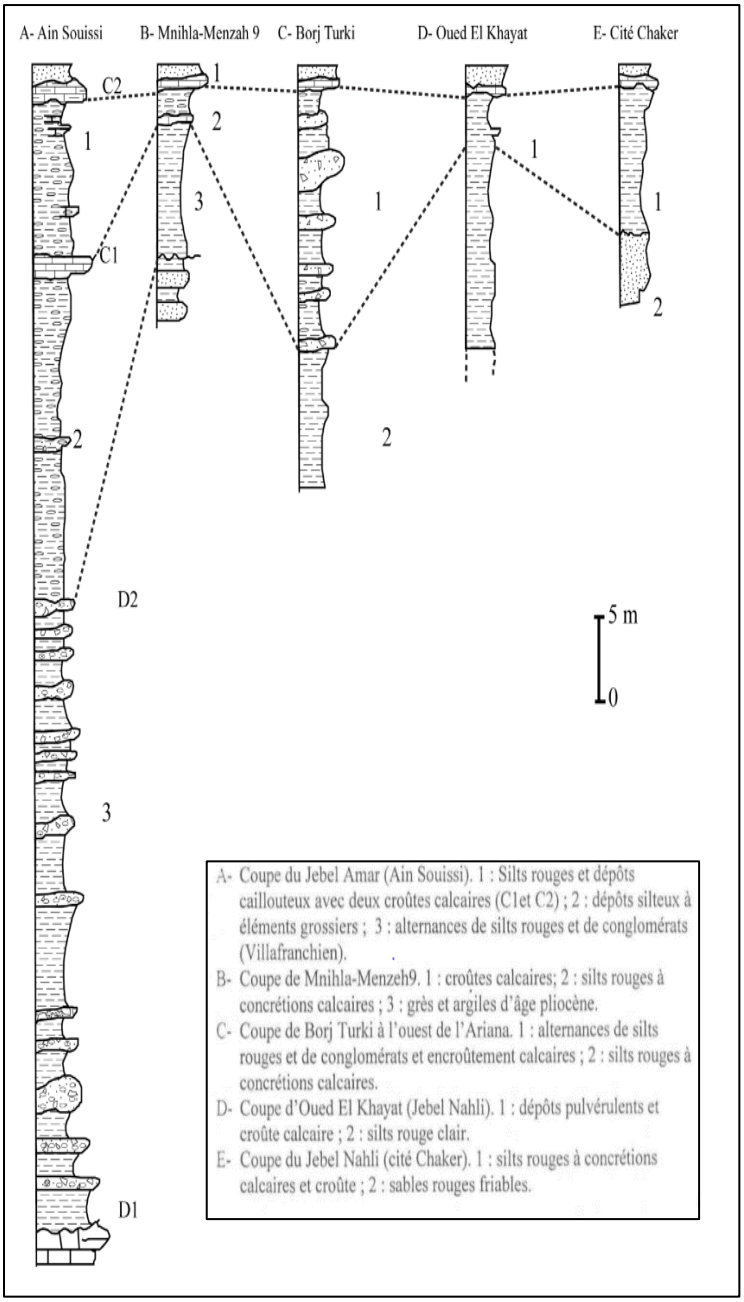


Figure 26 - Corrélation des coupes de la série du Quaternaire continental d'Ain Souissi, Mnihla - Menzeh9, Borj Turki, Oued El Khayat Cité Chaker (Dlala et Kacem, 2002)

`

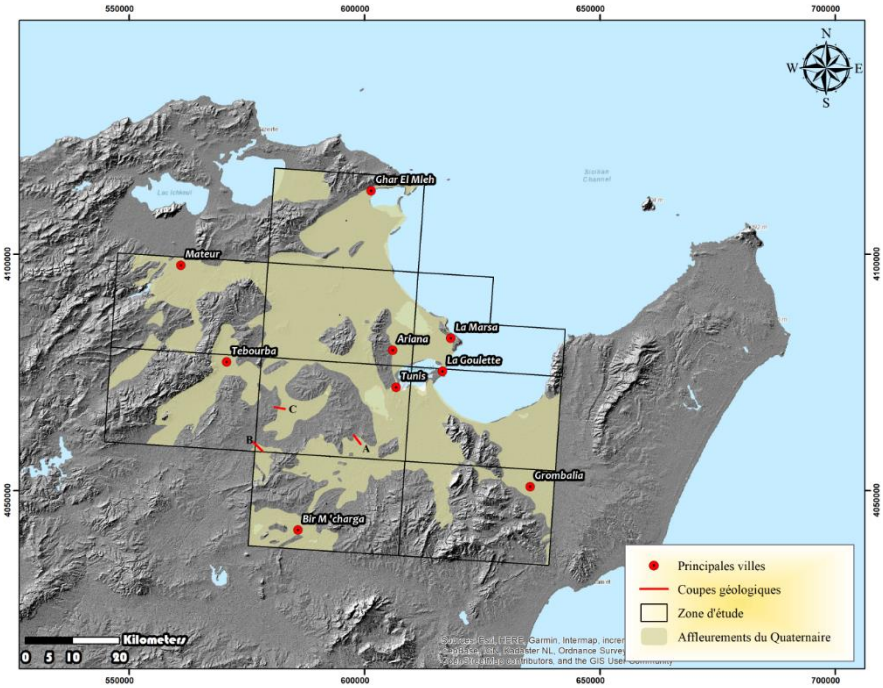
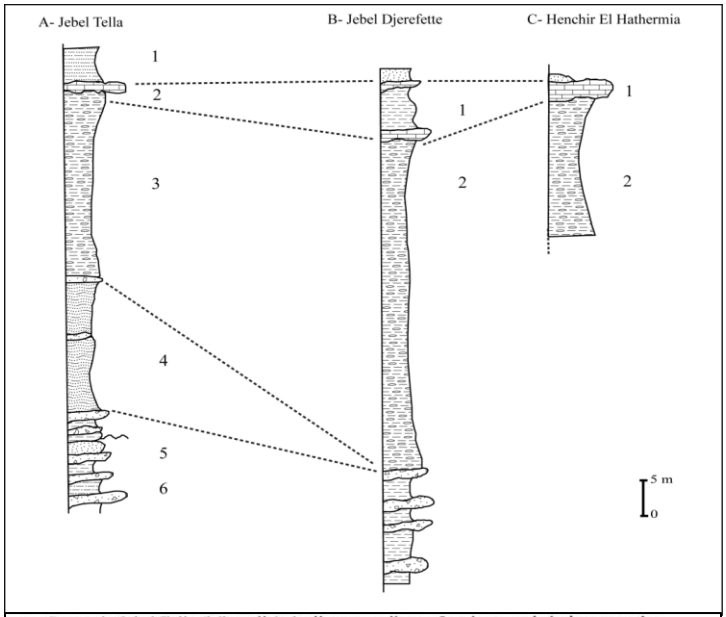


Figure 27 - Affleurements du Quaternaires avec localisation des coupes : A - J. Tella, B - J. Djerefette, et C - Henchir El Hathermia (Dlala et Kacem, 2002)



A- Coupe du Jebel Tella (Mhamdia). 1 : limons argileux ; 2 : niveau pulvérulent et croûte calcaire ; 3 : silts rouges à concrétions calcaires ; 4 : limons beiges ; 5 : silts rouges et conglomérats ; 6 : sables argileux fins et conglomérats.
B- Coupe du Jebel Djerefette. 1 : Torba et croûte calcaire; 2 : silts rouges ; 3 : alternances de silts rouges et de conglomérats.
C- Coupe de Henchir El Hathermia. 1 : croûte métrique rosâtre ; 2 : silts rouges à concrétions calcaires .

Figure 28 - Corrélation des coupes du Quaternaire continental de J. Tella, J. Djerefette, et Henchir El Hathermia (Dlala et Kacem, 2002)

`

a.4 - Dans les environs de La Goulette

Dans la feuille de La Goulette au 1/50000ème, les pentes des massifs bordant les plaines de Mornag et de Slimene sont couvertes par des dépôts continentaux. Ils sont formés essentiellement par des limons et des argiles sableuses, souvent avec des poupées sablo - calcaires et des concrétions qui évoluent progressivement vers des encroûtements. La croûte calcaire n'est pas propre à cette formation : elle couvre parfois d'autres formations plus récentes. Ces dépôts continentaux affleurent sur les pentes des massifs et ils constituent le remplissage de la plaine de Mornag (Kacem, 2004).

Trois coupes géologiques ont été effectuées successivement par Dlala et Kacem, (2002) dans les localités suivantes : bordure ouest du fossé de Grombalia, bordure ouest du Jebel Boukornine et dans l'ancienne carrière de Hammam Lif. La corrélation entre ces trois coupes montre que les dépôts quaternaires peuvent être subdivisés en trois unités qui varient en épaisseur et en faciès (Fig. 29 et 30) (Dlala et Kacem, 2002).

- Sur la bordure ouest du fossé de Grombalia, les dépôts continentaux d'âge quaternaire sont représentés de haut en bas par :
    - ✓ un niveau de limons vaseux couvrant la majorité des plaines de Fondoc Jedid;
    - ✓ une croûte calcaire évoluant progressivement vers des dépôts pulvérulents, à la base, de 8 à 10 m d'épaisseur ;
    - ✓ des silts rouges à concrétions calcaires de 10 m d'épaisseur.

- Dans le secteur de Jebel Boukornine, les dépôts continentaux d'âge quaternaire sont relativement développés. Ils sont formés essentiellement par des limons sableux, très fins, avec quelques intercalations d'éléments grossiers, peu transportés ; et à la base par un niveau pulvérulent (Tourba), conglomératique qui repose en discordance sur les calcaires grisâtres, fortement plissés ;
- Dans l'ancienne carrière de Hammam Lif : les dépôts quaternaires sont formés à la base par des dépôts de plages (grès tyrrhénien), surmontés par des alternances de limons sableux et cailloutis et éboulis, tout en haut de la série (Dlala et Kacem, 2002).

`

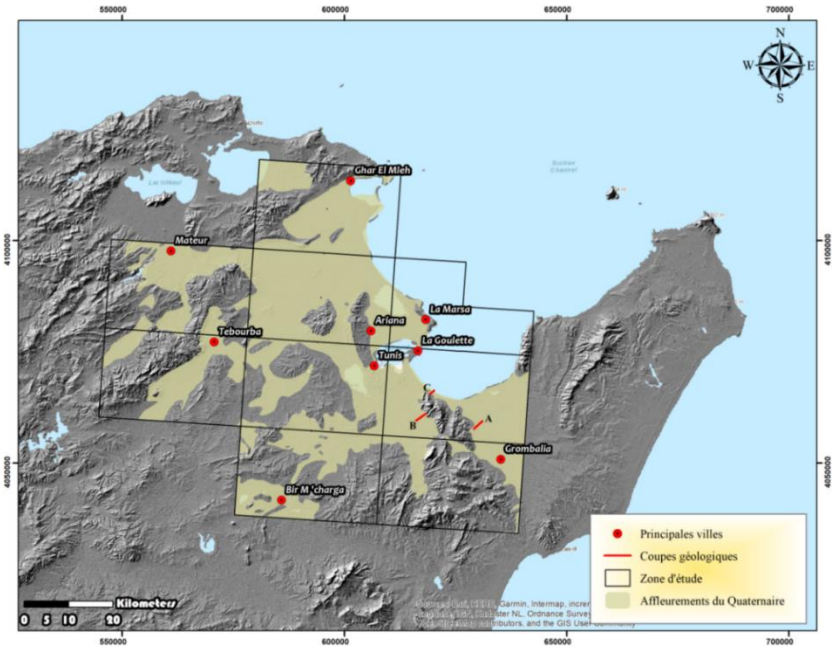


Figure 29 - Affleurements quaternaires avec localisation des coupes : A - bordure ouest du fossé de Grombalia, B -bordure ouest de J. Bou Kornin et C - l'ancienne carrière de Hammam Lif

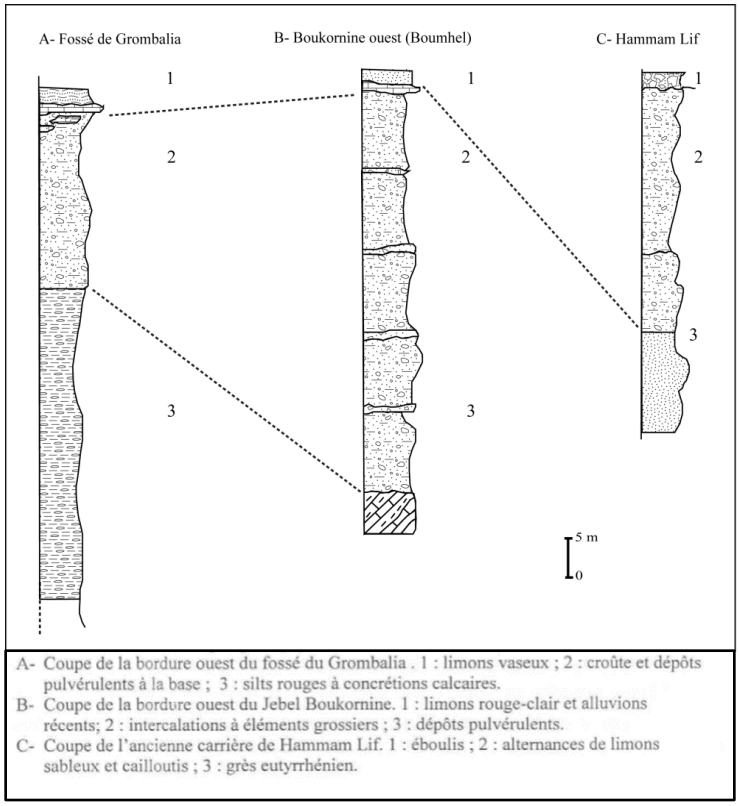


Figure 30 - Corrélation des coupes de la série du Quaternaire continental la bordure ouest du fossé de Grombalia, la bordure ouest de J. Bou Kornin et de l'ancienne carrière de Hammam Lif (Dlala et Kacem, 2002)

`

a.5 - Dans les environs de la Marsa

Dans les environs de la Marsa, les dépôts quaternaires continentaux sont souvent représentés par des niveaux de sables, d'argiles sableuses à encroûtement feuilleté, de limons rouges et de silts à Hélicidés (Kacem, 2004).

b – Le Quaternaire marin

Dans le secteur d'étude, le Quaternaire marin affleure essentiellement dans la région de Solimane (Kacem, 2004):

- entre l'oued Soltane et l'oued Bezirk, plusieurs puits dégagent des sables de plages, fossilifères à la partie inférieure, contenant Cardium edule.
- en face de Fondoc Jedid, des dépôts tyrrhéniens ont été dégagés; il s'agit de sables grossiers;
- à l'extrémité nord - est du fossé de Grombalia, affleurent des dépôts marins d'âge tyrrhénien. Ils sont formés essentiellement par des grès grossiers à stratifications obliques et à ciment calcaire (Fig. 31)

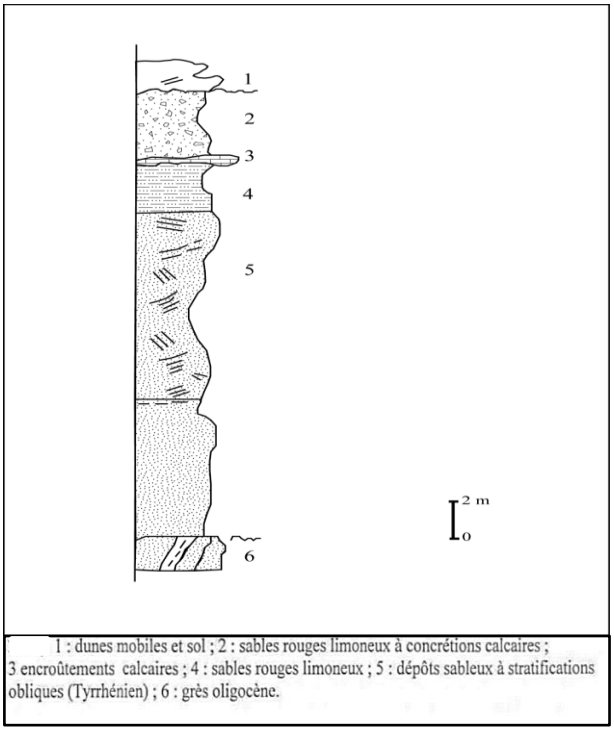


Figure 31 - Coupe de Sidi Raies (extrémité nord - est du fossé de Grombalia) (Dlala et Kacem, 2002)

`

VI - Conclusion

Dans ce chapitre, on a évoqué le cadre géologique dans le secteur d'étude. Sur le plan lithologique, mis à part le Trias à dominance évaporitique qui affleure en position anormale, les autres séries du Cénozoïque et du Mésozoïque reflètent l'évolution de la région dans des conditions de mer profonde ayant donnée des séries contrastées. Ces séries évoluent entre les dépôts de plateforme externe et les dépôts de bassin profond. Cette évolution a donnée des faciès variant entre les carbonates pélagiques et surtout les marnes et les argiles à faunes planctoniques.

Le retrait de la mer des grès et des sables de la formation Fortuna à l'Oligocène n'était qu'éphémère. Plus tard, le retour de la mer était marqué par la transgression qui s'est deroulée au cours du Langhien. Elle est responsable de la mise en place des carbonates bioclastiques de la formation Ain Grab et des argiles et silts du Miocène supérieur - Pliocène sur les premières structures plissées de direction atlasique (Martinez et Truillet, 1987). Enfin la mer s'est retirée progressivement sur le Golfe de Tunis et les derniers témoins sont matérialisés par la Sebkha de l'Ariana et le lac de Tunis.

Il faut souligner que les deux directions tectoniques majeures sont : la direction atlasique (SW - NE) le long de laquelle on trouve l'alignement des affleurements du Trias diapirique et la direction NW - SE correspondant à la mise en place des grabens comme ceux de Grombalia et de Tunis ainsi que celui de l'Ariana.

L'analyse lithostratigraphique des séries sédimentaires dans la zone d'étude et la répartition des affleurements de terrain de point de vue faciès et épaisseurs nous a permis de constater qu'il existe des variations remarquables. Ces variations sont probablement contrôlées par des structures et des accidents régionaux. Ces derniers ont également donné naissance aux seismes qui ont marqué la zone d'étude. En effet, au niveau du chapitre suivant, on va aborder le contexte simotectonique de la région.

`

CHAPITRE II : CONTEXTE SISMOTECTONIQUE DU NORD-EST DE LA TUNISIE

`

I - Introduction

Dans cette deuxième partie, afin de mieux comprendre le contexte structural et sismotectonique de la région NE de la Tunisie, nous présentons les différents contextes géodynamique, structural et sismique à l'échelle de la Méditerranée occidentale. En effet, La Tunisie présente des terrains qui ont enregistré plusieurs phases tectoniques en parfaite cohérence avec l'évolution géodynamique des domaines péri - méditerranéens.

La Tunisie fait partie de la chaîne atlasique qui résulte de la convergence et de la collision entre les plaques Africaine et Eurasiatique. D'abord, on expliquera les mécanismes de cette convergence qui a joué un rôle important dans l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale pendant le Cénozoïque. Ensuite, on présentera l'histoire orogénique, les différents éléments structuraux et l'activité sismique de la Tunisie. Finalement, une étude du cadre structural et sismotectonique de la partie NE de la Tunisie sera établi en se basant sur différentes informations de terrain, historiques et instrumentales récoltées.

II - Contexte sismotectonique

La sismotectonique étudie la relation entre les tremblements de terre, les failles et les processus tectoniques. Elle intègre des informations provenant de diverses disciplines, dont la sismologie, la géodésie et la géologie. L'analyse des données sismologiques fournit des informations sur la géométrie et le sens du mouvement des ruptures sismiques. En effet, l'interprétation conjointe de nombreux tremblements de terre permet de tirer des conclusions sur les différents régimes de contraintes tectoniques. En tenant compte de ces informations et les orientations des failles, il est possible de fournir des estimations sur les risques d'origine sismique d'une région.

1- Notions de base en sismologie

- **Un tremblement de terre ou séisme**

Un tremblement de terre résulte de la libération soudaine d'une quantité d'énergie dans la lithosphère terrestre, accompagnée de l'émission d'ondes sismiques. Les tremblements de terre varient d'intensité (très faibles à ceux qui sont intenses). La sismicité ou l'activité sismique d'une région dépend de la fréquence, du type et de l'importance des tremblements de terre

`

observés sur une période de temps. Le site de la rupture des roches en profondeur est appelé l'hypocentre ou le foyer (Fig. 32). La plupart des tremblements de terre résultent de failles actives. Les tremblements de terre d'origines artificielles (pompage profond, explosions nucléaires...) sont beaucoup plus rares.

- **Epicentre du séisme**

L'épicentre est la projection en surface topographique du foyer du séisme (Fig. 32).

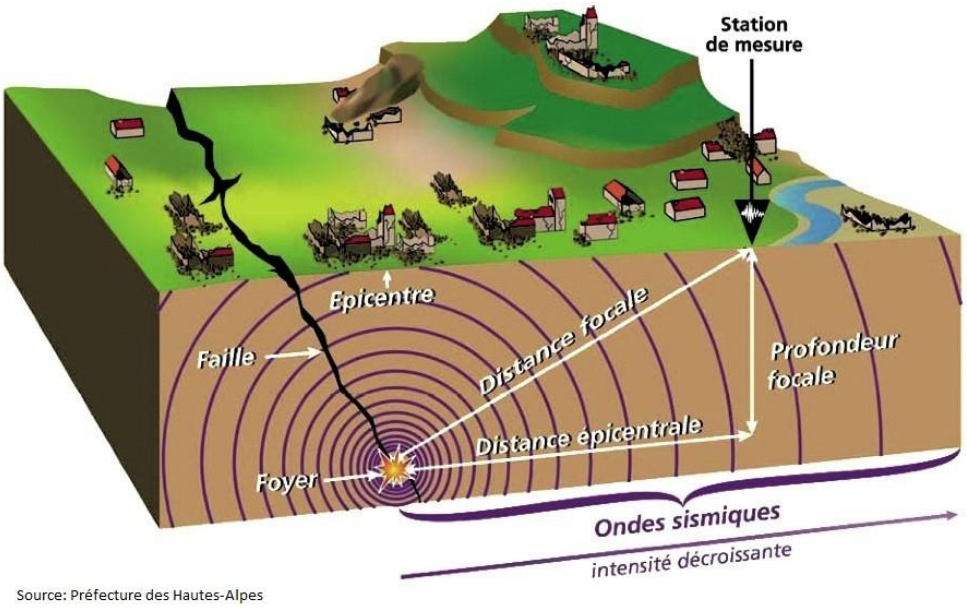


Figure 32 - Schéma de l'épicentre d'un séisme (http://cm2dolomieu.fr/les - seismes/)

La sismologie : c'est l'étude scientifique des tremblements de terre et la propagation des ondes sismiques sur la Terre. Le champ comprend également des études sur les effets environnementaux des tremblements de terre tels que les tsunamis ainsi que diverses sources sismiques, telles que les processus volcaniques, tectoniques, océaniques, atmosphériques et artificiels tels que les explosions. Les enregistrements ou sismogrammes enregistrés par le sismographe montrent deux principales ondes sismiques (Fig. 33):

- ✓ les ondes de volume traversent l'intérieur de la Terre. Ce type d'onde comprend les ondes primaires (P) et les ondes secondes (S) ;
- ✓ les ondes de surface se déplacent uniquement à travers la croûte. Ce type d'onde comprend les ondes de Loves et de Rayleigh ;

`

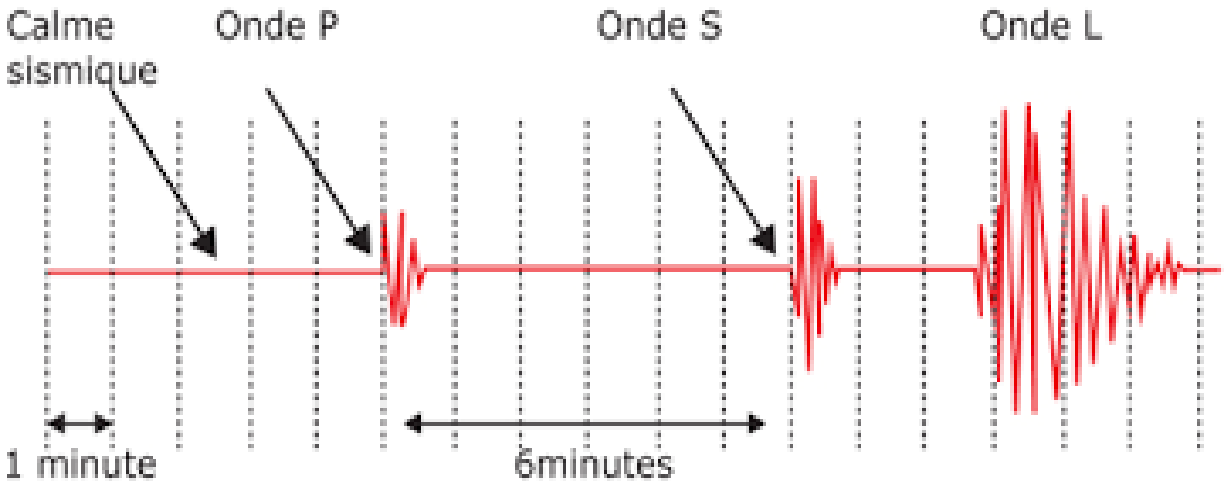


Figure 33 - Les types d'ondes sismiques
(http://www.maxicours.com/se/fiche/9/6/380796.html)

- **Le cycle sismique :** il est expliqué par le "stress" d'une faille qui s'accumule constamment sur une longue période, puis est rapidement libéré dans un grand séisme. Le cycle est divisé en plusieurs phases distinctes basées sur la déformation observée (Reid, 1910) (Fig. 34):
  - ✓ la phase intersismique: Phase temporelle entre 2 séismes (fonction du cycle sismique quelques dizaines d'années a quelques 100de milliers d'années) ;
  - ✓ La phase pré - sismique : le temps juste avant un tremblement de terre (quelques mois) ;
  - ✓ phase Co - sismique : le temps du déroulement du tremblement de terre (quelques minutes) ;
  - ✓ phase Post - sismique : le temps de ré - ajustement situé après le séisme (entre 1 an et 6/7ans en fonction de la magnitude).

`

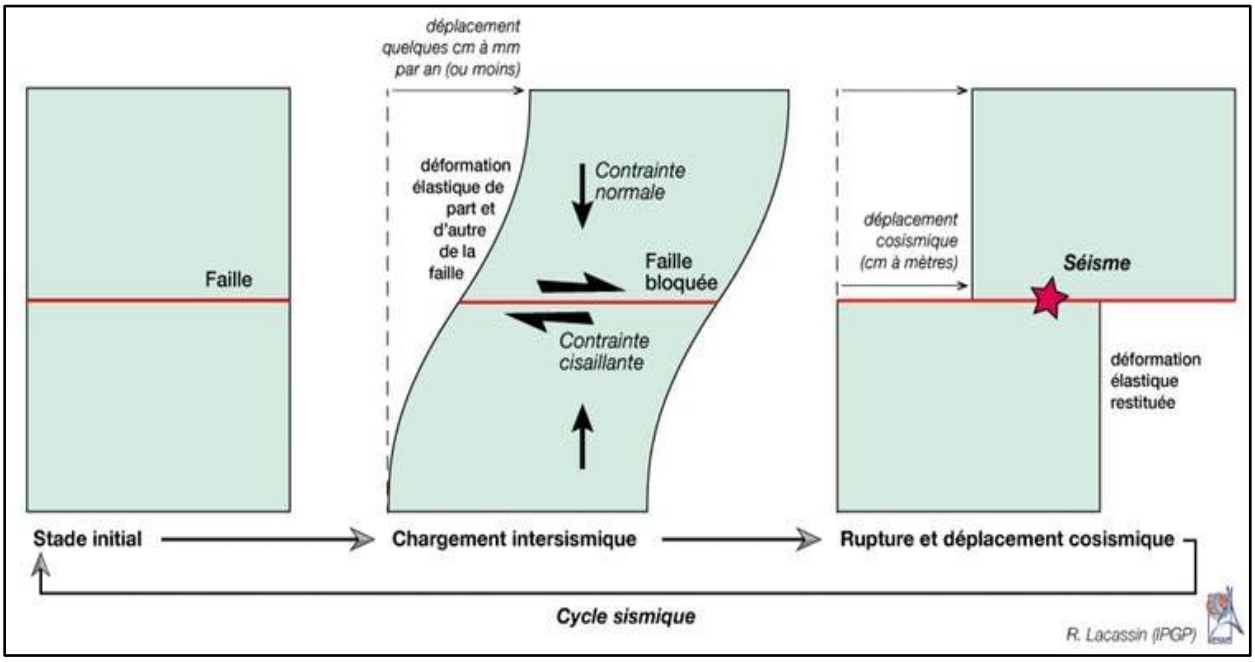


Figure 34 – Phases de déformation du sol autour d'une faille au cours d' un cycle sismique (Reid , 1910) (http://theconversation.com/crises - sismiques - 1 - quand - le - pétrole - fait - trembler - Oklahoma – 50037)

- **Mesure d'un tremblement de terre :** deux types de mesure ont été prouvés pour évaluer les tremblements de terre : une mesure basée sur l'intensité et une mesure basée sur la magnitude.

✓**Mesure basée sur l'intensité d'un séisme**

L'intensité est un nombre (écrit en chiffres romains) décrivant la gravité d'un tremblement de terre en termes d'effets sur la surface de la terre et sur les humains. Plusieurs échelles existent, mais celle la plus couramment utilisée est celle de Mercalli développée en 1902 modifiée en 1931. Elle indique l'intensité d'un séisme sur une échelle de I à XII (Tab.1).

✓**Mesures basées sur la magnitude**

Les échelles de magnitude sismique sont utilisées pour décrire la force globale d'un séisme. Les amplitudes sont généralement déterminées à partir de mesures des ondes sismiques d'un séisme enregistré sur un sismogramme. Les échelles de magnitude varient selon le type et la composante

`

des ondes sismiques mesurées et les calculs utilisés. Des échelles de magnitude différentes sont nécessaires en raison des différences dans les tremblements de terre. En effet, il existe plusieurs types de mesure basés sur la magnitude dont :

Tableau 1 - Echelle de Mercalli (Mercalli, 1913)

ÉCHELLE D'INTENSITÉ DE **MERCALLI**		MAGNITUDE A L'ÉCHELLE **RICHTER**
I	Séisme perçu uniquement par quelques personnes dans des circonstances particulières; détecté seulement par des instruments très sensibles.	2
II	Perçu par quelques personnes au repos et se trouvant aux étages supérieurs; balancement d'objets suspendus.	3
III	Perçu principalement par des personnes à l'intérieur des édifices. Les automobiles stationnées peuvent bouger.	
IV	Perçu par la plupart des gens à l'intérieur des édifices et par certains à l'extérieur; suffisant pour réveiller certaines personnes. Bruits de vaisselle, fenêtres et portes.	4
V	Perçu par presque tout le monde; plusieurs personnes sont réveillées. Bris de vaisselle et de fenêtres; les objets instables sont renversés.	5
VI	Perçu par tout le monde; plusieurs personnes sont effrayées et courent à l'extérieur; quelques meubles sont déplacés; quelques morceaux de plâtre tombent et quelques dommages aux cheminées. Dommages légers.	
VII	La plupart des gens paniquent et courent à l'extérieur; dommages minimes aux constructions conçues pour les zones sismiques, de minimes à moyens chez les bonnes constructions ordinaires, importants chez les mauvaises constructions. Meubles renversés.	6
VIII	Dommages légers aux constructions conçues pour les zones sismiques, importants chez les bonnes constructions ordinaires avec des effondrements possibles, catastrophiques chez les mauvaises constructions.	7
IX	Dommages considérables aux constructions conçues pour les zones sismiques. Edifices déplacés sur leurs fondations. Fissuration du sol. Bris des canalisations souterraines.	
X	Quelques bonnes constructions en bois et la plupart des constructions en maçonnerie sont détruites. Sol fortement fissuré. Plusieurs glissements de terrain se produisent.	8
XI	Très peu de constructions en maçonnerie restent debout; rails tordus; ponts détruits. Larges fissures dans le sol.	9
XII	Destruction quasi totale. Ondulations visibles à la surface du sol. Objets projetés dans les airs.	

`

- **l'échelle de Richter** : c'est une échelle qui indique la taille des tremblements de terre en se basant sur la mesure de l'amplitude maximale des ondes sismiques. Charles Richter a développé l'échelle Richter en 1935 (Tab.2) ;

Tableau 2 - Echelle de Richter (Richter, 1935)

Magnitude	Effets
Moins de 1.9	Micro tremblement de terre, non ressenti
2.0 à 2.9	Généralement non ressenti mais détecté/enregistré
3.0 à 3.9	Souvent ressenti sans causer de dommages.
4.0 à 4.9	Secousses notables d'objets l 'intérieur des maisons, bruits d'entrechoquement. Les dommages restent très légers.
5.0 à 5.9	Peut causer des dommages significatifs à des édifices mal conçus dans des zones restreintes. Pas de dommages aux édifices bien construits.
6.0 à 6.9	Peut provoquer des dommages sérieux sur plusieurs dizaines de kilomètres. Seuls les édifices adaptés résistent près du centre.
7.0 à 7.9	Peut provoquer des dommages sévères dans de vastes zones ; tous les édifices sont touchés près du centre.
8.0 à 8.9	Peut causer des dommages très sévères dans des zones des centaines de kilomètres à la ronde. Dommages majeurs sur tous les édifices, y compris des dizaines de kilomètres du centre.
9 et plus	Dévaste des zones sur des centaines de kilomètres à la ronde. Dommages sur plus de 1000 kilomètres à la ronde.

- **la magnitude des ondes de surface (Ms) :** elle est basée sur l'amplitude maximale des ondes de surface (Gutenberg & Richter, 1936. Gutenberg, 1945) ;
- **la magnitude des ondes de volume (Mb) :** c'est une mesure introduite en 1956 par Gutenberg & Richter, qui se base sur le premier train d'onde P et permet une estimation rapide de l'importance du séisme ;
- **la magnitude de moment M_w** : elle a été introduite par Kanamori & Anderson en 1975 et par Hanks & Hiroo Kanamori en 1979 (Eq.1). Elle est mesurée en newton.mètre (N.m). Elle est une des échelles logarithmiques qui mesurent la magnitude d'un séisme proportionnelle à l'énergie sismique dégagée. Elle quantifie

précisément l'énergie émise par le séisme. Pour cette raison, il est recommandé pour les sismologues de l'utiliser, de préférence à l'échelle de Richter ou aux autres magnitudes.

$$M_w = 2/3 \log_{10} (M_0) - 6.03 \qquad \textbf{Eq.1}$$

$$M_0 = \mu.S.D \qquad \textbf{Eq.2}$$

Avec : **μ** : la rigidité du milieu ;

S : la surface rompue durant le séisme ;

D : le déplacement moyen ;

M_0 : le moment sismique.

- **Mécanismes au foyer:** il se fait sous forme de projection stéréographique des données associées à un séisme et qui décrit le type de déformation dans la région de production des ondes sismique. La représentation stéréographique met en évidence deux plans nodaux qui séparent l'espace radial au voisinage du foyer en quatre volumes, deux en compression, deux en extension. La position relative de ces portions d'espace permet de déterminer la nature des failles représentées sur le mécanisme au foyer. En effet, on distingue (Fig. 35):
- les failles décrochantes associées à un mouvement cisaillant;
- les failles inverses associées à un jeu en compression;
- les failles normales associées à un jeu en extension.

- **Classes de séismes** : les séismes sont classés en fonction de la profondeur du foyer. Trois classes ont été identifiées :
  - ✓ les séismes superficiels : ils sont de faible profondeur (P <10km). Ils se localisent auprès des dorsales médio - océaniques et des fosses océaniques;

`

- ✓ les séismes intermédiaires (10 < P <100km): ils se localisent autour des limites convergentes;
- ✓ les séismes profonds (P > 100km) : ils se trouvent au voisinage de limites convergentes.

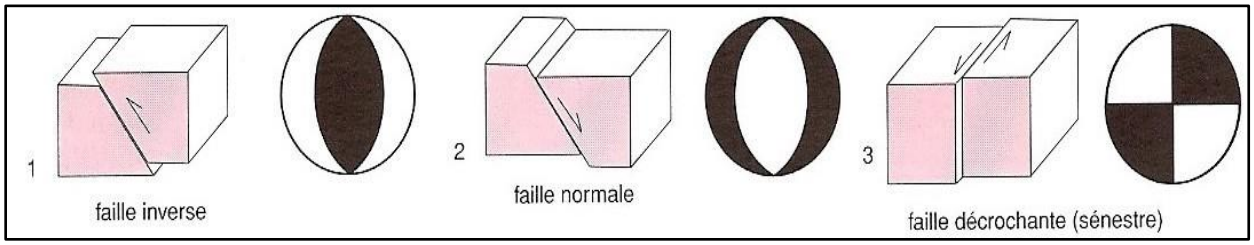


Figure 35 - Types de failles et leurs mécanismes au foyer (http://www.geologues - prospecteurs.fr/dictionnaire - geologie/e/echelle - de - mercalli)

2 - Contexte orogénique, structural et sismotectonique à l'échelle globale

a - Contexte sismotectonique à l'échelle mondiale

La tectonique des plaques est une théorie scientifique décrivant le mouvement à petite échelle de sept (7) grandes plaques lithosphériques (plaque africaine, plaque antarctique, plaque australienne, plaque eurasiatique, plaque nord - américaine, plaque pacifique, plaque sud - américaine) et les mouvements d'un plus grand nombre de petites plaques. Le modèle s'appuie sur le concept de la dérive des continents développé par Alfred Wegener en (écrit en 1912 et publié en 1915 puis mis à jour en 1929).

Au Permien, il y avait une seule masse continentale "la Pangée". Ensuite, pendant le Méso-Cénozoïque, cette masse s'est disloquée en plusieurs plaques. Les plaques se sont déplacées +/ - lentement jusqu'à atteindre leur position actuelle ; c'est la tectonique des plaques (théorie issue de la dérive des continents, Wegener, 1929).

La vitesse de déplacement des plaques les unes par rapport aux autres est de l'ordre de quelques centimètres par an. Les mouvements relatifs au déplacement des plaques entre elles génèrent différents types de frontières : convergentes, divergentes ou transformantes. Elles sont matérialisées par de nombreux phénomènes géologiques tels que les séismes, et l'activité

`

volcanique. En effet, à l'échelle mondiale, on note que la majorité des tremblements de terre sont localisés au niveau des limites des plaques tectoniques. Les zones les plus dynamiques sont marquées par une forte densité de séismes. L'approfondissement de la profondeur des hypocentres ont révélé la présence de zones de subduction.

Dans ce travail, nous avons essayé de calculer les mécanismes au foyer des séismes à partir des mesures fournies par le site GCMTC " Global Centroid Moment Tensor Catalog". Afin de mieux comprendre l'interaction entre les plaques, nous avons choisi de traiter les mécanismes au foyer qui ont eu lieu au cours de la période 2008 - 2018 et dont la magnitude est supérieure à cinq. Le résultat trouvé montre que la majorité des mécanismes au foyer se situent à proximité des limites des plaques indiquant le régime général existant dans chaque zone. En effet, on note la présence des différents régimes : distensifs, compressifs et décrochants (Fig. 36).

b - Contexte orogénique, structural et sismotectonique à l'échelle de la méditerranée

b.1 - Evolution géodynamique de la Méditerranée occidentale

Pour la Méditerranée occidentale, l'évolution géodynamique (Fig. 37) a été étudiée par plusieurs auteurs (Bouillin, 1986 ; Cherchi and Montadert, 1982 ; Le Pichon et al., 1988 ; Dewey et al., 1989. Choukroune et al., 1990 ; Nicolas et al., 1990. Roest and Srivastava, 1991; Frizon de Lamotte et al., 2000; Burrus, 1984; Casula et al., 2001 ; Meulenkamp and Sissingh, 2003 ; Laville et al., 2004; Mauffret et al., 2004...). Ils montrent que la convergence N - S des plaques africaine et eurasiatique qui a débuté au Cénozoïque se caractérise :

- d'une part, par la diversité des régimes tectoniques avec la mise en place des chaînes maghrébides et atlasiques tout au long de l'Afrique du Nord (Serpelloni et al., 2007. Belabbes, 2008. Ben Hassen, 2012);
- et d'autre part par sa persistance jusqu'à l'actuel avec un raccourcissement de direction NNW - SSE (Meghraoui et al., 1986, Meghraoui and Doumaz, 1996. Nocquet, 2003; Said, 2011).

`

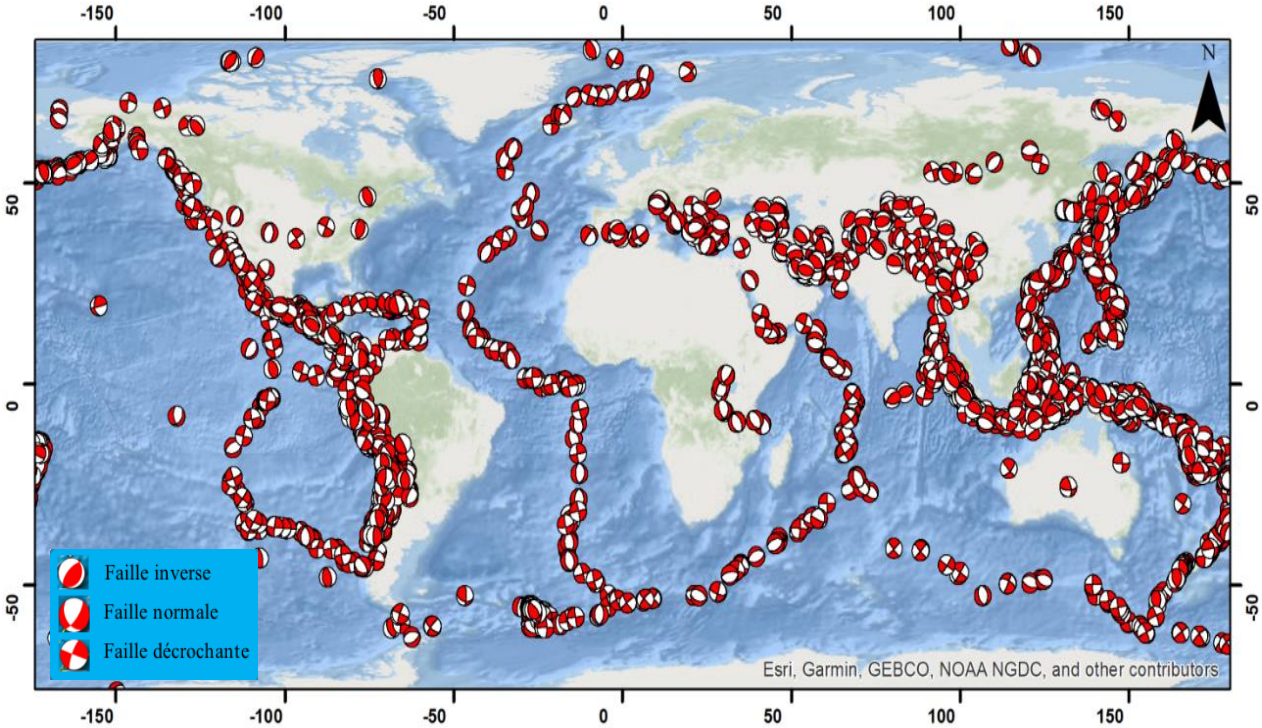


Figure 36 - Carte des mécanismes au foyer à l'échelle mondiale pendant la période 2008 – 2018 (calculés à partir des données GCMTC)

b.2 - Contexte structural du domaine maghrébin

L'Atlas se caractérise par une complexité tectonique liée à la convergence entre les plaques africaine et eurasiatique. Cette convergence a eu lieu depuis l'Oligocène (Patriat et al., 1982) jusqu' à l'actuel et se matérialise par une direction de raccourcissement presque N - S (Bousquet & Philip, 1981; Philip, 1984). Sa vitesse est de l'ordre de 5 à 9 mm/an (Nocquet & Calais, 2004; Ben Hassen, 2012).

`

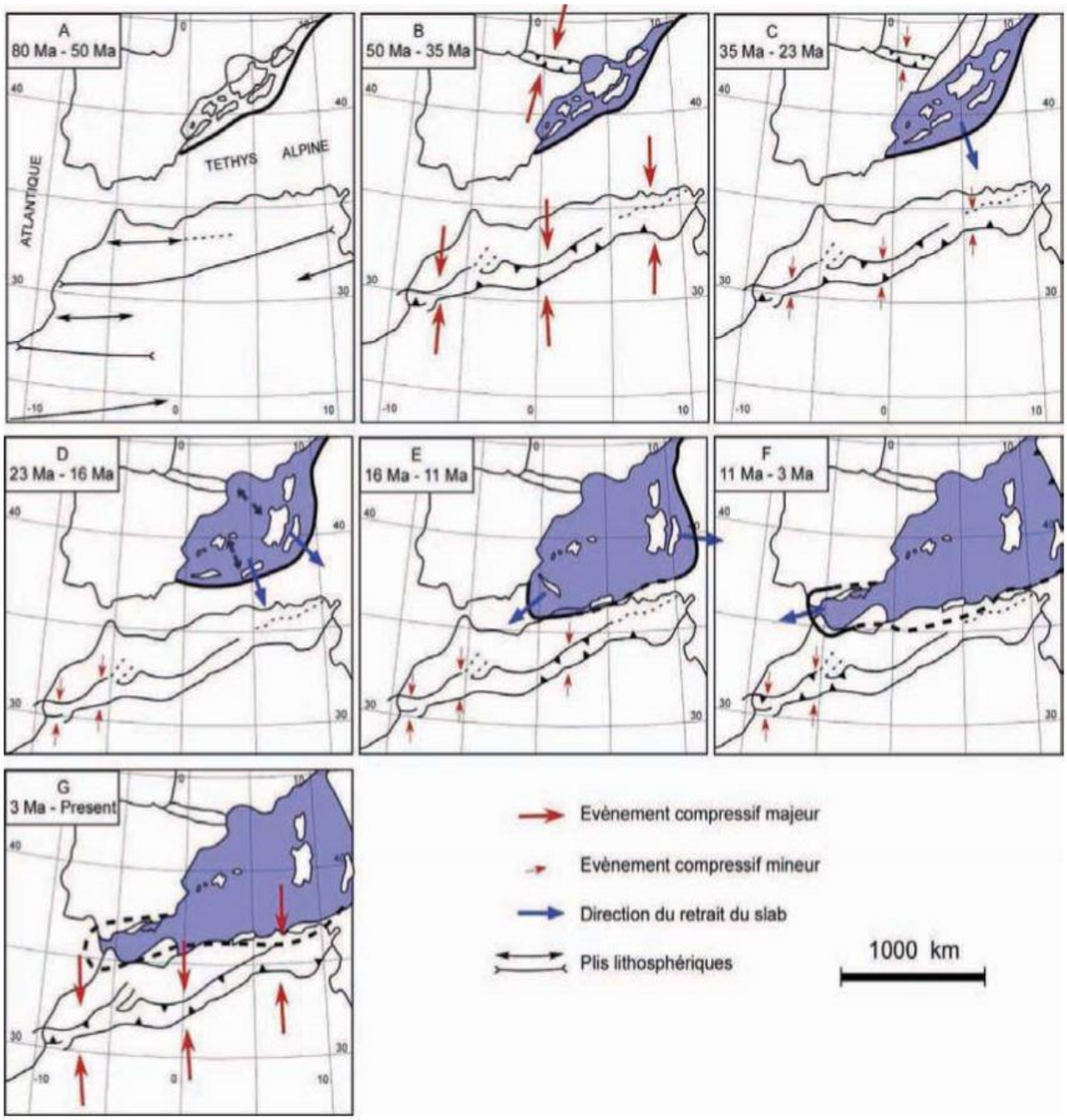


Figure 37 - Orogenèse de la Méditerranée occidentale pendant les derniers 80 Ma (Frizon de Lamotte et al., 2000)

`

Le raccourcissement entre les deux plaques africaine et eurasiatique a participé à la formation de deux chaînes : la chaîne tello - rifaine et la chaîne atlasique (Ben Hassen, 2012). Selon Said (2011), cette dernière est constituée par :

- quatre unités structurales majeures: l'Anti - Atlas, le Haut Atlas, le Moyen Atlas et le Rif au niveau de sa partie occidentale (au Maroc) (Fig. 38);
- deux unités importantes en Algérie occidentale: l'Atlas Tellien et l'Atlas Saharien. Ces deux unités qui sont séparées par les hauts plateaux se caractérisent par une très faible sismicité voire nulle;
- l'Atlas Saharien vers l'est de l'Algérie qui s'élargit pour former l'Atlas oriental. Ce dernier est formé par les Aurès et l'Atlas tunisien (Fig. 39) (Said, 2011).

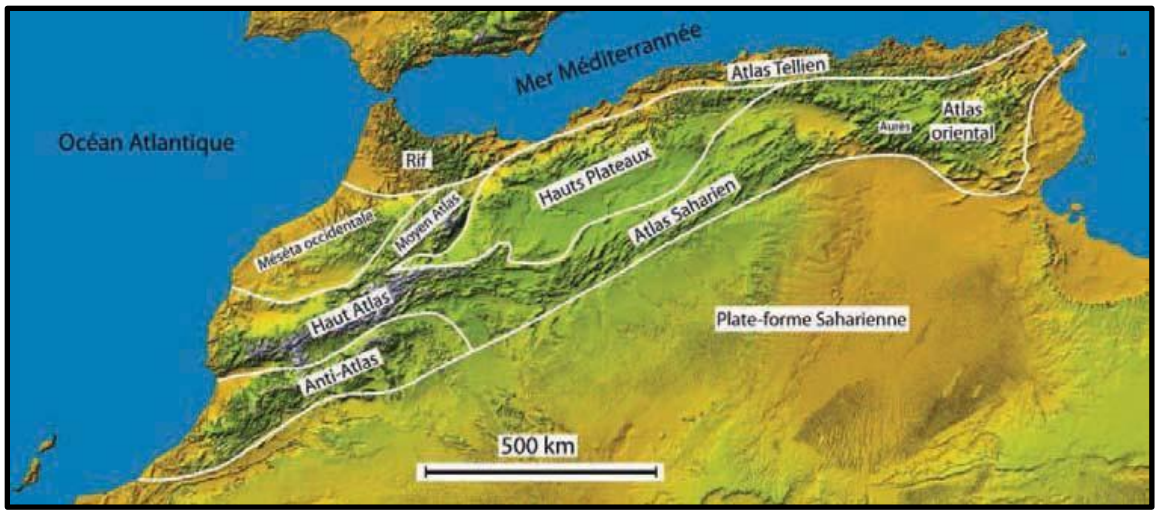


Figure 38 - Schéma des unités structurales de l'Atlas (Said, 2011)

b.3 - Risque sismique et tectonique actuelle

Afin de pouvoir évaluer les risques sismiques liés aux différentes unités du domaine méditerranéen, nous avons essayé de corréler, les données de la tectonique actuelle à une échelle globale (Fig. 39) avec les données du risque sismique (Fig. 40) et les structures majeures du domaine nord - africain (Fig. 38). Cette corrélation globale a montré :

- une sismicité élevée dans le domaine tellien ;
- une sismicité moyenne dans le domaine atlasique ;
- une stabilité sismique avec une très faible activité affectant la plateforme saharienne.

`

Figure 39 - Schéma sismotectonique de la Méditerranée (http://babet.sarl.free.fr/cartes.htm)

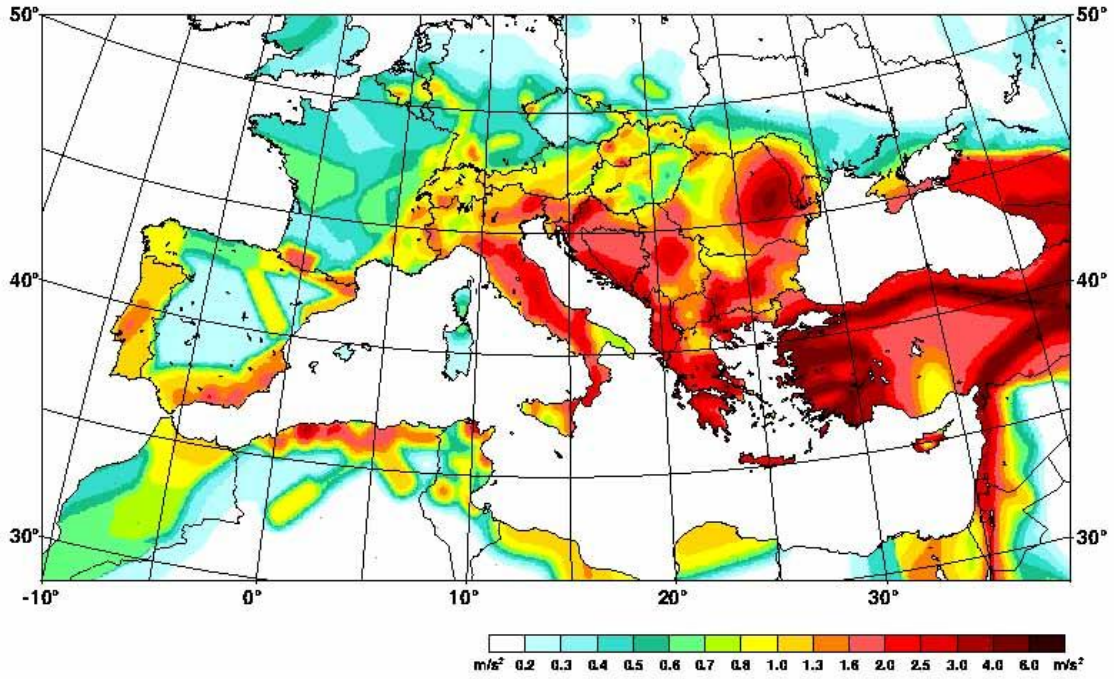


Figure 40 - Carte du risque sismique (PGA = accélération maximale au sol (horizontale)), source Grünthal et al., 2000)

`

Dans le cadre du projet GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program), un zonage sismique a été réalisé pour estimer le risque sismique à l'échelle du Globe. Une approche probabiliste des données sismiques a été utilisée pour déterminer les zones à risque sismiques.

Les résultats de cette analyse montrent que l'accélération maximale (PGA en m/s²) susceptible d'apparaitre durant une période de 475 ans (Il existe aussi une chance de 10% pour qu'elle survienne en 50 ans), (BRGM/RP, 2007).

Parmi les pays caractérisés par un potentiel sismique très élevé, on retrouve l'Italie, le Sud de la Grèce et la Turquie localisés dans la partie septentrionale du bassin méditerranéen et l'Algérie (La partie septentrionale) et la Tunisie (Nord - Est) situés au Nord de l'Afrique.

b.4 - Mécanisme au foyer

Pour mieux comprendre les mouvements tectoniques affectant le bassin méditerranéen, nous avons calculé les mécanismes au foyer des séismes (Fig. 41). La carte établie nous a permis de montrer que:

- dans le domaine du Rif, il y a dominance des mouvements en décrochement ;
- l'Atlas Tellien se caractérise par d'une part des mouvements en décrochement et d'une autre part, des mouvements en failles inverses. Ces dernières se caractérisent en majorité par des axes de compression de direction NNW - SSE. Cette direction a été confirmée par plusieurs autres auteurs (Buforn et al., 2004; Belabbes, 2008; Stich et al., 2010; Bouaziz et al., 2002; Ben Hassen, 2012).

b.5 - Répartition spatiale des épicentres

Afin d'étudier les zones les plus touchées par les séismes dans le bassin méditerranéen, on a représenté les évènements sismiques à partir des données fournies par le catalogue NEIC - USGS. Les différents réseaux sismiques ont enregistré 46417 événements sismiques entre la période : 2000 - 2018. On note qu'il existe une hétérogénéité dans la répartition spatiale des épicentres d'une part et une coïncidence entre l'alignement des épicentres avec l'accident sud atlasique d'autre part (Fig. 42).

`

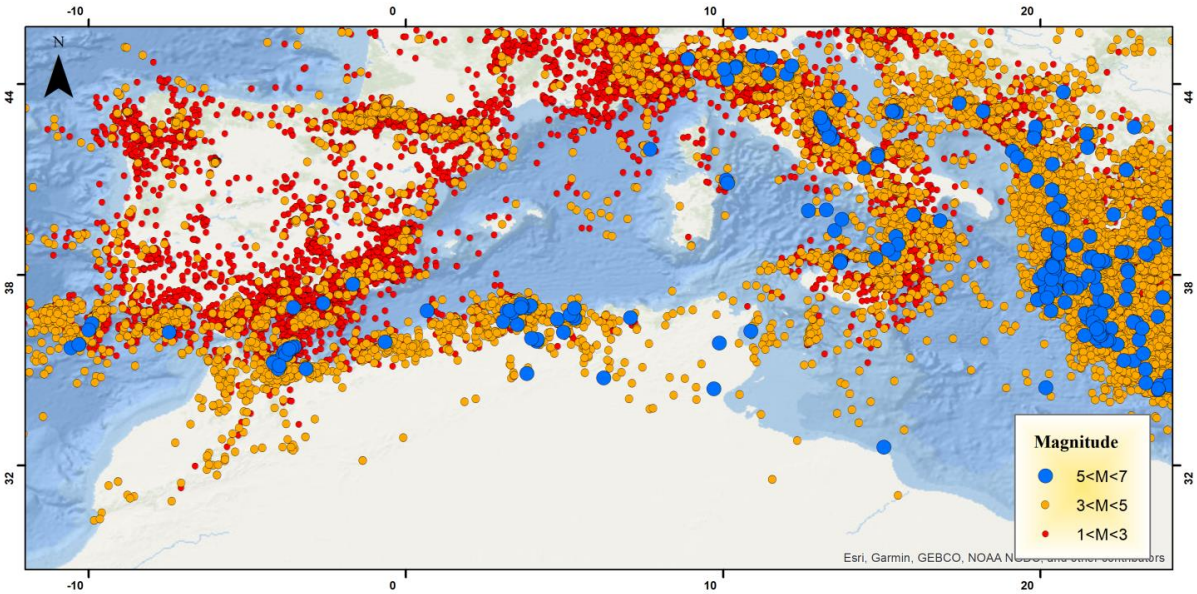


Figure 41 - Mécanismes au foyer des séismes dans la Méditerranée pour la période 1976 – 2018 (calculés à partir des données CSEM)

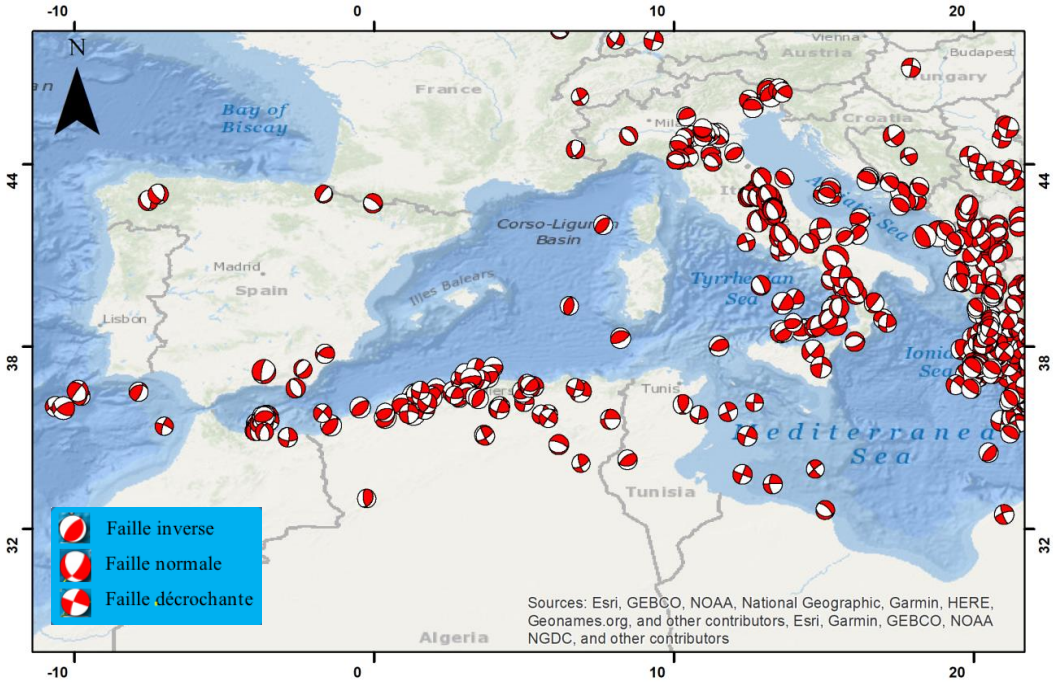


Figure 42 - Répartition des épicentres dans la mer méditerranéenne pour la période 2000 – 2018 (données NEIC – USGS)

`

b.6 - Profondeurs des séismes

A l'échelle de la Méditerranée, Ben Hassen (2012) a analysé les profondeurs des foyers des séismes (Fig. 43).

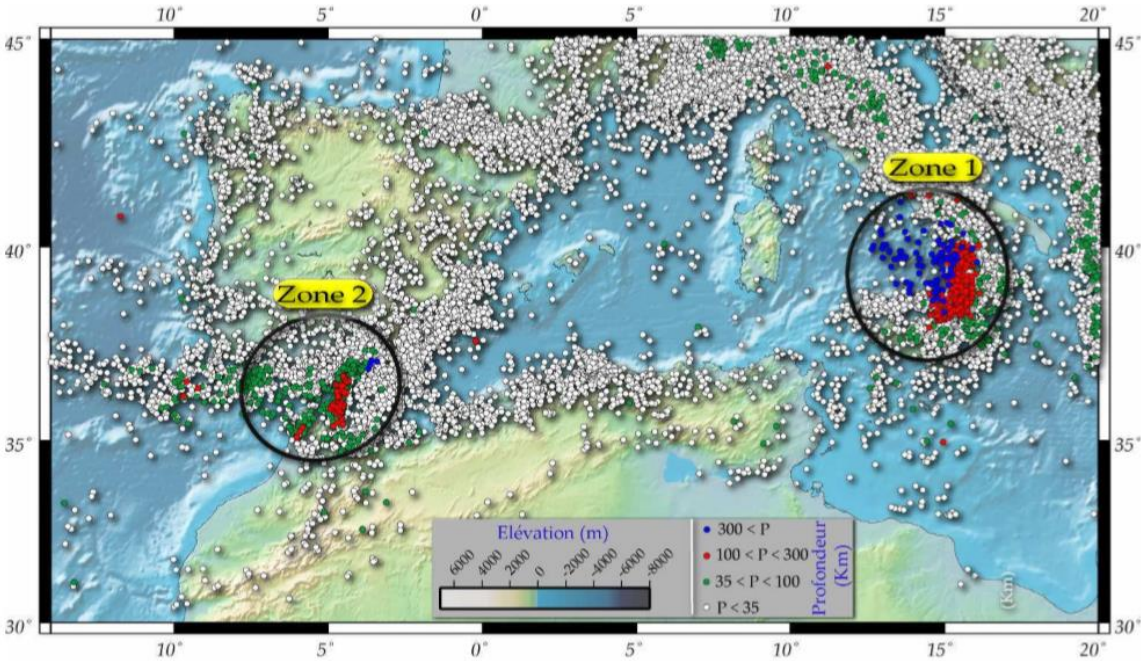


Figure 43 - Carte des profondeurs en mer Méditerranée pour la période 1973 - 2011.

(Source USGS) (Ben Hassen, 2012)

Cette analyse a montré l'existence de :

*zones où les séismes sont de faible à moyenne profondeur se situant dans la majorité de la Méditerranée;

*zones où les séismes sont de profondeurs moyennes (de 35 à 100 km). Elles se situent dans la partie méridionale du bassin méditerranéen ou elles sont concentrées dans le rif marocain;

*zones où les séismes sont de grandes profondeurs. Deux sous zones ont été distinguées où la profondeur des séismes peut aller jusqu'à 634 km :

- la première sous zone se situe au niveau de l'arc ionien au Sud de l'Italie (Figs. 44 et 45). Cette grande profondeur a été expliquée par plusieurs auteurs du fait qu'il y a eu une subduction entre la microplaque ionienne et la mer tyrrhénienne (Doglioni et al., 2001; Gelabert et al., 2002; Neri et al., 2003; Ranvier, 2004; Ben Hassen, 2012).

`

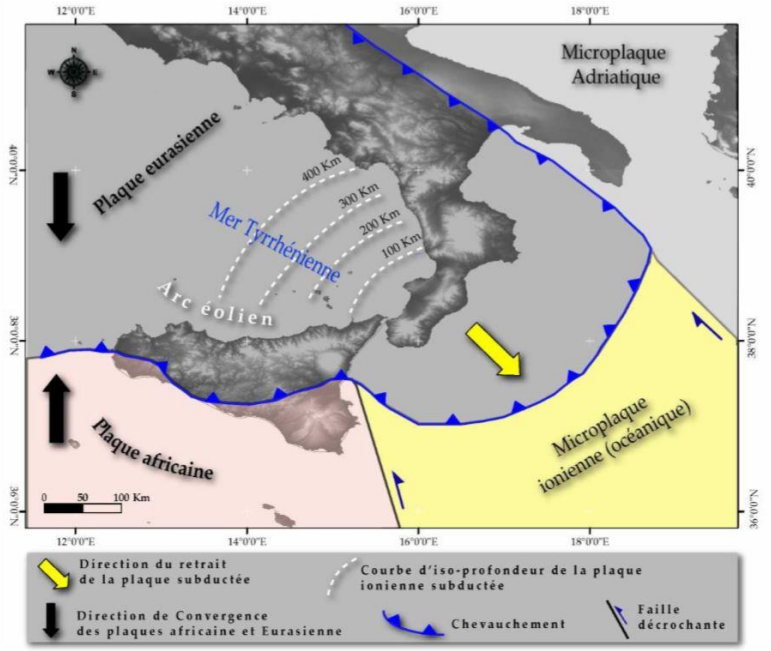


Figure 44 - Contexte géodynamique actuel de l'Italie du Sud (Doglioni et al., 2001. Gelabert et al., 2002; Neri et al., 2003. Ranvier, 2004, Fortunato, 2009, modifiée par Ben Hassen,2012)

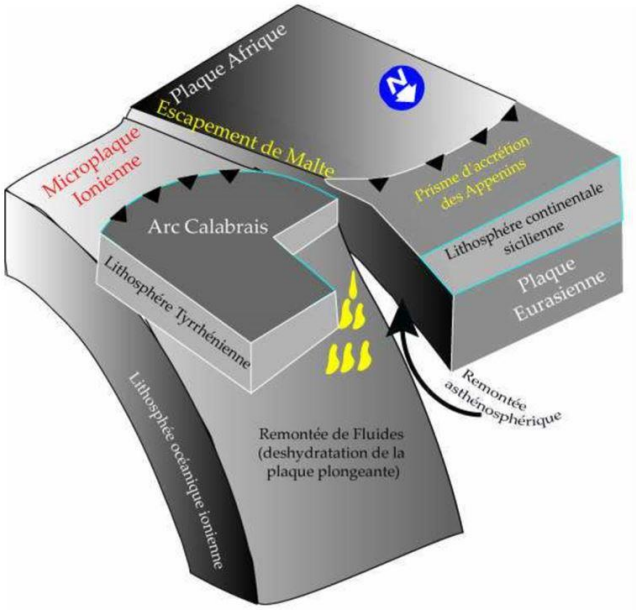


Figure 45 - Bloc diagramme de la subduction de la plaque ionienne (Gvirtzman & Nur, 1999. Tonarini et al., 2001; Trua et al., 2003, modifiée par Ben Hassen, 2012).

`

- la deuxième sous zone se situe au niveau de la zone de transition Atlantique – Méditerranée. Les études réalisées dans cette dernière par Gueguen et al. (1998) ont montré qu'il y a une grande variation au niveau de l'épaisseur de la lithosphère continentale (Fig. 46). En effet, deux domaines ont été distingués :

- *le premier domaine se situe sous la chaîne Bétique et le Rif. Il se caractérise par une épaisse lithosphère d'environ 150 km;*
- *le deuxième domaine se situe sous l'Atlas marocain et la partie orientale de la mer d'Alboran. Il se caractérise par une mince lithosphère (jusqu'à 30 km);*

L'importante profondeur des séismes a été expliquée par la variation d'épaisseur et celle de la densité de la lithosphère qui a provoqué la subduction de la zone Bétique sous le bassin d'Alboran (Carminati & Doglioni, 2004) (Fig. 47).

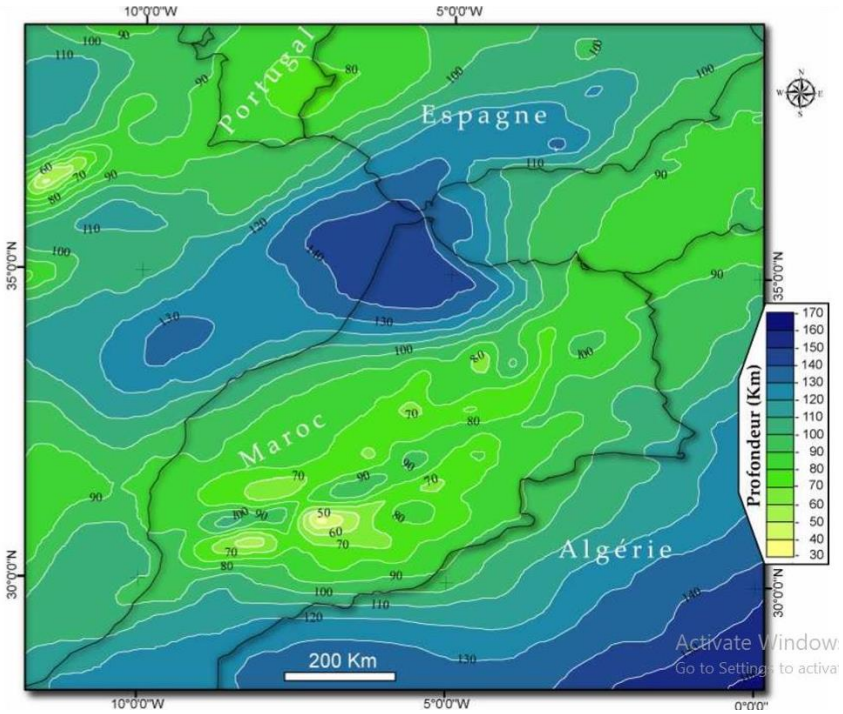


Figure 46 - Profondeur de la limite lithosphère - asthénosphère de la zone de transition Atlantique - Méditerranée (Fullea Urchulutegui et al., 2005, modifiée par Ben Hassen, 2012)

`

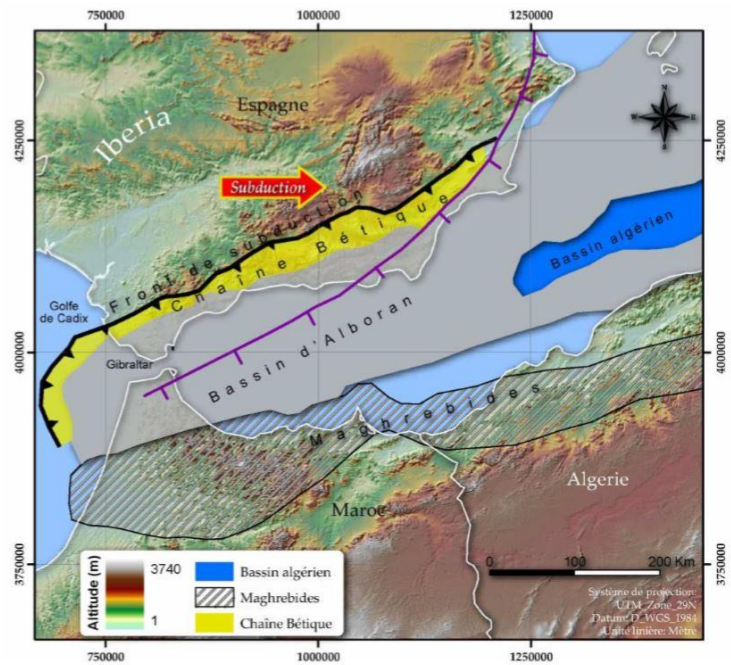


Figure 47 - Contexte géodynamique dans le bassin d'Alboran en Méditérranée occidentale (Carminati & Doglioni, 2004, modifiée par Ben Hassen, 2012)

3 - Contexte sismotectonique à l'échelle de la Tunisie

a - Cadre structural de la Tunisie

Au cours du chapitre I, dans la partie présentation du cadre général, le cadre structural de la Tunisie a été évoqué et décrit. Ci - dessous on s'interesse à la zonation structurale de la Tunisie.

b - Inventaire sur la sismicité en Tunisie

La sismotectonique en Tunisie a été cartographiée par Ben Ayed & Zargouni (1989) à une échelle 1/1.000.000^{ème} (Fig. 48). Cette carte a été élaborée tout en se basant sur les données de la sismicité historique et instrumentale ainsi que sur la localisation des éléments tectoniques tels que les failles et les accidents connus par leurs activités tectoniques récentes.

D'après les données sismiques fournies par l'INM en Tunisie, on distingue trois classes de séismes :

- ✓ la première classe caractérise les séismes historiques qui ont été enregistrés entre les années 410 et 1922. A partir de son réseau d'observateurs, puisque le service météorologique a archivé les événements sismiques ressentis en Tunisie ;

`

- ✓ la deuxième classe marque les séismes pré - instrumentaux qui ont été enregistrés entre les années 1922 et 1975 ;
- ✓ la troisième classe caractérise les séismes instrumentaux qui ont été enregistrés depuis 1975 jusqu'à nos jours. En effet, en 1975 un projet en collaboration avec l'Unesco a permis l'installation d'un réseau télémétré dans tout le pays.

b- 1 - La sismicité historique

D'après les données historiques des séismes enregistrés en Tunisie par l'Institut National de la Météorologie (l'I.N.M), on note que le potentiel sismique est assez important dans le Nord-Est de la Tunisie. Ceci a été déduit d'une part, de l'ampleur des désastres que les séismes ont provoqué et d'autre part, du fait que ces zones présentent une forte population (Ben Hassen, 2012). Les séismes historiques les plus destructifs ont été répertoriés dans le tableau 3 (Fig. 49).

Tableau 3 - Les plus importants séismes en Tunisie entre 410 et 1973 (Source : INM)

Date	Caractéristiques et conséquences
410	Destruction à Utique, avec fissures dans le sol, plusieurs répliques pendant une semaine.
854 ou 855	treize villages détruits aux environs de Kairouan, affaissement du sol.
Décembre 856	A Tunis, 45 000 victimes ensevelies sous les ruines, très vaste extension.
1758	A Tunis, grand nombre de maisons détruites ; plusieurs milliers de morts sous les ruines ; dégâts à Constantine.
6 janvier 1887	Ressenti à Tunis, dégâts considérable à Eljem.
1952	Forte secousse ressentie à Bou Ficha la nuit, fissures dans quelques constructions.
20 février 1957	Une très importante secousse de magnitude 5,6 : 13 morts, 102 blessés dans les Douars Sidi ABID, Sidi Touil, importants dégâts.
12 Août 1958	Secousse inscrite à Tamanrasset et Messine. Ressenti fortement dans la région d'El Djem où l'amphithéâtre romain a été endommagé ;
21 janvier 1961	Secousse enregistrée dans plusieurs observatoires ; légers dégâts à Monastir (Int 6 à 7) ; fortement ressentie à Sousse, Moknine, Ksar Hellal ;
18 février 1962	Forte secousses dans la région de Gafour, avec dégâts (Int 7 à 8) à Oum Zid, (Intensité 6 à 7) à el Akhouat et Gafour. Epicentre : 36° 3N 09°3E
1 décembre 1970	Fortes secousses ressenties dans le gouvernorat de Tunis, Bizerte et Béja : épicentre 36°90N 09°95 E (Intensité 7 à 8), magnitude 5,1. Localités les plus touchées : Saïda (Intensité 6), Sidi Thabet, (Intensité 7 à 8), Chouat (Intensité 7), Djedaida (Intensité 6 à 7)…
12 décembre 1970	Fortes secousse ressenties dans le gouvernorat de Tunis, Bizerte et Béja : épicentre 36°95N 10°00E (Intensité 7 à 8), magnitude 5,4. Localités les plus touchées : Sidi Thabet, (Intensité 7 à 8), Chouat (Intensité 7), Djedaida (Intensité 6 à 7)…
1 mars 1972	Secousse enregistrée et ressentie dans la région de Sousse. Localités les plus touchées : Kalâa Kébira (Intensité4 à 5), Hammam Sousse et Akouda (Intensité4), Monastir (Intensité 2), Sousse et Sidi Bou Ali (Intensité 4).

`

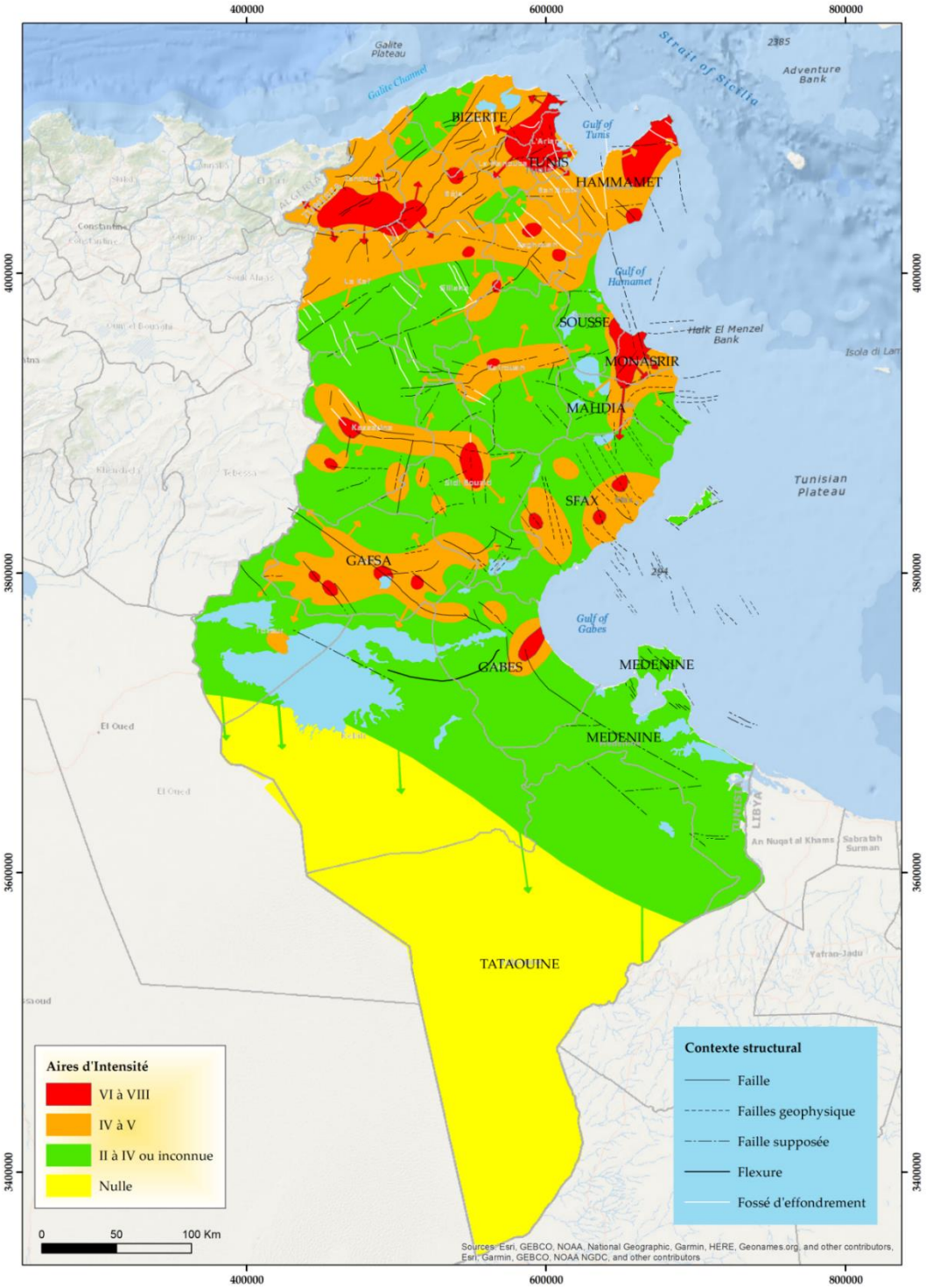


Figure 48 - Carte sismotectonique de la Tunisie au 1/1.000.000ème (Ben Ayed & Zargouni, 1989)

`

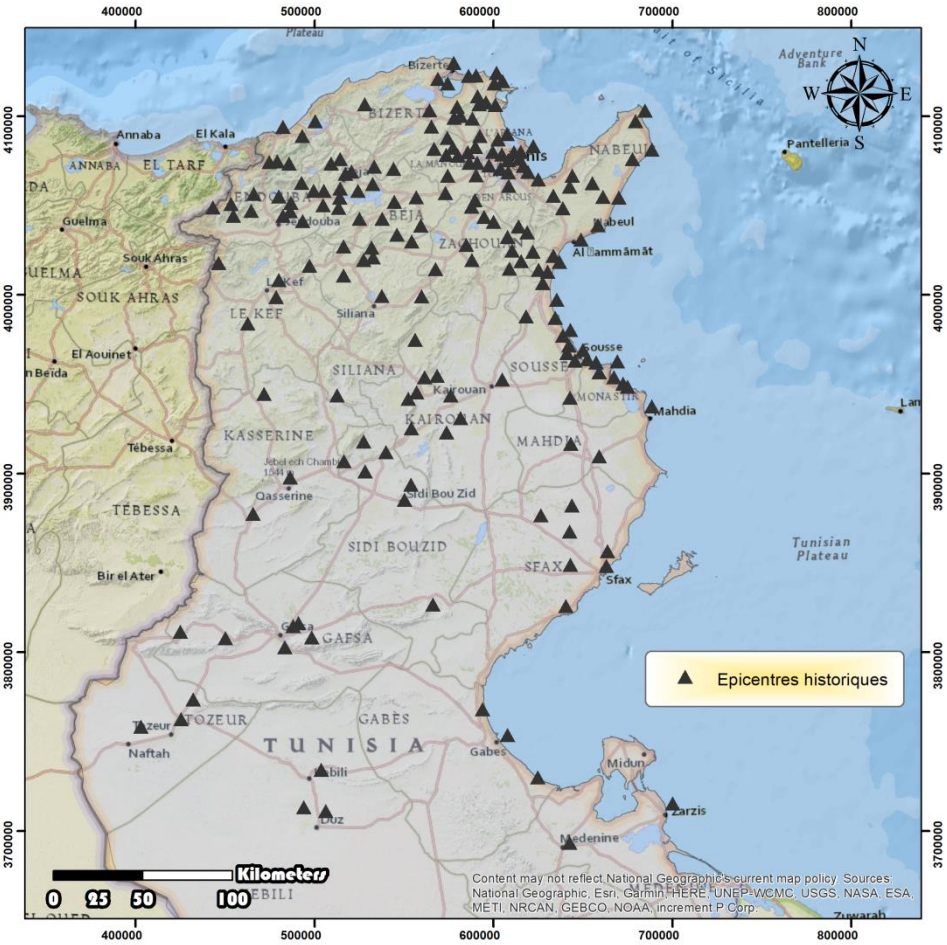


Figure 49 - Carte des épicentres des séismes historiques en Tunisie

(Source des données : INM)

b - 2 - La sismicité instrumentale

Suite aux dégâts provoqués par le séisme de décembre 1970 à Tunis, 3 stations télémétrées ont été installées à Menzel Bou Zelfa, Zaghouan et Kechabta en 1976. Ensuite, en 1989, 14 stations sismologiques ont été installées sur tout le territoire tunisien.

La Tunisie se caractérise par une activité sismique faible à modérée (magnitude <5). L'analyse de la répartition des épicentres pour la période de 1976 à 2018 montre qu'ils se regroupent en plusieurs zones (Fig. 50) :

• des zones où l'activité sismique est modérée à forte qui se localisent au niveau :

- ✓ du Nord de la Tunisie (Tunisie, Bizerte, Medjez el Bab, Jendouba, Ghardimaou) : cette activité sismique peut être expliquée d' une part par le linéament Ghardimaou - Cap Serrat et d'autre part par l'activité des linéaments de Teboursouk et El Alia;

`

- ✓ de l'Est de la Tunisie (Sousse, Monastir et Mahdia);
- ✓ du Sud (Gafsa).

• des zones où l'activité sismique est faible qui se localisent dans l'Ouest et le SE de la Tunisie.

• des zones où l'activité sismique est quasi - absente qui correspond à la plateforme saharienne.

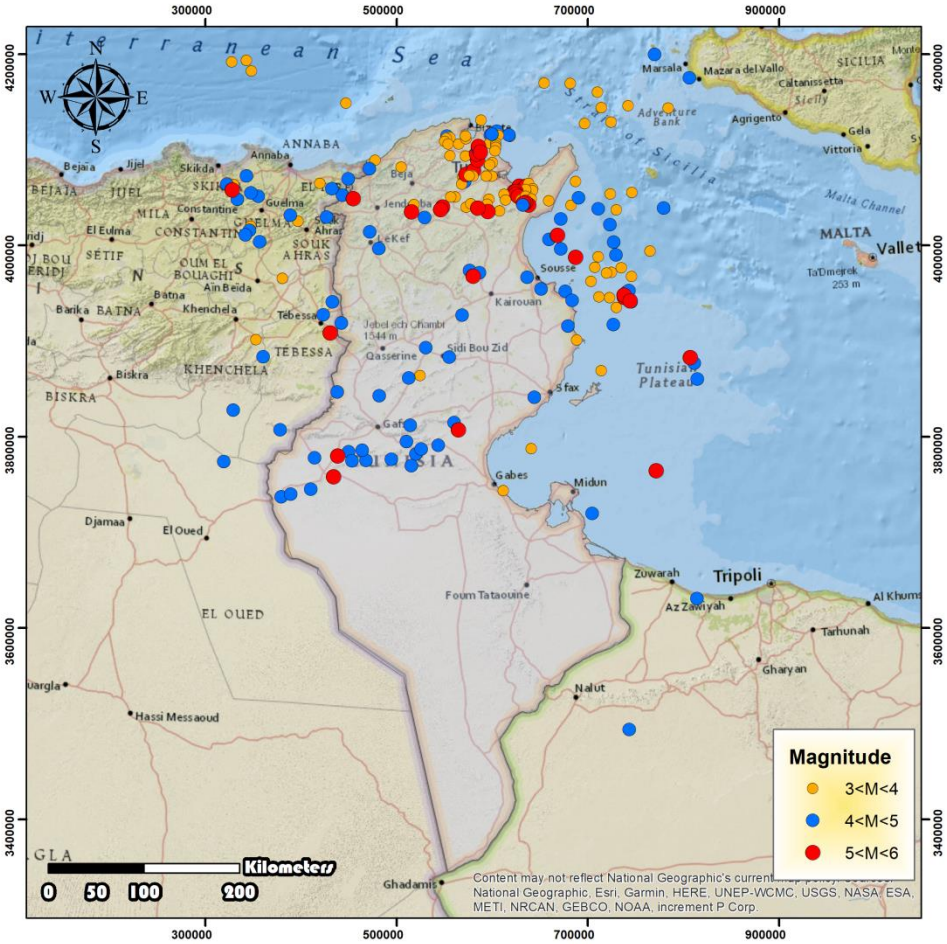


Figure 50 - carte des épicentres des séismes instrumentaux en Tunisie pour la période : 1976 - 2018

b.3 - Mécanisme au foyer

Afin d'étudier le régime sismique de la Tunisie, nous avons représenté les mécanismes au foyer des séismes en se basant sur les données fournies par l'I.N.M (Institut National de la Météorologie) le CSI (Centre Séismologique International,)ou du CSEM (Centre Sismologique EuroMéditerranéen). On remarque que la plupart des mécanismes au foyer montrent globalement

`

un régime compressif/décrochant orienté NNW – SSE et matérialisé par des failles inverses et des décrochements (Fig. 51). Ceci est confirmé notamment par le régime compressif qui caractérise la Tunisie et l'ensemble du Nord de l'Afrique.

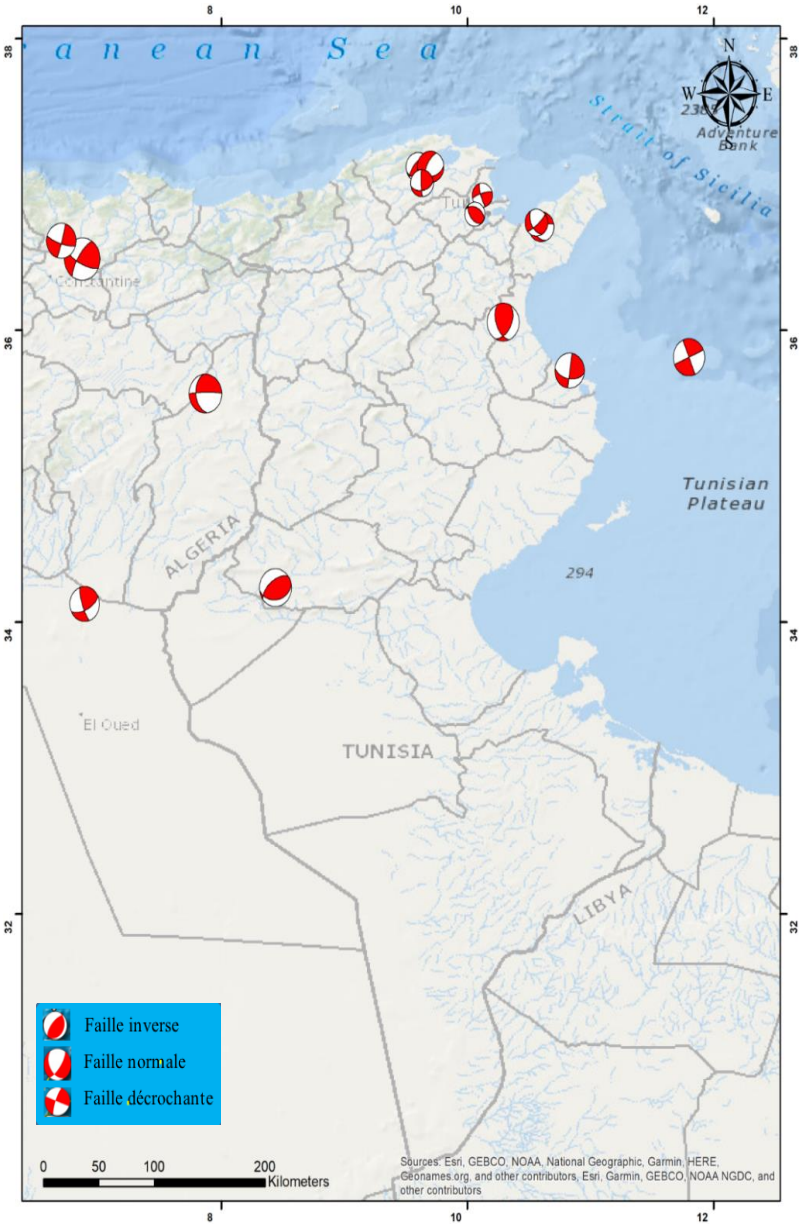


Figure 51 - Carte des mécanismes au foyer en Tunisie pour la période 1979 – 2018

`

b.5 - Profondeur des séismes

Afin de présenter la carte des profondeurs des foyers (hypocentres), on s'est basé sur les données fournies par l'ISC. On remarque que la majorité des profondeurs des foyers sont inférieurs à 30 km à l'échelle de la Tunisie entre les années 1976 et 2018. Ceci indique que les séismes en Tunisie sont superficiels (Fig. 52).

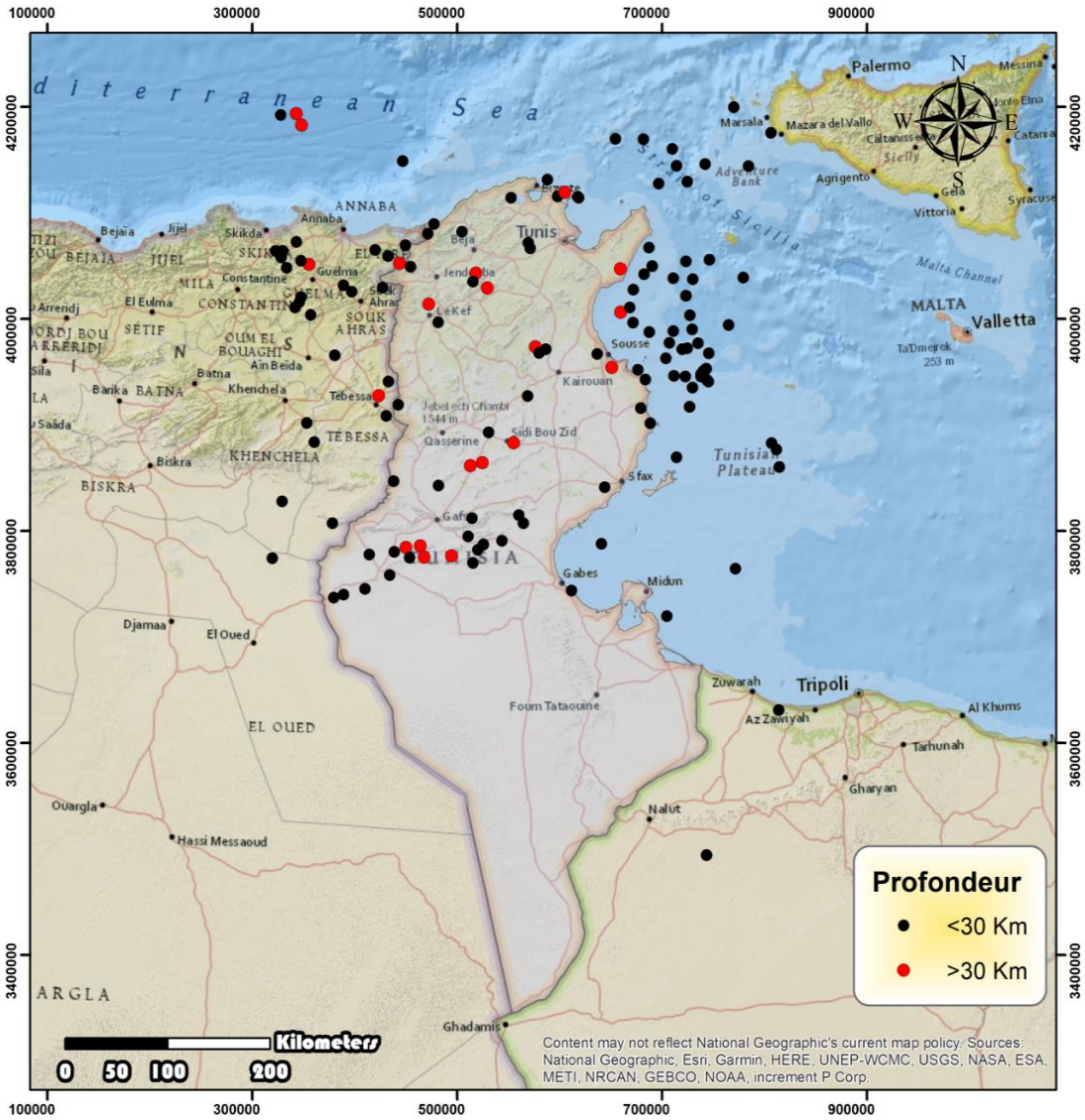


Figure 52 - Carte de profondeur des séismes en Tunisie pour la période 1976 – 2018

`

4 - Contexte structural et sismotectonique dans la zone de la partie NE de la Tunisie

a - Contexte géodynamique récent du secteur d'étude

L'étude de la géodynamique du Nord - Est de la Tunisie a été abordée par plusieurs auteurs (Le Mesle, 1890; Glangeau, 1927 ; Vaufrey, 1932 ; Castany, 1953 ; Laffite et Dumon, 1984. Dlala et al., 1995 ; Chihi, 1995 ; Melki et al., 2012. Ces auteurs ont signalé des déformations tectoniques récentes d'âge plio - quaternaire, dont la conséquence est l'architecture actuelle des structures tectoniques du Nord - Est de la Tunisie qui est en fait liée à l'activation et à la réactivation des structures tectoniques au cours des phases tectoniques distensives et compressives.

De façon générale, Zouari (1995) a souligné que:

- durant l'Oligocène : l'axe de déformation est en faveur d'un vecteur de mouvement orienté N - S et de sens sénestre de la plaque Africaine par rapport à l'Europe *au niveau* de la Tunisie. D'après Zouari (1995), il s'agirait d'un mouvement d'écartement entre l'Europe et Afrique ;
- pendant le Tortonien : l'axe de raccourcissement de cette tectonique, reconnu dans l'Atlas centro - méridional, est de direction globalement N - S. Le vecteur de mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe *au niveau* de la Tunisie est de direction N - S et le sens est dirigé vers le Nord. Ce régime globalement compressif traduit un rapprochement des deux plaques africaine et européenne ;
- au Villafranchien anté - Pléistocène moyen : les déformations produites traduisent un régime compressif à coulissant dont l'axe de raccourcissement est orienté N160°E. Ce qui est cohérent avec la poursuite du mouvement de rapprochement de l'Afrique vers l'Europe.

Dlala et al. (1984) ont proposé un modèle de déformation qui décrit l'évolution géodynamique du secteur d'étude depuis le Langhien jusqu'au Quaternaire (Fig. 53). Cette évolution montre que:

- au Langhien - Serravalien: les nappes de charriage qui se sont déplacées du NW vers le SE ont fini leur mise en place au Serravalien voir au Tortonien basal. Durant cette époque s'ouvrent les fossés de Tunisie sur l'emplacement des zones qui ont été également le siège des phénomènes distensifs au Crétacé moyen (Chihi et al., 1984) ;

`

- au Tortonien inférieur : le régime tectonique correspond à un important épisode compressif (phase atlasique). Dans le Nord, cette période se manifeste par le re - plissement des contacts des nappes suivant des plis NE - SW et par l'apparition d'écailles en avant du front des nappes (Rouvier, 1977) ;
- au Quaternaire : les mouvements compressifs Post - Villafranchiens sont nombreux. Cet épisode qui réactive les structures anciennes suivant les mêmes directions (compression NO - SE) se poursuit postérieurement affectant les terrains d'âge tyrrhénien par des plis, des failles inverses et des décrochements (Ben Ayed et al., 1978).

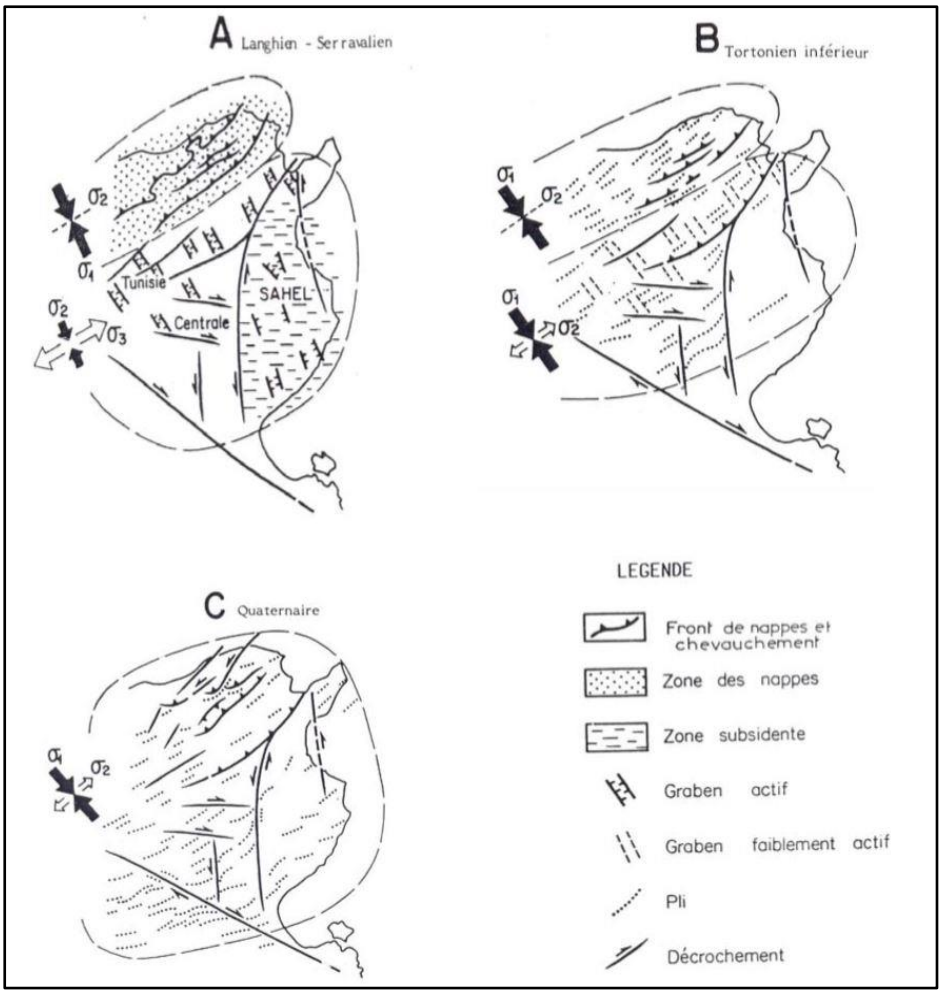


Figure 53 - Schéma illustrant l'évolution de la déformation au cours du Néogène et du Quaternaire à l'échelle de la Tunisie (Dlala, 1995)

`

Cette évolution tectonique implique au cours du temps une remarquable stabilité des directions de contraintes tectoniques depuis le début du Miocène jusqu'à l'actuel. Seules les valeurs relatives des contraintes varient pour donner, suivant les époques et les régions, des structures distensives ou compressives (Dlala, 1995).

b - Les accidents majeurs récents du secteur d'étude

La "déformation récente" correspond à la déformation qui concerne le Pléistocène supérieur jusqu'à nos jours (cf. Dlala, 1995). En Tunisie, les exemples de déformations récentes concernant les derniers - 100.000 ans B.P sont très nombreux et ont été décrits par plusieurs auteurs (entre autres... Vaufery, 1932 ; Castany, 1951 ; Dlala, 1995 ; Kacem, 2004...).

Dans cette partie, nous allons étudier les accidents majeurs récents les plus importants marquant le secteur d'étude. Les différents accidents se regroupent dans des fossés d'éffondrements, des plis et des failles (Figs. 54, 55).

b.1 - Les failles

- **Le réseau des failles NE - SW de Kéchabta–El Alia (FK)**

La distribution des bassins dans la partie nord du secteur d'étude est essentiellement commandée par une tendance structurale NE - SW.

Le bassin de Kechabta est affecté par des plis de direction ENE - WSW à EW liés à la faille sénestre majeure d'El Alia - Teboursouk de direction NNE - SSW et guidés par l'héritage de la tectonique ancienne. La réorientation des axes de ces plis et l'arrangement en échelon de ces derniers est le résultat de mouvements de décrochement le long de cette faille majeure (De Lamotte et al., 2009; Melki et al., 2010).

Ce réseau de plis - failles inverses correspond à des accidents préexistants ayant joué un rôle très important dans les variations d'épaisseurs des séries miocènes. Ces plis - failles affectent les dépôts plio - quaternaires surtout aux extrémités nord - ouest et sud - est. A Ras Jebel, ces accidents affectent les dépôts quaternaires avec le même degré de plissement des niveaux les plus anciens (Dlala, 1995; Kacem, 2004).

`

- **Faille N - S de Messeftine (FM)**

Cet accident correspond à une faille normale décrochante qui a induit la formation de plusieurs plis d'entraînement dans les formations quaternaires anciennes (silts rouges à concrétions calcaires et niveaux gréseux de la formation Porto - Farina d'âge pliocène). De même, à la rupture topographique séparant cette faille de la plaine de Mateur, les terrasses alluviales de l'Oued El Meleh sont basculées et montrent une discordance angulaire très nette sur les formations quaternaires (Kacem, 2004).

Le bassin de Messeftine est séparé du bassin de Jalta par la faille de Messeftine de direction N - S et séparée de celui de Kechabta par la faille majeure décrochante d'El Alia - Teboursouk.

- **Faille NW - SE de Mateur (FM1)**

Le bassin de Jalta est délimité au NW par la faille N030°E de Ras El Korane - Thibar, à l'Est par la faille N - S de Messeftine et au Sud, par la faille N140°E de Mateur. Ce bassin qui a la forme trapézoïdale s'étend du lac Ichkeul jusqu'à la ville de Mateur. Sa partie centrale été émergée durant le Miocène (Burollet, 1951) et le Pliocène (Melki, 1997).

- **La faille E - W du jebel Ennahli - Ammar (FNA)**

Entre la plaine d'el Mabtouha et le massif du Jebel Ammar, il existe un réseau de failles normales de direction moyenne N080°E, affectant les dépôts quaternaires les plus récents. Ces indices de déformation récente se situent sur un accident majeur reconnu en sub - surface. La présence de ces failles normales séparant les plaines et le massif du Jebel Ammar signifie que la dépression d'El Mabtouha correspond à une structure en effondrement (Dlala et Kacem, 2002).

- **L'accident NW - SE du Jebel Ennahli (FNE)**

Cet accident majeur s'étend sur une dizaine de kilomètres et décale l'anticlinal de Ennahli en décrochement sénestre. L'accident est de direction N140°E, et de pendage 72°NE (Kacem, 2004).

`

- **La faille de Mhamdia (FMH)**

A l'Est de la ville de Mhamdia, près d'une cité récemment construite, apparaît une ancienne faille de direction N - S, formant des micro - plis d'entraînement dans les alternances marno - calcaires du Crétacé terminal. Cette faille majeure affecte les silts rouges et les encroûtements calcaires les plus récents (Dlala et Kacem, 2002).

Dans la même zone, un accident de direction NE - SW au Jebel Talla dans lequel s'injectent des matériaux triasiques, montre les indices d'une activité tectonique récente puisqu'ils affectent les encroûtements les plus récents et les dépôts pulvérulents (tourba) en décrochement sénestre. A Sidi Bou Achoucha, les mêmes encroûtements sont affectés par des micro - décrochements de direction E - W montrant un décalage dextre. A ces micro - failles s'associent des fentes en échelon indiquant une compression NW - SE (N130 - N150 - N125 - N135 - N140°E).

Dans l'ancienne carrière de Mhamdia, le plateau calcaire éocène, plongeant de 8° vers le NW, est couvert par des calcaires lacustres. Ces calcaires sont affectés par plusieurs micro - décrochements (exemple : CD: N075°E–80°N–pitch08°W dextre), ils montrent parfois des escarpements et des torsions indiquant une instabilité tectonique, liée à l'existence de plusieurs failles (Kacem, 2004).

- **Faille N - S de Menzel Jemil (FMJ)**

Il s'agit d'une faille préexistante qui affecte toutes les séries allant du Trias jusqu'au Quaternaire. A l'affleurement, en passant par Douar Jouaouda, cette faille a engendré des micro - plis d'entraînement à axes verticaux ffectant le flanc nord de cette structure (Dlala, 1995). En sub - surface, cette faille est très profonde et présente des ramifications, ce qui confirme son importance à l'échelle régionale (Kacem et al., 2001).

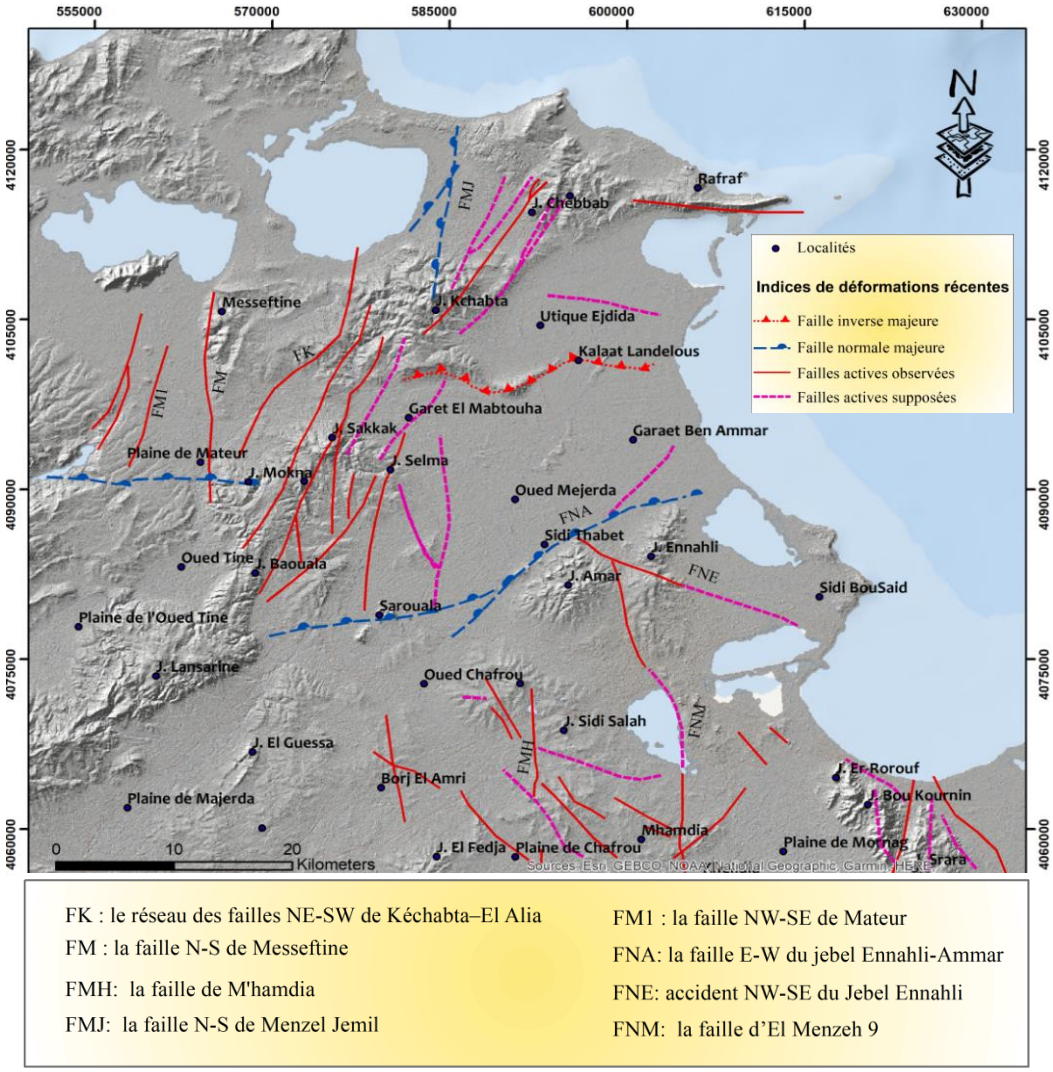
- **Faille d'El Menzeh 9 (FNM)**

Cet accident majeur apparaît sur plusieurs kilomètres. Il s'agit d'un décrochement sénestre de direction N - S, affectant les dépôts quaternaires les plus récents (Kacem, 2004).

`

- **Les failles bordant le graben de Grombalia**

La direction NW - SE à NNW - SSE des grandes failles normales est assez constante dans les abords immédiats du graben de Grombalia. Ces failles sont visibles sur les terrains d'âge oligocène à quaternaire récent (Chihi, 1995).



FK : le réseau des failles NE-SW de Kéchabta–El Alia
FM : la faille N-S de Messeftine
FMH: la faille de M'hamdia
FMJ: la faille N-S de Menzel Jemil
FM1 : la faille NW-SE de Mateur
FNA: la faille E-W du jebel Ennahli-Ammar
FNE: accident NW-SE du Jebel Ennahli
FNM: la faille d'El Menzeh 9

Figure 54 - Carte des failles récentes dans la partie NE de la Tunisie (Kacem, 2004)

`

b.2 -. Les fossés d'effondrement

- **Fossé de Jalta - Mateur (FJM)**

Ce fossé est situé au Sud du Jebel Ichkeul et il est limité par les failles de Messeftine et Mateur. Ce fossé présente des dépôts néogènes (Burrolet, 1951, Melki, 1997).

- **Fossés de l'Ariana (FA) et de Séjoumi (FS)**

Les deux fossés ont une direction NW - SE. Le graben dissymétrique de Séjoumi est une zone déprimée de direction N160 - 170°E dont la faille principale délimite à l'Est le horst de Tunis, tandis qu'à l'Ouest, ce fossé montre des failles antithétiques de faible importance. La dépression de l'Ariana est en forme de zone effondrée en graben (Ben Ayed, 1986). Le graben de l'Ariana de direction NW - SE fait partie des fossés d'effondrement qui caractérisent l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie (Caire, 1975 ; Ben Ayed, 1986 ; Chihi, 1995 ; Dlala, 1995 ; Ouerghi, 2014). Il est limité par des failles normales de direction N140 à N160°E.

- **Fossé de Grombalia (FG)**

Le fossé de Grombalia est limité par des failles kilométriques subverticales, de direction N160°E, qui tronquent toutes les structures plissées de la région. Le graben de Grombalia, de direction NNW - SSE subparallèle à la direction de raccourcissement régionale se caractérise parun régime de distension locale et montre une ouverture même en périodes compressives du Miocène supérieur et du Quaternaire (Chihi, 1995).

c - La sismicité historique et instrumentale

c.1 - Sismicité historique

Les documents réalisés par plusieurs auteurs (Rothe, 1969. Ambraseys, 1962. Zenati, 1990. Boutib,1998), montrent que la région du grand Tunis a connu au cours de son l'histoire, des séismes destructeurs dont on peut citer : le séisme d'Utique (410 avant J. C.) et les séismes survenus en 1425, 1735, 1750 et 1758 après J. C.).

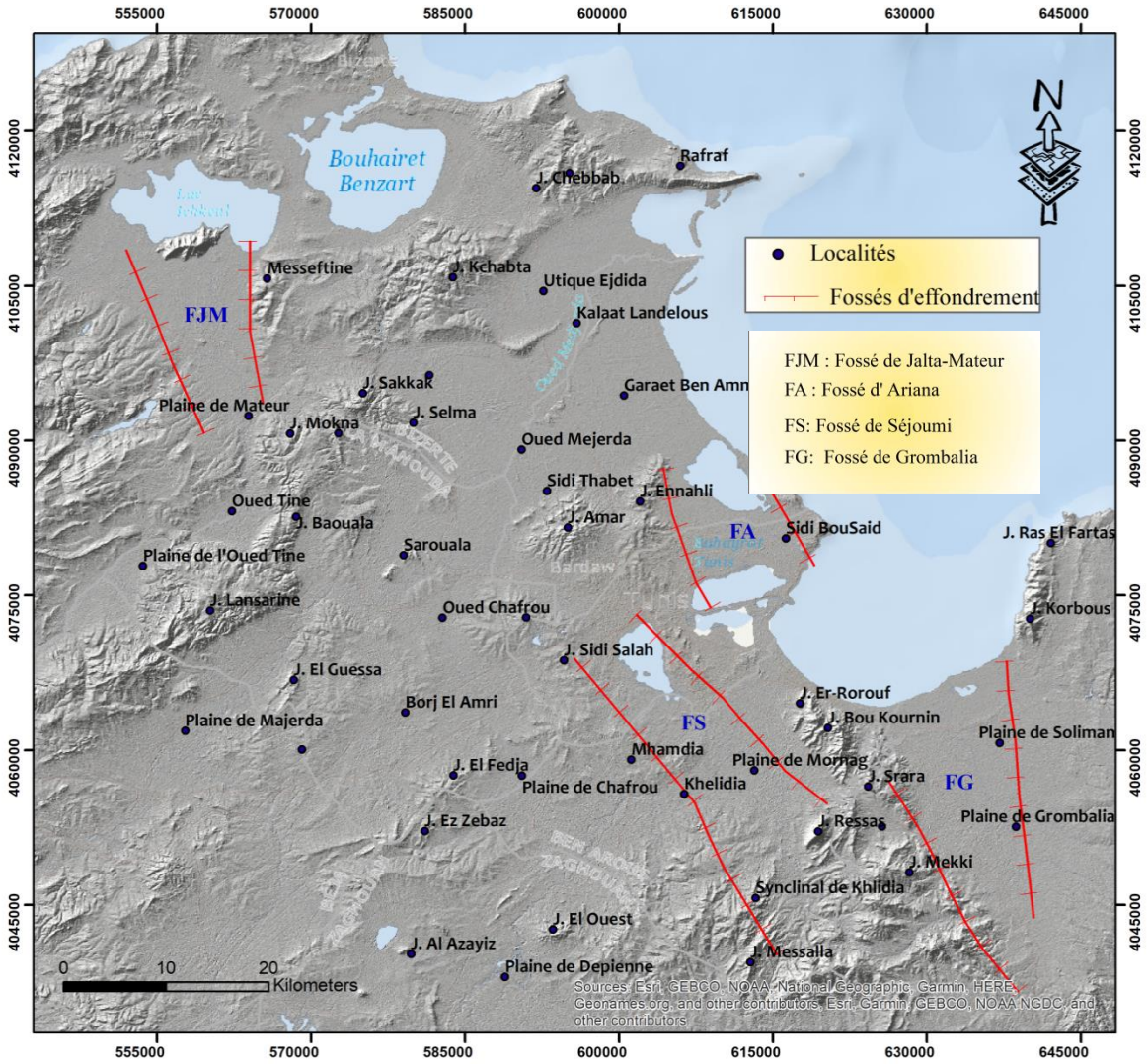


Figure 55 - Carte des fossés d'effondrement dans la zone d'étude (Ben ayed et Zarghouni, 1989)

D’autres séismes moins violents se sont produits à Tunis dont :

- le séisme du 15 au 21 décembre 1863 à Tunis, l’Ariana et la Goulette ;
- le séisme du 14 mars 1872 à Tunis et Mejaz El Bab ;
- le séisme du 17 mars 1904 à Tunis ;
- le séisme du 25 février 1920 à Tunis et Mejaz El Bab ;
- le séisme du 26 septembre et du 07 octobre 1922 à Tunis et Mornaguia ;
- le séisme du 27 et 28 juin 1927 à Tunis ;
- le séisme du 22 juillet 1929 à Tunis ;

`

- le séisme du 21 février 1932 à Tunis ;
- le séisme du 19 et 21 mai1948 à Tunis.

Ces données de sismicité historique soulignent bien que la région du Grand Tunis correspond à une zone sismique active à l'échelle du pays telle qu'elle a été soulignée par plusieurs auteurs (Hfaiedh, 1985; Hfaiedh et al., 1985; Ben Ayed, 1986; Ben Ayed et Zargouni, 1989; Boutib et al., 1997; Boutib, 1998).

c.2 - Sismicité instrumentale

La distribution de la sismicité instrumentale fait apparaître certaines zones où les épicentres se concentrent et se rangent sur des structures et des accidents connus par leurs activités tectoniques récentes (Fig. 56). Cette distribution nous permettra plus tard de dégager le zonage sismique de la zone d'étude (Fig. 57).

d - Zonage sismique de la zone d'étude

Afin de faire la zonation sismique de la zone d'étude, nous avons tout d'abord eu recours à une méthode d'interpolation sous le logiciel ArcGis. Il s'agit de la méthode inverse de la distance pondérée « IDW ».Ensuite, Le résultat trouvé a été superposé aux indices de déformations récentes signalés précédemment (Fig. 57).

D'après la carte obtenue (Fig. 57), cinq zones ont été distinguées :

- **zone de Mateur (Z1) -** L'activité sismique de cette zone est probablement liée à la présence du réseau de failles NE - SW de Kechabta - El Alia , la faille N - S de Messeftine et la faille NW - SE de Mateur (Kacem, 2004). Le séisme le plus fort enregistré dans cette zone se situe à l'extrémité sud de la zone, avec une magnitude de 5.2 degrés Richter ;
- **zone de Ghar El Meleh - Utique1 (Z2)** – Cette zone présente une sismicité assez importante. A part le séisme d'Utique dans la région (Utique 412) de magnitude 6.8 degrés Richter, nous notons que le seisme le plus fort dans cette région est celui de Ras Jebel de Magnitude 4.8 degrés Richter (9 avril 1978). Cette zone est marquée par les structures en plis–failles inverses de Besbassia - Utique - Golfe de Tunis, la faille E - W de Metline et d'autres failles secondaires (Kacem, 2004) ;

`

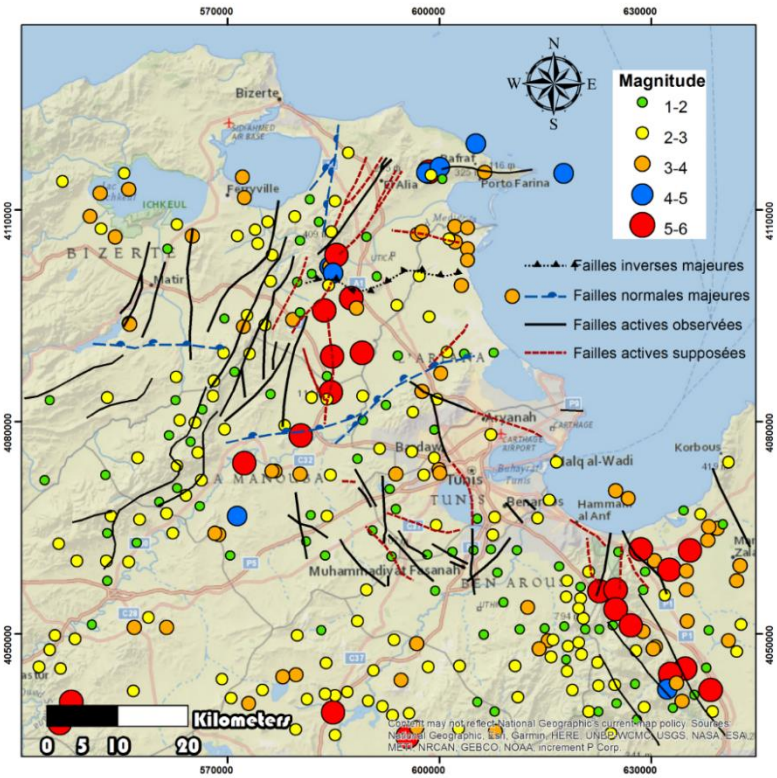


Figure 56 - Carte des épicentres des séismes instrumentaux au NE de la Tunisie pour la période 1976 2018

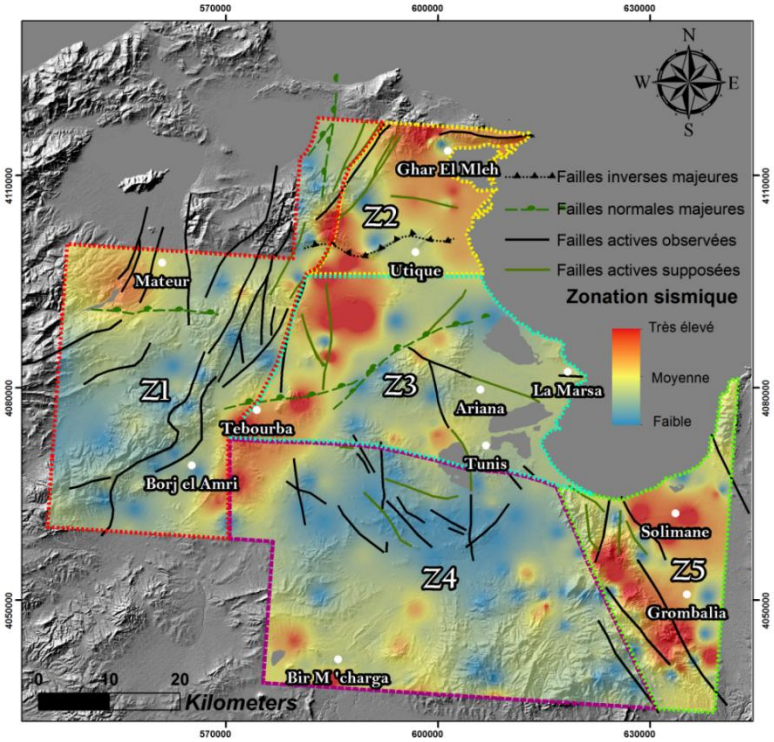


Figure 57 - Zonation sismique de la zone d'étude

`

- **zone de l'Ariana (Z3)** - Dans cette zone, la plus forte magnitude enregistrée est celle du séisme de Jedeida en 1970 qui est de 5.1 degrés sur l'échelle de Richter. La répartition des épicentres se fait selon une direction très proche d'E - W à NE - SW. Cette activité sismique est probablement rattachée aux failles bordières qui séparent les structures des jebels Ennahli, Ammar et Jedeida de la plaine d'El Mabtouha. En effet, les investigations tectoniques dans cette zone montrent l'existence de très importantes failles normales affectant les dépôts les plus récents dans ce secteur (Dlala et Kacem, 2002) ;
- **zone de Grombalia (Z5)** - la répartition des épicentres dans cette zone se concentrent surtout sur le fossé de Grombalia et présente une certaine homogénéité du point de vue des magnitudes qui varie peu entre 3 et 4 degrés Richter. Le séisme le plus fort qui a eu lieu est celui du Jebel Ressas, de magnitude de 4,2 degrés Richter et qui a été ressenti sur un rayon de 25 km. La majorité des séismes sont liés aux failles bordières qui limitent le fossé de Grombalia ainsi qu'à la faille de Zaghouan ;
- **zone de Tunis et sa banlieue (Z4)** - Depuis 1900, Tunis et sa banlieue semble être à l'abri des séismes violents. Au cours du XVIIIème et XIXème siècles, Tunis a été le siège de forts tremblements de terre qui ont causé plusieurs milliers de morts et des dégats matériels très importants. Les séismes les plus violents qui se situent à la limite nord du lac de Tunis, semblent être liés à la faille NW - SE. Cette faille s'étend sur une dizaine de kilomètres et décale l'anticlinal du jebel Ennahli en décrochement sénestre. L'activité récente de cette faille est montrée par le fait qu'elle affecte les derniers encroûtements calcaires et les silts rouges d'âge pléistocène supérieur (Dlala et Kacem, 2002).

En plus, vers le Sud de la région de Tunis, l'activité sismique paraît être modérée, mais en réalité elle est importante par le grand nombre de faibles secousses dont les magnitudes n'excèdent pas 3 degrés Richter. Il semble que certains évènements sont rattachés à l'accident de Zaghouan et d'autres sont rattachés à la faille N - S de Mhamdia et à la faille NE - SW de jebel Tella (Dlala et Kacem, 2002).

f - Mécanisme au foyer

Afin de mieux comprendre le régime tectonique affectant le NE de la Tunisie, Kacem (2004) a calculé les mécanismes au foyer de sept séismes. En effet, ces mécanismes ont été

`

superposés avec la carte des indices de déformations récentes pour comprendre l'origine de chaque seisme (Fig. 58, Tab. 4).

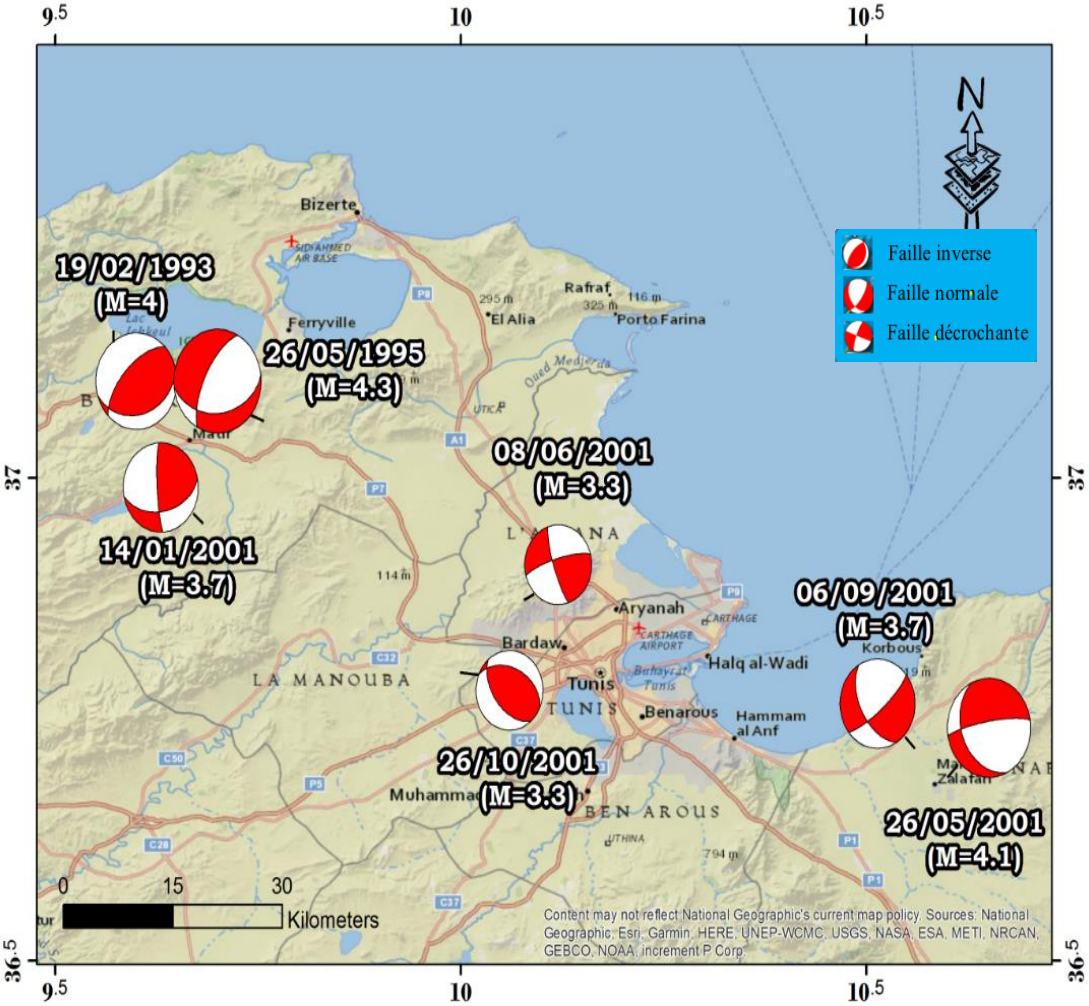


Figure 58 - Carte des Mécanismes au foyer au NE de la Tunisie (Kacem, 2004)

Le résultat de ce travail a montré la dominance d'un régime compressif de direction NW - SE avec apparition d'un régime distensif dans certaines zones. Ce résultat a été expliqué par une déformation distensive locale.

`

Tableau 4 – Les caractéristiques de quelques exemples de mécanismes au foyer du NE de la Tunisie (Kacem, 2004)

N	Date	Magnitude	Profondeur	Description
1	19/02/1993	4	9.1	-Mécanisme au foyer en faille inverse avec un axe de raccourcissement NW - SE. -Ce séisme se situe sur l'alignement triasique de direction NE - SW où il existe une faille active inverse (Dlala, 1995)
2	26/05/1995	4.3	5.6	-Mécanisme au foyer en faille normale avec un axe d'extension NW - SE. -L'épicentre calculé est voisin d'un accident E - W.
3	14/01/2001	3.7	7.2	-Mécanisme au foyer en en faille inverse avec un axe de raccourcissement NW - SE. -Ce séisme se situe au voisinage d'une faille inverse orientée N - S.
4	26/05/2001	4.1	10	-Mécanisme au foyer en faille normale décrochante. -L'épicentre est proche d'une faille normale orientée NNW - SSE qui représente la limite orientale du fossé de Grombalia.
5	8/6/2001	3.3	6.1	-Mécanisme au foyer en décrochement avec un axe de raccourcissement N030. -L'épicentre est au voisinage d'un décrochement N - S senestre qui affecte les dépôts quaternaires les plus récents.
6	6/9/2001	3.7	3.5	-Mécanisme au foyer en faille normale décrochante avec un axe d'extension N104. -L'épicentre coïncide avec la limite orientale du fossé de Grombalia.
7	26/10/2001	3.3	25	-Mécanisme au foyer en faille inverse avec un axe de raccourcissement N038. -Ce séisme se situe au voisinage d'un alignement N- S à NW - SE dans lequel s'injectent des matériaux triasiques et montre les indices d'une activité tectonique récente puisqu'il affecte les encroûtements les plus récents et les dépôts pulvérulents.

`

III - Conclusion

En conclusion, au cours du deuxième chapitre, nous avons étudié le contexte sismotectonique et structural en partant d'une échelle globale jusqué à l'échelle locale. En effet, nous avons d'abord étudié l'activité sismique à l'échelle mondiale puis à l'échelle de la Méditerranée, ensuite en Tunisie et enfin dans la partie NE de la Tunisie. Cette étude nous a permis de déduire que:

- à l'échelle mondiale, la plupart des séismes à forte magnitude sont situés sur les limites des plaques ;
- à l'échelle de la Méditerranée, l'activité sismique est hétérogène. On note que les épicentres coïncident avec les accidents majeurs tel que l'accident sud atlasique ;
- à l'échelle de la Tunisie, les évènements sismiques se caractérisent d'une part par une magnitude modérée à faible variant entre 1 et 5,8 et d'autre part par des profondeurs superficielles caractéristiques de séismes intraplaques (Kacem, 2004);

  Le calcul des mécanismes au foyer des séismes a permis de déduire que le régime est globalement compressif avec une direction NW - SE ;
- à l'échelle de la partie NE de la Tunisie :
  - la cartographie des épicentres a permis la détection de cinq zones sismiques. Chaque zone coïncide bien avec des accidents majeurs.
  - la représentation des mécanismes au foyer a permis de déduire l'existence d'un régime compressif NW - SE qui concorde bien avec le régime déjà existant à l'échelle régionale.

`

CHAPITRE III : ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA PARTIE NE DE LA TUNISIE

`

I - Introduction

La géomorphologie est l'étude des formes de relief et de leurs processus de formation sur la surface de la terre. En effet, elle a pour but la reconstitution de l'histoire des paysages (ex: Deffontaines, 1990; Kühni & Pfiffner, 2001; Slama, 2008 ; Ben Hassen, 2012...). Pour l'interprétation du relief, on a recours à l'utilisation du Modèle Numérique du Terrain (MNT) (Deffontaines, 1990). Dans ce chapitre, nous allons tout d'abord effectuer une étude comparative entre les différents types de MNT disponibles afin de choisir le plus précis. Ensuite, nous allons étudier les différents aspects du relief du secteur d'étude. Ces paramètres géomorphologiques seront principalement appréciés pour leurs significations morpho - tectoniques et morphostructurales.

1- Les notions de base

- Les types de données topographiques (Fig. 59) :
  - des données linéaires : les courbes de niveau ;
  - des données ponctuelles : les points altimétriques ;
  - des réseaux de triangles irréguliers (RTI ou TIN en anglais) ;
  - une grille régulière Raster ;
  - des coupes topographiques.

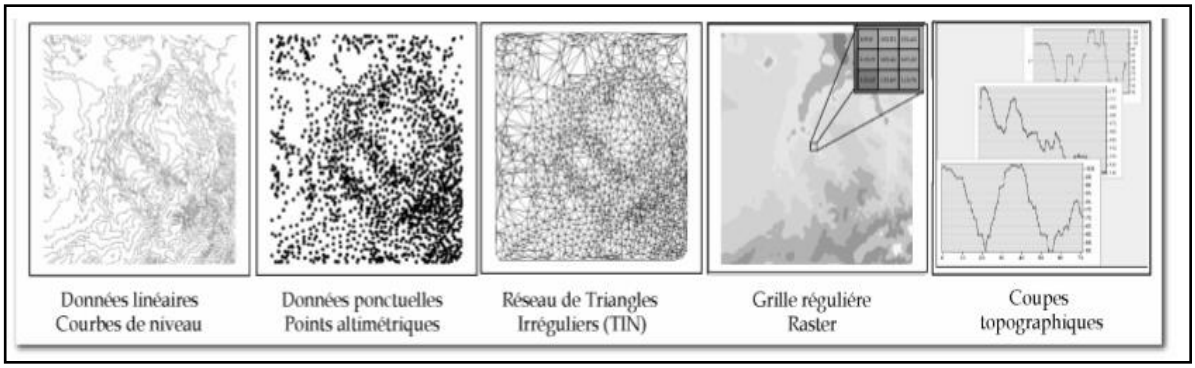


Figure 59 - Les types de données topographiques (Ben Hassen, 2012)

- Le modèle numérique de terrain (MNT) : il a été utilisé depuis les années 50 (Miller & Laflamme, 1958). Il s'agit d'une représentation 2,5D de la surface d'un terrain ou d'une planète. Le bâti (lignes électriques, bâtiments…) et les

plantes (arbres et autres types de végétation) ne sont pas inclus dans un MNT créé à partir des données d'altitude de terrain (Rognant, 2000). Un MNT peut être représenté sous la forme d'un raster ou d'un réseau triangulaire irrégulier (TIN) ;

- Le modèle numérique de surface (MNS) : le MNS est un ensemble de points 3D. Il représente les élévations des surfaces réfléchissantes des arbres, des bâtiments et d'autres éléments surélevés au - dessus de la «Terre nue». Un MNS peut être représenté sous la forme d'un raster ou d'un réseau triangulaire irrégulier (TIN) (Fig.60).

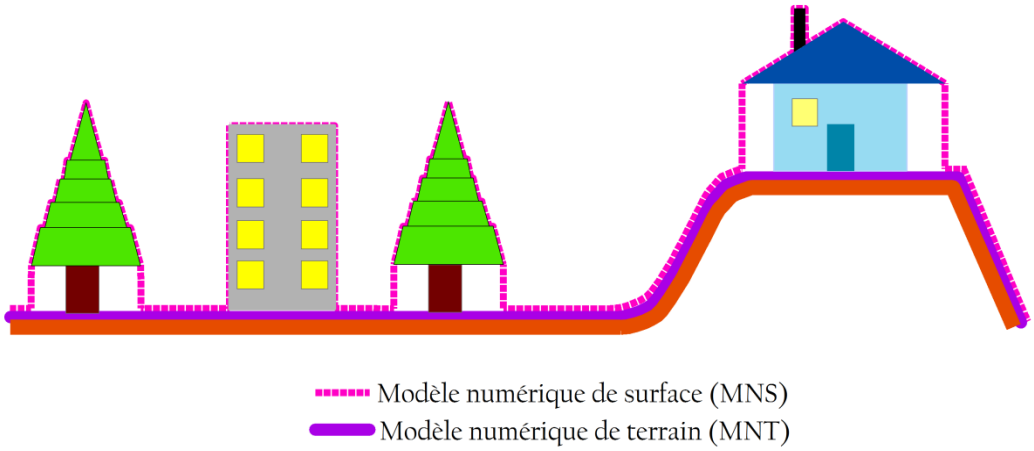


Figure 60 - Les types de données topographiques

- Les sources dérivées des MNT et MNS sont diverses dont :
  - les coordonnées de terrain (x, y, z) grâce à la technique du GPS. Cette méthode n'est pas aussi fiable à cause des erreurs de collecte, d'enregistrement et de production des données (Slama, 2008 ; Milan et al., 2011 ; Xie et al., 2011 ; Ben Hassen, 2012) ;
  - la numérisation des courbes de niveau permet d'acquérir les données d'élévation (Monier, 1997) ;
  - la stéréoscopie à partir des couples d'images aériennes ou satellitaires (Carter 1988 ; Moore et al, 1991 ; Weibel & Heller 1991 ; Wilson & Gallant, 2000) ;

`

- le système Laser aéroporté (Lidar) qui mesure la distance à une cible en l'illuminant avec une lumière laser et en mesurant les impulsions réfléchies avec un capteur. Les différences de temps de retour laser et de longueur d'onde peuvent ensuite être utilisées pour créer des représentations numériques en 3D de la cible. Le lidar est parfois appelé balayage laser 3D. Il est couramment utilisé pour créer des cartes à haute résolution avec des applications dans plusieurs domaines ;
- l'interférométrie radar qui est une technique utilisée en géodésie et en télédétection. Cette méthode géodésique utilise deux ou plusieurs images radar pour engendrer des cartes de déformation de surface ou d'élévation numérique, en utilisant les différences de phase des ondes renvoyées au satellite. La technique peut potentiellement mesurer des changements à l'échelle millimétrique de la déformation sur des durées allant de plusieurs jours à plusieurs années. Elle est utilisée pour la surveillance géophysique des risques naturels.

- Les produits dérivés des MNT et MNS sont diverses. Parmi ces produits citons :
  - la carte des pentes : elle indique l'orientation et l'inclinaison en chaque point du terrain ;
  - la carte d'exposition : elle indique la direction d'orientation de la pente par rapport au nord geographique ;
  - la carte d'estompage : c'est une carte de luminance basée sur les paramètres d'azimuth et d'élévation d'une source lumineuse fictive simulant l'ensoleillement du soleil (parfois improprement appelé ombrage car il n'y a pas d'ombre porté dans un estompage);
  - la texture du terrain du point de vue géologie et morphologie ;
  - l'étude des bassins versants et des réseaux hydrographiques...

`

Sources des MNT disponibles en ligne

Pour le NE de la Tunisie, cinq types de MNT sont disponibles en ligne. Ils peuvent être utilisés dans plusieurs applications telles que l'analyse morphométrique, l'étude structurale…

a - ETOPO

Le modèle de relief global ETOPO1 (Earth Topography) à une (1) minute d'arc, produit par le National Geophysical Data Center (Colorado), fournit deux couches d'informations sur le relief. Une couche représente le relief global, y compris le substrat rocheux au dessus de l'Antarctique et du Groenland, et une autre couche du relief global incluant les hauteurs des fonds océaniques. Les versions historiques d'ETOPO1 (2008) sont les modèles de relief ETOPO2 et ETOPO5 (résolution de 2 et 5 minutes d'arc sachant que la résolution au sol d'une minute d'arc est 1.9 km).

b - GTOPO 30

GTOPO30 est un modèle numérique global d'élévation (MNT) avec un espacement de grille horizontal de 30 secondes d'arc (environ 1 kilomètre). GTOPO30 est dérivé de plusieurs sources d'informations topographiques matricielles et vectorielles. Le GTOPO30, achevé à la fin de l'année 1996, a été mis au point sur une période de trois ans grâce à un effort de collaboration mené par le personnel du Centre d'observation et de recherche scientifique sur les ressources du sol (Geos) de la Commission géologique américaine (EROS). Ce produit a été exploité dans les études géomorphologiques par plusieurs auteurs (Smith & Sandwell, 1997; Hastings & Dunbar, 1999 ; Montgomery & Brandon, 2002).

c - SRTM

La mission de topographie issue de données radar de la navette spatiale Endeavour s'est déroulée du 11 au 22 février 2000. Elle a permis de créér le MNT SRTM. La National Aeronautics and Space Administration (NASA) et la National Geospatial - Intelligence Agency (NGA) ont participé à un projet international d'acquisition de données radars qui ont été utilisées pour créer le premier ensemble quasi - global d'élévations de terre. Les radars utilisés lors de la mission SRTM ont, en fait, été développés et utilisés dans le cadre

`

de deux missions Endeavour en 1994. La technologie a été modifiée pour la mission SRTM afin de collecter un radar interférométrique, qui consistait à comparer deux images radars ou signaux pris à des angles légèrement différents (Rabus et al., 2003). Leur première mise en disposition au public était en septembre 2003 (pixel de 90m).

d - ASTER – GDEM

La première version de l'ASTER GDEM a été mise en libre accès en juin 2009. Cette version a été engendrée à l'aide d'images stéréo - paires collectées par l'instrument ASTER Terra. La couverture d'ASTER GDEM s'étend de 83 degrés de latitude nord à 83 degrés de latitude sud, couvrant 99% de la masse terrestre du globe avec une résolution de 30m.

e - MNT calculé à partir des cartes topographiques

Pour la production d'un MNT, il faut interpoler la surface du terrain. Deux types d'interpolation ont notamment été définie par Monier (1997, etc) :

- les méthodes d'interpolation nommées exactes : la principale méthode d'interpolation exacte est la triangulation de Delaunay. Le résultat de cette méthode est un réseau de triangles irréguliers reliant un ensemble de points en nombre fini (Rognant, 2000). Ce format transforme la topographie en une somme de triangle parfois bien loin de la réalité ;
- les méthodes d'interpolation nommées non exactes où le produit est une grille régulière. Ces dernières sont basées sur des algorithmes d'interpolation (IDW ; RST; kriging ; Natural Neighbors…). Néanmoins, ce format présente quelques désavantages (Rousseaux, 2006) vu la difficulté d'une représentation fidèle des caractéristiques morphologiques du terrain (Moore et al., 1991).

f - MNT calculé à partir de l'interférométrie radar

Avec le lancement du satellite SEASAT de la NASA en 1978, les radars d'imagerie spatiaux ont commencé à jouer un rôle important dans la télédétection de la Terre. Les premières missions ont démontré que le radar à synthèse d'ouverture (SAR) est capable de cartographier de manière fiable la surface de la Terre et d'obtenir des informations sur leurs propriétés physiques, telles que la topographie, la morphologie, la rugosité et les

`

caractéristiques diélectriques de la couche de rétrodiffusion. Le SAR peut être utilisé de manière plus avantageuse sur la terre, la glace et la mer. Comme les systèmes SAR spatiaux fonctionnent dans le régime du spectre à micro - ondes (longueur d'onde cm à dm) et procurent leur propre éclairage (satellite actif), ils peuvent acquérir des informations de manière globale et presque indépendamment des conditions météorologiques et de l'éclairage solaire. Cela peut être un facteur décisif pour l'imagerie des régions polaires ou tropicales (imagerie tous temps et jour/nuit). Les SAR sont donc les mieux adaptés aux tâches de surveillance opérationnelle. La géométrie d'imagerie latérale, les techniques de compression d'impulsions ainsi que le concept d'ouverture synthétique sont utilisés pour obtenir des résolutions des pixels de l'ordre de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres avec des antennes physiques de taille modeste (Bamler et Wessling, 1997).

L'utilisation des SAR spatiaux comme interféromètres n'est devenue populaire que récemment (1992), bien que le principe de base remonte aux travaux effectués pendant la seconde guerre mondiale et également au début des années 70 (Graham, 1974, Richman, 1971). Cependant, en ce qui concerne les applications terrestres, c'est seulement dans les années 80 que les premiers résultats ont été publiés (Zebker et Goldstein, 1986 ; Gabriel et Goldstein, 1988 ; Prati et al., 1989). À cette époque, peu de jeux de données SAR étaient disponibles pour les enquêtes interférométriques. Ce n'est qu'après le lancement du satellite ESA ERS - 1 en 1991 qu'une énorme quantité de données SAR adaptées à l'interférométrie est devenue disponible et qu'une série de groupes de recherche ont commencé à étudier la méthode de manière intensive et avec succès (Prati et Rocca, 1992 ; Rodriguez et Martin, 1992 ; Zebker et Villasenor, 1992 ; Hartl et al., 1993 ; Massonnet et Rabaute, 1993 ; Massonnet et al., 1993 ; Prati et Rocca, 1993 ; Hartl et al., 1994a ; Hartl et al., 1994b ; Gatelli et al., 1994 ; Prati et al., 1994 ; Zebker et Rosen, 1994 ; Zebker et al., 1994 ; Massonnet et al., 1995 ; Moreira et al., 1995 ; Wegmüller et al.,1995 ; Lanari et al., 1996 ; Wegmüller et Werner, 1997). Aujourd'hui, il est généralement admis qu'InSAR et la méthode différentielle InSAR « D – InSAR » sont des outils extrêmement puissants pour cartographier avec précision la topographie de la Terre.

`

2- Choix des MNTs utilisés pour le NE de la Tunisie

Dans cette partie, nous allons essayer d'étudier la qualité des modèles numériques de terrain en comparant les deux couches matricielles l'ASTER - GDEM et le SRTM par rapport à un MNT de référence. Ensuite, suivant les résultats que l'on va obtenir, nous choisirons le MNT le plus précis sur lequel nous effectuerons l'analyse morphologique de la zone d'étude. Nous allons utiliser trois modèles numériques de terrain pour la représentation de la topographie terrestre pour effectuer cette comparaison :

- le premier modèle est le MNT créé à partir des cartes topographiques à 1/ 25000ème publiées par l'office de la topographie et de la cartographie. La méthode d'interpolation utilisée dans ce travail est la méthode "kriging". En effet, plusieurs études de comparaison entre les différentes méthodes d'interpolation ont montré que la méthode kriging est la plus adéquate pour engendrer ce type de MNT (Slama, 2008 ; Kumar et al., 2015 ; Szypuła, 2016). Ce modèle sera pris comme MNT de référence. On note que les cartes topographiques :
    - sont projetés dans le système de projection Lambert Nord de la Tunisie ;
    - l'ellipsoïde de référence est celle de Clarke (1880) et Carthage est la projection locale (Datum) ;
    - l'équidistance (intervalle entre les courbes de niveau) est de 10 m.
- le second modèle est l'ASTER - GDEM avec une résolution spatiale de 30 mètre ;
- le troisième modèle est le SRTM - 1 - second avec une résolution spatiale de 30 mètre.

4 - Contrôle de la qualité des données topographiques

D'après Wise (1998), le MNT est utilisé en tant que représentation exacte du terrain. Mais en réalité, ce modèle peut dissimuler quelques défaillances (Vauglin, 1997 ; Charleux - Demargne, 2001). Ces dernières se traduisent par des erreurs dans les produits dérivés. Il faut donc analyser la qualité avant toute utilisation de ce produit (Ben Hassen, 2012).

`

La qualité d'un MNT est déterminée par son degré de satisfaction à l'utilisation (Chrisman, 1986 ; Puech, 1993 ; Polidori, 1995 ; Harvey, 1998). Dans ce contexte, nous allons réaliser une étude comparative entre les différents MNTs afin de choisir le modèle le plus précis et qui présente l'erreur la plus faible. Nous avons choisi la région de Ghar El Meleh pour réaliser ce test.

a - Calculs statistiques effectués sur différents MNT

Afin de pouvoir comparer les différents modèles numériques de terrain (MNT) de la zone d'étude, nous les avons tout d'abord transformés dans le même système de projection. Mercator Transversal Universel (UTM) zone 32 Nord WGS 1984 a été choisi comme ellipsoïde de référence. Afin de donner un résultat plus fiable dans cette analyse comparative, un "remplissage" a été appliqué aux dépressions locales pour tous les MNTs bruts (Band, 1986) pour combler les puits (pixels) caractérisés par des valeurs (altitudes) incompatibles avec les cellules de voisinage. (Fig. 61).

A partir des MNT réalisés, nous avons calculé les statistiques des élévations et des pentes pour chaque modèle (Tab. 5).

Tableau 5 - Les statistiques pour chaque MNT

Type	Description	Min	Max	La moyenne	Écart type
MNT de référence	Élévation	0	420	90.93	73.86
	Pente	0	33.52	5.42	5.3
SRTM	Élévation	- 9	413	88.52	74.07
	Pente	0	40.32	5.47	4.96
ASTER - GDEM	Élévation	4	412	87.2	72.46
	Pente	0	40.95	5.91	5.07

`

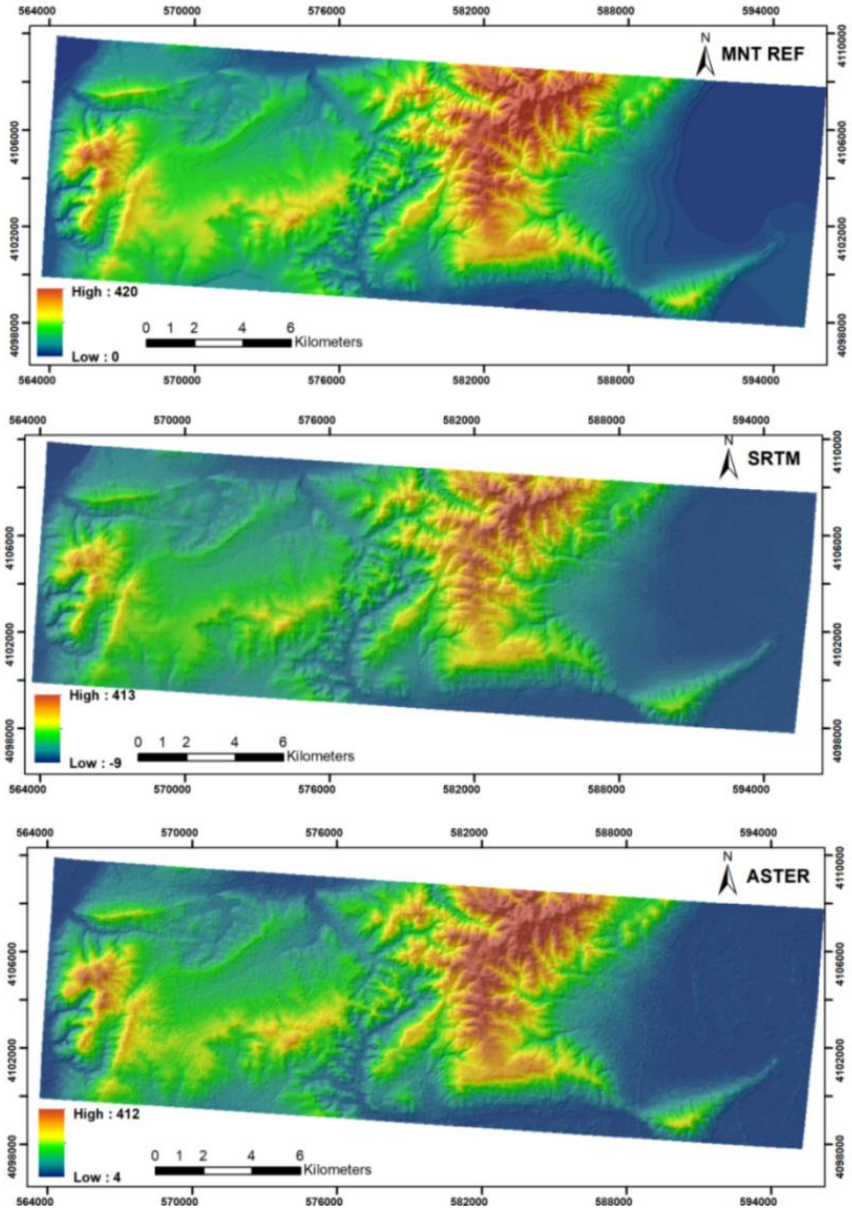


Figure 61 - Les trois types de modèle numérique de terrain (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

b - Comparaison des MNT

La validation de la qualité des MNT est fondée sur (Polidori, 1995, David & Fasquel, 1997):

`

- la validation interne qui se base sur la connaissance des caractéristiques du relief sans utilisation des données référentielles ;
- la validation externe qui se base sur la comparaison du MNT à des données référentielles.

b.1 - Validation interne des MNT

- Comparaison visuelle

La manière de comparaison des MNT la plus simple est celle de la comparaison visuelle des cartes de relief ombré et de pente. La figure 62 montre la comparaison entre les cartes de pente des trois MNT. On remarque, d'une part, que le SRTM concorde le plus avec le MNT de référence et que l'ASTER GDEM est très affecté par du "bruit".

- Différence altimétrique entre les MNT

Nous avons calculé les différences entre le SRTM et le MNT de référence, d'une part : et l'ASTER et le MNT de référence d'autre part. Les résultats trouvés visualisent les distributions spatiales des erreurs pour chacun des MNT (Fig. 63). Visuellement, il est remarquable que le meilleur résultat soit obtenu par le SRTM. Ceci est confirmé par les erreurs résiduelles obtenues à partir des deux MNT (Tab. 6).

Tableau 6 - Les statistiques des cartes des erreurs résiduelles obtenues à partir des deux MNT (MNT SRTM et ASTER - GDEM).

Soustraction MNT	Min	Max	La moyenne	Écart type	RMSE
SRTM - Référence	- 37.2	27.54	- 2.33	3.63	**4.1**
ASTER - Référence	- 35.65	40	- 3.56	5.5	6.56

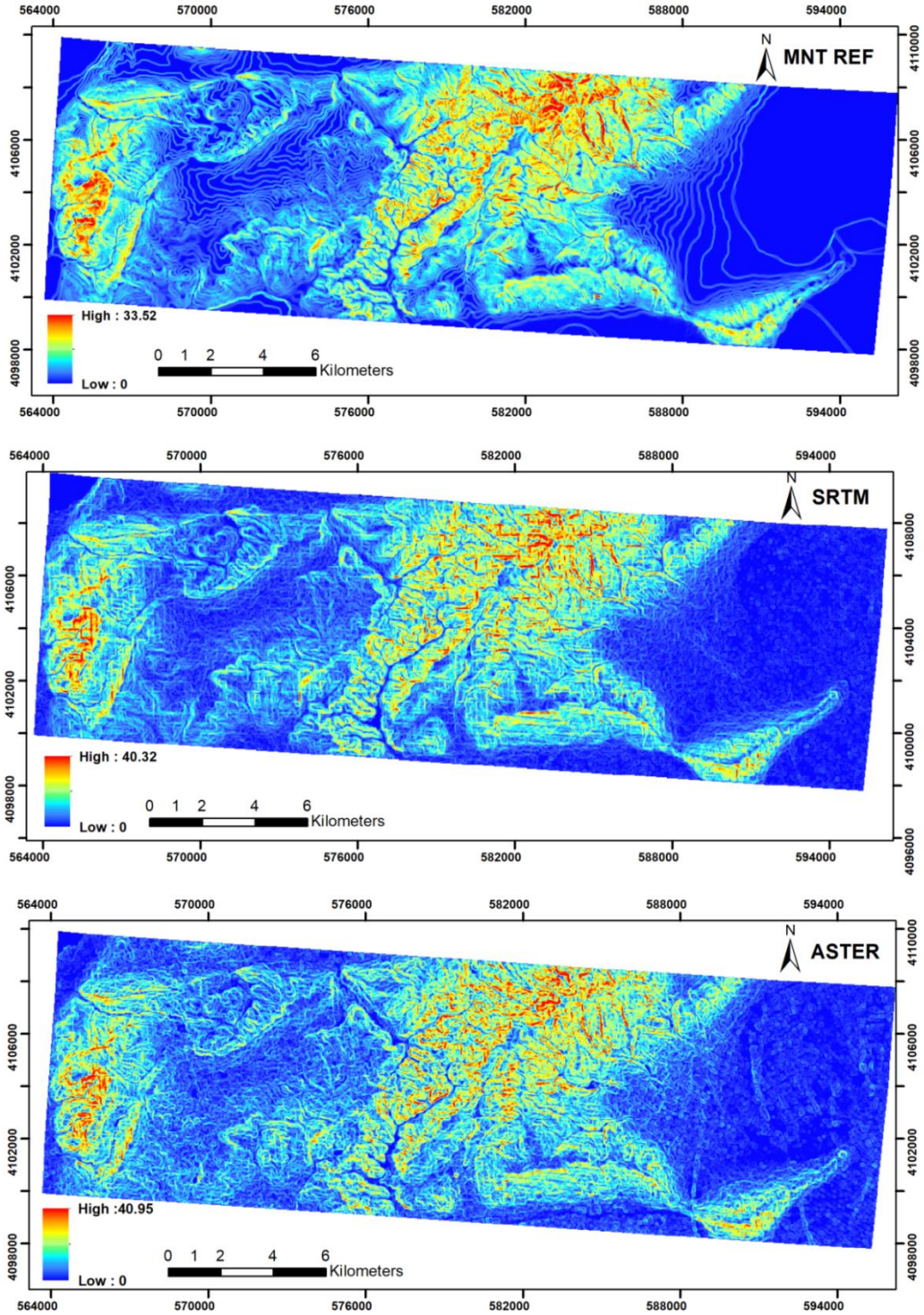


Figure 62 - Les cartes de pente des trois types de MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

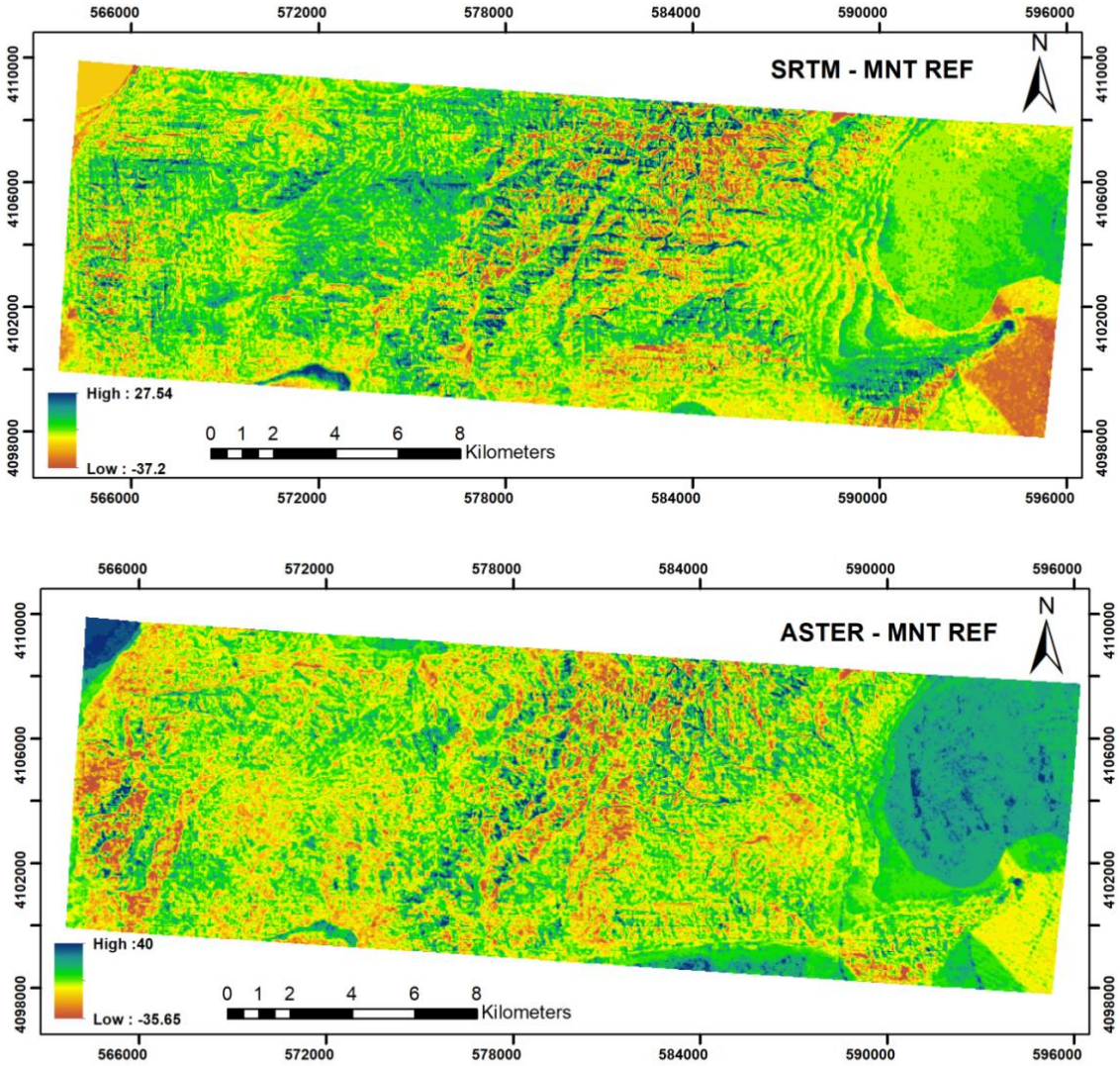


Figure 63 - Les cartes des erreurs résiduelles obtenues à partir du SRTM et l'ASTER - GDEM)

D'après les résultats obtenus, on remarque que les données SRTM offrent une meilleure précision que l'ASTER GDEM. En effet, l'erreur RMSE obtenue par le SRTM est plus faible que celle obtenue par l'ASTER GDEM. Cette différence a été aussi confirmée par plusieurs travaux (Hensley et al, 2001, Fujisada et al., 2005 ; Slater and al., 2009 ; Ben Hassen, 2012 ; Ouerghi, 2014).

`

- <u>Comparaison des profils topographiques des MNT</u>

Pour cette méthode, nous avons extrait un profil topographique (AB) à partir de chaque MNT afin de les comparer (Figs. 64, 65). Les résultats trouvés montrent que le SRTM est aussi le plus proche de la topographie de référence que l'ASTER GDEM pour les trois coupes topographiques choisis. Ceci confirme bien que le SRTM présente une meilleure précision par rapport au MNT ASTER GDEM.

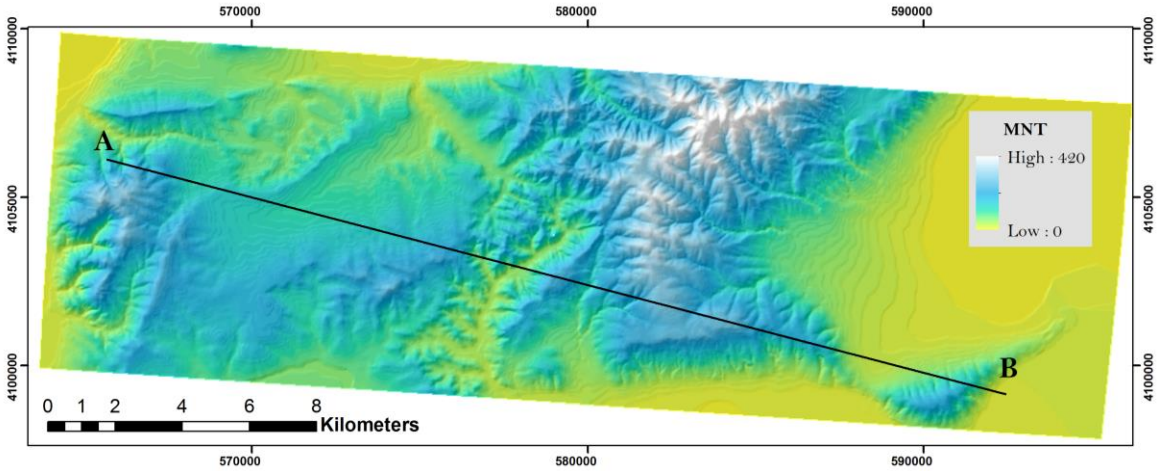


Figure 64 - Localisation du profil topographique étudié (AB)

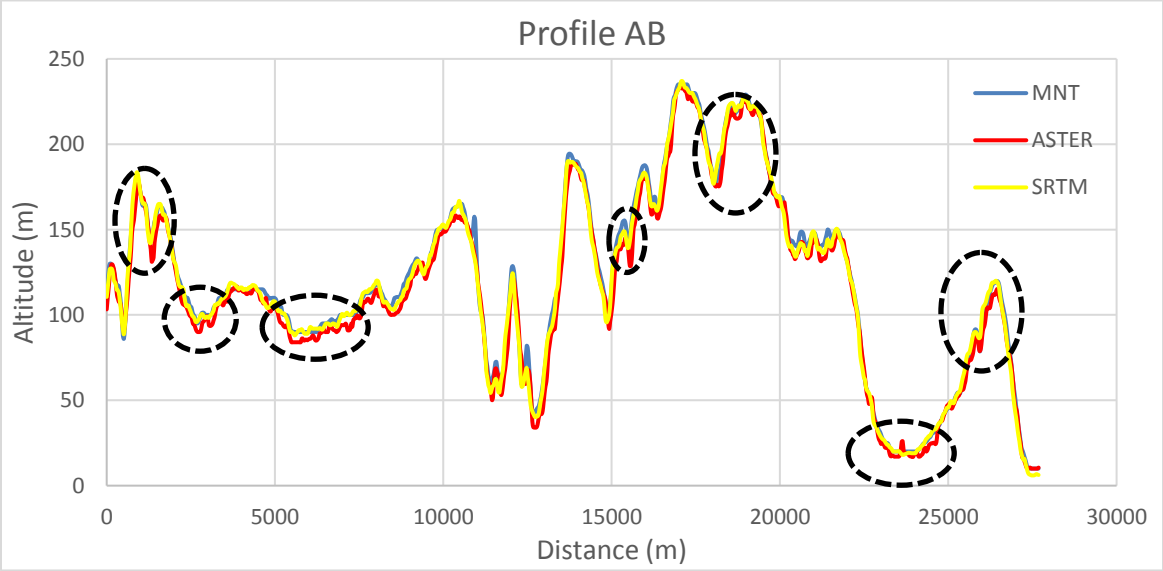


Figure 65 - Comparaison entre des profils horizontaux provenant des trois types d'MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

`

- <u>Comparaison des bassins versants des MNT</u>

Les limites des bassins versants ont été extraites automatiquement à partir des MNT en utilisant le logiciel ArcGIS (l'algorithme D8 d'O'Callaghan et Mark, 1984). Tout d'abord, nous avons extrait le réseau de drainage de chaque MNT puis nous avons choisi le même seuil (0.5 km^2) pour les trois types de MNT afin de pouvoir comparer les résultats finaux, entre eux. (Fig. 66).

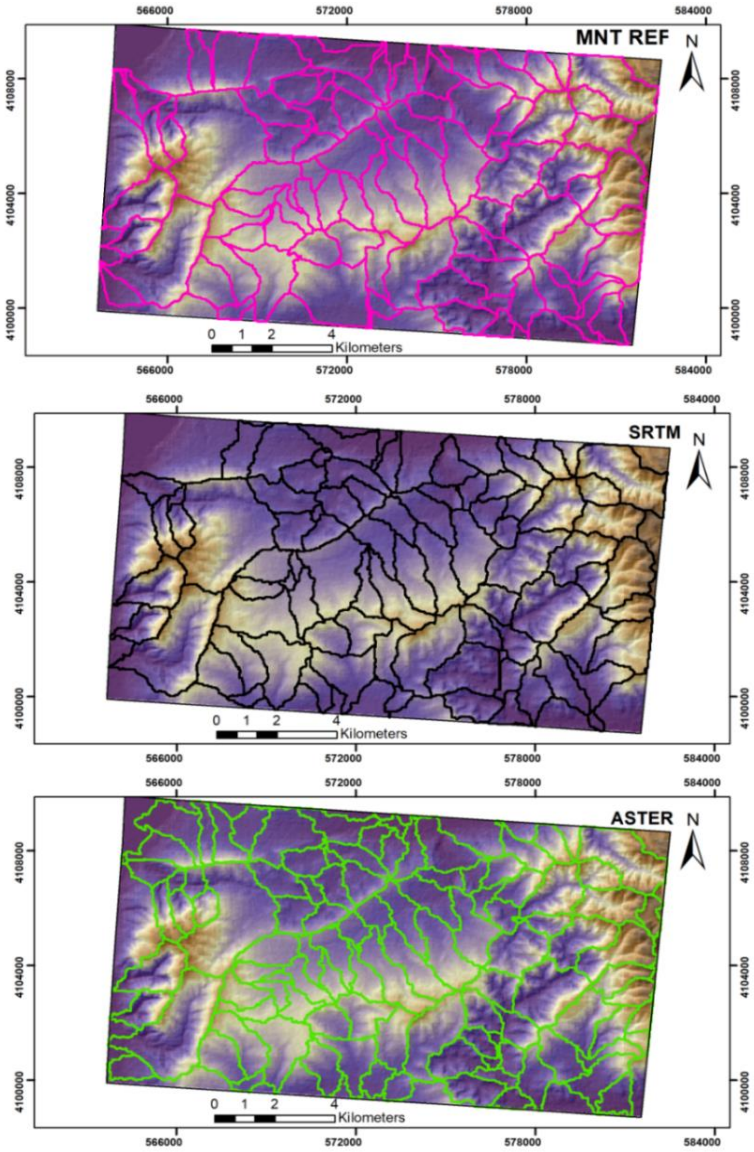


Figure 66 - Extraction des bassins versants à partir des trois types de MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

`

En comparant visuellement les limites des bassins versants du SRTM et de l'ASTER GDEM par rapport au MNT de référence, nous remarquons que sur la totalité de la région choisie (Fig. 67) :

- les limites des bassins versants extraites à partir du SRTM se superposent presque à celles extraites à partir du MNT de référence,
- les limites des bassins versant extraites à partir du MNT ASTER varient par rapport à celles extraites à partir du MNT de référence à certains endroits notamment dans les parties avales.

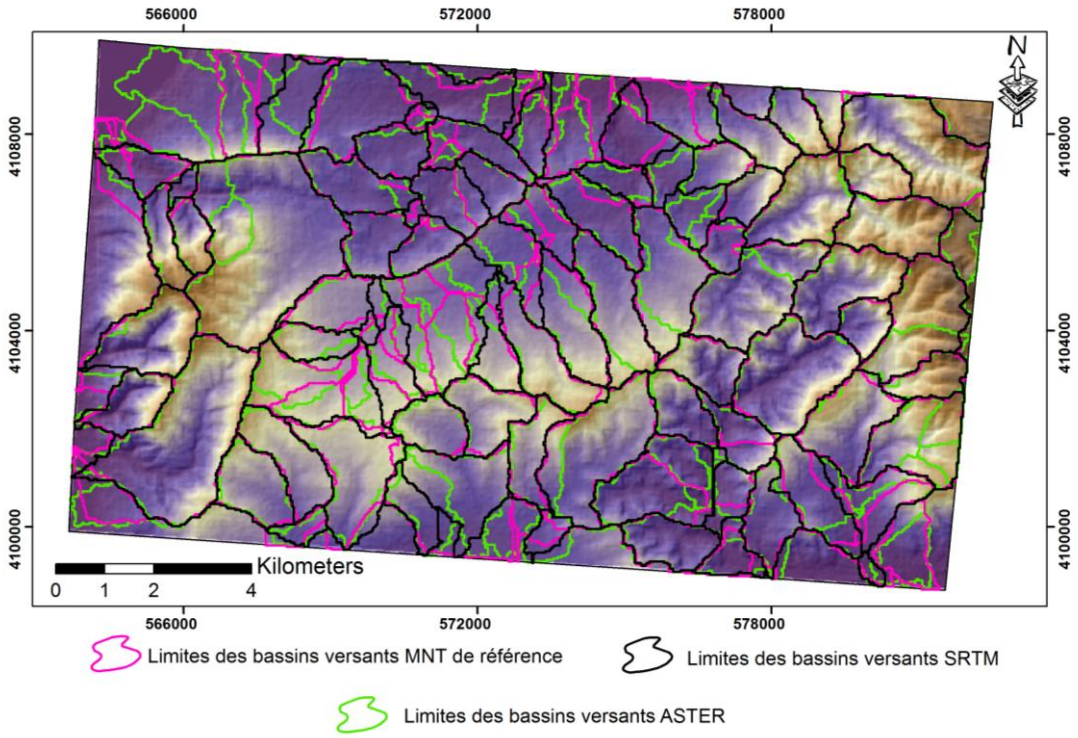


Figure 67 - Superposition des limites des bassins versants extraits à partir des trois types de MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

Le tableau 7 montre le calcul des superficies de quelques bassins versants pour les trois MNT. L'erreur enregistrée par le SRTM est plus faible que celle enregistrée par l'ASTER avec une valeur de 0.21 km^2 (Tab. 8).

`

Tableau 7 - Comparaison des superficies de quelques bassins versants extrait à partir des trois MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

BV	Surface du bassin versant (MNT/Réf)	Surface du bassin versant (SRTM)	Surface du bassin versant (ASTER)
1	4.16	4.22	4.06
2	1.13	1.16	1.23
3	2.75	2.73	2.65
4	2.77	2.30	2.31
5	2.34	2.70	2.31
6	2.61	2.60	2.65
7	3.92	3.92	3.87
8	4.27	4.18	3.63

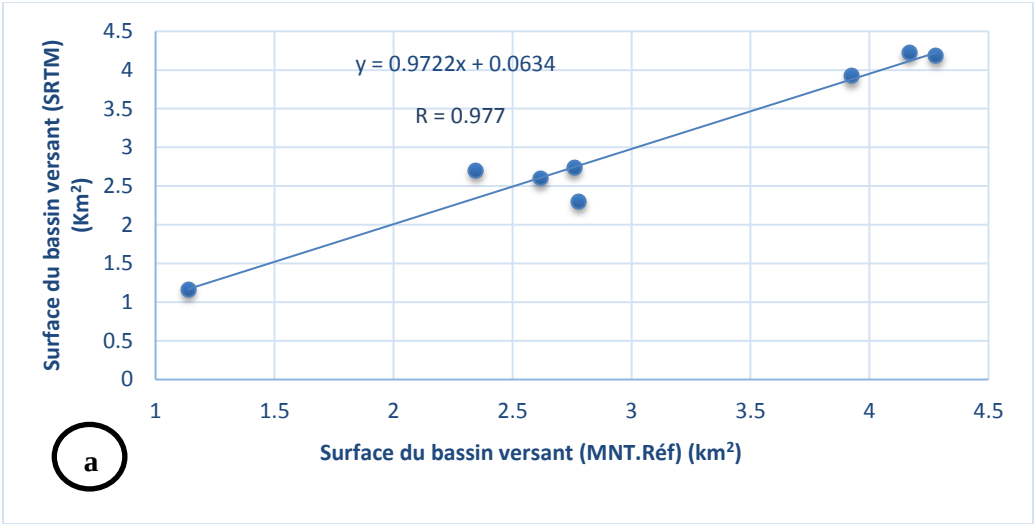
En calculant les coefficients de corrélation pour chaque MNT, nous remarquons qu'entre le SRTM et le MNT, le coefficient de corrélation est de 0.977 et qu'il est de l'ordre de 0.973 entre l'ASTER et le MNT de référence. Ces deux valeurs trouvées sont très proches mais celui du SRTM montre encore une plus haute précision (Fig. 68).

Tableau 8 - Les erreurs enregistrées à partir du SRTM et de l'ASTER - GDEM

	Surface du bassin versant (SRTM)	Surface du bassin versant (ASTER)
RMSE (Km^2)	**0.21**	0.28

- <u>Comparaison des réseaux hydrographiques</u>

Une des principales études à faire sur un bassin versant est celle de la classification de son réseau hydrographique de l'amont vers l'aval. En fait, la classification est facilitée par un système de numérotation des biefs. L'ordre des cours d'eau est donc une classification qui reflète la ramification du cours d'eau. Il existe plusieurs types de classification des biefs, dont la classification de Strahler (1952), qui est la plus utilisée.



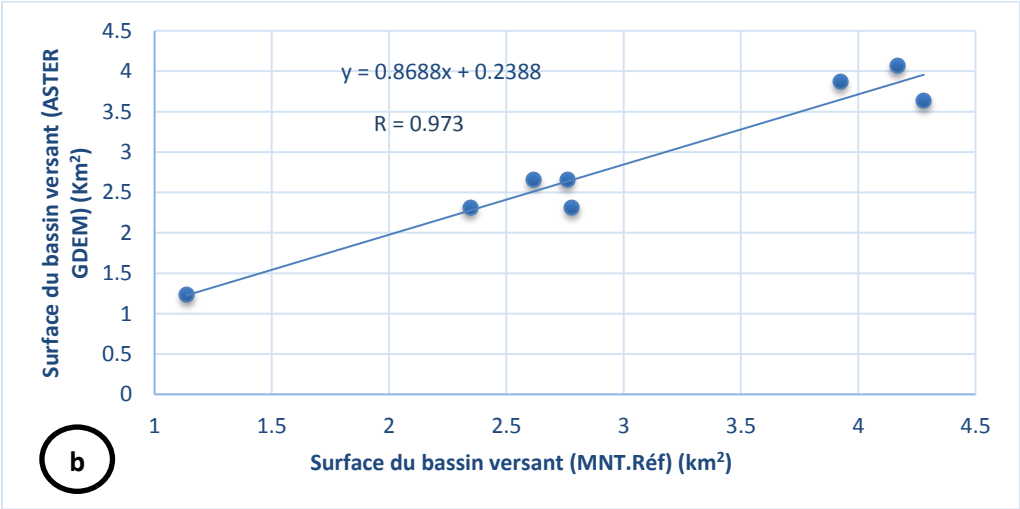


Figure 68 - Analyse de corrélation : a) limite de Bassin versant (BV) à partir du SRTM et limite de BV à partir du MNT de référence, b) limite de BV à partir du MNT ASTER - GDEM et limite de BV à partir du MNT de référence.

Deux cas sont considérés pour calculer l'ordre de Strahler :

➢pour un réseau hydrographique binaire (dans un milieu naturel), l'ordre de Strahler se base sur les règles suivantes :

- tout bief issu d'une source est d'ordre 1
- tout bief formé par la confluence de deux biefs d'ordre i et j respectivement prend l'ordre :
- $i + 1 \; si \; i = j$
- sinon Max (i,j)

`

- pour un réseau hydrographique non binaire (par traitement des MNT), il faut adapter l'ordre de Strahler à des réseaux non binaires. Donc, un calcul généralisé a été effectué pour un réseau quelconque (binaire ou non) :

- tout bief issu d'une source est d'ordre 1 ;
- tout bief formé par la confluence de n biefs d'ordres a, b, c, …, n prend l'ordre :
- max + 1 si au moins deux biefs sont d'ordre $max\ x = Max(a, b, c, \dots, n)$;
- max sinon avec $max = Max(a, b, c, \dots, n)$.

L'ordre de Strahler (1952) du bassin versant est l'ordre le plus élevé parmi ceux de ses cours d'eau. En fait, il s'agit de l'ordre du bief exutoire. On peut donc déterminer les tronçons du réseau (un tronçon étant composé d'une succession de biefs, d'amont en aval, ayant le même ordre). En effet, le calcul de ces tronçons, nous permet alors d'étudier les lois de Horton (modifiée par Strahler, 1952). Ces lois correspondent à la stabilité expérimentale des deux rapports R_b et R_L suivants (Strahler, 1952) :

$RL = Li + 1/Li$, où Li est la longueur moyenne des tronçons d'ordre i ;

$Rb = {}^{Ni}/_{Ni+1}$, où Ni est le nombre de tronçons d'ordre i.

Ainsi nous avons tout d'abord extrait les réseaux hydrographiques de chaque type de MNT sous le logiciel ArcGis. Ensuite, nous les avons superposés afin de voir les points de similitude et de différence entre les différents réseaux (Fig. 69). Visuellement, le résultat trouvé montre que le réseau fourmi par le SRTM concorde le plus avec celui du MNT de référence. Afin de confirmer ce résultat, nous avons procédé à la méthode de calcul d'Horton. En effet, en ce qui concerne la zone test située à Ghar El Meleh, nous avons travaillé sur un exemple de sous - bassin versant dont nous avons choisi l'exutoire. Les statistiques d'Horton, dont les "ratios de bifurcation", ont été calculées, sous le logiciel ArcGis, en utilisant les réseaux de drainage extraits à partir des trois MNT (cf. Fig. 70; et Tab. 9). Le rapport de bifurcation (R_b) est un paramètre qui exprime le degré de ramification du réseau de drainage (Magesh et al., 2012). Il est défini comme le rapport entre le nombre de segments de flux d'ordre donné au nombre de segments du prochain ordre supérieur (Schumm, 1956). D'après les résultats obtenus, nous remarquons que le

`

ratio de bifurcation pour le SRTM est plus proche de celui du MNT de référence que du MNT ASTER - GDEM.

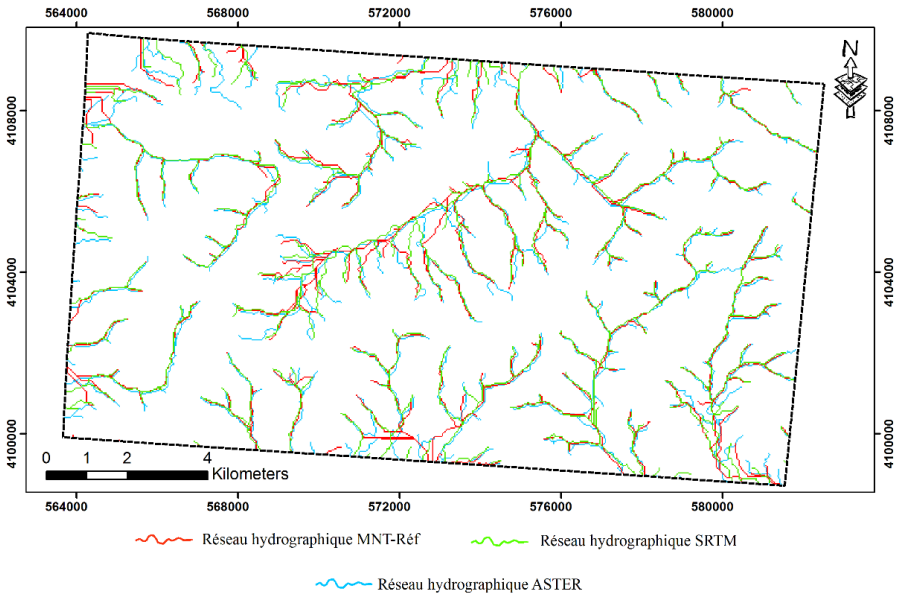


Figure 69 - Les réseaux hydrographiques extraits à partir des trois MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

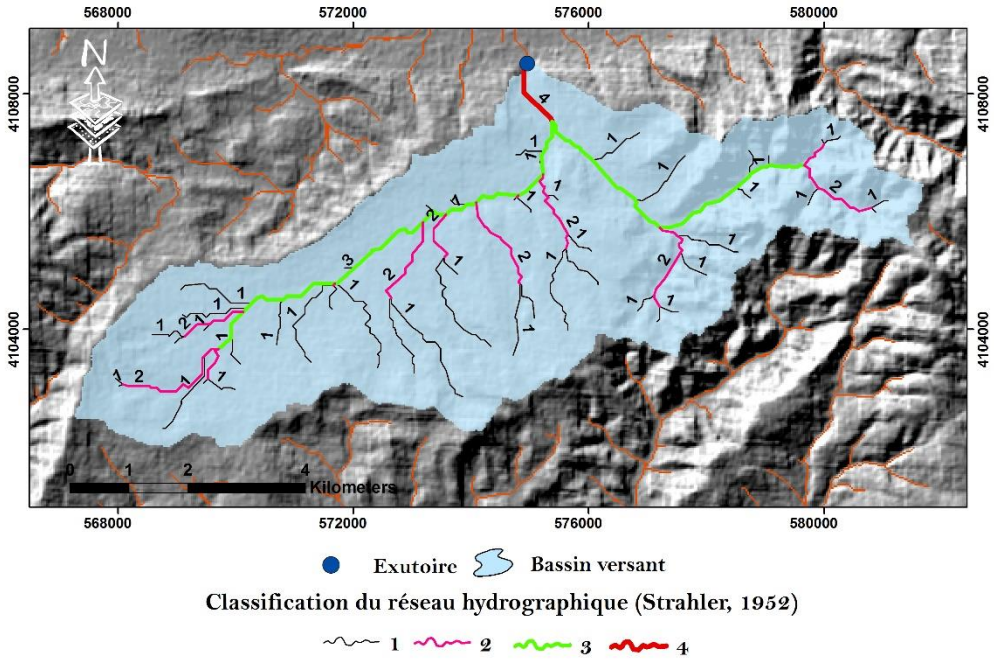


Figure 70 - Classification du réseau hydrographique (Strahler, 1952) extraite à partir d'un MNT – référence

`

Tableau 9 - Les statistiques de strahler calculés à partir des trois types d'MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM), (Strahler 1952)

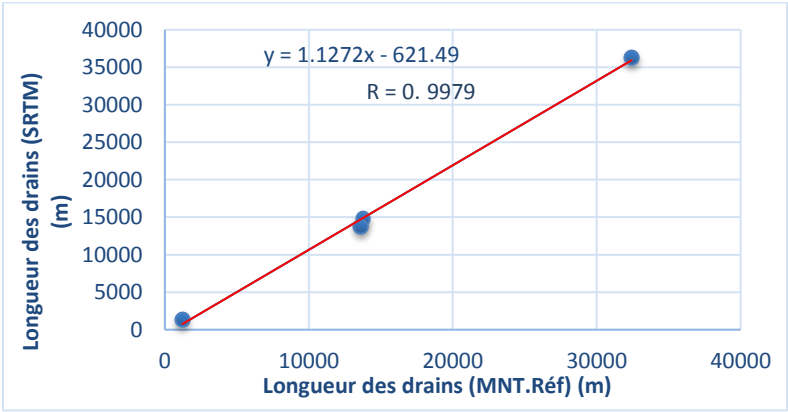
Ordre SRTM	Nombre des classes	Somme des longueurs (mètre)	Ratio de bifurcation (R_B)
1	47	33644.4	-
2	11	12662.39	4.27
3	2	12789.6	5.5
4	1	1422.25	2
		R_B BASSIN =	**3.92**

Ordre ASTER	Nombre des classes	Somme des longueurs (mètre)	Ratio de bifurcation (R_B)
1	48	36325.91	-
2	13	14788.09	3.69
3	2	13833.96	6.5
4	1	1365.41	2
		R_B BASSIN =	**4.06**

Ordre MNT	Nombre des classes	Somme des longueurs (mètre)	Ratio de bifurcation (R_B)
1	47	32429.97	-
2	12	13766.72	3.91
3	2	13609.12	6
4	1	1232.47	2
		R_B BASSIN =	**3.97**

`

En calculant les coefficients de corrélation (R) entre les MNT pour les longueurs des drains d'une part et des ratios de bifurcation d'une autre part, on remarque que ces valeurs (R) sont plus élevées pour le SRTM que ceux de l'ASTER (Figs. 71, 72). Ces valeurs trouvées montrent que le SRTM est plus précis.



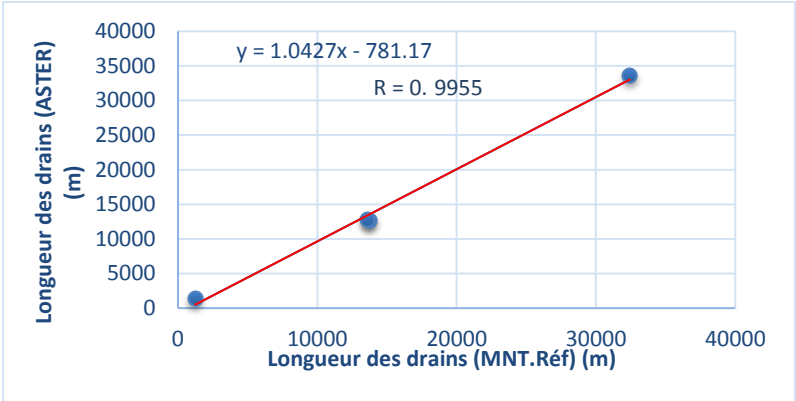


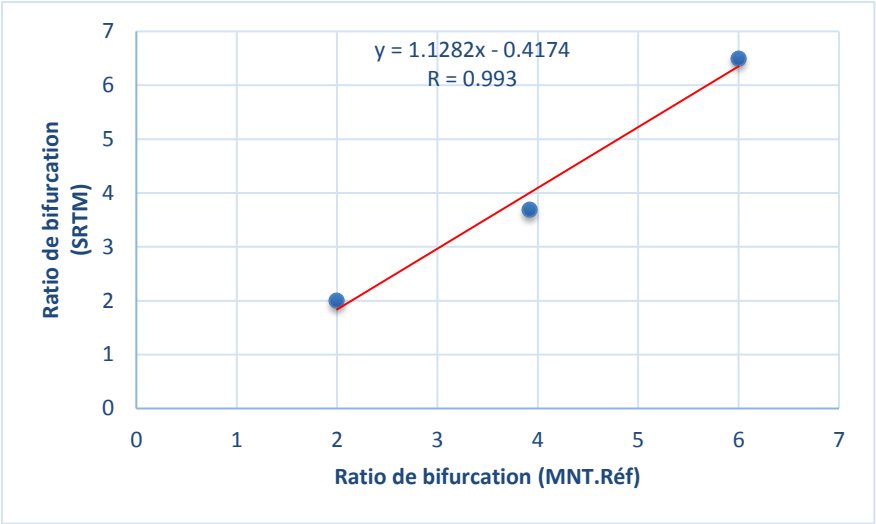
Figure 71 - Le coefficient de corrélation entre la longueur des drains extraits à partir des différents MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

- <u>Comparaison des intégrales hypsométriques (IH)</u>

L'IH est considéré comme un paramètre approprié pour distinguer le développement dans le paysage. Il reflète la relation entre la tectonique et l'érosion (Markose et Jayappa, 2011 ; Othman et Gloaguen, 2013). Il exprime le volume d'un bassin qui n'a pas été érodé. Les valeurs de HI élevées sont liées à une tectonique active et les valeurs basses sont liées à des paysages plus anciens qui ont été plus érodés et moins affectés par la tectonique active récente (Mahmood et Gloaguen,

`

2011). D'après plusieurs auteurs (Markose et Jayappa, 2011 ; Othman et Gloaguen, 2013 ; Strahler, 1952), la classification adoptée de l'***IH*** est la suivante (Tab. 10) :



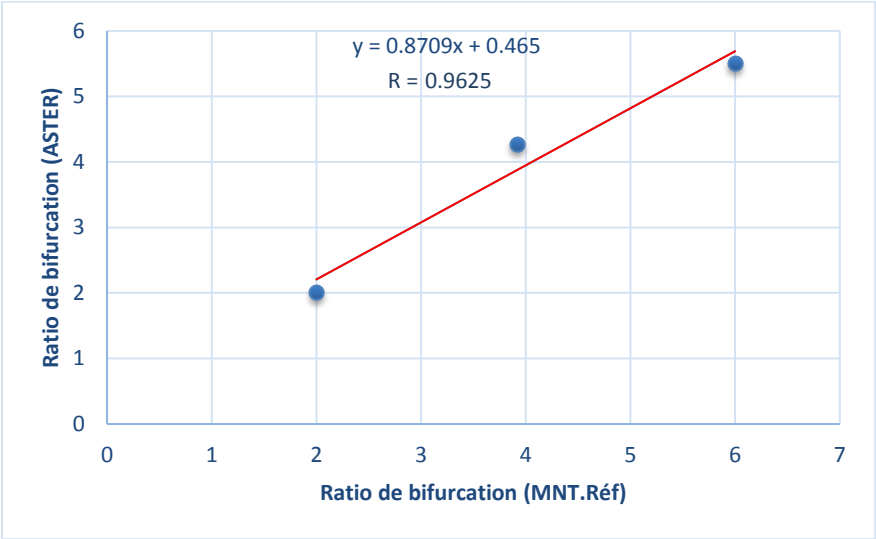


Figure 72 - Les coefficients de corrélation entre les ratios de bifurcation extraits à partir des différents MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

`

Tableau 10: Relation entre les valeurs d'IH et l'état d'érosion du relief

IH	Type de relief
IH < 0.35	Relief évolué fortement érodé
0.35 < IH <0.6	Relief en phase d'équilibre
IH > 0.6	Relief immature et faiblement érodé

Pour calculer l'IH, une équation (Equation 3) a été employée par Othman et Gloaguen en 2013 :

$$IH = \frac{H\ mean - H\ minimum}{H\ maximum - H\ minimum} \quad \textbf{Eq.3}$$

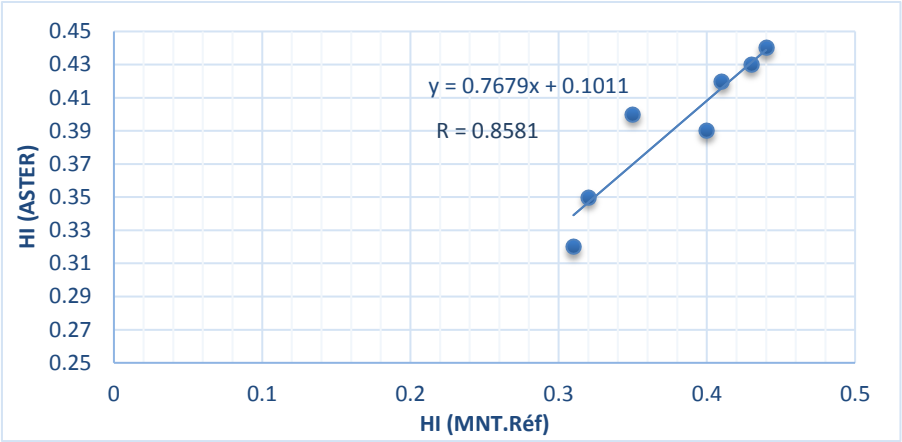
- ***IH*** : la valeur intégrale
- ***H*** : l'altitude.

Concernant la zone d'étude, nous avons calculé l'***IH*** de quelques bassins versants pour le MNT de référence, le SRTM et l'ASTER - GDEM (Tab. 11) et les coefficients de corrélation des ***IH*** entre les différents MNT utilisés. D'après les corrélations obtenues, nous remarquons que la valeur (R) la plus précise est celle acquise par le SRTM. Ce résultat concorde bien avec toutes les analyses antérieures (Fig. 73).

Tableau 11 - Intégrale hypsométrique (IH) de quelques bassins versants extrait à partir des trois MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM).

N BV	*IH* MNT	*IH* ASTER	*IH* SRTM
1	0.41	0.42	0.43
2	0.4	0.39	0.4
3	0.44	0.44	0.45
4	0.35	0.4	0.39
5	0.32	0.35	0.33
6	0.43	0.43	0.43
7	0.31	0.32	0.31

`



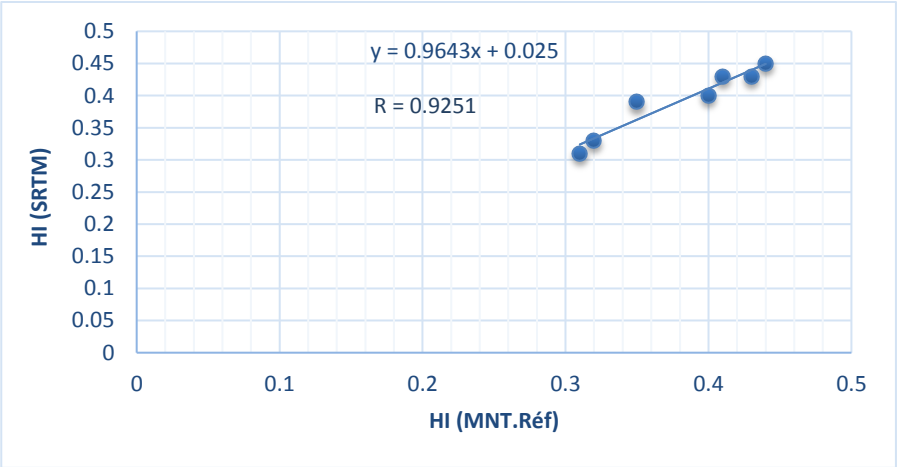


Figure 73 - Les coefficients de corrélation entre les valeurs d'intégrale hypsométrique de quelques bassins versants extraits à partir des différents MNT (MNT de référence, SRTM et ASTER - GDEM)

b.2 - Validation externe des MNT

L'erreur quadratique moyenne (RMSE en anglais "Root Mean Square") est la plus utilisée par les chercheurs (Li, 1988 ; Hunter & Goodchild, 1997) pour l'évaluation externe des MNT et pour le calcul de l'incertitude de leurs données topographiques. Cette mesure se base sur des données d'altitude des points de contrôle et elle est calculée comme suit (Equation 4) :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=n}^{1}(Z0-Zi)^2}{n}} \quad \textbf{Eq. 4}$$

`

Avec : n le nombre points de contrôle pour évaluer la qualité d'un paramètre ;

Z_i : l'estimation de l'altitude au point i,

Z_0 : la valeur des données de contrôle en ce point.

Les données d'altitude qui peuvent être utilisées afin de calculer la "RMSE" sont :

- des altitudes déterminées sur le terrain par des méthodes topométriques directes conventionnelles ;
- des points géodésiques.

Ici 21 points de contrôle ont été utilisés pour évaluer la qualité des MNT (Fig. 74, Tab, 12). L'estimation de l'altitude à un point i est extraite par la superposition des points géodésiques sur les MNT.

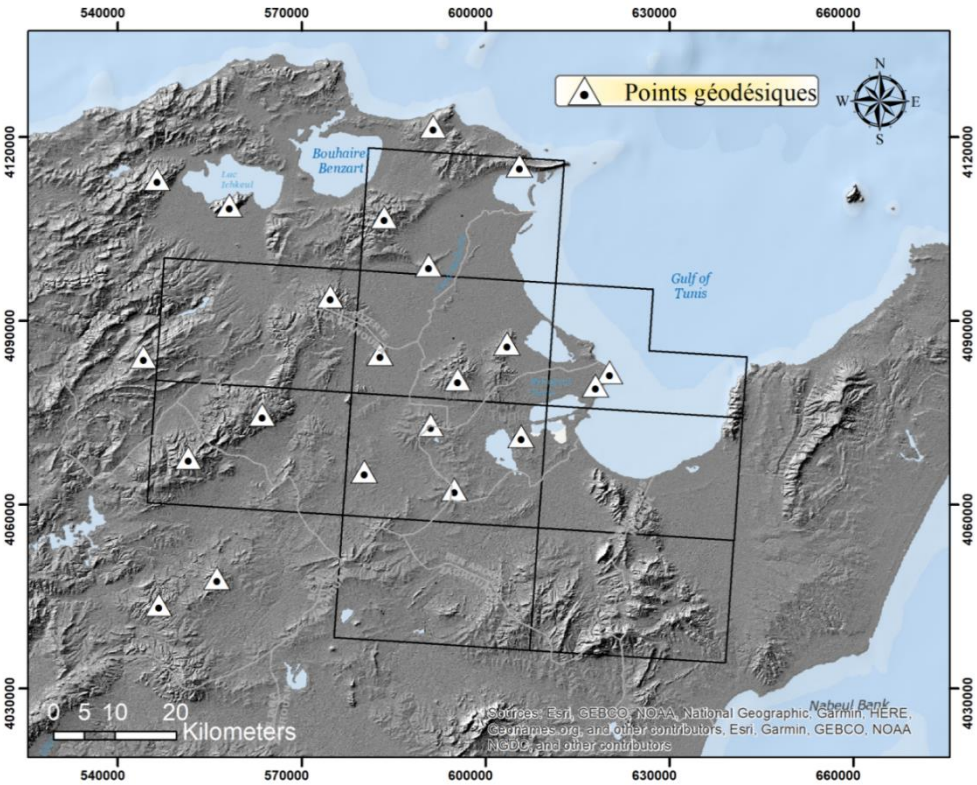


Figure 74 - Localisation des points de mesures altimétriques géodésiques (Source : Office de la Topographie et de la Cartographie de la Tunisie)

`

D'après les calculs réalisés, nous remarquons que le SRTM présente une valeur RMSE plus faible que celle obtenue par l'ASTER - GDEM (Tab. 13). Ce résultat montre que le SRTM est encore le plus précis.

Tableau 12 - Les différentes mesures réalisées dans le cadre d'évaluation des deux types de MNT

N	Altitudes GPS (m)	Altitudes ASTER (m)	Altitudes SRTM (m)
1	490.58	486	478
2	609.19	596	598
3	667.87	655	657
4	565.63	559	561
5	131.2	120	117
6	439.83	431	437
7	394.31	380	389
8	114.38	100	101
9	174.86	164	158
10	143.25	123	124
11	196.41	188	192
12	100.71	90	82
13	206.95	196	200
14	57	55	58
15	328.42	316	320
16	713.04	700	710
17	508.49	500	505
18	418.82	409	413
19	165.53	156	159
20	272.48	266	267
21	337.83	323	328

`

Tableau 13 - Les erreurs enregistrées à partir du SRTM et de l'ASTER - GDEM

	ASTER	*SRTM*
RMSE (m)	11.34	**10.25**

b.3 - Choix du MNT

D'après les analyses réalisées par la validation interne d'une part et la validation externe d'une autre part, nous avons constaté que les résultats présentés par le SRTM sont plus précis que ceux de l'ASTER - GDEM. Ce dernier correspond moins bien à la topographie réelle et est susceptible d'engendrer des artéfacts. Par conséquent, nous avons opté pour travailler avec le MNT SRTM ci - dessous.

II - Classification des paramètres géomorphométriques

Afin de comparer les bassins versants et de quantifier leur comportement hydrologique, des indices géomorphométriques ont été installés (Jordan, 2004 ; Douvinet et al., 2007). Ces indices ont été utilisés dans plusieurs disciplines (structurales, tectoniques, etc.).

Les différents paramètres morphométriques reflètent plusieurs aspects et caractéristiques de la morphologie actuelle du terrain (Guzzetti et Reichenbach, 1994 ; Florinsky et al., 2002). En effet, l'analyse géomorphométrique est la mesure de la géométrie tridimensionnelle des formes de relief et qui a été traditionnellement appliquée aux bassins versants, aux pentes de collines, aux plages et à d'autres groupes de caractéristiques de terrain. Les hydrologues et les géomorphologues ont accordé une attention particulière aux paramètres morphométriques des bassins, car ils ont été utilisés pour l'analyse de divers processus physiques de l'écosystème. L'étude des paramètres morphométriques incluent des variables telles que la pente moyenne du bassin, le taux d'élongation du bassin, le taux de compacité, le relief du bassin et la densité du cours d'eau (Babar, 2005).

L'analyse géomorphométrique a été mise en évidence par plusieurs auteurs (Horton, 1932 ; Miller et Laflamme, 1958; Horton, 1945 ; Strahler, 1952, 1957 ; Schumm,

`

1956 ; Shreve, 1966 …). La morphométrie du bassin est un moyen d'analyser numériquement ou de quantifier mathématiquement certains aspects des voies et des canaux de drainage. Les caractéristiques pouvant être mesurées à des fins de comparaison sont les suivantes: nombre de cours d'eau, longueur moyenne du cours d'eau, longueur totale du cours d'eau, bifurcation du cours d'eau, la forme du bassin, la densité du drainage du cours d'eau, le relief du bassin, la hauteur du bassin et la superficie du bassin.

Pour la catégorisation de l'ensemble des paramètres morphométriques, trois ordres de complexité analytique ont été mis en évidence. Les attributs topographiques de base composent le premier niveau de simplicité d'extraction et ne nécessitent aucun traitement particulier (classe de premier ordre). Ils utilisent les fonctions SIG de base d'analyse spatiale 2D et 3D. Par contre, le deuxième et le troisième ordre présentent des paramètres produits par des procédures et opérations analytiques de type complexe.

1 - La carte de pente

a - Principe de base

Afin d'effectuer la carte de pente, plusieurs algorithmes ont été utilisé. Ici nous avons utilisé la méthode nommée «Neighbourhood Method». Cette méthode a pour but d'identifier la pente à partir de chaque cellule par le passage d'un filtre sur le MNT. Pour chaque cellule, l'outil Pente calcule le taux de variation maximale des valeurs de cette cellule par rapport à ses voisines.

Plus la valeur de la pente est faible, plus le terrain est plat ; plus la valeur de la pente est élevée, plus le terrain est pentu. Le changement de pente peut être expliqué généralement soit par une variation de lithologie des roches, soit par la présence d'accidents tectoniques.

Le raster de pente en sortie peut être calculé dans deux types d'unités : degrés ou pourcentage (pourcentage d'élévation) mais elle est généralement mesurée en degrés, comme dans l'algorithme suivant (Equation 5):

$$pente\ radian = Arctan(\sqrt{([dz/dx]^2 + [dz/dy]^2)} \quad \textbf{Eq.5}$$

`

b - Résultats et interprétations

La distribution spatiale des pentes montre ici des valeurs qui varient entre 0° et 68°. Par la suite, nous avons classifié les pentes du terrain en 5 classes (Fig.75):

- très faibles pentes (0 - 5°) ;
- faibles pentes (5 - 10°) ;
- pentes moyennes (10 - 20°) ;
- fortes pentes (20 - 33°) ;
- très fortes pentes (> 33°).

Cette classification a été basée sur l'analyse de la stabilité des terrains en pente sous chargements sismiques. L'étude des mécanismes de rupture des pentes sous l'effet des séismes et le comportement des sols qui les constituent, a montré que l'état d'équilibre de la pente sous chargement sismique est estimé à environ 30 à 35°. Dans notre cas, on a attribué à la dernière classe les valeurs de pentes supérieures à la pente d'équilibre de Richter afin de mieux détecter les linéaments de rupture de pentes.

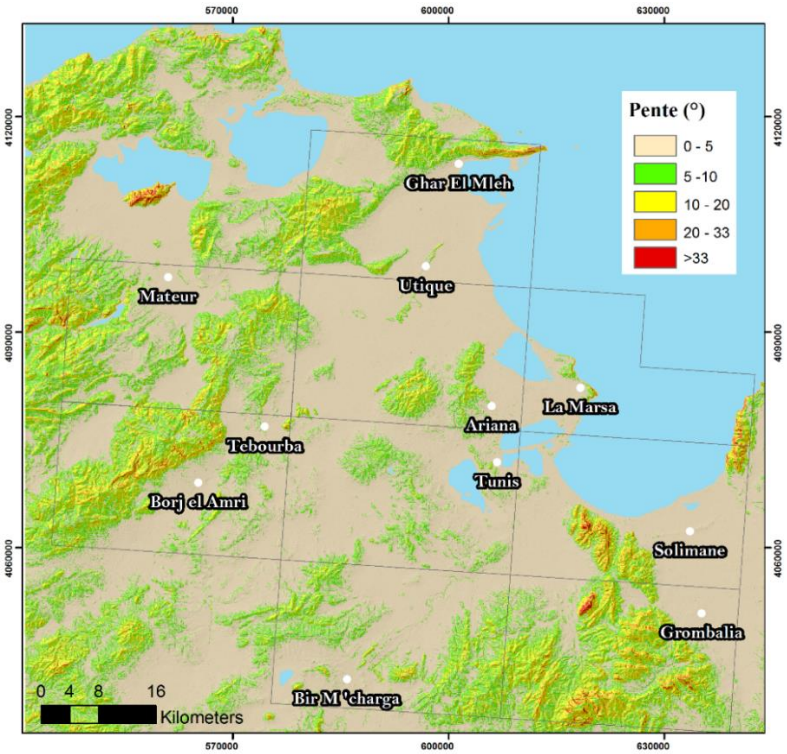


Figure 75 - Carte de pentes de la partie NE de la Tunisie

`

La carte de répartition des pentes montre :

- une dominance des zones à faibles pentes (les plaines et les fossés);
- que les surfaces à pentes moyennes, fortes et très fortes sont localisées au niveau des chaînes montagneuses de la zone d'étude (Fig. 76).

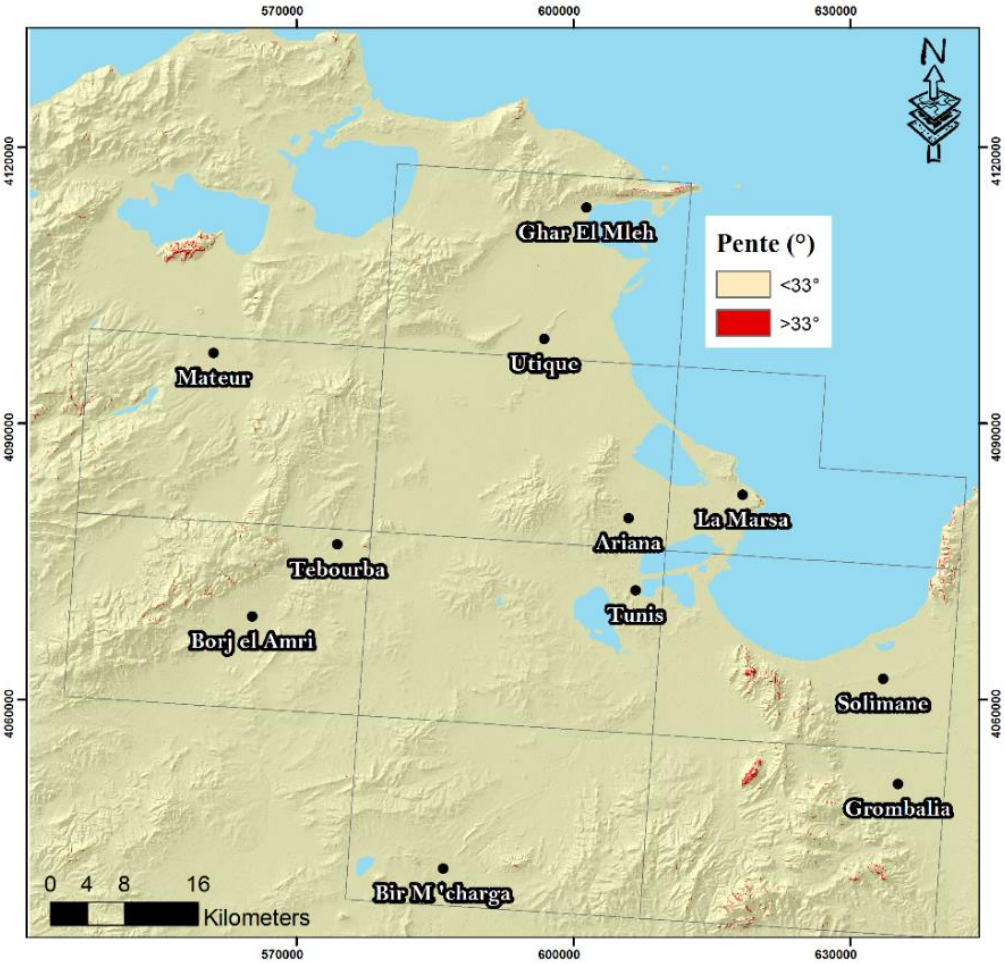


Figure 76 - Carte des zones à fortes pentes (>33°).

La corrélation avec la lithologie montre que les reliefs à très fortes pentes (>33°) sont occupés par des roches dures tel que l'exemple de J. Ressas (cf. Fig. 77). Ce dernier se caractérise par :

- les calcaires du Kimméridgien - Tithonique ;
- les calcaires du Valanginien - Hauterivien ;

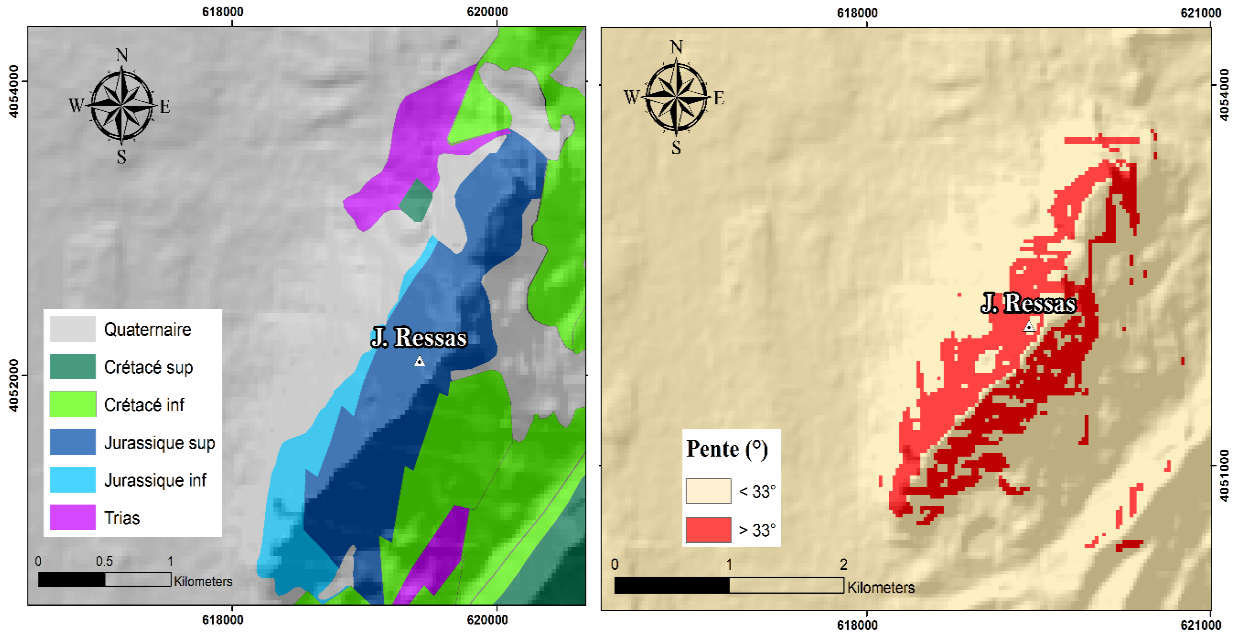


Figure 77 - Carte des zones à fortes pentes (>33°) au niveau de J. Ressas

On remarque que la plupart des linéaments de rupture de pente sont situés dans les régions où les reliefs sont prononcés et présentent une activité tectonique importante. Prenons les exemples de :

- Jebel Korbous et la colline de Sidi Bou Saïd (Fig.78) : sur ces deux structures les linéaments de rupture de pente détectés concordent bien avec des failles préexistantes ;
- structures de la région de RafRaf (J. ed Demina ; J. en Nadour ; J. el Djaouf…) : dans cette série de structures, les linéaments de rupture de pente coïncident avec une faille active de direction E - W (Ben Ayed, 1981) (Fig.79).

2- La carte de rugosité

a - Principe de base

La carte de rugosité permet d'analyser la sinuosité du relief issue du phénomène de dissection. C'est l'expression des variations de forme et de taille des ondulations que dessine chaque courbe de niveau. Ce paramètre examine donc la forme du relief. C'est un

`

paramètre géomorphométrique qui est en rapport étroit avec la lithologie des dépôts superficiels (Grohmann & Campos Neto, 2002).

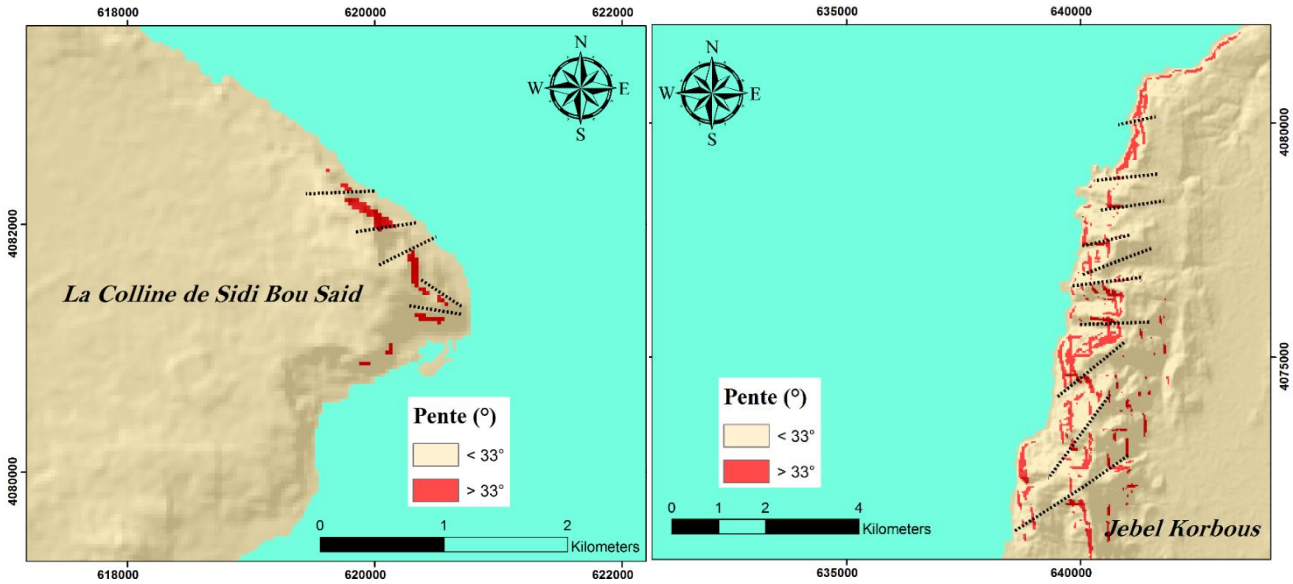


Figure 78 - Ruptures de pentes observées pour la colline de Sidi Bou Said et de Jebel Korbous

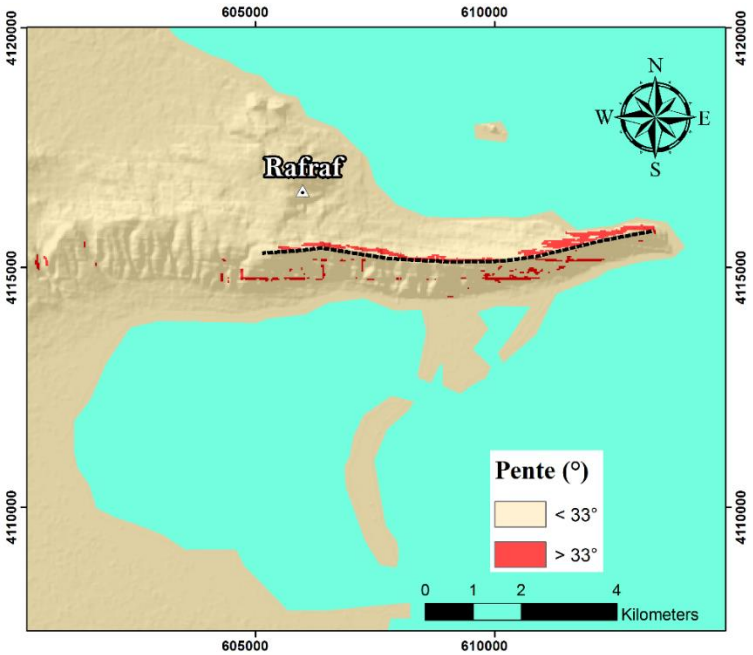


Figure 79 - Ruptures de pentes observées dans la région de Rafraf

`

La combinaison des deux paramètres de relief, qui sont le gradient de pente et l'orientation de pente (ou l'aspect), sont à l'origine de l'évaluation de l'irrégularité topographique du terrain ou rugosité du terrain. Les changements brusques et raides de ces deux paramètres (gradient et orientation de pente) correspondent à des valeurs élevées de rugosité, tandis que les faibles valeurs indiquent principalement une zone à relief homogène.

b - Résultats et interprétations

Les valeurs de rugosité varient ici entre 1 et 3.06 (Fig. 80).

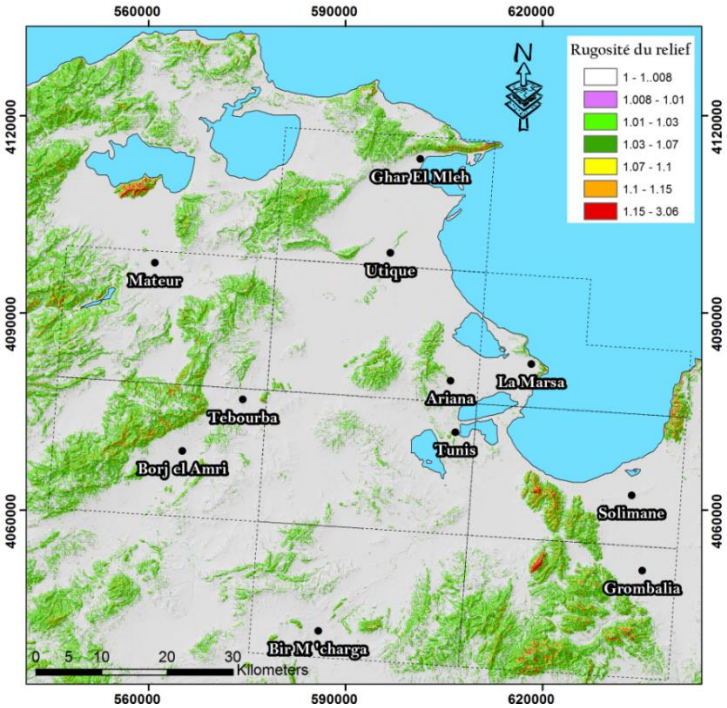


Figure 80 - Carte de distribution de la rugosité du NE de la Tunisie

D'après le résultat trouvé, nous constatons que (Fig. 81) :

- les faibles valeurs de rugosité sont situées dans les plaines et les fossés. Ces zones sont associées à un relief de faible incision ;
- les valeurs élevées de rugosité se localisent sur différents types de structure dont :
  - ✓ les reliefs triasiques tels que J. Lansarine et Baouala ;
  - ✓ les massifs présentant une linéarité morphologique telle que J. Ennahli ;

`

- ✓ des fronts des reliefs où la vulnérabilité lithologique est assez élevée telle que la colline de Sidi Bou Saïd qui est formé par des alternances de grès et d'argiles sableuses du Miocène (Mellouli, 1984) ;
- ✓ certains synclinaux tels que le synclinal de Khelidia .

Les différentes structures présentant une rugosité assez élevée à élevée sont caractérisées par un relief disséqué et dominé par des vallées linéaires avec une forte incision.

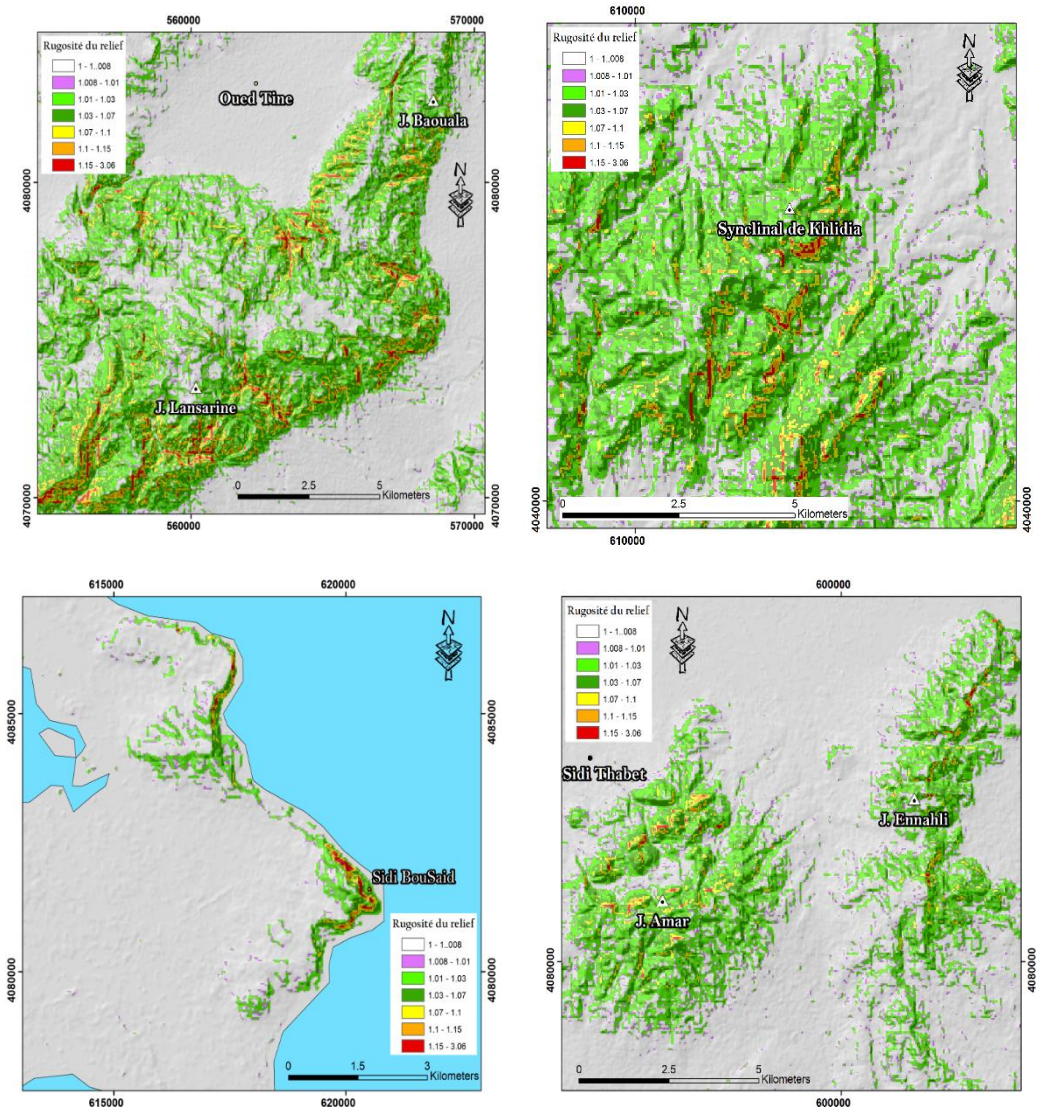


Figure 81 - Carte de distribution de la rugosité de quelques zones du secteur étudié

`

3- Courbure du relief

a - Principe de base

L'analyse de la courbure du relief montre la possibilité d'étudier le comportement morphostructural des failles (Florinsky, 1998 et 2000). En effet, le paramètre de courbure de profil reflète les changements d'angle de pente des reliefs et présente un indicateur des ruptures de pente d'origine tectonique pertinent (Jordan et al., 2005) (Fig. 82).

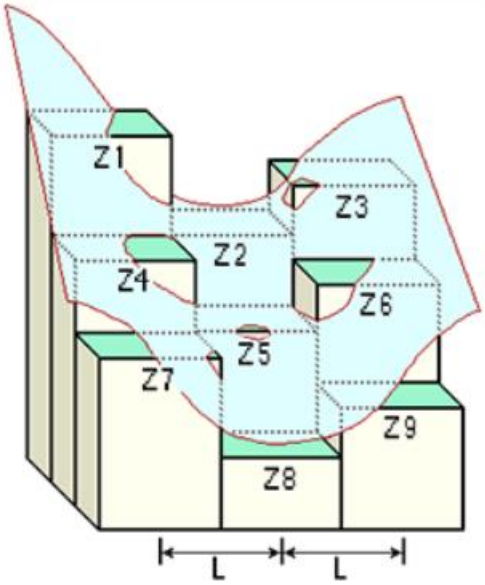


Figure 82 - Représentation 3D de la courbure du relief (http://desktop.arcgis.com/fr/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-curvature-works.htm)

Il existe plusieurs types de courbure en sortie dont les plus utilisés sont (Evans 1979):

- la courbure horizontale (C_h) : la courbure horizontale correspond à la courbure suivant un plan d'intersection déterminé par les axes X et Y. C'est la courbure selon la section A'CB' de la surface de terrain considéré (Mazagol, 2006; Passalacqua, 2006; Duperet et Deffontaines 2008 ; Ben hassen, 2012) (Fig. 83). Elle indique une divergence des écoulements le long des lignes de plus grandes pentes pour les valeurs positives et une convergence pour les valeurs négatives (Fig. 84) ;

`

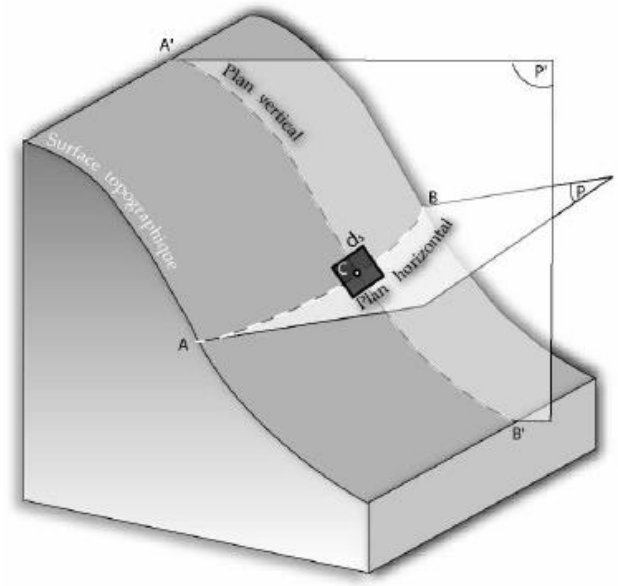


Figure 83 - Représentation 3D de la notion de courbure verticale et horizontale (L'unité de mesure est le radian / mètre) (Ben hassen, 2012)

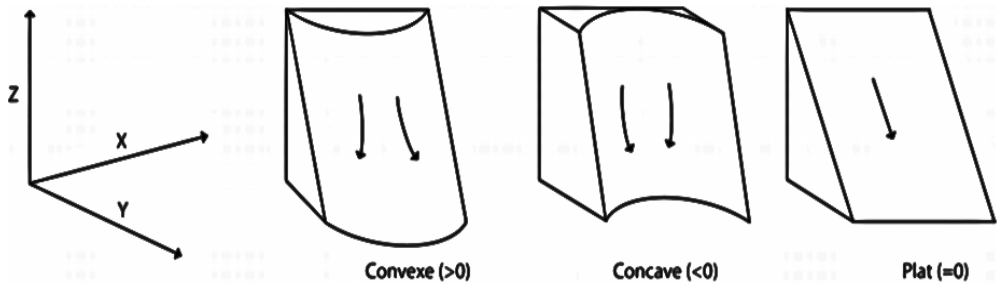


Figure 84 - Les trois cas de figure pour la courbure horizontale (Florinsky, 2000)

En 1979, Evans définit la courbure horizontale par la formule suivante (Equation 6):

$$C_h = \frac{-100(tp^2 + rq^2 + 2spq)}{(q^2 + p^2)^{1.5}} \qquad \textbf{Eq.6}$$

- <u>la courbure verticale (Cv)</u> : elle correspond à la forme de la section BCA de la surface de terrain considérée (Mazagol, 2006) (Fig.83). Elle indique une accélération des flux vers l'aval pour les valeurs positives et une décélération pour les valeurs négatives (Fig. 85).

`

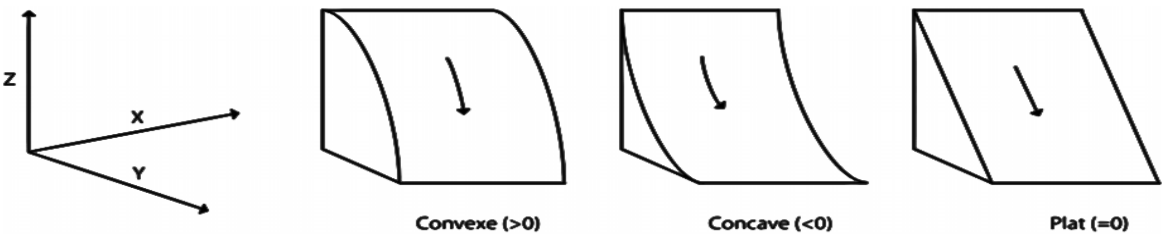


Figure 85 - Les trois cas de figure pour la courbure verticale (Florinsky, 2000)

En 1979, Evans définit la courbure verticale par la formule suivante (Equation 7)

$$C_v = \frac{-100(rp^2 + tq^2 + 2spq)}{(q^2 + p^2)(1 + p^2 + q^2)^{1.5}} \qquad \textbf{Eq.7}$$

b - Résultats et interprétations

D'après Jordan et al, 2005, les paramètres morphométriques qui correspondent aux dérivés topographiques du second degré selon les différentes directions axiales (*directions principales => (fxx et fyy) / directions mixtes=> (fxy)*), permet d'identifier les ruptures de pentes (Slama, 2008). En effet, la courbure verticale varie suivant les changements d'angles de pentes et permet donc de dégager d'une part la relation entre la morphologie du relief et la tectonique du terrain et d'autre part avec l'érosion (Florinsky, 2000). Par contre, la courbure horizontale (Tangentielle) reflète seulement les variations d'orientations d'expositions, (Slama, 2008).

Dans cette partie, nous allons présenter les résultats obtenus de la cartographie de la courbure verticale, vu son importance dans le domaine mophodynamique et son efficacité d'identifier les ruptures de pentes d'origine tectonique. (Slama, 2008 ; Jordan et al, 2005)

La distribution spatiale des valeurs de la courbure verticale dans le secteur d'étude varient entre - 0.98 et 3.25 (Fig. 86). Les valeurs négatives indiquent les zones concaves (les plaines, les talwegs…) et les valeurs positives indiquent les zones convexes (les crêtes, les chaînes de montagne…).

`

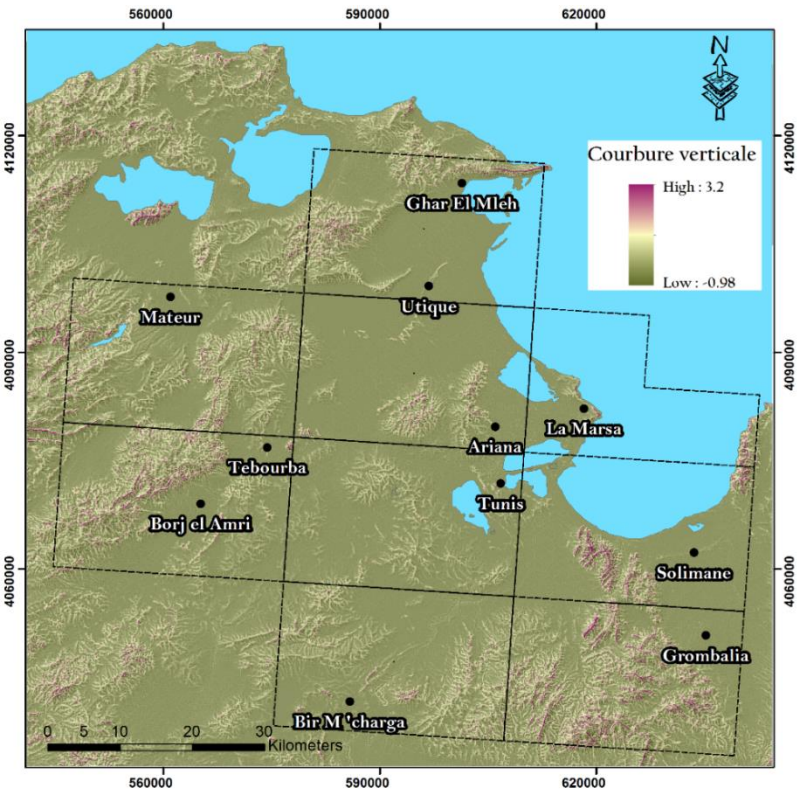


Figure 86 - Carte de distribution de la courbure verticale dans le secteur d'étude

A partir de la carte de la courbure verticale, on distingue différentes zones où les valeurs sont élevées, parmi lesquelles (Fig. 87):

- J.Ammar et J.Ennahli : ces deux structures montrent une forte convexité qui peut être expliquée, d'une part par la présence d'un jeu de faille et d'une autre part par la tectonique active matérialisée par la faille E - W du jebel Ennahli - Ammar et l'accident NW - SE de Jebel Ennahli ;
- la région de Grombalia : cette région se caractérise par plusieurs alignements de rupture de pente qui s'expliquent par le fait que la région de Grombalia se caractérise par une tectonique complexe. En effet, une fréquence élevée d'alignement peut caractériser une structure assez active et montre une tendance néotectonique ;
- J. Lansarine et J. Baouala : cette zone se caractérise par une grande variation de direction des lignes de courbure verticale, qui s'explique par la présence des "extrusions triasiques" qui montrent une forte dissection traduisant un morphodynamisme assez actif et élevé.

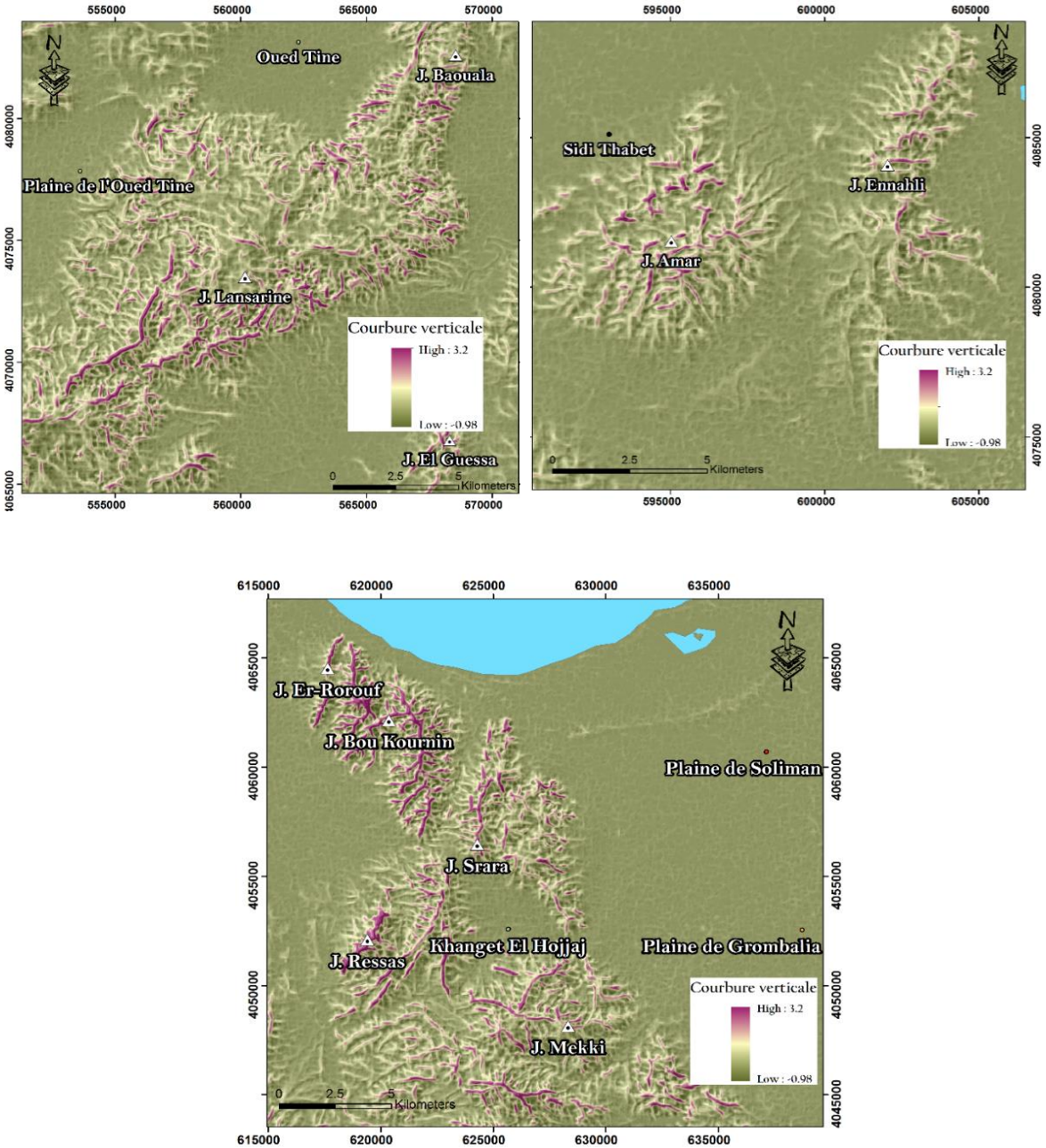


Figure 87 - Carte de distribution de la courbure horizontale de quelques structures du secteur d'étude

`

4- Hypsométrie du relief

a - Principe de base

L'analyse hypsométrique du relief et des bassins versants a été la base de plusieurs travaux en géomorphologie structurale et néotectonique (Lifton et Chase, 1992 ; Baroni et al., 2005). Ce paramètre a démontré sa grande sensibilité aux différents processus géomorphologiques agissant sur le relief et son dynamisme (Hurtrez et al., 1999).

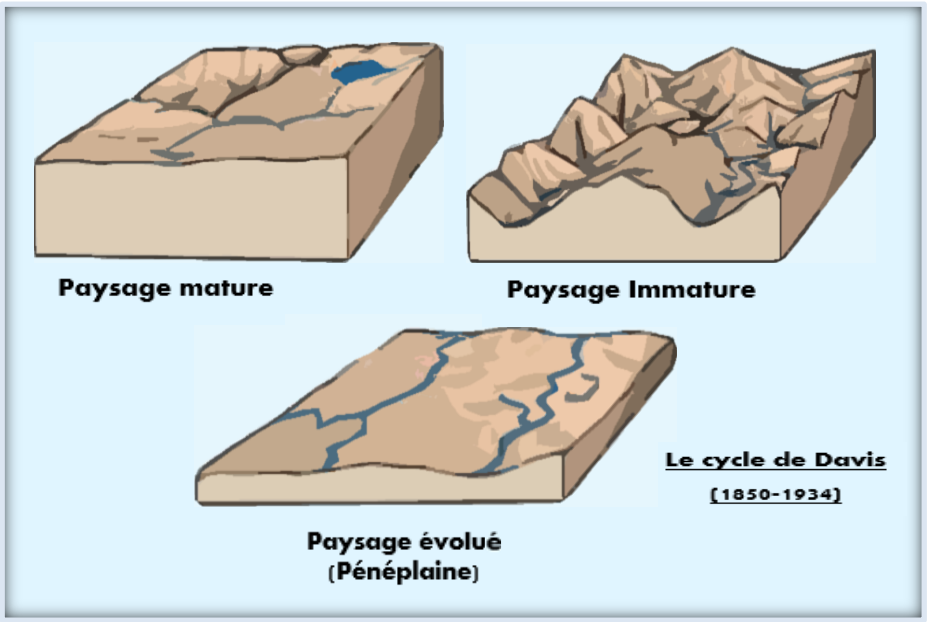
La courbe hypsométrique caractérise la répartition de l'altitude en fonction de la surface du bassin versant exprimée en pourcentage (Péguy, 1942 ; Strahler, 1952). Cette dernière représente l'aire relative située au - dessous (ou au - dessus) d'une altitude donnée (Strahler, 1952). C'est un outil puissant pour différencier les zones tectoniques actives et inactives (Keller et Pinter, 2001).

Les courbes hypsométriques sont habituellement interprétées en termes d'états d'évolutions d'un paysage en présentant graphiquement des tendances concaves ou convexes (Strahler, 1952). Ces allures graphiques sont étroitement conditionnées par la nature lithologique de la roche dominante (Hurtrez et Lucazeau, 1999) et par l'activité tectonique régnante (Ohmori, 1993). Selon Strahler (1952). L'allure de la courbe permet de caractériser le cycle d'érosion du relief actuel étudié (Fig. 88, Tab.14).

Tableau 14 - Relation entre l'allure de la courbe hypsométrique et l'état d'érosion du relief

Forme de la courbe	Etat d'érosion	Type de relief
Courbe convexe	L'érosion est encore intense	Relief immature
Courbe concave	Stabilisation des processus d'érosion	Relief évolue (Bannister, 1980 ; Lamas, 1993)

`



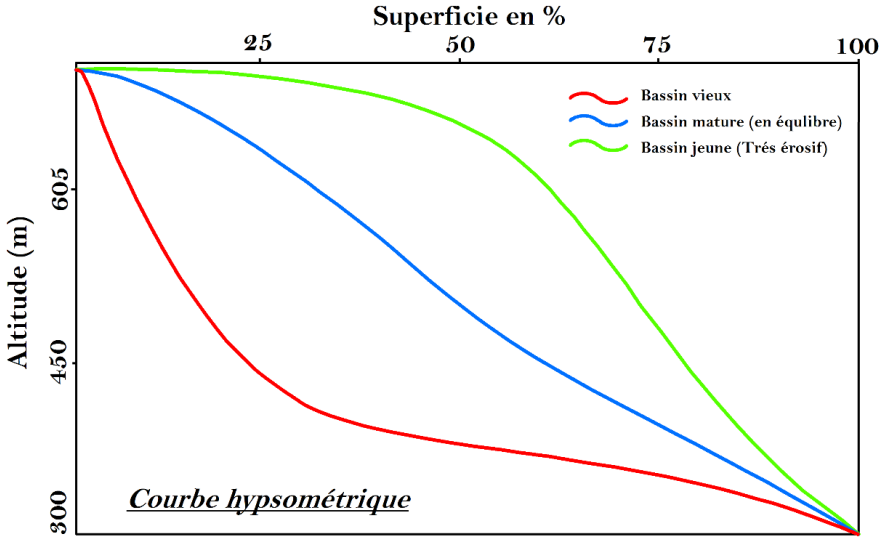


Figure 88 - Evolution morphologique des bassins versants et interprétation des produits hypsométriques (Source : encyclopédie britannique, 1994, modifiée)

La courbe hypsométrique est généralement utilisée conjointement avec l'intégrale hypsométrique (***IH***). Ces deux paramètres complémentaires sont employés dans la conception des modèles géomorphologiques de l'évolution du relief (Luo, 2000 ; Chen et al., 2003 ; Miliaresis, 2001, 2006).

`

L'intégrale hypsométrique est calculée de la manière suivante (Equation 8) (Hurtrez et al., 1999) (Fig.89) :

$$IH = (E\ max - E\ \min)/(E\ moy - E\ \min) \qquad \textbf{Eq.8}$$

Avec :

E_{max} : Elévation maximale ;

E_{min} : Elévation minimale ;

E_{moy} : Elévation moyenne ;

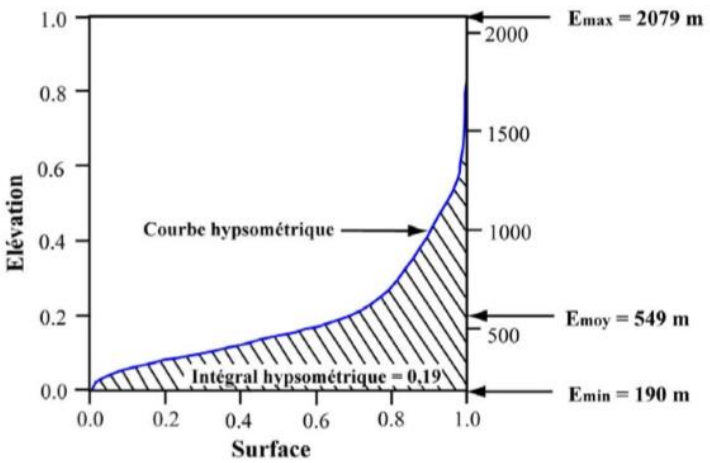


Figure 89 - Exemple d'intégrale hypsométrique (Hurtrez et al, 1999)

Cette valeur de (***IH***) et la forme de la courbe correspondante traduisent le volume relatif non érodé (Strahler, 1952) (Fig. 90, Tab.10).

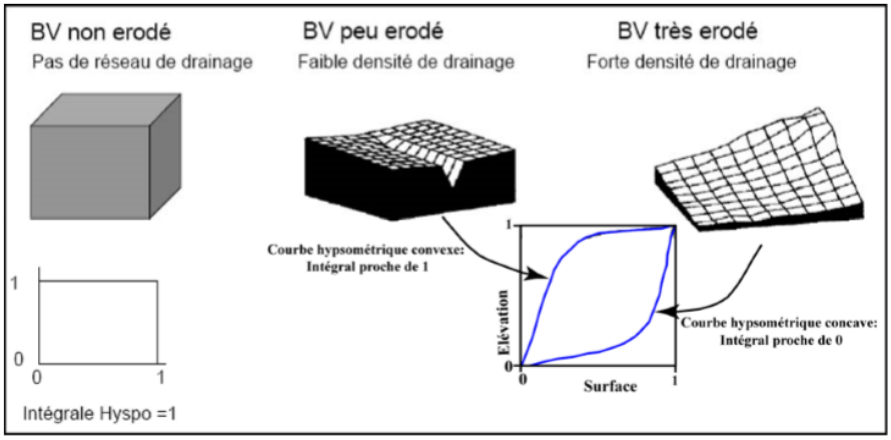


Figure 90 - Relation entre la morphologie du bassin, la courbe et l'intégrale hypsométrique (Hurtrez et al, 1999)

`

b - Résultats et interprétations

112 bassins versants ont été identifiés au NE de la Tunisie dans la zone conernée par ce travail (Fig. 91). L'aspect général des courbes de l'intégrale hypsométrique traduit l'état d'érosion de chaque bassin versant (Fig. 92). En effet, l'analyse hypsométrique de la zone d'étude montre :

- des reliefs de type "dégradé" (Strahler, 1952) avec un volume sédimentaire restant inférieur à 35% de la masse initiale (valeur d'IH < 0.35) et dont la courbe hypsométrique (CH) montre une allure concave. Ces valeurs de l'IH signifient que les reliefs qui constituent cette zone sont fortement érodés et peu affectés par la tectonique. Ce type de relief représente la majeure partie de la zone d'étude ;
- des reliefs en phase d'équilibre dynamique avec des valeurs d'IH entre 0.35 et 0.50. Pour ce type de relief, nous distinguons deux allures de courbe d'intégrale hypsométrique différente :
    - 1. Des courbes linéaires légèrement sigmoïdes avec une valeur moyenne d'***IH*** ≅ 0.4. Ces courbes indiquent une distribution uniforme de l'érosion sur un relief mature évoluant vers un stade d'équilibre dynamique. Pour ce type de cas, nous notons comme exemple les bassins versants BV 24, BV 27 et BV 29 qui font partie de la région de Mateur. Ces derniers sont caractérisés par des valeurs élevées d'***IH*** qui sont probablement expliquées par la dominance de roches dures (calcaires à Nummulites) de l'Yprésien-Lutétien inférieur et/ou par l'action de la tectonique active matérialisée par la présence de la faille de Mateur et la faille NS de Messeftine ;

    - 2. Des courbes où l'allure sigmoïde est prononcée avec une valeur moyenne d'***IH*** ≅ 0.38. Ces courbes indiquent une phase d'équilibre entre les processus tectoniques de surrection des roches et les mécanismes d'érosion. Pour ce type de courbes, nous notons trois cas :
        - les bassins versants BV83, BV88, BV77, BV90, BV102, BV106 des régions de Grombalia et la Goulette : les valeurs élevées d'***IH*** sont probablement dues à l'action de la tectonique active qui domine et contrôle le relief. En effet, cette région se caractérise par deux

`

ensembles structuraux : à l'ouest par un horst et à l'est par un graben rempli de sédiment plio - quaternaire. Notons que la même allure des courbes d'intégrale hypsométrique persiste pour les bassins versants BV81, BV98, BV110 du côté Ouest de Grombalia ;

- les bassins versants BV82, BV96, BV91 de la région de Bir Mcherga : les valeurs d'IH de ces bassins versants sont probablement liées à l'influence de la lithologie. En effet, ces bassins sont essentiellement formés par des roches dures (calcaires à Globigérines) de l'Yprésien ;
- les bassins versants BV61, BV44, BV79 de la région de Tebourba : l'état d'équilibre de ces bassins est probablement dû à la remonté du Trias qui a permis d'entrainer avec lui des structures sous - jacentes. En effet, la superposition de la couverture géologique avec ces bassins versants montre qu'il s'agit de la province diapirique de J. Lansarine et J.Baouala.

Une classification plus détaillée du paramètre IH a été réalisée afin d'analyser les différentes hypothèses possibles dans la zone d'étude. Cette classification met en évidence 5 classes : (Fig. 93)

- classe 1 (0.04 <IH< 0.10) : très faibles valeurs de IH (vieux bassins) ;
- classe 2 (0.10 <IH< 0.20) : faibles valeurs de IH (vieux bassins) ;
- classe 3 (0.20 <IH< 0.30) : valeurs moyennes de IH (vieux bassins) ;
- classe 4 (0.30 <IH< 0.40) : valeurs élevées de IH (bassins matures) ;
- classe 5 (0.40 <IH< 0.50) : valeurs très élevées de IH (bassins matures).

`

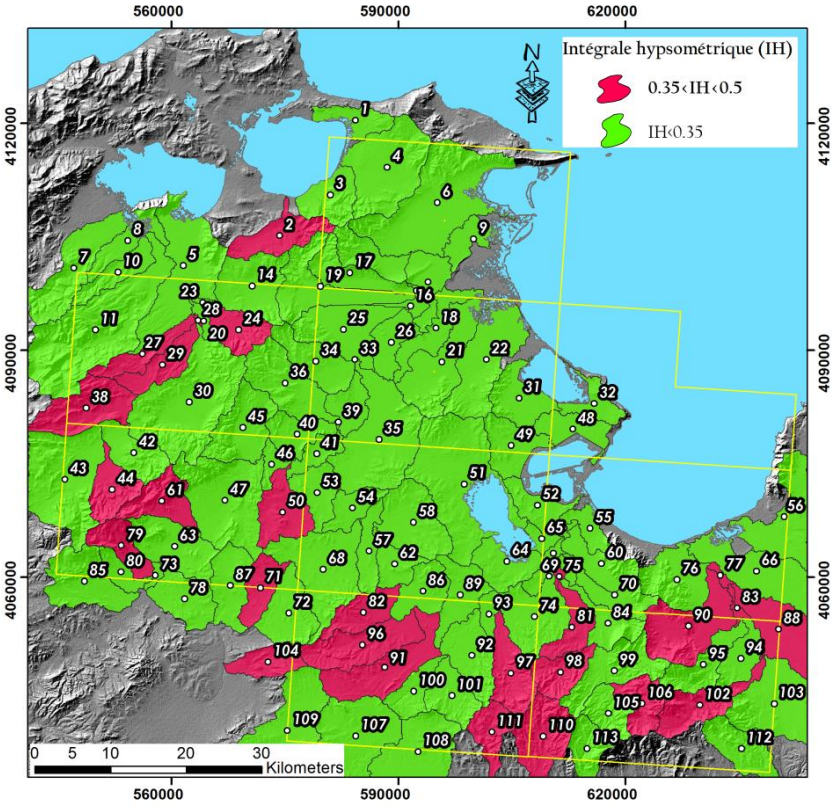


Figure 91 - Numérotation des Bassins versants et distribution de l'intégrale hypsométrique (IH) du NE de la Tunisie

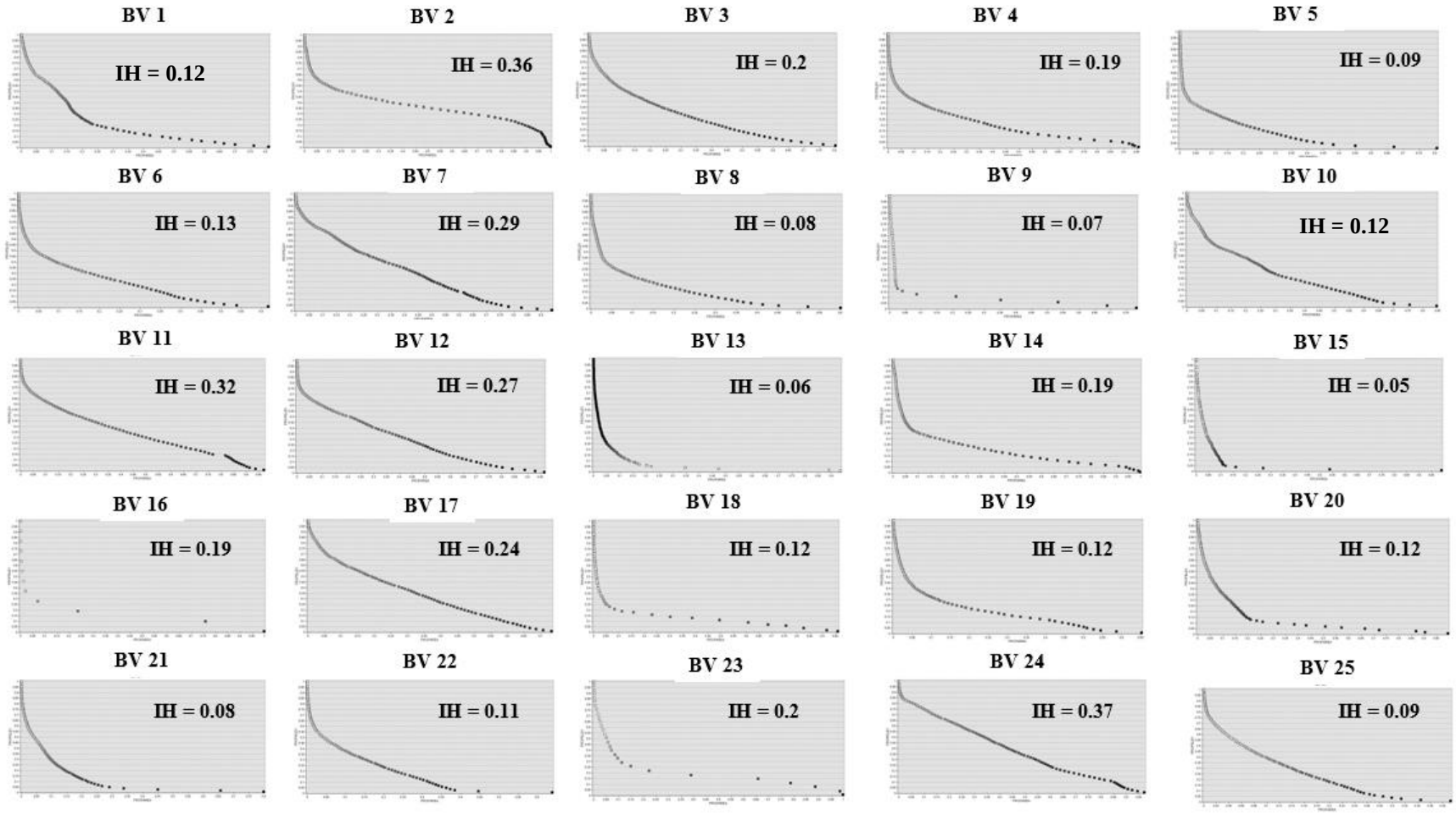

BV 1
IH = 0.12
BV 2
IH = 0.36
BV 3
IH = 0.2
BV 4
IH = 0.19
BV 5
IH = 0.09
BV 6
IH = 0.13
BV 7
IH = 0.29
BV 8
IH = 0.08
BV 9
IH = 0.07
BV 10
IH = 0.12
BV 11
IH = 0.32
BV 12
IH = 0.27
BV 13
IH = 0.06
BV 14
IH = 0.19
BV 15
IH = 0.05
BV 16
IH = 0.19
BV 17
IH = 0.24
BV 18
IH = 0.12
BV 19
IH = 0.12
BV 20
IH = 0.12
BV 21
IH = 0.08
BV 22
IH = 0.11
BV 23
IH = 0.2
BV 24
IH = 0.37
BV 25
IH = 0.09

Figure 92a

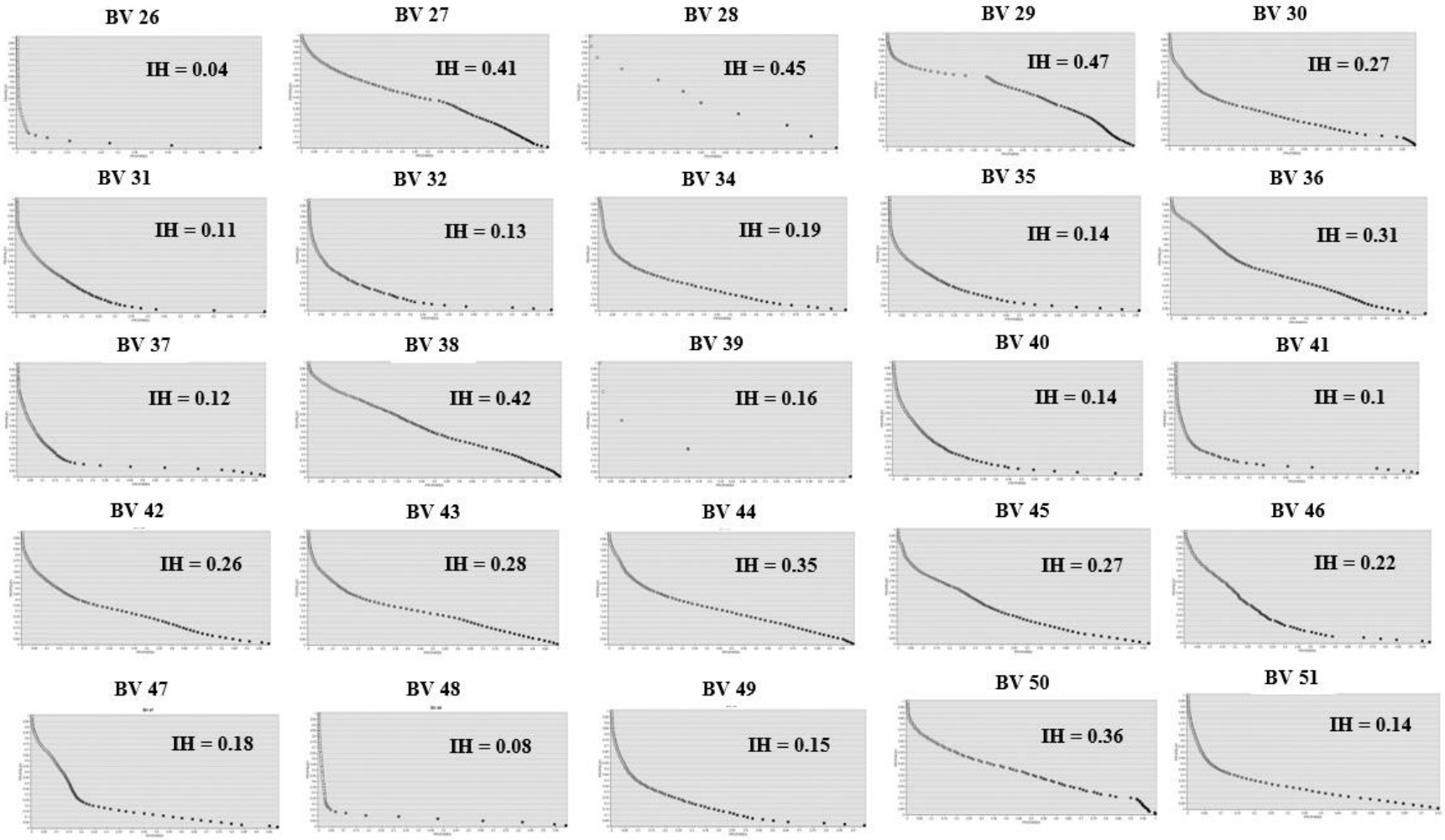

BV 26
IH = 0.04
BV 27
IH = 0.41
BV 28
IH = 0.45
BV 29
IH = 0.47
BV 30
IH = 0.27
BV 31
IH = 0.11
BV 32
IH = 0.13
BV 34
IH = 0.19
BV 35
IH = 0.14
BV 36
IH = 0.31
BV 37
IH = 0.12
BV 38
IH = 0.42
BV 39
IH = 0.16
BV 40
IH = 0.14
BV 41
IH = 0.1
BV 42
IH = 0.26
BV 43
IH = 0.28
BV 44
IH = 0.35
BV 45
IH = 0.27
BV 46
IH = 0.22
BV 47
IH = 0.18
BV 48
IH = 0.08
BV 49
IH = 0.15
BV 50
IH = 0.36
BV 51
IH = 0.14

Figure 92b

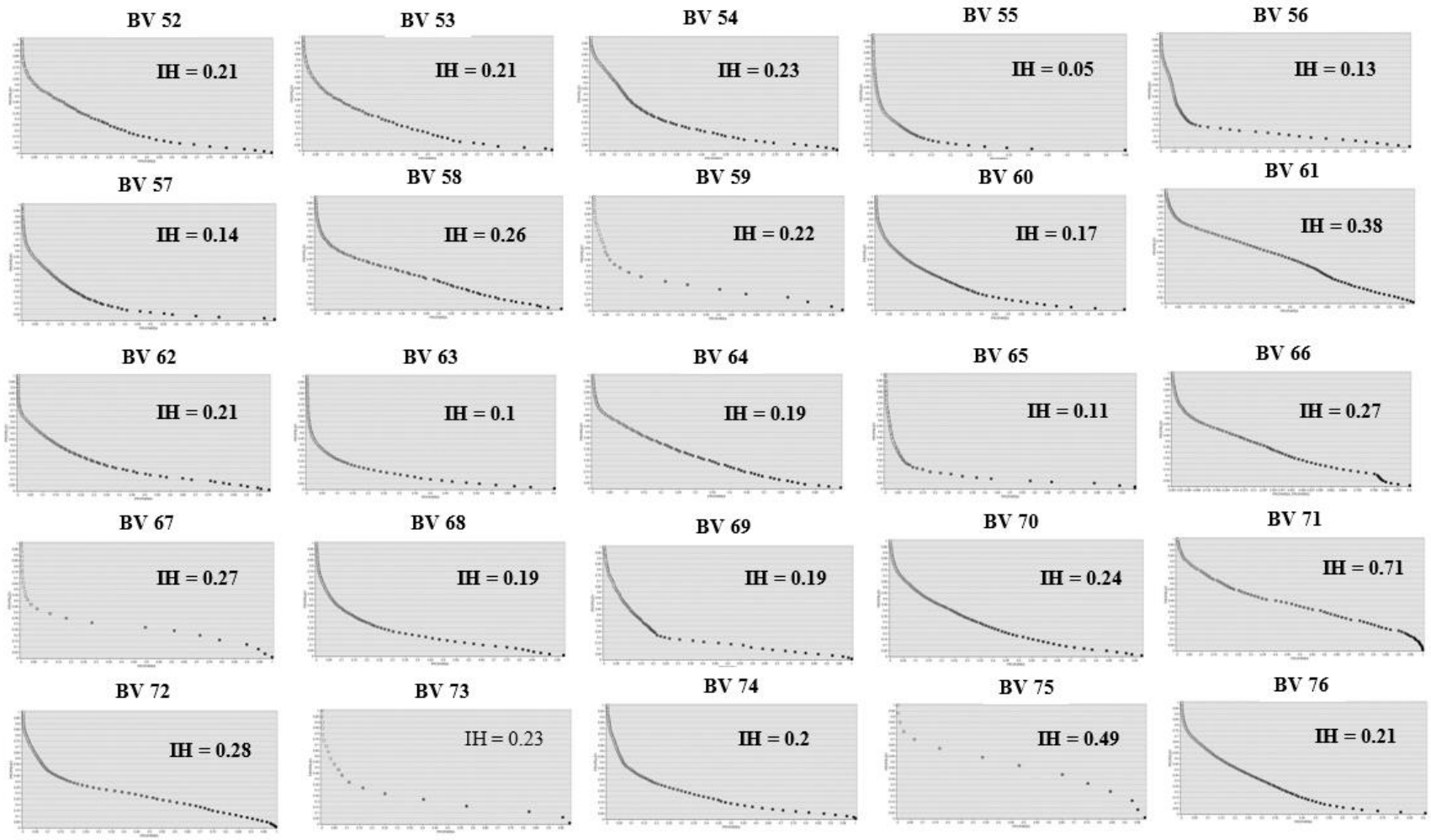

BV 52
IH = 0.21
BV 53
IH = 0.21
BV 54
IH = 0.23
BV 55
IH = 0.05
BV 56
IH = 0.13
BV 57
IH = 0.14
BV 58
IH = 0.26
BV 59
IH = 0.22
BV 60
IH = 0.17
BV 61
IH = 0.38
BV 62
IH = 0.21
BV 63
IH = 0.1
BV 64
IH = 0.19
BV 65
IH = 0.11
BV 66
IH = 0.27
BV 67
IH = 0.27
BV 68
IH = 0.19
BV 69
IH = 0.19
BV 70
IH = 0.24
BV 71
IH = 0.71
BV 72
IH = 0.28
BV 73
IH = 0.23
BV 74
IH = 0.2
BV 75
IH = 0.49
BV 76
IH = 0.21

Figure 92c

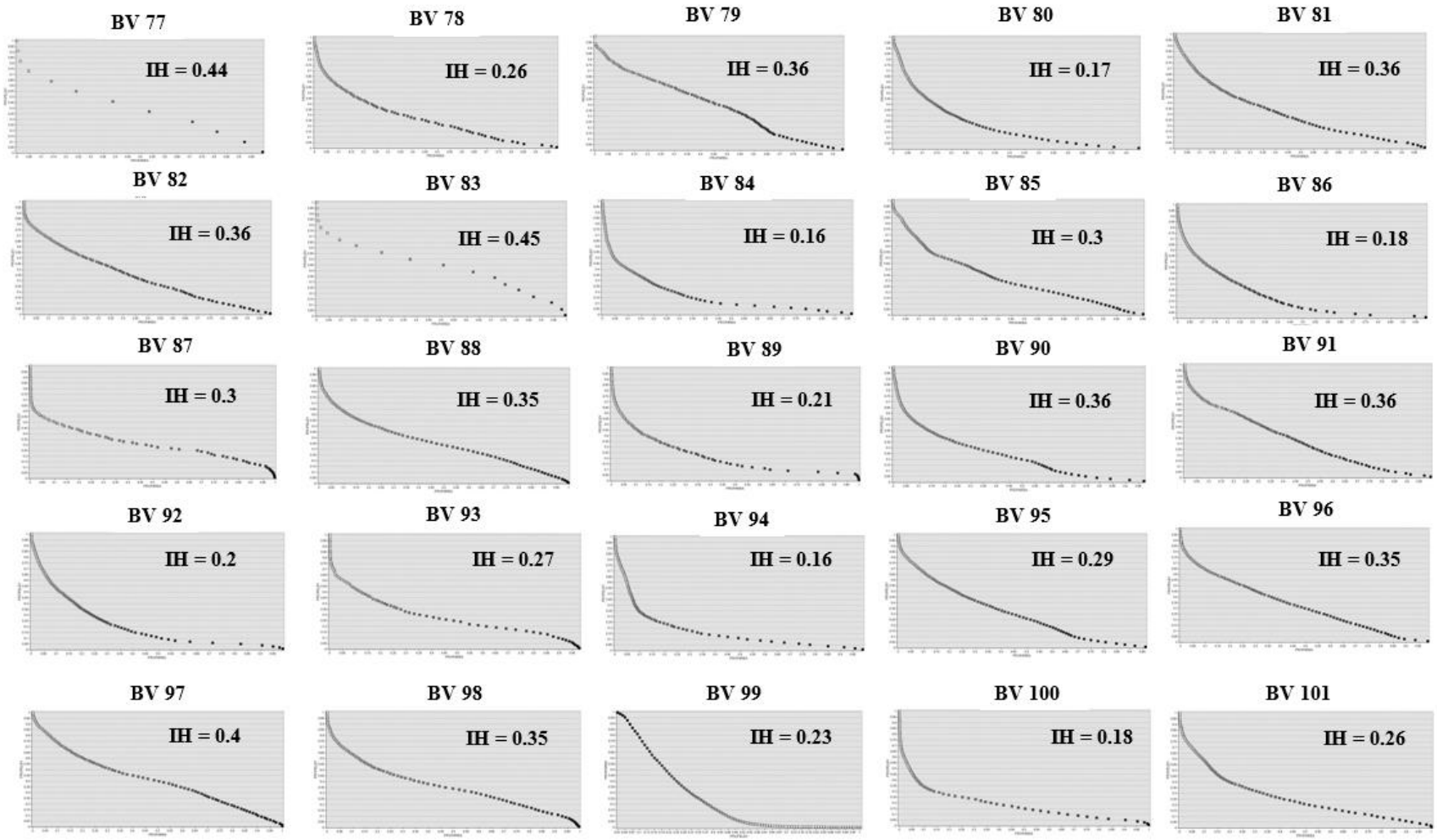

BV 77
IH = 0.44
BV 78
IH = 0.26
BV 79
IH = 0.36
BV 80
IH = 0.17
BV 81
IH = 0.36
BV 82
IH = 0.36
BV 83
IH = 0.45
BV 84
IH = 0.16
BV 85
IH = 0.3
BV 86
IH = 0.18
BV 87
IH = 0.3
BV 88
IH = 0.35
BV 89
IH = 0.21
BV 90
IH = 0.36
BV 91
IH = 0.36
BV 92
IH = 0.2
BV 93
IH = 0.27
BV 94
IH = 0.16
BV 95
IH = 0.29
BV 96
IH = 0.35
BV 97
IH = 0.4
BV 98
IH = 0.35
BV 99
IH = 0.23
BV 100
IH = 0.18
BV 101
IH = 0.26

Figure 92d

`

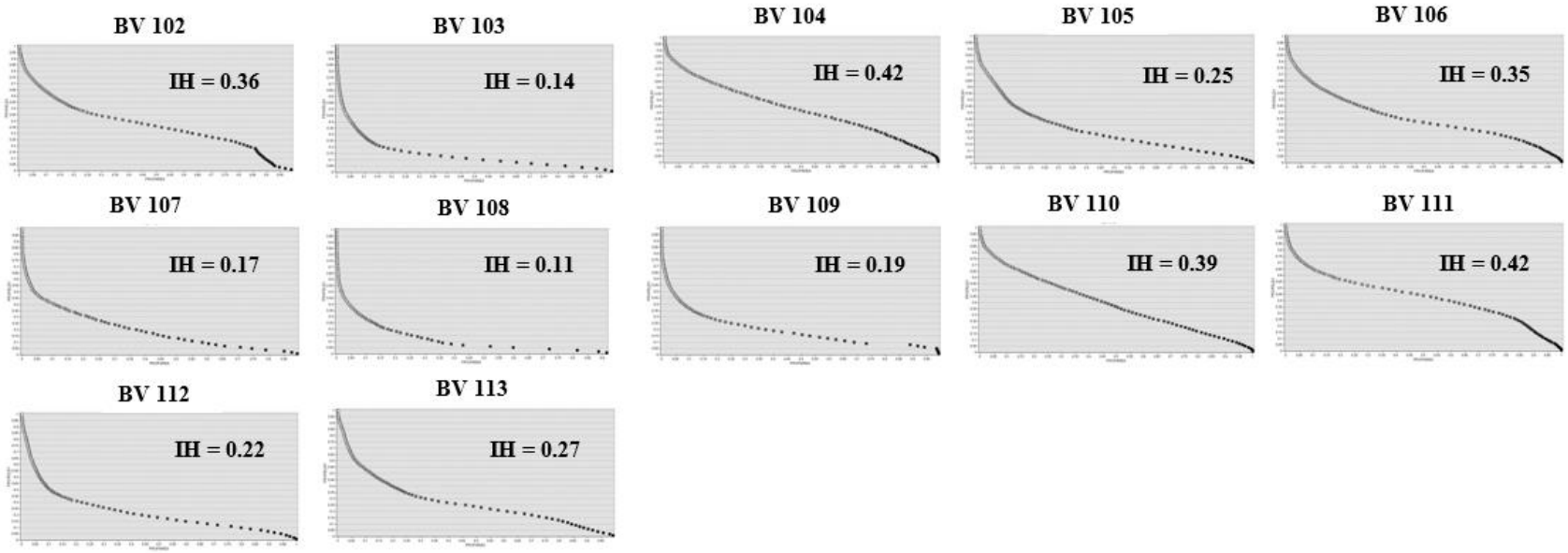


Figure 92 - Les courbes d'intégrale hypsométrique : a - bassins versants de 1 à 25 ; 93b - bassins versants de 26 à 51 ; c bassins versants de 52 à 76 ; 94d - bassins versants de 77 à 101

`

En superposant la carte d'indice hypsométrique avec la couverture géologique et les déformations récentes de la zone d'étude, nous remarquons que :

- les vieux bassins où l'érosion est élevée (les classes 1, 2 et 3) coïncident bien avec la lithologie tendre du Mio - Plio - Quaternaire (Fig. 94). Ces terrains présentent la majorité de la surface de la zone d'étude. Nous notons que quelques vieux bassins présentent localement un état de maturité, par exemple le bassin versant de J. Ammar présentant une valeur globale d'IH <0.20 (Fig. 94).
- localement un état de maturité dans certains bassins versants (B41, B45, B49, B50 et B54) avec une valeur moyenne d'IH égale à 0.4 (Fig. 95). Les courbes d'intégrale hypsométrique de ces sous bassins présentent une forme sigmoïdale indiquant un état d'équilibre local (Fig. 96). Cette maturité des sous - bassins peut être expliquée par la présence de la grande faille active EW de J. Ennahli - Ammar et/ou par la présence des alternances marno - calcaires indiquant une érosion différentielle ;
- les bassins matures (les classes 3 et 4) coïncident avec (Fig. 94) :
  - les massifs se caractérisant par des roches dures tels que les calcaires à Globigérines de l'Yprésien de la région de Bir Mcherga ;
  - les structures actives telles que les failles de Mateur et Meseftine dans la région de Mateur et les failles bordières du fossé de Grombalia ;
  - les provinces diapiriques telles que le diapir de J. Baouala.

5 - Intégrale hypsométrique

a - Principe de base

Dans le but de préciser l'approche géomorphologique précédente, nous avons essayé de faire une analyse hypsométrique plus détaillée et d'extraire la distribution spatiale de l'intégrale hypsométrique (IH) de la zone d'étude pour mieux détecter les régions affectées par des mouvements tectoniques récents. L'intégrale hypsométrique (IH) est un indice morphométrique qui facilite le traitement des zones caractérisées par une faible ou une forte activité sismique (Siddiqui et Soldati, 2014).

`

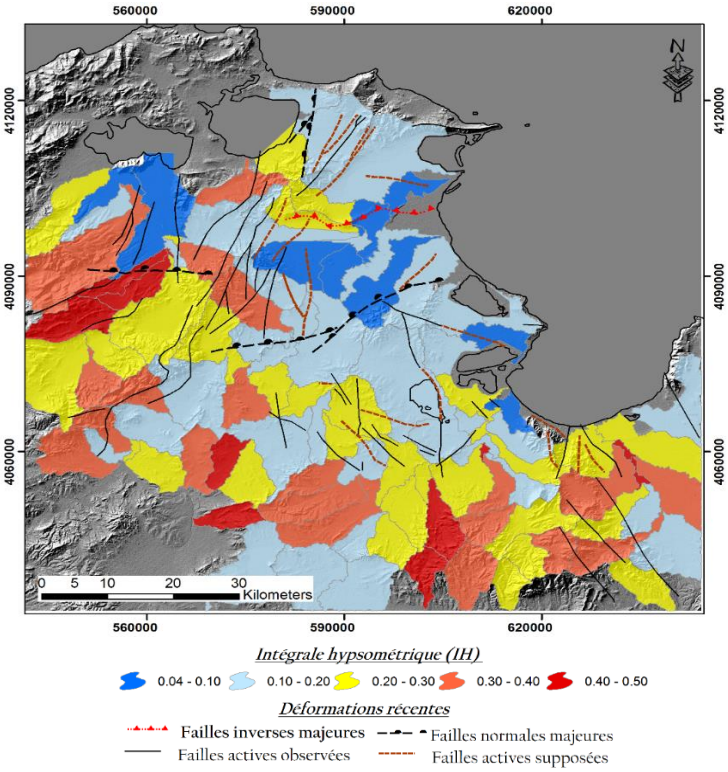


Figure 95 - Superposition des classes hypsométriques (IH) avec les déformations récentes du NE de la Tunisie

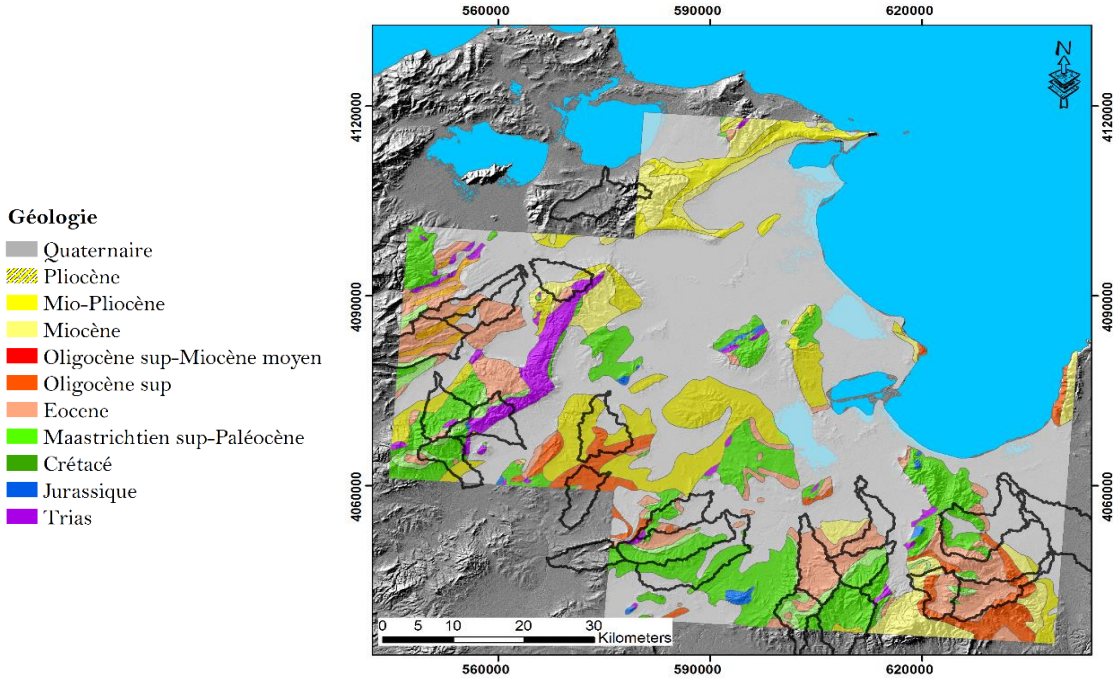


Figure 96 - Superposition des bassins versants matures avec la géologie du NE de la Tunisie

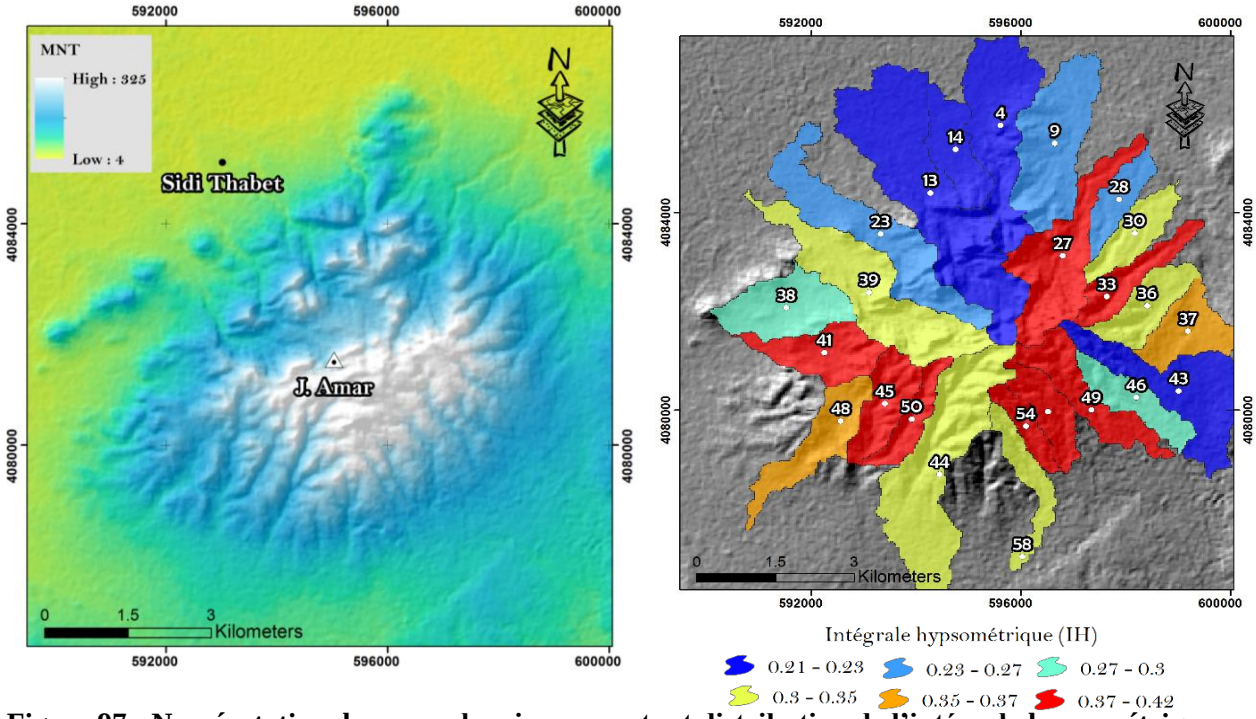


Figure 97 - Numérotation des sous - bassins versants et distribution de l'intégrale hypsométrique (IH) dans l'anticlinal de J.ammar

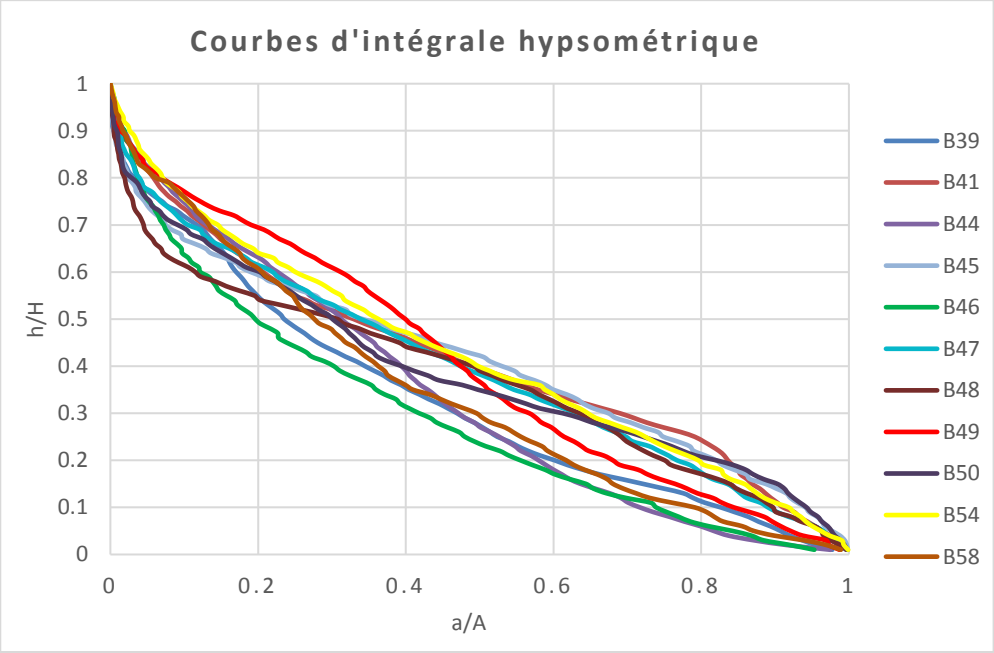


Figure 98 - Présentation des courbes d'intégrale hypsométrique qui caractérisent quelques sous - bassins versants de l'anticlinal de J.ammar

`

La détermination des valeurs d'IH est réalisée en utilisant une grille composée par plusieurs carrés réguliers qui englobent toute la zone d'étude. Cette méthode d'analyse (IH) a été largement utilisée dans de nombreuses régions du monde pour évaluer la néotectonique et investiguer les zones qui ont subi une forte érosion. En effet, l'intégrale hypsométrique est un paramètre morphométrique qui peut servir à identifier les zones de soulèvement dues à la tectonique active (Hurtrez et al., 1999). A titre d'exemple Perez - Pena et al. (2009) a montré une forte corrélation entre les zones caractérisées par un taux élevé d'IH avec les secteurs liés aux failles actives. L'indice hypsométrique est principalement calculé à l'aide de l'équation 3 (Perez - Pena et al., 2009).

b - Résultats et interprétations

b1 - Calcul de l'indice hypsométrique IH

Nous avons utilisé deux modèles numériques de terrain SRTM avec une résolution spatiale de 30 m et 90m pour déterminer les valeurs hypsométriques d'IH et pour évaluer leurs dépendances avec la résolution spatiale et l'échelle. Le traitement de ce paramètre est réalisé en utilisant des grilles de différentes dimensions (500m et 1000m). La taille des carreaux dépend essentiellement de la complexité de la topographie du site et aussi de la dimension des chenaux incisés (Mahmood and Gloaguen, 2011). Les petites superficies de la grille aident à résoudre les variations locales dues à l'activité tectonique récente (Chen et al., 2003) (Fig. 97). En effet, l'hypsométrie pourrait être sensible à divers facteurs, qui dépendent de l'échelle, telles que la tectonique et la lithologie (Chen et al., 2003).

Afin d'estimer les valeurs d'IH pour chaque cellule, nous avons utilisé la fonction « zonal statistics » du logiciel ArcGis pour calculer les élévations maximale, minimale et moyenne à partir de chaque MNT. Par la suite, nous avons intégré toutes les couches matricielles résultantes de l'étape précédente au sein du module «Raster Calculator » pour cartographier le paramètre IH en utilisant l'équation (3). Les valeurs IH obtenues par cette analyse montrent la rapidité avec laquelle l'altitude diminue dans chaque carré contrairement à l'analyse hypsométrique de la surface topographique traitée par les bassins versants (Van der Beek et Braun, 1998).

`

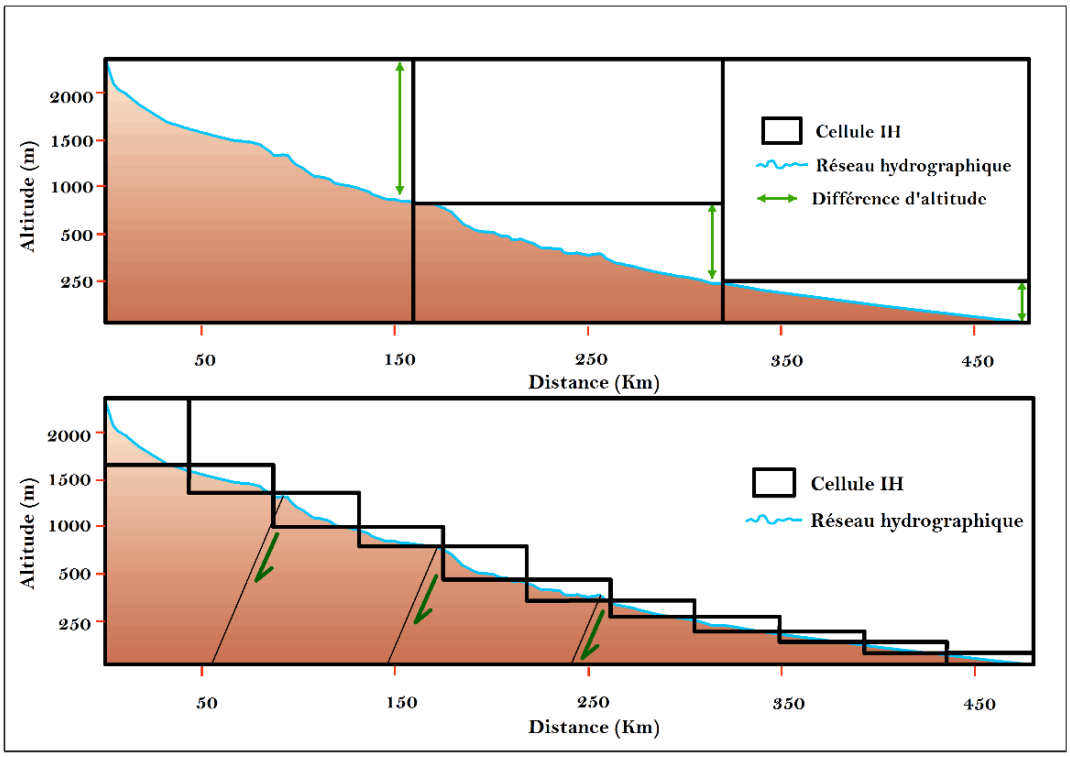
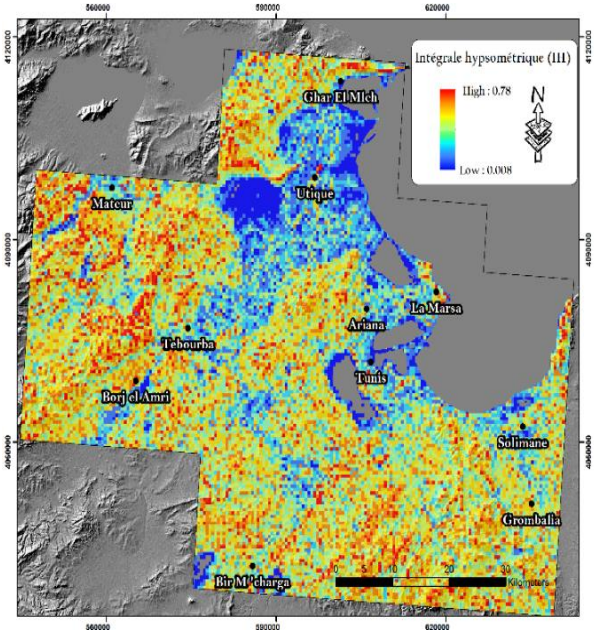


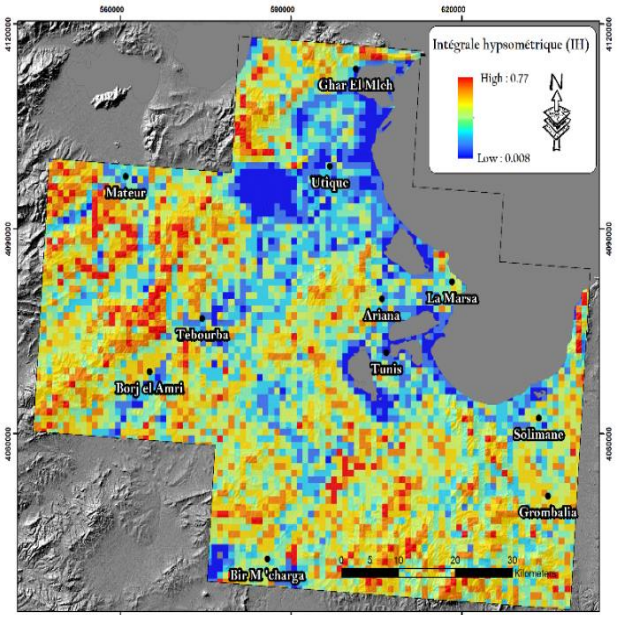
Figure 99 - Schéma montrant la dépendance spatiale des intégrales hypsométriques IH avec la dimension de la grille. Les petites superficies peuvent résoudre les variations locales dues à l'activité tectonique récente (Chen et al., 2003 modifiée)

Les résultats obtenus par l'analyse de la distribution spatiale des valeurs IH, sont représentés dans la figure 98. La représentation graphique des valeurs IH sous forme d'histogramme montre que la distribution pour les quatre cas est normale et indique que la moyenne est inférieure à 0.5 (Fig. 99). Nous notons également qu'il existe une similitude considérable entre les distributions du paramètre IH pour les MNT analysés par la même grille.

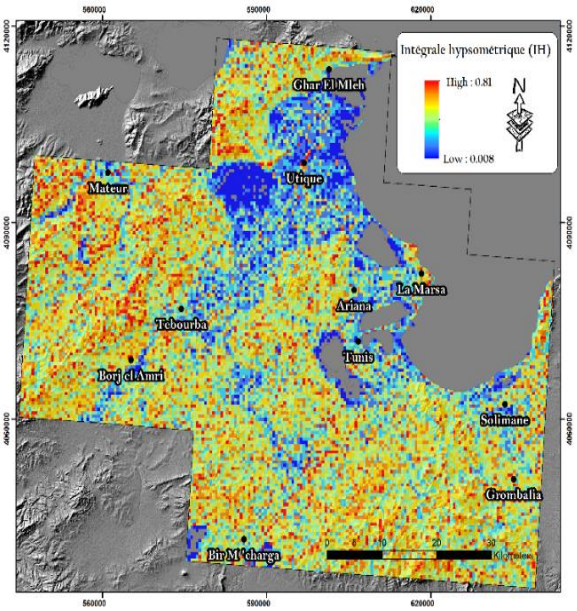
L'analyse des cartes et des histogrammes IH montre que la distribution spatiale de ce paramètre est indépendante de la résolution du modèle d'élévation numérique (MNT), mais elles dépendent fortement de l'échelle et de la taille de la cellule choisie pour chaque grille. En effet, la distribution spatiale des valeurs d'IH ne montre pas un schéma clair de valeurs élevées ou faibles en raison d'une variation importante de la topographie du relief. La dépendance spatiale des valeurs d'IH pourrait être liée à la position topographique relative des cellules dans le bassin (Walcott R. C. & Summerfield M.A., 2008).



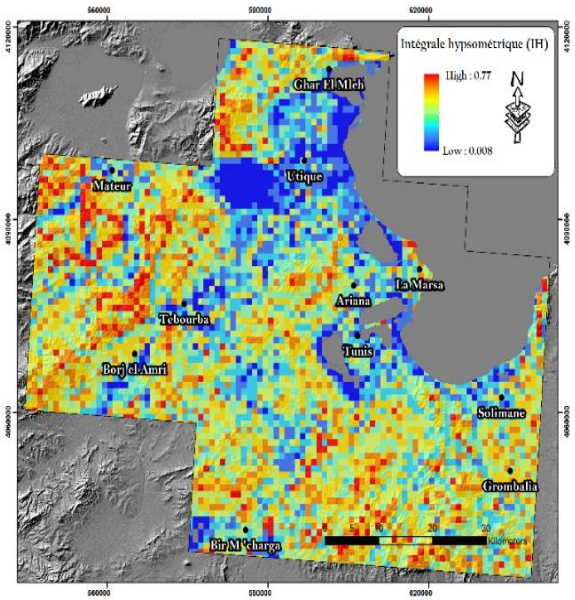
Carte de distribution de l'intégrale hypsométrique (SRTM 30 m – dimension de la cellule 500m)



Carte de distribution de l'intégrale hypsométrique (SRTM 30 m – dimension de la cellule 1000m)



Carte de distribution de l'intégrale hypsométrique (SRTM 90 m – dimension de la cellule 500m)



Carte de distribution de l'intégrale hypsométrique (SRTM 90 m – dimension de la cellule 1000m)

Figure 100 - Les cartes de distribution de l'intégrale hypsométrique dans le secteur d'étude

`

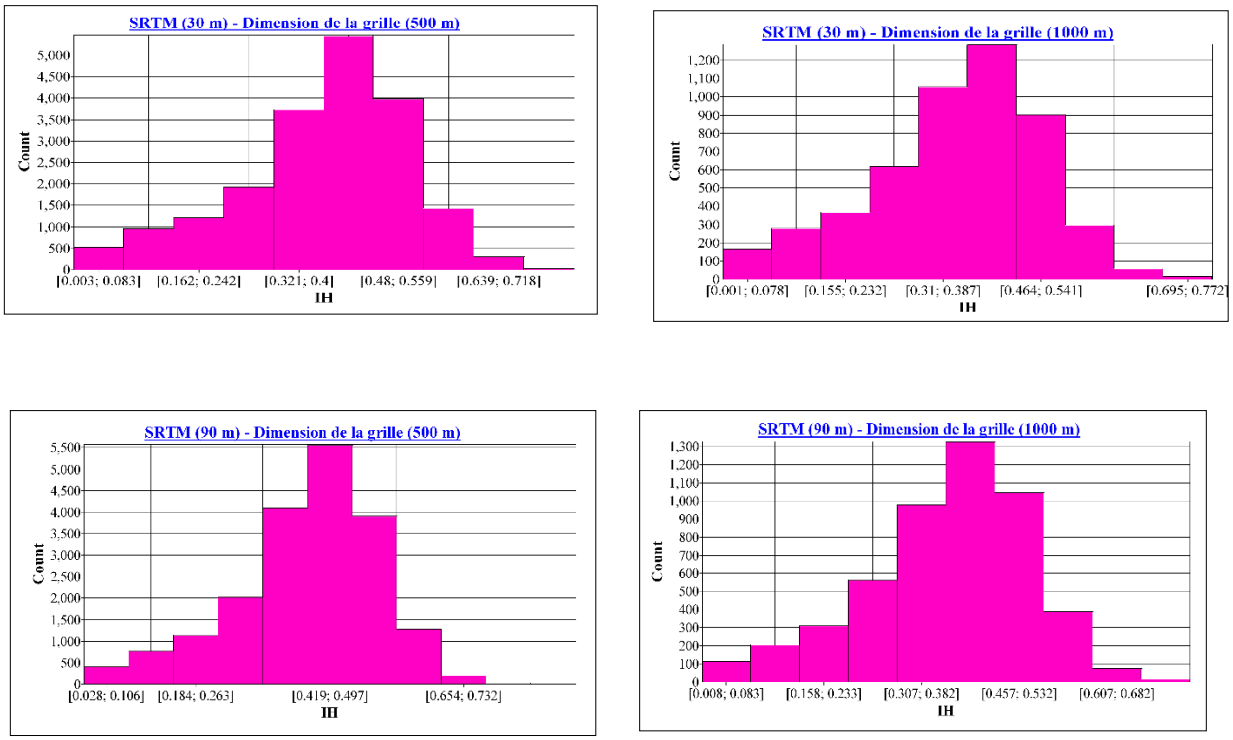


Figure 101 - Les histogrammes montrent une distribution normale des valeurs d'IH

Afin de vérifier si les valeurs d'IH ont une telle dépendance, nous avons décidé de calculer les deux paramètres altitude moyenne et amplitude du relief (**élévation maximale - l'altitude minimale**) du bassin versant Oued Meliane pour chaque carré (Fig. 100) (cf. *Chen et al., 2003).* En effet, selon Chen et al., 2003, les cellules de la grille qui se situent en amont d'un bassin versant, représentent les valeurs élevées des paramètres AR et AM à cause de la dissection du relief et de l'existence de fortes pentes.

La figure 99 présente le tracé graphique de la courbe d'IH en fonction de l'altitude moyenne et d'IH par rapport à l'amplitude du relief pour les quatre cas considérés. On constate que les valeurs d'IH sont réparties autour de la moyenne d'IH dans toutes les courbes en montrant une dispersion très importante, ce qui indique que les deux facteurs sont très variables. Pour chaque MNT, les graphiques montrent une concentration élevée de valeurs d'IH faibles à moyennes.

Cependant, lorsqu'on a calculé la moyenne des valeurs d'IH à plusieurs intervalles réguliers et on l'a représenté par la suite sur l'axe des abscisses (AR) et (AM), (*un intervalle de 20 m pour le facteur (AR) et de 50 m pour le facteur (AM))* une meilleure corrélation est apparue et on a constaté que les valeurs moyennes suivent presque une ligne droite (Fig.101).

`

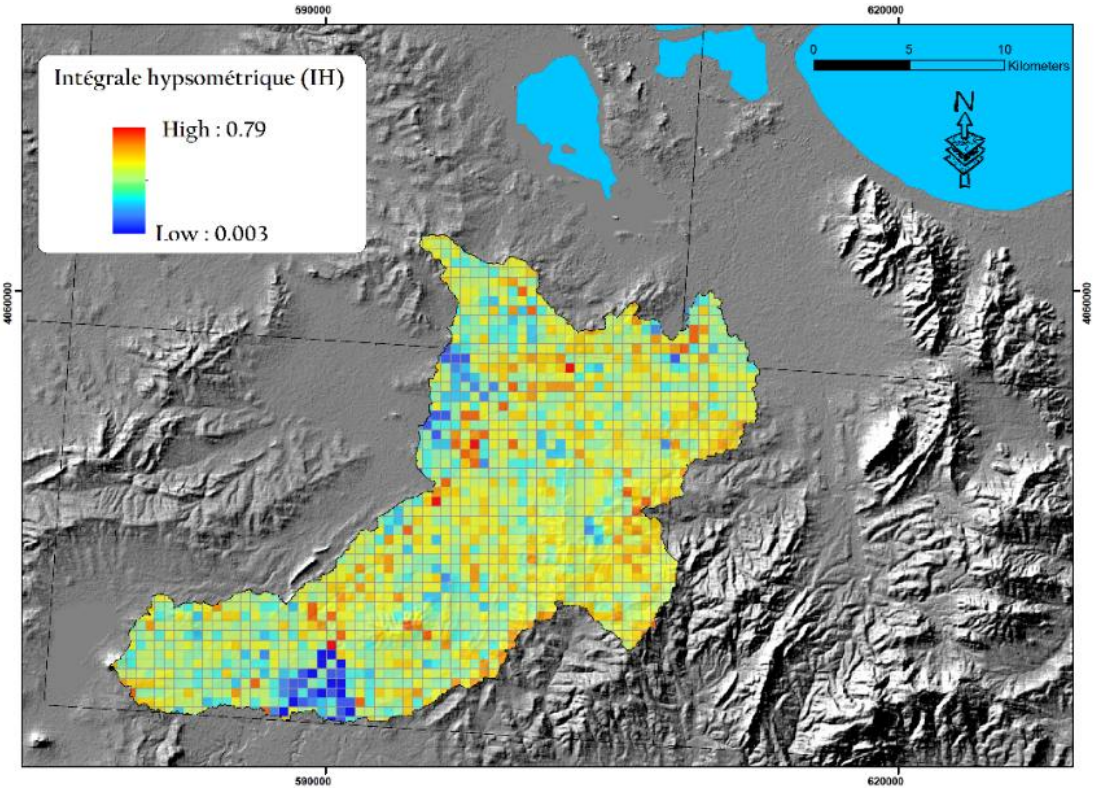
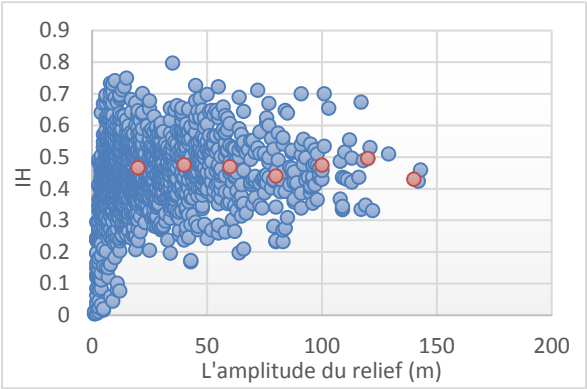


Figure 102 - Carte de distribution de l'intégrale hypsométrique pour l'oued Meliane (SRTM 30 m – dimension de la cellule 500 m)

Ces valeurs montrent un schéma plus complexe pour les cellules qui ont une dimension plus large (1 km). Toutefois, il n'y a pas de corrélation claire entre les deux paramètres car les valeurs moyennes se répartissent autour des valeurs moyennes d'IH. Nous pouvons conclure qu'il n'existe pas de dépendance (ou de corrélation) claire entre les valeurs d'IH et la position des cellules dans le bassin versant d'oued Meliane, ce qui confirme que le calcul de l'IH ne dépend pas de la position topographique des cellules dans un bassin versant. Nos résultats sont conformes avec les résultats des travaux antérieurs de Pérez - Peña et al., 2009 et Mahmood and Gloaguen, 2011.

`



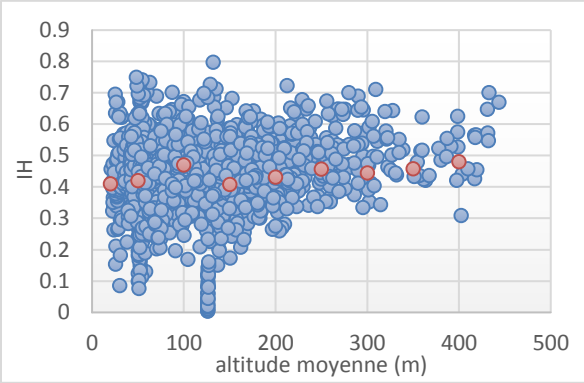
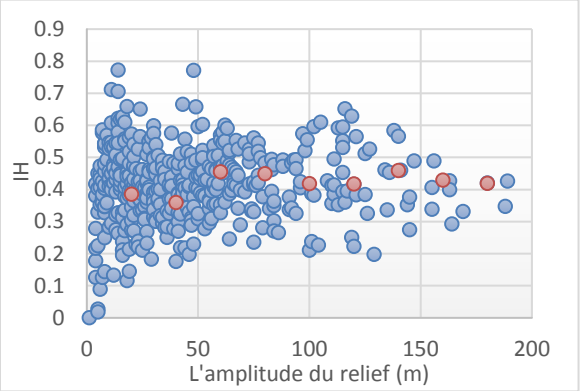


Diagramme de dispersion des valeurs d'IH par rapport à l'amplitude du relief (AR) et l'altitude moyenne (AM) (SRTM 30 m – dimension de la cellule 500 m)



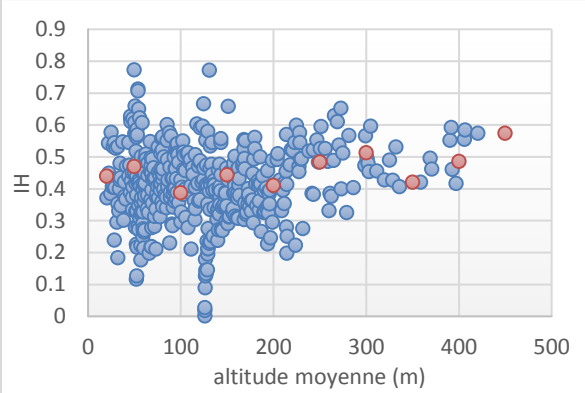
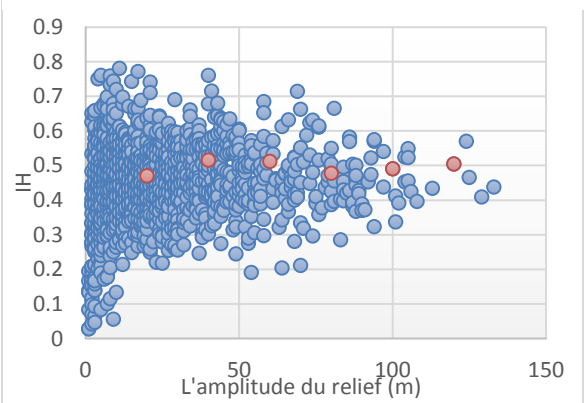


Diagramme de dispersion des valeurs d'IH par rapport à l'amplitude du relief (AR) et l'altitude moyenne (AM) (SRTM 30 m – dimension de la cellule 1000 m)



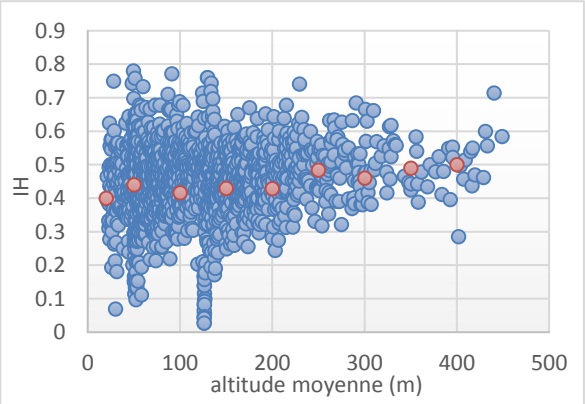


Diagramme de dispersion des valeurs d'IH par rapport à l'amplitude du relief (AR) et l'altitude moyenne (AM) (SRTM 90 m – dimension de la cellule 500 m)

`

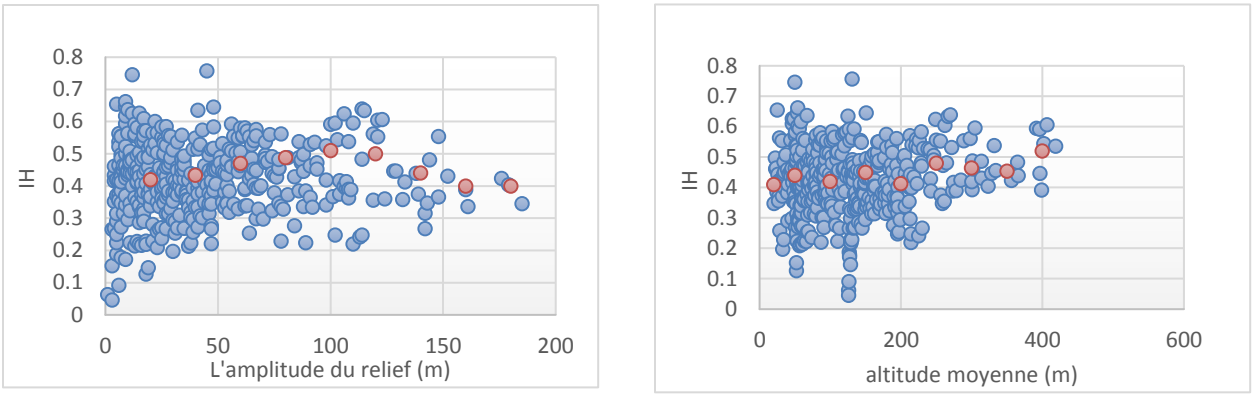


Diagramme de dispersion des valeurs IH par rapport à l'amplitude du relief (AR) et l'altitude moyenne (AM) (SRTM 90 m – dimension de la cellule 1000 m)

Figure 103 - Les diagrammes de dispersion des valeurs d'IH par rapport à l'amplitude du relief (AR) et l'altitude moyenne (AM)

Les valeurs du paramètre IH en fonction de l'amplitude du relief ainsi estimées varient considérablement d'un endroit à un autre. En fait, en analysant les cartes hypsométriques on remarque que les valeurs d'IH ne montrent aucune tendance significative en raison de la distribution spatiale des cellules ou de la nature lithologique (Pérez - Peña et al., 2009). Le schéma 102 montre que les cellules IH hautes et basses sont liées aux variations de la surface topographique. En effet, la variation des valeurs hypsométriques dépend de la dissection et de la rugosité du relief.

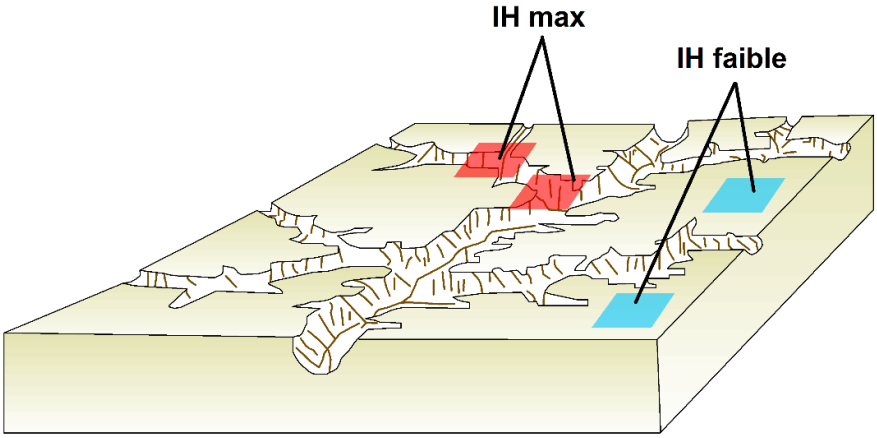


Figure 104 - La variation des valeurs hypsométriques dépend de la dissection et de la rugosité du relief. (modifiée de Perez - Pena et al., 2009)

`

b2 - Application de l'autocorrélation spatiale

Dans le cas d'une activité tectonique, la distribution spatiale des valeurs élevées d'IH devraient suivre un schéma spatial général, c'est - à - dire que les cellules hypsométriques (élevées) regroupées sous formes d'agrégat correspondent aux zones néotectoniques (d'après Pérez - Peña et al., 2009). Pour déterminer si les valeurs d'IH présentent un tel modèle, nous devons tester l'autocorrélation spatiale de ces données, en utilisant la technique des indices globaux et locaux d'autocorrélation spatiale (Moran, 1950; Pérez - Peña et al., 2009).

L'analyse par autocorrélation spatiale est utile pour étudier et révéler les agrégats spatiaux entre les entités géographiques (Moran, 1950; Anselin, 1995). L'autocorrélation spatiale permet de mesurer le degré de similitude des valeurs distribuées sur l'intégralité d'une zone étudiée pour une variable donnée (tel que le facteur d'IH dans cette étude) avec leur voisinage.

b2 - 1Autocorrélation globale Indice de MORAN (I)

L'autocorrélation spatiale est mesurée à travers multiples paramètres statistiques, tels que l'indice de Moran (I) et l'indice de Geary (C). Dans le cas de cette étude, nous avons utilisé l'indice I de Moran qui est un indicateur global d'autocorrélation et qui consiste à mesurer le degré de l'arrangement spatial du jeu de données dans son ensemble. En effet, l'autocorrélation spatiale globale de Moran, permet d'identifier les agrégats significatifs qui se ressemblent en s'appuyant sur les principes de l'adjacence.

Au cours des dernières décennies, cette méthode a été largement utilisée pour l'analyse de l'autocorrélation spatiale dans de nombreux domaines, tels que l'agriculture (Ben Arfa et al., 2008), la criminologie (Ratcliffe et McCullagh, 1998), la sociologie (Guilmoto et al., 2005; Romain Montoriol, 2017), la géomorphologie (Aubry et al., 2001) et la néotectonique (Pérez - Peña et al., 2009).

La statistique de Moran I est basée sur le rapport entre la covariance des valeurs de la variable d'intérêt dans les unités spatiales voisines et la variance globale de cette variable.
L'indice de Moran s'écrit sous la forme suivante :

$$Moran's\ I = \frac{N \sum_{ij} w_{ij} (X_i - \bar{X})(X_j - \bar{X})}{(\sum_{ij} w_{ij}) \sum_i (X_i - \bar{X})^2} \quad \textbf{Eq.9}$$

`

Où : N = nombre d'unités spatiales

$X_i = la\ valeur\ de\ la\ variable$ à $la\ position\ i$

$X_j = la\ valeur\ de\ X$ à $la\ position\ j$

$\bar{X}$ = *la valeur moyenne de* X_i

W_{ij} = *matrice de pondération*

La moyenne théorique *E (I)* de l'indice de Moran est calculée suivant cette équation :

$$E\ (I) = -\ \frac{1}{N-1} \qquad \textbf{Eq.10}$$

L'indice de MORAN varie entre - 1 et 1. Si la distribution d'un phénomène est autocorrélée de façon positive, il s'agit d'une autocorrélation spatiale positive dans laquelle les unités voisines ont tendance à se ressembler. Si l'autocorrélation s'avère négative, les valeurs voisines sont différentes et complètement dispersées (dissimilitude entre les unités situées à proximité). Cependant, dans le cas où l'indice est nul, il y aura une absence de relation spatiale ou d'autocorrélation entre la proximité des unités et leur degré de similitude (ressemblance) (Fig.103).

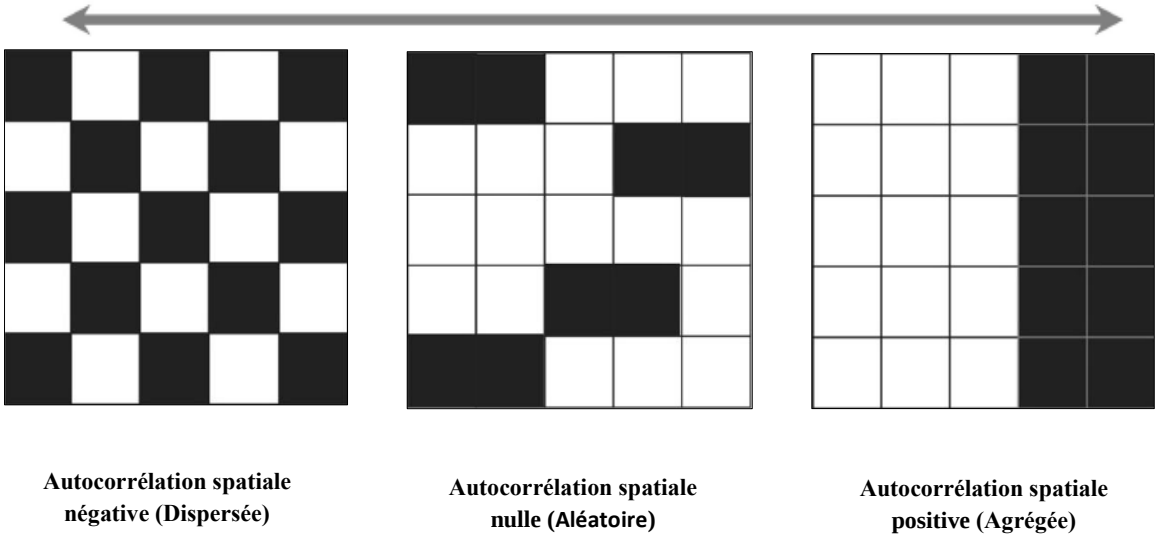


Figure 105 - Un diagramme illustrant les différentes structures spatiales de l'indice I Moran

`

Tableau 15 - Application du test d'autocorrélation spatial global I Moran

MNT	*Dimension de la cellule*	*N*	*I*	*E(I)*	*Z*	*P*	*Résultats*
30 m	0.5 km	19561	0.54	0.000051	151.07	0.0001	Regroupés (clustred)
30 m	1 km	5049	0.55	0.000198	76.92	0.0001	Regroupés (clustred)
90 m	0.5 km	19561	0.43	0.000052	119.57	0.0001	Regroupés (clustred)
90 m	1 km	5049	0.49	0.000199	67.80	0.0001	Regroupés (clustred)

Les tests d'autocorrélation réalisés à l'aide de l'outil statistique I Moran montrent que les données sont autocorrélées et présentent des scores Z positifs et élevés (Tab.15). L'indice de Moran positif montre une tendance à l'agrégation et que les valeurs d'IH sont clairement groupées.

On note que les valeurs Z varient suivant l'échelle, en fait ces valeurs diminuent lorsque la taille de la grille utilisée pour le même MNT est plus grande. Les scores Z diminuent également lorsqu'on utilise un modèle numérique de terrain avec une résolution spatiale plus large (90 m pour cette étude).

b2 – 2 Autocorrélation Local de Getis et Ord (*Ord et Getis, 1995; Getis et Ord, 1996*)

L'autocorrélation I de Moran est une statistique globale qui ne permet pas de cartographier les regroupements spatiaux (valeurs faibles ou élevées) à une échelle locale. Dans ce cas, l'analyse de l'autocorrélation spatiale locale peut être une solution pour identifier les agrégats spatiaux et mettre en exergue les localités à valeurs homogènes ou hétérogènes. La statistique $G^*{}_i$ de Getis - Ord (Ord et Getis, 1995) est une technique couramment utilisés pour détecter l'existence de regroupement spatiaux statistiquement significatifs. Cette technique permet aussi d'identifier des rassemblements montrant une similarité particulière avec ses voisines et de repérer aussi les zones ségrégées/ ou agrégées, différentes de leur voisinage. L'équation de la statistique Getis - Ord $G^*{}_i$ s'écrit de la façon suivante :

$$G^*{}_i = \frac{\sum_j w_{ij}\,(d) x_j}{\sum_i x_j} \qquad \textbf{Eq.11}$$

`

Où x_j = l'attribut d'intérêt mesuré à l'emplacement j,

w_{ij} = matrice de pondération

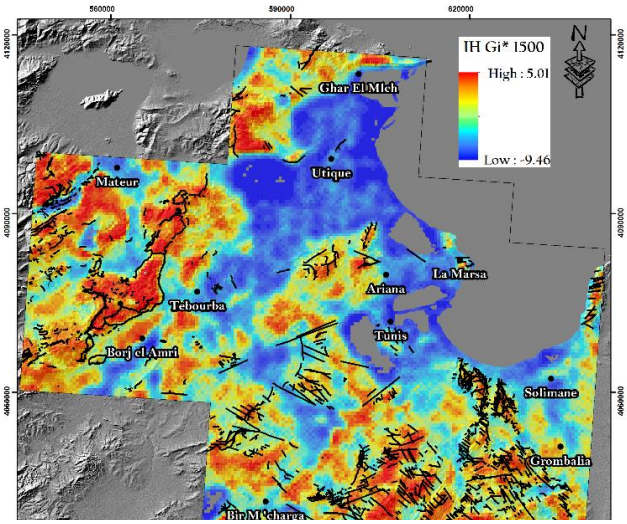
La statistique $G^*{}_i$ (Getis et Ord, 1996) indique, si des points chauds (groupes de valeurs élevées) ou des points froids (groupes de valeurs faibles) existent à une distance spécifiée. Cette technique est calculée en utilisant une distance de voisinage que nous spécifions. Si l'entité voisine se situe à une distance spécifiée *d* par rapport à l'entité cible i, un poids de 1 sera attribué à cette paire et une pondération de 0 est attribuée pour les autres entités. Les valeurs positives de la statistique G_i* correspondent aux points chauds et aux valeurs élevées placées ensemble dans un regroupement spatial, tandis qu'une valeur négative correspond aux points froids et qui montrent les valeurs faibles regroupées ensemble.

Le but de l'utilisation de la statistique de Getis - Ord dans le cadre de cette recherche est d'étudier la significativité des associations spatiales des intégrales hypsométriques. Afin de distinguer les agrégats spatiaux de valeurs d'IH élevées et faibles (points chauds/ froids), nous allons tester l'autocorrélation spatiale des données d'IH en utilisant l'outil générique $G^*{}_i$ Getis - Ord implémenté dans le logiciel Arc GIS. Une distance fixe de 1.5 km a été choisie pour délimiter les cellules voisines affectées par la néotectonique (Pérez - Peña et al., 2009).

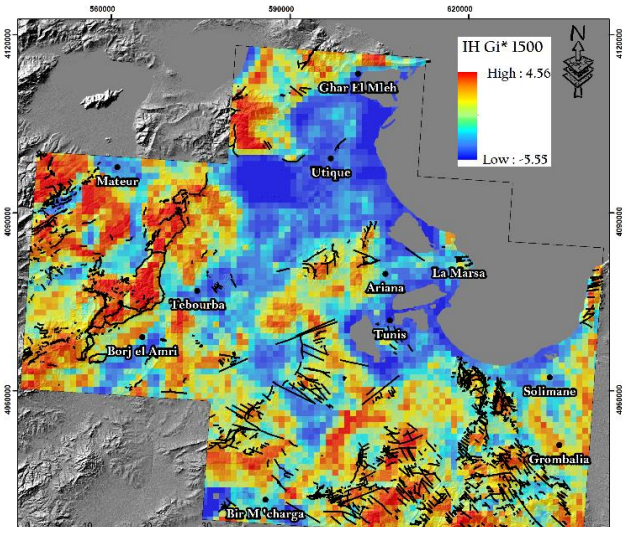
La cartographie des clusters spatiaux à l'aide de cette technique a permis de mettre en évidence les agrégats d'IH élevées et faibles (Fig. 104). Les résultats obtenus par l'analyse de l'autocorrélation locale ne sont pas affectés par le changement de la résolution. Par contre on constate que les regroupements spatiaux perdent leurs précisions spatiales lorsqu'on utilise une grille plus grande (1km). En conséquence, nous pouvons dire que les analyses Gi * de Getis - Ord dépendent de la dimension des cellules (échelle), mais elles sont plus robustes avec la variation de la résolution spatiale du modèle numérique de terrain (Mahmood and Gloaguen 2011).

La distribution spatiale des points chauds montre une nette corrélation avec les structures caractérisées par une activité tectonique et aux zones surélevées dans le secteur d'étude. Par contre, les points froids correspondent pratiquement à la sédimentation récente du Quaternaire, les plaines alluviales et les structures effondrées telles que le fossé de Grombalia, la plaine d'Utique - El Mabtouha et Sabkhat Séjoumi (Fig.104, 105).

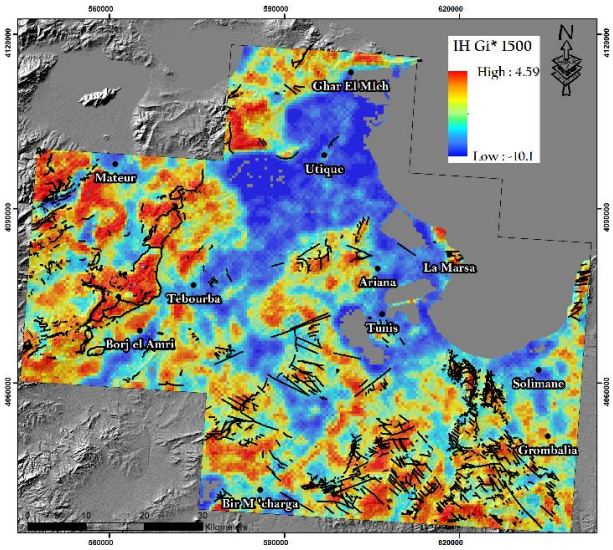
`



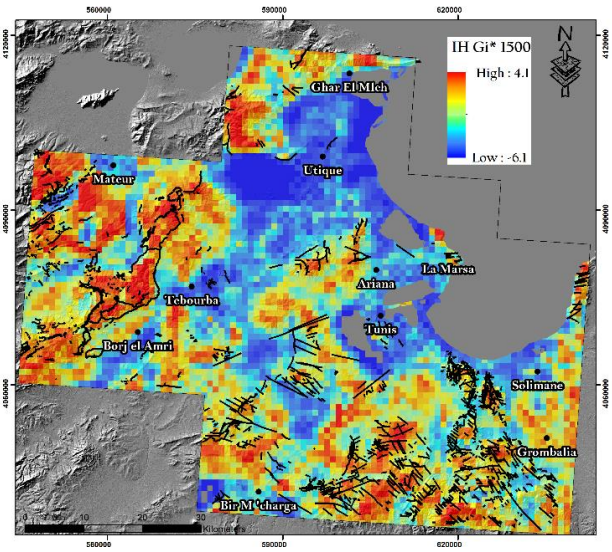
Carte de distribution (points chauds/ froids) (SRTM 30 m – dimension de la cellule 500 m)



Carte de distribution (points chauds/ froids) (SRTM 30 m – dimension de la cellule 1000 m)



Carte de distribution (points chauds/ froids) (SRTM 90 m – dimension de la cellule 500 m)



Carte de distribution (points chauds/ froids) (SRTM 90 m – dimension de la cellule 1000 m)

Figure 106 - Les carte de distribution (points chauds/ froids)

`

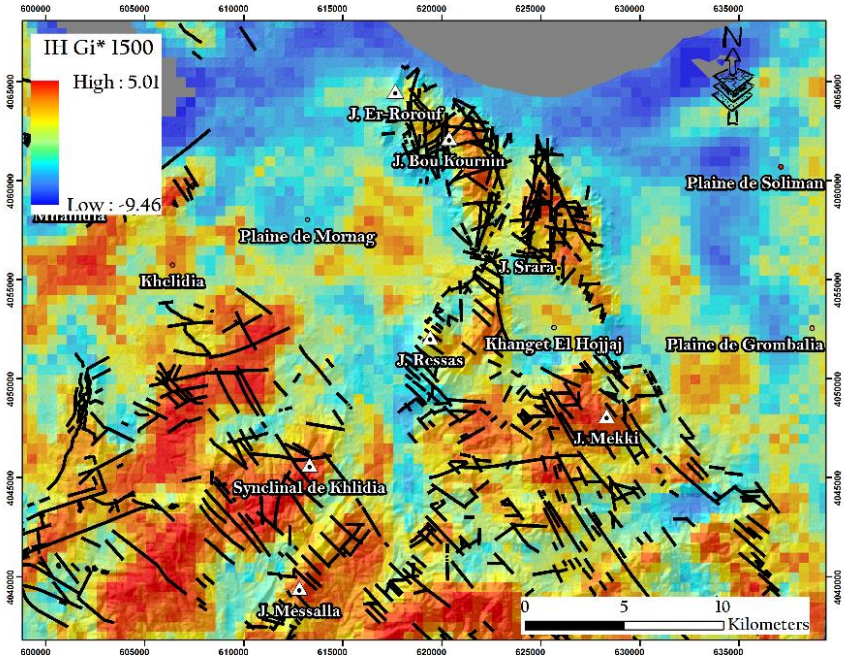


Figure 107 - La carte des IH traitées statistiquement par autocorrélation Gi montre une corrélation des points chauds avec les structures caractérisées par une activité tectonique (SRTM 30 m – dimension de la cellule 500 m)

Pour les extrusions salifères telles que le diapir de Lansarine - Baouala (Fig. 106, et 107), on constate que le groupement des points chauds (IH élevée) coïncide avec les affleurements triasiques. Les affleurements du Trias dans ce massif sont caractérisés par la présence d'une masse chaotique de lithologie à dominance d'évaporite comprenant principalement de l'halite et du gypse (Masrouhi, 2006). Les évaporites triasiques de Jebel Lansarine - Baouala sont caractérisées par une érodabilité relativement élevée. L'analyse de la corrélation entre les extrusions diapiriques et les points chauds montre un morphodynamisme important qui semblent correspondre à des structures tectoniquement actives. Cette structure se caractérise par une activité néotectonique qui se manifeste par la faille de l'Alia - Teboursouk de direction NNE - SSW (Ben Ayed et al., 1996).

D'après les travaux réalisés par Slama (2008) dans la région de Téboursouk, la plupart des massifs triasiques indique une importante activité morphodynamique dont l'ensemble de ces déformations récentes sont d'âge plio - quaternaire. En effet, ces structures diapiriques ont subi une surrection très importante durant le Plio - Quaternaire (Slama, 2008).

`

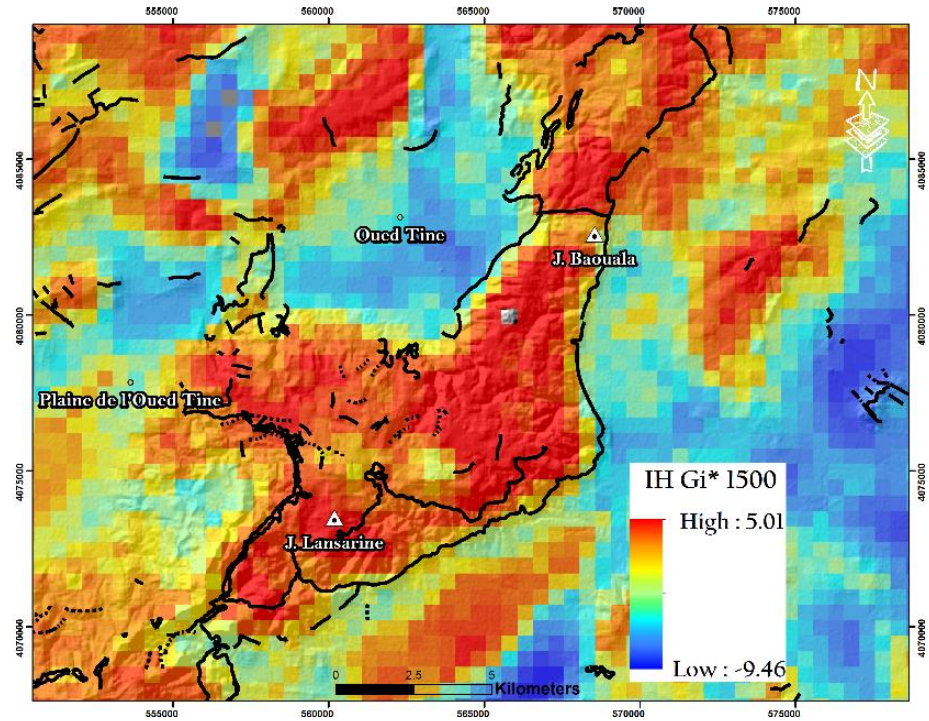


Figure 108 - Superposition des accidents tectoniques avec la carte des IH pour Jebels Baouala et Lansarine

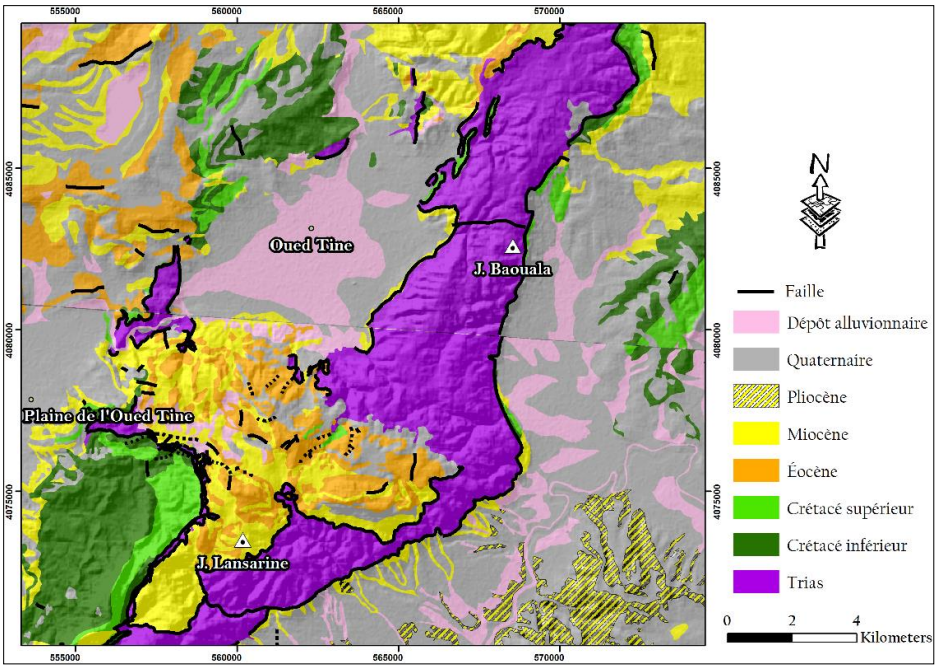


Figure 109 - Assemblage des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000 de Mateur et Tébourba

`

Dans la région de l'Ariana, les valeurs élevées du paramètre IH sont clairement localisées sur les anticlinaux de J. Ammar et J. Ennahli (Fig. 108). La corrélation de la distribution spatiale des valeurs d'IH avec les deux coupes géologiques AB et CD (Fig. 109) ont permis de déduire que pour ces massifs, les points chauds se localisent de part et d'autre des failles. En effet, l'indice hypsométrique IH montre que les structures de J. Ammar et de J. Ennahli se distinguent par plusieurs empreintes de l'activité tectonique récente (Figs. 110, 111). Ceci peut être expliqué d'une part, par la présence d'un jeu de faille et d'une autre part, par la tectonique active matérialisée par la faille E - W du jebel Nahli - Ammar ainsi que par l'accident NW - SE de Jebel Nahli.

D'après les investigations effectuées par Dlala (2002), les encroûtements et les silts rouges d'âge quaternaire situés à l'extrémité orientale du J. Ennahli sont affectés par le décrochement NW-SE de cette structure. Ceci montre l'importance de cet accident majeur dont le jeu persiste jusqu'au Quaternaire récent (Dlala, 2002). De plus, cette zone a enregistré un séisme en 1970 de 5.1 degrés sur l'échelle de Richter (Source INM). Cette activité sismique est probablement liée aux rejeux des failles bordières qui séparent les structures des jebels Nahli, Ammar et Jedeida de la plaine d'El Mabtouha. Le rejeu de ces anciennes failles lors de la phase orogénique quaternaire à actuelle peut engendrer certains linéaments morphostructuraux aux niveaux de ces massifs.

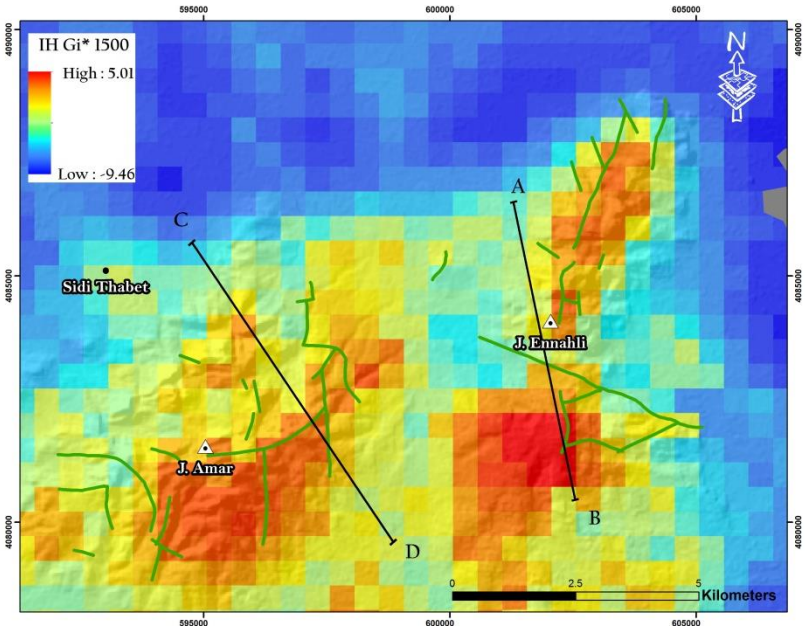


Figure 110 - Superposition des accidents tectoniques avec la carte des IH (Jebel Ammar - Ennahli)

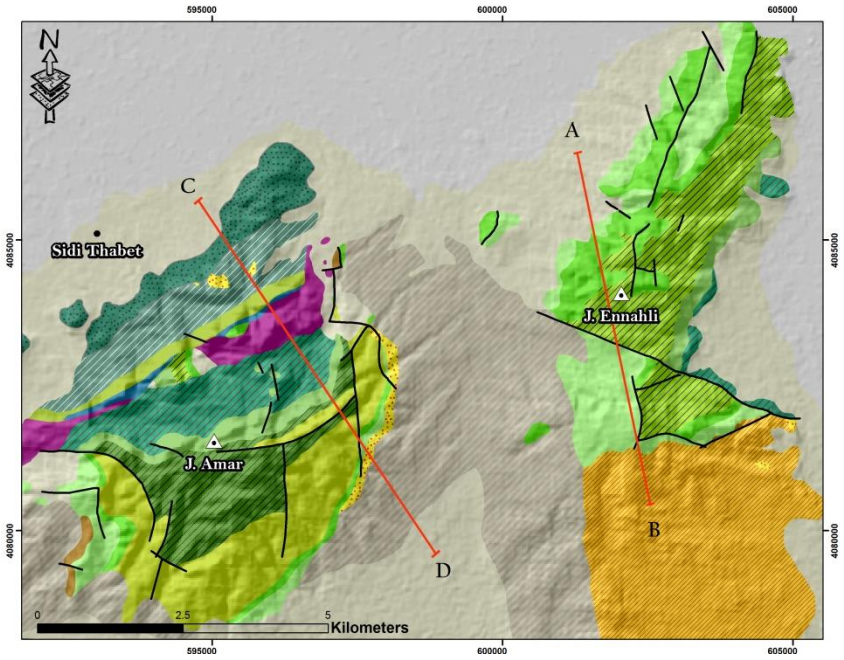


Figure 111 - Carte de localisation des coupes géologiques (AB) et (CD)

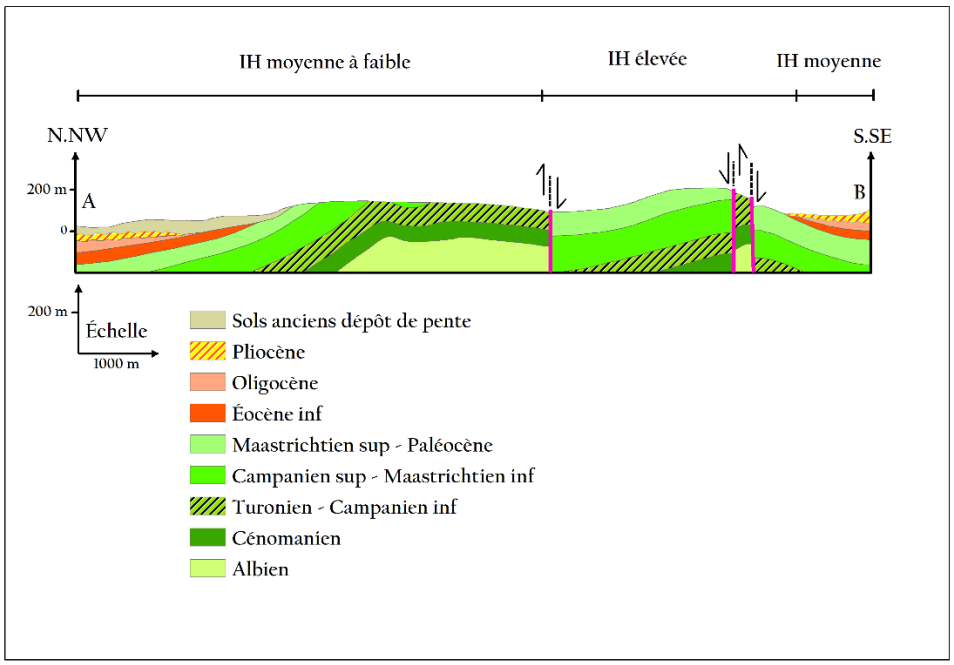


Figure 112 - Une coupe géologique (AB) transversale à l'anticlinal de J.Ennahli montrant la variation de l'indice hypsométrique IH

`

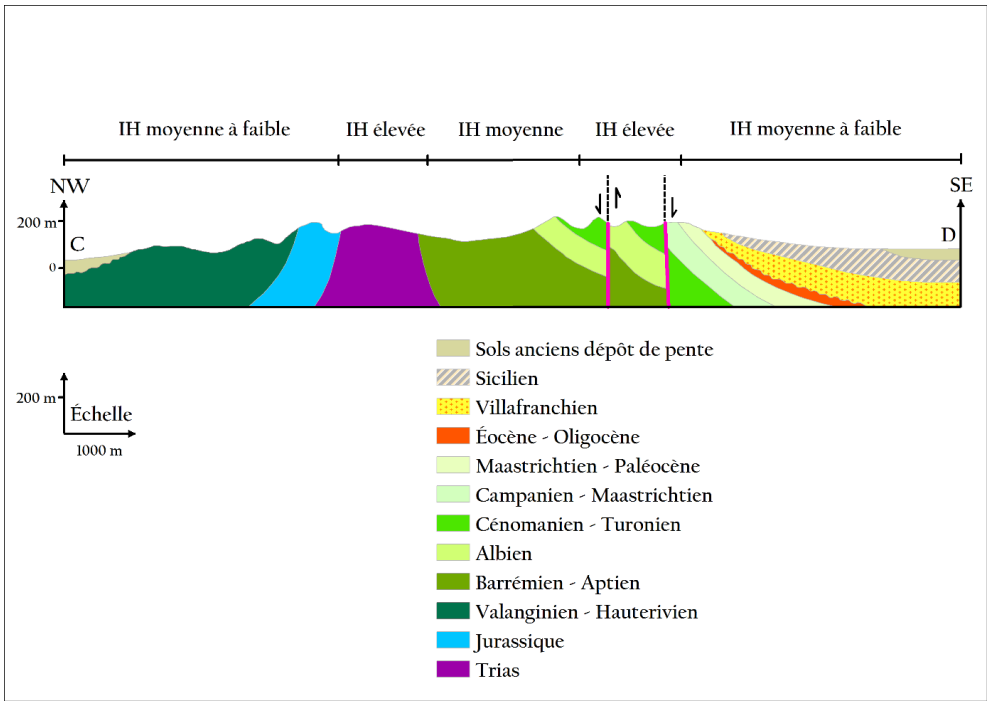


Figure 113 - Une coupe géologique (CD) transversale simplifiée à l'anticlinal de J.Ammar montrant la variation de l'indice hypsométrique IH

6 - Relief local

a - Principe de base

Le relief local exprime le rapport entre le taux d'érosion et le degré de surrection du relief. C'est un paramètre indicateur du dynamisme du relief, dont les valeurs les plus élevées peuvent signaler une morphogenèse largement influencée par une tectonique active. Il est également un indicateur de zones de fortes valeurs de pentes moyennes et de grande résistivité à l'érosion, là où son pouvoir est assez élevé et parfois intense. Ce qui est le plus souvent une réponse à une surrection orogénique.

Le relief local est exprimé par l'équation suivante : (Mazagol, 2009) (Equation 12):

$$RL = z_{max} - z_{min} \qquad \textbf{Eq.12}$$

Où Z_{max} : couche matricielle des altitudes maximales, Z_{max} : couche matricielle des altitudes minimales

`

Le rapport entre le taux d'érosion et la topographie est très important dans la compréhension du contrôle de flux global de sédiment ainsi que le potentiel de la rétroaction entre la tectonique, le climat et l'érosion dans la configuration de la topographie (Montgomery et Brandon, 2002).

La distribution spatiale du relief local calculée pour les principales masses terrestres, l'Asie, l'Europe, et le Nord et Sud de l'Amérique a montré que les ceintures de montagnes tectoniquement actives présentent un relief local entre 1000 et 2000 m (Fig. 112). Ceci montre que les taux élevés du relief local coïncident avec une tectonique active en relation avec une surrection topographique et par conséquent une érosion très élevée (Montgomery et Brandon, 2002).

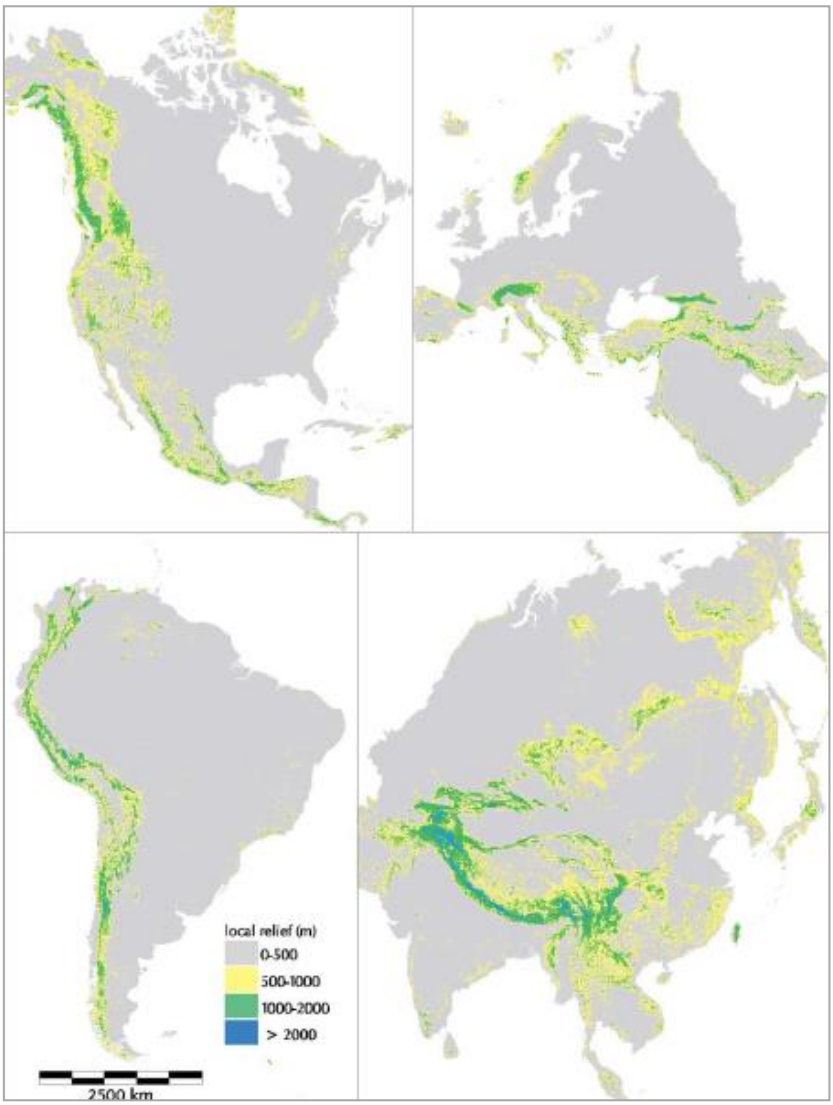


Figure 114 - La distribution des valeurs de relief local de l'Asie, l'Europe, le Nord et le Sud de l'Amérique

`

b - Résultats et interprétations

Le modèle de distribution du relief local (RL) dans le secteur d'étude montre des valeurs situées entre 0 et 312 m (Fig. 113).

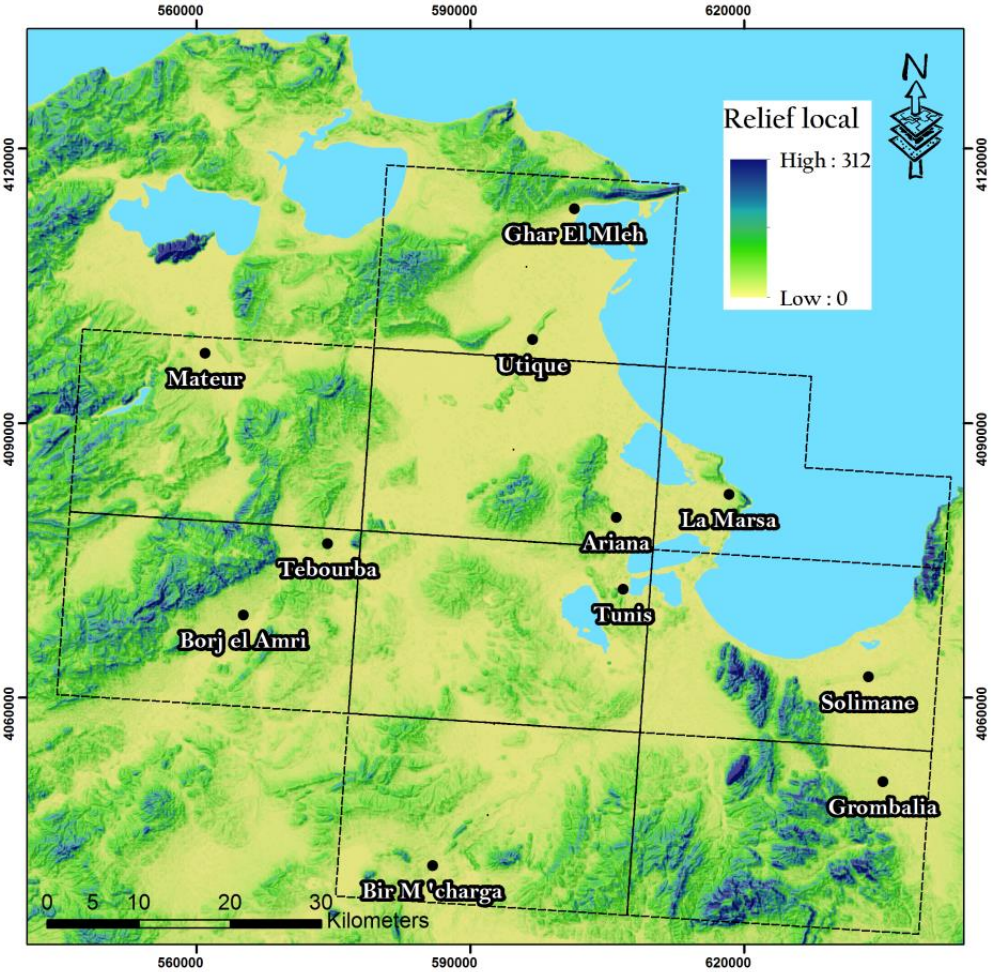


Figure 115 - Carte de distribution du relief local appliqué au NE de la Tunisie

Ces valeurs présentent des hétérogénéités apparentes. En effet, on distingue (Fig. 114) :

- des zones où les valeurs de RL sont faibles voire nulles , c'est le cas des fossés et les plaines tels que les fossés de Jalta et de Grombalia ;
- des zones où les valeurs de RL sont élevées caractérisant trois types de relief :
  - les extrusions triasiques telles que J. Lansarine et J.Baouala ;
  - les anticlinaux tels que J.Ammar et J.Ennahli ;

`

- les synclinaux tel que le synclinal de Khelidia.

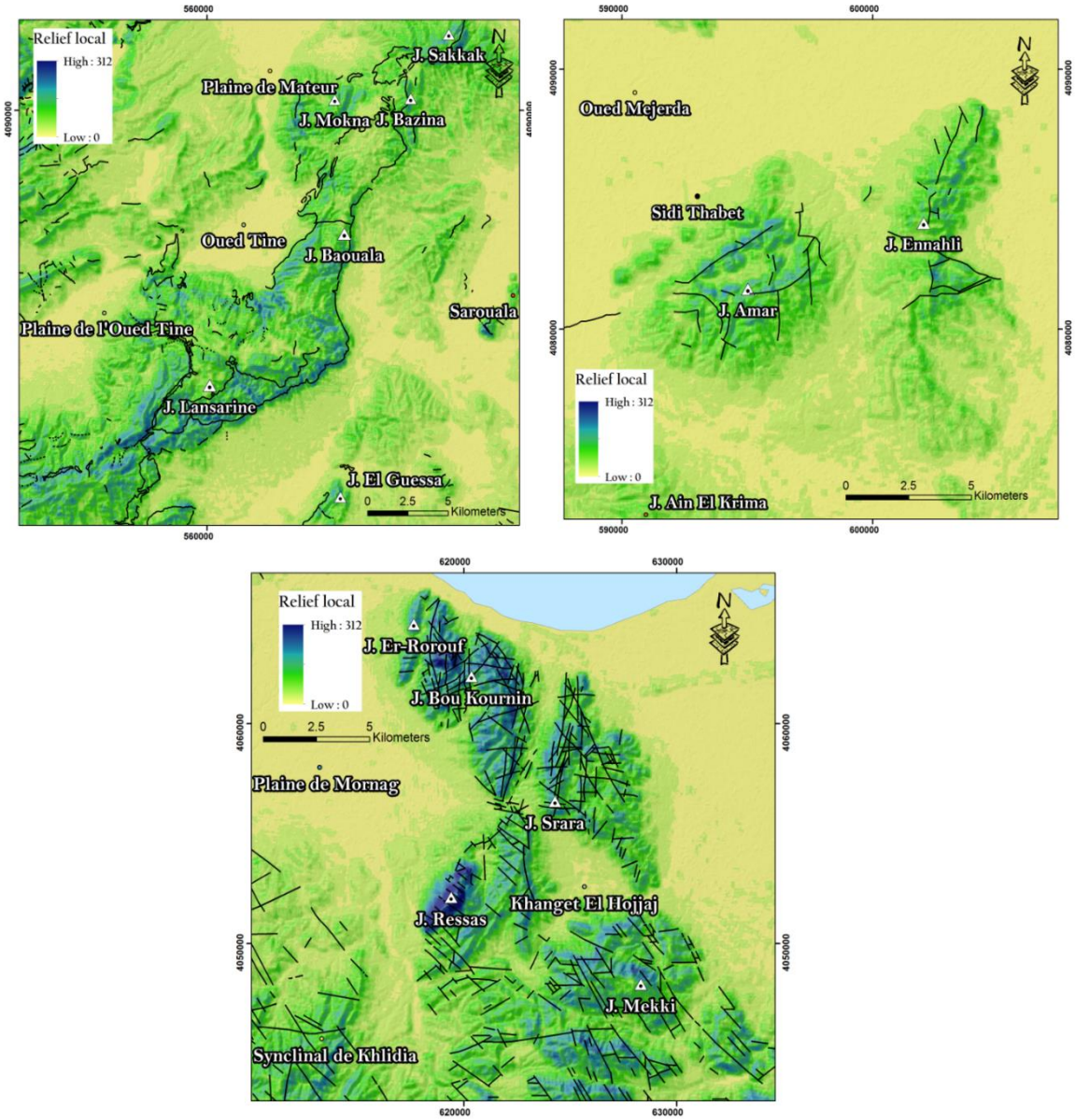


Figure 116 - Carte de distribution du relief local appliqué à quelques structures du secteur d'étude

On note que les valeurs de RL sont particulièrement élevées dans les secteurs de :

- Ghar El Meleh, Mateur et Tebourba : ceci est expliqué par le fait que cette zone est traversée par la faille majeure d'El Alia – Teboursouk ;

`

- Grombalia et la Goulette : ces zones sont caractérisées, d'une part, par les failles bordières du fossé d'effondrement de Grombalia et d'autre part, par la continuité de la faille de Zaghouan.

A partir de la distribution du relief local pour le secteur d'étude, nous avons pu distinguer les morphostructures assez actives. En effet, la superposition des failles géologiques et la carte de distribution de relief local montre que les valeurs élevées sont localisées aux niveaux des structures tectoniquement actives.

7 - La surface enveloppe et sous enveloppe

a - Principe de base

- **La surface enveloppe** :

La surface enveloppe est produite en se basant sur les points altimétriques représentant les sommets topographiques du terrain étudié. Ces points sont recensés à partir du MNT par sélection numérique selon un maillage bien déterminé (Pannekoek, 1967 ; Howard, 1973 ; Deffontaines, 1990 ; Deffontaines et al., 1992 ; Dridri et Fedan, 2001 ; Slama, 2007, Slama et al., 2015).

Ici, nous avons utilisé la méthode établie par Slama (2007). Cette méthode est basée sur l'application des filtrages matriciels successifs sur le même MNT. Trois types de filtrage matriciel ont été appliqués successivement sur la surface topographique (Fig. 115):

- un filtre maximum (avec une fenêtre coulissante 5 * 5) pour amplifier l'influence des points sommitaux les plus élevés;
- un filtre médian (avec une fenêtre coulissante = 13 * 13) pour établir une généralisation altimétrique et éliminer les zones de faiblesse topographique ;
- un lissage de la valeur matricielle (avec une fenêtre coulissante 10 * 10) pour éliminer les irrégularités topographiques locales dues aux incisions des vallées.

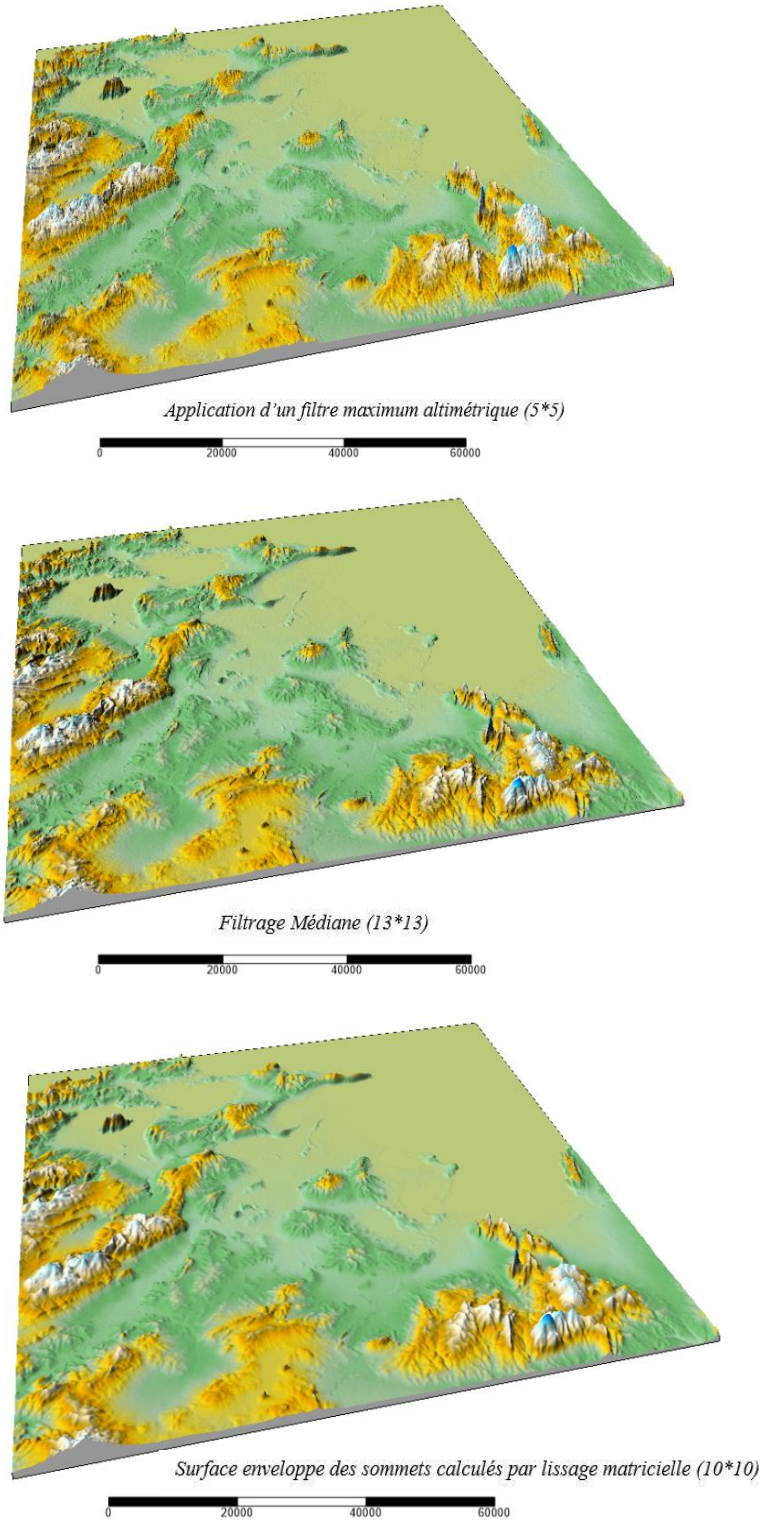
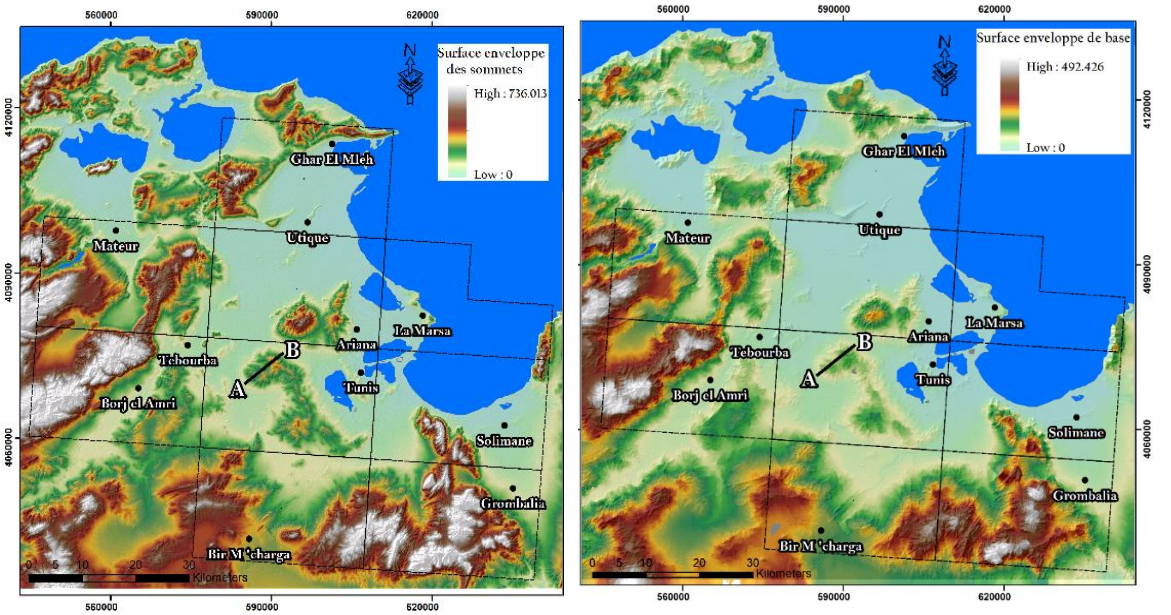


Figure 117 - Différentes Méthodes de calcul de la surface enveloppe sommitale

`

- **La surface sous - enveloppe de base**

Afin de calculer la surface *sous - enveloppe*, on a tout d'abord converti le réseau hydrographique linéaire en des points (Fig. 116). Puis, on les a supperposé sur la couche MNT afin d'attribuer à chacun des points son altitude. Enfin, on a utilisé la méthode du krigeage ordinaire pour effectuer l'interpolation des points.



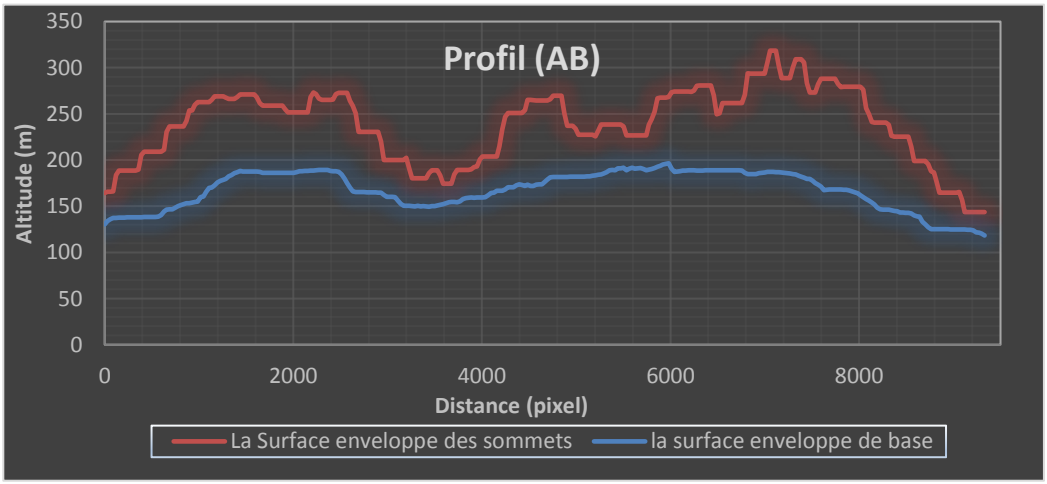


Figure 118 - Carte de distribution de la surface enveloppe de base (voir coupe trait bleu) et des sommets (voir coupe traits rouges).

`

•La topographie résiduelle

Le produit dérivé à partir de la surface enveloppe des sommets et la surface enveloppe de base correspond à la topographie résiduelle. Son calcul se fait à partir de la différence entre la surface enveloppe des sommets et la surface enveloppe de base (Fig.117) (Deffontaines, 1985 , 1990 ; Molin et al., 2004 ; Gabet et al., 2004, Slama et al., 2015). La topographie résiduelle est l'un des paramètres géomorphiques le plus important dans l'étude du relief et son dynamisme érosif durant le Plio - Quaternaire (Burbank, 1992 ; Fielding et al., 1994 ; Gilchrist et al., 1994 ; Burbank et Anderson, 2001; Keller et Pinter, 2001). Elle exprime particulièrement le degré d'incision (érosive) d'un relief (Gabet et al., 2004 ; Molin et al., 2004) et le niveau d'encaissement de ces vallées. Ce paramètre est particulièrement sensible à la surrection d'une part et à l'érosion du relief d'une autre part.

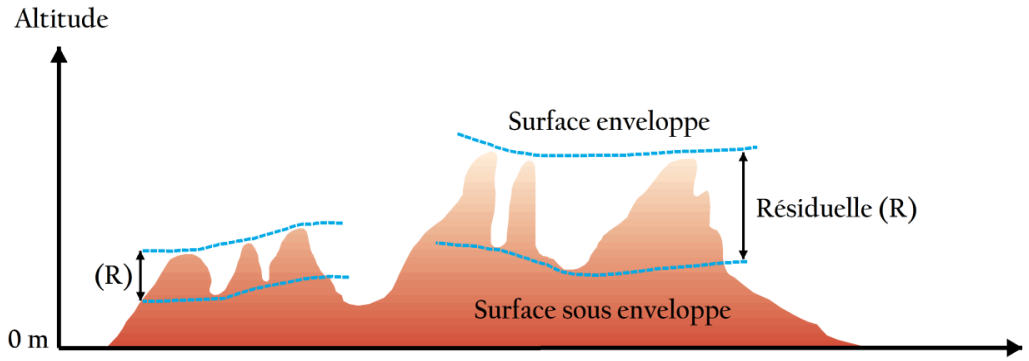


Figure 119 - Méthode de calcul de la topographie résiduelle

La topographie résiduelle a fait l'objet de plusieurs travaux afin d'analyser la configuration topographique des reliefs (Stearns, 1967 ; Bullard et lettis, 1993 ; Hilley et al., 1997 ; Johansson, 1999 ; Kühni et Pfiffner, 2001 ; Montgomery et al., 2001 ; Molin et al., 2004 ; Slama, 2008 ; Ben Hassen, 2012 ; Ouerghi, 2014). L'ensemble des travaux basés sur la topographie résiduelle montre que l'existence de taux élevé de soulèvement tectonique et d'érosion indique un seuil résiduel assez important.

`

b - Résultats et interprétations

Les valeurs de la topographie résiduelle du NE de la Tunisie varient entre 0 et 529 m (Fig.118).

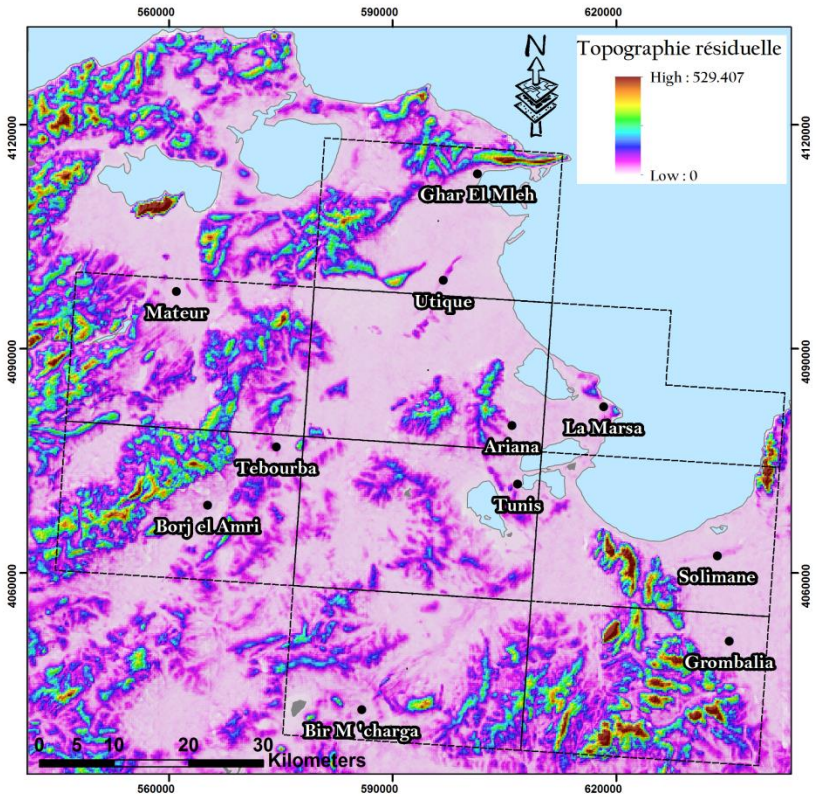


Figure 120 - Carte de la distribution de la topographie résiduelle du NE de la Tunisie

Cette distribution marque les régions qui présentent soit une incision hydrographique soit une surrection importante. En effet, plusieurs cas d'étude ont été distingués. Parmi lesquels :

- les structures à faibles valeurs de topographie résiduelle ; ces structures correspondent aux plaines et aux fossés de la région tels que le fossé de Mateur, le fossé de Grombalia, la plaine d'Utique etc… D'un point de vue morphodynamique, ces structures géomorphologiques et morphostructurales sont les plus inactives. En effet, ces structures sont limitées par des failles faisant de ces entités des structures basses ou effondrées à l'abri de l'érosion ce qui contraste avec les structures qui les

entourent. Ces dernières sont en général en surrection prouvant ainsi une réponse importante de l'érosion hydrographique ;

- les zones où les valeurs de la topographie résiduelle sont moyennes à élevées (Fig. 119) : trois catégories de massifs sont distinguées pour les valeurs importantes de la topographie résiduelle :
    - les extrusions salifères tels que le diapir de Lansarine - Baouala. Cette structure se caractérise par une activité néotectonique d'accident majeur qui se manifeste par la faille de l'Alia - Teboursouk ;
    - les structures synclinales tel que le synclinal de Khelidia caractérisé par la faille active de Mhamdia ;
    - les structures anticlinales telles que J. Ammar et J. Ennahli. En effet, une faille normale active borde ces deux structures et les sépare de la plaine de Mabtouha ;
    - autres structures telles que :
        - les massifs de la région de Mateur : la forte intensité d'incision peut être expliquée par leur position spatiale. Ces structures sont situées dans un secteur présentant un hydrodynamisme important étroitement lié à un système de rivière tel que l'Oued Tine d'une part et d'une autre part par la néotectonique qui se manifeste par les failles de Mateur et de Mesffetine ;
        - les massifs de la région de Grombalia et la Goulette (J. Msella, J. Ressas) : ces structures se caractérisent par des valeurs élevées de la topographie résiduelle due au fait que cette région se caractérise par un jeu de faille très complexe et une activité néotectonique reconnue.

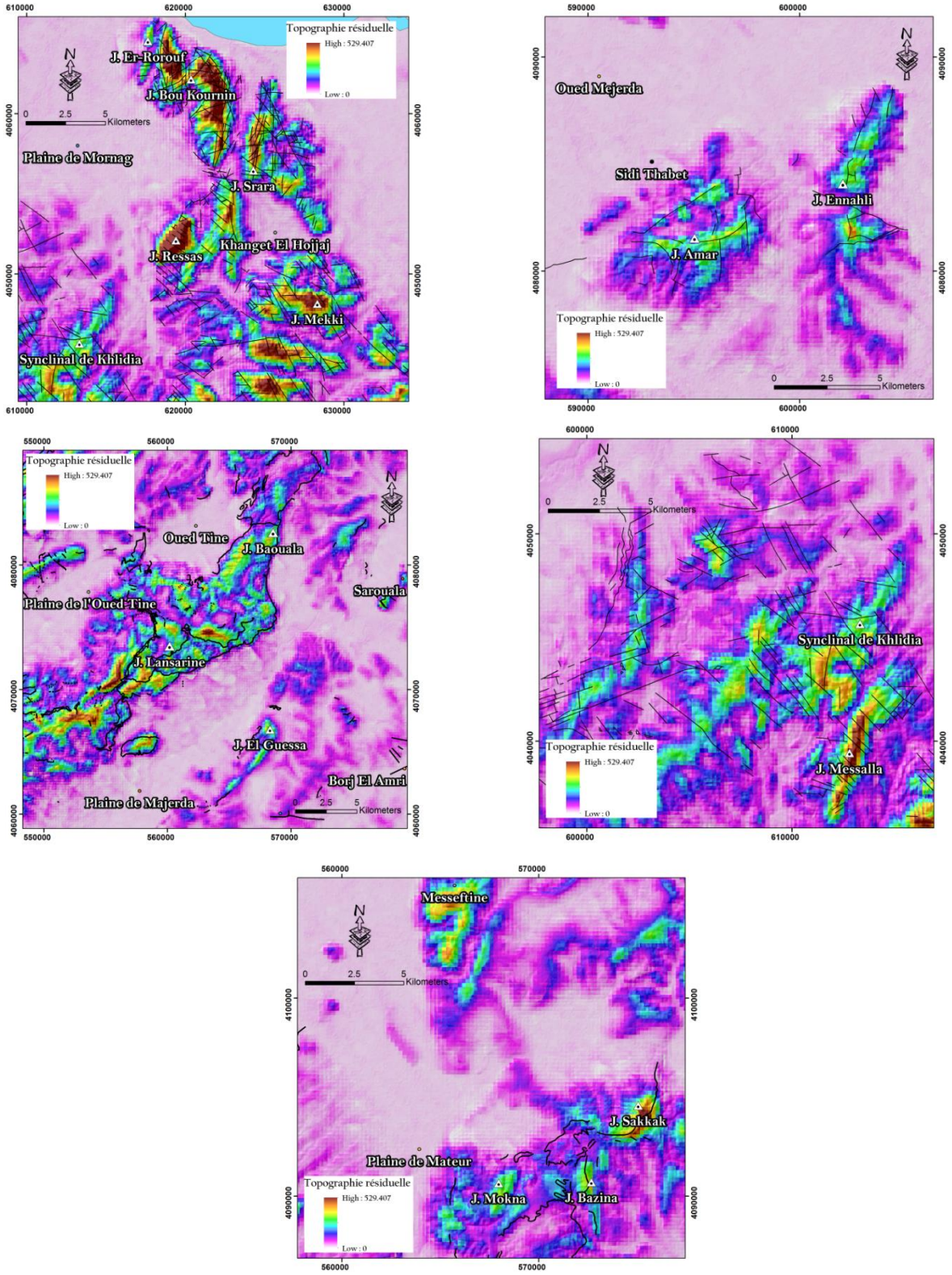


Figure 121 - Carte de la distribution de la topographie résiduelle pour quelques structures

`

8 - La densité de drainage

a - Principe de base

La densité de drainage (Dd) a été définie par Horton (1945) comme la longueur totale des drains divisée par la surface du bassin versant (Fig.120). Elle est exprimée par l'équation suivante (Equation 13):

$$D_d = \frac{\sum_i L_i}{A} \qquad \textbf{Eq.13}$$

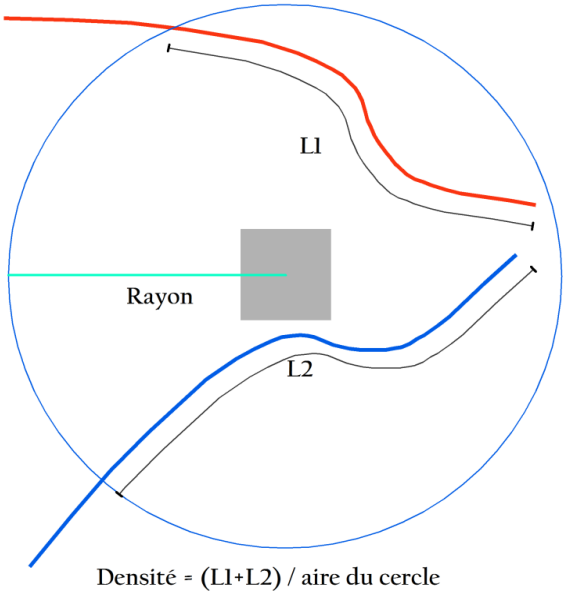


Figure 122 - Principe de calcul de la densité de drainage

Une densité de drainage peut nous renseigner sur plusieurs facteurs tels que le climat, la végétation, la lithologie… La densité de drainage Dd est élevée dans les zones arides à couverture végétale clairsemée et augmente avec les pluies torrentielles et les roches à faible taux d'infiltration (géologie imperméable). Dd est également plus élevée dans les bassins versants très ramifiés avec une réponse hydrologique relativement rapide.

`

Plusieurs études ont montré que la densité de drainage est étroitement lié à deux paramètres en particulier (Affian, 1986 ; Day, 1980 ; Deffontaines 1985, 1990, 2000; Tucker et al. 2001 ; Han et al., 2003 ; Musumeci et al. 2003 ; Pella et al., 2004 ; Reddy et al., 2004 ; Saley et al., 2005 ; Wechsler et al., 2009 ; Devi et al., 2011) :

- la lithologie : la forte densité de drainage se rencontre dans les régions à substratum rocheux imperméable et la faible densité de drainage dans les régions à substratum rocheux perméable. On note aussi que les variations lithologiques entraînent une modification de la densité de drainage. Prenons l'exemple des grès qui présentent une densité de drainage faible avec une "texture plus grossière", tandis que les schistes présentent une densité de drainage supérieure avec une "texture plus fine" ;
- la tectonique active : la variation de la densité de drainage permet de mettre en évidence des "linéaments tectoniques actifs".

b - Résultats et interprétations

Afin de calculer la densité de drainage, deux algorithmes sont généralement utilisés : l'un se base sur une maille carrée et l'autre se base sur une maille circulaire (Affian, 1986). Ce dernier va être le support de notre travail. Le choix de ce type de maillage est dû au fait qu'il présente un résultat plus précis (Froidefoid, 1982 ; Ben Hassen, 2012). Cet algorithme calcule la longueur totale des drains par unité de surface au sein d'un cercle qui a un rayon défini (Mazagol et al., 2008 ; Ben Hassen, 2012). La valeur obtenue est attribuée au pixel central du cercle.

Ici, la densité de drainage a été calculée à partir du réseau hydrographique vectorisé à partir des cartes topographiques au 1/25.000 en se basant sur l'algorithme « Line Density » sous « ArcGis » (Fig. 121).

La densité de drainage du NE de la Tunise varie entre 0 et 9 km/ km^2. D'après le résultat trouvé, nous distinguons 3 provinces hydrographiques (Fig. 122):

- des zones où la densité de drainage est nulle ou très faible ; elles sont caractérisées par une faible concentration des drains voir dépourvue d'écoulements. Ces zones sont indiquées en beige sur la carte ;

`

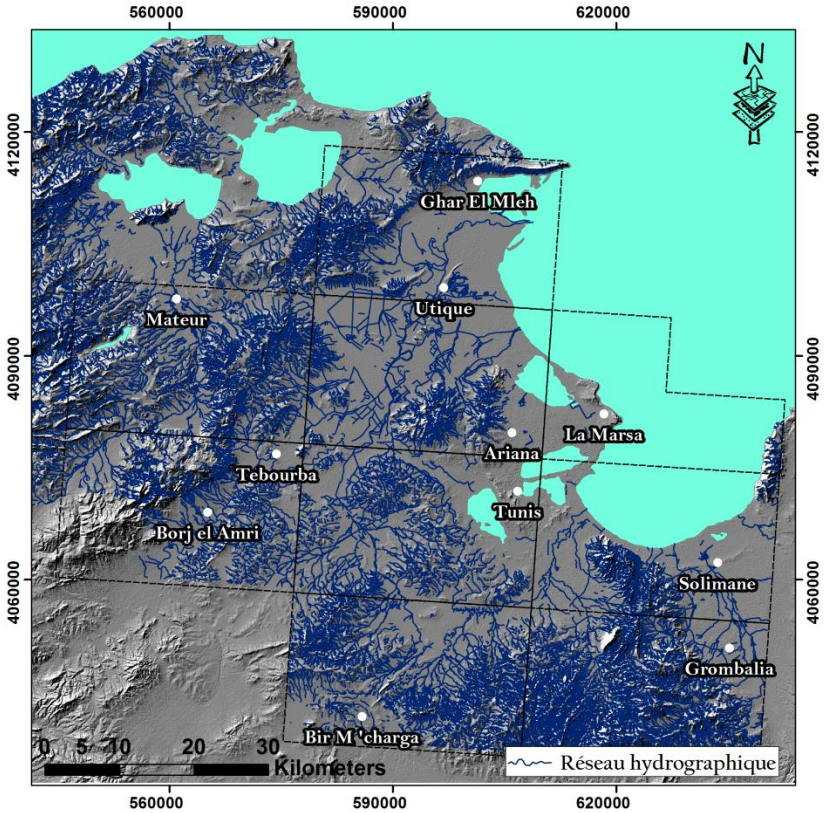


Figure 123 - Réseau hydrographique vectorisé à partir des cartes topographiques au 1/25 000 de la zone d'étude

- des zones où la densité de drainage faible à moyenne caractérisée par un réseau de drainage moyennement dense. Ces valeurs sont expliquées par la présence d'une couche Mio - Plio - Quaternaire se caractérisant par une perméabilité moyenne. Elles sont indiquées par la couleur verte et bleu clair sur la carte. Parmi ces zones, on note les plaines de la Majerda, de Mateur, de Grombalia, et de Morneg ;
- des zones où la densité de drainage est élevée à très élevée : ces zones indiquées en bleu foncé sur la carte se caractérisent par une lithologie peu perméable a imperméable d'une part et par une néotectonique active d'autre part. Parmi ces zones, nous remarquons les J. Ammar, J. Ennahli, J. Ez Zebaz, J. Srara, J. El Ouest, J. Ressas ;

`

Pour plus de précision, prenons l'exemple de J. Amar et J. Ennahli : les valeurs élevées de la densité de drainage pour ces deux structures sont dues au fait qu'elles se caractérisent par la même lithologie à dominance marno - calcaire peu perméable d'une part, et par la présence de la grande faille active E - W de J. Ennahli –Ammar d'autre part (Ben Ayed et al., 1996).

On note que les zones où la densité de drainage est la plus élevée sont situées aux J. Kchabta, J. Sakkak, J. Mokna, J. Bezina, J. Baouala. En effet, toutes ces structures sont traversées par la grande faille active Teboursouk - El Alia.

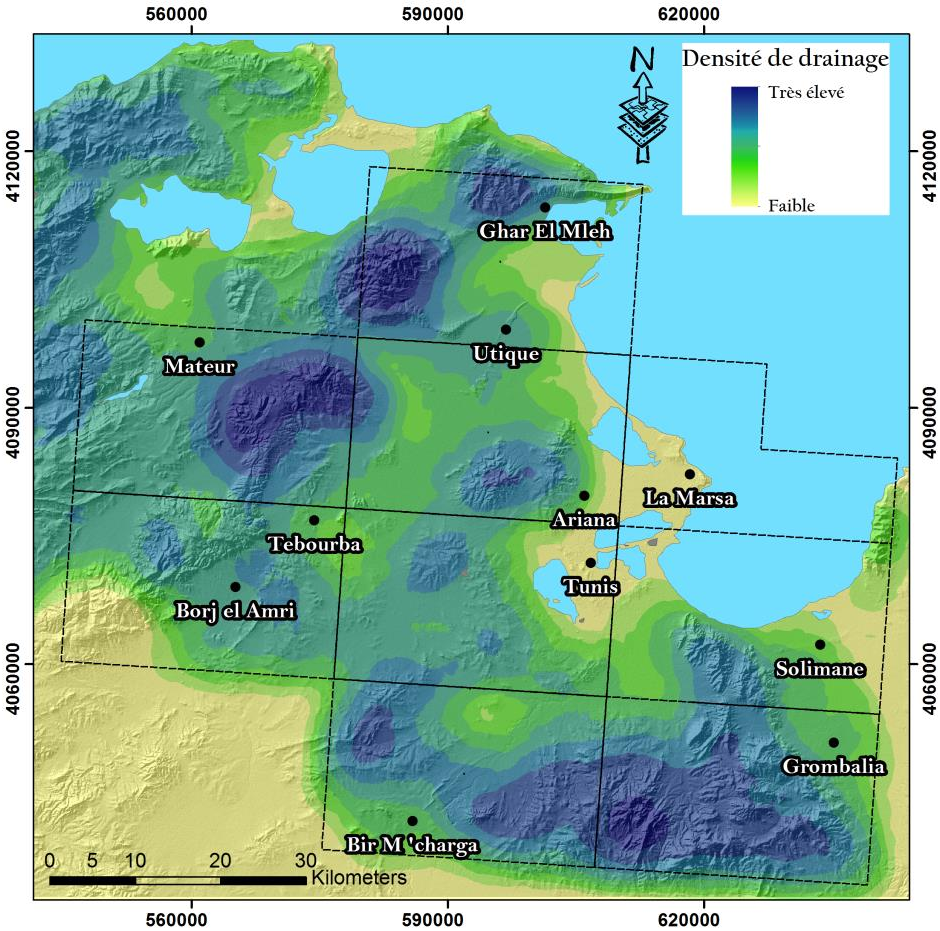


Figure 124 - Carte de distribution de la densité de drainage au NE de la Tunisie.

`

9 - Anomalies de drainage

a- Principe de base

Une anomalie de drainage peut être déterminée comme la déviation locale du drainage régional qui est en accord avec la topographie ou la structure régionale connue. Cela peut inclure la forme planimétrique, le motif, la profondeur et la largeur de la vallée. En effet, l'anomalie de drainage apparait sur le terrain lorsque la direction d'un réseau hydrographique s'oppose au sens de l'écoulement théorique, c'est - à - dire que l'écoulement ne suit pas le sens de la plus grande pente (du point le plus haut vers le point le plus bas) (Deffontaines, 1990).

L'anomalie de drainage aide à interpréter le contrôle structurel du développement du drainage et fournit des indices sur les conditions topographiques. Une classification des anomalies de drainage permet de révéler et d'identifier des zones anomales (Howard, 1967, Deffontaines et Chorowicz, 1991 ; cf. Fig.123).

Les perturbations et les anomalies hydrographiques correspondent généralement à des discontinuités lithologiques et/ou structurales (fracturation), des hétérogénéités sédimentaires et des phénomènes d'érosions fluviales. Elles soulignent souvent l'existence de caractères structuraux généralement cachés. Une anomalie hydrographique peut être considérée comme indicateur de néotectonique (Deffontaines, 1990 ; Angelier & Chen, 2002).

Cette technique est effectuée par l'analyse de données hydrographiques plus précises (talwegs), par l'analyse des interfluves, grâce aux cartes topographiques (col, dépression) ou encore grâce aux photographies aériennes et aux données de satellite à différentes échelles.

Au Maroc, l'analyse des anomalies de drainage a permis à Deffontaines et al. (1992) de détecter des failles actives et de faire la différentiation entre les déformations récentes et les failles anciennes dans tout le territoire marocain. Dans le même contexte, les travaux réalisés par Comentale (1999) en Italie ont conduit à prouver l'existence d'une activité tectonique récente du massif montagneux de Matese. En effet, le soulèvement de ce massif a engendré une désorganisation du réseau hydrographique.

`

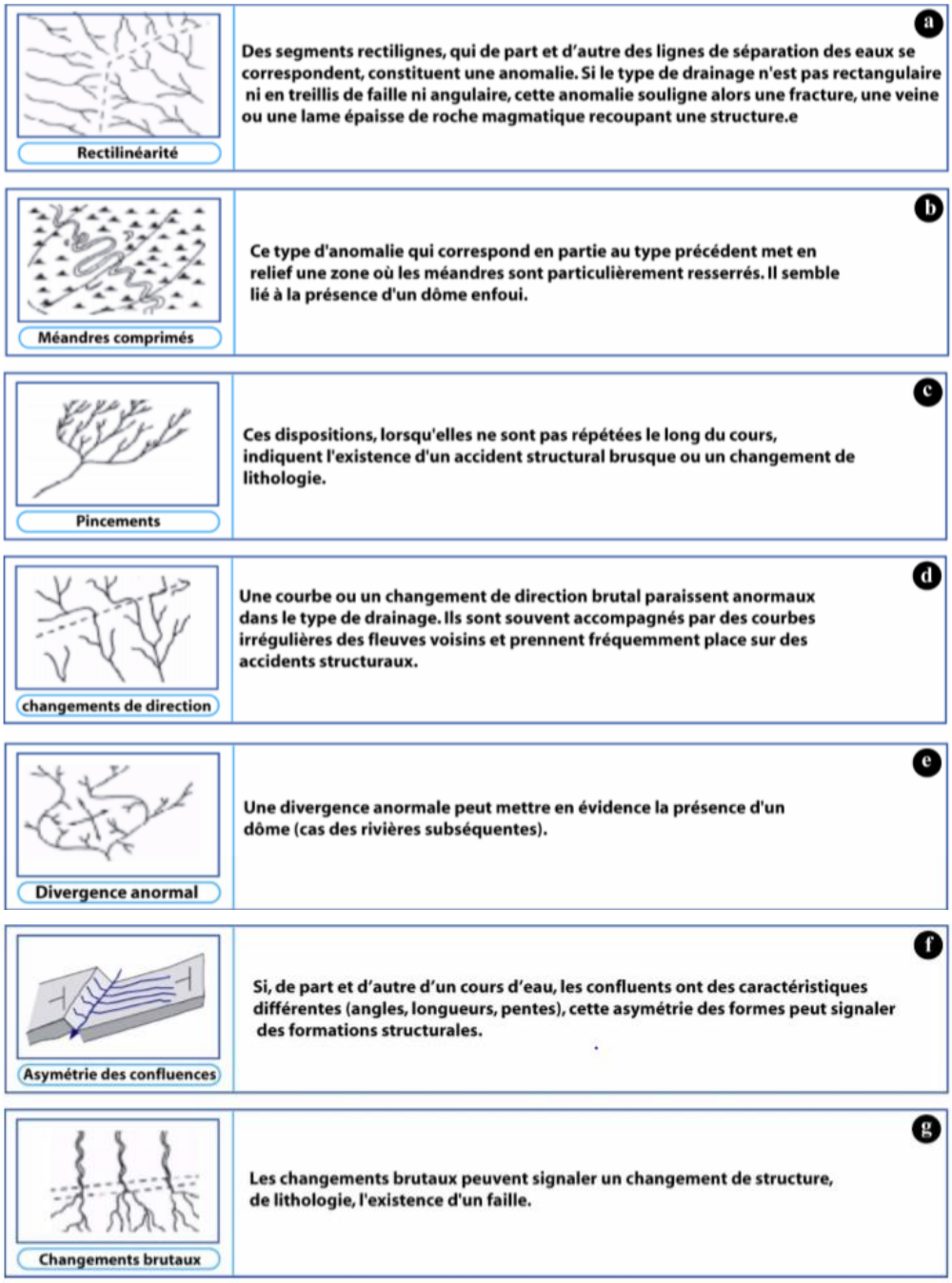


Figure 125 - Types des anomalies de drainage (Howard, 1967, Deffontaines et Chorowicz, 1991)

`

b - Application de la méthode semi - automatique d'extraction des anomalies de drainage

D'après les travaux précédents, l'extraction des anomalies de drainage se réalise souvent manuellement à travers une carte topographique. La détermination des anomalies manuellement peut être compliquée par la densité des drains, la difficulté de déterminer le sens d'écoulement des réseaux hydrographiques dans les zones planes et de mesurer avec imprécision la différence d'angle entre la direction du cours d'eau avec la surface enveloppe. Ces différents facteurs, nous ont conduits à préférer la méthode semi - automatique d'extraction des anomalies de drainage élaborée par Mehdi Ben Hassen (2012).

Cette technique est basée sur le principe que les drains anormaux représentent les cours d'eau qui s'écoulent obliquement par rapport à l'orthogonale des isohypses de la surface enveloppe et de tous les segments qui se déverse à contre - pente (Deffontaines, 1990; Ben Hassen et al. ; 2014).

Tout d'abord, nous avons entamé cette étape par la création de la carte d'orientation à partir de la surface enveloppe topographique du relief (Slama, 2008) pour obtenir l'orientation régionale du terrain (Ot). Par la suite, cette couche matricielle sera convertie vers le format vectoriel. De cette façon chaque entité vectorielle (polygone) doit contenir la valeur d'orientation du terrain.

L'étape suivante consiste à codifier le réseau hydrographique déjà vectorisé manuellement à partir des cartes topographiques à l'échelle du 1/50.000ème. En effet, nous allons attribuer pour chaque cours d'eau (segment) un code selon le sens de vectorisation par rapport au sens de l'écoulement du réseau hydrographique. Si le sens de vectorisation correspond au sens de l'écoulement du drain, on va attribuer la valeur (1) pour le segment. Si le drain est vectorisé à contre sens par rapport à l'écoulement, on va accorder la valeur (2) pour le cours d'eau.

Par contre, l'identification du sens d'écoulement devient très difficile dans les zones planes, où on peut avoir des cours d'eau de type autonome et dans les zones de confusion dont les affluents se croisent en montrant des structures un peu complexes. La

`

résolution de ce problème passe par l'extraction automatique des drains à partir du MNT (SRTM) en utilisant l'algorithme D8 (Jenson and Domingue, 1988), qui est implémenté dans le logiciel ArcGIS. Ce réseau hydrographique sert comme référence pour résoudre cette ambiguïté vue que le sens de vectorisation des drains correspond au sens d'écoulement.

L'étape suivante consiste à superposer les deux couches vectorielles des drains et d'orientation de terrain et d'assigner à chaque cours d'eau l'orientation du terrain qu'il traverse. Cette procédure est réalisée par l'intersection du réseau hydrographique avec la couche d'orientation de la surface enveloppe (Ot). Cette opération va nous donner des drains subdivisés en plusieurs segments, dont chaque ligne contient une valeur de direction (Ot).

Par la suite, nous allons calculer automatiquement pour chaque segment sa propre direction (Ds) dans la table attributaire de la couche résultante, en utilisant le scripte python "polyline_Get_Azimuth_9x " élaboré par Tchoukanski (2003) (Fig. 124).

Puisque la direction des drains ne correspond pas forcément au sens d'écoulement pour tous les segments, on va essayer de résoudre ce problème en utilisant les deux codes (1) et (2) qui ont déjà été créé pour la table attributaire de la couche vectorielle et qui vont servir à faire la distinction entre la direction des drains et le sens de l'écoulement de l'eau. Par conséquent, on préserve la valeur du sens d'écoulement (De) pour le code (1) car la vectorisation du drain est effectuée dans le même sens que l'écoulement.

Finalement, nous allons corriger le sens d'écoulement (De) en ajoutant une valeur de 180°, s'ils sont de sens contraires (code = 2). Dans la dernière étape, la différence d'angle entre la direction de l'écoulement (De) et l'orientation du terrain (Ot) sera calculée dans un autre champ nommé (De - Ot).

En se basant sur le principe de la définition des anomalies de drainage effectuée par plusieurs auteurs (Deffontaines, 1990 ; Ben Hassen, 2012) (Tab.16), on peut interpréter les résultats obtenus par cette méthode semi - automatique (Fig.125) (Ben Hassen, 2012).

`

```
'Author: Ianko Tchoukanski
'http://www.ian-ko.com
'=========================
On Error Resume Next
Dim pCurve As ICurve
Dim pLine As ILine
Dim dLength As Double
Dim dAngle As Double
Dim dDistance As Double
Dim bAsRatio As Boolean
Dim Pi As Double
'=======================
'adjust the parameters bellow
dDistance = 0.5
bAsRatio = True
'========================
Pi = 4 * Atn(1)
If (Not IsNull([Shape])) Then
  Set pCurve = [Shape]
  If (Not pCurve.IsEmpty) Then
    Set pLine = New esriGeometry.Line
    dLength = pCurve.Length
    pCurve.QueryTangent 0, dDistance, bAsRatio, dLength, pLine
    dAngle = pLine.Angle * 360 / (2 * Pi)
    if (dAngle < 90)then
      dAngle = 90 - dAngle
    else
      dAngle = 450 - dAngle
    end if
  End If
End If


__esri_field_calculator_splitter__
dAngle
```

Figure 126 - Le scripte python "polyline_Get_Azimuth_9x" élaboré par Tchoukanski (2003)

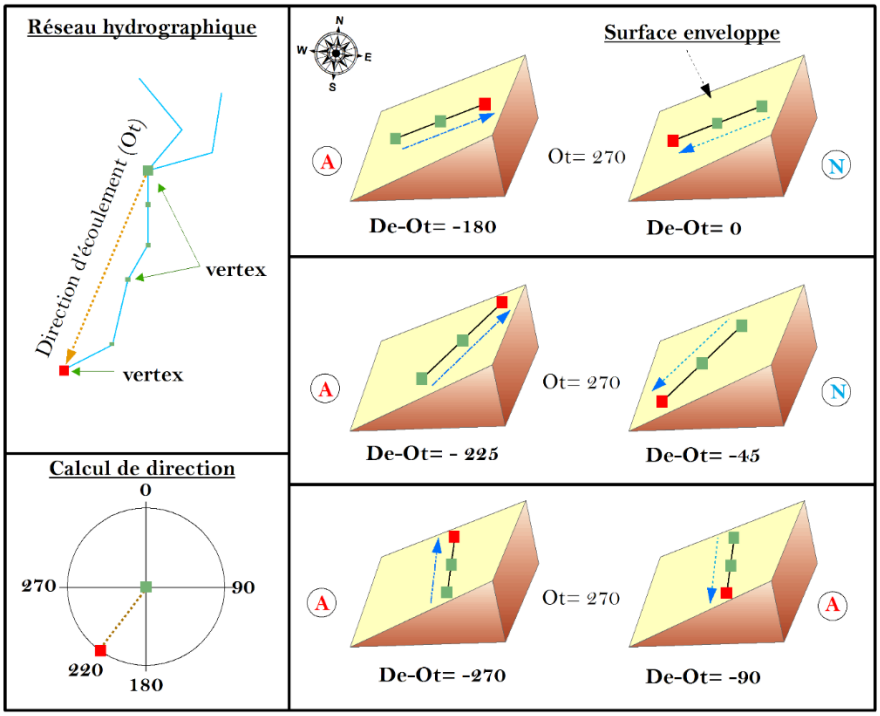


Figure 127 - Principes de la méthode semi - automatique. ***Le carreau rouge du segment indique le dernier vertex du réseau hydrographique*** **(Ben Hassen, 2012, modifiée)**

`

Tableau 16 - Classification des drains selon la différence des deux angles (De - Ot)

Orientation en degrés (De - Ot)	*Type de l'écoulement*
- 90° < (De - Ot) < **90°**	un écoulement normal (**N**)
270°< (De - Ot) < **360°**	un écoulement normal (**N**)
- 360°< (De - Ot) < **- 270°**	un écoulement normal (**N**)
- 270° < (De - Ot) < **- 90°**	un écoulement anomalique ((anomalie de drainage (**A**))
90° < (De - Ot) < **270°**	un écoulement anomalique ((anomalie de drainage (**A**))

c - Résultats et interprétations

L'analyse statistique du résultat obtenu par la méthode semi - automatique (Fig. 126) montre la relation entre la fréquence des drains et les valeurs de la soustraction effectuée entre l'orientation du terrain et le sens d'écoulement de l'eau (De - Ot). En effet, cette analyse indique que les drains normaux dont leurs orientations (De - Ot) comprise entre - 90° et 90° sont dominants par rapport aux réseaux hydrographiques anormales.

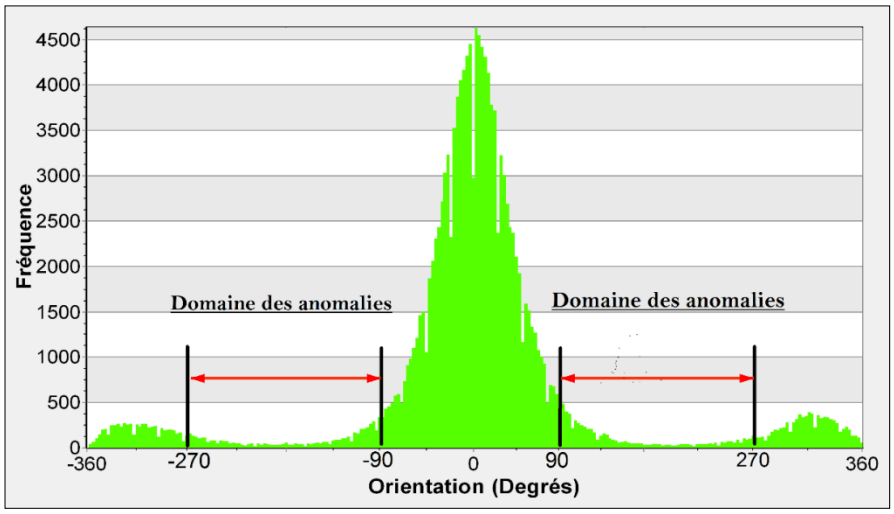


Figure 128 - Analyse statistique des drains de la zone d'étude

`

L'application de la technique semi - automatique dans la zone d'étude a permis de faire la distinction entre les drains d'origine gravitaire avec ceux qui sont peut être provoqués par des phénomènes structuraux ou par des processus érosifs (Fig. 127).

Dans le cas de J. Ammar, J. Ressass, J. Ennahli, J. Boukornine, la superposition des drains anormaux avec les failles préexistantes et récentes (Fig. 128) indique une corrélation positive en montrant une concentration de cours d'eau anormaux situés à proximité des accidents tectoniques. La fréquence de l'anomalie de drainage située à proximité de ces structures montre que l'activité néotectonique à un impact direct sur le comportement des réseaux hydrographiques.

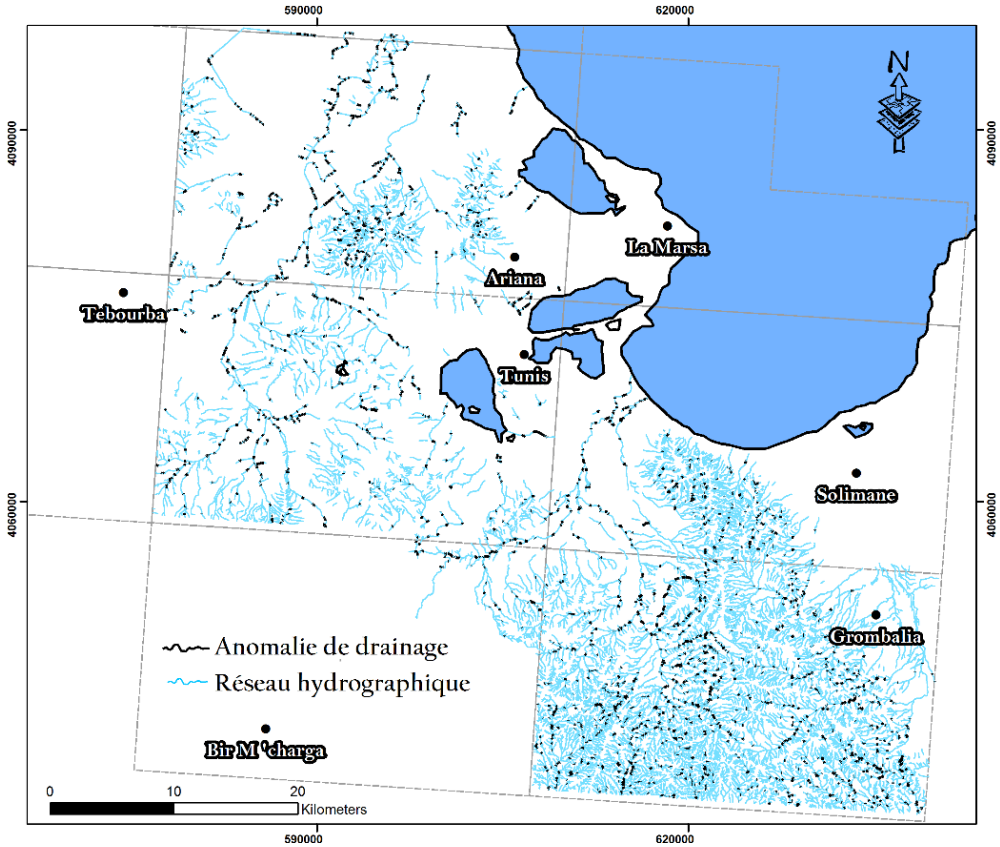
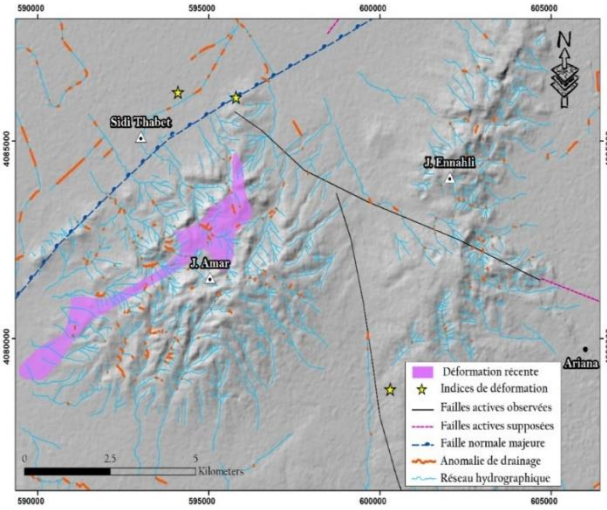
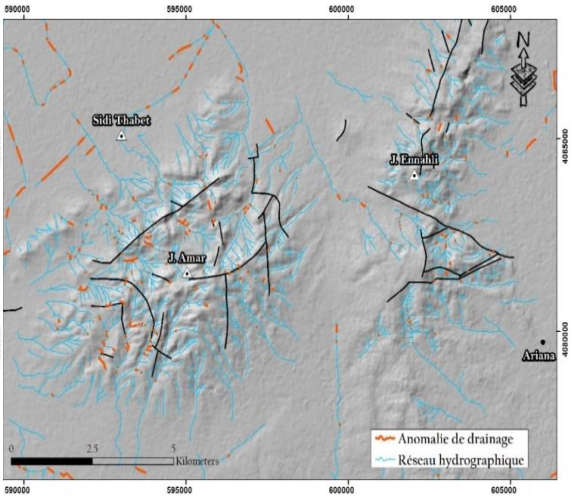


Figure 129 - Carte de distribution des anomalies de drainage du NE tunisien.

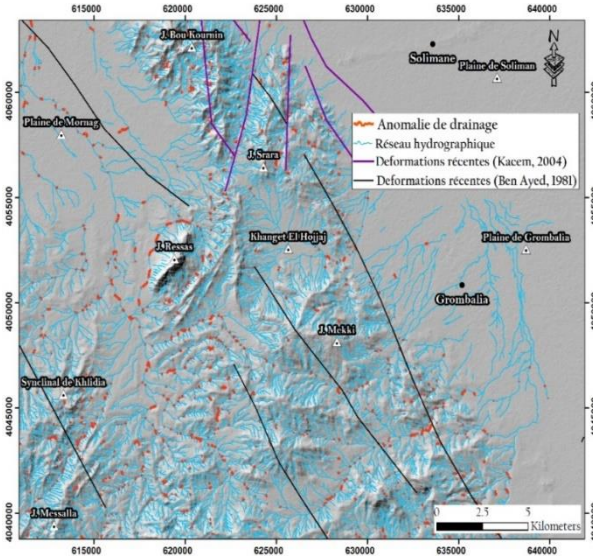
`



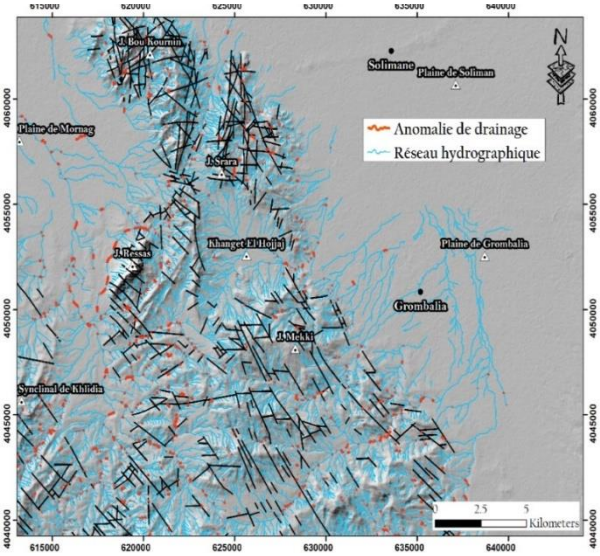
Superposition des accidents tectoniques récents avec les anomalies de drainage (l'anticlinal de J. Ennahli et J. Ammar)



Superposition des failles préexistantes avec les anomalies de drainage (l'anticlinal de J. Ennahli et J. Ammar)



Superposition des accidents tectoniques récents avec les anomalies de drainage (Grombalia/La goulette)



Superposition des failles préexistantes avec les anomalies de drainage (Grombalia/La goulette)

Figure 130 - Superposition des failles préexistantes avec les anomalies de drainage dans différentes zones de la région d'étude

`

III - Conclusion

Dans ce chapitre, pour déterminer la pertinence de certains indices géomorphométriques appliqués au NE de la Tunisie, on s'est appuyé sur les données géologiques du Grand Tunis qui sont sous format numérique telles que les cartes géologiques (1/50.000 et 1/500.000), les points géodésiques, les cartes topographiques (1/25000), les réseaux hydrographiques et les modèles numériques de terrain.

Dans un premier temps, vu que les cartes topographiques ne couvrent pas la totalité du secteur étudié, nous avons essayé d'évaluer et de comparer les différents MNT acquis par l'USGS (SRTM 30m et ASTERM - GDEM 30m de résolution au sol) avec un MNT de référence obtenu à partir de l'interpolation des courbes de niveau issues de la carte topographique (1/25.000) de la Tunisie. Les méthodes d'évaluation effectuées dans la comparaison des différents modèles ont prouvé que le modèle numérique de terrain SRTM est le plus précis. Ce dernier sera donc le support de l'analyse morphométrique.

Dans ce travail, nous avons analysé neuf paramètres morphométriques : la pente, la rugosité, la courbure du relief, l'hypsométrie du relief, l'intégrale hypsometrique, le relief local, la topographie résiduelle, la densité de drainage et l'anomalie de drainage. La corrélation entre les différents résultats trouvés pour chaque paramètre nous a permis de constater :

- l'existence de plusieurs structures traduisant une importante activité tectonique. En effet, l'analyse morphométrique a permis de confirmer une activité récente de la faille de Téboursouk - El Alia, la faille E - W à Ghar El Melah, les failles bordières des fossés d'effondrement de Jalta et de Grombalia, la faille de J. Ennahli - Ammar . L'activité de ces failles se prononce en laissant ses empreintes sur les grandes structures telles que : Lansarine - Baoula, Kechabta, El Alia, Raf Raf, Utique, Korbous, la colline de Sidi Bousaid, J. Ennahli - J. Ammar, J. Ressas… ;
- que la morphologie du terrain est étroitement liée à la nature lithologique des terrains. Nous avons déduit que les réponses morphométriques sont élevées dans les zones montagneuses constituées par des roches dures alors qu'elles sont faibles au niveau des plaines et des fossés constitués par des roches meubles ;

`

- l’existence d’une activité de l’halocinèse telle que celle de la structure de Lansarine - Baouala.

L’étude géomorphologique appliquée pour le NE de la Tunisie a donc permis de mettre en évidence d’une part, les structures majeures existantes qui se trouvent généralement dans les zones à forte altitude et d’une autre part, les accidents tectoniques récents. Afin de mieux comprendre le contexte morphodynamique de la zone d’étude, nous allons utiliser la méthode interférométrique qui sera analysée dans le chapitre 4.

`

CHAPITRE IV : INTERFEROMETRIE RADAR

`

I - Introduction

Dans ce chapitre, nous visons à mieux comprendre le contexte géodynamique de la région du Grand Tunis en se basant sur l'analyse et l'interprétation des données radars.
En effet, l'objectif de ce chapitre est l'analyse des faibles variations topographiques en utilisant la technique interférométrique Small - Baseline Subset (SBAS). Nous projetons de détecter les différentes régions affectées par des déformations et de les comparer aux données géologiques, géotechniques et structurales disponibles pour mieux comprendre les causes des déformations topographiques observées. Nous allons donc établir une carte des risques du grand Tunis ayant pour objet de localiser, caractériser, et de quantifier les déformations (naturelles actuelles ou anthropiques).

Les principaux objectifs de ce travail sont les suivants :

- surveiller les déplacements du sol affectant le territoire du Grand Tunis à travers la technique interférométrique SBAS ;
- analyser les mouvements détectés et déterminer les principaux facteurs provocant les déplacements ;
- comparer et valider les résultats obtenus en se basant sur les données géotechniques des matériaux, géologiques et topographiques.

II – Les techniques DInSAR et SBAS

1 - Image Radar

Au début du 20ème siècle, le technicien allemand Christian Hülsmeyer invente le concept de repérer un objet à distance en mesurant le temps de parcours de l'onde électromagnétique (Fig. 129) entre l'antenne et un objet métallique.

La création du RADAR ("Radio Detection And Ranging" soit la détection à distance par la radio") a été établie au sein du laboratoire de recherches de la Compagnie Générale de la Télégraphie sans Fil le 20 Juillet 1934 (en France). Les spécialistes ont pu détecter et suivre des navires à des distances allant jusqu'à dix ou douze milles marins grâce à un appareil de détection portant des antennes paraboliques indépendantes pour l'émission et pour la réception.

`

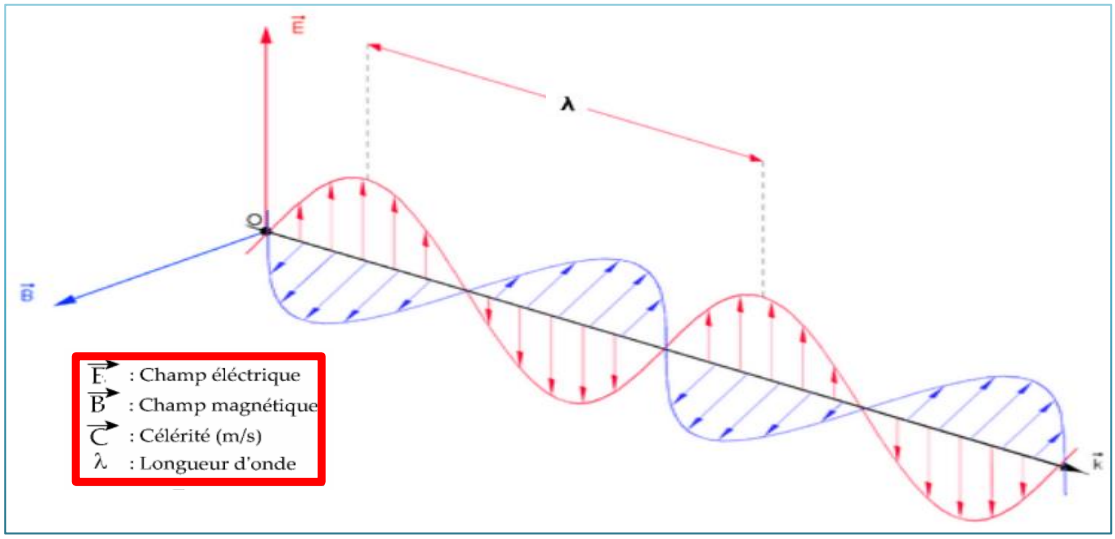


Figure 131 - Configuration d'une onde électromagnétique

Bien que la technologie ait principalement pris son essor grâce aux applications militaires au cours de ces premières années, les applications civiles et scientifiques ont rapidement émergé (Hanssen, 2001). L'utilisation de ces capteurs présente certains avantages, telles que la possibilité d'acquérir des données le jour et la nuit. Ce système offre l'avantage d'être opérationnel aussi dans des mauvaises conditions météorologiques (pendant les jours nuageux).

Le Radar (Radio Detection And Ranging) fait référence à une technique ainsi qu'à un instrument. Le principe de fonctionnement du système RADAR se base sur un dispositif émetteur qui engendre des ondes électromagnétiques et qui illumine l'espace environnant et affecte tous les objets soumis à un phénomène de réflexion désordonnée (diffusion, dispersion) (Elachi, 1988). Une partie du champ rétro - diffusé revient à la station émettrice, également équipée pour la réception, où ses caractéristiques sont mesurées. L'instrument est capable d'identifier la cible électromagnétique et permet d'évaluer la distance à laquelle elle est positionnée en mesurant l'intervalle du temps écoulé entre l'émission et le moment de la réception.

`

En général, la télédétection fait référence à l'acquisition d'informations sur un objet ou un phénomène en utilisant des technologies satellitaires sans établir de contact physique avec cet objet. Les micro - ondes sont des ondes électromagnétiques qui incluent des longueurs d'onde allant d'environ un mètre à un millimètre. Le spectre électromagnétique est illustré sur la figure 131. Il existe essentiellement deux types de capteurs à micro - ondes: actif et passif (Fig. 130). Un système de capteur actif génère sa propre énergie pour éclairer une cible en utilisant des ondes électromagnétiques (Bamler et Hartl, 1998), par contre, un système de capteurs passifs dépend d'autres sources d'énergie comme la lumière du soleil ou l'infrarouge thermique.

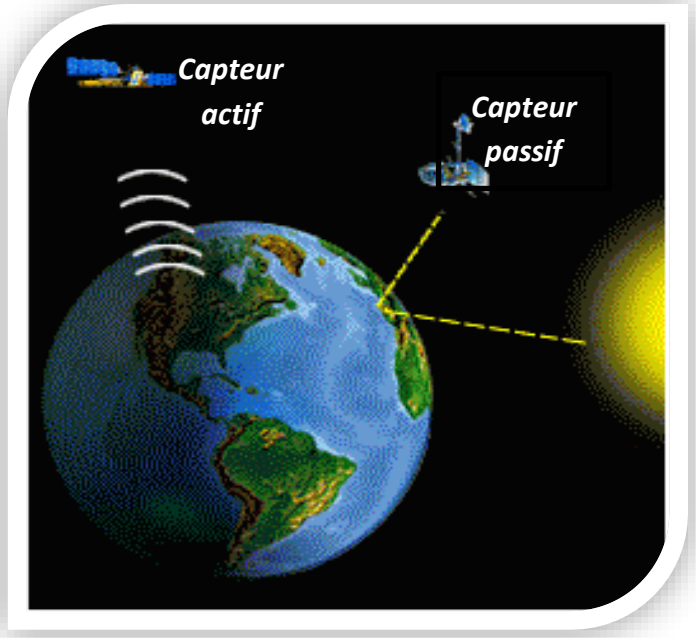


Figure 132 - Différents capteurs de télédétection (Source : Centre canadien de télédétection)

La forme la plus répandue de capteur à micro - ondes actif (hyperfréquences) d'imagerie est le RADAR (Radio Detection and Ranging). Le capteur radar transmet un signal hyperfréquence vers l'objet d'intérêt, puis détecte le signal rétrodiffusé.

`

La force du signal rétrodiffusé dépend de la rugosité de l'objet et du degré de l'angle d'incidence sur le radar. Cette force est mesurée pour faire la distinction entre différents objets. Le délai entre la transmission et la réflexion des signaux détermine la distance entre le capteur et l'objet. Les systèmes de capteurs radar présentent de nombreux avantages. Les ondes radars sont capables de pénétrer les nuages, les pluies légères, la fumée, la brume et la neige. Le radar peut fonctionner le jour comme la nuit. Elles sont également capables de pénétrer plus profondément dans la végétation que les ondes optiques.

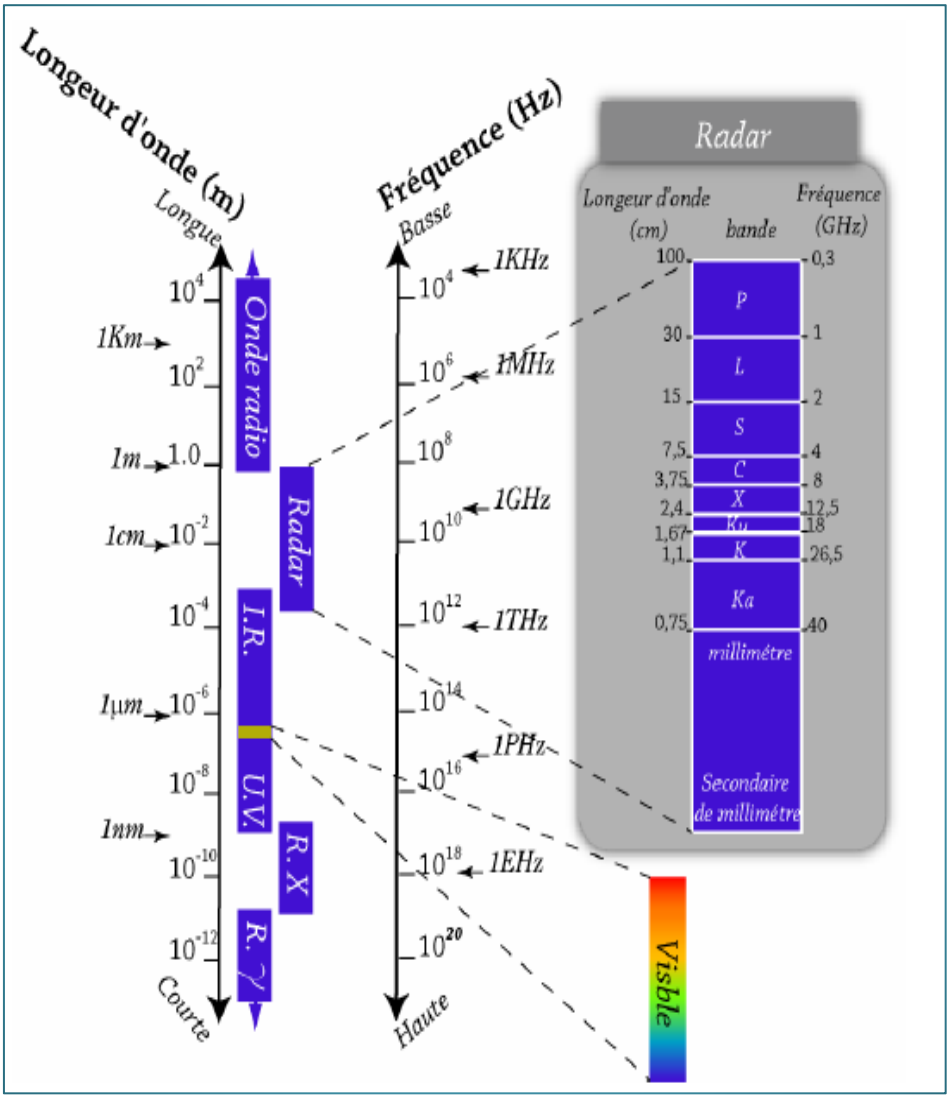


Figure 133 - Spectre électromagnétique (Ben Hassen, 2012)

`

L’obtention des images radars s’effectue à partir d’un capteur lié à une plate - forme aéroportée ou à un satellite. Ce capteur se déplace suivant une trajectoire rectiligne en diffusant des trains d’impulsions d’ondes (hyperfréquence). La propagation de ces ondes dans l’air (à la vitesse de la lumière) se fait dans une direction inclinée par rapport à la scène et dans une polarisation donnée. Par la suite, une fois la réflexion des ondes à partir d’un objet est établie, les signaux reviennent sous forme d’écho pour former une image. Le radar détermine ainsi la distance de l'objet détecté et son intensité de rétrodiffusion en mesurant le temps de parcours effectué entre l'émission de la pulsation et le retour de l'écho. (Fig. 132).

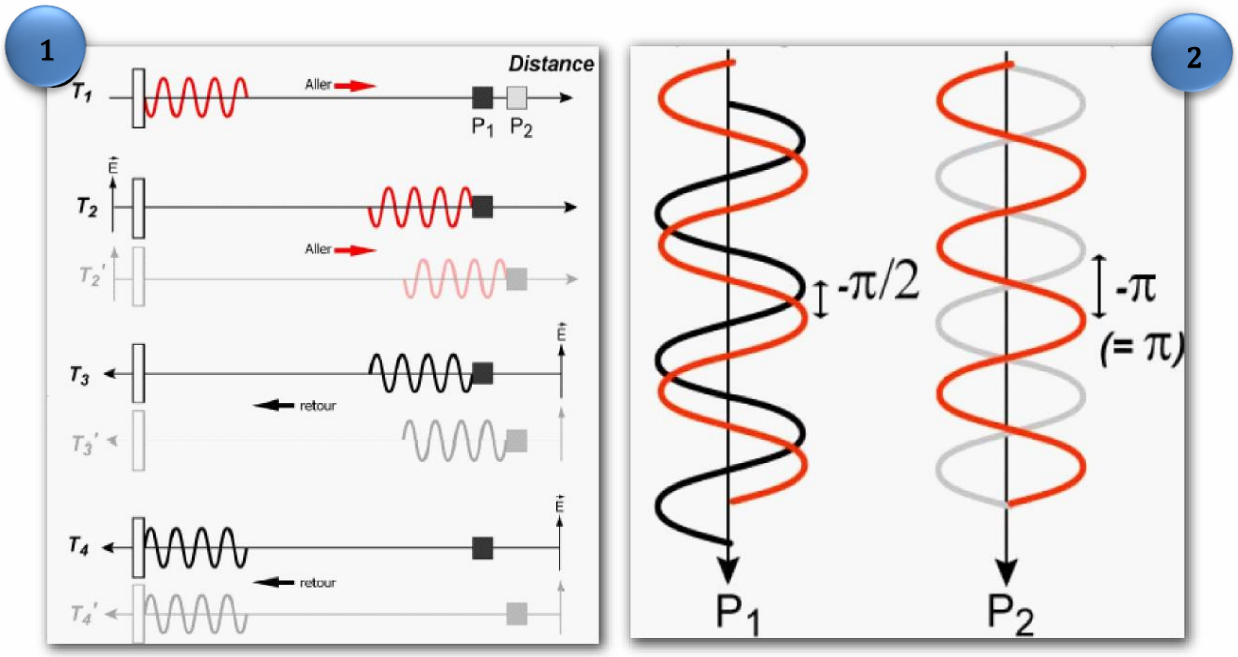


Figure 134 - Phase mesurée par le radar (Pathier, 2003): 1 - Le trajet aller - retour de l'onde, 2 - Le décalage entre la phase du signal transmis et rétrodiffusé permet au radar de mesurer la phase (Ben Hassen, 2012)

Une image radar (Fig. 133) est généralement définie par :

- la résolution en azimut correspondant à la direction de déplacement du porteur ;
- la résolution en distance représentant l'acquisition en distance (seconde dimension de l’image) champ proche (Near range premiers points de la fauchée) et champ lointain (Far Range);

`

- le nadir correspondant à la projection perpendiculaire au sol de la trajectoire de vol ;
- la largeur de l'image numérisée correspondant à la fauchée.

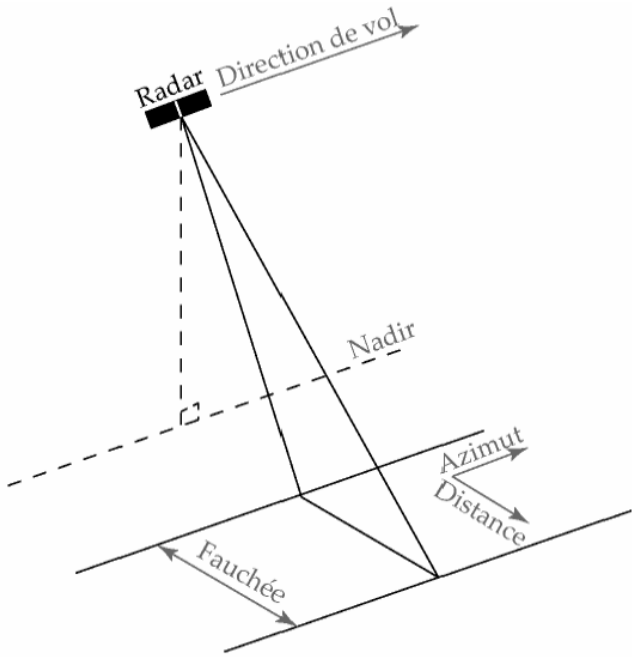


Figure 135 - Principe du satellite radar à visée latérale (Ben Hassen, 2012)

2 - Les différents capteurs radars (RAR) et (RSO)

Les systèmes de capteurs radars sont divisés en deux catégories : le radar à ouverture réelle (RAR) et le radar à synthèse d'ouverture (RSO)

a - Le Radar à Ouverture Réelle (RAR)

La première utilisation d'un radar imageur était un radar imageur à antenne réelle et à visée latérale. La résolution azimutale de ce système radar aéroporté est créée à partir de la longueur d'onde et de la longueur réelle de l'antenne. Le RAR émet et reçoit des signaux micro - ondes avec une longue antenne ; ces signaux sont enregistrés et traités pour permettre la production d'une image (Alpers et al., 1981). L'émission des signaux est effectuée avec une longue antenne qui ne permet pas de produire une résolution spatiale *Rz* fine (résolution azimutale). L'utilisation du radar à ouverture réelle se fait à courtes longueurs d'onde pour qu'elle ne soit pas affectée par les interactions atmosphériques à une basse altitude

`

b - Le Radar à Ouverture Synthétique (RSO)

Un Radar à Ouverture Synthétique (RSO) est un radar imageur qui transmet et reçoit des signaux avec une antenne plus courte. La construction d'une image Radar à Synthèse d'Ouverture se fait à travers un processus d'amélioration de la résolution azimutale d'une image radar brute, dont ce passage se réalise à l'aide d'un processus de traitement du signal.

Grâce à un traitement de signal approprié, le système radar (RSO) peut simuler une antenne de synthèse (virtuelle) plus grande (une longueur d'antenne jusqu'à cent mètres ou plus) à travers un satellite portant une antenne plus petite, ce qui permet d'obtenir des images avec une résolution plus fine et de contenir plus de détails et d'objets de la surface terrestre (Curlander et McDonougt, 1991) (Fig.134).

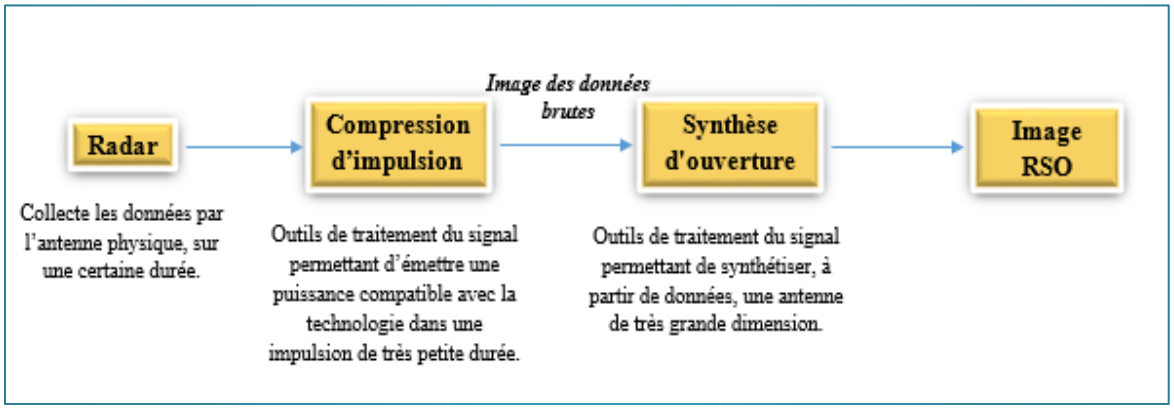


Figure 136 - Différentes étapes pour la formation d'une image RS (Amberg, 2005, Ben Hassen, 2012)

L'utilisation d'un radar à visée latérale, embarqué sur un satellite permet l'acquisition de données radar de type RSO (Fig. 135). Les signaux émis par la source radar à synthèse d'ouverture (RSO) de façon latéral à travers l'antenne radar permettent d'illuminer la surface terrestre. Le faisceau d'impulsions administré et engendré par le capteur qui se déplace suivant l'axe azimutal, permet de capturer ainsi la fauchée (bande imagée située parallèlement à l'orbite du satellite). Par la suite, les ondes rétro - diffusées par la surface de la terre sont enregistrées par l'antenne pour un traitement ultérieur. Les échos successifs de chaque impulsion enregistrés et classés par l'antenne de

`

la plateforme permettent ainsi la formation d'une image de données brutes. L'analyse RSO de ces données brutes permet de créer une image radar traitée de la surface du sol. La résolution des images, en distance et en azimut varie suivant les caractéristiques du capteur radar tels que l'angle d'incidence, la longueur d'onde, etc...

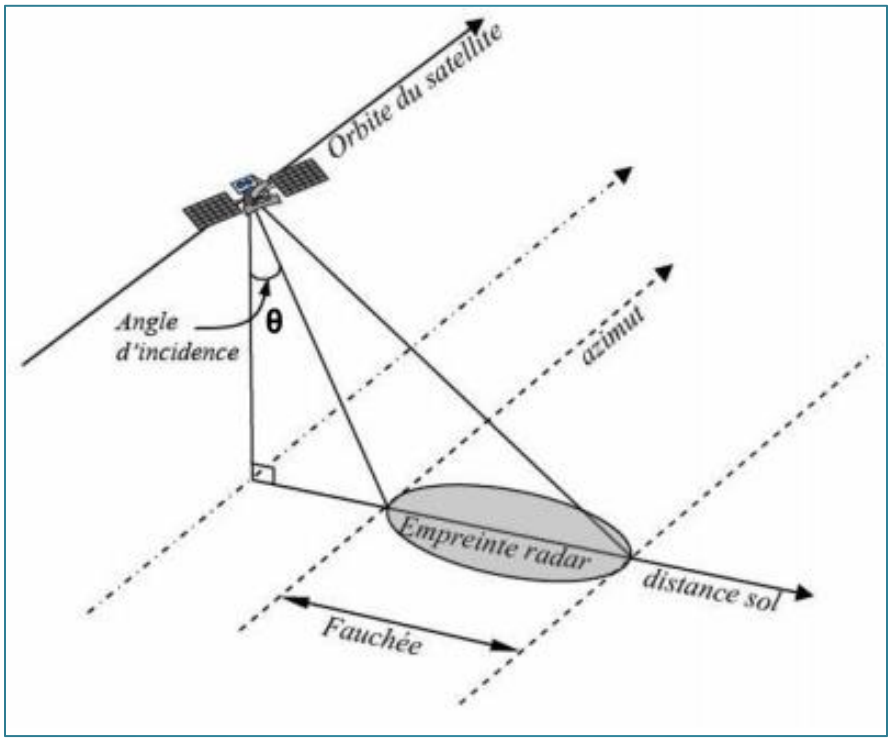


Figure 137 - Géométrie d'acquisition du radar à synthèse d'ouverture (RSO) (Fruneau, 2011, Champenois, 2011)

3 - L'interférométrie radar

La technologie de l'interférométrie radar utilise la différence de phase entre deux couples d'image RSO acquises dans une même zone à partir de deux position d'orbite différentes et à des dates différentes (Fig.136). En fait, l'interférométrie radar est basée sur l'exploitation des informations de phase incluse dans les données complexes RSO et qui ont été détectées par un ou plusieurs capteurs (Bamler et Hartl, 1998). A travers cette technique, nous pouvons nous informer sur les mouvements de la surface terrestre entre les deux dates d'acquisition des données RSO et sur les changements d'état de surface.

`

L'interférométrie radar a été utilisée pour la première fois par Graham en (1974) pour la cartographie topographique. Zebker et Goldstein (1986) ont utilisé le radar aéroporté à antenne latérale en 1986. Avec le lancement des satellites ERS - 1 et ERS - 2 de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) en 1991, plusieurs travaux ont été publiés dans le domaine de l'interférométrie radar.

Légende de la figure 8

- ***B*** est la ligne de base des images (Baseline), elle correspond à la distance entre deux capteurs C_1 et C_2 ;
- les distances entre les deux satellites et la cible P correspondent respectivement à $\mathbf{R_1}$ et $\mathbf{R_2}$;
- **θ** est l'angle d'incidence du capteur ;
- **B - ortho** est la ligne de base

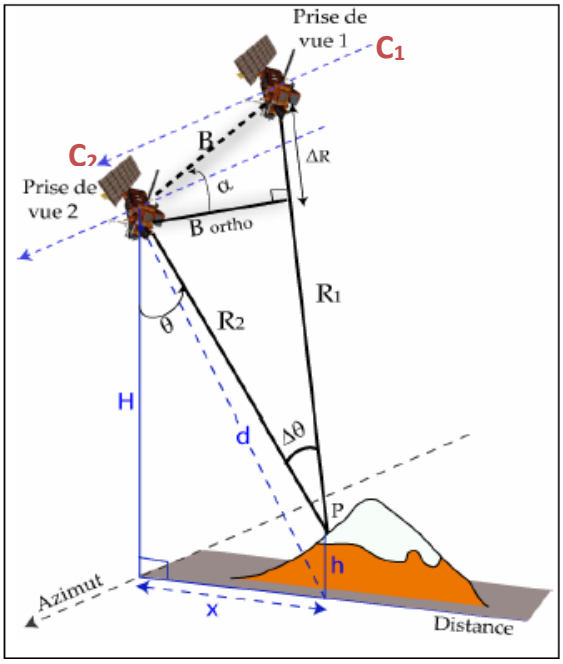


Figure 138 - Géométrie de base d'un couple interférométrique

(Pathier, Fruneau, Ben Hassen, 2012)

L'interférométrie radar (InSAR) est le processus utilisé lorsque la différence de phase entre deux images est utilisée par exemple pour obtenir la topographie locale. La technique d'interférométrie radar différentiel (DInSAR) utilise la différence de phase entre 2 images pour détecter et quantifier le déplacement du sol qui s'est produit entre deux images acquises à des dates différentes.

`

4 - L’interférométrie radar différentielle (DInSAR)

L’interférométrie radar différentielle est une technique de télédétection permettant d'obtenir des cartes de déformation du sol étendues, précises et denses. Elle n'a aucun équivalent pour détecter et mesurer les très petits mouvements d'amplitude centimétrique, avec une résolution spatiale de quelques dizaines de mètres et couvrant une telle surface (100km x 100km). Son avantage, comparé aux méthodes traditionnelles, est qu'elle fournit une carte des déplacements continus régionalement (100km x 100km si la cohérence est bonne) (Massonnet et al., 1998).

L'interférométrie radar différentielle utilise deux images radars d'une même zone, acquises dans des conditions géométriques similaires ou très proches mais à des dates différentes. La technique (DInSAR) exploite la différence de phase entre deux paires d’images radar RSO pour détecter et quantifier le déplacement du sol qui s'est produit entre deux images acquises à des dates différentes. Les images radars utilisées sont obtenues à partir d'un radar à ouverture synthétique. En effet, de nombreuses études DINSAR ont démontré l’intérêt d’une telle approche notamment pour étudier la subsidence pétrolière (Fielding et al., 1998), la subsidence des travaux urbains, les variations des niveaux piézométriques des nappes phréatiques (Fruneau et al., 2005 ; Deffontaines et al., 2004), etc…. Cette technique a aussi été utilisée pour l'étude des déplacements de la surface induite par l’extraction minière ex de Montceau - les - Mines (Carnec et al., 2001)...

III – Application de l’interférométrie radar au NE de la Tunisie

1 - Introduction

Appliquer l’interférométrie radar sur la partie Nord - Est de la Tunis permet d’étudier les problèmes de risques naturels et l'analyse des déformations de la surface topographique, associées à certains phénomènes naturels tels que les séismes, les tassements différentiels, les glissements de terrain, les retraits et les gonflements des argiles (RGA) ainsi que des phénomènes anthropiques (ex.: pompage d’eau…).

De point de vue tectonique, la Tunisie, comme tous les autres pays du bassin méditerranéen, a subi l’influence de plusieurs phases tectoniques. Ces phases de déformations ont engendré des modifications considérables de la géomorphologie du pays.

`

Actuellement, et depuis le Miocène, la Tunisie est sous la dominance d'une phase majeure de compression, de direction NW - SE (Jauzein, 1967; Zargouni, 1975; 1985; Rouvier, 1977; Ben Ayed, 1993, Bouaziz, 1995).

La zone d'étude qu'on se propose d'étudier se situe en Tunisie orientale et s'étale sur plus de 600 km², couvrant ainsi une bonne partie du littoral tunisien. Trois critères m'ont orienté vers le choix de cette région :

- l'importance des déformations néotectoniques fréquentes bien que d'intensité faible à moyenne soumettant la zone à un aléa sismique certain ;
- la forte urbanisation et la concentration élevée de la population développant des enjeux forts et donc une réelle vulnérabilité importante pour les risques ;
- la présence d'une nature lithologique qui a tendance à s'enfoncer tels que les terrains alluvionnaires récents du Quaternaire supérieur à l'actuel et qui s'étend sur plusieurs kilomètres dans la zone d'étude.

D'après les données historiques et instrumentales, la zone d'étude, composéeessentiellement du grand Tunis, présente un potentiel sismique assez important, se traduisant par plusieurs séismes destructifs. Les séismes qui jalonnent les grands accidents affectant la zone d'étude, révèlent l'activité sismique dans des zones bien définies telles que le Grand Tunis (Kacem, 2004).

Nous allons essayer dans cette étude de localiser, de caractériser et de quantifier la déformation actuelle pour modéliser les déformations de la surface topographique en utilisant la technique de l'interférométrie Radar.

2 - Objectif général

L'application de l'interférométrie radar devrait permettre de mieux comprendre les déformations tant géodynamiques globales actuelles que les risques afférents aux communautés urbaines. Elle devrait permettre de produire un modèle géomorphologique global et synthétique pour les risques qui affectent la région de Tunis la plus sensible en Tunisie.

Les méthodes interférométriques DInSAR, Small Baseline Subset (SBAS) et l'approche interférométrique des points stables (Permanent scatter) permettent de localiser

`

les déformations actuelles de la topographie du Grand Tunis. Si les artéfacts atmosphériques sont moins importants qu'en pays tempérés, les données de déplacement quantifiées seront obtenues, ensuite combinées avec les données traditionnelles telles que les cartes géologiques, les données de terrain, les informations hydrogéologiques, comparaison de nivellement...etc.

Ces données seront ensuite intégrées dans un système d'information géographique (S.I.G.) facilitant les requêtes, la combinaison de données géologiques géo - référencées pour une meilleure interprétation des zones actives et la localisation des différents aléas et risques affectant les zones urbanisées. En effet, l'interférométrie est une aide efficace aux méthodes traditionnelles existantes qui permettent localement de mesurer des déplacements (comparaison de nivellement, GPS...). L'interférométrie est certes précise mais onéreuse par le temps nécessaire pour acquérir les données.

3 - La méthode interférométrique SBAS

Dans ce contexte, les techniques de télédétection permettent d'effectuer des analyses de déformation sur de vastes zones en exploitant un grand nombre de données radar. Dans ce cadre, l'interférométrie différentielle DInSAR s'est imposée comme une méthodologie efficace pour détecter et surveiller les faibles déplacements du sol avec une précision pluri - millimètre à centimétrique, en exploitant la différence de phase entre deux images RSO pour la même zone.

Les récents travaux effectués sur la technique interférométrique visent à étudier non seulement les phénomènes de déformation à événement unique, mais également l'évolution temporelle des déplacements détectés à travers la génération de séries chronologiques de déformations. Ces approches bénéficient de la disponibilité de vastes archives de données RSO, y compris celles acquises au cours des 20 dernières années par les capteurs de radar à synthèse d'ouverture RSO tels que les satellites Envisat de l'Agence Spatiale Européenne (ESA).

Parmi ces approches interferométriques avancées, nous nous focaliserons sur la méthode des sous - ensembles à faibles lignes de base spatiales et temporelles (SBAS) qui est développée par Berardino et al. (2002). Celle - ci est une technique de télédétection

`

permettant d'obtenir des cartes de déformation du sol étendues, précises et denses. Elle permet aussi d'utiliser un grand nombre d'images en s'affranchissant de certains problèmes de cohérence et de Baseline. Cette méthode sera donc un outil de haute précision dans l'analyse des variations topographiques et autorisera une meilleure compréhension des mécanismes engendrant ces déplacements. En effet, l'approche SBAS permet de détecter et de suivre l'évolution temporelle de la déformation de surface avec un degré élevé de couverture temporelle et spatiale. En particulier, elle se base sur l'utilisation d'un grand nombre d'images radars SLC en se fondant sur le principe de la synthèse d'ouverture RSO et elle met en œuvre une combinaison facile des interférograrmmes différentiels. Ces derniers sont déjà calculés à partir des images radars, aboutissant finalement à la génération de cartes de vitesse de déformation moyenne et de séries temporelles de déplacement à partir de multiples interférogrammes différentiels déroulés.

L'application de la technique interférométrique des sous - ensembles à faibles lignes de base spatiales et temporelle (SBAS) dans ce chapitre, permet d'améliorer notre compréhension des déformations d'origine tectonique et géotechnique sur plusieurs emplacements du Grand Tunis.

a - Présentation de la théorie de la méthode SBAS

La méthode des sous - ensembles à faibles lignes de base spatiales et temporelle (SBAS) permet de créer une série d'interférogrammes déroulés et qui ont une cohérence maximale entre les couples interférométriques sachant que les autres zones de faibles cohérences seront interpolées à partir des pixels déroulés par triangulation de Delaunay. La création des liens entre les sous - ensembles des interférogrammes est effectuée par la méthode Décomposition en Valeur Singulière (SVD) (Nguyen, 2013).

Par la suite les systèmes sous - déterminés qui sont obtenues, vont être résolus par la méthode de moindre carré en cherchant la norme minimale ce qui va amener à minimiser les variations de vitesse.

Une inversion est appliquée sur les vitesses. Elle conduit alors, à éviter les grandes discontinuités dans le résultat final. Les vitesses calculées par inversion seront intégrées pour obtenir le déplacement relatif à l'image de référence (Bouraoui, 2013).

`

b - Présentation de l’algorithme de la méthode SBAS

Avant d’appliquer la technique SBAS dans le secteur d’étude, nous allons mener une discussion détaillée sur cette approche etnous allons essayer de présenter les différentes étapes de l'algorithme proposée par Berardino et al. (2002) et inspirée du travaille effectuée par Lanari et al. (2017).

En fait, l'algorithme implémente une sélection des pixels cohérents dans lesquels les effets de bruit peuvent être considérés comme négligeables. Sur ces pixels, un découplage de la composante du signal de déformation à partir des structures indésirables, dénommé artéfacts topographiques et atmosphériques, est effectué en exploitant les caractéristiques de ces structures (Lanari et al., 2017). En particulier, la composante de la phase interférométrique qui est en rapport avec les artefacts topographiques, est corrélée au vecteur des lignes de base spatiales (plus précisément de la composante des lignes de base perpendiculaires par rapport à la ligne de visée radar) des interférogrammes (Lanari et al., 2017). En plus les signaux de phase atmosphérique sont fortement corrélés dans l'espace mais peu dans le temps (Ferretti et al., 2000). Sur la base de ces caractéristiques, la procédure SBAS effectue une estimation de ces signaux indésirables qui sont, ensuite, filtrés à partir de la phase interférométrique mesurée, ce qui conduit finalement à la création des séries temporelles de déformation.

Nous fournissons maintenant plus de détails analytiques sur l'approche SBAS. En conséquence, nous commençons par considérer un ensemble de $N + 1$ images RSO relatives à la même zone géographique et acquises à divers temps $(t_0,\ldots,t_N)$. Nous supposons également, que toutes les images sont recalées (coregistered) par rapport à une seule image maitresse afin d'avoir une grille de référence commune (Lanari et al., 2017).

Le point de départ de la technique proposée est représenté par la génération d'un nombre d'interférogrammes différentiels nommé (M), impliquant l'ensemble des acquisitions RSO $N + 1$ précédemment mentionnées et correctement engendrées pour atténuer les phénomènes de décorrélation (Lanari et al., 2017).

Pour réaliser cette étape, les paires d'images radars RSO sélectionnées pour la génération d'interférogrammes, sont caractérisées par une faible Baseline spatiale et

`

temporelle ainsi que par une faible différence de fréquence entre les centroïdes Doppler (Franceschetti et Lanari, 1999).

Les images RSO impliquées dans la génération des interférogrammes pourraient être regroupées dans plusieurs petits sous - ensembles de référence indépendants, et doivent être liées de manière appropriée pour estimer les séries temporelles de déformation.

L'opération de déroulement de phase est réalisée, ici, par une approche en deux étapes. En particulier, nous appliquons d'abord l'algorithme du flot de coût minimum (*Minimum Cost Flow algorithm*) proposé par Costantini et Rosen (1999).

La seconde étape est effectuée par la procédure de croissance de région (*Region growing*) qui permet le déroulement des données qui sont caractérisées par une faible cohérence (Lanari et al., 2017).

Nous nous référons maintenant à un pixel générique des images RSO avec des coordonnées d'azimut et de distance (x, r) et supposons que le signal de phase de chaque interférogramme non déroulé est référencé à un pixel caractérisé par une grande cohérence dont le comportement à la déformation est connu à priori et qui est généralement situé dans une zone stable. Il faut noter que la sélection de ce pixel de référence doit être effectuée avec soin car toute erreur affectant ce point influencera évidement les résultats globaux (la "base") (Lanari et al., 2017).

Dans ce contexte, et comme nous l'avons déjà fait remarquer, l'impact des artefacts de la phase atmosphérique qui est corrélé spatialement peut être particulièrement critique et peut donc être confondu avec les signaux de déformation.

L'expression de l'interférogramme générique j - th est calculée à partir des acquisitions RSO à l'instant t_B et t_A. Elle est exprimée selon Berardino et al., (2002) comme suit :

$$\delta\phi_j(x,r) = \phi(t_B,x,r) - \phi(t_A,x,r)$$

$$\approx \frac{4\pi}{\lambda}[d(t_B,x,r) - d(t_A,x,r)] + \frac{4\pi}{\lambda}\frac{B \perp j\,\Delta z}{r\,sin\,\vartheta} + \frac{4\pi}{\lambda}[d_{atm}(t_B,x,r) - d_{atm}(t_A,x,r)]$$

$$+ \triangle n_j, \forall j = 1, \dots, M, \quad (1^*)$$

`

Dans lequel λ est la longueur d'onde centrale du signal transmis, $\Phi(t_B, x, r)$ et $\Phi(t_A, x, r)$ représentant les phases des deux images impliquées dans la génération d'interférogramme et $d(t_B, x, r)$ et $d(t_A, x, r)$ sont les projections de la ligne de visée de la déformation cumulée à l'instant t_B et t_A par rapport à la première scène t_0 qui est considérée comme référence, c'est - à - dire impliquant $\Phi(t_0, x, r)$ =$0, \forall(x, r)$ (Lanari et al., 2017).

De plus, le second terme tient compte des artefacts topographiques possibles Dz qui peuvent être présents dans le modèle altimétrique numérique (MNT) utilisé pour la création des interférogrammes ; il dépend de la composante de la ligne de base perpendiculaire $\boldsymbol{B}\perp_J$ ainsi que de la distance capteur - cible r et de l'angle de visée ϑ (Lanari et al., 2017).

Les termes $d_{atm}(t_B, x, r)$ et $d_{atm}(t_A, x, r)$ sont les artefacts de phase atmosphérique possible (Goldstein, 1995) et le dernier terme Δn_j représente les effets de décorrélation.

L'expression (1*) permet de définir un système de *M* équations dans les *N* inconnues $\Phi(t_i, x, r), , \forall i = 1, \dots, N$, qui peut être réorganisé, en utilisant un formalisme matriciel, comme suit:

$$A\phi = \delta\phi \text{ (2*)}$$

où A est une matrice d'incidence directement liée à l'ensemble des interférogrammes engendrés à partir des données disponibles (Berardino et al., 2002 ; Lanari et al., 2017).

La technique SBAS implique une analyse temporelle pixel par pixel. En conséquence, la dépendance aux variables (*x*, *r*) a été négligée dans l'équation (2*) et cette simplification sera maintenue ci - après dans la représentation de la matrice globale.

Nous pouvons maintenant manipuler le système de l'équation (2*) de manière à remplacer les inconnues actuelles par la vitesse moyenne de la phase entre les acquisitions adjacentes dans le temps. Par conséquent, les nouvelles inconnues deviennent :

`

$$v = [v_1 = \frac{\phi(t_1,x,r)}{t_1 - t_0}, \dots, v_N = \frac{\phi(t_N,x,r) - \phi(t_{N-1},x,r)}{t_N - t_{N-1}}] \quad (3^*)$$

et, en substituant (3*) dans (2*), nous obtenons la nouvelle équation:

$$Bv = \delta\phi \quad (4^*)$$

Dans laquelle B représente une matrice M x N (matrice des combinaisons de lignes de bases) (Berardino et al., 2002); $\delta\phi$ est le vecteur des interférogrammes différentiels; et v représente le vecteur inconnu de la vitesse moyenne associée aux déformations (Nguyen, 2013)

D'après Lanari et al. (2017), la possible séparation des données RSO en sous - ensembles indépendants entraîne un déficit de rang de la matrice *B*, ce qui conduit le système de l'équation (4*) à avoir des solutions infinies.

Dans le cadre de la procédure SBAS, l'application de la méthode de décomposition en valeurs singulières (SVD) permet d'évaluer le pseudo - inverse de la matrice ***B***, ce qui donne la norme minimale de la solution des moindres carrés équation (4*) (Casu et al., 2014 ; Lanari et al., 2017). Dans ce contexte, la contrainte de la norme minimale mentionnée pour le vecteur de vitesse permet d'atténuer la présence de grandes discontinuités dans le résultat final, qui peut garantir une solution physiquement solide. Cette considération est à la base de la manipulation des données menant à l'équation (4*). (Lanari et al., 2017). En effet, une étape d'intégration supplémentaire est nécessaire pour calculer la solution B à partir du vecteur estimé v.

En admettant que la composante du signal atmosphérique est fortement corrélée dans l'espace mais faiblement corrélée dans le temps (Ferretti et al., 2000), une opération de filtrage est effectuée pour atténuer d'éventuels artefacts de phase atmosphérique. En effet, les signaux indésirables de phase atmosphérique sont estimés à travers une étape de filtrage passe - bas dans le domaine spatial bidimensionnel et d'une opération de filtrage passe - haut temporel. D'après Lanari et al. (2004b), cette procédure permet également de détecter d'éventuelles franges orbitales causées par des imprécisions dans les informations

`

orbitales des capteurs RSO. Une dernière étape de filtrage est effectuée afin de supprimer les artefacts atmosphériques et les franges orbitales détectées. (Lanari et al., 2017).

IV – Traitement des données RSO par la méthode interférometrique SBAS

Pour étudier les déformations du sol dans la zone du grand Tunis, nous avons utilisé deux types d'images RSO. Tout d'abord, nous avons exploité les images radars Envisat qui ont été fournies par l'Agence Spatiale Européenne en 2002. Le capteur de ce radar est caractérisé par une ouverture synthétique avancée pour détecter les variations de dimensions de surface (ASAR). Dans cette partie, nous avons utilisé 17 images en orbite descendante, acquises en bande C et couvrant la période du 24 septembre 2003 au 31 janvier 2007 (Tab.14). Le cycle orbital des données Envisat ASAR est de 35 jours. Les archives de données acquises par le satellite Envisat aident à la recherche scientifique sur la Terre et permettent une surveillance à long terme des changements environnementaux et climatiques.

Dans le cadre du programme Copernicus, l'Agence Spatiale Européenne (ESA) a lancé le 25 avril 2016 le satellite Sentinel - 1B (Tab.17). Le capteur de ce satellite propose des acquisitions par radar à synthèse d'ouverture (RSO) sur de vastes zones (Fauchée = 250 km) à haute résolution temporelle et spatiale. Cette nouvelle génération de satellites fournit des produits à données ouvertes pour permettre aux scientifiques d'étudier les changements à la surface de la Terre.

Dans cette étude, nous avons utilisé 14 images Sentinel - 1B (bande C) en orbiteascendante, acquises avec la technique TOPSAR et couvrant la période du 6 octobre 2016 au 8 octobre 2018. Ils sont caractérisés par une résolution spatiale de 20 m*5m et avec une résolution temporelle de 6 jours. Le mode d'acquisition interférométrique pour ce type d'images est (IW). Les caractéristiques générales de ces données radar sont présentées dans le tableau 17.

`

Tableau 17 - Caractéristiques générales des données radar Envisat ASAR et Sentinel - 1B

Type de données	Envisat ASAR	Sentinel-1B
Bande	*C*	*C*
Direction du satellite	*Descendante*	*Ascendante*
Image maitresse	*24/05/2005*	*24/12/2017*
Nombre d'images utilisées	*17*	*14*
Période d'acquisition	*2003-2007*	*2016-2018*
λ (cm)	*5.6*	*5.6*
Polarisation	*VV*	*VV*
Angle d'incidence	*23°*	*39°*
Mode	*ASAR IM*	*IW*

Le traitement de ces données RSO a été effectué à l'aide du logiciel Sarscape (version 5.2) qui fonctionne sur la plate - forme ENVI, sous la forme d'un module supplémentaire. Le progiciel Sarscape est développé et produit par la Société Suisse Sarmap SA qui est fondée en 1988. Cette société développe des logiciels, des algorithmes et des applications dans le domaine de la télédétection aéroportée et spatiale, en accordant une importance particulière à l'analyse interférométrique et à l'étude des données RSO.

Les analyses interférométriques des données descendantes et ascendantes du capteur Envisat et Sentinel - 1B sont effectuées à travers le module SBAS qui est intégré dans le progiciel SARscape (Fig. 137).

`

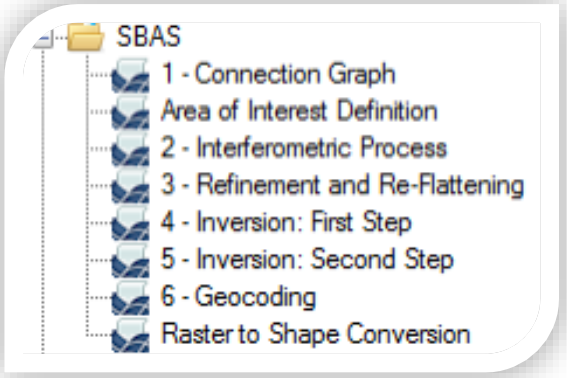


Figure 139 - Le module SBAS

Toutes les étapes nécessaires à la création des cartes de vitesse à partir des deux capteurs et qui ont été réalisées dans le logiciel Sarscape sont indiquées dans l'ordre ci - dessous (Fig. 140).

a- *<u>Création des Graphes de Connexion</u>*

Au début de cette étape, une comparaison entre les lignes de base spatiales et temporelles des images radars est réalisée. Par la suite, le programme construit des connexions entre les images radars dont les lignes de base sont suffisamment petites pour être comparables. De cette façon, il se forme des paires d'images qui seront utilisées ultérieurement pour créer des interférogrammes lors de l'étape du " Processus d'interférométrie " (Sarmap, 2013, Hu et al., 2014). Le résultat est un réseau de connexions, représenté par un graphe de connexion.

Le choix de la ligne de base maximale autorisée dans cette étape est très important, car si la valeur est trop élevée, cela peut conduire à la formation de paires défectueuses, alors qu'une valeur faible peut entraîner la formation de trop peu de paires.
Pour la ligne de base temporelle, la valeur doit être ajustée avec la zone d'étude, en fonction de son degré de changement au cours du temps (Tessari et al., 2017 ; Halldén, 2017). Pour cette étude, une base temporelle de 1000 jours a été utilisée pour les données Envisat (2003 - 2007) et 250 jours pour les données sentinel - 1 B (2016 - 2018).

Le bon choix de ces valeurs limites évite les problèmes de décorrélation géométrique et temporelle.

`

Les figures (138) et (139) montrent la distance entre les différentes images en fonction de la date d'acquisition (tracé temporel). Ces graphiques permettent de réaliser une évaluation visuelle rapide des connexions établies entre les images et de la distribution temporelle des données utilisées.

Dans le cas où de nombreuses données ne sont pas connectées entre elles, il est possible de modifier les valeurs de seuil de la Baseline spatiale et temporelles afin de récupérer le plus grand nombre possible de connexions.

b- Processus d'interférométrie

Au cours de cette étape, chaque paire d'images radars compatibles, identifiée lors de l'étape précédente, est utilisée pour créer un interférogramme. Ce processus implique plusieurs sous - étapes, décrites en détail ci - dessous. Ce module contient le plus grand nombre de paramètres et de variables et le mauvais choix pourrait affecter la validité du résultat (Halldén, 2017). En plus des images radars et du graphe de connexion, cette étape nécessite également l'utilisation d'un (bon) modèle numérique de terrain (Hu, 2014).

Seule une partie des paramètres est décrite ici ; ceux qui ont été considérés comme ayant un impact significatif sur le résultat final sont retenus.

La première étape est nommée «coregistration». Les images RSO utilisées en interférométrie radar sont en format oblique «Slant Range», ce qui signifie que leur géométrie correspond au moment de leur prise de vue par l'instrument du satellite (De Agostini, 2014 ; Liosisa et al., 2018). En effet, la géométrie de l'image est déformée car elle ne représente pas sa taille ou sa forme réelle. Étant donné que chaque image radar est prise depuis une position légèrement différente par rapport à l'autre, il est difficile de comparer deux images successives, car elles n'ont pas la même géométrie. Pour résoudre ce problème, les images vont subir une correction, ou un processus qui rééchantillonne chaque image pour leur donner la même géométrie. Les images sont généralement recalées (coregistration) sur l'image maitresse choisie lors de l'étape de Génération des Graphes de Connexion (Sarmap, 2013).

`

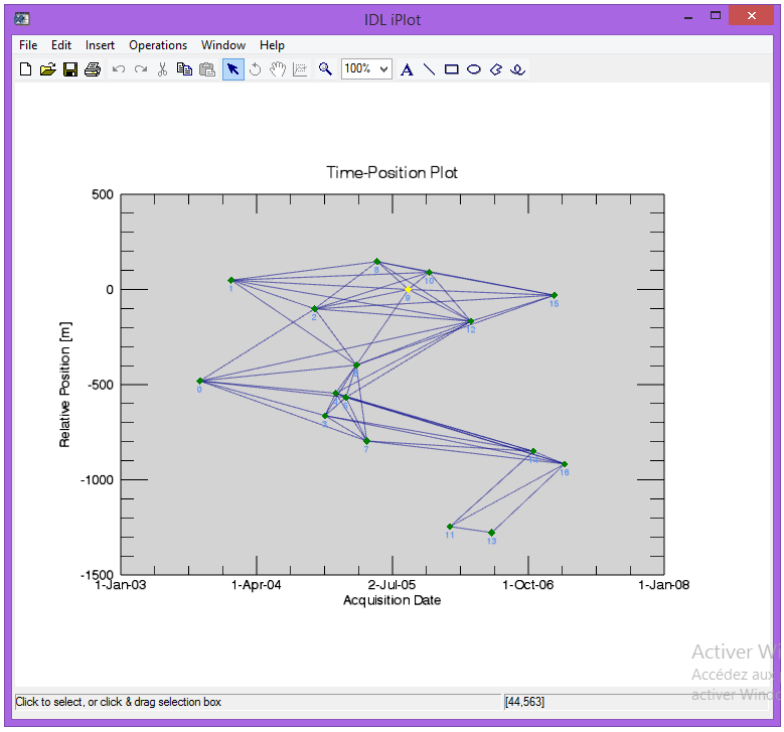


Figure 140 - Différentes connexions entre les images RSO Envisat

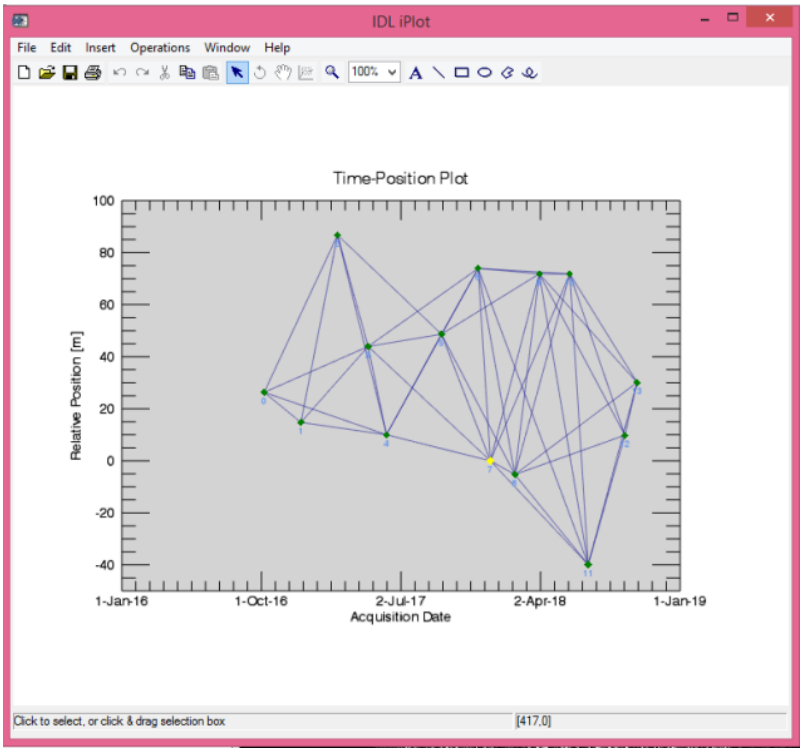


Figure 141 - Différentes connexions entre les images RSO Sentinel - 1B

`

Au cours de la deuxième étape, une pile d'interférogrammes a été créée, suivie par le processus de l'aplatissement des interférogrammes en fonction d'un MNT ou de points de contrôle avec une élévation connue. Dans cette étude, on a utilisé le modèle numérique de terrain SRTM fourni par la NASA dont la résolution est de 30 mètres.

Ensuite un filtre adaptatif Goldstein a été appliqué sur l'image interférométrique pour réduire le rapport signal sur le bruit (Goldstein et Werner 1998).

Le module de Stacking présente trois options pour le déroulement de phase, la méthode Delaunay MCF, la méthode de croissance de région et la méthode flot de coût minimum.

La méthode Delaunay MCF (Costantini, 1998; Costantini et Rosen, 1999; Pepe et Lanari, 2006) a été considérée comme la meilleure méthode à utiliser. Cette méthode convient aux zones vertes et humides, en raison de sa capacité à connecter les groupes de pixels isolés à haute cohérence. Le choix de la méthode n'était pas entièrement basé sur la théorie, car les deux autres méthodes ont été testées, comparées visuellement et se sont révélées moins adaptées à la zone d'étude que la méthode MCF de Delaunay (Sarmap, 2013 ; Castellazzi et al., 2015 ; Hu et al., 2014).

Pour l'étape de déroulement de phase, il est possible aussi de définir un seuil de cohérence pour se débarrasser des signaux des zones de faible cohérence (Zhang et al., 2018). Toutes les zones ayant une cohérence inférieure à cette valeur ne seront pas déroulées et seront éliminées lors du traitement. Car les valeurs trop faibles peuvent produire des zones particulièrement bruyantes dans l'analyse, ce qui diminue la fiabilité des résultats. Une valeur de 0.35 est recommandée lors de l'utilisation de la méthode de déroulement de phase Delaunay (Sarmap, 2013).

c- Localiser les points de contrôle (SBAS)

Dans cette étape, des points de contrôle avec des valeurs d'altitude fiables sont nécessaires en entrée pour l'aplatissement des interférogrammes. Ces points GCP doivent être placés dans des zones plates et supposées stables, tout en les répartissant de manière homogène sur l'ensemble de l'interférogramme (Sarmap, 2013; Gamaa et al., 2017).

`

d- Raffinage et ré - aplatissement (SBAS)

Durant cette étape, le programme corrige les éventuelles inexactitudes causées par les données orbitales et remet les interférogrammes à jour pour rendre les données de phase plus fiables. Cette opération est réalisée sur la base de points de contrôle déjà créés au cours de l'étape précédente et le modèle numérique de terrain MNT (Loesch et al., 2018). Il existe deux manières d'affiner les interférogrammes, avec ou sans la configuration orbitale. La différence entre les deux est que la prise en compte de la configuration orbitale donne de meilleurs résultats, mais nécessite au moins 7 points de contrôle au sol (SARMAP GCP Manual, 2015). Cela nous conduit au choix de la configuration orbitale pour cette étude, en raison du nombre de GCPs disponibles.

e- Inversion: première étape

C'est au cours de cette étape que le programme utilise la pile d'interférogrammes créée lors de l'étape du « processus d'interférométrie » pour calculer la topographie résiduelle et la vitesse de déplacement. Ce processus calcule la topographie résiduelle et la vitesse de déplacement en fonction des interférogrammes qui ont été aplatis et créés lors de l'étape précédente, en combinaison avec d'autres données calculées automatiquement par le programme, appelées facteurs de proportionnalité paire par paire (Halldén, 2017).

Pour l'estimation de la variation du taux de déplacement, on peut choisir ici l'un des trois principaux modèles: linéaire, quadratique et cubique. Le modèle d'inversion le plus robuste est le modèle linéaire car les autres modèles nécessitent une redondance de graphe de connexion élevée et des interférogrammes cohérents élevés pour fournir des résultats fiables. Généralement, sans connaissance préalable du comportement du déplacement dans la zone d'étude, le meilleur choix est le modèle linéaire (Loesch et al., 2018 ; Sarmap, 2013).

Donc nous avons utilisé la méthode linéaire où les interférogrammes sont réajustés (re - flattened) en fonction de ces nouvelles informations pour supprimer le déphasage (Loesch et al., 2018).

La formule "générique" utilisée pour la méthode linéaire dans cette étape est la suivante (Sarmap, 2013):

`

$$Phase = (H_{res} * K_1) + (V * T_1 * 4\pi/\lambda) \qquad \textbf{Eq.14}$$

- $Phase$ est la pile d'entrée des interférogrammes déroulés ;
- H_{res} est la hauteur topographique résiduelle à estimer ;
- K_1 est la proportionnalité entre la ligne de base (Baseline) et la topographie résiduelle ;
- V représente le taux de déplacement moyen à estimer ;
- T_1 est le temps entre les deux acquisitions de la paire d'images qui va être analysée ;
- λ est la longueur d'onde du capteur.

Dans le même contexte, le programme effectue également un deuxième déroulement de phases pour améliorer les données de la prochaine étape. Il est donc nécessaire de sélectionner les mêmes paramètres de déroulement des phases précédentes lors de l'étape « Processus d'interférométrie ».

f - Inversion: deuxième étape

Dans la deuxième étape, les interférogrammes déroulés ont été inversés à travers l'approche de décomposition en valeurs singulières (SVD) afin de dériver les séries chronologiques des déplacements (Lanari et al., 2007 ; Hu et al., 2014). L'objectif de cette étape est :

- d'estimer l'impact de l'atmosphère sur les phases interférométriques, en fonction des produits de l'inversion de la première étape ;
- de fournir une estimation plus précise de la vitesse du déplacement finale (Gaber et al,. 2017).

Les signaux atmosphériques ont été supprimés avec des opérations de filtrage temporel passe - haut et passe - bas (Ferretti et al., 2000). L'algorithme utilise deux filtres atmosphériques, passe - haut et passe - bas, pour corriger les effets atmosphériques et pour lisser la signature temporelle du déplacement en respectant certaines propriétés physiques de l'atmosphère (Kim et al., 2013 ; Loesch et al., 2018). Si le filtre atmosphérique passe - bas élimine les effets atmosphériques qui sont distribués spatialement, le filtre atmosphérique passe - haut supprime les effets atmosphériques distribués temporellement.

`

Au cours de cette étape, il est important de définir la puissance du filtre haut et bas. La valeur des filtres passe - bas est mesurée en mètres et fonctionne en comparant chaque pixel avec ses voisins. Une valeur élevée d'un filtre passe - bas signifie la suppression des effets à grande échelle, tandis qu'une valeur plus petite supprimera davantage les effets locaux (Kim et al., 2013 ; Sarmap, 2013; Halldén, 2017).

Pour le filtre passe - haut, un grand filtre sera préférable pour supprimer les effets avec une faible variabilité temporelle ; tandis qu'un petit filtre permettra de supprimer plus facilement les effets atmosphériques qui changent plus fréquemment. Plus le filtre est grand, plus l'effet de filtrage est important (Sarmap, 2013). Pour cette étude, on a laissé les valeurs proposées par le programme par défaut.

g - Géocodage

Le géocodage se produit lorsque les différents résultats des étapes précédentes sont transformés du format (slant range) en images géocodées ou les distances vont être converties en terme de distance au sol. Ces images vont avoir la même taille de pixel et correspondent à un même système de coordonnées. Dans cette étude, le résultat est une image géocodée selon la projection cartographique cylindrique UTM (Universal Transverse Mercator) Zone 32N, montrant la vitesse de déplacement dans la zone d'étude, mesurée en mm/an.

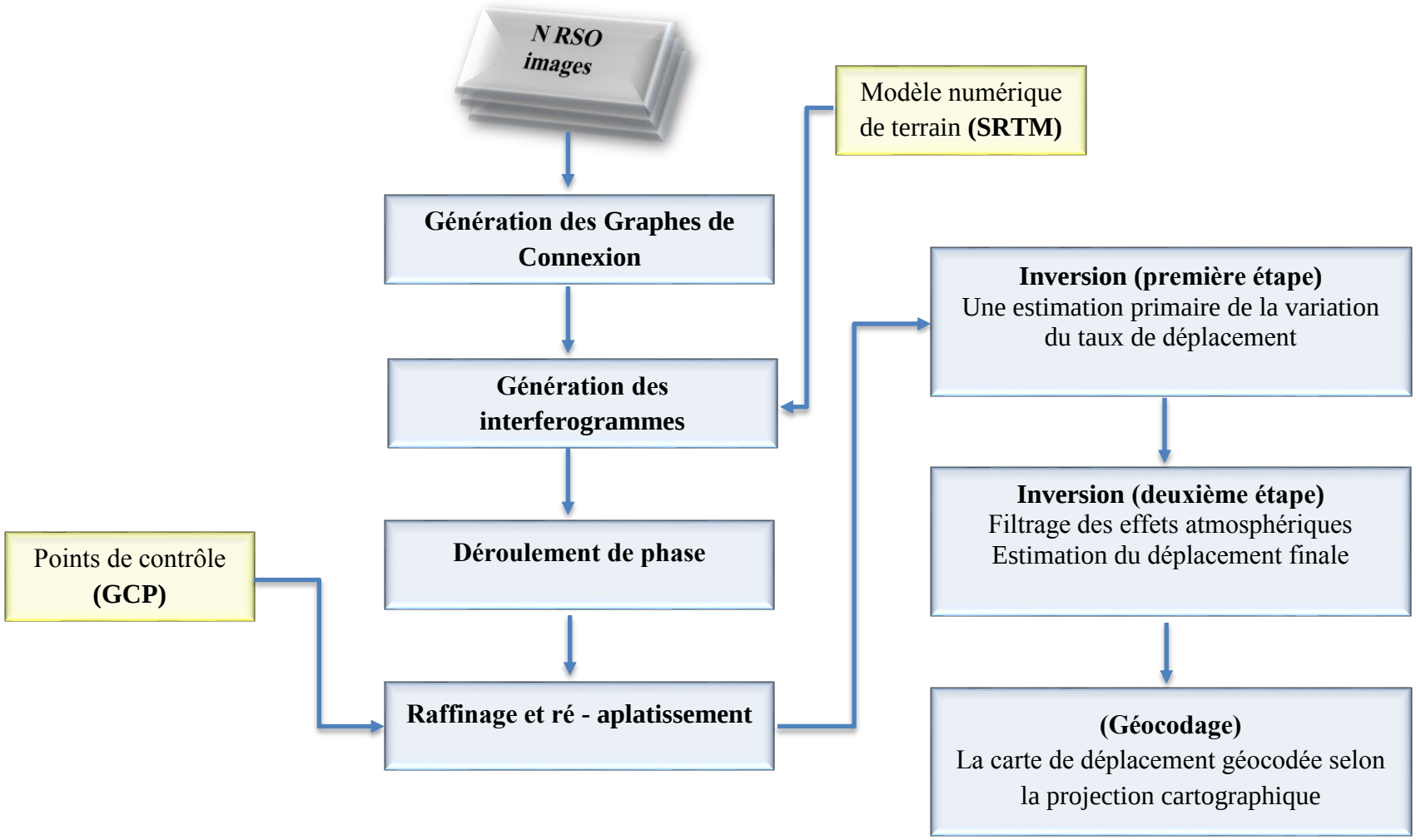


Figure 142 - Chaine de traitement SBAS (Sarmap, 2013), modifiée

`

V – Produits et analyse des résultats de la méthode SBAS

1 - Analyse de l'évolution temporelle des déformations

Le traitement des données acquises à partir des capteurs satellitaires radars à synthèse d'ouverture (RSO) en orbites descendante et ascendante, a permis de distinguer des mouvements différentiels affectant plusieurs zones dans le secteur du Grand Tunis.

En visualisant les cartes de déplacement, on note que les résultats obtenus par la méthode interférométrique SBAS des données Envisat (2003 - 2007) et ceux de la méthode sentinel - 1 B (2016 - 2018) montrent généralement une cohérence parfaite. On remarque que les zones affectées par un phénomène d'affaissement dans la première période vont continuer à se déplacer durant la deuxième période mais avec une vitesse différente. Les déformations de surfaces sont identifiées surtout pour la partie nord et nord - est de Sebket Essijoumi, la partie ouest du lac de Tunis et la plaine alluviale de l'oued Méliane qui est située dans la région de Mornag (Fig. 13). La répartition des points qui représentent la vitesse de déplacement au sein de la zone d'étude n'est pas homogène. La densité de ces points est excellente dans la ville de Tunis et diminue progressivement vers les parties sud et nord de la zone d'étude ce qui correspond à la présence d'une végétation très dense telles que les zones rurales ou agricoles et aussi suite à la perte de cohérence entre les interferogrammes dans ces zones.

Pour mieux comprendre et analyser l'évolution temporelle des déplacements qui sont apparus dans les différentes zones du Grand Tunis, nous avons essayé de présenter une étude analytique. Cette dernière sera suivie par des comparaisons quantitatives entre les résultats sur les zones affectées par la déformation, pour voir si ces mouvements sont provoqués suite à des facteurs naturels (tectonique) ou anthropiques.

2 - La région de Tunis

a - Contexte topographique et géologique

La ville de Tunis s'étend sur une superficie de près de 220 km^2 (Fig. 141). Elle est caractérisée par une forte densité de population qui est supérieure à 4000 personnes/km^2. La ville s'est développée sur une série de collines de direction approximative N - S formant

`

un bourrelet correspondant aux lieux dits la Kasbah, Montfleury, Ras Tabia, Notre - Dame de Tunis, La Rabta et la Saida Manoubia

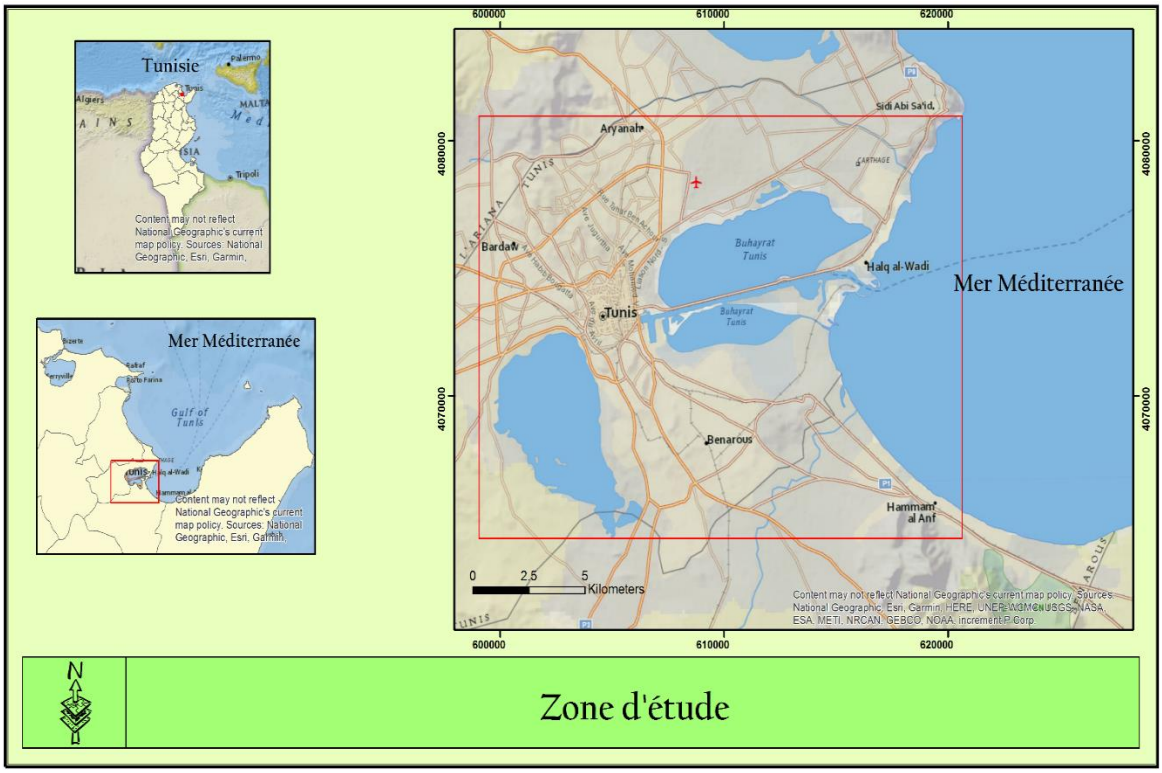


Figure 143 - Présentation de la région de Tunis étudiée par interférométrie SBAS

Cette zone est limitée à l'Est et à l'Ouest par deux grandes dépressions correspondant respectivement :

- au lac de Tunis qui s'étend en direction de la dépression de l'Ariana dont une partie est occupée par la Sebkha de l'Ariana ;
- à la Sebkha d'Essijoumi qui s'étend en direction de la plaine de Mannouba - Oued Ellil.

A l'affleurement le bourrelet qui sépare les deux dépressions est formé par des terrains appartenant au Campano - Maastrichtien et au Paléocène - Eocène (Fig. 142). Les calcaires éocènes affleurent à Saida El Manoubia, et au niveau de Sidi Belhassen. Ils sont surmontés par les argiles de l'Eocène supérieur et les sables et argiles de l'Oligocène et du

`

Mio - Plio - Quaternaire. Ces reliefs descendent en pente douce vers le lac de Tunis et ils sont caractérisés ainsi par des altitudes qui varient entre 20 et 49 mètres.

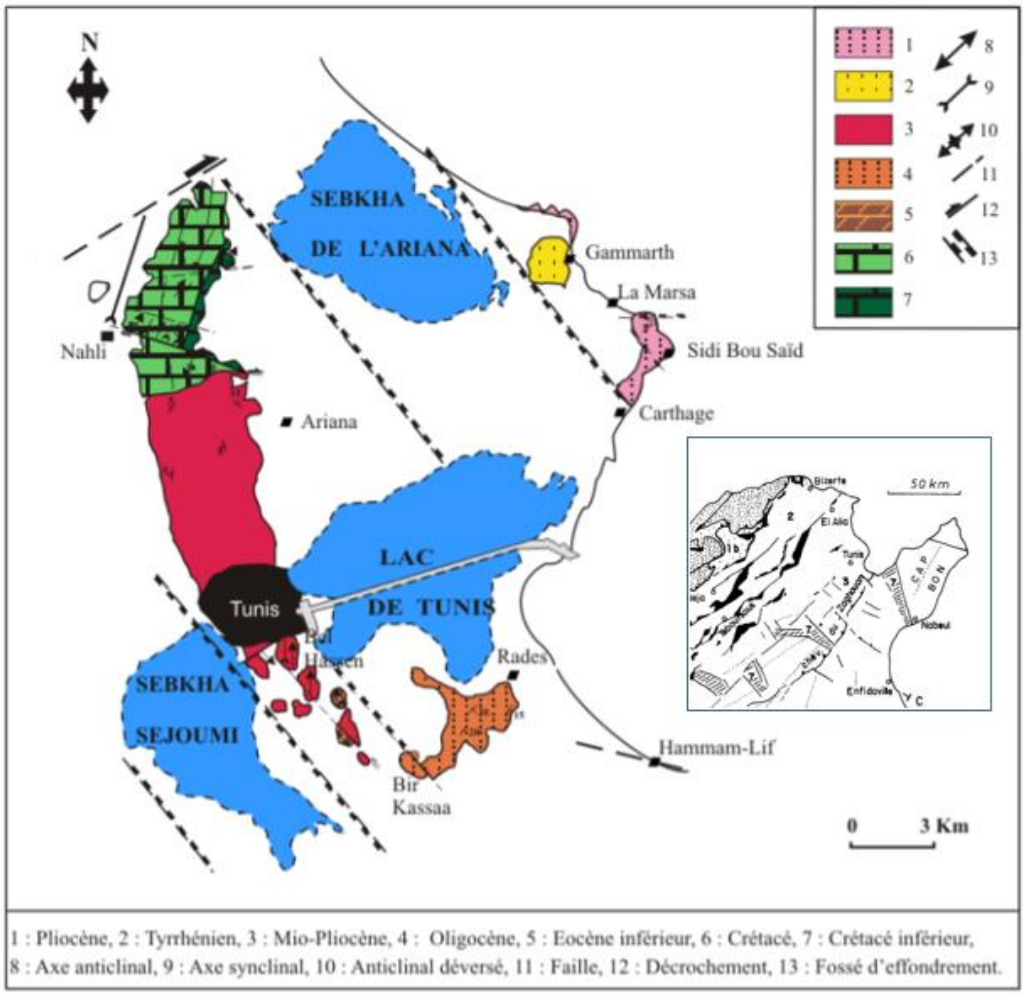


Figure 144 - Carte morphostructurale de la région du grand Tunis mettant en évidence l'origine tectonique des dépression du grand Tunis (d'après Pini, 1972 ; Ben Ayed et Viguier, 1978 ; Ben Ayed et al., 1985 ; in Zaara Ben Mosbah, 2012)

Par ailleurs, les travaux de reconnaissances géotechniques ont permis de décrire les terrains du remplissage des dépressions du Lac de Tunis et de sebket Essijoumi. Il s'agit généralement de remplissage d'argiles et de sables appartenant au Pliocène et au Quaternaire contenant un niveau métrique de calcaire construit (May, 2010 ; Zaara, 2012). Le tout est coiffé par de la vase. La puissance de ces séries est variable selon la profondeur

`

des terrains explorés. Mais de manière générale la puissance augmente en direction de la partie centrale des dépressions.

Plus tard l'urbanisation a envahi le côté est de la médina, situé en bordure du lac de Tunis. Il s'agit d'une ancienne zone marécageuse qui a connu, ces dernières années, beaucoup de désordres sur certains bâtiments, comme c'est le cas de la photo de la figure 143. Il s'agit d'un bâtiment type R+ 6 qui a commencé à s'enfoncer dans un terrain compressible quelques années après sa construction.

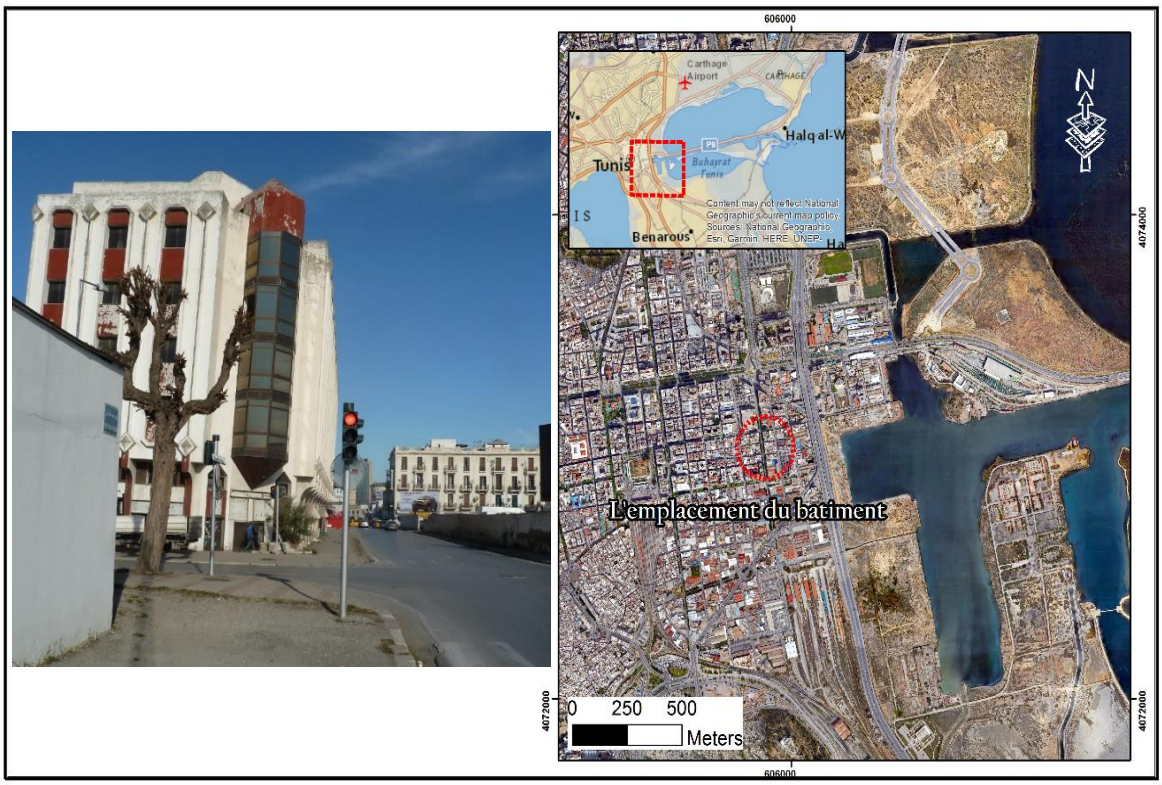


Figure 145 - Exemple d'un bâtiment construit à la fin des années 80, en face de l'ancien port de Tunis, montrant une inclinaison de quelques degrés vers l'Est, actuellement abandonné (Rue Saad Zaghloul)

De même, du côté est de la médina, des bidonsvilles se sont développés et ont envahi une très grande partie de la dépression de Essijoumi.

`

Sur le plan tectonique, sebkhet Essijoumi et le lac de Tunis correspondent à des fossés d'effondrement limités par des failles bordières (Fig. 144). Le contrôle tectonique aurait été à l'origine de l'épaississement des séries du Mio - Plio - Quaternaire de ces deux dépressions.

L'assemblage des cartes géologiques à l'échelle du 1/50.000 de l'Ariana, La Marsa, La Goulette et Tunis (Fig. 144) montre que les affleurements des formations carbonatées du Crétacé, du Jurassique et de l'Eocène constituent les zones montagneuses et les dépôts alluviaux du Quaternaire constituent les affleurements les plus étendus de la ville de Tunis. Ces derniers couvrent toutes les plaines et une partie importante des reliefs situés dans le secteur d'étude.

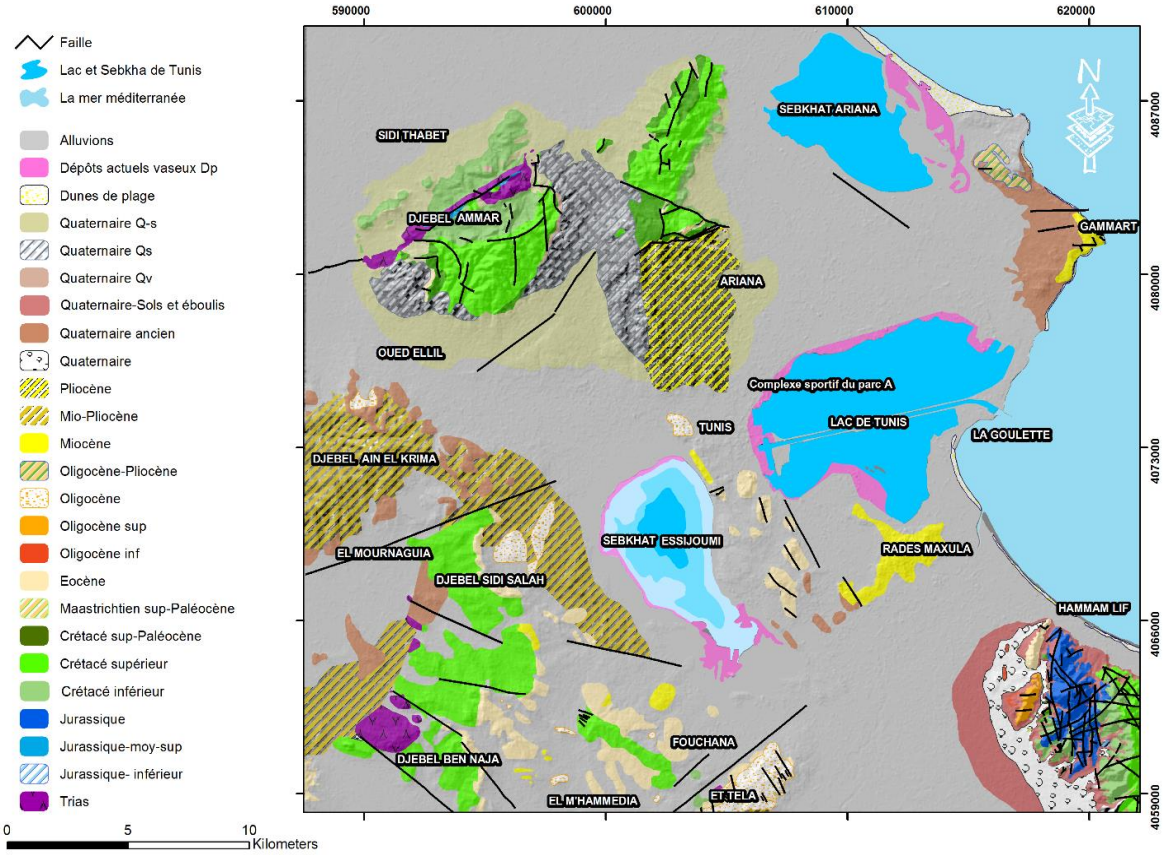


Figure 146 - Assemblage des cartes géologiques à l'échelle du 1/50.000 de l'Ariana, de la Marsa, de Tunis (Ferchichi et al., 2017) et de la Goulette (ONM), modifiée

`

En résumé, la zone d'étude est dominée par des plaines alluviales d'âge quaternaire récent (Holocène) qui sont constituées par des alternances de dépôts fins vaso- argileux, de sables et d'alluvions plus ou moins grossières. Les zones déprimées occupées par des sebkhas sont à l'origine des avancées deltaïques de l'oued Medjerda formant des alluvions fluviatiles constituées par des lentilles sableuses dans une masse argileuse et des sédiments évaporitiques.

Les formations du Miocène et du Pliocène sont constituées par des alternances de couches argilo - marneuses et de dépôts sableux. Les collines du Belvédère et de ses environs, sont formées de séries argileuses du Mio - Pliocène (Kaâniche et al., 2000).

Les formations du Crétacé et de l'Éocène inférieur sont constituées par des alternances marno - calcaires et calcaires. Ces dépôts affleurent sur les reliefs du secteur sont généralement très déformés (plissées ou faillées). Par exemple, les collines de Sidi Belhassen et de Saïda El Mannoubia sont formées de calcaires de l'Eocène inférieur.

b - Contexte sismotectonique

La sismicité de la Tunisie est modérée par rapport à celle d'autres régions méditerranéennes telles que l'Algérie et le Maroc (Kacem, 2004 ; Ben Hassen, 2012; Mansour et al., 2013). Le plus important séisme est survenu le 1er décembre 1970 avec une magnitude de 5.1 sur l'échelle de Richter et il a causé de graves dégâts à certains bâtiments de Tunis sans faire de victimes enregistrées (Ambraseys, 1962; Vogt, 1993, Mansour et al 2013, Mellouli, 1984). Cependant, avant le XXeme siècle, la région de Tunis a été affectée par deux séismes majeurs qui étaient considérés comme destructeurs. Le premier a eu lieu en décembre 856, avec une intensité de IX et une magnitude de 6.2, causant la mort de 45 000 victimes (Mansour et al., 2013). Le second a frappé la région en 1758 avec une intensité de IX détruisant un grand nombre de maisons et faisant plusieurs milliers de morts (Ambraseys, 1962; Mansour et al., 2013).

D'après les travaux de (Dlala et Kacem, 2002), il s'est avéré que l'origine des séismes qui ont frappé la limite nord du lac de Tunis sont liés à la faille NW - SE du Jebel Nahli et qui s'étend sur une dizaine de kilomètres et qui le décale en décrochement senestre. Cet accident montre une activité récente en affectant les derniers encroûtements calcaires

`

et les silts rouges d'âge pléistocène supérieur (Dlala et Kacem, 2002). Cet accident majeur apparaît sur plusieurs kilomètres. Il s'agit d'un décrochement senestre de direction N - S, affectant les dépôts quaternaires les plus récents (Kacem, 2004).

Dans le même contexte, un décrochement sénestre de direction N - S apparaît sur plusieurs kilomètres limitant les dépôts marneux d'âge pliocène dans la zone d'El Manzeh et les dépôts quaternaires de la zone d'El Mnihla. Cet accident majeur affecte les dépôts quaternaires les plus récents. On peut même y observer des indices de glissement (Kacem, 2004).

Un réseau de failles normales avec la direction NE–SW à Jebel Nahli - Jebel Amar affectent aussi les plus récents affleurements du Quaternaire. Ces déformations récentes de faible ampleur affectent les gisements récents et les moins profonds par conséquent elles prouvent que la région du Grand Tunis est caractérisée par des foyers sismiques très superficiels (Dlala et Kacem , 2002).

Les formations quaternaires récentes situées à proximité du lac de Tunis et de la sebkha Essijoumi sont exposées aux phénomènes de liquéfaction (Bouden - Romdhane et al., 2002). D'après les travaux élaborés par Anibi et Bouden - Romdhane (2007), ces sédiments ont un caractère instable et constitue un facteur aggravant en termes de risque sismique. En effet, la figure 145 représente la variation du potentiel de liquéfaction avec la profondeur pour un PGA de 0,15 g (accélération maximale du sol) et qui est calculé selon une analyse déterministe des risques.

c - Interprétation des résultats

D'après les travaux menés sur le Grand Tunis par Castany (1954), Molinier et Picard (1954), Mellouli (1984), Ben Mammou, (1992), Kaâniche et al., (2000), Bouden - Romdhane et al. (2002), Dlala et Kacem (2002), Kacem (2004), May et al. (2010), Ouerghi (2014) et May et al. (2015), on peut considérer que cette région est une zone exposée aux risques naturels.

Parmi les risques qui posent un vrai problème dans la zone d'étude, on distingue les glissements de terrain qui ont affecté la zone de Sidi Bou Said (Castany, 1954 ; Molinier et Picard, 1954 ; Mellouli, 1984) (Fig. 146).

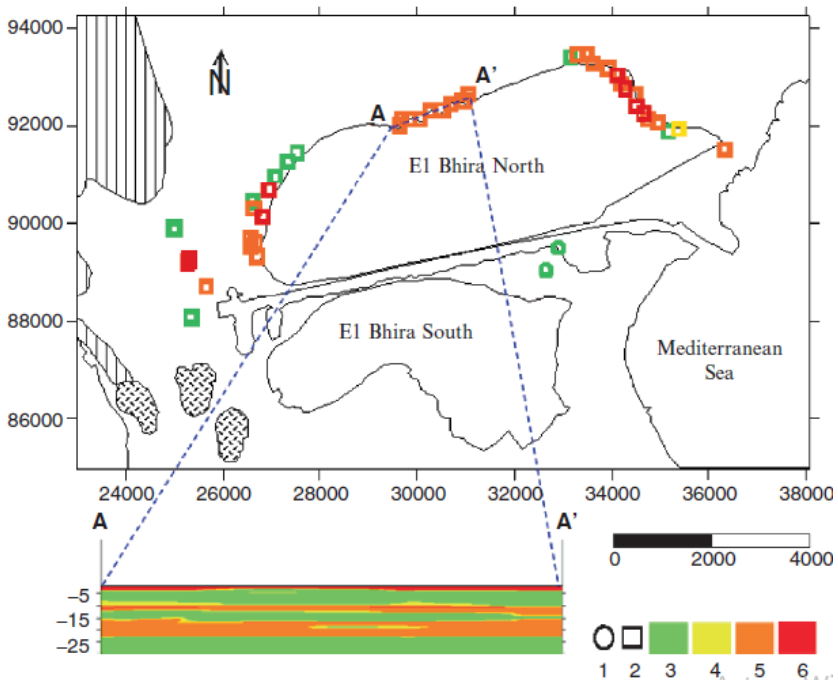


Figure 147 - Sensibilité à la liquéfaction pour un PGA attendu de 0,15 g, à une profondeur de - 15 m (Anibi et Bouden – Romdhane, 2007), modifiée
3 - pas de liquéfaction, 4 - faible potentiel de liquéfaction,
5 - potentiel de liquéfaction modéré, 6 - fort potentiel de liquéfaction.

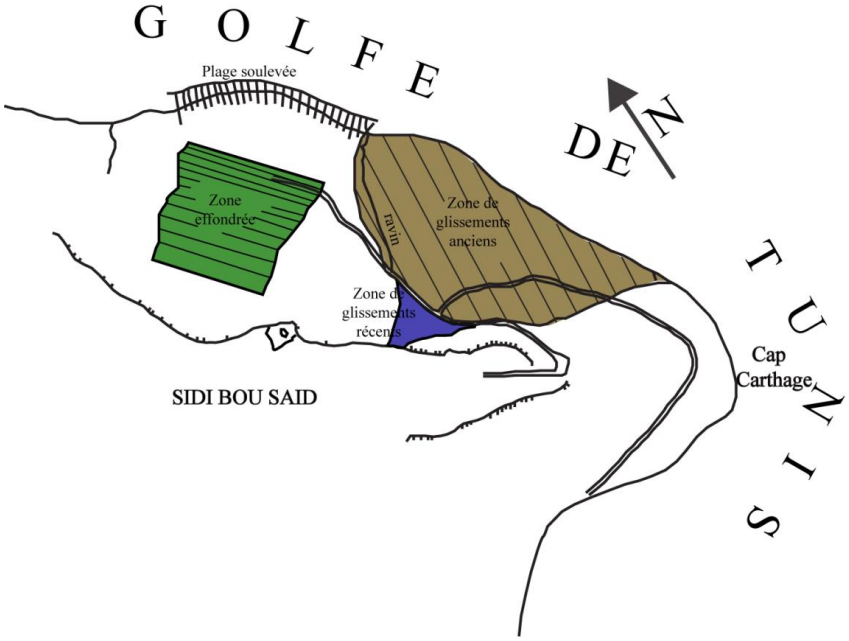


Figure 148 - Schéma des mouvements de terrain de Sidi Bou Said (modifiée de Castany 1954 in Mellouli, 1984)

`

D’autres affaissements de terrain ont été détectés à l’Est de Sebkhat Es - Sijoumi (Ben Mammou, 1992), les activités tectoniques récentes qui ont été observées au Jebel Ammar (Kacem, 2004), les affaissements qu’on a observé sur la marge occidentale du lac de Tunis dans une zone urbaine, etc… Ces risques naturels potentiels peuvent entrainer à court ou à long terme des victimes et des pertes économiques et des effets négatifs sur l'environnement.

L’analyse SBAS effectuée sur les images Envisat (2003 - 2007) et sentinel - 1 B (2016 - 2018), montrent une cohérence entre les zones affectées par des déformations pour les deux périodes (Figs. 147 et 148).

Cette analyse post - traitement des données radar montre, en effet, un affaissement qui affecte le Sud et le Nord - Est de Sebket Essijoumi, ainsi que la partie occidentale du lac de Tunis. Pour déterminer l’origine de ces mouvements différentiels, il convient d'examiner les différents paramètres tels que les facteurs géologiques et géotechniques et les activités humaines liées au développement urbain récent.

D’après les cartes de déplacement (Figs. 147 et 148), on note que la zone localisée sur les berges ouests du lac de Tunis est affectée par un affaissement pendant les deux périodes (2003 - 2007) et (2016 - 2018). Ces déplacements différentiels sont continus durant les deux périodes. Par conséquent, ils doivent correspondre à un phénomène de subsidence continue dans le temps. Pour les données Envisat en orbite descendante, on observe une vitesse linéaire négative de - 13.98 mm/an dans le sens de visée du satellite et de - 19 mm/an (Bleu) pour les données en orbite ascendante Sentinel - 1 B. Pour la zone située aux bords de Sebkhat Es Sijoumi et plus précisément à l’Est de la sebkha, on observe aussi des mouvements négatifs dans le sens de visée du capteur de - 9.91 mm/an pour les données ascendantes Envisat et - 14 mm/an pour les données sentinel - 1 B.

Pour les autres zones situées aux alentours des deux sites précédents, la carte de vitesse moyenne montre une dominance de la couleur jaune - vert ce qui signifie que la variation de vitesse est faible dans ces secteurs, donc ils représentent les zones les plus stables. Les zones rouges se soulèvent, les zones bleues s'affaissent par rapport à la ligne de visée du satellite.

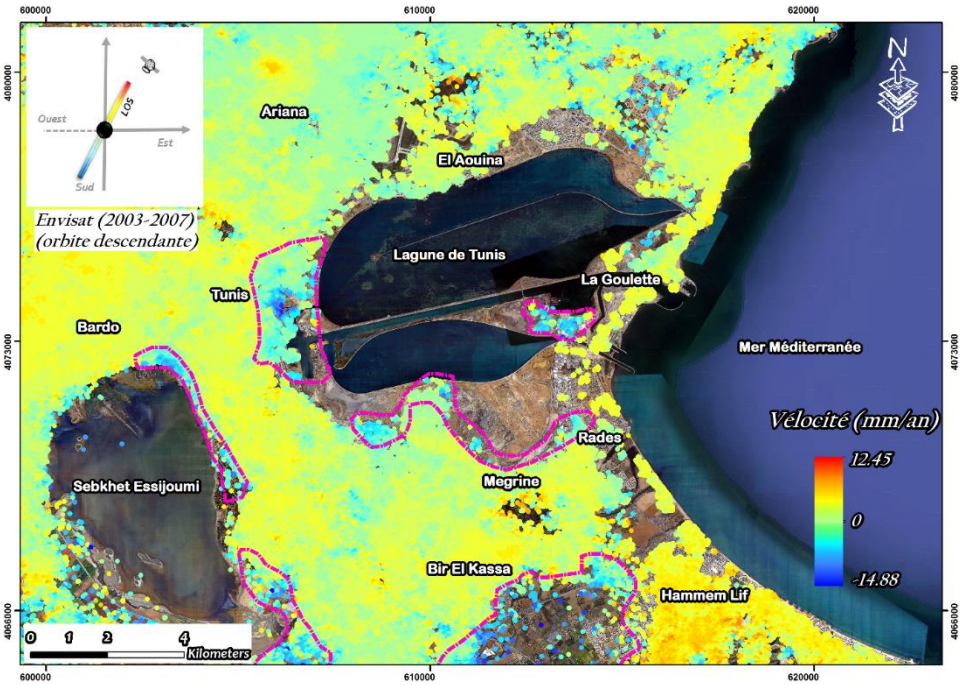


Figure 149 - Carte des déplacements de la zone d'étude (mm/an), satellite Envisat (2003 - 2007)

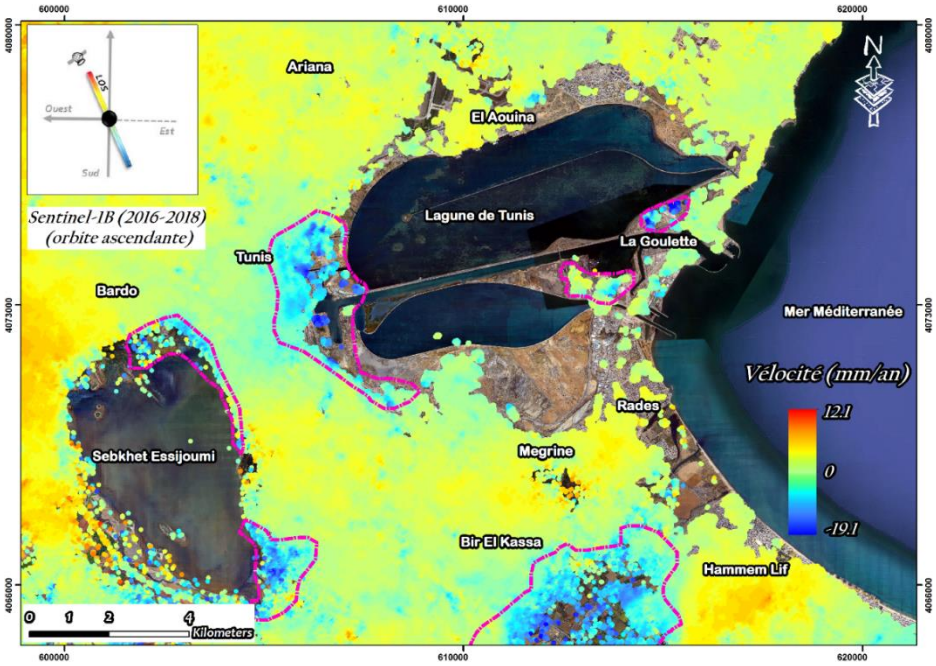


Figure 150 - Carte des déplacements de la zone d'étude (mm/an), satellite Sentinel - 1B (2016 - 2018)

`

Afin de définir clairement les problèmes de déplacement survenu sur les deux sites, nous allons comparer les résultats obtenus de la méthode d'interférométrie SBAS avec quelques études géotechniques et géologiques menées dans la ville de Tunis. Les résultats de ces différents travaux de recherche qui ont été essentiellement liées à la caractérisation géotechnique du sous - sol seront évoqués dans la section suivante.

La première carte géotechnique de la ville de Tunis a été établie par Guilloux et Nakkouri (1976) (Fig. 149). Cette étude effectuée sur la ville de Tunis, a permis d'évaluer et de caractériser la plaine de la zone d'étude, en montrant qu'elle est constituée par des dépôts alluvionnaire d'âge quaternaire. En effet, ces sédiments sont formés de boue, d'argiles et de sables. D'après ces travaux, ces alluvions sont considérées comme un sol compressif (Guilloux et Nakkouri, 1976).

Les travaux de recherches réalisés par Kaaniche (1989) ont révélé que les sédiments de la plaine de la ville de Tunis présentaient plutôt des caractéristiques géotechniques médiocres.

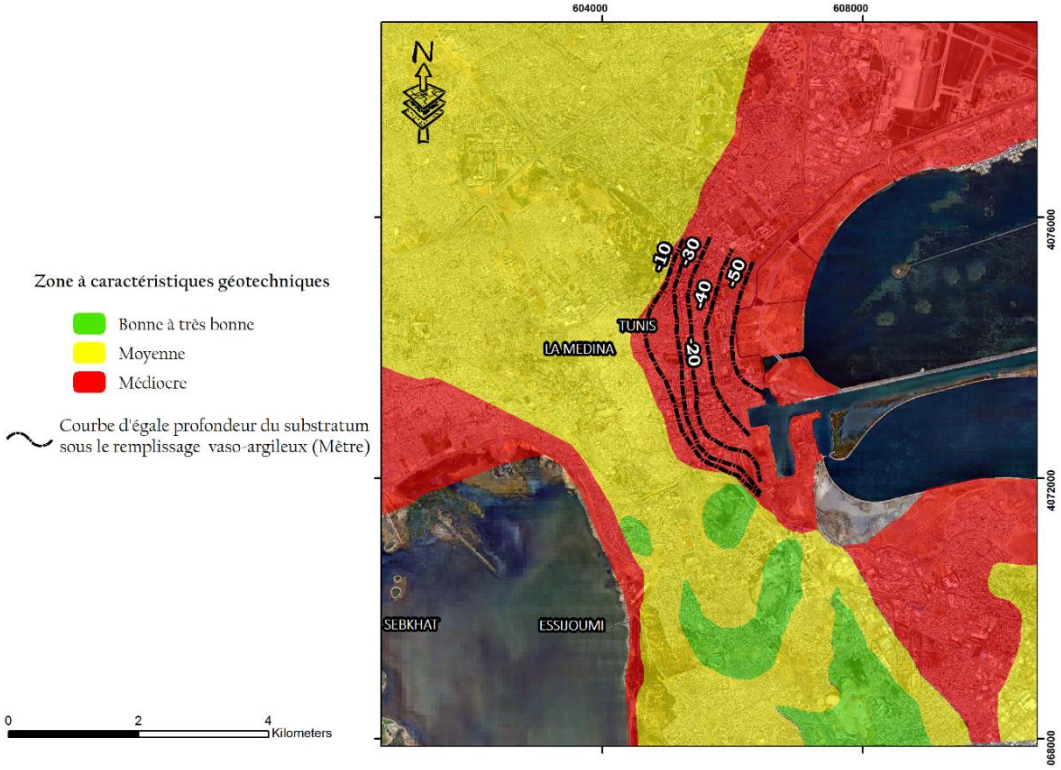


Figure 151 - Carte géotechnique de la ville de Tunis (Guilloux et Nakkouri , 1976), modifiée

`

Cette étude montre que les dépôts de cette zone sont caractérisés par la présence de corps sableux dans un complexe vaseux profond dont la géométrie est sous forme de lentilles, des calcaires tufeux, des remblais et un complexe sableux - argileux. Les corps sableux sont répartis d'une façon aléatoire dans le secteur et ils disparaissent latéralement. Cette disparition est à l'origine des tassements différentiels décrits par Kaaniche (1989). L'hétérogénéité dans la lithologie ainsi décrite aurait favorisée le tassement différentiel ce qui entraine de sérieux désordres géotechniques dans la région en affectant les constructions par de graves fissurations. Une carte géotechnique a été élaborée par Kaaniche dans cette étude (Fig. 150). Elle montre la subdivision de la ville de Tunis en quatre zones en se basant sur les propriétés des formations lithologiques, les profils géologiques et les caractéristiques géotechniques.

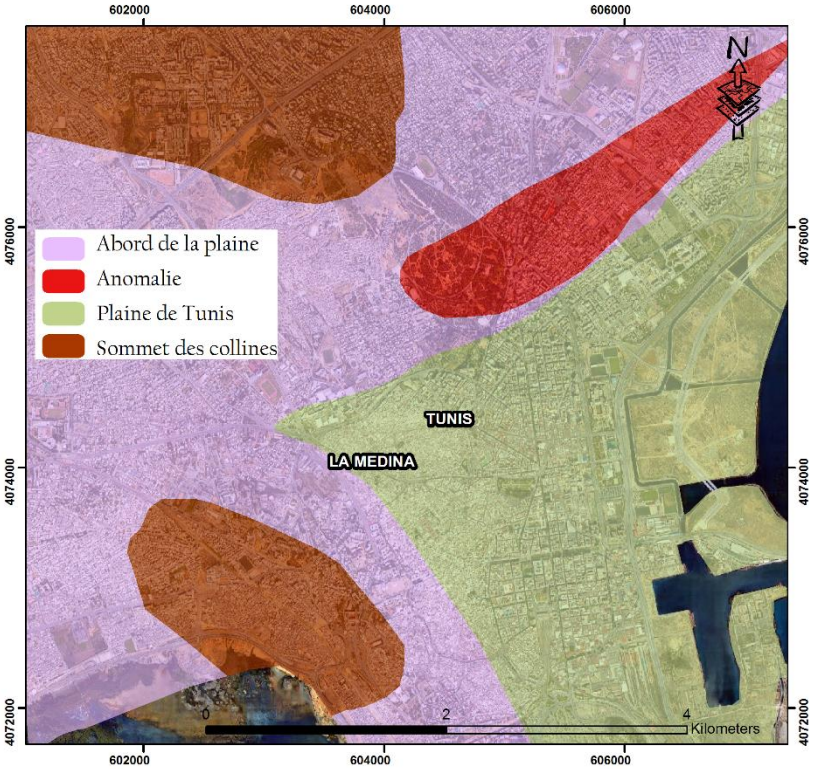


Figure 152 - Carte géotechnique de la ville de Tunis (Kaaniche, 1989), modifiée

`

D’après les résultats interferométriques, la partie subsidente est la zone I qui représente la plaine de Tunis. Le sol et le sous - sol de ce secteur y sont constitués par des remblais, un complexe vaseux et un complexe argilo – sableux :

- les remblais sont une formation anthropique dont l’épaisseur varie de 1 à 8 m. Les caractéristiques géotechniques de ces dépôts sont très hétérogènes à cause de la diversité de ses matériaux ;
- la couche de vases superficielles est un complexe vaseux surmontant les remblais. Cette formation occupe les vingt premiers mètres du complexe vaseux de Tunis. Les caractéristiques géotechniques de cette formation vaseuse sont médiocres. D’après les essais in - situ effectués dans le laboratoire, ce complexe vaseux correspond à un mauvais terrain qui est caractérisé par une faible résistance. Du point de vue géotechnique, cette formation est caractérisée par des tassements importants ;
- la couche de vases semi - profondes correspond à des dépôts sous - consolidée. Elle est caractérisée par une importante extension latérale sur le site par rapport à la couche des vases profondes. Elle se situe entre –20 et –40 m ;
- la couche de vases profondes est une formation épaisse (Fig. 150) sous - consolidée dont la profondeur est de l’ordre de – 40 m et son épaisseur est de 20 m. Ces dépôts vaseux sont aussi constitués par des alternances de couches sableuses logées dans certain endroit du complexe vaseux et par des niveaux sableux et argileux sous forme de lentille. Ces lentilles sont caractérisées par une extension et une épaisseur aléatoire. Elles sont très abondantes surtout en plein centre de la capitale ;
- le complexe argilo - sableux constitue le substratum de la zone d’étude, il est surmonté par la "cuvette vaseuse". La profondeur de cette formation augmente graduellement vers le Lac de Tunis ou elle peut atteindre 50 mètres. Les caractéristiques géotechniques du substratum sont très bonnes. Ce complexe argilo-sableux est considéré comme un type de sol consolidé.

Les recherches menées par May et al. (2015) a permis de contribuer à la compréhension des paramètres géotechniques des alluvions du Quaternaire de la ville Tunis et d’établir des cartes de zonage montrant la variabilité de ces paramètres en se basant sur des échantillons provenant de données de forages géotechniques.

`

Des tests mécaniques et des tests in situ ont été réalisés dans cette étude pour évaluer les propriétés géotechniques des dépôts alluviaux quaternaires de Tunis (May, 2015). Par la suite, la zone d'étude a été subdivisée en six zones pour simplifier l'étude des caractéristiques géotechniques des alluvions quaternaires (Fig. 151).

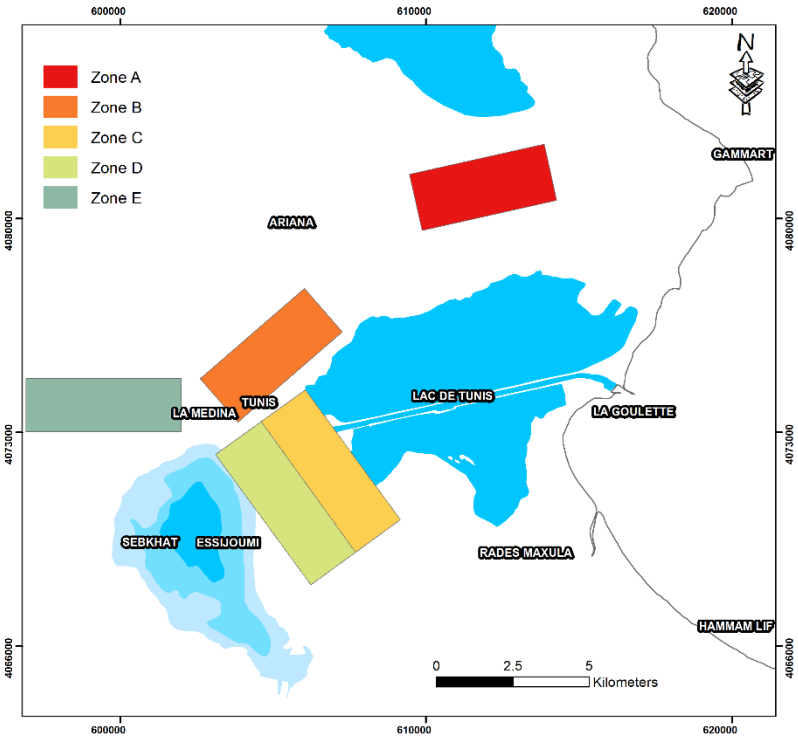


Figure 153 - Zonage géotechnique effectué dans la région de Tunis (May et al., 2015), modifiée

***La zone A**

Les alluvions du Quaternaire situées dans la partie sud de la Soukra et de la Charguia montrent des sédiments formés de remblais, une couche d'argiles et de sables, de tufs minces et de sables et de silts consolidés. Les résultats des tests effectués dans un laboratoire sur les échantillons montrent que les sols dans ce secteur sont meubles, non gonflants et peu compressibles. Dans la zone A, les sols sont caractérisés par des propriétés géotechniques moyennes (Fig. 152).

`

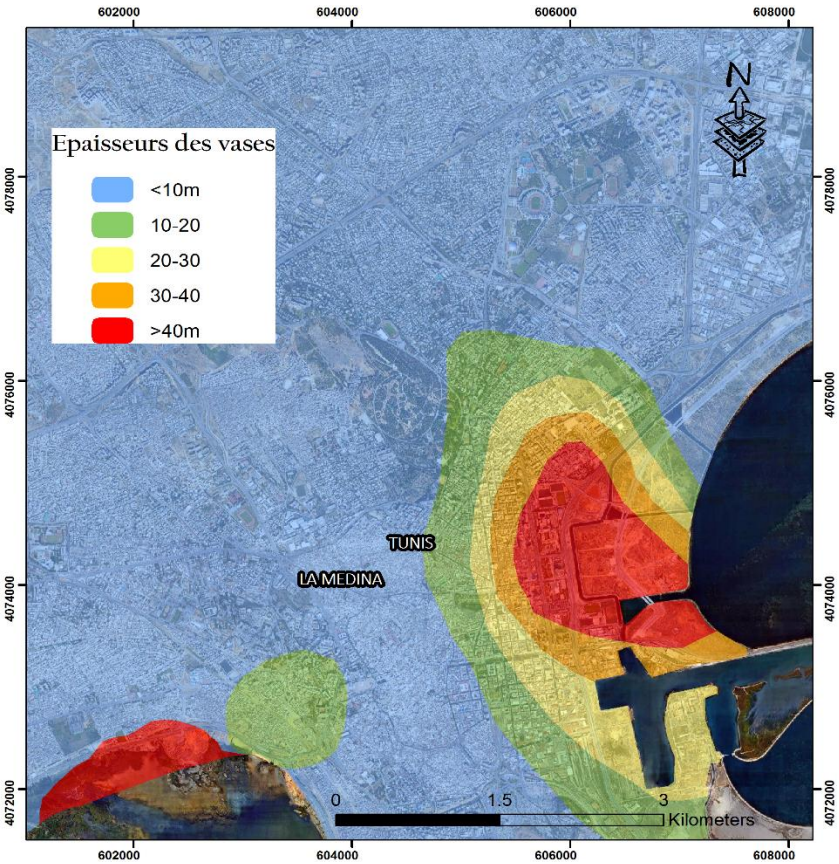


Figure 154 - Distribution spatiale des épaisseurs des vases dans la région de Tunis (Kaaniche, 1989), modifiée

***La zone B**

Cette zone est située entre le lac de Tunis et les collines du Belvédère. Elle est constituée de remblais, de sables, d'argiles, de tufs, d'éléments grossiers et de vases. Les sous - sols contiennent des argiles et des gypses. Ces gypses sont caractérisés par une teneur en eau élevée. Les sédiments de ce secteur sont classés en tant que matériaux plastiques à haute densité.

Les niveaux sableux sont très compacts et ils sont adaptés aux fondations peu profondes. En général, les sables et les tufs présents dans cette zone sont considérés comme un bon sol de fondation.

***La zone C**

Les sédiments quaternaires de la zone C sont constitués de vases, d'argiles sableuses, de sables vaseux, d'éléments grossiers et de tufs. Les dépôts vaseux sont très

`

compressibles. Les corps sableux se distinguent par une faible épaisseur et sont discontinus latéralement et ils peuvent engendrer des tassements différentiels. En effet, les sédiments situés dans la plaine de Tunis sont caractérisés par une mauvaise qualité géotechnique.

***La zone D**

Dans cette zone, le corps carotté présente une succession lithologique composée d'argiles, de sables, de tufs et de marnes. Les échantillons d'argiles analysées dans cette zone montrent que ces sédiments sont caractérisés par une plasticité modérée à élevée. Dans ce secteur, seules les anciennes cavités créées par l'homme dans la localité d'El Kasba posent des problèmes géotechniques.

***La zone E**

Dans cette zone, le sol est constitué principalement de sables et d'argiles à éléments grossiers et de tufs. Le problème majeur dans cette zone est l'abondance d'argiles gonflantes qui sont caractérisées par une qualité géotechnique médiocre. Ces types de roches gonflantes peuvent provoquer des dommages dans les bâtiments et créer des désordres importants aux fondations. Dans la zone E, les niveaux lithologiques sont formés de tufs et de sables, et ils sont caractérisés par une bonne qualité géotechnique.

Afin de faciliter l'interprétation géotechnique de la zone d'étude, les principaux paramètres géotechniques telles que la profondeur des fondations et la capacité portante du sol (Ansal et al., 2001) ont été cartographiés par May (2015), en utilisant la méthode d'interpolation par voisins naturels.

La figure 153 montre que la profondeur des fondations semble être plus élevée à trois endroits de la ville de Tunis. Les zone1 (Lac de Tunis et ses environs), la zone 2 la ville de Carthage et ses environs ; la zone 3 (Radès) sont caractérisées par la présence de niveaux vaseux ayant de faibles caractéristiques de résistance dynamique. Il s'agit d'un sol compressible qui aurait une influence considérable sur l'évaluation de la profondeur des fondations.

Les niveaux lithologiques de la zone 2 (la région de Carthage) sont caractérisés par une faible résistance dynamique causée par les épaisses couches de remblais.

`

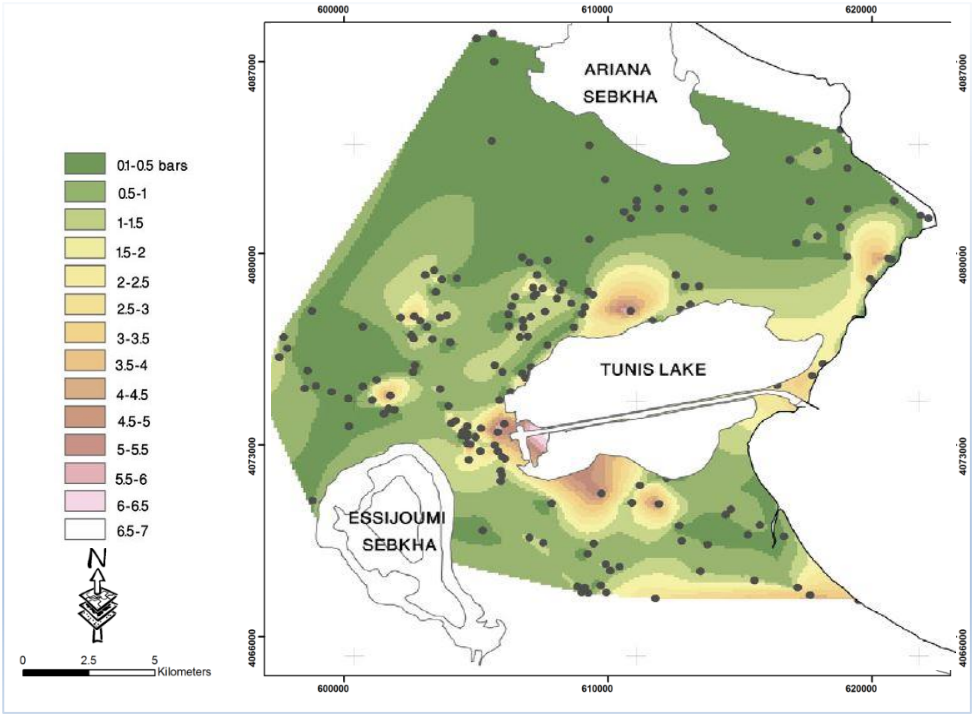


Figure 155 - Schéma présente une distribution spatiale de la profondeur des fondations cartographiées à partir des informations géotechniques obtenues par l'analyse des échantillons (dépôts alluviaux quaternaires) (May et al., 2015).

Dans le cadre de la prévention des risques naturels dans le grand Tunis, une autre étude a été effectuée par May et al. (2010) montrant la réalisation d'une carte géotechnique de la zone d'étude en utilisant la méthode d'analyse multicritère (MCDA). L'intégration, la classification et la superposition des couches géo - référencées telles que les zones à risque d'inondation, les profondeurs de la nappe phréatique, les zones soumises à la liquéfaction, la carte des pentes de la zone d'étude, la carte lithologique, la carte sismotectonique et la carte géotechnique, dans un logiciel SIG a permis de cartographier les aléas naturels possibles dans la zone urbaine du Grand Tunis. La figure 154 montre la carte géotechnique élaborée par May (2010) ou la région d'étude a été subdivisée en quatre zones :

- zone 1 : zone basse à risque d'inondation dont les sols sont formés d'alluvions, tufs, croûtes et vases ;

`

- zone 2 : caractérisée par la présence de niveaux vaseux et de remblais dont la profondeur du substratum est supérieure à 65m avec risque d'inondation ;
- zone 3 : c'est une zone basse à risque d'inondation et de glissement. Les dépôts sédimentaires sont formés d'alluvions, tufs, croûte et vase avec des niveaux sableux ;
- zone 4 : c'est une zone haute qui représente des risques de perturbations superficielles à cause de sa morphologie. Les sédiments de ce secteur sont formés de calcaires et de marnes. Les sols sont compacts intercalés par quelques niveaux d'argiles à potentiel de gonflement élevé.

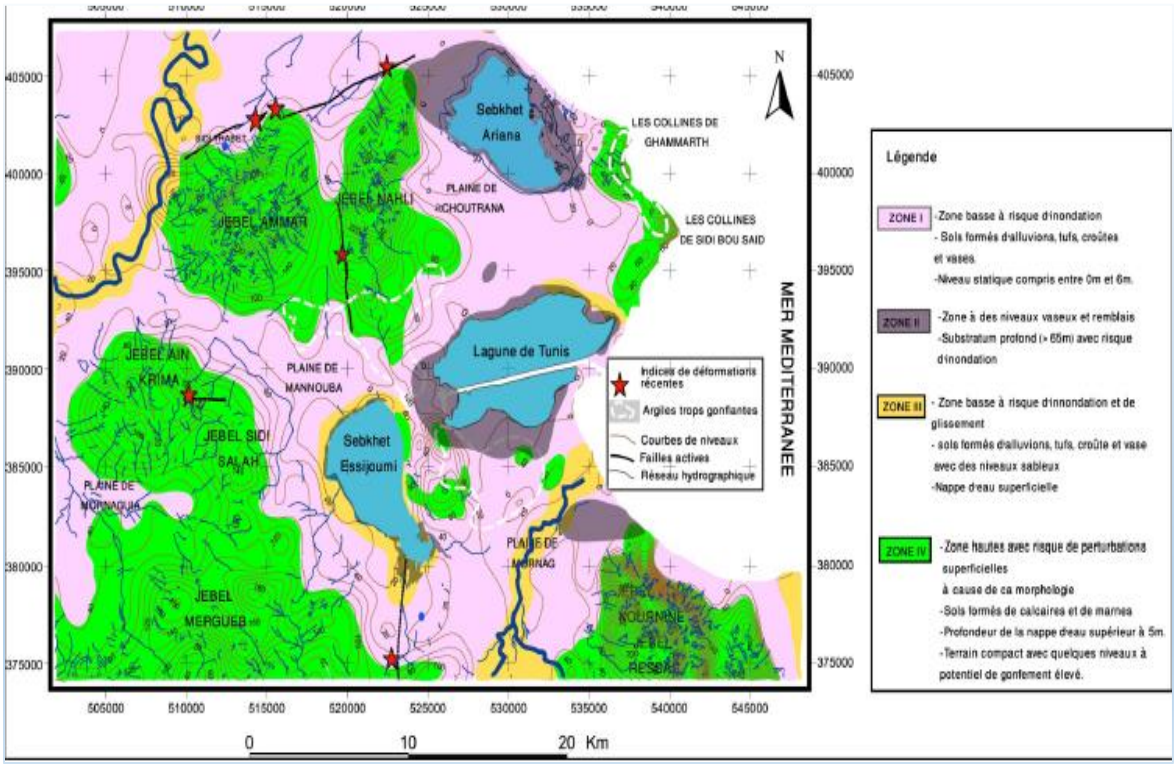
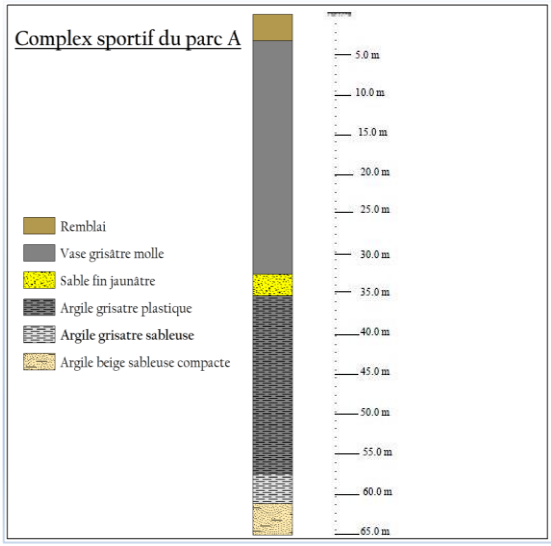


Figure 156 - Carte du zonage géotechnique de la zone du Grand Tunis, (May et al., 2010)

Les travaux de recherches qui ont été menés par Bouassida et Klai (2016) traitent aussi des problèmes et des risques de tassements différentiels causés par la médiocrité de la qualité géotechnique des horizons vaseux dans la région de Tunis. La figure 155 montre la lithologie du sol dans la région de Tunis (Complexe sportif du parc A).

`

Cette coupe géotechnique (reconstituée à partir de sondages carottés) indique une mince couche de remblai qui surmonte la vase molle de Tunis dont la profondeur est de l'ordre de 40m. Ce type de sol saturé est caractérisé par une perméabilité très faible, une forte compressibilité et de faibles caractéristiques de résistance. Les faibles caractéristiques mécaniques de la vase de Tunis sur les premiers 20m de profondeur ont provoqué des tassements différentiels pour plusieurs constructions à Tunis



La lithologie du sol dans la région de Tunis (Complexe sportif du parc A)

Emplacement du complexe sportif du parc A

Figure 157 - Lithologie du sol dans la région de Tunis (Bouassida et Klai 2016, modifiée)

Plusieurs dégradations d'ouvrages édifiés sur la vase de Tunis sont dues à la mauvaise caractérisation de ce sol. En effet, ce type de sol compressible provoque des problèmes de stabilité pour les fondations des ouvrages et peut aussi endommager les constructions. Par exemple, les dégats causés à la construction de l'hôtel Africa qui est situé sur l'Avenue Habib Bourguiba, ont entrainé la faillite de deux entreprises. En fait, le mauvais choix de la technique d'exécution d'une fondation sur pieux était l'un des problèmes liés à l'enfoncement des pieux dans la vase du sol de Tunis sous l'effet de leur propre poids.

`

Bouassida et Klai (2016)ont observé un autre un autre exemple de désordre. Il s'agit, d'une construction fondée sur la vase du centre de Tunis, qui a subi un enfoncement lié à un tassement excessif. En effet, la photographie de la figure 156 montre le tassement d'un bâtiment de construction récente (à gauche). L'enfoncement de cette construction a provoqué des fissures dans le bâtiment ancien (à droite).

Figure 158 - Tassement d'un bâtiment identifiée dans le centre - ville de Tunis (source, Bouassida et Klai, 2016)

D'après Ben Mammou (1992), plusieurs affaissements en forme d'assiettes et des effondrements en entonnoir profond sont apparus dans la forêt de Henchir El Yahoudia qui est située à l'Ouest de sebkhet Essijoumi. Le substrat dans ce secteur est constitué de sels solubles, d'argiles, de gypse, de quartz et de calcaire. La structure minéralogique de ces sédiments a conduit à un effondrement qui suit la forte pente du terrain et s'arrête au niveau du substratum formé de croute calcaire.

La coupe schématique (Fig. 157) élaborée par Ben Mammou (1992), montre un désordre dans plusieurs endroits de la forêt de Hanchir El Yahoudia situé en bordure de la Sebkha Essijoumi. En effet, l'effondrement du sol par dissolution des sous - sols gypseux,

`

se traduit par une forte dessiccation, des affaissements en forme d'assiettes, et par des effondrements à entonnoir profond (Fig. 158).

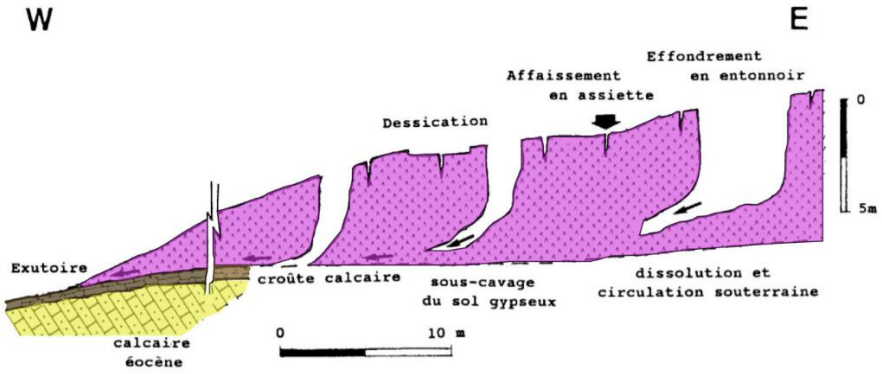


Figure 159 - Des affaissements en forme d'assiettes et des effondrements à entonnoir profond détectés dans la forêt de Henchir El Yahoudia (Ben Mammou, 1992), modifiée

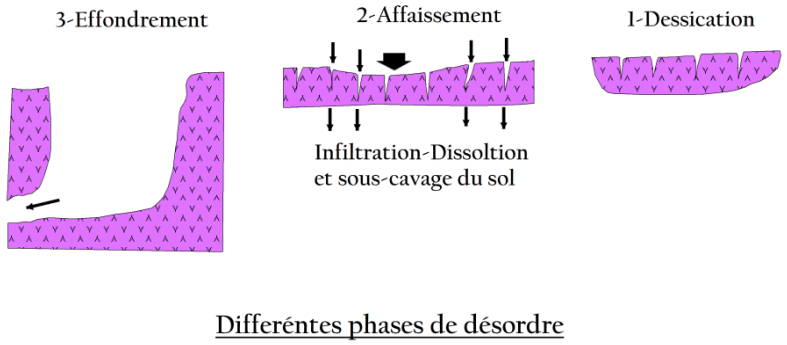


Figure 160 - Les différentes phases du désordre observées à Henchir El Yahoudia (Ben Mammou, 1992), modifiée

`

Les fentes de dessiccation dans ce secteur ont provoqué des fissures sur les fondations des nouveaux bâtiments. En fait, l'affaissement différentiel du solest à l'origine des bombements apparents du carrelage des rez - de - chaussées.

Les résultats obtenus et à partir des travaux de recherches menés dans la région du grand Tunis et des observations de terrains ont mis en évidence l'existence de mouvements différentiels qu'on a pu valider par la méthode interférométrique SBAS. L'exploitation conjointe de l'ensemble de données Envisat 2003 - 2007 et Sentinel - 1B 2016/2018, les informations géologiques et géotechniques, ont permis de cartographier et de valider la distribution spatiale des tassements différentiels dans la zone d'étude.

Les phénomènes de tassement observés coïncident avec de vastes zones d'alluvions relativement épaisses dans la zone d'étude. Ces dépôts compressifs sont susceptibles de s'affaisser progressivement du fait du compactage et sous l'effet de différentes charges liées à l'urbanisation, telles que les remblais artificiels, les infrastructures (les talus des routes, les bâtiments, etc...) En fait, ces mouvements différentiels sont à l'origine de l'instabilité du sol dans la région de Tunis et provoquent, par conséquent, des dégâts importants aux bâtiments.

Les phénomènes d'effondrement et d'affaissement du terrain posent aussi un risque réel pour les zones situées à l'Est de sebkhat Essijoumi. En effet, les sols de ce secteur sont constitués d'argiles gonflantes très plastiques et contiennent une forte teneur en gypse. En effet, la composition et la structure minéralogique de ces dépôts favorisent leur désordre. Par ailleurs les résultats de la méthode interférométrique observés sur la bordure ouest de sabket Essijoumi s'explique par l'instabilité du sol vaseux de ce secteur et par la présence de remblai placé d'une manière quasi - continue depuis l'invasion de cette zone par l'urbanisation.

3 - La plaine de Mornag

La plaine de Mornag qui se situe à 20 km au Sud de la ville de Tunis, forme la future extension de la ville (Fig.159). Il s'agit d'une zone côtière du bassin méditerranéen, qui est limitée, au Sud - Est par un alignement tectonique formé par le chevauchement de

`

Zaghouan qui correspond à l'alignement des massifs Boukornine, Ressas et Zaghouan, et au Nord - Ouest par les collines de Megrine, Radès et Bir El Kassa et J. Tella. La plaine est principalement drainée par l'Oued Meliane et El Hma et elle s'étend depuis les collines de Khlédia en amont jusqu'au Golfe de Tunis en aval. Il s'agit d'une plaine alluviale remplis de dépôts quaternaires dont l'épaisseur est variable.

La superficie de la plaine est d'environ 250 km^2 et son altitude varie de 0 à 310 m au - dessus du niveau de la mer (Fig. 159). Cette zone joue un rôle socio - économique très important du fait qu'elle se situe au voisinage de la capitale « Tunis ». La région de Mornag présente un climat aride à semi - aride avec des précipitations annuelles moyennes à long terme de 450 mm. Les hivers sont généralement froids alors que les étés sont chauds et secs.

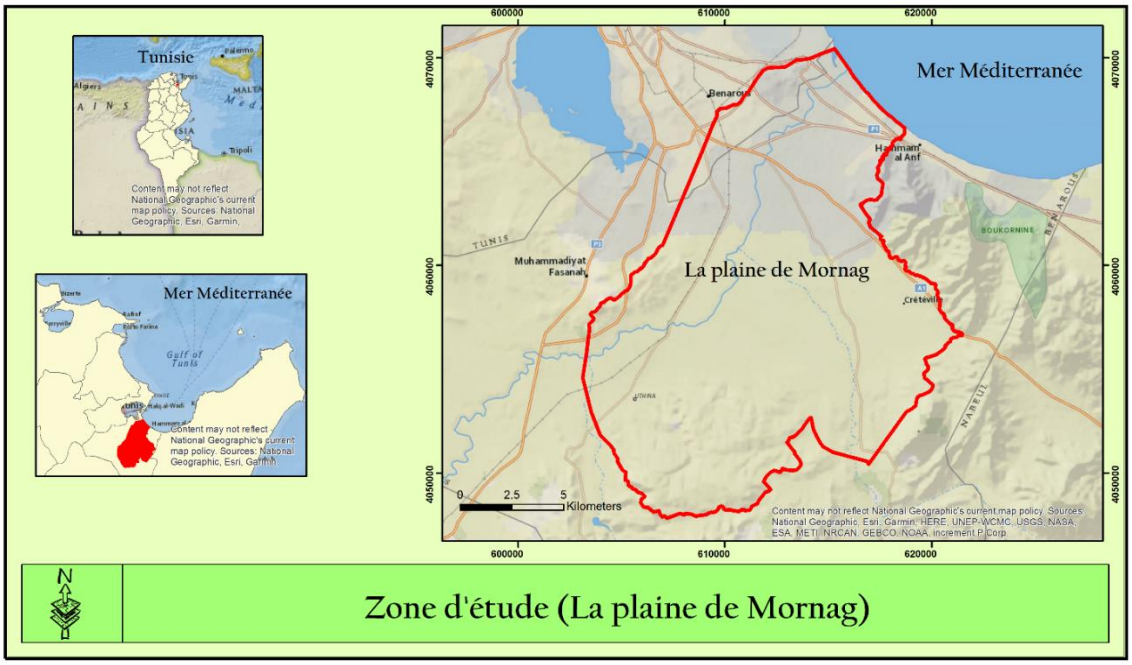


Figure 161 - Zone d'étude (la plaine de Mornag)

a - Contexte géologie et hydrogéologique

a.1 - La géologie de la zone d'étude

Les explorations électriques et géophysiques ont permis à Farhat et al. (2010) de confirmer la présence de certains accidents et de mettre en évidence de nouvelles failles de

`

direction orthogonales à la chaine atlasique. Ces résultats lui ont permis d'établir une carte tectonique de la plaine de Mornag (Fig. 160). A l'échelle des temps géologiques, ce réseau de failles aurait contrôlé l'épaisseur du remplissage quaternaire de la plaine de Mornag et aurait facilité les communications entre les différentes nappes de son complexe phréatique.

La plaine de Mornag - Bas Miliane apparait donc comme une vaste cuvette correspondant à un fossé d'effondrement contrôlé par des accidents de direction N - S ; NW - SE à N160 (Fig. 160) qui auraient affecté au moins le remplissage du Mio - Plio - Quaternaire (Farhat, 2011). D'après Boutib (1998), le Quaternaire et le Mio - Pliocène reposent en discordance sur les différents termes des terrains formant les flancs des reliefs qui bordent la cuvette et qui sont formés essentiellement par :

- les argiles du Paléocène ;
- les calcaires de l'Eocènes inférieur ;
- les argiles de l'Eocène supérieur ;
- les argiles et les grés de l'Oligocène.

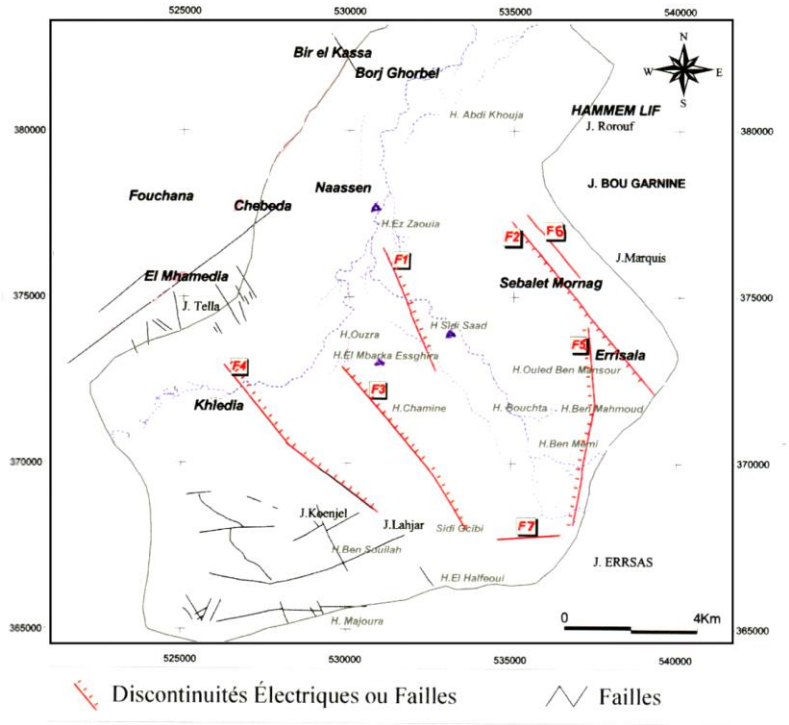


Figure 162 - Esquisse tectonique de la plaine de Mornag (Farhat, 2011)

`

Pour Farhat (2011), le centre de la plaine est couvert par des sédiments quaternaires récents. La série surmontant l'Oligocène se résume aux grès et sables du Mio - Pliocène indifférencié surmontés par un complexe alluvionnaire formé par des argiles silteuses, de sable et de conglomérats du Quaternaire. Malgré la densité des sondages, nous n'avons pas trouvé de description plus précise concernant la série du Quaternaire de la cuvette de Mornag. Toutefois, d'après les figurés du schéma 161, nous en avons déduit que :

- le Quaternaire est dominé par des argiles, des argiles silteuses et des sables ;
- la puissance cumulées des niveaux plastiques dépasse 50% ;
- les séries les plus épaisses sont enregistrées au centre de la cuvette et plus précisément de la vallée de l'oued Hma ou l'épaisseur atteint 600m à Sidi Saad;
- à la confluence (O. Meliane – O. Hma), la puissance du Quaternaire est de 220m ;
- le Quaternaire est réduit à 13 m à l'amont (puits 7315/2) et à 32m à l'aval (puits 9676/2).

Les autres coupes décrites dans la littérature concernent des affleurements situés aux pieds des reliefs qui ne reflètent pas la nature du remplissage de la cuvette (Kacem, 2004). Comme il s'agit de sédiments détritiques leurs natures et la taille importante des grains reflèteraient la proximité du relief avoisinant.

a.2 - L'hydrogéologie de la zone d'étude

Pour Farhat (2011), les sédiments détritiques du remplissage de la plaine de Mornag sont formés essentiellement d'alternances de terrains perméables formées de sables, de graviers et de silts, et de terrains imperméables à semi - perméables laissant la possibilité de communication entre les différentes nappes de l'Oligo - Mio - Pliocène et du Quaternaire (Fig. 162).

Les recherches menées par Farhat (2011) lui ont permis de distinguer dans ce complexe trois nappes phréatiques (Fig. 163) :

- l'aquifère superficiel R1 ;
- l'aquifère intermédiaire R2 ;
- l'aquifère semi - profond R3.

`

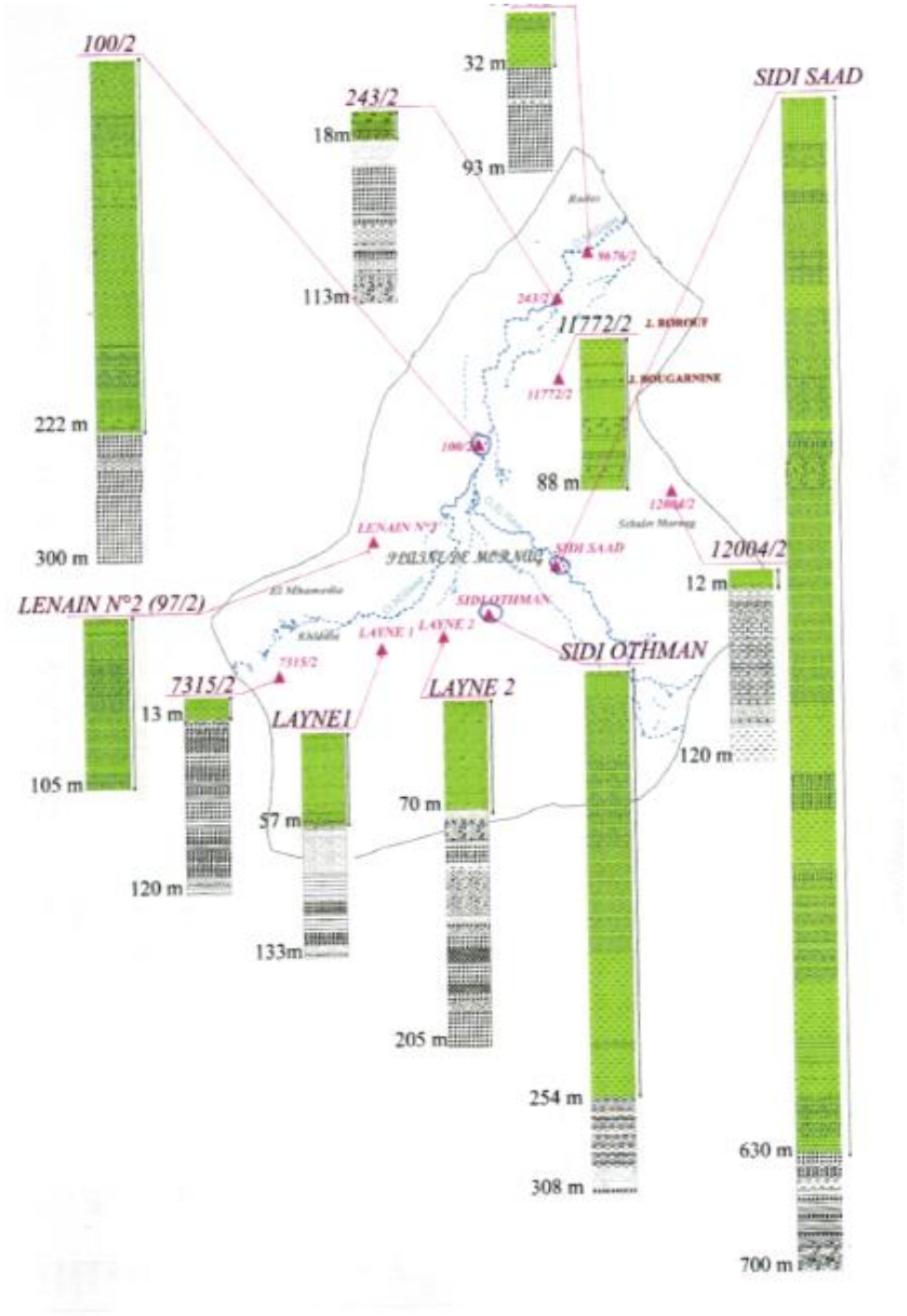


Figure 163 - Variation des épaisseurs de la série du Quaternaire dans la plaine de Mornag (Farhat 2011)

`

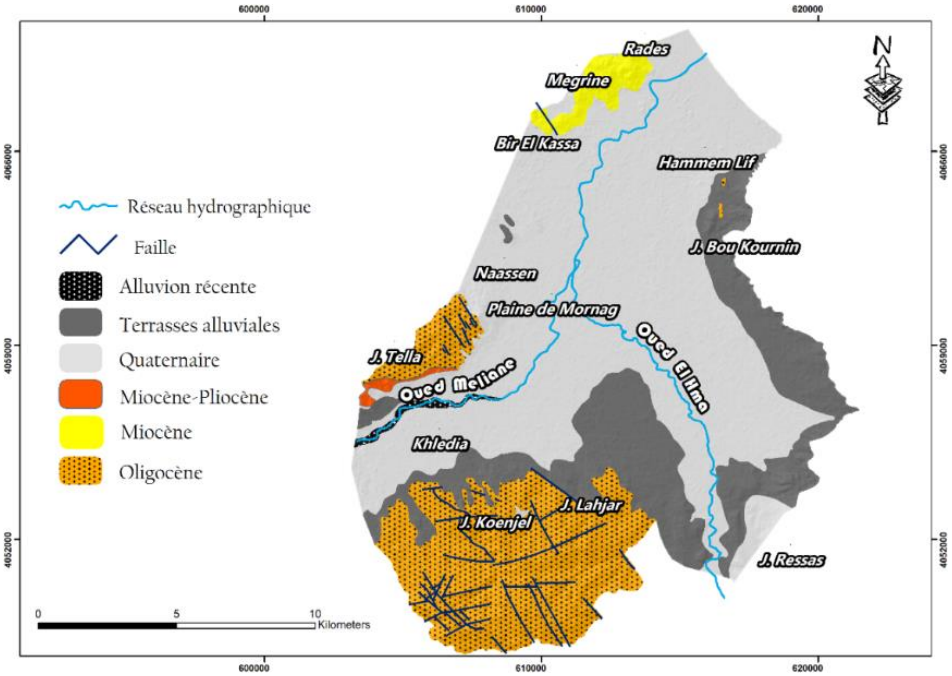


Figure 164 - Carte géologique (1/50.000) montrant les principaux affleurements de l'Oligo - Quaternaire de la plaine de Mornag (D'après les cartes géologiques 1/50.000 de la Goulette et de Tunis)

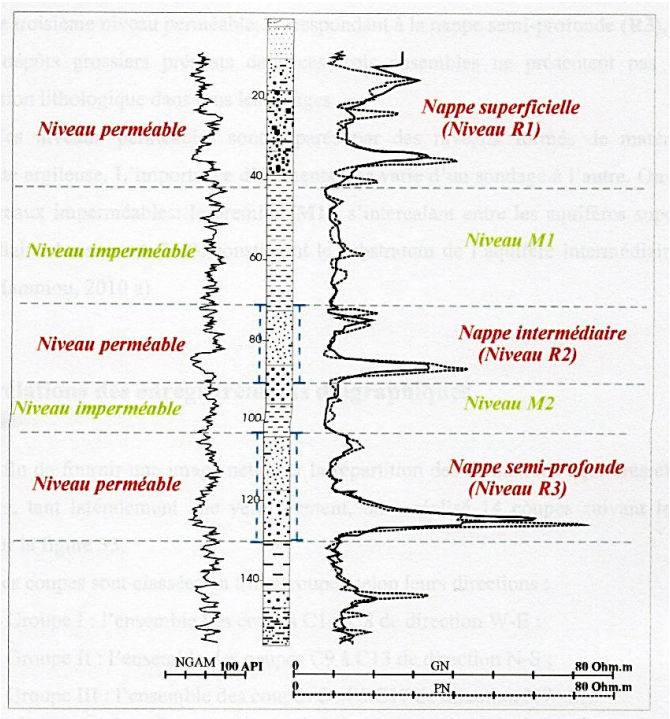


Figure 165 - Log lithologique et diagraphique du sondage 200 de la plaine de Mornag mettant en évidence la présence de trois niveaux aquifères Farhat, 2011).

`

Les terrains du Mio - Plio - Quaternaire sont alimentés principalement par l'infiltration des eaux à proximité des affleurements situés en bordure de la plaine (Radès, Rorouf, Tella et Khelidia etc…) et par des infiltrations directes des eaux de ruissellement pour les terrains agricoles. Les communications entre les différents systèmes aquifères ont été mises en évidence par Ennabli (1980) et Rekaya, (1987).

b - Interprétations des résultats

L'application de la technique interférométrique des sous - ensembles à faibles lignes de base spatiales et temporelle (SBAS) dans cette zone, a permis de détecter et de mesurer les déplacements dans la plaine alluviale de Mornag.

Les cartes de déformations du sol produites et les séries temporelles associées nous ont permis de détecter un affaissement du sol affectant les zones rurales étendues sur environ 70 km^2 et de mesurer les variations topographiques dans le secteur d'étude dans l'intervalle de temps observé.

Le déplacement terrestre affectant la plaine de Mornag et de ses environs a été mesuré à l'aide des données RSO acquises par les satellites Envisat et Sentinel - 1B. Les cartes de déplacements montrent la distribution spatiale des déformations de surface observées à partir des deux satellites en orbite descendante et ascendante, qui sont présentées dans les figures 164 et 165. Ces déplacements sont mesurés le long de la ligne de visée du satellite dont les valeurs négatives (cyan au bleu) représentent les mouvements qui s'éloignent du satellite (un affaissement du sol), tandis que les valeurs positives (couleur jaune à rouge) représentent les mouvements vers le satellite (soulèvement terrestre). Les pixels de couleur verte se caractérisent par des vitesses comprises entre, - 0.3 et +0.3 mm/an et sont considérés comme stables. Pour les données ENVISAT en orbite descendante, on observe une vitesse linéaire négative de - 13.98 mm/an (Bleu) de déplacements dans le sens de visée du satellite et de - 19.4 mm/an (Bleu) pour les données Sentinel1 - B en orbite ascendante.

Malgré la faible densité des mesures ponctuelles effectuées à partir des analyses interférométriques des données Radar ENVISAT (2003 - 2007), on note que ces points montrent beaucoup de cohérence avec les résultats obtenus à partir des données Sentinel -

`

1B (2016 - 2018). Cette faible densité est due essentiellement aux nombres réduits de données radar et à la distribution temporelle irrégulière des images durant la période entre 2003 et 2007.

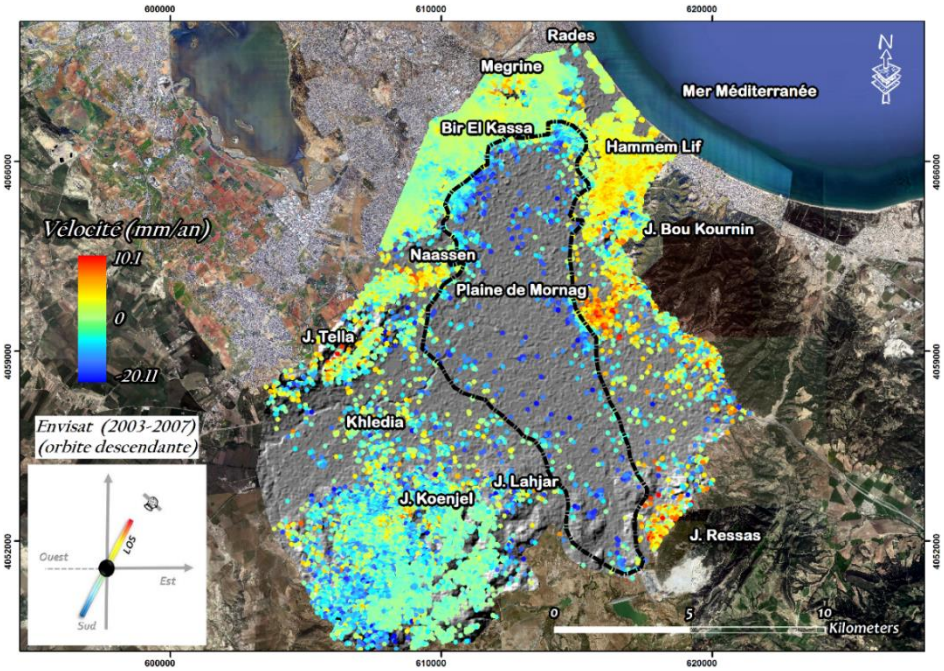


Figure 166 - Carte des déplacements de la plaine de Mornag (mm/an), satellite Envisat (2003 - 2007)

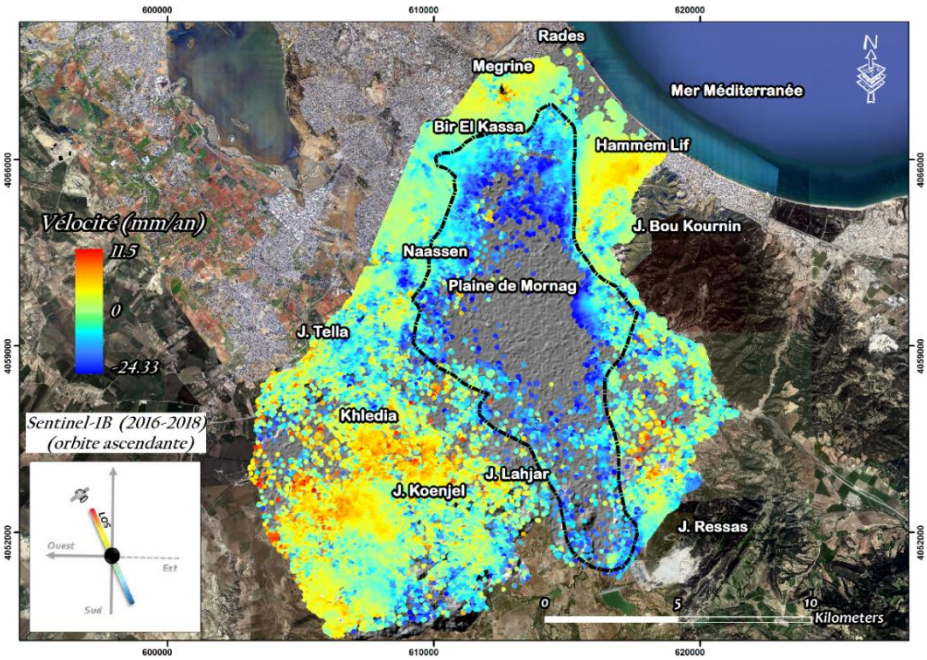


Figure 167 - Carte des déplacements de la plaine de Mornag (mm/an), satellite Sentinel - 1B (2016 - 2018)

`

Les déplacements mis en évidence par les données du satellite Sentinel - 1B et du satellite ENVISAT s'expliquent par l'affaissement continu au cours de cette période suite à une surexploitation des différentes nappes de la plaine de Mornag. En effet, au cours des dernières décennies, les études géologiques et hydrogéologiques effectuées sur la plaine alluviale de Mornag, ont montré une surexploitation de l'aquifère de Mornag causée par le pompage excessif des eaux souterraines, ce qui a provoqué une baisse piézométrique de la nappe (Jarraya-Horriche, 2004) (Fig. 166). La surexploitation des différentes nappes phréatiques de Mornag pourrait être le principal facteur anthropique entrainant la déformation de surface dans cette zone d'étude.

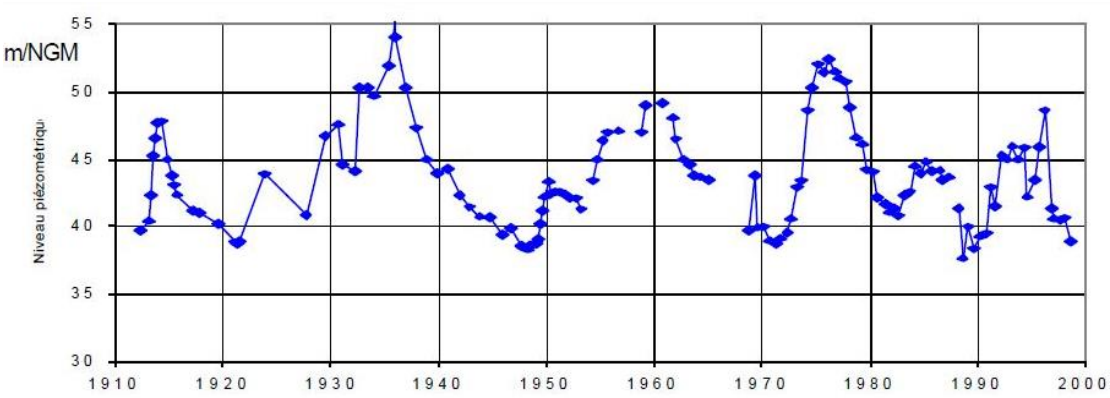


Figure 168 - L'évolution du niveau piézométrique de la nappe phréatique de Mornag (1990 à 2000), (Jarraya-Horriche, 2004)

D'une façon générale, le phénomène de tassement différentiel est bien connu dans les zones côtières et agricoles où l'effet conjugué de la surexploitation des eaux souterraines et de la consolidation naturelle des sédiments entraînent un affaissement +/ - continu du sol à différentes échelles (Liu et al., 2017).

L'efficacité des techniques interférométriques dans la cartographie et le suivi des déformations de surface ont été prouvés par plusieurs chercheurs, en montrant que le phénomène d'affaissement peut être liée à la surexploitation des aquifères dans de nombreuses régions du monde. Liu et al., (2017) ont montré l'importance des techniques interférométriques SBAS dans la cartographie et le suivi des déformations de surface. En effet, ils ont utilisé les données ALOS et envisat pour étudier l'affaissement du sol qui est

`

induit par le pompage excessif d'eau souterraine dans la ville de Cangzhou. Tomas et al., (2005) ont exploité les données radar ERS - 1 et 2 pour mesurer l'ampleur de l'affaissement de la nappe d'eaux souterraines dans la ville de Murcia en Espagne, Fruneau et al., (2005) ont étudié l'effet du pompage d'eau dans la ville de Paris (la gare Saint - Lazare) en faisant une comparaison entre les mesures piézométriques et les résultats des analyses interférométriques, etc.

c - La surexploitation de la nappe de Mornag

La protection des ressources en eau et l'atténuation des risques liés à leurs surexploitations, représentent des problèmes complexes dans le monde entier. La Tunisie est l'un des pays méditerranéens le plus touché par la pénurie d'eau. Ainsi, la plaine de Mornag est aussi confrontée à de graves problèmes liés à la surexploitation des eaux sousterraines qui sont liés à l'utilisation de plus en plus intensive de l'eau dans des secteurs tels que l'agriculture et l'industrie. Ajoutant à ça la rareté des pluies qui résulte des changements climatiques. En effet, malgré un climat aussi sec et avec peu de précipitations, il existe des activités agricoles extensives et intensives dans la région, dont la principale source d'eau est la nappe phréatique qui est surexploitée à partir des puits souterrains qui sont répartis dans la région et qui se caractérisent par une profondeur variant surtout de 10 à 130 m pour tout le système aquifère.

Au cours des trois dernières décennies, l'augmentation des terres irriguées (12.000 hectares (Fougeirol et al, 2012) liée au développement de certaines cultures (Fig. 167), la croissance du nombre de puits profonds et la diminution des précipitations pendant plusieurs années de sècheresse consécutives ont entraîné une augmentation de la l'exploitation des eaux souterraines. Cette utilisation intensive de l'eau a provoqué une diminution du niveau piézométrique (Fig. 168) dépassant parfois 1m/an dans les aquifères profonds et peu profonds qui sont situés dans le centre de la plaine de Mornag (IGIP, 2011) et par conséquent une augmentation de la salinité (Lassoued et al., 1995).

La surexploitation et l'épuisement des eaux souterraines ont non seulement un impact direct sur le cycle hydrologique, mais ont plusieurs effets secondaires négatifs sur la biodiversité, la santé de l'écosystème et la dégradation des sols. De plus, l'utilisation

`

excessive des eaux souterraines rend la région extrêmement vulnérable aux risques naturels.

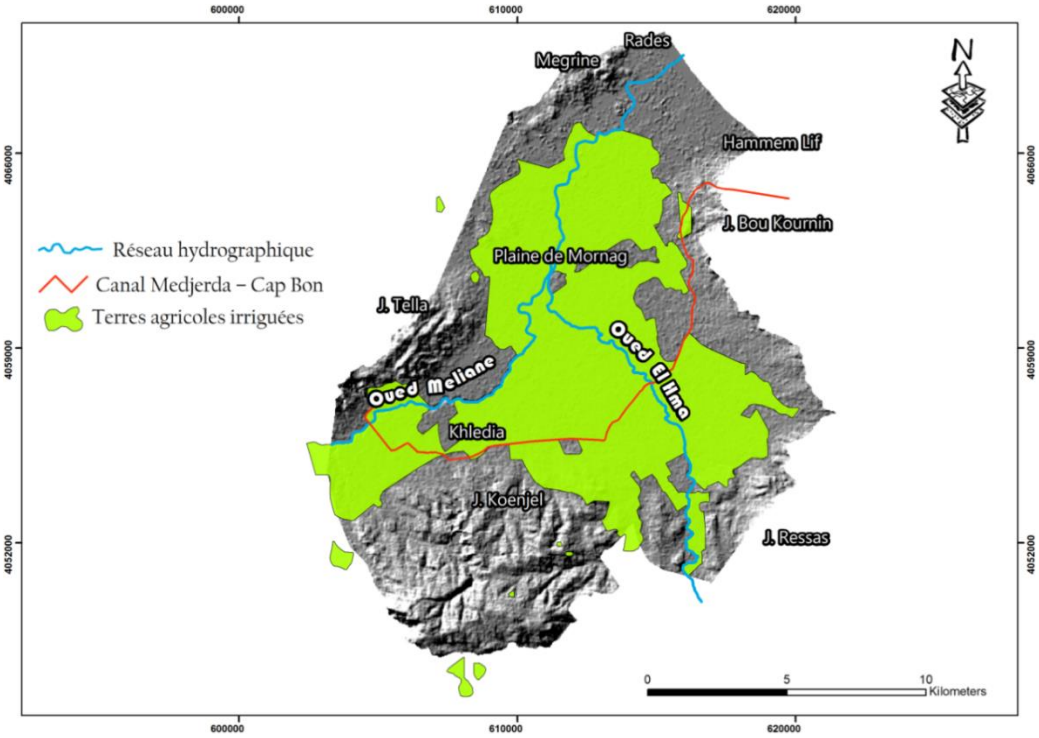


Figure 169 - Les terres agricoles irriguées de la région de Mornag

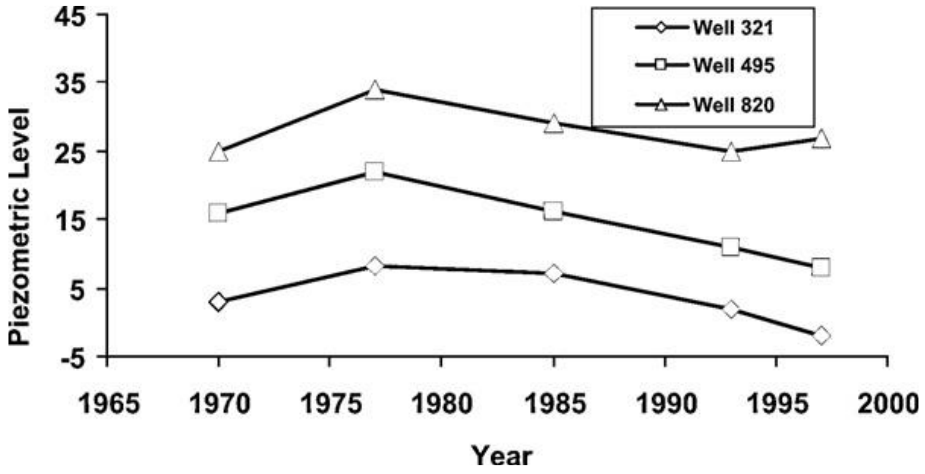


Figure 170 - L'évolution du niveau piézométrique de trois puits de l'aquifère de Mornag (Charef et al., 2012)

`

En somme, la région de Mornag a connu une surexploitation de ces réserves d'eaux souterraines pour subvenir aux besoins de l'agriculture, de l'industrie et de l'approvisionnement de la région en eau potable. Pour limiter les effets de cette surexploitation et dans le cadre de la gestion des ressources en eaux dans le Nord - Est de la Tunisie, les autorités tunisiennes ont décidé de recharger la nappe de Mornag à partir des anciennes carrières de sable de l'Oligocène de El khlidia, situées dans la partie sud de la plaine et ce depuis 1992 (Jarraya-Horriche, 2004). Cette action d'alimentation des nappes à partir de l'excès d'eau des barrages est limitée aux années pluvieuses. La recharge artificielle des nappes phréatiques pourrait être une alternative crédible pour améliorer les conditions hydrodynamiques et physico - chimiques des eaux souterraines et maintenir les niveaux piézométriques de la nappe. Parallèlement à cette recharge, les responsables du secteur se sont orientés vers l'exploitation des eaux souterraines situées dans les aquifères semi - profonds (grès de l'Oligo - Miocène).

d - Comparaison des données

Dans cette étude, en raison de la non disponibilité de données GPS et de nivellement dans toute la plaine de Mornag, nous avons utilisé les mesures piézométriques des eaux souterraines pour analyser l'évolution de la fluctuation du niveau de la nappe phréatique dans le temps. Les résultats de cette opération permettent d'étudier la corrélation entre les variations du niveau piézométrique de la nappe et les déformations du sol dérivées de la méthode SBAS. Les données des eaux souterraines ont été fournies par la Direction Générale des Ressources en eaux de la Tunisie (DGRE) qui est chargée de surveiller les puits piézométriques largement répartis dans la plaine de Mornag. Ces données ont servi à l'établissement des courbes de variation du niveau piézométrique des figures 169 et 170. La localisation des piézomètres est portée sur la figure 171 pour la période 2003 - 2007 et sur la figure 172 pour la période 2016 - 2018.

Ces mesures piézométriques effectuées mensuellement durant la période 2004 - 2018 (Figs. 173 et 174), correspondent à la période des séries chronologiques de déformations dérivées de la méthode interférométrique SBAS.

`

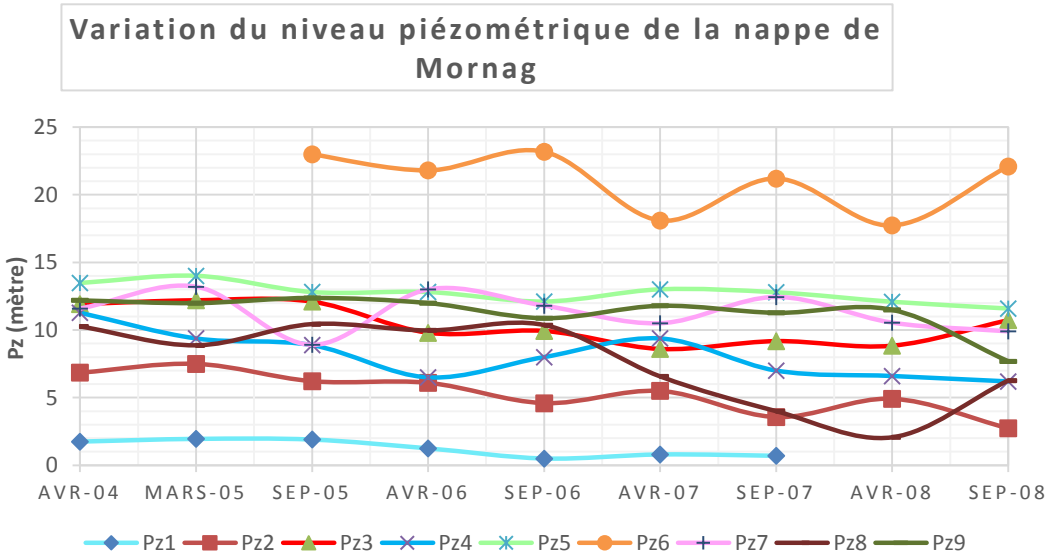


Figure 171 - L'évolution du niveau piézométrique des puits de l'aquifère de Mornag (2004 - 2008)

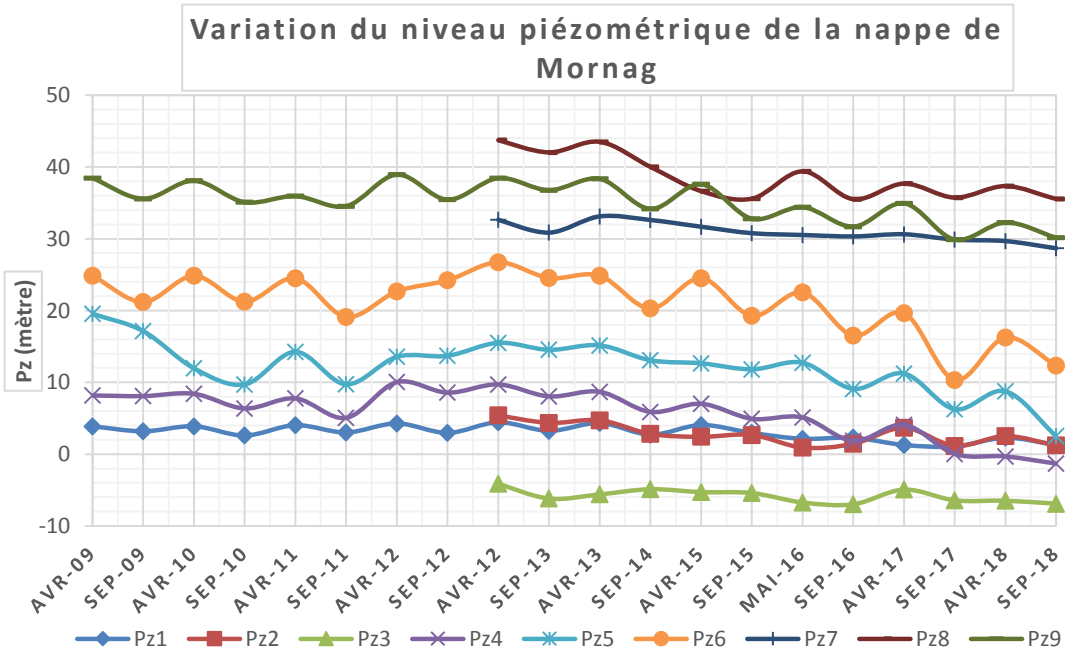


Figure 172 - L'évolution du niveau piézométrique des puits de l'aquifère de Mornag (2009 - 2018)

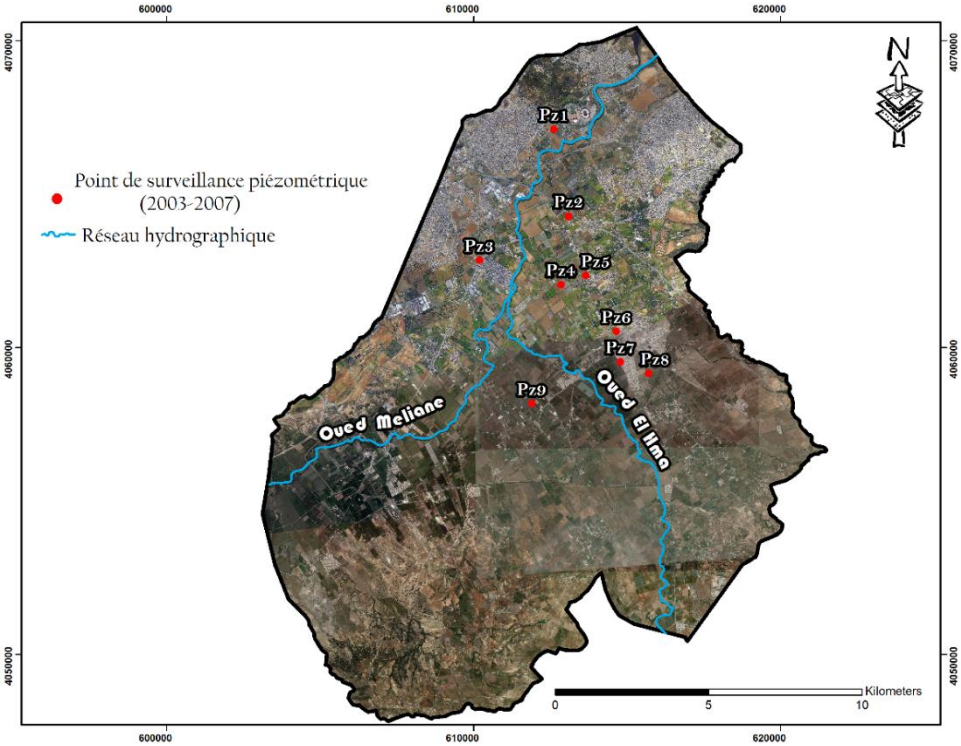


Figure 173 - Distribution des points de surveillance piézométrique (2003 - 2007)

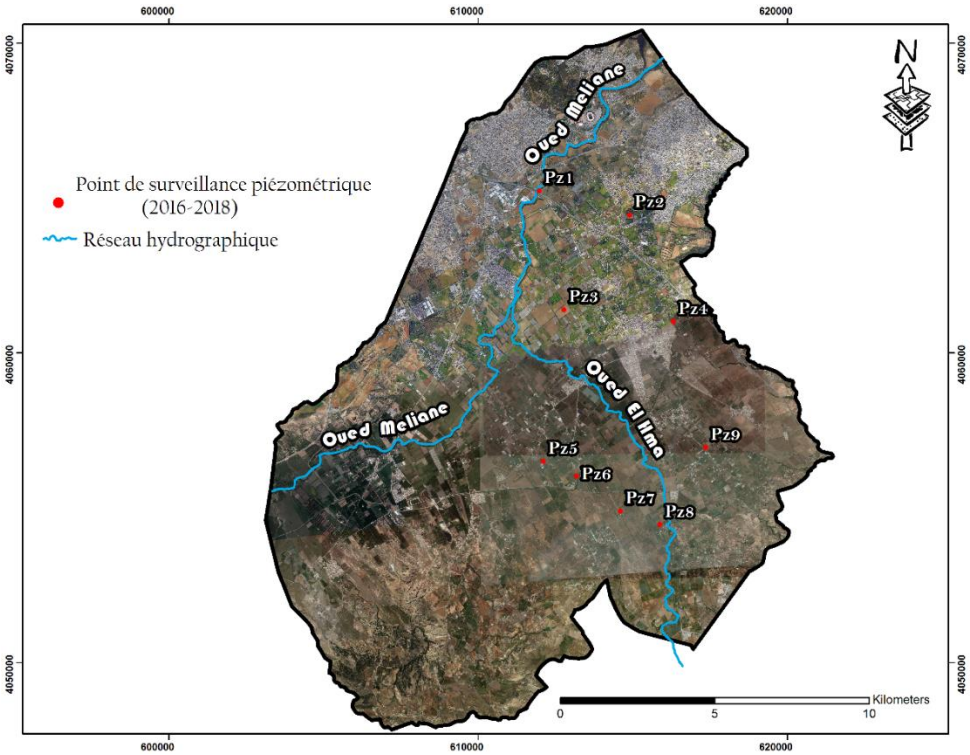


Figure 174 - La distribution des points de surveillance piézométrique (2016 - 2018)

`

En effet, l’évolution du niveau piézométrique de ces puits, montre de petites fluctuations saisonnières mais la tendance générale de ces courbes indique une baisse de plusieurs mètres durant les vingt dernières années.

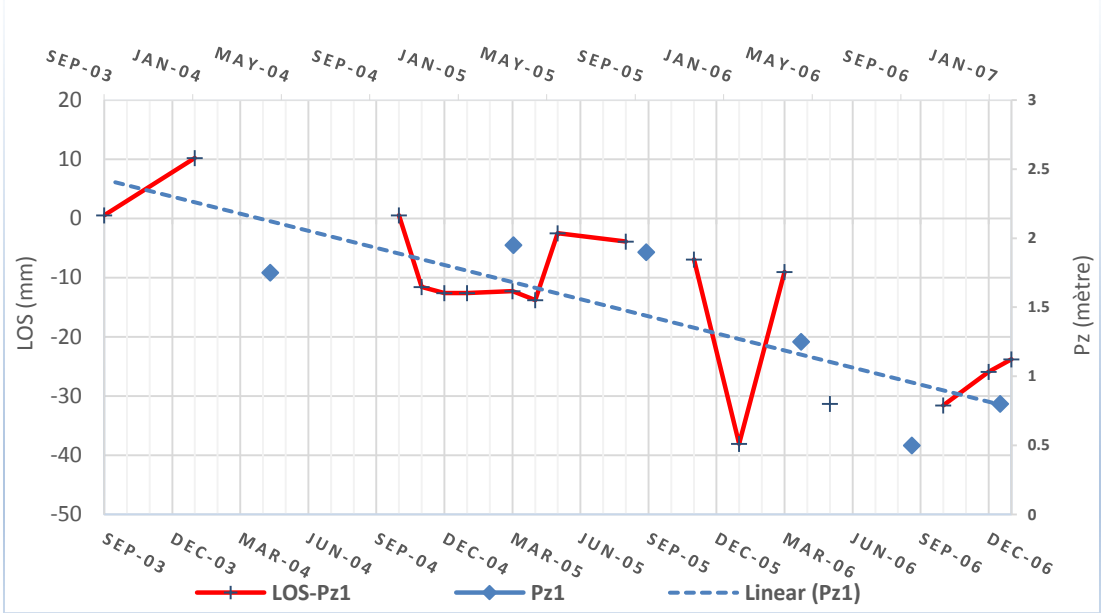
La comparaison des séries temporelles de déformations et les mesures piézométriques enregistrées au niveau du puits Pz3 sur la période (2003 - 2007) (Fig. 173), indique que le niveau de la nappe phréatique a baissé d’environ 4.3 m et la série chronologique du point localisé dans le même endroit révèle l’existence d’un affaissement d’environ 2.5 cm qui se produit dans les sédiments alluvionnaires compressibles de la plaine. Dans le même contexte, le puits Pz9 indique que le niveau de la nappe phréatique a diminué d’environ 9 m dans la période (2016 - 2018) (Fig. 174), et que la série temporelle du même endroit a indiquée un tassement d’environ 2.7cm.

L'évolution temporelle des déformations du sol, mesurée par la méthode SBAS montre donc une bonne corrélation avec les changements de niveau piézométrique dans la plaine alluviale de Mornag. En effet, d’après les résultats obtenus à partir de ces corrélations, nous remarquons que la tendance de l'affaissement du sol était compatible avec le changement dynamique du niveau de la nappe phréatique. En fait, le niveau des eaux souterraines diminuait continuellement en montrant parfois des fluctuations (changement saisonnier). Les déformations du sol dans la zone de Mornag montrent une baisse de la surface topographique mais par contre, nous notons quelques petites variations indiquant de légers soulèvements en relation avec l’augmentation du niveau piézométrique. Cette analyse a donc permis de mettre en évidence l'effet de l'affaissement des nappes souterraines sur les déplacements de surface détectés dans la plaine alluviale de Mornag. En effet, la baisse du niveau piézométrique d'une façon continuelle observée durant toute cette période, a provoqué les déplacements différentiels calculés par la méthode interférométrique SBAS.

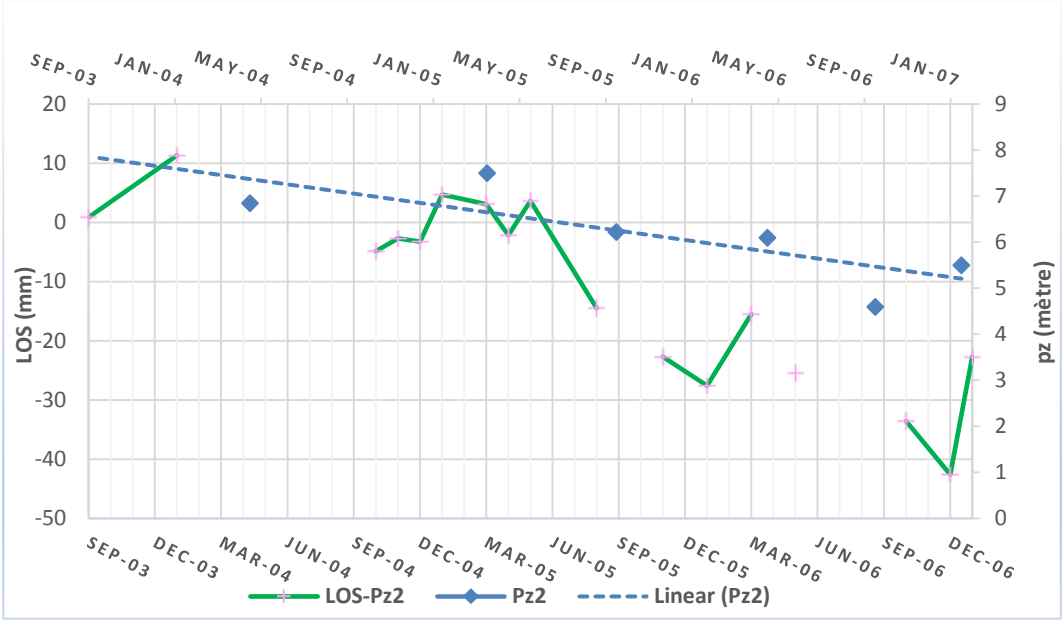
En raison de la diminution du niveau piézométrique, la plaine alluviale de Mornag est affectée par le processus d’affaissement du sol. En outre, l'extension des zones agricoles et industrielles dans la plaine de Mornag, la diminution de la pluviométrie dans les

`

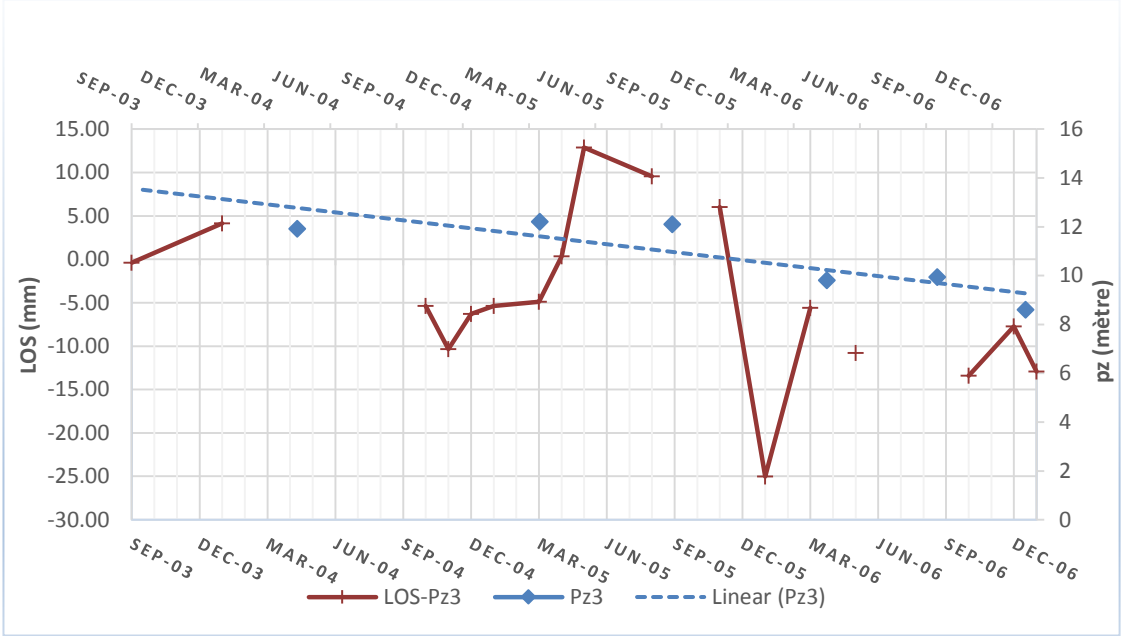
dernières années et la surexploitation de l'aquifère ont entraîné une diminution du niveau des eaux souterraines



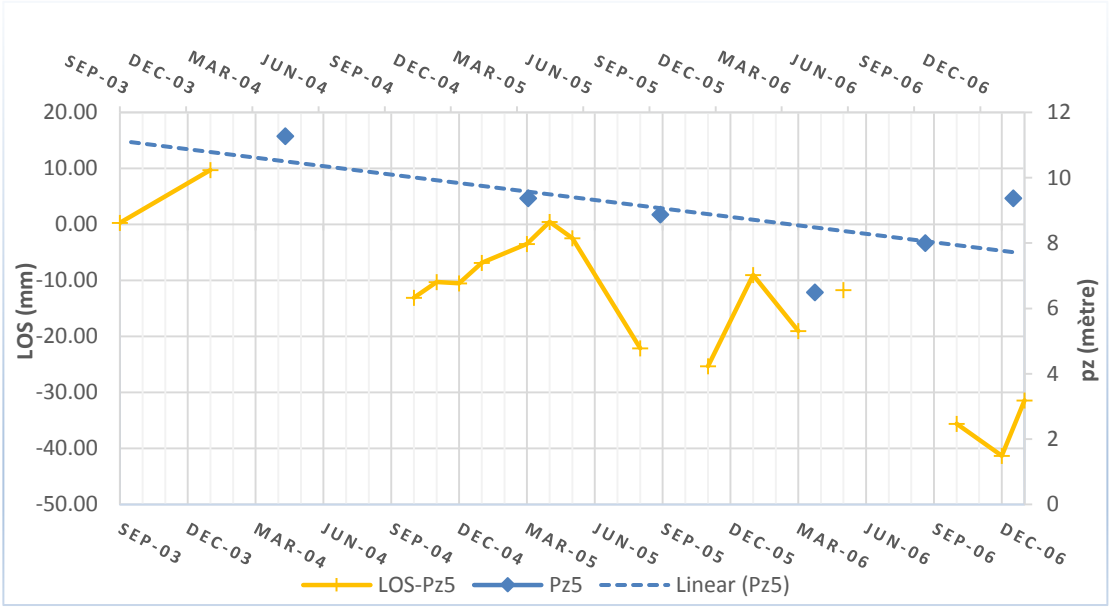
Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Envisat (LOS - Pz1) et du niveau piézométrique (Pz1) (2003 - 2007)



Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Envisat (LOS - Pz2) et du niveau piézométrique (Pz2) (2003 - 2007)



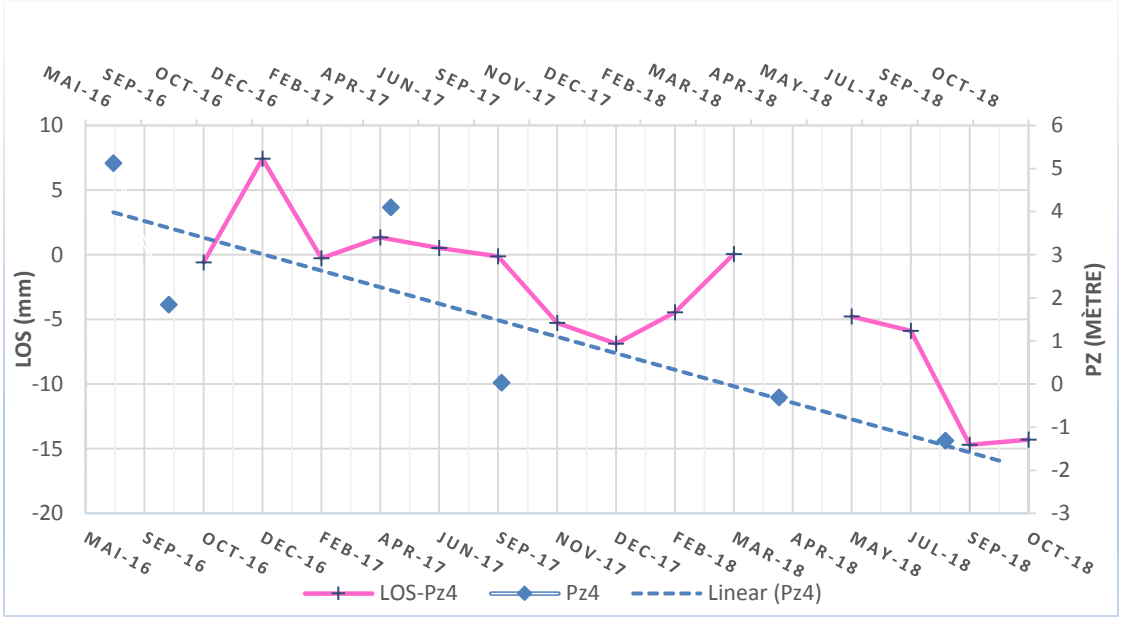
Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Envisat (LOS - Pz3) et du niveau piézométrique (Pz3) (2003 - 2007)



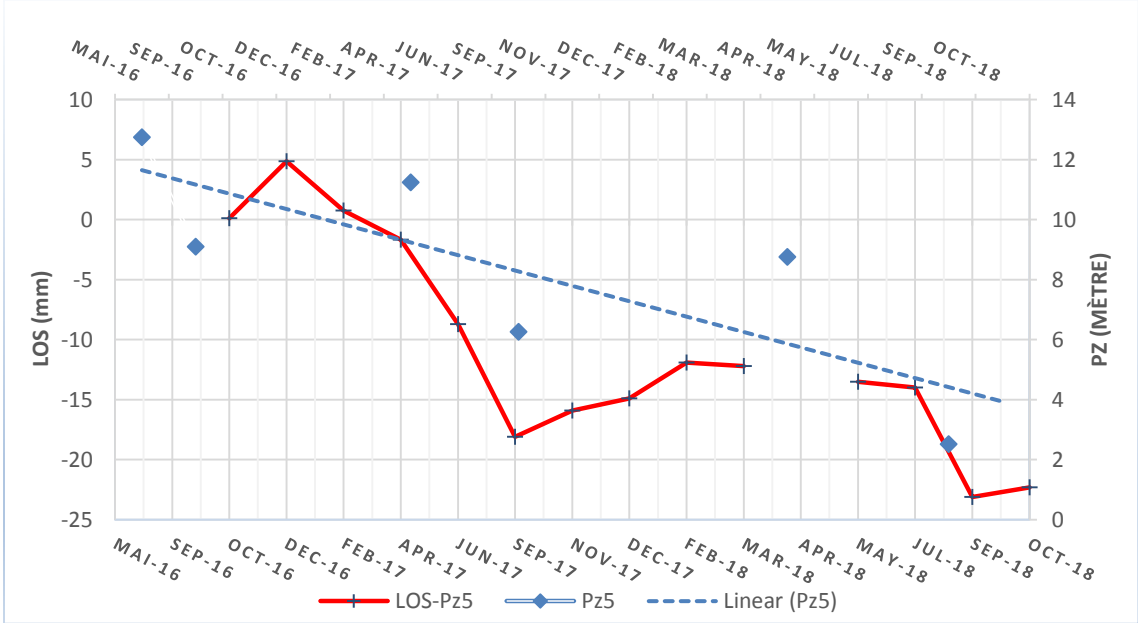
Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Envisat (LOS - Pz5) et du niveau piézométrique (Pz5) (2003 - 2007)

Figure 175 - Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Envisat (LOS) et des niveaux piézométriques (2003 - 2007)

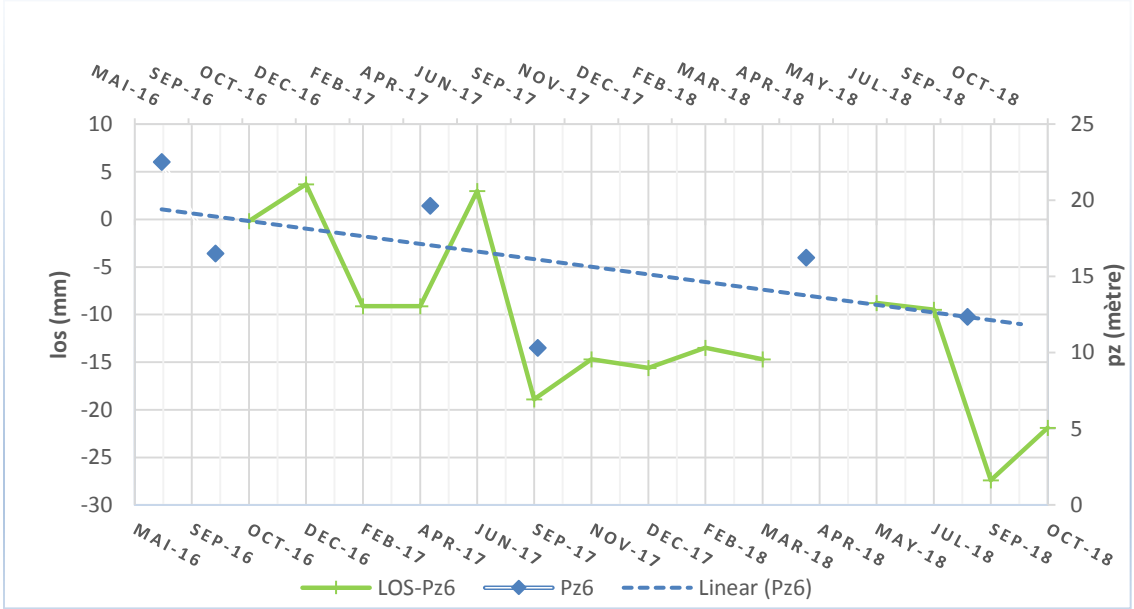
`



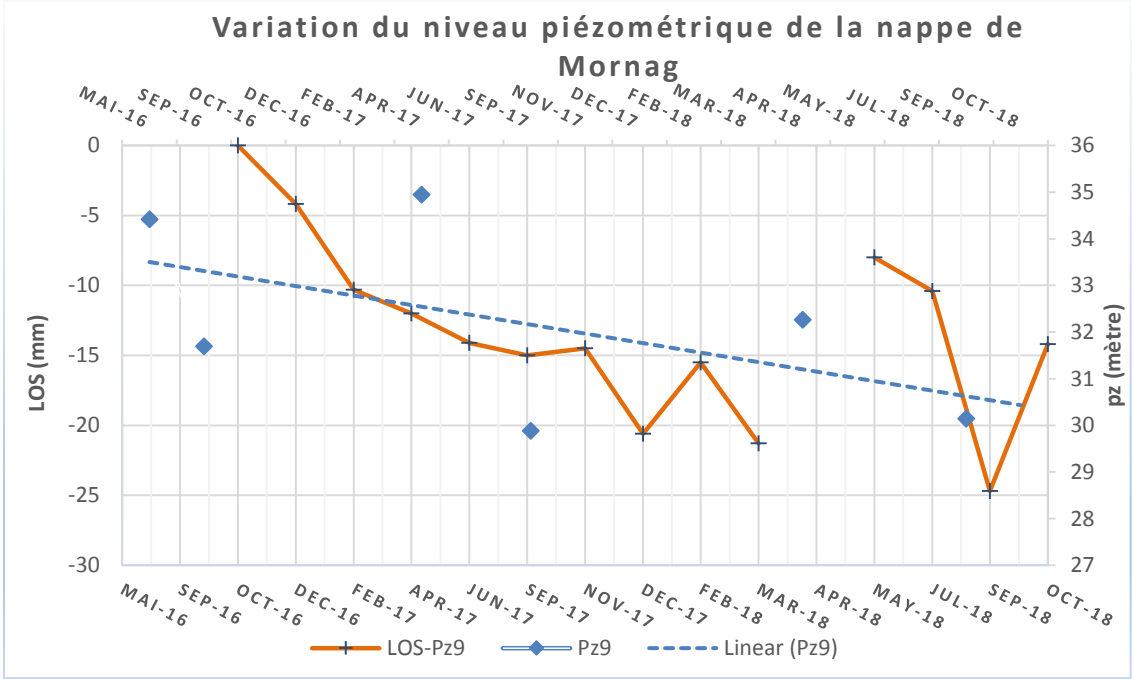
Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Sentinel - 1B (LOS - Pz4) et du niveau piézométrique (Pz4) (2016 - 2018)



Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Sentinel - 1B (LOS) et du niveau piézométrique (Pz5) (2016 - 2018)



Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Sentinel - 1B (LOS) et du niveau piézométrique (Pz6) (2016 - 2018)



Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Sentinel - 1B (LOS) et du niveau piézométrique (Pz9) (2016 - 2018)

Figure 176 - Comparaison des séries temporelles de déplacement des données Sentinel - 1B et des niveaux piézométriques (2016 - 2018)

`

Par conséquent, la fluctuation du niveau des eaux souterraines pose ainsi des problèmes géotechniques résultant de la modification des propriétés physiques et mécaniques du sol allant jusqu'à l'affaissement du sol.

Les dépôts alluviaux sont composés principalement d'argiles entremêlés de sables et de silts et de matériaux plus grossiers. Ils sont largement présents dans la zone d'étude. Ces unités argileuses se caractérisent par une compressibilité élevée, jouant ainsi un rôle important dans le processus d'affaissement induit par l'extraction des eaux souterraines et le phénomène de la consolidation.

D'après Terzaghi (1923), le phénomène de la consolidation est le résultat de la diminution de la teneur en eau d'un sol saturé à condition que l'air ne remplace pas l'eau. Les charges statiques exercées sur le sol à long terme, induit l'élimination de l'eau interstitielle et elle provoque ainsi un tassement. Ce processus de consolidation affecte surtout les argiles saturées à cause de leurs faibles perméabilités. En Effet, les tassements provoqués par les charges externes, sont considérés comme un processus de consolidation primaire (Polcari et al., 2014 ; Terzaghi, 1923). Le comportement visqueux des sols à grains très fins est considéré parmi les principaux facteurs responsables des tassements attribuables au processus de consolidation.

Généralement, le temps nécessaire pour achever le processus de consolidation primaire dépendent essentiellement de l'épaisseur et de la compressibilité des sols chargés ainsi que de la conductivité hydraulique (Polcari et al., 2014 ; Terzaghi, 1967 ; Cascini et al., 2007).

Dans le cas de la plaine de Mornag, la lithologie comprend principalement des sédiments à grain fin (argiles - sables - silts) ou l'épaisseur de la couche compressible se trouve à des profondeurs variables selon la position dans la cuvette. En particulier, le tassement au sol est plus susceptible de se produire au centre de la plaine où l'épaisseur des dépôts compressibles est profonde (Fig. 175).

`

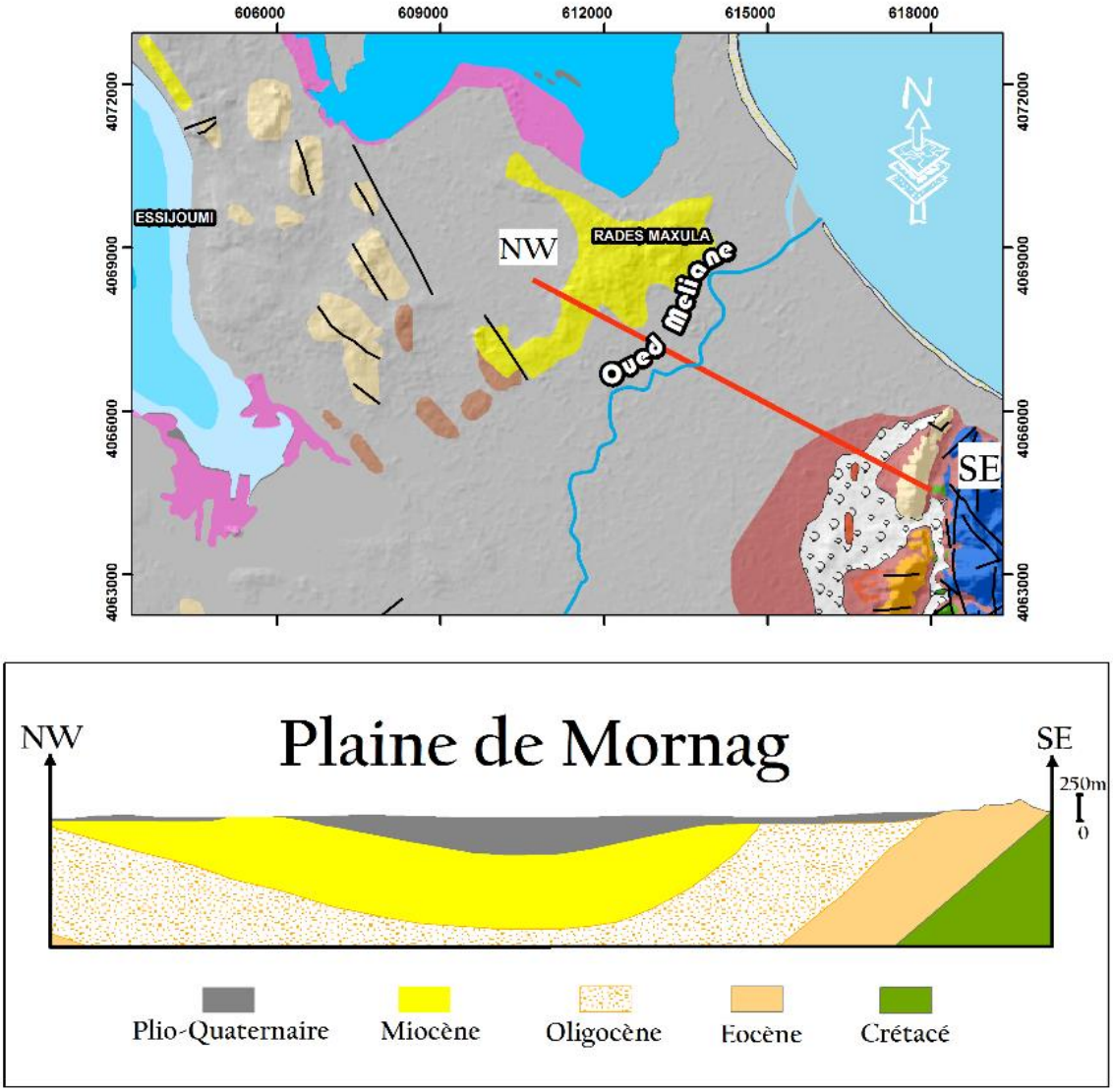


Figure 177 - Coupe géologique transversale de la plaine de Mornag montrant la géométrie des corps sédimentaires et la structure de cette zone (Source : Gestion des ressources en eau en Tunisie : bilan et perspectives d'avenir), modifiée

Le phénomène de tassement observé sur la figure 176 coïncide avec les dépôts alluviaux qui remplissent le centre de la plaine de Mornag. En effet, on distingue que l'accroissement du taux de déformation est lié à l'augmentation de l'épaisseur des dépôts alluviaux plio - quaternaires.

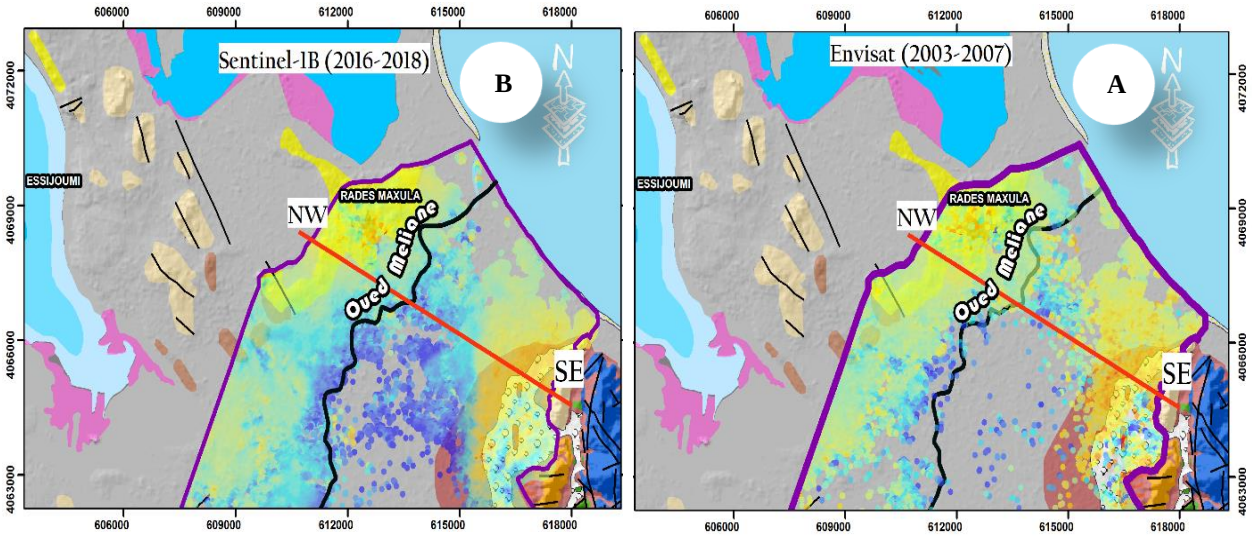


Figure 178 - A - Superposition de la carte de déplacements avec la carte géologiques de Mornag (Envisat),
B - Superposition de la carte de déplacements avec la carte géologique de Mornag (Sentinel - 1B)

Enfin, afin de valider les déplacements détectés dans les deux secteurs du Grand Tunis et celui de la plaine de Mornag, nous avons effectué une corrélation entre les données expérimentales enregistrées par la station permanente de l'Office de la topographie et du cadastre (OTC) situé à la Charguia (Tunis) et le suivi temporel des variations topographiques calculé par la méthode SBAS durant la période (2003 - 2018). En faisant la comparaison des trois courbes (Fig. 177), on en déduit qu'il y a une similitude et une harmonie entre les variations topographiques obtenues à partir des données RSO ENVISAT et Sentinel - 1B et les mesures de surface des données GPS. En effet, cette corrélation montre la présence d'une légère baisse de la surface topographique au fil du temps allant jusqu'à 2 cm à la station permanente.

On note aussi quelques changements saisonniers durant cette période. Finalement, cette comparaison nous permet de valider les résultats obtenus de la méthode SBAS dans la zone d'étude. Sachant que la mobilité de la station permanente peut s'expliquer par un enfoncement du bâtiment sur lequel est installé cette station. En effet, celui - ci est construit sur une ancienne zone marécageuse correspondant aussi à un sol compressible.

`

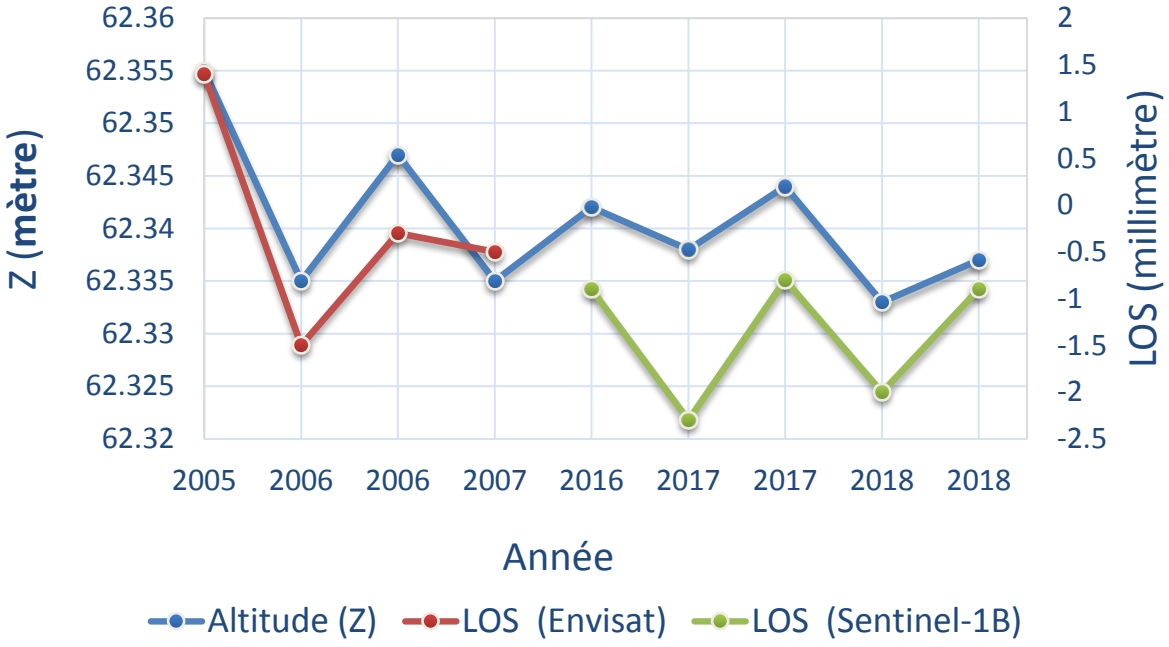


Figure 179 - Variations topographiques au niveau de la station permanente de l'OTC

VI - Conclusion

Dans ce travail, nous avons opté pour la technique d'interférométrie radar pour étudier les phénomènes de déformation survenant dans la région du Grand Tunis, en utilisant les données radar Envisat (2003 - 2007) et Sentinel - 1B (2016 - 2018). Grâce aux analyses effectuées par la méthode SBAS, nous avons pu détecter l'existence d'un phénomène de tassement différentiel dans les zones rurales ainsi que dans les zones urbaines.

Pour les régions de Tunis et de la plaine de Mornag, la technique SBAS a permis d'atteindre une densité importante de points de mesure, démontrant ainsi la bonne capacité de cette approche à étudier efficacement les déplacements, même dans les zones semi - rurales telle que la plaine de Mornag.

En combinant les données RSO avec les informations géologiques, hydrogéologiques et géotechniques, nous avons pu aussi explorer les liens qui existent

`

entre les affaissements du sol et ses principaux facteurs de contrôle dans les deux zones d'études.

Enfin, la méthode que nous avons utilisée pour établir des cartes de mouvements permet de surmonter les difficultés qui consistent à multiplier le nombre de forages et les essais géotechniques souvent couteuses.

Dans le cas de cette étude, nous avons pu mettre en évidence :

- un tassement différentiel détecté aux environs de la région de Tunis qui serait dû à la présence de sédiments alluviaux hautement compressibles et dont le substratum se trouve parfois à plus de 65 m de profondeur. Aussi bien dans le cas du lac de Tunis que dans le cas de la Sebkha Essijoumi, nos résultats sont en parfaite concordance avec la zonation basée sur les caractéristiques effectuées par May (2015). En effet, les affaissements observés par interférométrie correspondent aux Zones IV et V de May (2015), qualifiées de compressibles (médiocres géotechniquement parlant). Il s'explique par la compaction du remblais, ou par la des dissolution différentielle du sol ;
- un affaissement de la plaine de Mornag dont la surexploitation des eaux souterraines et la compressibilité des alluvions ont été les moteurs de ces déformations détectés dans cette zone. Par contre les failles existantes auraient joué un rôle important pour le remplissage de la cuvette au Plio - Quaternaire.

`

CONCLUSIONS GENERALES

`

A l’issue de ce travail, qui consiste à adapter une méthode de suivi des faibles mouvements du sol du Grand Tunis et de la plaine de Mornag, il est utile de résumer les conclusions les plus importantes de cette étude.

Par la synthèse bibliographique, nous avons pu retracer l'histoire géologique et géodynamique de la Tunisie septentrionale. Puis dans le détail on a mis en évidence l’existence d’une zonation géotechnique basée sur les méthodes conventionnelles qui soulignent l’existence de zones plus ou moins mobiles dans le Grand Tunis. Toutefois, les méthodes appliquées demandent une multiplication des sondages et des analyses de laboratoire pour que les résultats soient fiables et représentatifs. Afin de surmonter ces difficultés et pour généraliser la prospection, nous avons opté pour l’utilisation de méthodes indirectes.

Une approche d’analyse géomorphologique/géomorphométrique a été appliquée dans le but d’extraire et de comprendre la géologie de surface. Elle a permis de distinguer les différentes unités morphologiques de terrain et d’interpréter les différentes structures tectoniques et les formations géologiques existantes dans la zone d’étude. Pour l’extraction des paramètres morphométriques, nous avons appliqué une approche d’analyse géomorphologique basée sur des analyses spatiales qualitatives et quantitatives. Par la suite, les analyses géomorphologiques réalisées dans ce secteur d’étude, nous ont permis de mettre en évidence les différentes structures tectoniques existantes surtout associées aux reliefs à forte altitude. Toutefois, nous avons rencontré des difficultés pour les identifier dans les plaines. Cette difficulté est due probablement à la présence de l'important recouvrement quaternaire qui masque la majorité des structures antérieures et aussi à la forte urbanisation de la zone d’étude.

Les limites de l’analyse géomorphologique, nous ont conduit à réfléchir sur d’autres méthodes complémentaires et efficaces pour mieux comprendre le contexte morphodynamique de la zone d’étude. En effet, nous avons utilisé la méthode interférométrique des sous - ensembles à faibles lignes de base spatiale et temporelle (SBAS), qui a été développée par Berardino et al. (2002). Cette technique interférométrique s’est imposée comme une méthodologie efficace pour détecter et surveiller les

`

déplacements du sol avec une précision pluri - millimétrique et qui a permis aussi d'améliorer notre compréhension des déformations actuelles.

Les analyses des données du radar ENVISAT (2003 - 2007) en orbite descendante et Sentinel - 1B (2016 - 2018) en orbite ascendante effectuées à travers la méthode SBAS dans la zone d'étude du Grand Tunis nous ont révélés la permanence des aires de subsidence. En outre, ces analyses ont montré l'existence d'un phénomène de tassement différentiel au niveau de la région de Tunis et de la plaine de Mornag tout en quantifiant assez précisement l'ampleur de ce phénomène .

Donc, grâce à la combinaison des données RSO avec les informations géologiques, hydrogéologiques et géotechniques, nous avons pu explorer certains liens qui existent entre l'affaissement du sol et ses principaux facteurs de contrôle, plus particulièrement :

- un tassement différentiel détecté aux environs de la région du lac de Tunis qui est probablement dû à la nature des sédiments alluviaux hautement compressibles et dont la profondeur du substratum atteint parfois plus de 65m ;

- un affaissement de la plaine de Mornag dont la surexploitation des eaux souterraines et la compressibilité des alluvions ont été les moteurs de ces déformations.

La technique SBAS a donc permis d'atteindre une densité importante des points de mesure, démontrant ainsi la capacité de cette approche à étudier efficacement les faibles déplacements, même dans les zones semi - rurales telle que la plaine de Mornag.

RECOMMANDATION

La technique d'interférométrie différentielle que nous avons appliquée pour la mise en évidence de mouvements verticaux à la surface du sol est une première étape. La deuxième étape qui a consisté à interpréter ces résultats demande un complément d'informations géologiques, géomorphologiques, hydrogéologiques et hydrauliques. Si cette étape relève de la responsabilité de spécialistes, elle demande, en effet, la connaissance approfondie du sol et du sous - sol de la région concernée par la mobilité.

`

Nous recommandons cette technique pour le suivi de la subsidence aussi bien en zone urbaine qu'en zone périurbaine tant que la végétation le permet.

Nous recommandons aussi l'utilisation de la méthode d'interférométrie pour établir des cartes de risques dans les zones urbaines ce qui permet un gain de temps et d'argent inestimable, sans que le problème de représentativité des échantillons soit posé. En outre, cette méthode peut être utilisée pour le suivi de la stabilité des ouvrages hydrauliques et les ouvrages de génie civil en général.

En Tunisie le programme d'extension des zones urbaines sur les marges des zones humides pose des problèmes de stabilité. L'utilisation de l'interférométrie est un outil d'aide à la décision très précieux. Dans le cadre de la zonation géotechnique du Grand Tunis, il serait aussi intéressant d'appliquer l'interférométrie pour mettre en évidence les sites archéologiques de Carthage.

`

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

`

A

Abbès C. (1983) : Etude structurale du Jebel Touila, extrémité septentrionale du chaînon NS Sidi Khalif - Nara - El Houareb. Thèse 3ième Cycle, Univ. Tunis, 121 p.

Abbes A. & Tlig S. (1991) : Tectonique précoce et sédimentation de la série crétacée dans le bassin des chotts (Tunisie du Sud). Géologie méditerranéenne, Tome XVIII, n°3, pp. 149 - 161.

Abdallah H., 1987 : Le Crétacé supérieur de la chaine Nord des Chotts (Sud tunisien). Biostratigraphie, sédimentation, diagenèse. Thèse de doc., Univ. Dijon, 69 fig., 255p.

Affian K. (1986): Incidence réciproque des structures océaniques et continentales sur l'évolution du domaines ouest africain (golfe de Guinée et Coté d'Ivoire méridionale). Analyse morphostructurale. Thèse de doctorat en Océanologie, Univ. Bordeaux I, 337p

Aissaoui D. (1984) : Les structures liées à l'accident sud - atlasique entre Biskra et le Jebel Manndra, Algérie: Evolution géométrique et cinématique, Thèse de 3 ème cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.

Alouani R., Tlig S. & Zargouni F., (1990) : Découverte de radiolarites du Jurassique supérieur dans le ''Sillon tunisien.'' Facies et structures d'une marge SE de la Téthys maghrébine. C. R. Acad. Sci. Paris 310, 609–612.

Alpers W.R., Ross D.B. & Clifford C.L. (1981): On the detectability of ocean surface waves by real and synthetic aperture radar. AGU100 Advancing Earth and Space Science, JGR Oceans, Volume86, Issue C7, pp. 6481 - 6498.

Amberg V. (2005): Analyse de scènes péri - urbaines à partir d'images radar haute résolution, Application à l'extraction semiautomatique du réseau routier. Thèse doctorat dans la spécialité de Signal, Image, Acoustique. Institut national polytechnique de Toulouse, 239p.

Ambrasseys N.N. (1962): The seismicity of Tunis. Anali di geofisca, vol.XI, n°2 - 3, Roma.

Anderson, H. A. & Jackson J.A. (1987): Active tectonics of the Adriatic region, Geophys. J. R. Astr. Soc., 91, 937–983.

Angelier J. (1975) : Sur l'analyse des déplacements dus au jeu d'une population de failles. Exemple en Crète (Grèce). C.R. Acad. Sc., Paris, Sér. D, t. 280, PP. 1657 - 1660.

Angelier J. & Chen R.F. (2002): Soulèvement et plissement tectoniques révélés par analyse mathématique empirique de profils longitudinaux de rivières : un cas à Taiwan. C. R. Geoscience 334, pp. 1103 - 1111.

Anh T.N. (2013) : Mesure du champ de déplacement associé aux glissements de terrain par des études combinées de corrélation optique et de mesures in situ sur un exemple remarquable : le glissement Tena (Espagne), Thèse de doctorat Thèse de doctorat en télédétection, Univ. Toulouse III, France ; 241p.

`

Anibi S. & Romdhane N.B. (2007) : Contribution à l'estimation du risque de liquéfaction du sous sol de Tunis. Colloque international "Sols et matériaux à problèmes", Hammamet, Tunisie, Février 2007, pp 163–172 BAEL 91 révisées 99 (1992) Règle techniques de conception et de calcul des ouvrages et constructions suivant la méthode des états - limites. Editions Eyrolles.

Ansal A., Iyisan R. & Yıldırım H. (2001): The cyclic behaviour of soils and effects of geotechnical factors in microzonation. Soil Dynam. Earthquake Eng. 21 (5), 445–452.

Anselin L. (1995): Local indicators of spatial association—LISA. Geogr Anal 27(2):93–115.

Argani A., Cornini S., Torelli L. & Zitellini N. (1986): Neogene - Quaternary foredeep system in the strait of Sicily, Mem. Soc. Geol. It., 36, 123 - 130.

Aubry P. & Piégay H. (2001) : Pratique de l'analyse de l'autocorrélation spatiale en géomorphologie : définitions opératoires et tests. Géographie physique et Quaternaire, 55, (2), 111–129.

B

Babar M. (2005): Hydrogeomorphology fundamentals applications and techniques. New India Publishing Agency, 281p.

Bamler R. & Wessling (1997): Digital Terrain Models from Radar Interferometry. Photogrammetric Week. Wichmann Verlag, Heidelberg. 93 - 105.

Bamler R. & Hartl.P (1998): Synthetic aperture radar interferometry. Iopscience, Inverse Problems, Volume 14, n°4.

Band L. E. (1986): Topographic partitioning of watersheds with digital elevation models. Water Resources Research, 22, 15–24.

Bannister E. N. (1980): Hypsometries of Michigan's Southeastern Lake Plain. Journal of Great Lakes Research, Vol.6, Issue 2, pp. 154163.

Baroni C., Noti V., Ciccacci S., Righini G., & Salvatore M.C. (2005): Fluvial origin of the valley system in northern Victoria Land (Antarctica) from quantitative geomorphic analysis. GSA Bulletin, 117, pp. 212 - 228.

Bedir M. (1995): Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissement de la marge atlasique de la Tunisie. Thèse Doc. Etat, Tunis II, Tunis, Tunisia, 416 pp.

Bedir M., Zargouni F., Tlig S., Bobier C. & Aissaoui (1996). Sequence stratigraphy and petroleum geology of the Miocene from Eastern Tunisia. A.P.PG., Bulletin, V. 80, n° 1, pp.

Belabbes S. (2008): Caractérisation de la déformation active par l'Interférométrie Radar (InSAR): Failles sismiques aveugles et cachées de l'Atlas Tellien (Algérie) et du Rif (Maroc) le long de la limite des plaques Afrique - Eurasie. Thèse doctorat en Sciences de la Terre et de l'Univers., Spécialité : Géophysique. Univ. Louis Pasteur - Strasbourg I, 226p.

`

Ben Arfa N., Rodriguez C. & Daniel K. (2008) : Dynamiques spatiales de la production agricole en France. Revue d'Économie Régionale & Urbaine.

Ben Ayed N. (1986): Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie du début de Mésozoïque à l'actuel. Thèse d'état en géologie, 295 p.

Ben Ayed, (1993) : Evolution tectonique de l'avant - pays de la chaine alpine de Tunisie du début du Mésozoique à l'actuel. Ann. Mines st de la géol. n°32. 286 p, thèse de Doct. Es. Sciences, Univ. Tunis, Fac. Sci. 286.

Ben Ayed N., Bobier C., Paskoff R., Oueslati A. & Viguier C. (1978) : Sur la tectonique récente de la plage de R'mel, à l'Est de la Bizerte (Tunisie NordOrientale). Géologie Méditerranéenne, VI, 4, p. 423 - 426.

Ben Ayed N., Bismuth H. & Viguier C. (1979) : Présence d'Oligocène dans la banlieue nord et sud - est de Tunis : affleurements de Sidi Bou Said et de Bir Kassaa. Notes du Serv.geol.de Tunisie n°45 : travaux de géologie tunisienne, n°13, pp. 55 - 70.

Ben Ayed N. & Viguier. (1981) : Interprétation de la Tunisie Atlasique. C. R. Acad. Sc. Paris, série II, t, 292., p. 1445 - 1448.

Ben Ayed N. & Zargouni F. (1989) : Carte sismo - tectonique de la Tunisie à l'échelle du 1/1.000.000ème.

Ben Ayed N, Gueddiche M, El Ghali A, Amar H& Boughdiri M. (1996): Evolution géodynamique et néotectonique du bassin molassique de Kechabta [Geodynamic and neotectonic evolution of the Molasse Kechabta basin]. Proceedings of the 5th Tunisian Petroleum Exploration Conference, Tunis, Tunisia

Ben Chelbi M., Melki F. & Zargouni F. (2006) : Précision sur l'évolution structurale de l'Atlas septentrional de Tunisie depuis le Crétacé (Bassin de Bir M'Cherga). Echos d'une évolution polyphasée de la marge tunisienne dans son cadre méditerranéen. Africa Geoscience Review.

Ben Chelbi, M., Melki, F.& Zargouni, F., (2008) : Précision sur l′évolution structurale de l′Atlas septentrional de Tunisie depuis le Crétacé (Bassin de Bir M′Cherga). Echos d′une évolution polyphasée de la marge tunisienne dans son cadre méditerranéen. African Geoscience Review, 15, (3 & 4), 229- 246.

Ben Chelbi M. (2007): Analyse tectonique des structures liées à la faille de Tunis - Ellès Thèse de Doctorat 3 ème cycle : Géologie Fac. Sc. Tunis, Université Tunis El Manar, 263p.

Ben Ferjani A., Burollet P.F. & Mejri F. (1990): Petroleum Geology of Tunisia. Mem. E. T. A. P., vol. 1. Tunis, Tunisia, 194 pp.

Ben Hassen M. (2012) : Analyse de la déformation récente dans l'atlas méridional de la Tunisie par géomorphométrie et interférométrie radar (dinsar). Thèse de Doctorat en cotutelle. Univ. de Paris - Est Marne - laVallée et Univ. Tunis El Manar, 344p.

`

Ben Hassen M., Deffontaines B. & Turki M.M. (2015): Semi - Automated Extraction of Drainage Anomalies. Application to the Center of the Southern Atlas of Tunisia. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement, 20, 3 - 14.

Ben Ismail M. H. (1982) : Le Trias et le Jurassique inférieur de l'extrême Sud tunisien : Etude de sondages profonds de terrain et synthèse paléogéographique. Thèse Dr. 3éme cycle, Paris VI.

Ben Ismail Lattrache, K. (2000) : Précisions sur le passage Lutétien - Bartonien dans les dépôts éocènes moyens en Tunisie centrale et nord - orientale. Revue de Micropaléontologie 43 (1 - 2), 3 - 16.

Ben Mammou A. (1992) : Identification et caractérisation géotechnique des sédiments de retenues des barrages de Tunisie. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Volume 55, Issue 1, pp 65–76

Ben Slama, M.M., Masrouhi, A., Ghanmi, M., Ben Youssef, M.& Zargouni, F.(2009): Albian extrusion evidences of the Triassic salt and clues of the beginning of the Eocene atlasic phase from the example of the Chitana- Ed Djebs structure (N.Tunisia): Implication in the North African Tethyan margin recorded events, comparisons. C. R. Geoscience 341 (2009) 547–556.

Berardino P., G. Fornaro G., Lanari R. & Sansosti E. (2002): A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. IEEE Geoscience and Remote Sensing Society, Volume 40, Issue : 11, pp. 2375 – 2383.

Bishop W.F. (1975): Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 59 (3), 413–450.

Bolze J. (1954) : Ascension et percée des diapirs au Crétacé moyen dans les monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale). C.R.A.S., 238, pp. 2008 - 2010.

Boltenhagen C. (1985) : Paléogéographie du Crétacé moyen de la Tunisie centrale, Actes du 1er Congrès national des sciences de la Terre Tunis, pp 97–114.

Bonnefous J. & Bismuth H. (1982) : Les faciès carbonatés de plateforme de l'Eocène moyen et supérieur dans l'offshore tunisien nord - oriental et en mer pélagienne. Implications paléogéographiques et analyse micropaléontologique. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf - Aquitaine 6 (2), 337– 407.

Bouaziz S. (1995) : Etude de la tectonique cassante de la plateforme de l'Atlas Saharien (Tunisie Méridionale). Evolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse de Doctorat de Sciences Géologiques, Univ, Tunis II, 485p.

Bouaziz S., Barrier E., Soussi M., Turki M.M. & Zouari H. (2002): Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. - Tectonophysics 357, 227– 253.

`

Bouden - Romdhane N. & Mechler P. (2002) : Effet de site sismique, méthodes d'évaluation : application au site de la ville de Tunis. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Volume 61, Issue 3, pp 269–281.

Bouillin J. P. (1986) : Le bassin Maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, Bull Soc. Géol. France, 8(2), 547 - 558.

Boukadi, N. (1985) : Evolution géométrique et cinématique de la zone d'interférence de l'axe NS et de la chaîne de Gafsa. Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 155 p.

Boukadi N. (1994) : Structuration de l'atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des nuds et des zones d'interférences structurales au contact de grands couloirs tectoniques. Thése de doctorat en Sciences Géologiques, Univ. Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis, 249p.

Bousquet J. C. & Philip H. (1981): Neotectonics of the Calabrian arc and Apennines (Italy): an example of plioquaternary evolution from island arcs to collisional stage. - In: The origine of arcs. Ed: C. F. Wesel, Elsevier, 305326.

Bousquet J. C. & Philip H. (1981) : Les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée occidentale. In « C.F. Wezel: Sedimentary basins of the Mediterranean margins ». Tecnoprint, Bologna, pp. 389 - 405.

Bousquet J. C. et Philip H. (1986): Neotectonics of the Calabrian arc and Apennines (Italy): an example of plioquaternary evolution from island arcs to collisional stage. - In: The origine of arcs. Ed: C. F. Wesel, Elsevier, 305326.

Bouraoui S. (2013): Time Series Analysis of SAR Images Using Persistent Scatterer (PS), Small Baseline (SB) and Merged Approaches in Regions with Small Surf ace Deformation. France: Universite de Strasbourg.

Boutib L., Zargouni F. & Melki F. (1997) : Tectonique récente et sismotectonique de la région du grand Tunis : apport téléanalytique et données de terrains : Africa Geoscience Review, v. Vol. 4, p. pp. 395 - 403.

Boutib L. (1998) : Tectonique de la région du Grand Tunis : évolution géométrique et cinématique des blocs structuraux du Mésozoique à l'actuel (Atlas nord oriental de la Tunisie). Thèse de doctorat, univ. Tunis, 151 p.

Boutib L., Zargouni F. & Melki F. (1997) : Tectonique récente et sismotectonique de la région du grand Tunis : apport téléanalytique et données de terrains : Africa Geoscience Review, v. Vol. 4, p. pp. 395 - 403.

Boutib, L., Melki, F.& Zargouni, F. (2000) : Tectonique synsédimentaire d'âge crétacé supérieur en Tunisie nord orientale: blocs basculés et inversion de subsidence. Bull. Soc. Géol. France 171 (4), 431- 440.

`

Buforn E., Bezzeghoud M., Udias A. & Pro C. (2004): Seismic sources on the Iberia - African plate boundary and their tectonic implications, Geodynamics of Azores - Tunisia, Vol. 161; 3: Basel, Switzerland, Birkhaeuser Verlag, pp. 623 - 646.

Bujalka P., Rakus M. & Vacek J. , (1972) : Notice explicative de la carte géologique au 1/50000 de la Goulette. Ed. Serv. Géol. Tunisie. 83 p.

Bullard T.F. & Lettis W.R. (1993): Quaternary fold deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles Basin, California. Journal of Geophysical Research, 98, pp. 83498369.

Burbank D.W. (1992): Characteristic size of relief. Nature, 359, pp. 483 - 484.

Burbank, D.W., et Anderson, R.S. (2001): Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, Oxford. 247 pp.

Burollet P.F. (1951): Etude géologique des bassins mio - pliocène du nord - est de la Tunisie : région entre mateur, ferryville et porto - farina. Ann. Min. et Géol. Tunisie, 7, vol. 1, 94 p.

Burollet P.F. (1956): Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Annales des mines et de la géologie N° 18, Tunis, 350p.

Burollet P. F. & Rouvier H. (1971) : La Tunisie in tectonique de l'Afrique : UNESCO, Paris, p. 91 - 100.

Burollet P.F. (1973) : Importance des facteurs salifères dans la tectonique tunisienne, Livre Jubi. M. Solignac. Ann. Mines Geol. (Tunis) 26, 111– 120.

Burrus J. (1984): Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (NorthWestern Mediterranean), Marine Geology, 55(3 - 4), 247 - 269.

Busson G. (1967) : Le Mésozoïque saharien. 1ère partie : l'extrême - sud Tunisien, Publ. C.R.Z.A. Géologie 8, (CNRPS), Paris, 194 p.

C

Caire A. (1975) : Essai de coordination des accidents transversaux en Algérie et en Tunisie. C.R. acad. Sc paris. Série D. t. 280. N° 4. Pp. 403 - 406.

Caire A. (1978): The central mediterranean mountains chains in the Alpine orogenic environment. The ocean basins and margins, Vol. 4B, Edited by Alan E.M. Nairm,William H. Ka nes and Francis G. Stehli (Plenum Publishing Corporation), 201- 256.

Calais E., Bayer R., Chery J., Cotton F., Doerflinger E., Flouzat M., Jouanne F., Kasser M., Laplanche M., Maillard D., Martinod J., Mathieu F., Nicolon P., Nocquet J.M., Scotti O., Serrurier L., Tardy M., Vigny C. (2000): REGAL : Réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales. Configuration et premiers résultats. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 331, pp. 435 - 442.

`

Calvert A., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Roecker S., Mourabit T., Vidal F., Alguacil G., & Jabour N. (2000): Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. Journal of Geophysical Research, 105, 10871 - 10898.

Carminati E. & Doglioni C. (2004): Mediterranean tectonics. EUROPE/ Mediterranean tectonics and neotectonics. Article Number: GEOL: 00135.

Carnec C., King C., Raucoules D., Guise Y. &Paquette Y. (2001) : Suivi de mouvements résiduels sur sites miniers par interférométrie radar : perspectives et applications, SIM Environnement, N.14, 21 - 23.

Carter J. R. (1988): Digital representations of topographic surfaces. Photogramm. Eng. Remote Sensing, Vol. 11, pp.1577 - 1580.

Casero, P. & Roure F. (1994): Neogene deformation at the Sicilian - North African plate boundary, In: Roure, F., Editor, Peri - Tethyan platforms, Technip Pub, 27–50.

Cascini, L., Ferlisi, S., Fornaro, G., Peduto, D., & Manunta, M. (2007): Analysis of a subsidence phenomenon via DInSAR data and geotechnical criteria. Rivista Italiana Di Geotecnica, 04(07), 51–59.

Castany G. (1951) : Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Annales Mines Géologie (Régence Tunis, Protectorat Français) 8, pp.1 - 632.

Castany G. (1953) : Carte géologique au 1/50 000 de la Tunisie.

Castany G. (1954) : L'accident Sud tunisien, son âge et ses relations avec l'accident Sud atlasique d'Algérie. C. R. Acad. Sci. Paris 238 (8), 916– 918.

Castellazzi P., Arroyo - Domínguez N., Martel R., Calderhead A. I., Normand J.C.L., Gárfias J., Rivera A. (2015): Land subsidence in major cities of Central Mexico: Interpreting InSAR - derived land subsidence mapping with hydrogeological data. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation; http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2015.12.002.

Casu F., Elefante S., Imperatore P., Zinno I., Manunta M., De Luca C., Lanari R. (2014): SBAS-DInSAR Parallel Processing for Deformation Time-Series Computation. Selected Topics in Applied Earth 620 Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of , vol.7, no.8, pp.3285,3296.

Casula G., Cherchi A., Montadert L., Murru M., & Sarria E. (2001): The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data, Marine and Petroleum Geology, 18(7), 863 - 888.

Chakhma, Ben Ayed N. & Bel Hadj Ali M. (1990) : Rapport tectonique - sédimentation au Crétacé supérieur dans la région de Bir El Hhefey (Tunisie Centrale). 2ème Cong. Nat. Sciences de la terre. Tunis, 1990, page 98.

`

Champenois J. (2011) : Caractérisation des déformations tectoniques inter - sismiques de l'île de Taiwan par interférométrie radar, PhD thesis, Paris Est.

Charef A., Ayed L., Azzouzi R. (2012): Impact of natural and human processes on the hydrochemical evolution of overexploited coastal groundwater: case study of the Mornag aquifer refill (South - East Tunis, Tunisia). Chem Erde 72(1):61–69.

Charleux - Demargne J. (2001): Qualité des Modèles Numériques de Terrain pour l'Hydrologie Application à la Caractérisation du Régime de Crues des Bassins Versants, Thèse en Sciences de l'Information Géographique, Univ. Marne La Vallée, 350 p.

Chen Y. C., Sung Q & Cheng K.Y. (2003): Along - strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream - gradient and hypsometric analysis. Geomorphology, 56, pp. 109 - 137.

Cherchi A., & Montadert L. (1982): Oligo - Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin, Nature, 298, 736 - 739.

Chihi L. (1984) : Etude tectonique et microtectonique du fossé de Kasserine (Tunisie Centrale) et les structures voisines J. Selloum et Maargaba. Thèse 3ème cycle Université de Paris sud, France. 110 p.

Chihi L., Dlala M. & Ben Ayed N. (1984) : Manifestations tectoniques synsédimentaires et polyphasées d'âge crétacé moyen dans l'Atlas tunisien Central (région de Kasserine). C. R. Acad. Sc. Série II, t. 298

Chihi L. (1995) : Les fossés néogènes a quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne : leur étude structurale et leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale. Thèse Doct. d'état, Université de Tunis II, 324p.

Choukroune P., Roure F., Pinet B. & Pyrenees T. E. (1990): Main results of the ECORS Pyrenees profile, Tectonophysics, 173(1 - 4), 411 - 423.

Chrisman N.R. (1986): Obtaining information on quality of digital data. Proceedings of AutoCarto 8, London, vol. 1.

Coque R. & Jauzin A. (1965) : Essai d'une carte néotectonique de la Tunisie au 1/1000000. Rev. Géogr., Phys. Et Géol., Dyn. Vol. 7, fasc. 3, pp. 253 - 256,1 carte H.T., bibliogr.

Comentale B. (1999): Néotectonique et réseau hydrographique : l'exemple du Matese (Apennin campanien septentrional, Italie). Géomorphologie : relief, processus, environnement, vol. 5, N°4. pp.359 - 373.

Crampon N. (1971) : Etude géologique de la bordure des Mogods, du Pays de Bizerte et du Nord des Hédils. Thèse es Sci., Uni. Nancy, 522p.

Costantini M. (1998): A novel phase unwrapping method based on network programming. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Volume: 36, Issue: 3, pp. 813 – 821.

`

Costantini M. & Rosen P.A. (1999): A generalized phase unwrapping approach for sparse data, Proc. IGARSS'99, Hamburg, Germany, pp. 267 - 269. Remote Sens. 2015, Volume 7 (11), pp.15630 - 15650

Curlander, J. C. & McDonough R.N. (1991): Synthetic Aperture Radar, Wiley Interscience, New York.

D

David B. & Fasquel P. (1997): Qualité d'une base de données géographiques : concepts et terminologie. Bulletin d'Information de l'IGN, Vol.67.

Day D.G. (1980): Lithologic controls of drainage density: A study of six small rural catchments in New England, N.S.W. CATENA, Vol. 7, Issue 1, pp.339 - 351

Deffontaines B. (1985): Proposition d'une méthode géomorphologique permettant une approche de la néotectonique en pays tempéré. Exemple d'application : la région de Fougères (France). Rapport Interne BRGM N° 85, SGN 659 GEO, 107 p. + annexes.

Deffontaines B. (1990): Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale; analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrains; Application au Nord - Est de la France. Thèse, Univ. Paris VI, France, 230 p.

Deffontaines B. & Chorowicz J. (1991): Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. Tectonophysics, Vol.194, Issue 3, pp. 237 - 263.

Deffontaines B., Cadet J. P. & Fourniguet, J. (1992) : L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morphostructurale de l'est de la France. Geodinamica Acta, 5, pp. 279 - 292.

Benoît Deffontaines B., Fruneau B., Prunier - Leparmentier A.M., Pajot E., Rudant J.P., Arnaud A. (2004): Urban instability revealed by dinsar and ps interferometry: the montmartre case example (paris, france). Proc. of the 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Autriche 6 - 10 Septembre 2004, ESA SP - 572, Avril 2005.

De Agostini A. (2014) : L'utilizzo dell'interferometria radar satellitare nella caratterizzazione dei fenomeni franosi a differenti scale d'indagine Thèse Doc. Etat, Università degli studi di padova, Italie, 156 pp.

De Lamotte D.F., Leturmy P., Missenard Y., Khomsi S., Ruiz G., Saddiqi O., Guillocheau F., Michard A. (2009) : Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. Tectonophysics. Vol.475, pp. 9–28.

Delteil J. (1982) : Le cadre néotectonique de la sédimentation plio - quaternaire en Tunisie centrale et aux îles Kerkennah, Bull. Soc. Géol. Fr., XXIV (2), 187 - 193.

`

Delteil J. , Zouari H., Chikhaoui M., Creuzot G., Ouali, J. , Turki M.M., Yaich C. & Zargouni F. (1991) : Relation entre ouvertures téthysiennes et mésogéennes en Tunisie. Bull. Soc. Geol. Fr. 162 (6), 1173–1181.

De Luca C. , Cuccu R., Elefante S., Zinno I., Manunta. M, Casola V, Rivolta G., Lanari R. & Casu F. (2015) : An On - Demand Web Tool for the Unsupervised Retrieval of Earth's Surface Deformation from SAR Data: The P - SBAS Service within the ESA G - POD Environment.

Dercourt, J. , Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbortshikov I. M., Geyssant J. , Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulin J. , Sibuet J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P., & BijuDuval B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, Tectonophysics, 123(1 - 4), 241 - 315.

Devi R.K.M., Bhakuni S.S. & Bora P. K. (2011): Tectonic implication of drainage setup in the Sub - Himalaya: A case study of Papumpare district, Arunachal Himalaya, India. Geomorphology, Vol. 127, pp. 14 - 31.

Devoti, R., Ferraro C., Lanotte R., Luceri V., Nardi A., Pacione R., Rutigliano P., Sciarretta C., Gueguen E., Bianco G., & Vespe F. (2001): Geophysical interpretation of geodetic deformations in the central Mediterranean area, In: AGU Book Series, Plate Boundary Zones.

Dewey, J. F., Helman M. L., Turco E., Hutton D. H. W. & Knott S. D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean, Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ., 45, 265–283.

Dlala M., Chihi L. & Ben Ayed N. (1984) : Géodynamique de quelques bassins sédimentaires Tunisiens néogène près de Kasserine. 10ème R.A.S.T Bordeaux.

Dlala M. (1984) : Tectonique récente et microtectonique de la région de Kasserine. Thèse 3ème cycle. Montpellier II, 138p.

Dlala M. & Hfaiedh M. (1993) : Le séisme de Metlaoui: une tectonique active en compression: C. R. Acad. Sci. Paris, v. 317, p. 171 - 174.

Dlala M. (1995) : Evolution géodynamique et tectoniques superposes en Tunisie : sur l'implication tectonique récente et la sismicité. Thèse d'Etat, Univ. Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, 390 p.

Dlala M., Rebai S. & Philip H. (1995) : Approche sismotectonique des caractères de la sismicité en Tunisie. C.R. acad. Sci. Paris, t. 319, série II, pp. 573 - 579.

Dlala M. & Kacem J. (2002) : Carte sismotectonique 1/50000 de la région du Grand Tunis. INM.

Doglioni, C., Erwan G., Francesc S. & Manuel F. (1997): The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen, Terra Nova, 9(3), 109 - 112.

`

Douvinet J. , Delahaye D., Langlois P. (2007) : De la morphométrie à un champ de mesure de l'efficacité structurelle du bassin versant. SAGEO'2007, 15p.

Dridri A. & Fedan B. (2001): Rôle du contrôle structural dans la mise en place du réseau hydrographique de Sebou et d'Inaouène entre Fès et oued Amlil (Maroc). Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre, N°23, pp.67 - 77.

Dubourdieu, G. (1959) : La déformation récente de l'Afrique du Nord. Extrait des comptes rendus de l'Académie des Sciences, t. 249, pp. 2799- 2801, séance du 21 décembre 1959.

Dupéret A. & Deffontaines B. (2004): Digital Analysis and Basic Shape Relief Extraction from DTM. International archives of photogrammetry remote sensing and spatial information sciences, Vol. 35, Part 2, pp. 810 - 815.

E

Elachi C. (1988): Spaceborne radar remote sensing: Applications and techniques. New York, IEEE Press, 285 p.

El Euchi H., Fourati L., Hamouda F. & Saidi M. (1998): Structural style and hydrocarbon habitat in Northern Tunisia. Field Trip Guide Book. ETAP Mem., vol. 13. Tunis, Tunisia, 72 pp.

Ellouz N. (1984): Etude de la subsidence de la Tunisie atlasique, orientale et de la Mer Pélagienne. Thèse 3ème Cycle. Univ. Paris VI, Géodynamique, no. 84 - 29, 139 pp.

El Ouardi, H.& Turki, M.M., (1995) : Tectonique salifère polyphasée dans la région de Mejez el Bab–Testour (zone des dômes, Tunisie septentrionale): contrôle de la sédimentation méso-cénozoïque. Geol. Mediterr. 22 (2) (1995) 73–84.

El May M., Dlala M., Chenini I. (2010): Urban geological mapping: Geotechnical data analysis for rational development planning. Eng. Geol., Volume 116, 129–138.

El May M., Souissi D., BenSaid H. & Dlala M. (2015): Geotechnical characterization of the quaternary alluvial deposits in Tunis City (Tunisia). Journal of African Earth Sciences, Volume 108, August 2015, Pages 89 - 100.

Ennabli M. (1977) : Etude sur modèle mathématique des aquifères du Nord - Est de la Tunisie. LHM/DR.77/17. Ec. Nat. Sup. des Mines. Paris.

Ennabli M. (1980) : Etude hydrogéologique d es aquifères Nord Est de la Tunisie par une gestion intégrée des ressources en eau, Thèse de doctorat d'état.

Evans I.S. (1979): An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Final report on grant DA - ERO - 591 - 73 - G0040.

F

Fábio F. Gamaa F.F., Alessio Cantoneb A., Muraa J.C., Pasqualib P., Paradellaa W.R., dos Santosa A.R. & Silvaa G.G. (2017): Monitoring subsidence of open pit iron mines at Carajás

`

Province based on SBAS interferometric technique using TerraSAR - X data. Remote Sensing Applications: Society and Environment 8 (2017) 199–211,

Farhat B, Jallouli R & Ben Mammou A. (2010): Contribution de la gravimétrie à l'étude de la structure de la plaine de Mornag (nord - est de la Tunisie): implications hydrogéologiques. Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques, Volume 55 (8), pp 1396 - 1404.

Farhat B. (2011) : Caracterisation de la geometrie des aquiferes Moi - Plio - Quaternaires de la plaine de Mornag (NE Tunisie) par les methodes geophysiques. Hydrochimie et modelisation de la recharge potentielle. Thèse de doctorat, Faculté des sciences de Tunis.

Ferchichi H., Farhat B., Ben - Hamouda M.F., Abdallah Ben - Mammou A. (2017) : Understanding groundwater chemistry in Mediterranean semi - arid system using multivariate statistics techniques and GIS methods: case of Manouba aquifer (Northeastern Tunisia). Arabian Journal of Geosciences 10: 530.

Ferretti A., Prati C. & Rocca F. (2000): Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, v. 38 (5), pp. 2202 - 2212.

Fielding E., Isacks B., Barazangi M., & Duncan, C. (1994): How flat is Tibet? Geology, 22, pp. 163 - 167.

Fielding E.J., Blom R.G., Goldstein R.M.(1998): Rapid subsidence over oil fields measured by SAR interferometry. Geophysical Research Letters 25, 3215 – 3218

Florinsky I.V. (1998): Derivation of topographic variables from a digital elevation model given by a spheroidal trapezoidal grid. International Journal of Geographical Information Science, Vol. 12, 8, pp. 829 - 852.

Florinsky I. V. (2000): Relationships between topographically expressed zones of flow accumulation and sites of fault intersection: Analysis by means of digital terrain modeling, Environmental Modelling and Software, 15, pp.87 - 100.

Florinsky I.V., Eilers R.G., Manning G.R. & Fuller L.G. (2002): Prediction of soil properties by digital terrain modelling. Environmental Modelling Softawre, Vol.17, pp. 295 - 311.

Fortunato G. (2009) : Procédures synoptiques de calibrage et d'analyses conduites au moyen d'interférométrie radar satellitaire sur réseaux d'infrastructures urbaines et routiers. Thèse en Science de l'Information Géographique, Univ. Calabre (UNICAL) Italie et Univ. Marne la vallée (France), 228p.

`

Fougeirol D., Jarraya Horriche F. & Vollmer K. R. (2012): Artificial recharge of Mornag aquifer (Tunisia) with reclaimed wastewater for irrigation purposes. In: Conference Pmceedxngs 'Integrated Resources Managenent", Fnunhofer Verlag, Karlsruhe: 227 - 233.

Franceschetti G. & Lanari R. (1999): Synthetic Aperture RADAR PROCESSING. CRC Press Taylor 8i Francis Group Boca Raton London New York, 94p.

Frizon de Lamotte D., Bezar B. S., Bracène R. & Mercier E. (2000): The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, Tectonics, 19(4), 740 - 761.

Froidefoid J. X. (1982): Processus d'évolution d'un littoral sableux au cours de l'holocène.Application au domaine Aquitain. Présentation d'une méthode de géomorphologie dynamique et quantitative. Thèse d'état, Univ. Bordeaux I, 273 p.

Fruneau, B., Deffontaines, B., Rudant, J.P. & Le Parmentier, A.M. (2005) : Monitoring vertical deformation due to water pumping in the city of Paris (France) with differential interferometry. Comptes rendus - Geoscience 337, 1173 - 83.

Fujisada H., Bailey G. B., Kelly G. G., Hara S. & Abrams M. J. (2005): ASTER DEM Performance. IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing, 43, pp. 2707 - 2714.

Fullea Urchulutegui J. , Fernandez M. & Zeyen H. (2005): Lithospheric structure in the AtlanticMediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data. C. R. Geoscience.

G

Gabet E.J. , Pratt - Sitaula A.B. & Burbank, D.W. (2004): Climatic controls on hillslope angle and relief in the Himalaya. Geology, v. 32, pp. 629 - 632.

Gaber A., Darwish N. & Koch M. (2017): Minimizing the Residual Topography Effect on Interferograms to Improve DInSAR Results: Estimating Land Subsidence in Port - Said City, Egypt, Remote Sens. 2017, 9, 752;

Gabriel A. & Goldstein R. (1988): Radar interferogram made from two passes of SIR - B over the Rocky Montains in British Columbia. Int. Journal Remote Sensing, Vol. 9.

Gatelli F., Monti Guarnieri A., Parizzi F., Pasquaíi P., Prati C. & Rocca F. (1994): The wavcnumbcr shift in SAR intcrfcromctry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32(4), pp. 855 - 865.

Gelabert B., Sabat F. & Rodriguez - Perea A. (2002): A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterránean. Terra Nova, Vol. 14, pp. 93 - 100.

Gilchrist A.R., Summerfield M.A. & Cockbum H.A.P. (1994): Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens. Geology, 22, pp. 963 - 966.

Glangeaud L. (1927): Sur le plissement post Astien dans le nord de la province d'Alger. Bull. Soc. Géol. Fr., 4ème série, XVII, p. 239 - 246.

`

Glangeaud, L (1951) : Interprétation tectono- physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. Bulletin de la Société géologique de France, t.6, 735- 762.

Goldstein R.M. & Werner C.L. (1998): Radar interferogram filtering for geophysical applications. Geophysical Research Letters 25 (21), 4035–4038.

Gourmelen C. (1984) : Serrage polyphasé de paléostructures distensives dans l'Axe nord - sud tunisien : le segment Bou Zer - Rhéouis, Thèse de 3 ème cycle, 216 pp, Univ. Grenoble I, Grenoble.

Graham L. C. (1974): Synthetic interferometer radar for topographic mapping. Proceedings of the IEEE, 62(6), pp. 763 - 768.

Gregory K.J. & Walling D.E. (1968): The variation of drainage density within a catchment. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Vol. 13, pp. 61 - 68.

Grohmann C.H. & Campos Neto M.C. (2002): Anàlises morfo - tectonicas em Aiuruoca, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, XLI, Joao Pessoa, p. 353

Gueguen E., Doglioni C. & Fernandez M. (1998): On the post - 25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298, pp.259 - 269.

Guilloux A. & Nakkouri A. (1976): Contribution to geotechnical study of soil in Tunis. Tunis. Rev. Equip, 16, pp 58–68.

Guiraud M. (1975) : L'évolution post - triasique de l'avant - pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines, Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 17, 427 - 446.

Gutenberg B. and Richter C. F. (1936): Magnitude and energy of earthquakes, *Science*, **83**, pages 183—185.

Gutenberg B. (1945): Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, 35, pp. 3 - 12.

Gutenberg B. & Richter C. F. (1956): Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, Bulletin of the Seismological Society of America, **46**, pages 105—145.

Guzzetti F. & Reichenbach P., (1994): Toward the definition of topographic divisions for Italy. Geomorphology, 11, pp. 57 - 75.

H

Haller P. (1983) : Structure profonde du Sahel tunisien. Interprétation géodynamique. Thèse 3ème Cycle Univ. Franche Comté, no. 421, France, 162 pp.

Halldén T. (2017): Measuring coastal erosion along the coast of Ystad municipality using PSInSAR and SBAS, Mémoire de Master, Univ.Stockholm, Suede, 88 pp.

`

Han Z., Wu L., Ran Y. & Ye Y. (2003): The concealed active tectonics and their characteristics as revealed by drainage density in the North China plain (NCP). Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 21, pp. 989 - 998.

Hanks T. & Kanamori H. (1979): « *A moment magnitude scale* », Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol. 84, nº B5, p. 2348–2350.

Hansen R. (2001): Radar interferometry data interpretation and error analysis. Remote sensing and digital image processing, Kluwer Academic Publishers, New York, Boston, Dordreght, London, Moscow.

Hartil P., Reich M., Thiel K. H. & Xia Y. (1993): SAR interferometry applying ERS - I: Some preliminary test results. 1st ERS - 1 Symposium, Cannes, France, pp. 2 19 - 222.

Hartl P., Thicl K. H. & Wu X. (1994a): information extraction from ERS - 1 SAR data by means of InSAR and D - InSAR techniques in antarctic research. 2nd ERS - 1 Symposium, Hamburg, Germany, pp. 697 - 701.

Hartl P., Thiel K. H., Wu X. & Xia Y. (1994b): Practical applications of SAR interferometry: experiences made by the institute of navigation. 2nd ERS - 1 Symposium. Hamburg, Germany, pp. 717 - 722.

Harvey F. (1998): Quality needs more standarts. In: Data Quality in Geographic Information, ed. Hermès, Paris, pp 37 - 42.

Hastings D. A. et Dunbar P. K. (1999): Global Land One - kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Documentation, Vol.1.0. Key to Geophysical Records Documentation (KGRD) 34, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center.

Hensley S., Munjy R. & Rosen P. (2001): In Interferometric Synthetic Aperture Radar (IFSAR), Digital Elevation Model Technologies and Applications: The DEM User's Manual, D. Maune (Ed.), pp. 143–206 (Bethesda, MD: American Society for Photogrammetry and Remote Sensing).

Hfaiedh M., Ben Ayed N. & Dorel J. (1985) : Etude néotectonique et sédimotectonique de la Tunisie Nord - Orientale : Note Serv. Géol. Tunisie, v. 51.

Hfaiedh M. (1985) : Etude sismotectonique de la Tunisie Nord orientale : Centre d'Orsay, Univ. Paris Sud, centre Orsay.111p.

Hfaieth M., Attafi K., Arsovski M., Jancevski J. , Domurdzano N. & Turki M. M. (1991) : Carte sismo - tectonique de la Tunisie. Editée par l'Institut National de la Météorologie.

Hilley, G., Arrowsmith, J. R., & Bürgamann, R. (1997): Investigation of active deformation using a landscape development model and field examination of landforms and geology along the northeastern margin of the southern Santa Cruz Mountains. Geological Society of America Abstracts with Programs, Annual Meeting, 29, pp. 324.

`

Hlaiem A. (1999): Halokinesis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. Tectonophysics, Vol. 306, Issue 1, pp. 79 - 95.

Horn B.K.P. (1982): Hill Shading and the Reflectance Map. Geo - Processing 2: pp. 65– 144.

Horton R.E. (1932): Drainage basin characteristics. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 13, pp. 350 - 361.

Horton R.E. (1945): Erosional development of streams and their drainage bassins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Bull. Geol. Soc. Am., New York, 56 275 - 370.

Howard A. D. (1967): Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, 51 (11) 2246 - 3428.

Hu B. (2014): Monitoring of Ground Deformation due to Excessive Withdrawal of Natural Gas Using SBAS. Hindawi Publishing Corporation Mathematical Problems in Engineering Volume 2014, Article ID 674510, 6 pages http://dx.doi.org/10.1155/2014/674510

Hu B., Wang H.S., Sun Y.L., Hou J.G. and Liang J. (2014): Long - Term Land Subsidence Monitoring of Beijing (China) Using the Small Baseline Subset (SBAS) Technique Remote Sens. 2014, 6, 3648 - 3661; doi:10.3390/rs6053648

Hunter G.J. & Goodchild M.F. (1997): Modeling the uncertainty of slope and aspect estimates derived from spatial databases. Geographical Analysis, Vol. 29, pp. 35 - 49.

Hurtrez J. E., Lucazeau F., Lave J. & Avouac J. (1999): Investigation of the relationships between basin morphology tectonic uplift and denudation from the study of an active belt in the Siwalik Hills, Central Nepal. Journal of Geophysical Research, Vol. 104, pp. 12,779 - 12,796.

Hurtrez J. E. & Lucazeau F. (1999): Lithological control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA Earth and Planetary Science, Vol. 328, Issue 10, pp. 687 - 694.

I

IGIP (2011): Projet de gestion intégrée des ressources en eau des périmetres irrigués de Mornag. Etude d'impact environnemental de la recharge artificielle de la nappe de Mornag par les eaux usées traitées. Rapport Phase l. Ministere de l'Agriculture et des Ressources Hydrauliques, Tunisic, 316 p. Ct 16 annexes.

Imhof E. (1982): Cartographic Relief Presentation. New York: Walter de Gruyter.

J

Jarraya-Horriche F. (2004) : Contribution à l’analyse et à la rationalisation des réseaux piézométriques, Thèse de doctorat, École. Nat. d’Ing. Tunis. 254 p.

`

Jauzein A. (1967) : Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne. Ann. Mines Géol. Tunis, 22, 475 p.

Jenson S. K. & Domingue J. O. (1988): Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis," Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 54, no. 11, pp. 1593 - 1600.

Johansson M. (1999): Analysis of digital elevation data for paleosurfaces in southwestern Sweden. Geomorphology, 26, pp. 279 - 295.

Jordan, G. (2004): Terrain Modelling with GIS for tectonic geomorphology, Numirical methods and applications. Comprehensive summaries of upsala dissertations from the faculty of science and technology 1031.

Jordan G., Meijninger B.M.L., van Hinsbergen D.J. J. , Meulenkamp J. E. & van Dijk P.M. (2005): Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 7, pp. 163 - 182.

K

Kaaniche A. (1989): Design and implementation of a geological database (Tunis - Data - Bank) oriented geotechnical mapping automatically (Tunis - Geo - Map). Application to the City of Tunis. PhD Thesis, National Institute of Applied Science, Lyon, France.

Kaâniche A., Inoubli M.H. & Zargouni F., (2000): Development of a geological and geotechnical information system and elaboration of a digital geotechnical atlas, Bulletin of Engineering Geology and the Environment n° 58, pp. 321–335.

Kacem J. , Dlala M. et Hfaiedh M. (2001) : Etude sismique et tectonique du bassin de Kechabta - Messeftine : implication sur l'évolution géodynamique du Nord - Est de la Tunisie. Note de Service Géologique N° 68. Tunisie.

Kacem J. (2004): Etude sismotectonique et évaluation de l'aléa sismique régional du Nord - Est de Tunis : Apport de la sismique réflexion dans l'identification des sources sismogéniques. Thèse de Doctorat, Univ. Tunis, Fac. Sci. Tunis, 200p.

Kadri A. (1988) : Evolution tectono - sédimentaire (Aptien - Quaternaire) des Jebels Koumine, Hamra et Lessouda (Tunisie centrale). Thèse 3éme cycle Univ. Paris XI. Orsay. France.

Klai M. & Bouassida M (2016): Study of the behavior of Tunis soft clay. Springer International Publishing.

Kamoun Y. (1981) : Neotectonique dans le domaine du Sahel (Tunisie orientale). Actes du 1 er Cong.Nat. Sci.Terre, pp.423 - 432.

Kanamori H. & Anderson D. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology: Seismological Society of America Bulletin, v. 65, pp. 1073 - 1095.

`

Kebeasy, R. M. (1980): Seismicity and seismotectonics of Libya. In: Salem, M.J. , Busrewil, M.T. (Eds.), The Geology of Libya, 3, 955–963.

Keller E.A. & Pinter N. (2001): Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape (second ed), Prentice - Hall, Englewood Cliffs, NJ, 362p.

Kessibi M. (1967) : Etude stratigraphique et structural du Mesozoique de Jedeida - Beauvoir.These 3 eme cycle.Fac.Sci de Tunis.

Kim J.R., Lin S.Y., Hong S., Choi Y.S, and Yun H.W (2013): Ground Deformation Tracking over Mt. Baekdu: A Pre - evaluation of Possible Magma Recharge by D - InSAR Analysis, KSCE Journal of Civil Engineering (2014).

Kuhni A., Pfiffner O. A. (2001): The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250 - m DEM. Geomorphology, Vol. 41, Issue 4, pp. 285 - 307.

Kumar K., Pant M.E., Satyal G.S., and Dumka R.K. (2015): "Comparison of Digital Surface Modelling Techniques For Sloping Hill Terrain Using GPS Data".

L

Laaridhi - Ouazaa N. (1994) : Etude minéralogique et géochimique des épisodes magmatiques mésozoïques et miocènes de la Tunisie. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisia, 466 pp.

Ladjmi T., (1960): Contribution à l'étude géologique et hydrologique de la plaine de Mornag, Mémoire DES, Faculté des sciences de l'université de Paris, 68p.

Laffitte R., & Dumon E. (1948) : Plissements pliocènes et mouvements quaternaires en Tunisie, C.R. Acad. Sci., 227, 138 - 140.

Lajmi T. (1968) : Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la plaine du Mornag (Tunisie). Notes Serv. Géol. Tunisie, N° 27, 51 p., 13 fig., 14 pl.

Lanari R., Fornaro G., Riccio D., Migliaccio M., Papathanassiou K. P., Moreira J. R., Schwäbisch M., Dutra L., Puglisi G., Franceschctti G. & Coltelli M. (1996): Generation of digital elevation models by using SIR - C/X - SAR multifrequency two - pass interferometry: The Etna case study. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 34(5), pp. 1097 - 1115.

Lanari R., Sacristan M., Manunta O., Franquet M., Joan J. , Berardino P. & Eugenio S. (2004b): A Small Baseline DIFSAR Approach for Investigating Deformations on Full Resolution SAR Interferograms. IEEE Trasnactions on geoscience and remote sentins, Volume 42 (7), pp. 1377 - 1386.

Lanari R. Casu F., Manzo M. Zeni G., Berardino P. Manunta M. & Pepe A. (2007): An Overview of the Small BAseline Subset Algorithm: A DInSAR Technique for Surface Deformation Analysis.Pure appl.geophys. Volume 167, pp. 637 - 661.

`

Lanari R., Casu F., Manzo M., Zeni G., Berardino P., Manunta M. & Pepe A. (2017): An Overview of the Small BAseline Subset Algorithm: A DInSAR Technique for Surface Deformation Analysis.Pure appl. geophys. (2007) 637—6610033 - 4553/07/040637 - 25 DOI 10.1007600024 - 007 - 0192 - 9.

Lanari P. & Engi M. (2017): Local Bulk Composition Effects on Metamorphic Mineral Assemblages. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Volume 83, n°1. pp. 55 - 102.

Lassoued, B. Labbene, H. & Gouider, N. (1995) : Note sur l'exploitation du système aquifère de Mornag. Tunis, DGRE.

Laville E., Pique A., Amrhar M., & Charroud M. (2004): A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco), J. Afr. Earth Sci., 38(2), 145 - 153.

Le Melse. (1890): Note sur la géologie de la Tunisie. Bull. Soc. Géol. Fr., 3, XVIII, 209 p.

Le Pichon X., Bergerat F., & Roulet M. J. (1988): Plate kinematics and tectonic leading to Alpine belt formation: A new analysis, in Processes in Continental Lithospheric Deformation, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 218, 111 - 131.

Li Z. (1988): On the measure of digital terrain model accuracy. The Photogrammetric Record, Vol. 12(72), pp 873 - 877.

Lifton N.A. & Chase C.G. (1992): Tectonic, climatic, and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: Implications for landscape evolution in the San Gabriel mountains, California, Geomorphology, Vol. 5, pp.77 - 114.

Liosisa N., Marpua P.R., Pavlopoulosb K. & Taha B.M.J (2018): Ouardac. Ground subsidence monitoring with SAR interferometry techniques in the rural area of Al Wagan, UAE. Science Direct, Remote Sensing of Environment https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.07.001

Liu X., Wang Y. & Yan S. (2017): Ground deformation associated with exploitation of deep groundwater in Cangzhou City measured by multi-sensor synthetic aperture radar images. Environ Earth Sci 76(1):1–12. https://doi.org/10.1007/s12665-016-6311-0

Llamas J. (1993) : Hydrologie générale : Principes et Applications. Gaetan morin éditeur. 527 p.

Loesch E. & Vasit Sagan V. (2018): SBAS Analysis of Induced Ground Surface Deformation from Wastewater Injection in East Central Oklahoma, USA. Remote Sens. 2018, 10, 283; doi:10.3390/rs10020283

Louhaichi M. A. & Tlig S. (1993) : Tectonique synsédimentaire des séries crétacées postbarrèmiennes au Nord - Est de la chaîne des chotts (Tunisie méridionale). Géologie Médit. T. XX, n°1, pp : 53 - 74.

Luo W. (2000): Quantifying groundwatersapping landforms with a hypsometric technique. Journal of Geophysical Research, 105, pp. 1685 - 1694.

M

`

Magesh N.S., Chandrasekar N. & Soundranayagam J. P. (2012): Delineation of groundwater potential zones in Theni district, Tamil Nadu, using remote sensing, GIS and MIF techniques. Geoscience Frontiers. Volume 3, Issue 2, pp 189 - 196.

Mahmood S.A. & Gloaguen R. (2011): Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. Geoscience Frontiers, Volume 3, Issue 4, pp 407 - 428.

Mansour A.R., Baliki M.N., Huang L., Torbey S., Herrmann K. M., Schnitzerb T.J. & Apkarian V. (2013): Brain white matter structural properties predict transition to chronic pain. PAIN, Volume 154, Issue 10, pp 2160 - 2168.

Markose V.J. & Jayappa K.S. (2011): Hypsometric analysis of Kali River Basin, Karnataka, India, using geographic information system. Journal Geocarto International, Volume 26, Issue 7, pp 553 - 568.

Marzougui, W., Melki, F. &Zargouni, F, (2008): Modèle évolutif de mise en place de la structure d'Aouana- Bazina (extrémité orientale de la chaîne alpine de la Tunisie septentrionale) : apport du filtrage des anomalies gravimétriques. 22nd Colloquium of African Geology, 13th Conference of the Geological Society of Africa, November 04-062008, Abstract, 289- 290.

Mascle, G., Tricart P., Torelli L., Bouillin J.P., Rolfo F., Lapierre H., Monié P., Depardon S., Mascle J., and Peis D. (2001): Evolution of the Sardinia Channel (Western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount off SE Sardinia, Marine Geology, 179(3 - 4), 179 - 201.

Massonnet D. & Rabaute T. (1993): Radar interferometry: limits and potential. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 3 1(2), pp. 455 - 464.

Massonnet D., Rossi M., Carmona C., Adragna F., Peltzer G., Feigi K. & Rabaute T. (1993): The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature, 364, pp. 138 - 142.

Massonnet D., Briole P. & Arnaud A. (1995): Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. Nature, 375(June), pp. 570.

Massonnet D. & Feigl K.L. (1998): Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, Reviews of Geophysics, Vol. 36 (4), pp. 441 - 500.

Masrouhi A. (2006) :Les appareils salifères des régions de Mateur, Tébourba et de Medjez - el - Bab (Tunisie du Nord). Thèse de doctorat en géologie, Université de Tunis - el - Manar, 258 p.

Martinez Claude & Truillet R. (1987) : Evolution structurale et paléogéographie de la Tunisie. Memoria de la Societa Italiana de Geologia, (38), 35 - 45.

`

Martinez C., Turki M. M. & Truillet R. (1990) : La signification des plis d'orientation méridienne dans l'Atlas tunisien centro - septentrional. Bull. Soc. Géol. France, (8), VI, n° 5. 843 - 852.

Mauffret, A., Frizon de Lamotte D., Lallemant S., Gorini C., & Maillard A. (2004): E - W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), Terra Nova, 16(5), 257 - 264.

Mazagol P. O. (2006): recherche de variables contribuant à l'organisation d'un paysage de moyenne montagne. Thèse de doctorat en Information géographique et applications, Univ. Jean Monnet de SaintÉtienne, 320p.

Mazagol P.O., Martin R., Porteret J. , Thyriot C. & Etlicher B. (2008): Pré - détermination de zones humides sur le bassin Loire - Bretagne. Conférence francophones ESRI « SIG 2008 », p.19.

Meghraoui, M., Cisternas A., & Philip H. (1986): Seismotectonics of the Lower Cheliff Basin - Structural background of the El - Asnam (Algeria) earthquake, Tectonics, 5(6), 809836.

Meghraoui M., & Doumaz F. (1996): Earthquake - induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault - related fold, J. Geophys. Res., 101(B8), 17617 - 17644.

Mello J. & Bouaziz S. (1987): Mise en évidence de la discordance de SidiStout dans la province centrale du Sud tunisien et de son terme transgressif: Dolomies de Messaouadi (Rhétien). Notes Serv. Geol. Nat. Tunisie 45, 41– 54.

Melki, F. & Zargouni, F. (1991) : Tectonique cassante post Jurassique de la mine de Hammam Zriba (Tunisie nord - orientale). Incidence sur la karstification et les concentrations de fluorine, barytine et célestine, d'environnement carbonaté. Bull. Soc. Géol. France 162, (5), 851- 858.

Melki F., Alouani R., Talbi F. & Zargouni F. (1996) : Evolution géodynamique de la région de Bizerte. Entraînement et blocage des structures à partir du Paléogène. The Fifth Tunisian Petroleum Exploration Conference, Tunis, October 15- 18, 413- 421.

Melki F. (1997) : Tectonique de l'extrémité nord - est de la Tunisie (Bizerte - Menzel Bourguiba - Mateur). Evolution tectonique de blocs structuraux du Crétacé supérieur au Quaternaire. Thèse, Université Tunis II, 213p.

Melki F., Zouaghi T., Ben Chelbi M., Bédir M. & Zargouni F. (2010): Tectono - sedimentary events and geodynamic evolution of the Mesozoic and Cenozoic basins of the Alpine Margin, Gulf of Tunis, north - eastern Tunisia offshore. C R Geosci. Vol.342, pp. 741–753.

Melki F., Zouaghi T., Harrab S., Casas Sainz A., Bédir M. & Zargouni F.(2011): Structuring and evolution of Neogene transcurrent basins in the Tellian foreland domain, north- eastern Tunisia. Journal of Geodynamics 52 (2011) 57–69, doi:10.1016/j.jog2010.11.009.

Melki F., Zouaghi T., Ben Chelbi M., Bédir M. & Zargouni F. (2012): Role of the NE - SW Hercynian Master Fault Systems and Associated Lineaments on the Structuring and Evolution of

the Mesozoic and Cenozoic Basins of the Alpine Margin, Northern Tunisia. "Tectonics - Recent Advances", ISBN 978 - 953 - 51 - 0675 - 3, InTech.

Mellouli M. (1984): Projet de sauvegarde dela colline de Sidi Bou Said (Cap Carthage – Tunisie septentrionale), Contribution géologique à l'étude des mouvements de terrain. Doctorat de 3 ème cycle. 92 p.

Melton M. A. (1957): An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology, Tech. Report II, Office of Naval Research, Dept. Of Geology, Columbia Univ., New York.

Mercier J. L. (1977) : L'arc égéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique; réflexion sur un exemple d'étude néotectonique. Bull.Soc. Géol. France, 7éme série, (1977), T. XIX, n°3, pp. 663 - 672.

Meulenkamp J. E., & Sissingh W. (2003): Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri - Tethys platforms and the intermediate domains of the African - Eurasian convergent plate boundary zone, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 196(1 - 2), 209 - 228.

Milan D. J. , Heritage G. L., Large A. R.G., Fuller L. C. (2011): Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. Geomorphology, Vol. 125, Issue 1, pp. 160 - 171.

Miliaresis G.C. (2001): Geomorphometric mapping of Zagros Ranges at regional scale. Computers & Geosciences, 27, pp. 775 - 786.

Miliaresis G.C., & Paraschou C.V.E. (2005) : Vertical accuracy of the SRTM DTED level 1 of the Crete. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 7, pp. 49 - 59.

Miliaresis G.C. (2006): Geomorphometric mapping of Asia Minor from globe digital elevation model. Geografiska Annaler, 88 A, pp. 209 - 221.

Miller C.L. & Laflamme R.A. (1958): The digital terrain model - theory and application. Photogrammetric engineering. Vol. 3 (24), pp. 433 - 475.

Molinier J. P. & Picard J. (1954) : Eléments de Bionomie marine sur les côtes de la Tunisie. Bull. st. Oceano. De Salambo, n° 48, 53 p.

Monier P. (1997) : Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application à la généralisation de l'orographie. Thèse en SIG, Université Louis Pasteur (Strasbourg), 239 p.

Montgomery D.R., Balco G. & Willett S.D. (2001): Climate, tectonics and the morphology of the Andes. Geology, v. 29, p. 579 - 582.

Montgomery D. R. & Brandon M. T. (2002): Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 201, pp. 481 - 489.

`

Montoriol R. (2017) : L'analyse spatiale appliquée aux violences faites aux femmes au sein du couple : l'exemple Toulousain. Thèse de doctorat en médecine, spécialité médecine générale, Université Toulouse III – Paul Sabatier faculté de médecine.

Moore I.D., Grayson R. B. & Ladson A. R. (1991): Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological and biological applications. Hydrological Processes, Vol. 5, Issue 1, pp.3 - 30.

Moran P.A.P. (1950) : Notes on continuous stochastic phenomena. Biometrika 37:17–23.

Moreira J. , Schwäbisch M., Fornaro G., Lanari R., Bamler R., Just D., Steinbrechcr U., Breit H. , Eincdcr M., Francschetti G., Gcudtncr D. & Rinkel H.(1995): X - SAR interferometry: First results. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33(4), pp. 950 - 956.

Morgan, M.A., Grocott, J.& Moody, R.T.J., (1998): The structural evolution of the ZaghouanRessas Belt, northern Tunisia. Geological Society, London, Special Publication, 132, 405- 422.

Molin P., Pazzaglia F.J. , & Dramis F. (2004): Geomorphic expression of active tectonics in rapidly - deforming forearc, Slia Massif, Calabria, southern Italy. American Journal of Science, Vol. 304, pp. 559 - 589**.**

Musumeci G., Ribolini A. & Spagnolo M. (2003): The effects of late Alpine tectonics in the morphology of the Argentera Massif (Western Alps, Italy - France). Quaternary International, Vol.101 - 102, pp. 191 - 201.

N

Neri G., Barberi G., Orecchio B. & Mostaccio A. (2003): Seismic strain and seismogenic stress regimes in the crust of the Southern Tyrrhenian region. Earth Plan. Sc. Lett., Vol. 213, pp 97 - 112.

Newell N.D., Rigby J. K., Driggs A., Boyd O.W. & Sehli F.G. (1976): Permian reef complex, Tunisia. Brigham Young Univ. Geol. Stud. 23 Part 1, pp 75– 112.

Nguyen A. T., Sathe S. R. & Yim E. K.F. (2016): From nano to micro: topographical scale and its impact on cell adhesion, morphology and contact guidance. Journal of Physics: Condensed Matter, Volume 28, Number 18.

Nicolas A., Hirn A., Nicolich R., & Polino R. (1990): Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS - CROP traverse, Geology, 18(7), 587 - 590.

Nocquet J. M., & Calais E. (2003): Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, Geophys. J. Int., 154(1), 72 - 88.

Nocquet J. M. & Calais E. (2004): Geodetic Measurements of Crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. Pure and Applied Geophysics. ISSN: 0033 - 4553; CODEN: PAGYAV, pp. 661 - 681.

O

`

Ohmori, H. (1993): Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. Geomorphology, 8, pp. 263 - 277.

Othman A.A. & Gloaguen R. (2013): River Courses Affected by Landslides and Implications for Hazard Assessment: A High Resolution Remote Sensing Case Study in NE Iraq–W Iran. Remote Sensing , Volume 5(3), pp 1024 - 1044.

Ord J. K., & Getis A., (1995): "Local Spatial Autocorrelation Statistics: Distributional Issues and Application," Geographysical Analysis, 27(4):286–306.

Ouali J. (1984) : Structure et évolution géodynamique du chaînon Nara - Sidi Khalif (Tunisie centrale), Thèse de 3 ème cycle, 120 pp, Univ. Rennes, Rennes.

Ouerghi S. (2014) : Intégration des données multisources (Géologiques, sismologiques, géophysiques et géomorphomètrique) dans un environnement SIG pour l'analyse structurales du Nord Est de la Tunisie. Thèse de Doctorat. Univ. de Sfax, 349p.

Oueslati A. (1987): Exemple de plates - formes quaternaires polygéniques et polychroniques sur la côte nord de la Tunisie: Rev. Tun. Géogr., v. 15, pp 139 - 158.

Oueslati A. (1994) : Les côtes de la Tunisie, recherches sur leur évolution au Quaternaire. Publications de la Faculté des Sciences Humaines et Sociales, Un. Tunis I. Série 2 : Géographie, Volume XXXV402p.

P

Pallard B., Castellarin A. & Montanari A. (2009): A look at the links between drainage density and flood statistics. Hydrol. Earth Syst. Sci, Volume 13, pp 1019–1029.

Pannekoek A.J. (1967): Generalised contour maps, summit level maps, and stream line surface maps as geomorphological tools. Z. Geomorphology, 11, pp. 169182. V. Parriaux A. (2006) : Géologie : bases pour l'ingénieur, PPUR presses polytechniques, 516 pages.

Pathier E. (2003) : Apports de l'interférométrie radar différentielle à l'étude de la tectonique active de Taiwan. Thèse de doctorat en Sciences de l'Information Géographique, Univ. Marne La Vallée, 280 p.

Patriat P., Segoufin J. , Schlich R., Goslin J. , Auzende J. M., Beuzart P., Bonnin J. & Olivet J. L. (1982) : Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. Bull. Soc. Géol. Fr ance, (7) XXIV, n° 2, pp. 363 - 373.

Peguy CH.P. (1942) : Principes de morphométrie alpine. Revue de géographie alpine, Tome 30, N°3, pp. 453 - 486.

Pella H., Chandesris A. & Wasson J. G. (2004): Constitution d'un système d'information à référence spatiale dans le contexte de la Directive cadre européenne sur l'eau. Ingénieries N°40, pp. 11 - 20.

`

Pepe, A. & R. Lanari R. (2006): On the extension of the minimum cost flow algorithm for phase unwrapping of multitemporal differential SAR interferograms, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 44(9), 2374 – 2383

Pérez - Peña J. V., Azanon J. M., Booth - Rea G., Azor A. & Delgado J. (2009): "Differentiating Geology and Tectonics Using a Spatial Autocorrelation Technique for the Hypsometric Integrals," Journal of Geophysical Research

Perthuisot V. (1978) : Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Thèse d'Etat, Ecole normale supérieure, Paris, 312 p.

Philip H. (1984) : La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures : ses relations avec la sismicité. Evolution du champ de contrainte depuis environ 5 M.A. Définition d'une zonation tectonique. Thèse des Sciences, Académie de Montpellier, 147 p.

Philip H., Andrieux J. , Dlala M., Chihi L. & Ben Ayed N. (1986) : Evolution tectonique mio - plio - quatrenaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale) : Implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. - Bull. Soc. Géol. France, Paris, T.II, n°4, pp. 559 - 568.

Philip H. (1987): Plio - quaternary evolution of the stress - field in Mediterranean zones of subduction and collision, Annales Geophysicae Series B - Terrestrial and Planetary Physics, 5(3), 301 - 319.

Pini S. (1971) : Notice explicative de la feuille au 1/50000 n°13 Ariana, édit. Serv.Géol. Tunisie. 62p**.**

Piqué A., Aït Brahim L., El Azzouzi M. H., Maury R., Bellon H., Semroud B., & Laville E. (1998) : Le poinçon maghrébin : Contraintes structurales et géochimiques, C. R. Acad. Sci., 326, 575 - 581.

Pitman W. E. &Talwani M. (1972): Sea - floor spressding in the north Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 619 - 649.

Polcari M., Albano M., Saroli M., Tolomei C., Lancia M., Moro M. & Stramondo S. (2014): Subsidence Detected by Multi - Pass Differential SAR Interferometry in the Cassino Plain (Central Italy): Joint Effect of Geological and Anthropogenic Factors? Remote Sens.2014,6, 9676–9690 (16).

Polidori L. (1995): Réflexions sur la qualité des Modèles Numériques de Terrain. Bulletin SFPT, Vol. 139.

Pondrelli, S., A. Morelli, & E. Boschi (1995): Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation, Geophys. J. Int., 122(3), 938 - 952.

Prati C., Rocca F. & Guanicri A. M. (1989): Effects of speckle and additive noise on the altimetric resolution of interferomtcnc SAR (ISAR) surveys. mt. Geoscience & Remote Sensing Symposium IGARSS'89, Vancouver, Canada, pp. 2469 - 2472.

`

Prati C. & Rocca F. (1992): Range resolution enhancement With multiple SAR surveys combination. mt. Geoscience & Remote Sensing Symposium IGARSS'92, Houston, Texas, pp. 1576 - 1578.

Prati C. & Rocca F. (1993): Improving slant - range resolution with multiple SAR surveys. IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems, 29(1), pp. 135 - 144.

Prati C.. Rocca F.. Pasquali P. & Monte Guarnieri A. (1994): Measuring volumetric scattering efficts with SAR intcrferometry. Topography from Space. Götcborg, Sweden.

Puech C. (1993): Détermination des états de surfaces par télédétection pour caractériser les écoulements des petits bassins versants. Application à des bassins en zone méditerranéenne et en zone tropicale sèche. Thèse de doctorat en Mécanique, Univ. JosephFourier, Grenoble I. 213 p.

R

Ratcliffe J. H. & McCullagh M.J. (1998) : Identifying repeat victimization with GIS. Br J Criminol 38: 651–662.

Rabus B., Eineder M., Roth A. & Bamler R. (2003): The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, Vol. 57, pp. 241 - 262.

Rakus M. & Bielly A. (1971) : Stratigraphie du Lias dans la Dorsale tunisienne. Notes Serv. Géol. Tunisie, 32, pp. 45 - 63.

Ranvier F. (2004): Modélisation numérique des mouvements de flanc de l'Etna (Sicile, Italie) mis en évidence par interférométrie radar. Thèse de doctorat en volcanologie, Univ. BLAISE PASCAL, 288p.

Rebaï, S., Hervé P., & Alfredo T. (1992): Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales, Geophys. J. Int., 110(1), 106 - 140.

Reddy G.P.O., Maji A.K. & Gajbhiye K.S. (2004): Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain, Central India - a remote sensing and GIS approach. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Vol. 6, pp. 1 - 16

Reid H.F. (1910): The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Investigation Commission, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C.

Rekaya M, (1987): Actualisation du contexte hydrogéologique de la plaine de Mornag. DGRE.17p.

Richter C.F. (1935): An instrumental earthquake - magnitude scale: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 25, pp. 132.

`

Richman D. (1971): Three dimensional azimuth - correcting mapping radar. United Technologies Corporation. USA.

Roca, E., Frizon de Lamotte D., Mauffret A., Bracène R., Vergés J., Benaouali N, Fernandez M., Munoz J.A. & Zeyen H. (2004), The Mediterranean Region from Crust to Mantle. In: W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli and P.A. Ziegler, Editors, The Transmed Atlas, Springer Verlag, Berlin Heidelberg

Rodriguez E. & Martin J. M. (1992): Theory and design of intcrferomctric synthetic aperture radars. IEE Proceedings - F, 139(2), pp. 147 - 159.

Roest W. R. & Srivastava S. P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, Geology, 19(6), 613 - 616.

Rognant L. (2000): Triangulation Contrainte de Delaunay : Application à la représentation de MNT et à la fusion de MNT radar, Thèse de doctorat en Mathématiques appliquées, Univ. Joseph Frourier, GrenobleI, 462p.

Rothe J. P. (1969): La sismicité du globe, 1953 - 1965. Rapport UNESCO, 336p.

Rousseaux F. (2006) : Caractérisation d'erreurs sur un modèle numérique de terrain en fonction de zones morphologiques. Bulletin d'information scientifique et technique de l'IGN n° 75, pp.95 - 100.

Rouvier H. (1977) : Géologie de l'extrême - nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées B l'extrémité orientale de la chaîne nord - maghrébine. Thèse Sci. Univ. Pans VI.

S

Said A. (2011): Tectonique active de l'Atlas Sud Tunisien:approche structurale et morphotectonique. Thèse doctorat en Sciences de la Terre, Univ. Toulouse III - Paul Sabatier, 228 p.

Saley M. B., Kouame F. K., Penven M.J. , Biemi J. & Kouadio H.B. (2005): Cartographie des zones à risque d'inondation dans la région semimontagneuse à l'ouest de la côte d'ivoire : apports des MNA et de l'imagerie satellitaire. Télédétection, Vol.5, N° 1 - 23, pp. 53 - 67.

SARMAP SBAS Tutorial (2013) : Disponible en ligne: http://www.sarmap.ch/tutorials/sbas_tutorial_V_2_0.pdf.

SARMAP GCP Manual (2015): Available online: http://www.sarmap.ch/tutorials/GCP_Manual.pdf

Schumm S. (1956): Evolution of drainage systems and slopes in badlands at perth amboy, New Jersey. GSA Bulletin Vol 67, n°5, pp. 597 - 646.

`

Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P. & Gasperini P. (2007): Kinematics of the western Africa - Eurasia plate boundary from focal mechanism and GPS data. Geophysical Journal International, Vol.169, pp. 1180 - 1200.

Shreve R.L. (1966): Statistical Law of Stream Numbers. The Journal of Geology. Volume 126, n°6.

Siddiqui S. & Soldati M. (2014): Appraisal of active tectonics using DEM - based hypsometric integral and trend surface analysis in Emilia - Romagna Apennines, northern Italy. Turkish J Earth Sci. 23:277–292.

Skidmore A. (1989): A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model. International Journal of Geographical Information Systems, Vol. 3, pp. 323 - 334.

Slama T. (2008): Conception orienté objet d'un SIG pour l'analyse quantitative morpho - structurale et morpho - néotectonique (tectonique active) de la partie nord - est de la zone des diapirs, Tunisie septentrionale, méthode numérique et applications. Thèse de doctorat en géologie, Univ. Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis. 476p.

Slama T., Deffontaines B. & Turki M.M. (2015): Morphotectonic and Morphodynamic investigations revealed by isobase surfaces analysis and derived differential mapping using GIS , Teboursouk area , northern Tunisia. Earth Sci Inf. 8:759–773.

Slater J. A., Heady B., Kroenung G., Curtis W., Haase J., Hoegemann D., Shockley C. & Kevin T. (2009): Evaluation of the New ASTER Global Digital Elevation Model.

Smith W. H. F. & Sandwell D. T. (1997): Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Science, Vol. 277(5334), pp. 1956 - 1962.

Solignac M. (1927) : Etude géologique de la Tunisie septentrionale. Dir. Gén. Trav. Publics., Service des Mines, Tunis. Thèse de Doct. Es Sciences., Lyon.

Soussi M., Ben Ismail H. (2000): Platform collapse and pelagic seamount facies: Jurassic development of Central Tunisia. Sediment. Geol. 133, 93– 113.

Soyer C. & Tricart P. (1987) : La crise aptienne en Tunisie centrale, approche paléostructurale aux confins de l'Atlas et de l'Axe Nord - Sud, C.R. Acad. Sci., 301–305.

Stich D., Martin R. & Morales J. (2010): Moment tensor inversion for IberiaMaghreb earthquakes 2005 - 2008. Tectonophysics, Vol. 483, Issues 3 - 4, pp. 390 - 398.

Stearns R.G. (1967): Warping of the western highland rim peneplain in Tennessee by ground - water sapping. GSA Bulletin, 78, pp. 1111 - 1124.

Strahler, A. N. (1952): Mapping end statistical analysis of ground surface slope. Bull. Géol. Soc. Am., New York, 63: 1301.

`

Strahler A.N. (1957): Quantitative analysis of watershed geomorphology. EOS, Transactions of the American Geophysical Union, 38, pp. 913 - 920.

Szypuła, B. (2016): Geomorphometric comparison of DEMs built by different interpolation methods. Landform Analysis, 32 (Wise 2011), 45–58. doi:10.12657/landfana.032.004

T

Talbi, F., Melki, F., Ben Ismail Latrach, K., Alouani, R. & Tlig S. (2008): Le Numidien de la Tunisie septentrionale: données stratigraphiques et interprétation géodynamique. Estudios Geológicos 64 (1), 31- 44.

Tapponnier P. (1977) : Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide - plastique. Bull. Soc. Géol. Fr., 3 : 437 - 460.

Tessari G., Floris M. & Pasquali P. (2017): Phase and amplitude analyses of SAR data for landslide detection and monitoring in non - urban areas located in the North - Eastern Italian pre - Alps. Environ Earth Sci (2017) 76:85.

Terzaghi K. (1923): Die Berechnung der Durchlassigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungserscheinungen, Akademie der Wissenschafien in Wein, Sitzungsberichte, Mathematischnaturwissenschaftliche Klasse Part IIa, 132(3/4), 125 - 138.

Terzaghi K. (1967) : Peck, R.B. *Soil Mechanics in Engineering Practice*; John Wiley & Sons: Hoboken,NJ, USA.

Tomás R., Márquez Y., Lopez-Sanchez J.M., Delgado J., Blanco P., Mallorqui J.J., Martinez M., Herrera G. & Mulas J. (2005): Mapping ground subsidence induced by aquifer overexploitation using advanced Differential SAR Interferometry: Vega Media of the Segura Rive

Tonarini S., Leeman W. P., & Ferrara G. (2001): Boron isotopic variations in lavas of the Aeolian volcanic arc, South Italy, Journal of Volcanology and Geothermal Research 110, 1 - 2, pp. 155 - 170.

Touati, M. A. (1985) : Etude géologique et géophysique de la concession de Sidi el Itayem en Tunisie orientale, Sahel de Sfax : Histoire géologique du bassin et évolution de la fracturation et des structures du Crétacé au Plio - Quaternaire, Thèse de 3 ème cycle, 255 pp, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.

Trua T., Serri G., Marani M.P. (2003): Lateral flow of African mantle below the nearby Tyrrhenian plate: geochemical evidence. Terra Nova, Vol.15, pp. 433 - 440.

Tucker G.E., Catani F., Rinaldo A. & Bras R.L. (2001): Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. Geomorphology, 36, pp. 187 - 202.

Turki, M.M., 1980 :La « faille de Zaghouan » est la résultante de structures superposées (Atlas tunisien central). Bulletin de la Société géologique de France (7), XXII, 321- 325.

`

Turki M.M. (1984): L'Ousselat - Bou Dabouss : un exemple de bassin subsident Sénonien supérieur - Eocéne inférieur. Implication sur la notion d' « axe Nord - Sud » (Atlas tunisien). 10ème RAST Bordeaux, p. 529.

Turki M.M. (1985) : polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan - Nebhana. Thèse de doctorat d'état en sciences géologiques, Universite de Tunis, Faculte des sciences de Tunis , Editée par le Centre des Sciences de la Terre (1988) , Institut National de Recherche Scientifique, Tunisie. Revue des Sciences de la Terre (7) , 252p.

V

Vacek (1972) : Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 de Ariana. Ed. Serv. Géol. Tunisie. 85p.

Van der Beek P. & Braun J. (1998): "Numerical Modeling of Landscape Evolution on Geological Time - Scales: A Parameter Analysis and Comparison with the Southeastern Highlands of Australia," Basin Research, 10(1):49–68.

Vaufrey R. (1932) : Les plissements Acheulo Mousteriens des Alluvions de Gafsa. Rev. Georg. Phys. et Géol. Dynamique, 1, p. 299 - 321.

Vauglin F. (1997) : Modèles statistiques des imprécisions géométriques des objets géographiques linéaires. Thèse en Sciences de l'Information Géographique, Université de Marne - la - Vallée, 286 p.

Vila, J.M., Ben Youssef, M., Charrière, A., Chikhaoui, M., Ghanmi, M., Kamoun, F., Peybernès, B., Saâdi, J., Souquet, P., Zarbout, M., (1994) : Découverte en Tunisie, au SW du Kef, de matériel triasique inter stratifié dans l'Albien : extension du domaine à « glaciers de sel » sous - marins des confins algéro - tunisiens. Comptes Rendus de l' Académie des Sci. de Paris, 318, II (12), 1535 - 1543.

Vila, J.M., Ben Youssef, M., Bouhlel, S., Ghanmi, M., Kassaâ, S., Miâadi, F. (1998) : Tectonique en radeaux cénomano - turonien, au toit d' un « glacier de sel » albien de Tunisie du Nord - ouest : exemple du secteur minier de Gueurn Halfaya. Comptes Rendus de l' Académie des Sciences de Paris, 327, IIa (8), 563 - 570.

Vogt J. (1993): Further research on the historical seismicity of Tunisia, Terra motae, pp 475–476 VULNERALP (2004) Projet d'évaluation de la vulnérabilité sismique à Grenoble. http://wwwlgit.obs. ujfgrenoble.fr/~pgueg/VULNERALP

W

Walcott R. C. & Summerfield M.A. (2008): "Scale Dependence of Hypsometric Integrals: An Analysis of Southeast African Basins," Geomorphology, 96(1–2):174– 186.

`

Wechsler N., Rockwell T.K. & Ben - Zion Y. (2009): Application of high resolution DEM data to detect rock damage from geomorphic signals along the central San Jacinto Fault. Geomorphology, Vol. 113, Issues 1 - 2, pp. 82 - 96.

Wegener A. (1929): La Genèse des continents et des océans, trad. LERNER A., Bourgeois Épistémè, 1990. Traduction de la 4eme édition.

Wegmüller U., Werner C. L., Nüesch D. & Borgeaud M. (1995): Forest mapping using ERS repeat - pass SAR interferometry. ESA Earth Observation Quarterly (49), pp. 4 - 7.

Wegmüller U. & Werner C. L. (1997): Retrieval of vegetation parameters with SAR interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 35(1), pp. 18 - 24.

Weibel R. & Heller M. (1991): Chapter 19: Digital Terrain Modeling.In Goodchild, M.F. and D. Rhind (eds.), Geographic Information Systems, Principles and Applications. New York: Taylor and Francis.

Wilson J. P. & Gallant J. C. (2000): Terrain Analysis: Principles and Applications. Publié par: John Wiley and Sons, New York. 479 p.

Wise S.M. (1998): The effect of GIS interpolation errors on the use of digital terrain models in geomorphology. In: Landform Monitoring, Modelling and Analysis, edited by S.N. Lane, K.S. Richards & J. H. Chandler, Wiley & Sons, pp. 139 - 164.

X

Xie Z., Liu Z., Jones J. W., Higer A. L. & Telis P. A. (2011): Landscape unit based digital elevation model development for the freshwater wetlands within the Arthur C. Marshall Loxahatchee National Wildlife Refuge, Southeastern Florida. Applied Geography, Vol. 31, Issue 2, pp. 401 - 412.

Woodyer K. D. & Brookfield M. (1966): The land system and its stream net, CSIRO Div. Of Land ressources Tech. Mem., 66/5.

Y

Yaïch, C. (1984) : Etude géologique des chaînons du Cherahil et du Khechem el Artsouma (Tunisie centrale) : liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes, Thèse de 3 ème cycle, 265 pp, Univ. France, Besançon.

Z

Zaier A., Beji - Sassi A., Sassi S. & Moody R.T.J. (1998): Basin evolution and deposition during the Early Paleocene in Tunisia. Petroleum Geol. of North Africa. Geological Society, London, Special Publication, vol. 132, pp. 375– 393.

Zhang Y., Meng X., Jordan C., Novellino A., Dijkstra T. & Chen G. (2018): Investigating slow - moving landslides in the Zhouqu region of China using InSAR time series. Springer - Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2018, Landslides; DOI 10.1007/s10346 - 018 - 0954 - 8

`

Zargouni F. (1975) : Etude géologique de la chaîne de Lansarine (Atlas tunisien, région de Tébourba). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 86 p.

Zargouni, F.(1977) : Etude structurale de la bande triasique de Baouala- Aroussia- El Mecherket (Zone de diapirs, Atlas tunisien). Bulletin de la Société des Sciences Naturelles, Tunisie 12, 79- 82.

Zargouni F. (1984) : Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. Evolution récente de l'accident sud - atlasique. C.R.A.S, 289, pp. 71 - 76.

Zargouni F. (1985) : Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie : évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse Sciences naturelles, Univ. Louis Pasteur, 293p.

Zargouni F. & Abbes C. (1987) : Zonation structurale de la Tunisie. Rev. Sci. De la Terre, Tunisie, 6, pp. 63 - 69.

Zenati H. (1990): Etablissement d'un catalogue des seismes historiques de la Tunisie: evolution des donnees recueillies pour la periode 365 - 1950. Tome I, Soc.Tun.Elec.Gaz (rapport inedit).

Zebker H. A. & Goldstein R. M. (1986): Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. Journal of Geophysical Research, 91(B 5), pp. 4993 - 4999.

Zebker H. A. & Villasenor J. (1992): Decorrelation in interferometric radar echoes. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 30(5), pp. 950 - 959.

Zebker H. A., Werner C. L., Rosen P. A. & Hensley S. (1994): Accuracy of topographic maps derived from ERS - 1 interferometric radar. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 32(4), pp. 823 - 836.

Zebker H. A. & Rosen P. (1994): On the derivation of coscismic displacement fields using differential radar interferometry: the Launders earthquake. Geoscience & Remote Sensing Symposium IGARSS'94, Pasadena, CA, USA, pp. 286 - 288.

Zouari, H. (1995) : Evolution géodynamique de l'Atlas centro - méridional de la Tunisie : stratigraphie, analyses géométrique, cinématique et tectono - sédimentaire, Thèse d'état, 278 pp, Univ. Tunis II, Tunis.