

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université des frères Mentouri de Constantine



**Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du territoire
Département des Sciences Géologiques**

THESE

PRESENTÉE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE DOCTORAT EN SCIENCES

FILIERE : GEOLOGIE

OPTION : GEOLOGIE STRUCTURALE

THEME :

**Caractérisation minéralogique, physique et cartographie des sols
gonflants dans le bassin de Tébessa, Impact sur le plan
d'aménagement.**

Présentée par :

Mme. AOUN MOUNIRA

Devant le jury :

BENAISSA A., Professeur, Université des Frères Mentouri Constantine, Président

BENZAGOUTA M.S. Maître de Conférences Classe A, Université d'Oum el Bouaghi, Rapporteur

MARMI R., Professeur, Université des Frères Mentouri Constantine, Examineur

BOUMEZBEUR A', Professeur, Université de Tébessa, Examineur

KHIARI A., Professeur, Université d'Oum el Bouaghi, Examineur

ZENNIR A, Professeur Université de Jijel, Invité

Année universitaire **2015-2016**

06/06/2016

Dédicace

Ce travail est dédié

A mes parents avant tous ;

A la mémoire de ma chère sœur Saliha ;

A mes sœurs et frères ;

A mon époux Toufik et à mes deux petits fleurs Kassem et May ;

A mes belles sœurs et mes beaux frères ;

A tous ceux/celles qui me sont chers/chères dans le monde.

Remerciement

Je tiens tout d'abord à remercier chaleureusement l'ensemble des personnes qui ont contribué au travail de thèse présenté dans ce mémoire.

Le personnel du Laboratoire des Travaux Publics de l'Est, unité de Tébessa qui m'a facilité la tâche à avoir les données concernant la région d'étude. Les autorités de la ville d'El Kouif (Gendarmerie, APC et Daïra) qui m'a facilité la tâche (bien sure dans les limites) pour prendre des échantillons dans certains sites.

Ma profonde gratitude s'adresse tout particulièrement à mon Directeur de thèse, Monsieur M.S. Benzagouta, qui m'a accordé sa confiance dans l'élaboration de cette thèse. Tout en suivant de près ma démarche scientifique, il m'a fait partager son expérience enrichissante dans le domaine des sciences de la terre et m'a prodigué de précieux conseils et encouragements pour mener à bien ce travail.

Je tiens à remercier très vivement et respectueusement Monsieur Benaïssa A., Professeur à l'Université de Constantine, qui m'a fait l'honneur de présider le jury de thèse.

Je présente aussi avec gratitude, mes remerciements les plus sincères à Messieurs Boumezbeur A. Professeur à l'Université de Tébessa et Khiari A. Professeur à l'Université d'Oum El Boughui qui ont accepté d'être les examinateurs de cette thèse.

Mes sincères et particuliers remerciements à Monsieur Marmi R. Professeur à l'Université de Constantine qui a accepté d'être également examinateur de cette thèse.

Mes remerciements les plus profondes vont également à monsieur Zennir A. Professeur l'Université de Jijel, qui a accepté d'être invité aux membres de jury et d'examiner ce travail.

Je remercie chaleureusement mon époux Toufik pour son soutien. Tu as été à mes côtés depuis le début de ma thèse, je suis reconnaissante à tout ce que tu as fait pour moi.

Je remercie avec toute gratitude ma sœur Souad informaticienne, qui m'a aidé pour la mise en page et l'impression de cette thèse, malgré tes occupations tu m'as consacré un temps précieux pour la finalisation de ce travail.

Mes remerciements s'adressent aussi à Monsieur Achour H. Docteur à l'université de Tabarka qui m'a aidé à réaliser une partie de cette thèse, Merci pour votre agréable accueil en Tunisie. Je n'oublierais pas de présenter aussi mes si sincères remerciements à Monsieur Ounis A. Docteur à l'Université El Manar Tunis pour son aide à la réalisation des essais au laboratoire de géologie.

Sommaire :

1. Introduction Générale	1
2. Problématique pour le cas d'étude	2
 Chapitre 1 : Etude du phénomène de gonflement : Synthèse bibliographique sur les techniques d'étude	
Introduction.	6
 1. Minéralogie des argiles : Type de sols gonflant et minéraux responsables du phénomène	
	7
1. 1. Définition	7
1.2. Nature, structure et propriétés des sols gonflants	8
1.2.1. Unité structurale de base	8
1.2.2. Classification des argiles	9
a) Minéraux à 7A°	10
b) Minéraux à 10 A° et à 14A°	11
c) Minéraux à facies fibreux	12
1.2.3. Type des argiles, les plus couramment rencontrées	13
1.2.4. Les composés non phylliteux associés aux argiles	18
1.3. Gonflement interfoliaire et interparticulaire	18
2. Phénomène de gonflement des sols : mécanismes et techniques de caractérisation	19
2.1. Mécanismes de gonflement	19
2.1. 1. Gonflement au sens physico-chimique	19
a) Théorie de la double couche	19
b) Application du modèle de la double couche	20
2.1. 2. Gonflement au sens mécanique	21
a) Contraintes dans un sol	21
b) Gonflement dû à une modification de l'état de contraintes	23
2.1.3. Cas de l'anhydrite	23
2.2. Caractérisation du phénomène de gonflement en laboratoire	24
2.2.1. Paramètres de gonflement : Définition	25
2.2.2. Méthodes indirectes de caractérisation	25
2.2.3. Méthodes directe de caractérisation : Essais de gonflement en laboratoire	31
2.3. Aspects phénoménologiques du gonflement	34
2.3.1. Cinétique de gonflement	34
3. Traitement statistique : prévision du gonflement et modèle statistique	36
3.1. Variable aléatoire : définition et caractéristique	36
3.2. Méthode de régression linéaire	37
3.2.1. Notion de corrélation	37

3.2.2. Coefficient de corrélation linéaire	37
3.2.3. Les données	38
3.2.4. Estimateur	38
3.2.5. Régression linéaire simple	38
3.2.6. Test sur le modèle de régression linéaire	40
3.2.7. Prédiction	42
3.2.8. Détection d'observations atypiques (valeurs aberrantes)	43
3.3. Régression linéaire multiple	44
3.3.1. Modèle	44
3.3.2. Estimation des paramètres du modèle	45
3.3.3. Test sur le modèle linéaire	45
3.3.4. Prédiction	46
3.3.5. Sélection des variables et choix de modèle	46
3.3.6. Critère de comparaison de modèle	47
Conclusion	50
Chapitre 2 : Présentation de la région d'étude "Cadre générale"	
1. Situation géographique	51
2. Aperçu sur la géologie régionale et locale	55
2.1. Introduction	55
2.2. Stratigraphie	55
2.2.1. Les formations continentales Quaternaire	55
2.2.2. Les formations continentales Néogène	57
2.2.3. Les formations calcaires de l'Eocène et du Paléocène supérieur	57
2.2.4. La formation à dominance marneuse du paléocène p.p.- Crétacé supérieur	57
2.2.5. Les formations à dominante calcaire du Maestrichtien inférieur – Campanien moyen	58
2.3. Structures tectoniques	59
2.4. Géomorphologie	60
2.5. Géologie locale	61
Conclusion	64
3. Conditions climatiques de la région d'étude	66
3.1. Introduction	66
3.2. Situation climatique	67
3.3. Etude des facteurs climatiques	68
3.3.1. La température	68
3.3.2. Les vent	69
3.3.3. La précipitation	69
3.3.4. Type de climat	73
3.3.5. Diagramme pluviothermique	74
3.3.6. Répartition des précipitations	74
3.4. Résumé récapitulatif	77
4. Aperçu sur l'hydrogéologie de la région	78
4. 1. Inventaire des forages	78
Conclusion	79

Chapitre 3 : Caractérisation et classification géotechnique des sols étudiés vis-à-vis du phénomène de gonflement

1. Introduction	80
2. Matériel et méthodes	81
2.1. Essais de Laboratoire et caractérisation des propriétés des sols expansives	82
2.1.1. Aperçu sur les diverses caractéristiques à déterminer pour le cas d'étude	83
2.1.1.1. Densité sèche	83
2.1.1.2. Teneur en eau	83
2.1.1.3. Limite d'Atterberg	83
2.1.1.4. Granulométrie	86
2.1.1.5. Essai au bleu de méthylène	86
2.1.1.6. Agressivité du sol (NF P 15-461 et NF P 18-011)	87
2.1.1.7. Essai de compressibilité à l'œdomètre (norme française XP P 94-090- 1)	88
2.1.1.8- Essai de gonflement à l'œdomètre (norme française XP P 94-091)	89
2.1.2- Détermination de l'activité des sols	89
2.2. Résultats et discussion	90
2.2.1. Classifications géotechniques des sols pour le cas d'étude	90
2.2.2. Agressivité des sols : cas de la région d'étude	102
Conclusion	109

Chapitre 4 : Chimie des sols : Résultats et Interprétation

1. Introduction	110
2. Rôle de la diffraction (XRD) dans la caractérisation et l'étude des minéraux argileux	110
3. Matériel et méthodes	111
3.1. Analyse chimique par spectroscopie	113
3.2. Analyse minéralogique par diffraction de rayon X (DRX)	113
4. Résultats et discussions	115
4.1. Composition chimique des sols étudiés	115
4.2. Analyse minéralogique (DRX)	121
4.2.1. Détermination des phases cristallines de la matrice des sols étudiés	122
4.2.2. Détermination et semi-quantification du cortège minéralogique argileux des sols étudiés	127
Conclusion	133

Chapitre 5 : Analyse statistique des paramètres géotechniques des sols étudiés : Modèle statistique

1. Introduction	135
2. Importance des méthodes statistiques	136
3. Relation et corrélation des propriétés des sols	136
3.1. Origine des corrélations	136
3.2. Domaine d'application des corrélations en mécanique des sols	137
4. Matériel et méthodes : cas d'études	138

4.1. Etape d'analyse exploratoire : Statistique descriptive et Régression linéaire simple	138
4.2. Etape confirmatoire : Régression linéaire multiple et prévision des caractéristiques de gonflement	139
5. Résultats et interprétations	141
5.1. Analyse exploratoire des paramètres géotechniques	141
5.2. Prévision de la pression de gonflement : modèle multiparamétrique	146
6. Conclusion	155
Conclusion générale	156
Bibliographie	159
Annexes		

1. Introduction Générale :

Les sols sont le composé principal dans le domaine d'engineering : géotechnique, génie civil ... etc. Ces sols contrôlent souvent la conception et le coût des ouvrages qu'ils supportent. La recherche du bon sol (sol support) en géotechnique constitue l'étape très délicate compte tenu de la nécessité d'une meilleure planification pour le développement.

Certains sols argileux sont connus à travers le monde par leur caractère gonflant. Une augmentation de volume par apport d'eau et/ou par décompression, ces sols deviennent la cause d'énormes dommages tels que la fissuration des bâtiments, soulèvement des fonds des excavations (fouilles, tunnels...etc.), destruction des chaussées... etc.

Les tassements étaient considérés comme source possible de dégâts pour les fondations superficielles. C'est juste après les années 1930 que l'US Bureau de Réclamation était le premier qui avait mis l'accent sur le phénomène de gonflement (Frédéric BULTEL, 2001), et depuis ce temps, et dans le but de développer la construction sur les sols gonflants, plusieurs ingénieurs s'intéressaient au problème de gonflement des sols argileux (Altmeyer, 1955 ; Seed et al., 1962 ; Ranganatham et Satyanarayana, 1965 ; David et Komormik, 1969 ; Jones et Holz, 1973 ; Dakshanamurthy et Raman, 1973 ; Vijayvergia et Ghazzaly, 1973 ; Karathanasis et Hajek, 1985 ; Chen, 1988 ; Mouroux et al., 1988 ; Cuisinier, 2002 ; Bultel, 2001 ; Mrad, 2005 ; Yilmaz, 2006 ; Yukselen et Kaya, 2008 ; Türköz et Tosun, 2011 ; Fekerte Arega, 2012 ; Medjnoun et al., 2014 (a) ; . Medjnoun et al., 2014 (b)). Cette littérature contient un nombre considérable d'approches empiriques. Le but essentiel de ces approches, est de permettre l'estimation rapide du potentiel de gonflement à partir de la mesure des paramètres physiques de sol (teneur en eau naturelle, plasticité, granulométrie, densité sèche, valeur de bleu de méthylène... etc.). Ces approches peuvent présenter un intérêt considérable puisqu'elles permettent un gain en temps et en coût des travaux de reconnaissance géotechnique des sols.

Dans le domaine de génie civil, les ouvrages et particulièrement les constructions légères, construits sur des sols gonflants, et dont le caractère gonflant est passé inaperçu vis à vis des concepteurs, présentent souvent des dégradations telles que les fissures au niveau des murs, ouvertures des joints entre les blocs, soulèvement des pavements...etc. Un constat pareil conduit généralement à l'instabilité générale de la construction par rupture ou détérioration de ses éléments porteurs. Ces désordres résultent des mouvements différentiels que prennent les sols de fondation à cause du phénomène cyclique de retrait-gonflement (Chen, 1975 ; Philipponat, 1991 ; Vandangeon, 1992 ; Derriche et al., 1999 ; Djedid et al., 2001). Ces mouvements sollicitent la structure en flexion ou en cisaillement ; Ces différences relatives de mouvement peuvent provenir de l'hétérogénéité des sols de fondation, de celle des forces appliquées par la structure sur le sol, ainsi que des perturbations hydriques que la construction peut engendrer (**Figure 1**) (Mouroux et al., 1988).

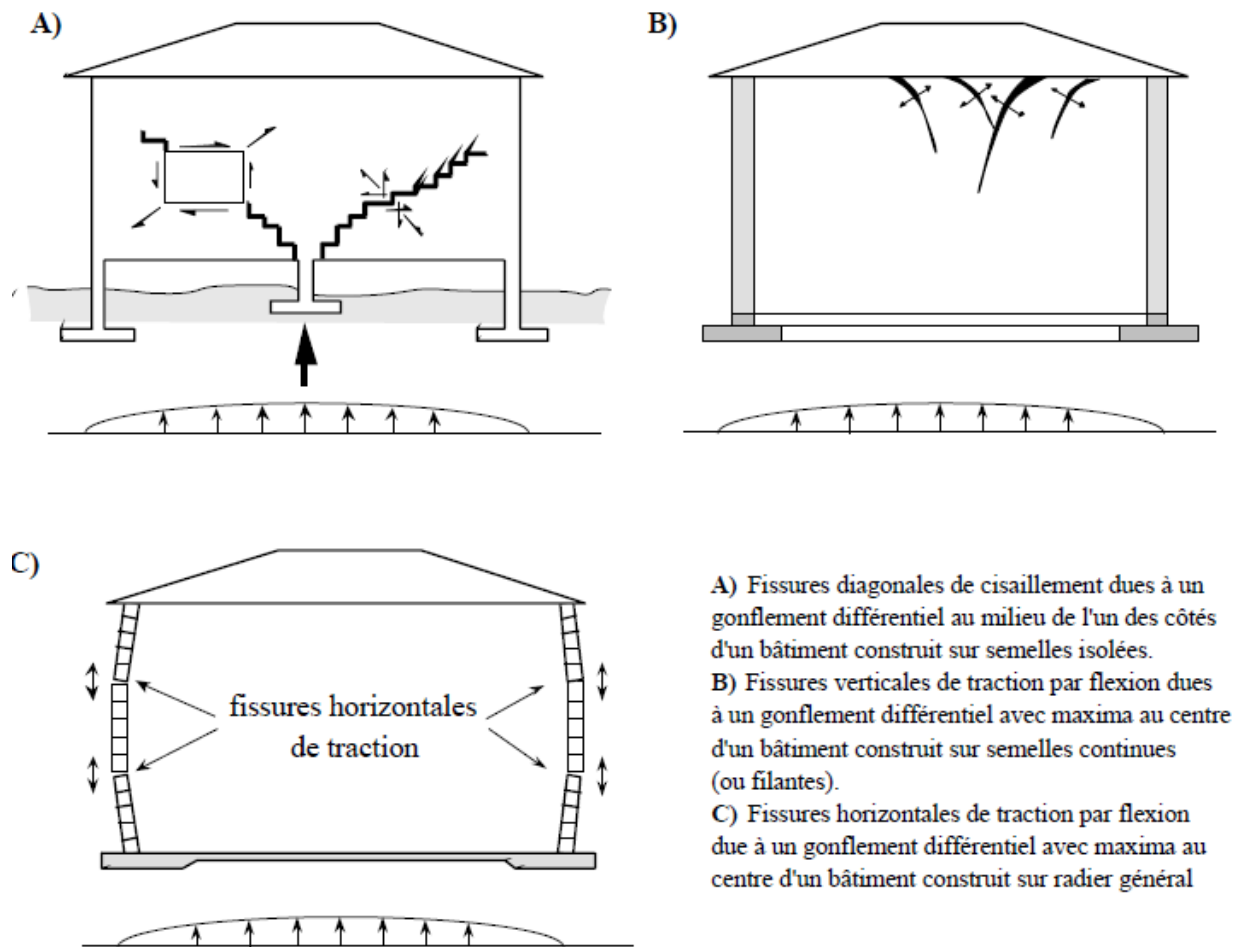


Figure 1. Différents types de fissuration causés par les mouvements différentiels de retrait-gonflement (Mouroux et al., 1988).

2. Problématique pour le cas d'étude :

Dans la région d'étude (El Kouif, wilaya de Tébessa, Nord-Est de l'Algérie), plusieurs édifices ont été bâtis sur des sols gonflants sans que les précautions nécessaires pour ce type de cas du retrait-gonflements des sols soient prises. Il paraît que pour certains concepteurs, la prise en considération du mécanisme conduisant au gonflement des argiles constitue pour eux une étape secondaire. Ce phénomène a pris de l'ampleur du fait de sécheresse qui sévit dans la région depuis une longue période. Support pour ce constat peut être authentifié par les diverses visites et sorties sur le terrain et plus précisément dans les zones de construction à El Kouif. Cette négligence citée a mené vers d'énormes dégâts irrémédiables ; les constructions sont affectées par des fissures à différentes échelles. Les Illustrations de ces constats peuvent être revisités à travers les photos (1. a, b, c, d et d') prises sur le terrain lors de visites sur sites.



Photos 1. Photos montrant l'état des différents dégâts dans la région d'étude (a) : 18 logements ; (b) : 80 logements ; (c) : 50 logements ; (d) et (d') : école CEM base 5

Les fissures typiques décrites par Mouroux et al. (1988) et qui sont montrées par la **figure 1** se manifestent clairement dans la région d'étude au niveau des constructions endommagées (**photos 2. a et b**).



Photos 2. a et b. Photos montrant les différents types de fissures au niveau des constructions dans la région d'étude (El Kouif)

Pour pareil état constaté dans la zone citée (Region d'El kouif), celle-ci présente une problématique intéressante et importante vis à vis d'une approche géotechnique possible. Dans cette tentation le diagnostic du caractère des sols de la région ainsi que l'estimation de la susceptibilité de ces sols au retrait-gonflement devient vital. Dans le but de pallier à cette investigation pour une meilleure compréhension du problème et de pouvoir proposer de possible solutions et recommandations, un plan de travail peut être établi et ce en fonction des données disponibles. Parmi les objectifs qu'on peut se projeter, c'est la caractérisation entière des sols de la région d'étude vis-à-vis du problème de gonflement et retrait devenant nécessaire. La faisabilité de cette mission ne peut se faire sans localiser les endroits instables avec le maximum d'exactitude, soutenu par des données existantes pour les différents sites sélectionnés au niveau de la région d'étude. En fin un essai de mettre au claire les causes principales ayant conduit à ces désordres constatées au niveau des divers constructions à El Kouif est demandé. Pour l'achèvement de cette investigation, un plan de travail peut être subdivisé de la sorte : cinq chapitres sont prévus et étalés comme suit :

Le premier chapitre est subdivisé en trois parties : la première traitera la minéralogie des argiles ayant cette susceptibilité de gonflement (type de sols gonflant et minéraux

responsable du phénomène). La deuxième partie de ce chapitre consiste en une recherche bibliographique concernant le mécanisme du problème de retrait –gonflement des sols ainsi que les méthodes de caractérisation du phénomène. La troisième partie donnera les techniques utilisées pour le traitement statistique, la prévision du gonflement et l'élaboration du modèle statistique.

Le deuxième chapitre comprend des généralités sur la région d'étude dont le but de la situer régionalement, dans son environnement géologique, géomorphologique et hydrologique.

Le troisième chapitre tient compte des techniques utilisées pour : La classification géotechniques et les méthodes indirectes pour la caractérisation des sols étudiés vis à vis de ce phénomène. Les résultats ainsi que les interprétations nécessaires y sont présentés.

Le quatrième chapitre traite des analyses chimique et minéralogique utilisées pour les sols étudiés, les résultats et leur interprétation sont donnés.

Le cinquième chapitre donnera les résultats et les interprétations du traitement statistique.

En fin des recommandations sont nécessaires en fonction des résultats obtenus et une conclusion générale succédera.

Introduction :

Les études faites sur les problèmes liés au gonflement des sols de fondation pour les différents ouvrages, montrent que le phénomène est étroitement lié d'une part aux apports d'eau du milieu extérieur ou environnant et d'autre part, il est fortement lié au type de terrain sur lequel l'ouvrage est bâti. A cet effet et dont le but de comprendre les types de terrains susceptibles de gonfler, il est très indispensable de faire une description microscopique de ce phénomène et de savoir quels sont les processus de son développement au niveau microscopique.

Les sols argileux sont les plus connus être susceptibles d'augmenter de volume en absorbant l'eau. A l'échelle microscopique, l'analyse minéralogique a toujours apporté et sans aucun doute beaucoup dans la description des argiles, aussi cette analyse montre la diversité des minéraux argileux en général (Caillère et al., 1982 ; Mitchell, 1993 ; Tovey, 1971) et plus spécialement, ceux jouant un rôle important dans le comportement du sol en présence d'eau (Serratrice et Soyez, 1996 ; Mitchell, 1973), mais ce type d'analyse reste coûteux et délicat. A l'échelle macroscopique, des essais simples, courts et moins coûteux pendant la campagne de reconnaissance géotechnique préliminaire, permettent de prévoir les types de minéraux gonflant et donc de quantifier le taux de gonflement du sol (Xiang-Ling LI, 1999 ; Bultel, 2001 ; Cuisinier, 2002, Mrad, 2005). La littérature contient un nombre considérable d'approche empirique qui permettent d'apprécier rapidement le potentiel de gonflement (Dakshanamurty et Raman, 1973 ; Erguler et Ulusay, 2003 in Fekerte, 2012; Erzin et Erol, 2007 in Fekerte, 2012; Gray et Allbrook, 2002 ; Ranganatham et Satyanarayana, 1965 ; Didier G., Lareal P. et Gielly J., 1973 ; Komornik et David, 1969 ; Kariuki et Van, 2004 ; McCormack et Wilding, 1975 ; Seed et al., 1962 ; Skempton, 1984 ; Thomas et al., 2000 ; Yilmaz, 2006 ; Türköz M. et Tosun H., 2011 ; Medjnoun et al., 2014 (a) ; . Medjnoun et al., 2014 (b) ; ...); Ces approches se basent généralement sur des méthode statistiques. A cet effet le but essentiel de ce chapitre est de faire une synthèse bibliographique pour mettre à la lumière :

- La structure minéralogique des argiles pour montrer leur stabilité et leur affinité avec l'eau qui est à l'origine de leur gonflement ;
- Une synthèse succincte sur les mécanismes de gonflement ainsi que les facteurs influençant ce gonflement ;
- En fin, une présentation de la modélisation par méthode statistique a eu lieu.

Les sols argileux ne sont pas les seuls caractérisés par ce phénomène, il existe un autre type de gonflement d'origine chimique qui s'observe au cours de la transformation des gypses en anhydrite ceci vat aussi être évoqué dans ce chapitre.

1. Minéralogie des argiles : Type de sols gonflant et minéraux responsable du phénomène

1. 1. Définition :

La définition du terme argile est assez imprécise, il en existe plusieurs définitions. Les minéralogistes définissent les argiles comme des minéraux phylliteux ou fibreux dont la taille ne dépasse pas quelques μm . En géotechnique, on retient généralement la définition suivante :

Les minéraux argileux sont des phyllosilicates hydratés formés par l'association de feuillets élémentaires qui s'accrochent entre eux pour former des empilements (Push et al., 1999) ou cristallites (Tessier et Grimaldi, 1993). Ces argiles subissent des variations de volume lors de la modification de leur teneur en eau (Cuisinier, 2002) lorsqu'on étudie les problèmes de gonflement rencontrés sur des ouvrages, on s'aperçoit que le gonflement d'un terrain est étroitement lié aux apports d'eau du milieu extérieur ou environnant et que ce phénomène dépend fortement du type de sol rencontré sur terrain. A cet effet, l'intervention minéralogique est très indispensable pour bien comprendre quel type de sol est susceptible de gonfler. En principe, l'examen microscopique (microscope électronique à balayage) aussi, aide beaucoup à connaître les processus de développement du gonflement.

Les matériaux gonflants, les plus fréquemment rencontrés sont les argiles. C'est pourquoi, un rappel sur la minéralogie des argiles est en premier lieu effectué, dans le but de mettre en évidence quelle est la composition des différentes familles d'argiles, leur stabilité du point de vue chimique et par la suite leur affinité avec l'eau qui est à l'origine du gonflement.

En deuxième lieu, nous nous intéressons à donner une idée sur les différents mécanismes de gonflement qui peuvent avoir lieu à l'échelle microscopique en mettant en évidence les facteurs influant sur le gonflement.

En fin, nous détaillerons :

- Les méthodes de caractérisation du phénomène de gonflement au niveau microscopique.
- Les méthodes indirectes qui se basent sur l'évaluation des paramètres géotechniques classiques telle que la teneur en eau, la densité sèche, les limites d'Atterberg, la valeur de bleu de méthylène ...etc. Ces paramètres permettent d'estimer la sensibilité du matériau vis-à-vis du gonflement.
- Les méthodes directes, qui à l'aide des essais au laboratoire permettent de décrire le comportement du gonflement rencontré dans le sol.

1.2. Nature, structure et propriétés des sols gonflants :

Les sols argileux sont les produits de décomposition des roches siliceuses préexistantes, par désagrégation mécanique, physique et chimique (Bultel, 2001). Ce sont des phyllosilicates hydratés aux quels appartiennent tous les minéraux argileux. Les minéraux argileux ont une structure ionique telle qu'ils interagissent fortement avec les molécules polaires de l'eau (Bultel, 2001).

Comme nous avons déjà mentionné ci-dessus, les phyllosilicates hydratés sont formés par l'association de feuillets élémentaires qui s'accrochent entre eux pour former des empilements. L'espace entre deux feuillets est appelé espace interfoliaire. Les empilements se rassemblent par dispositions face-face formant ainsi une particule argileuse (Cuisinier, 2002). Dans le cas des smectites calciques, les empilements laissent des espaces libres au sein des particules, ces espaces jouent un rôle très important au cours de la dessiccation et de l'humidification (Cuisinier, 2002).

Les types des argiles se différencient par le nombre de feuillets par particule (une particule dans la kaolinite n'est pas la même que celle dans une illite par exemple). Pour une particule de smectite, le nombre de feuillets est variable en fonction de l'état hydrique (Ben Rhaiem et al., 1986 in Cuisinier, 2002)

1.2.1. Unité structurale de base :

Les minéraux argileux sont structurellement constitués d'un agencement de tétraèdres de silice dont la formule générale SiO_4^{2-} est composée de 4 atomes d'oxygène occupant les sommets d'un tétraèdre régulier. Ces 4 oxygènes entourent l'atome de silicium. Ces tétraèdres se combinent entre eux pour former des couches planes tétraédriques (**Figure 2**).

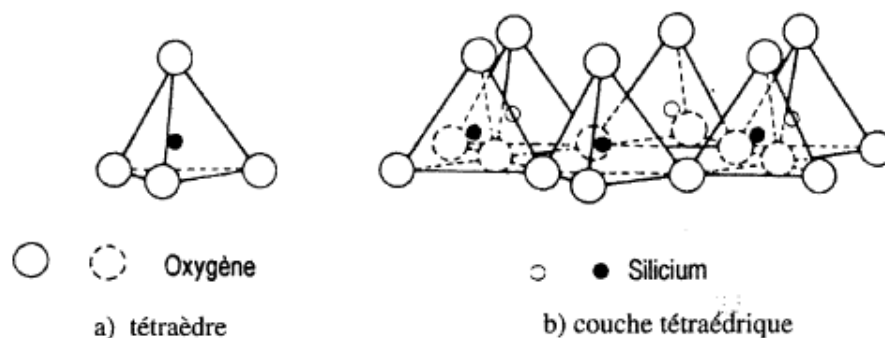


Figure 2. Couche tétraédrique et notation (d'après Mitchell, 1976 in Xiang-Ling, 1999)

a) Minéraux à 7\AA :

Le feuillet est constitué d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique dite argile T-O ou de type 1 :1, L'ensemble feuillets-espace inter-feuillet est appelée « unité structurale » et l'épaisseur de celle-ci, nommée « distance basale » est d'environ 7\AA (Konan, 2006 ; Mache, 2013).

Dans la couche tétraédrique, chaque tétraèdre SiO_4^{4-} est lié aux tétraèdres voisins par trois de ces sommets, le quatrième sommet assure le lien avec le cation de la couche octaédrique. Cette dernière est formée de deux plans anioniques (Y et Z) encadrant un plan cationique X. Ceci définit trois sites octaédriques (A, B et C) non équivalents et disposés suivant une géométrie hexagonale (**Figure 4**) (Konan, 2006). L'un des trois sites, B ou C reste inoccupé (Konan, 2006, Mache, 2013). Il est à noter que les sites A, B et C sont les sites formés selon les plans X, Y et Z : le plan X est constitué uniquement d'anions oxygène, le plan Y contient à la fois des atomes d'oxygène et des groupements hydroxyle et le plan Z est un plan compact de groupements hydroxyle OH^- (voir pour plus de détail les références : Caillère et al., 1982 ; Konan, 2006 ; Mache, 2013)

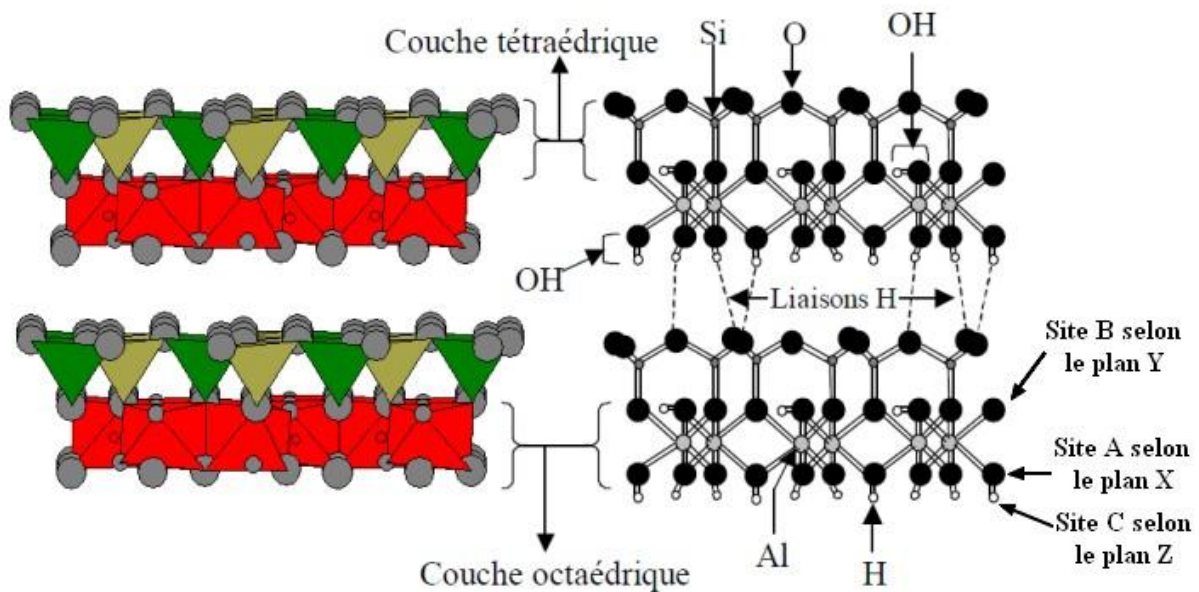


Figure 4. Représentation des empilements de tétraèdres siliceux et d'octaèdres alumineux (cas de la kaolinite : Konan, 2006)

Les minéraux du type 1 :1 se diffèrent entre eux par la position des sites vacants dans les feuillets. Il appartient à ce groupe tout un ensemble (Kaolinite, dickite, nacrite, antigorite, etc.) (Caillère et al., 1982). Dans ce type, l'ensemble de charges est réparties de manière que le feuillet élémentaire est électriquement neutre. L'espace interfoliaire ne comprend pas de cation. Les particules constituant les minéraux de type 1 :1 ont un empilement de feuillet de manière que le plan d'oxygène d'un feuillet se trouve en face groupements

hydroxyle du feuillet voisin (Caillère et al, 1982; Konan, 2006, Mache, 2013). Cette disposition assurera la stabilisation du réseau par liaison hydrogène interfeuillet. Les particules se présentent donc comme des plaquettes rigides.

b) Minéraux à 10Å° et à 14 Å° :

Dans ce type de minéraux, le feuillet est constitué de deux couches tétraédriques et d'une couche octaédrique. Dite argile T-O-T ou de type 2 :1, Dans ce cas l'épaisseur de la distance basale est d'environ 10Å°. Les deux couches tétraédriques encadrent la couche octaédrique (Caillère et al, 1982; Konan, 2006, Mache, 2013).

En l'absence de substitution cationique, le déficit de charge est nul et il n'y a pas de cations dans l'espace interfoliaire. Cependant, dans les argiles de type 2 :1, des substitutions cationiques sont observées, celles correspondent au remplacement de S_i^{4+} par Al^{3+} et/ou F_e^{3+} dans les tétraèdres (Konan, 2006 ; Mache, 2013).

Dans les octaèdres, Al^{3+} est remplacé par F^{2+} , M_n^{2+} et Mg^{2+} ; le L_i^+ peut remplacer le M_g^{2+} ou le F^{2+} . Cette substitution donne naissance à un déficit de charge positive au niveau du feuillet (Konan, 2006).

Pour un déficit de charge du feuillet compris entre 0,2 et 0,9 ; la compensation peut être assurée par des cations interfoliaires (K^+ , N_a^+ et C_a^{2+}) plus ou moins hydratés. Ceux-ci avec leur eau d'hydratation pénètrent dans l'espace interfoliaire, conduisant, ainsi à un gonflement de la particule. Dans ce cas, la distance basale est fonction de la charge et du nombre de molécules d'eau associées à ces cations (Konan, 2006 ; Mache, 2013).

En effet, les molécules d'eau forment un écran entre le cation compensateur et le feuillet. Cet écran réduit ainsi l'attraction entre les deux (cation compensateur et feuillet). Plus le nombre de molécules d'eau augmente, plus l'écran est important et par conséquent la distance basale augmente. C'est le cas des minéraux à 14Å° (smectite, montmorillonite ...) où chaque feuillet a une extension latérale très grande (0,1 à 1µm) et est relativement flexible (Caillère et al., 1982 ; Xiang, 1999 ; Konan, 2006 ; Mache, 2013). Le taux de substitution dans les différentes couches permette de distinguer les différents sous groupes 2 :1 (**Figure 5**).

Lorsque le déficit de charge du feuillet est supérieur ou égale à 0.9, la compensation est assurée par la présence dans l'espace interfoliaire de cation non hydratés. La distance basale est voisine de 10 Å° c'est le cas des minéraux à 10 Å° (Illite par exemple)

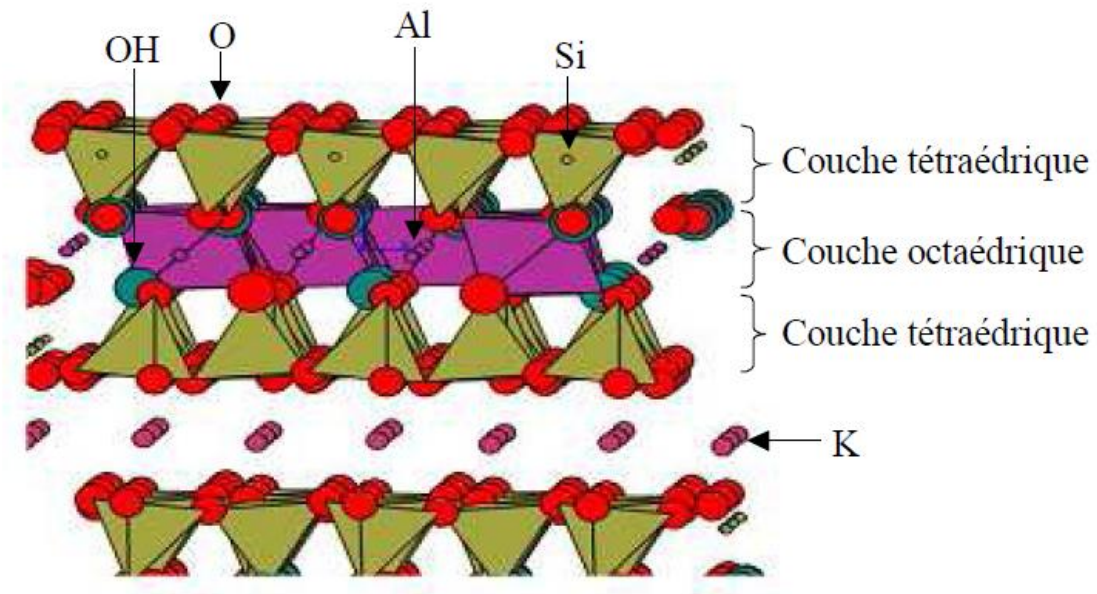


Figure 5. Représentation schématique des empilements de tétraèdres siliceux et d'octaèdres alumineux (cas d'une illite) (Konan, 2006)

c) Minéraux à facies fibreux :

Les minéraux fibreux sont des espèces à pseudo-feuillets, leur faciès fibreux résulte d'une discontinuité du feuillet selon l'axe b. Ce pseudo-feuillet est constitué de plans continus d'oxygène. Dans ces plans, les oxygènes sont aux sommets d'un hexagone plus ou moins régulier (Konan, 2006). Entre deux plans continus d'oxygène, on trouve deux plans discontinus formés d'oxygène et d'hydroxyle. L'empilement des deux plans discontinus forme des octaèdres qui s'étendent en un long ruban. C'est la largeur de ce ruban qui caractérise chacune des familles. Ces rubans sont disposés alternativement au dessus ou au dessous de la couche continue d'oxygène. À l'assemblage hexagonal de sorte que la structure présente en coupe, l'aspect d'une brique creuse. Les tétraèdres du plan continu sont occupés en leur centre par des ions S_i^{4+} (Konan, 2006, Mache, 2013).

Les ions M_g^{2+} ou Al^{3+} occupent les lacunes octaédriques des plans discontinus. Les rubans se terminent par des liaisons entre ces cations et des molécules d'eau (**Figure 6**)

On peut citer dans ce type de minéraux : la famille des sépiolites et celle des palygorskites (Caillère et al, 1982 ; Konan, 2006).

- Dans la famille des palygorskites (appelée aussi attapulgite), l'empilement des deux plans discontinus fait apparaître un ruban à cinq octaèdres. Les particules ont la forme d'aiguille rigide (Konan, 2006).

- Dans la famille de sépiolites, l'empilement de deux plans discontinus fait apparaître un ruban à huit octaèdres, les particules ont la forme de fibres flexibles (Konan, 2006).

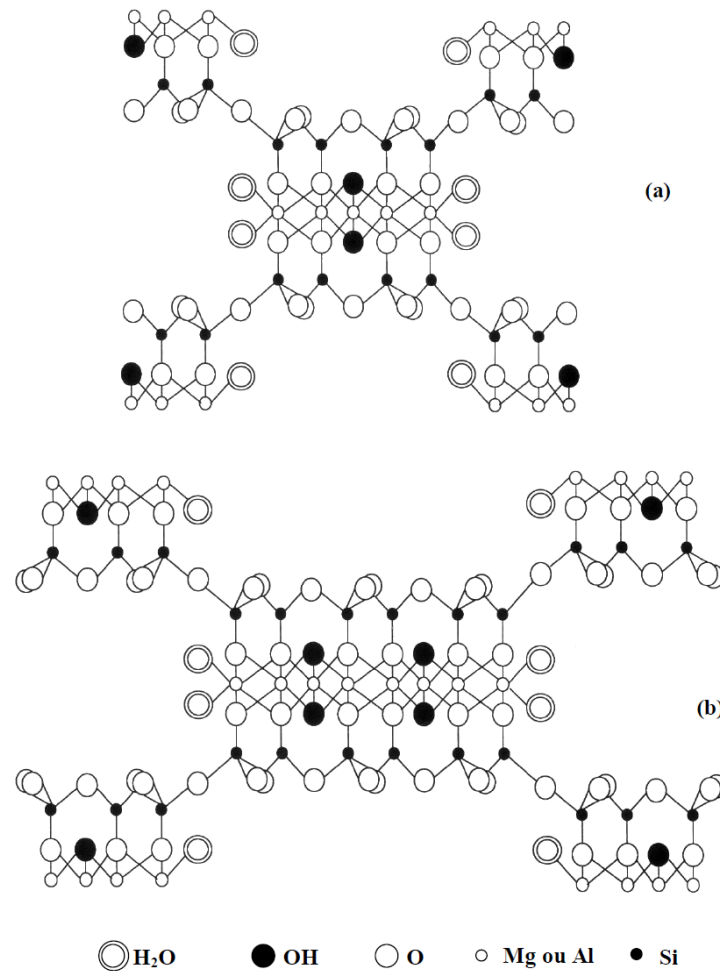


Figure 6. Structure des minéraux à pseudo-feuillets et à faciès fibreux : **(a)** Palygorskite ou attapulgite ; **(b)** Sépiolite (Millot, 1964 in Konan, 2006)

1.2.3. Types d'argiles, les plus couramment rencontrées :

D'après la classification ci-dessus, on constate qu'un feuillet élémentaire, se compose de 2 ou 3 unités de base (selon le type de minéraux). La structure rigide du feuillet élémentaire est assurée par les liens de covalence et les liaisons ioniques ; l'assemblage des feuillets élémentaires est assuré par des liaisons moins fortes. Les forces de liaison entre feuillets sont principalement (Bultel, 2001, Konan, 2006) :

- Les forces d'attraction moléculaires de Van der Waals qui sont des liaisons faibles ;
- Les liaisons hydrogènes qui apparaissent avec des atomes fortement électronégatifs, comme l'oxygène dans le cas des argiles.
- Les substituants isomorphes dans le remplacement de certains cations constitutifs du réseau cristallin par d'autre de moindre valence. Ce phénomène crée des déficits de charge qui affaiblissent les forces ioniques de liaison entre les feuillets (remplacement d'un ion Si_i^{4+} par un ion Al^3 dans la couche tétraédrique de silice, d'un ion Al^3 par un ion Mg_g^2 dans la couche octaédrique d'aluminium...) (Bultel, 2001). Les particules possèdent ainsi une

charge négative et peuvent donc adsorber de façon réversible des cations et des dipôles d'eau pour atteindre l'électroneutralité. La capacité d'échange cationique (C E C) permet de mesurer la charge positive nécessaire pour arriver à l'électroneutralité (milliéquivalents /100 g d'argile sèche). On en déduit donc que les particules sont soumises à un ensemble de force d'attraction et de répulsion qui varient en fonction de la teneur en eau et dépendent des substitutions isomorphes (Bultel, 2001).

Il apparaît que la structure des argiles est simple, malgré ça, il existe un très grand nombre d'espèce se distinguant par les défauts liés aux substitutions isomorphes pendant la formation. L'arrangement des particules des terrains argileux, qui interagissent avec l'eau et les ions qu'elle transporte, dépend beaucoup du milieu de déposition, notamment la salinité (Bultel, 2001).

Le plus fréquemment, on rencontre les trois types d'argile suivants : Kaolinite, Illite et smectites, les chlorites et les vermiculites, vue leurs propriété qui se rapproche des types précédents, doivent être citées.

a) Kaolinite : $(\text{Si}_4 \text{O}_{10})\text{Al}_4 (\text{OH})_8$: formule générale de la maille complète, pour la demi-maille la formule deviendra : $(\text{Si}_2\text{O}_5) \text{Al}_2 (\text{OH})_4$ (Pedro, 1994 in El Ouahabi, 2013). Elle appartient au groupe 1 :1. Une kaolinite idéale, bien cristallisée, est constituée d'un empilement de feuillets où tous les sites B sont libres (**Figure 4** déjà citée). Alors que, pour la Dickite par exemple les sites B et C sont alternativement inoccupés (Konan, 2006).

b) Illite : de formule générale : $(\text{K}, \text{H}_2\text{O})_2 \text{Si}_8 (\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})_4 \text{O}_{20} (\text{OH})_4$ l'illite appartient au groupe 2 :1. Les feuillets possèdent une charge globale négative, plus élevée que celle des smectites, qui est compensée par des ions potassium K^+ non hydratés (Carroll et al, 2005 in Mache, 2013). La différence fondamentale avec les smectites réside dans le fait que les ions compensateurs (Potassium) ne sont que très faiblement échangeable ce qui assure des liaisons assez fortes entre les feuillets. La particule d'illite comportera, par exemple, une dizaine de feuillets et pourra avoir une épaisseur de quelque centième de μm . Il n'y a pas d'hydratation des espaces interfoliaires (**Figure 4** déjà citée). A cet effet, la capacité de gonflement de l'illite est inexistante du fait de faible distance interfoliaire.

c) Smectites : de formule : $(\text{OH})_4 \text{Si}_8 \left(\text{Al}_{\frac{10}{3}}, \text{Mg}_{\frac{2}{3}} \right) \text{O}_{20}, h\text{H}_2\text{O}$

Ce sont des phyllosilicates de type 2 :1, les minéraux les plus importants de cette famille sont la montmorillonite, la beidellite, l'hectorite et la saponite.

Les substitutions isomorphes à la fois dans les couches tétraédriques et/ou octaédriques conduit à une charge élevée au niveau des feuillets. Cette charge est donc permanente, négative et dépendante du PH du milieu. Des cations compensateurs plus ou moins hydratés se placent dans les espaces interfoliaires pour combler le déficit de charge Ca^{2+} dans le cas de montmorillonite calcique par exemple et le Na^+ dans le cas de montmorillonite sodique. Ce type d'argile (smectite) a une capacité d'échange cationique élevée. Des molécules d'eau sont susceptibles de s'intercaler dans l'espace interfoliaire.

Cette possibilité de gonflement des espaces interfoliaires donne à ces argiles la caractéristique de gonflement, elles sont donc désignées par le terme « argiles gonflantes ». Du point de vue textural, les smectites sont généralement constituées de feuillets de grande extension latérale, associés, les uns aux autres en nombre variable (**Figure 7**).

Le degré d'hydratation dépend de la nature du cation hydraté et de l'humidité relative ambiante. En général, ces argiles sont très sensibles à la teneur en eau et ont un fort potentiel de gonflement.

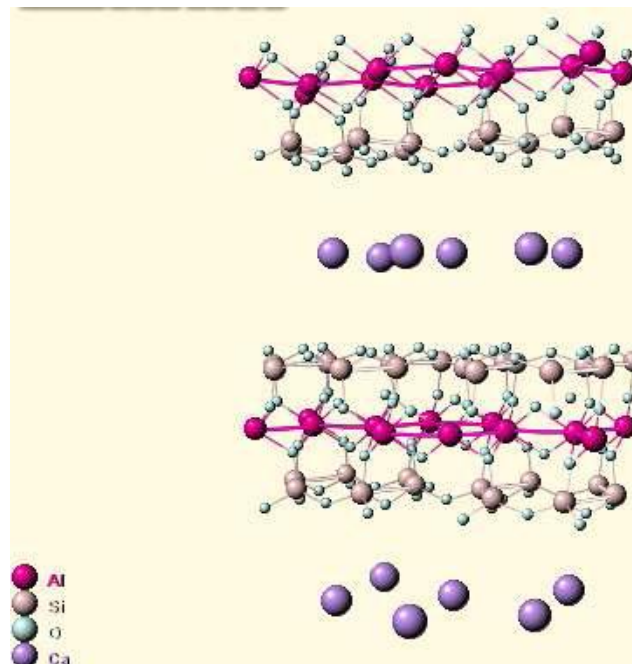


Figure 7. Structure cristalline d'une smectite (Viani et al., 2002 in El Ouahabi, 2013).

d) Chlorites : $((\text{Mg, Al, Fe})_6(\text{Si, Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$

Les chlorites sont caractérisées par une structure complexe, elles sont constituées par un motif T-O-T : deux feuillets de micas entre lesquels s'insère un feuillet de Brucite. En fait le déficit du feuillet de mica est rarement comblé par le feuillet de Brucite et des cations interchangeables se logent dans les espaces créés au sein du feuillet de mica. L'eau peut alors pénétrer entre les feuillets, provoquant ainsi un accroissement de l'espace interfoliaire et donc un gonflement (**Figure 8**). Cependant les édifices de Brucite tendent à coller les feuillets les uns aux autres en donnant ainsi aux chlorites une certaine cohésion, contrairement aux feuillets des minéraux argileux, qui sont libres de glisser les uns par rapport aux autres.

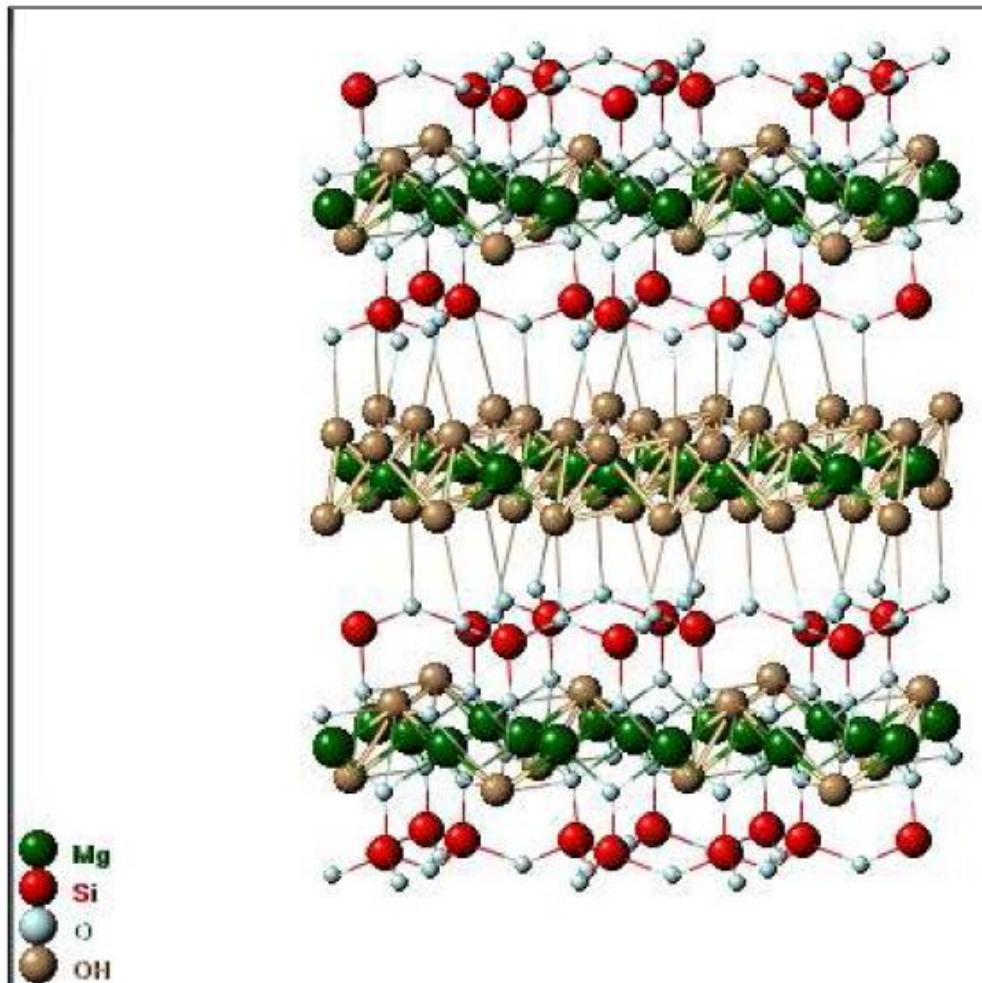


Figure 8. Structure cristalline du chlorite (Brown and Bailey, 1963 in El Ouahabi, 2013).

e) **Les vermiculites:** $(\text{Mg, Ca})_{0.7}(\text{Mg, Fe, Al})_6 (\text{Al, Si})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_4 8\text{H}_2\text{O}$

Les vermiculites appartiennent à la famille des phyllosilicates. Elles sont dans une grande partie trioctaédrique. Elles constituent une famille proche de celle des smectites, mais les feuillets sont caractérisés par un déficit de charge plus important. Ce déficit est dû essentiellement aux substitutions tétraédriques et la compensation est assurée dans l'espace interfoliaire par des cations (Mg^{2+} principalement) et des couches d'eau (**Figure 9**).

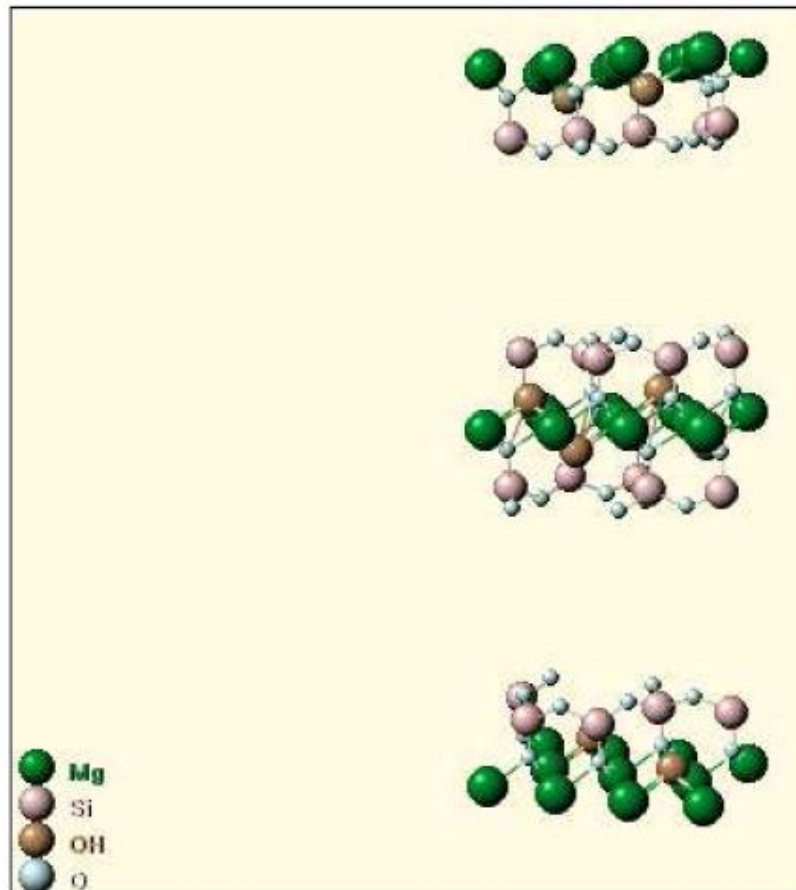


Figure 9. Représentation d'une vermiculite (Gruner, 1934).

f) Les interstratifiés :

Ce sont des minéraux argileux dans lesquels il y a alternance des feuillets de nature différente, en proportions variées et se succèdent plus ou moins régulièrement. Les édifices interstratifiés peuvent être alors de deux types (Caillère et al., 1982 ; Konan, 2005 et Mache, 2013) :

- Les minéraux à interstratification régulière où l'empilement des différents types de feuillets (1 :1 et 2 :1) alternent selon des séquences répétitives (exemple d'empilement de minéraux interstratifiés à deux feuillets : 1:1/2:1, 2:1/2:1) (**Figure 10**). Les récents développements des logiciels de modélisation des diffractogrammes de rayons X ont révélé que les interstratifiés à trois composants (2:1/2:1/2:1:1) (exemple : Illite/Smectite/Chlorite) (Drits et al., 1997, 2004; Lanson et al., 2009; Hubert 2008, Citées par Mache, 2013) étaient plus répandus qu'on ne le pensait.



Figure 10. Différentes possibilités d'interstratification au sein des minéraux argileux avec deux ou trois composants (MACHE, 2013).

1.2.4. Les composés non phylliteux associés aux argiles :

Les composés non phylliteux associés aux argiles : En plus des minéraux argileux, les argiles naturelles renferment, dans la plus part des matières, organiques, des gels des minéraux ferrifères, alumineux, siliceux, des composés du manganèse et des carbonates. Ces composés annexes peuvent être cristallisés ou amorphes.

Les hydroxydes en particulier cimentent les argiles avec les autres composés et les transforment en agrégats. La présence de ces impuretés peut modifier les propriétés physico-chimiques des argiles (par exemple l'adsorption et absorption) des argiles (Konan, 2006)

1.3. Gonflement interfoliaire et interparticulaire :

L'analyse minéralogique précédente montre que certaines argiles, pour lesquelles les liaisons interfeuillettes sont très faibles, ont la propriété de fixer les molécules d'eau entre deux feuillets voisins (c'est le cas de smectites telles que la montmorillonite, et de certaines chlorites). L'eau pénètre à l'intérieur des particules et s'organise en couches monomoléculaires, il s'agit alors d'un gonflement intraparticulaire ou interfoliaire (Didier, 1972 cité par Bultel, 2001). Il intervient à l'échelle la plus petite de la structure argileuse mais peut présenter une ampleur très importante. En dehors de ce cas particulier, qui définit les argiles dites "gonflantes", le gonflement est interparticulaire, c'est-à-dire que l'eau ne pénètre pas à l'intérieur des particules d'argiles. Ce gonflement interparticulaire, contrairement au gonflement interfoliaire, a une ampleur assez limitée, mais affecte toutes les argiles.

2. Phénomène de gonflement des sols : mécanismes et techniques de caractérisation

2.1. Mécanismes de gonflement :

Les matériaux susceptibles de gonfler sous l'action de l'eau sont les sols argileux naturels, les marnes, les roches argileuses et les roches composées d'anhydrite. Le processus de gonflement interparticulaire met en jeu séparément ou de façon combinée des phénomènes physico-chimiques et mécaniques variés (Bultel, 2001 ; Cuisinier, 2002). Il dépend aussi de la texture du matériau, c'est-à-dire de l'organisation des plaquettes entre elles. Le cas de l'anhydrite dont la transformation en gypse, en présence d'eau, provoque un gonflement notable (Wittke, 1990 ; Steiner, 1993 ; Serratrice et Soyez, 1996 ; Bultel, 2001 ; Rauh et Thuro, 2007 ; Yilmaz, 2006).

2.1. 1. Gonflement au sens physico-chimique :

Compte tenu de la structure ionique présentée précédemment, il apparaît d'importantes interactions physico-chimiques entre une particule argileuse et l'eau, généralement illustrées par le modèle de la double couche. Avec des hypothèses très précises, cette théorie permet de quantifier le phénomène de gonflement par rapport aux différents paramètres de l'eau.

a) Théorie de la double couche :

La particule d'argile présente généralement une charge négative due à des substitutions isomorphes au niveau des feuillets. Ce déficit de charges se traduit par la fixation de cations et par l'orientation des molécules polaires (d'eau, par exemple) dans l'espace périphérique de la particule et éventuellement entre les feuillets. A l'attraction des cations par la surface des particules d'argile s'oppose la tendance des ions à diffuser et à se distribuer d'une manière homogène dans l'eau. Le résultat de cette interaction est un nuage d'ions entourant la particule, appelé double couche diffuse (ou électrique) DDI (Diffuse Double Layer) (Gouy, 1910 ; Chapman, 1913 Cités par Mrad, 2005).

On a ainsi, autour de chaque particule, formation d'une double couche d'origine électrique, dite "couche de Gouy-Chapman" (**Figure 11**), composée :

- d'une couche fixe liée au solide,
- d'une couche diffuse en affinité avec cette particule.

La théorie de Gouy-Chapman présentait l'inconvénient de prédire des concentrations d'ions extrêmement élevées à proximité de la surface. Elle a été modifiée par Stern en 1924 (Bultel, 2001 ; Konan, 2006) pour prendre en compte une quantité finie d'ions aux abords de la particule argileuse. La couche de Stern consiste en une quantité d'ions finie à côté de la surface (Figure 1.10) ; elle est fixe tandis que la couche de Gouy est mobile.

Cette dernière fait la transition entre la solution perturbée par la particule et la zone plus éloignée, non perturbée. La figure 1.10 donne une représentation schématique de ce phénomène.

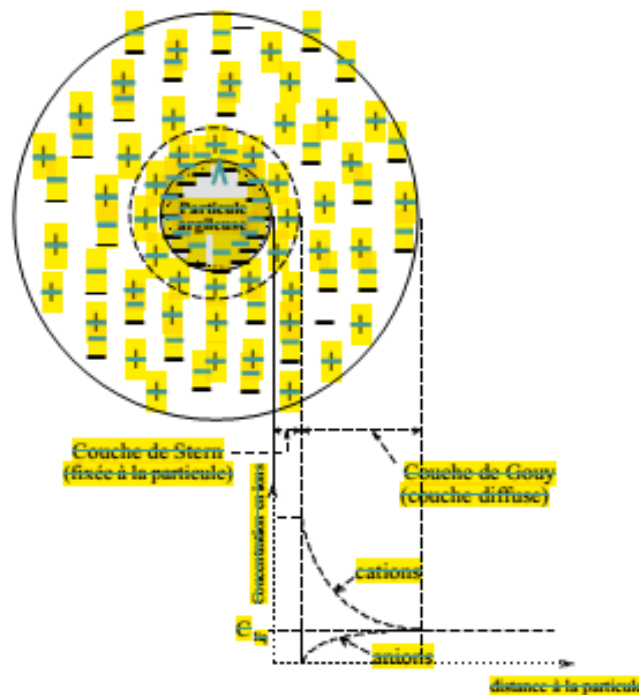


Figure 11. Schéma de la double couche d'eau entourant une particule argileuse (Bultel, 2001).

b) Application du modèle de la double couche :

La théorie de la double couche se base sur l'étude de l'interaction de deux "plaquettes" d'argile parallèles. Sans détailler la théorie de la double couche, on peut en donner les principaux résultats. Dans un sol saturé, l'épaisseur de la double couche associée à une particule est donnée par la relation (Bultel, 2001 ; Mrad, 2006) :

$$L = \sqrt{\frac{DBT}{8\pi n_0 e^2 v^2}}$$

Où L est l'épaisseur de la double couche diffuse (cm) ;

D : la constante relative diélectrique du milieu liquide ($C^2.J^{-1}.m^{-1}$) ;

B : la constante de Boltzmann ($B = 1.38 \times 10^{-23} J^\circ K^{-1}$) ;

T : la température absolue en Kelvin,

e : la charge électrique d'un électron,

ν : la valence du cation interfoliaire

n_0 : la concentration ionique du milieu liquide (en ions/m³). Le gonflement représentant l'extension des doubles couches, ce phénomène se développera en particulier avec :

- une diminution de la concentration du liquide interstitiel n_0 ,
- une diminution de la valence des ions ν ,
- une augmentation de la constante diélectrique,
- une augmentation de la température T.

Dans une étude expérimentale en laboratoire, Didier (1972) et Wong (1998) cité par Bultel (2001) ont mis en évidence l'influence notable de la salinité du liquide interstitiel sur le potentiel de gonflement des terrains argileux. Ils ont, en effet, constaté que plus la concentration en sels (NaCl par exemple) est faible et plus les déformations de gonflement sont élevées. Ces résultats expérimentaux confirment bien l'analyse qualitative fournie par la théorie de la double couche (Bultel 2001).

A partir de cette même théorie, Madsen (1979) et Sridharan et Jayaveda (1982) ont déterminé une relation entre la pression osmotique de répulsion p_R et le potentiel électrique Q_{elec} , entre les deux particules (Bultel 2001):

$$P_R = 2C_{liq} KT (\cosh Q_{elec} - 1) \text{ avec } Q_{elec} = 2,35 - 4,375 \lg (K_{dc} d)$$

d étant la demi-distance entre deux particules d'argile, soit $d = \frac{e}{\gamma_s S}$ avec $e = \frac{\gamma_s}{\gamma_d} - 1$, e désignant l'indice des vides, S la surface spécifique du sol, γ_s le poids volumique des particules solides, et γ_d le poids volumique du sol sec.

On remarque que, pour un sol dont la minéralogie et le fluide interstitiel sont connus, la pression p_R ne dépend que de la demi-distance interparticulaire d ou du poids volumique du sol sec γ_{dg} ; la pression de répulsion p_R est alors une fonction strictement décroissante de la demi-distance interparticulaire (Bultel 2001).

2.1. 2. Gonflement au sens mécanique :

Le phénomène de gonflement, de même que le tassement, peut provenir d'une modification de l'état de contraintes dans le sol en présence d'eau. A cet effet, un rappel sur les bases de la mécanique des sols appliquées à l'état de contraintes dans un sol est nécessaire.

a) Contraintes dans un sol :

Un sol est un système constitué de 3 phases : une phase solide (les particules solides), une phase liquide (eau interstitielle en général) et une phase gazeuse (bulles d'air ou film d'air continu). Le sol est saturé si la phase gazeuse disparaît, c'est-à-dire si tous les vides interparticulaires sont occupés par l'eau interstitielle (Costet et Sanglerat, 1981 ; Bultel,

2001 ; Cuisinier, 2002). Dans un sol saturé soumis à une contrainte totale σ (géostatique ou surcharge extérieure), cette dernière se décompose en :

$$\sigma = \sigma' + u \text{ (Théorie de Terzaghi),}$$

Où u désignant la pression interstitielle à savoir la pression de l'eau des pores et σ' la contrainte effective, c'est-à-dire la contrainte qui s'exerce réellement sur le squelette solide. Si le sol est sec, la pression interstitielle u est nulle et on a $\sigma' = \sigma$.

Si l'élément de sol considéré est situé sous la nappe phréatique à une cote z , la pression interstitielle est égale à la pression exercée par la colonne d'eau sus-jacente soit

$$u = \gamma_w z$$

Si par contre, il se situe au-dessus de la nappe phréatique, il peut être saturé ou non, selon les caractéristiques du matériau qui le compose et la distance qui le sépare du toit de la nappe. L'attraction entre les molécules adjacentes à la surface d'un fluide (tension de surface) lui permet de s'élever dans un capillaire au-dessus de la ligne de pression atmosphérique. La hauteur de fluide dans le capillaire est donnée par la loi de Jurin :

$$H_{cap} = \frac{2\sigma_{cap} \cos \theta_{cap}}{\gamma_{fl} r_{cap}}$$

Où σ_{cap} est la tension de surface, r_{cap} le rayon capillaire, où θ_{cap} l'angle de contact liquide/fluide et γ_{fl} le poids volumique du fluide. C'est ce phénomène qui permet à un sol de retenir de l'eau au-dessus du toit de la nappe, par l'intermédiaire de son réseau poreux.

Barden (1965) cité par Bultel (2001), a ainsi identifié, au-dessus de la nappe, une zone considérée comme saturée où le degré de saturation est proche de l'unité ; la faible fraction d'air contenue dans le sol est occluse entre les particules et ne perturbe pas l'écoulement d'eau. Il considère alors que, dans ce domaine, les contraintes appliquées sur le squelette solide peuvent être définies par le principe de Terzaghi, la pression interstitielle u étant inférieure à la pression atmosphérique. On la définit comme négative et elle est égale à $(-\gamma_w z)$. Elle représente la succion capillaire du terrain qui, dans le cas simple d'un tube capillaire, est donnée par la loi de Jurin et caractérise la capacité du terrain à retenir l'eau au-dessus de la nappe.

Si au contraire, l'élément de terrain n'est pas saturé, la pression interstitielle négative est fonction de la pression d'eau u_w et de la pression d'air u_a dans le sol. Bishop et al (1960) ont proposé une pression interstitielle équivalente u^* définie par :

$$u^* = u_a + x(u_w - u_a)$$

Où x est un coefficient qui dépend du degré de saturation du sol : x varie entre 0 et 1, et est égal à 1 pour un sol saturé (Bultel, 2001).

b) Gonflement dû à une modification de l'état de contraintes :

Considérons un élément de sol saturé à l'équilibre. Si une contrainte extérieure σ_e est appliquée à cet élément de sol, l'eau étant moins compressible que le squelette solide, la contrainte est σ_e immédiatement reprise par la phase liquide et au temps initial $t=0$ ou a :

$$\begin{cases} u = \sigma_e \\ \sigma' = 0 \end{cases}$$

Si l'on permet alors au sol de se drainer, un phénomène de consolidation va se développer, correspondant à l'expulsion de l'eau et au transfert de contrainte de l'eau sur le squelette solide. Un nouvel équilibre va alors s'établir pour l'état de contraintes :

$$\begin{cases} u = 0 \\ \sigma' = \sigma_e \end{cases}$$

Si la contrainte σ_e est alors supprimée, le même phénomène se produit en sens inverse, et immédiatement :

$$\begin{cases} u = \sigma_e \\ \sigma' = \sigma_e \end{cases}$$

La pression interstitielle devient négative (dans le domaine des succions) et opposée à la variation de contrainte totale. Dans des conditions de libre circulation de l'eau, un phénomène de gonflement va alors se développer, exprimant l'absorption de l'eau et le transfert de contrainte négative de l'eau sur le squelette solide, jusqu'à l'état final :

$$\begin{cases} u = 0 \\ \sigma' = 0 \end{cases}$$

On note que u est la pression interstitielle, σ_e est la contrainte extérieure, σ' est la contrainte effective.

Il est donc possible d'affirmer que si la consolidation exprime une diminution de la pression interstitielle jusqu'à son annulation, le gonflement exprime quant à lui la diminution de la succion (-u) jusqu'à son annulation (Bultel, 2001 ; Cuisinier, 2002).

2.1.3. Cas de l'anhydrite :

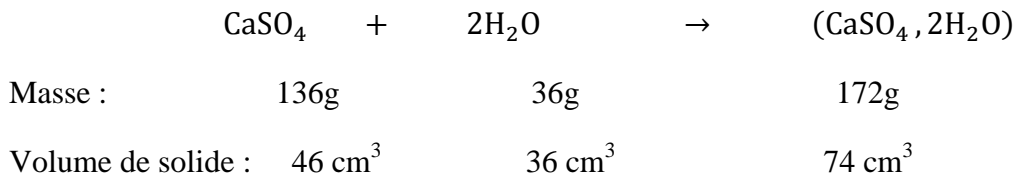
Le gypse et l'anhydrite sont des minéraux sulfatés, formés par précipitation chimique. Le gypse ($CaSO_4, 2H_2O$) cristallise dans le système monoclinique ; sa densité est de 2,32 et sa solubilité atteint de 2 g/l à 20°C sous la pression atmosphérique. L'anhydrite ($CaSO_4$) admet plusieurs formes cristallines (rhomboédrique ou monoclinique) ; sa densité est de 2,92 et sa solubilité atteint presque 3 g/l.

On peut souligner que :

- du point de vue densité, le gypse et l'anhydrite diffèrent fortement et encadrent la valeur moyenne usuelle des roches superficielles (densité égale à 2,65) ;

- du point de vue de la solubilité, ces deux matériaux sont très solubles ; ce sont en fait les plus solubles dans la nature après la halite (NaCl).

La transformation chimique de l'anhydrite en gypse se produit avec la variation de volume spécifique suivante :



Cette évolution se produit sous certaines conditions de pression, de température et de teneur en eau (Sahores, 1962). Ainsi, le sulfate de calcium sous sa forme anhydrite CaSO_4 est stable à des températures supérieures à 58°C et à une pression proche de 100 kPa. Au dessous de 38°C , l'anhydrite peut être présente si l'eau nécessaire à sa transformation est insuffisante ; seul le gypse est stable. Entre 38°C et 58°C , les deux composés coexistent et présentent des évolutions différentes.

Ces chiffres ont conduit Wittke (1978) à conclure que, dans la nature, deux cas sont susceptibles de se présenter :

- dans un volume fermé contenant de l'anhydrite et l'eau nécessaire à la transformation, le gypse se forme avec une réduction de volume $\varepsilon_{vol} = \frac{\Delta V}{V} = -\frac{74-(46+36)}{82} * 100 = 9,6 \%$, ce qui se traduit par un tassement observé ;

- par contre, si l'eau arrive de l'extérieur, c'est-à-dire en système ouvert, on observe théoriquement un fort gonflement $\varepsilon_{vol} = \frac{\Delta V}{V} = -\frac{74-46}{46} * 100 = -61 \%$,

Dans les zones fraîchement excavées, le gypse et l'anhydrite coexistent ; dans les zones altérées, de minces pellicules de gypse recouvrent l'anhydrite.

L'anhydrite est un minéral légèrement évolutif, la pression de gonflement des roches contenant ce minéral, n'atteint pas des valeurs de 70 MPa comme il a longtemps été suggéré. En fait la transformation anhydrite-gypse est lente, durable et favorise le colmatage, donc l'arrêt des circulations d'eau en profondeur. Néanmoins, le gonflement de l'anhydrite est un phénomène à prendre très au sérieux, compte tenu des dommages déjà occasionnés et le phénomène est plus rapide que pour les sols argileux.

2.2. Caractérisation du phénomène de gonflement en laboratoire :

La quantification du phénomène de gonflement par des paramètres macroscopiques est essentielle du point de vue du dimensionnement des ouvrages de génie civil en générale et plus particulièrement des fondations superficielles et légères. Dans la suite, on récapitulera les informations obtenues dans la littérature sur la caractérisation du phénomène de gonflement.

Les méthodes indirectes reliant le gonflement aux paramètres géotechniques permettent d'identifier les sols gonflants alors que les essais de gonflement caractérisent plus précisément le comportement gonflant d'un échantillon. Accompagnées de précautions expérimentales, les différentes procédures d'essais en laboratoire permettent de déterminer des paramètres du gonflement à appliquer dans le calcul de fondation, le dimensionnement des ouvrages et de connaître certains aspects du gonflement comme la cinétique ou l'anisotropie.

2.2.1. Paramètres de gonflement : Définition :

En toute rigueur, les paramètres mécaniques à déterminer pour caractériser les terrains gonflants ne sont pas les mêmes selon que l'objectif choisi est d'empêcher le gonflement, ou de s'assurer qu'il se produira de façon progressive ou périodique, ou de construire l'ouvrage après achèvement du processus de gonflement. Comme c'est déjà évoqué, les phénomènes physico-chimiques et les mécanismes intervenant à différentes échelles (auxquels se surajoutent d'éventuelles modifications de la structure du terrain pendant le gonflement) rendent très difficiles la caractérisation.

Cependant c'est l'approche macroscopique qui est le plus souvent adoptée pour caractériser les matériaux gonflants et quantifier le processus de gonflement. Cette approche fournit des paramètres macroscopiques directement applicables au dimensionnement des ouvrages de génie civil. (Bultel 2001 ; Mrad, 2005, Vincent et al., 2006). Dans la pratique trois notions (grandeurs) sont utilisés pour caractériser l'aptitude d'un sol au gonflement: la pression de gonflement, le gonflement libre et l'indice de gonflement. (Bultel, 2001 ; Vincent et al, 2006).

La pression de gonflement σ_g est définie comme étant la pression engendrée lors de l'hydratation d'un échantillon en condition confinée ; et peut être aussi définie par la pression qu'il faut exercer pour maintenir un échantillon à son volume initial avant l'adsorption d'eau. Cette définition de la pression de gonflement est la plus usitée mais elle n'est pas la seule (Bultel 2001 ; Mrad, 2005, Vincent et al., 2006).

Le gonflement libre ε_g d'un élément de sol ou de roche, dont l'état physique initial est connu, est la déformation maximale que provoque l'imbibition de cet élément soumis à un état de contraintes nulles ou quasi-nulles (Bultel 2001 ; Mrad, 2005, Vincent et al., 2006).

L'indice de gonflement C_g traduit l'importance de la déformation de gonflement induit par un déchargement par rapport à un état de contraintes donné ; il est défini par la pente de la courbe $e = f(\sigma)$ obtenue en déchargement lors d'un essai œdométrique classique (Bultel 2001 ; Mrad, 2005, Vincent et al., 2006).

2.2.2. Méthodes indirectes de caractérisation :

Les méthodes indirectes consistent à déterminer une corrélation entre le gonflement libre ou la pression de gonflement et quelques paramètres géotechniques comme les limites d'Atterberg, la limite de retrait, la teneur en eau, la densité sèche qui semblent être les

facteurs influant sur le gonflement des argiles. Ainsi, après avoir déterminé les paramètres géotechniques d'un matériau, l'application de formules empiriques permet de connaître rapidement le potentiel de gonflement du terrain, et de savoir si ce potentiel est faible, moyen ou élevé, ceci constitue une étape préventive concernant le phénomène de gonflement. Compte tenu de la structure minéralogique des différents types d'argile, la caractérisation de la surface spécifique d'argile représente aussi un élément essentiel pour identifier le potentiel de gonflement d'un matériau. Des méthodes et des approches empiriques sont détaillées ci-après.

a) Limites d'Atterberg :

L'analyse microscopique a illustré un premier mécanisme physico-chimique d'interaction eau-minéral argileux, qui est celui des molécules d'hydratation des cations échangeables, attirés électriquement par le déficit de charge des feuillets argileux (lui-même dû, entre autres, à certaines substitutions isomorphes). Ce mécanisme met en évidence l'importance des sels dissous dans l'eau interstitielle.

Sur un plan macroscopique, ce phénomène est à rapprocher de la notion des limites d'Atterberg (Bultel, 2001). Ainsi, l'indice de plasticité $I_p = w_L - w_P$ peut s'interpréter comme la quantité d'eau nécessaire pour faire passer un sol de l'état "solide" ($w < w_P$) à l'état "liquide" ($w < w_L$). Plus le sol possède de minéraux actifs dans leur interaction avec l'eau, plus il sera nécessaire d'ajouter de l'eau au sol pour qu'il devienne liquide ; sachant qu'une grande partie de cette eau sera adsorbée par les particules, il ne restera donc pas à l'état liquide et ne conférera pas au matériau un état liquide mais pâteux, correspondant à la phase plastique. Quand toute la capacité d'adsorption du sol sera saturée, alors l'eau en excès restera à l'état libre c'est-à-dire liquide. Ceci rejoint la définition de l'activité de Skempton $A_c = \frac{I_p}{C_2}$ qui rapporte l'indice de plasticité du matériau à sa teneur en particules argileuses (notée ici C_2 , teneur en particules de dimensions inférieures à $2 \mu m$), la seule interagissant avec l'eau.

Cette définition de l'indice de plasticité montre également que I_p est un paramètre important dans les propriétés de rétention d'eau du terrain et donc de gonflement. C'est la raison pour laquelle un certain nombre de corrélations ont été recherchées entre les limites d'Atterberg et les propriétés de gonflement des sols.

Seed et al. (1962) ont proposé une méthode d'estimation du taux de gonflement sur des sols compactés en se référant à la teneur en argile du sol et à l'activité du matériau A_c (**Figure 12**).

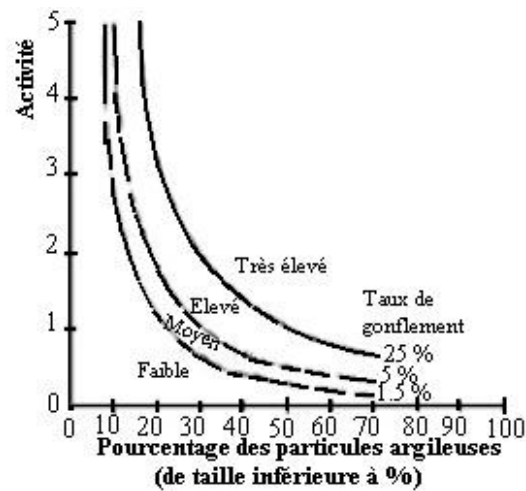


Figure 12: Diagramme de classification du potentiel de gonflement (Seed et al., 1962)

Le gonflement libre ε_g d'un échantillon confiné latéralement en présence d'eau sous une surcharge de 7 kPa, et préalablement compacté à la teneur en eau optimale et à la densité sèche maximale de l'essai de compactage AASHO (norme américaine), peut être relié à l'indice de plasticité I_p du sol par l'expression :

$$\varepsilon_g = 21,6 \cdot 10^{-5} (I_p)^{2,44}$$

Avec ε_g est le gonflement libre ou taux de gonflement, I_p est l'indice de plasticité.

Cette relation, obtenue par une étude statistique des résultats expérimentaux, s'applique aux matériaux contenant entre 8% et 65% d'argile. La comparaison de cette formule avec les résultats expérimentaux a abouti à une fourchette d'erreur d'environ 33% sur le gonflement libre. Le tableau 1 donne la relation entre le taux de gonflement et l'indice de plasticité.

Tableau 1. Relation entre le gonflement libre et l'indice de plasticité (Seed et al., 1962)

I_p	ε_a (%)	Potentiel de gonflement
0 - 10	0 - 1,5	Faible
10 - 20	1,5 - 5	Moyen
20 - 35	5 - 25	Elevé
>35	>25	Très élevé

Komornik et David(1969) ont travaillé plus particulièrement sur des sols non remaniés provenant de Palestine, car la méthode de compactage est un facteur très influent sur les paramètres de gonflement. Les nombreux essais ont montré qu'une simple corrélation linéaire était possible entre le gonflement libre et l'indice de plasticité dont la fourchette d'erreur était d'environ 25 % :

$$\varepsilon_g = 6,7 + 2,4 I_p \quad \text{Pour la marne}$$

$$\varepsilon_g = 0,9 + 2,1 I_p \quad \text{Pour l'argile}$$

Avec ε_g est le gonflement libre ou taux de gonflement, I_p est l'indice de plasticité.

Vijayvergiya et Ghazzaly (1973), tout comme Komornik et David (1969), ont constaté que, la ligne "A", définie par Casagrande (1948) dans le diagramme de plasticité et d'équation $I_p = 0,73(w_L - 20)$, sépare les sols gonflants (au-dessus) des sols non gonflants (en dessous de la ligne A) comme indiqué sur la figure 13. Cependant une argile se situant au dessus de la ligne "A" n'est pas nécessairement gonflante, puisque des sols mous peuvent parfois y être classés.

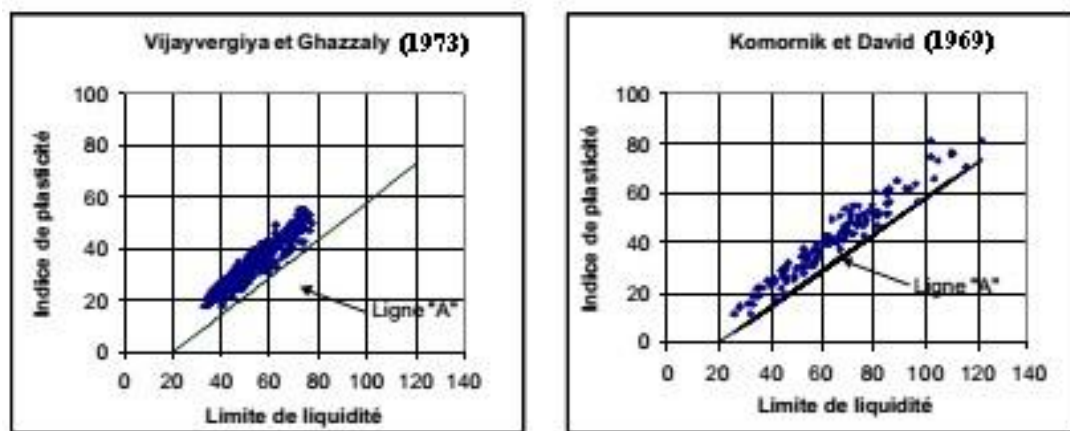


Figure 13. Caractérisation des sols gonflants

Dakshanamurthy et Raman (1973) se sont aussi inspirés du diagramme de plasticité proposé par Casagrande (1948) pour fournir une classification du niveau de gonflement. Le diagramme, qui comprend la ligne A de séparation des sols gonflants, est divisé en 6 zones le long de l'axe des abscisses comme suit (Tableau 2) :

Tableau 2. Classification proposée par Dakshanamurthy et Raman (1973)

Limite de liquidité W_L	Classification
0 – 20	Non gonflant
20 – 35	Gonflement Faible
35 – 50	Gonflement Moyen
50 – 70	Gonflement Elevé
70 – 90	Gonflement Très élevé
>90	Gonflement critique

b) Retrait linéaire :

Les sols argileux présentent un retrait volumique lors de l'évaporation de l'eau interstitielle. Le retrait volumique évolue de manière linéaire en fonction de la teneur en

eau w jusqu'à une teneur en eau w_s définie comme la limite de retrait. A partir de cette limite w_s , le sol perd de l'eau sans grande variation de volume, il se désature. La limite de retrait et l'indice de retrait $I_s = w_L - w_s$ apparaissent aussi comme des éléments fondamentaux pour l'étude des variations de volume des sols.

Altemeyer (1955) a proposé une classification des sols en fonction de la limite de retrait (**Tableau 3**).

Tableau 3. Relation entre potentiel de gonflement et limite de retrait (Altemeyer, 1955)

Limite de liquidité W_s	Classification
<10	Forte
10 – 12	Critique
>12	Faible

Ranganatham et Satyanarayana (1965) ont déterminé une relation entre l'indice de retrait I_s et le gonflement libre ε_g pour des sols compactés à l'optimum Proctor et sous une surcharge de 7 kPa en s'inspirant des travaux réalisés par Seed et al. (1962):

$$\varepsilon_g = 41,1 \cdot 10^{-5} (I_s)^{2.67}$$

Cette relation leur a permis de classer le potentiel de gonflement d'un sol en fonction de son indice de retrait (**Tableau 4**).

Tableau 4. Relation entre potentiel de gonflement et indice de retrait (Ranganatham et Satyanarayana, 1965)

I_s	Potentiel de gonflement
0 - 20	Faible
20 - 30	Moyen
30 – 60	Fort
>60	Très fort

c) Influence de la teneur en eau et de la densité sèche :

Deux paramètres définissant l'état initial d'un sol paraissent intéressants à analyser, il s'agit de la teneur en eau w et de la densité sèche γ_d . Sans être directement reliés au potentiel de gonflement, ces deux facteurs renseignent directement sur l'état initial du réseau poreux, facteur influant sur le gonflement comme l'ont illustré les différentes analyses au microscope électronique à balayage.

Vijayvergiya et Ghazzaly (1973) ont montré que, pour des sols remaniés, le gonflement libre ε_g (en %) et la pression de gonflement σ_g (en kPa) d'un sol sont des fonctions semi-logarithmiques linéaires décroissantes de la teneur en eau w (en %) et

linéaires croissantes de la masse volumique sèche ρ_d (en kg/m^3), pour une limite de liquidité w_L (en %) donnée :

$$\begin{cases} L_g \varepsilon_g = 0,033 w_L - 0,083 w + 0,458 \\ L_g \delta_g = 0,033 w_L - 0,083 w + 1,967 \end{cases}$$

$$\begin{cases} L_g \varepsilon_g = 0,033 w_L - 0,00321 \rho_d + 6,692 \\ L_g \delta_g = 0,033 w_L - 0,00321 \rho_d + 5,154 \end{cases}$$

Dans le même temps, Komornik et David (1969) ont proposé une estimation de la pression de gonflement (en kPa) tenant compte à la fois de la masse volumique sèche ρ_d (en kg/m^3), de la teneur en eau w (en %) et de la limite de liquidité w_L (en %) :

$$L_g \varepsilon_g = 0,0208 w_L + 0,000665 \rho_d - 0,0269 w + 0,132$$

Brackley (1983) a déterminé une relation générale entre la déformation de gonflement ε_g (en %) et les principales caractéristiques des sols compactés :

$$\varepsilon_g = \left(5,3 - \frac{147e}{I_p} - L_g \sigma \right) (0,525 I_p + 4,1 - 0,85 w)$$

Où e désigne l'indice des vides, w la teneur en eau (en %) et σ la surcharge appliquée (en kPa). L'état initial du sol est ainsi pris en compte, par l'intermédiaire de e et w , ainsi que la pression appliquée. La pression de gonflement σ_g est alors définie, pour une déformation de gonflement nulle, par :

$$lg \sigma_g = 5,3 - \frac{147e}{I_p}$$

De même Chen (1975), s'appuyant sur les travaux de Kassif et Baker (1969), a conclu que la pression de gonflement n'est pas affectée par la teneur en eau, pourvu que le poids volumique sec soit maintenu constant.

On constate donc que certains auteurs, comme Chen (1975) ou Brackley (1983), considèrent la pression de gonflement comme une propriété intrinsèque du matériau, c'est-à-dire dépendant uniquement de la minéralogie et de la densité de l'empilement des particules sans tenir compte de l'eau. D'autres auteurs, comme Komornik et David (1969) ou Vijayvergiya et Gazzaly (1973), démontrent que plusieurs paramètres liés à l'état hydrique, comme la teneur en eau initiale w ou la limite de liquidité w_L , peuvent influencer sur la pression de gonflement.

d) Influence de la surface spécifique de l'argile :

Les limites d'Atterberg, qui peuvent être déterminées au moyen d'un matériel léger dans les laboratoires de chantier, constituent la caractérisation de référence pour les sols argileux. Mais elles ne donnent pas une identification précise de la nature minéralogique des particules argileuses et de leur influence sur le comportement global du sol. La mesure

de la surface spécifique des particules présentes dans un sol offre une caractérisation meilleure de l'argilosité du sol, puisque cette surface varie de façon très importante avec la nature des particules.

On notera qu'il existe deux surfaces spécifiques :

- la surface spécifique externe, que l'on peut associer au niveau interparticulaire ; elle vaut $80 \text{ m}^2/\text{g}$ pour une montmorillonite et entre 70 et $140 \text{ m}^2/\text{g}$ pour une illite,
- la surface spécifique interne, associée au niveau interfoliaire ; elle atteint $800 \text{ m}^2/\text{g}$ pour une montmorillonite alors qu'elle est quasi nulle pour l'illite.

Afin de calculer et d'appréhender la surface spécifique d'un sol argileux, différentes techniques ont été présentées. La plus simple, et maintenant la plus usitée, est certainement la technique de l'essai au bleu de méthylène. Comme les molécules de la solution de bleu de méthylène adhèrent aussi bien sur la surface interne que sur la surface externe des argiles, l'ajout progressif de bleu à une masse déterminée de sol jusqu'à saturation complète, permet de déterminer le potentiel d'adsorption de ce sol (Tran Ngoc Lan, 1979 cité par Bultel, 2001). Ainsi un sol adsorbant proportionnellement d'autant plus de bleu de méthylène que :

- la quantité d'argile qu'il contient est importante,
- cette argile est active, c'est-à-dire développe une surface spécifique, interne et externe, élevée et qu'elle est abondamment chargée.

Il apparaît donc une relation directe entre la quantité de bleu adsorbée et la phase argileuse du sol. Une relation entre la surface spécifique totale S_{St} et la valeur de bleu de la phase argileuse $V_B (0/2\mu\text{m})$ a été mise en évidence par Cinot et Gaillabaud (1982) (cité par Mouroux et al., 1988)

$$S_{St} = 21V_B (0/2\mu\text{m})$$

Les essais réalisés ont donné une surface spécifique totale de $54 \text{ m}^2/\text{g}$ pour la kaolinite et de $795 \text{ m}^2/\text{g}$ pour la montmorillonite.

Finalement, on constate que l'essai au bleu de méthylène, en mesurant la surface hydrophile des argiles, représente un très bon indicateur du potentiel de gonflement d'un sol. De plus, l'essai est facile et rapide à réaliser.

2.2.3. Méthodes directes de caractérisation : Essais de gonflement en laboratoire :

Il existe un grand nombre de procédures d'essais de gonflement, comme le montre une synthèse récente effectuée par Serratrice et Soyez (1996). Les principaux essais sont présentés dans la suite. Les procédures d'essais se distinguent principalement par les modalités d'application des charges sur l'éprouvette (charge de mise en imbibition, durée des paliers, taux de déchargement d'un palier à l'autre, etc.). L'œdomètre est le seul appareillage préconisé pour la réalisation des essais de gonflement.

a) Essai de gonflement libre :

L'essai de gonflement libre est issu directement des procédures traditionnelles de l'essai œdométrique. Après montage dans la bague œdométrique, l'éprouvette est soumise à l'imbibition sous le poids du piston. Une fois le phénomène de gonflement stabilisé, le chargement s'effectue par paliers selon un taux de chargement approprié jusqu'à stabilisation des déformations sous chaque palier. La pression de gonflement correspond à la charge qu'il est nécessaire d'appliquer pour ramener l'éprouvette à sa hauteur initiale (**Figure 14, courbe 1**).

Dans le cas des sols moyennement à fortement gonflants, l'essai de gonflement libre peut entraîner une modification de structure pendant le gonflement avant le retour à une déformation nulle. C'est pourquoi il a tendance à surestimer la pression de gonflement.

b) Essais en parallèle :

Pour éviter l'inconvénient de la stabilisation de chaque palier, on peut utiliser une méthode dite des essais de gonflement en parallèle, qui consiste à placer plusieurs éprouvettes d'un même matériau dans différentes cellules œdométriques. Chaque éprouvette est chargée dans son état naturel jusqu'à une contrainte axiale convenablement choisie suivant un taux d'accroissement des charges préalablement défini (**Figure 14., courbe 2**). Le gonflement ou l'effondrement de chaque éprouvette est obtenu en procédant à son imbibition sous contrainte, jusqu'à stabilisation des déformations. Après stabilisation des matériaux compactés, on compare entre elles les déformations résultant, d'une part, du chargement et, d'autre part, de l'imbibition en fonction de la contrainte axiale, ce qui donne directement le potentiel de gonflement de la roche testée. ε

Cette méthode est principalement utilisée dans le cas des matériaux compactés, pour lesquels il est plus facile de préparer des éprouvettes

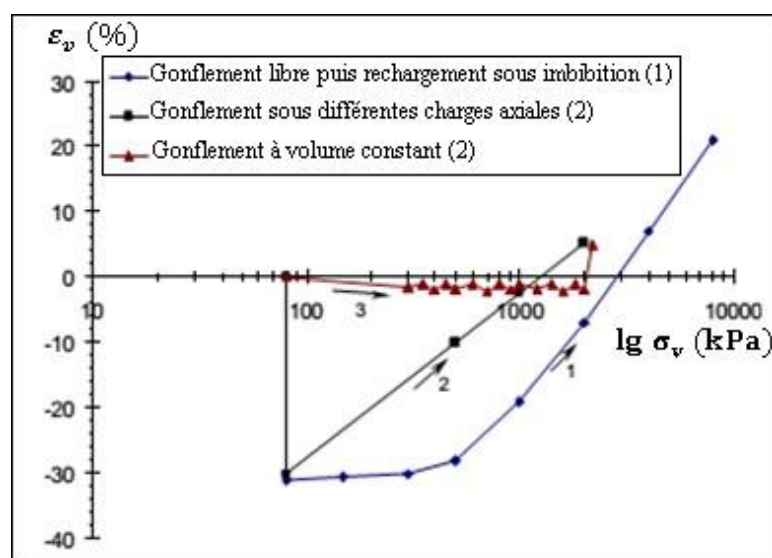


Figure 14. Différentes procédures d'essais de gonflement (Sridharan et al., 1986)

c) Essai à volume constant :

La méthode de gonflement à volume constant consiste à imbiber l'éprouvette sous une charge donnée, puis à la charger par petits paliers successifs de façon à maintenir au mieux sa hauteur à une valeur constante (**Figure 14, courbe 3**). Dans ces conditions, la structure du sol est supposée ne pas trop évoluer pendant l'essai, contrairement à ce qui se passe avec la procédure du gonflement libre. Cette méthode a été fortement décriée car elle est délicate à mettre en œuvre (l'essai doit impérativement se dérouler par accroissement continu du chargement jusqu'à l'équilibre qui est atteint lorsque la charge est égale à la pression de gonflement). De plus, le matériel doit posséder une forte rigidité et le rattrapage du gonflement par des poids supplémentaires induit de petites oscillations, assimilables à des cycles de chargement-déchargement.

d) Essai Huder-Amberg :

Huder et Amberg (1970) (cité par Serratrice et Soyez, 1996) ont proposé une procédure inspirée de la méthode de Chen (**Figure 15**) et qui a été adoptée par la Société Internationale de Mécanique des Roches (ISRM, 1989) (Serratrice et Soyez, 1996 ; Bultel, 2001). Elle consiste à placer l'éprouvette de roche dans son état naturel à l'intérieur d'une bague œdométrique flottante fermée par deux pierres poreuses. Le premier chargement est appliqué en quatre à cinq paliers, à l'éprouvette conservée dans son état naturel, jusqu'à une contrainte axiale σ_{V0} (courbe a).

Pour effacer les effets du remaniement dû au prélèvement du sol et à sa mise en place dans l'œdomètre, l'éprouvette est ensuite soumise à un cycle de déchargement-rechargement jusqu'à la contrainte σ_{V0} (courbes b et c). Sous cette contrainte, elle est alors mise en présence d'eau par saturation de la cellule œdométrique, ce qui provoque le gonflement -ou effondrement- (courbe AB).

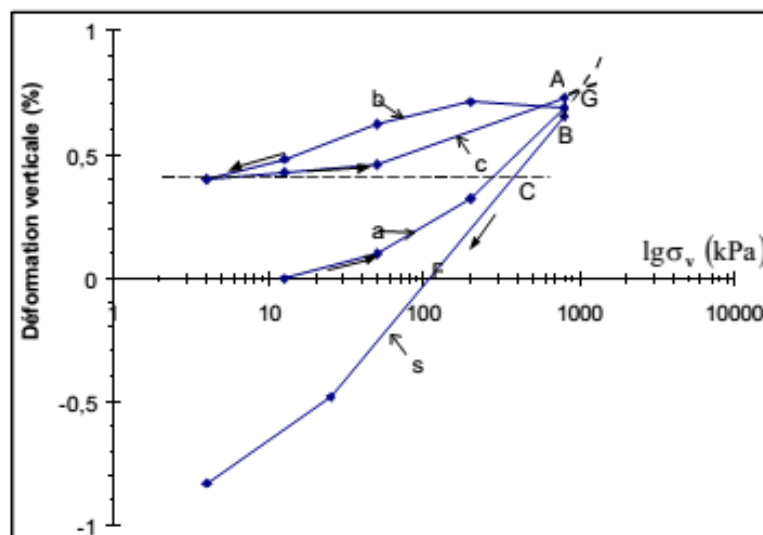


Figure 15 Essai de gonflement selon la méthode de Huder-Amberg (1970) (Serratrice et Soyez, 1996, Bultel, 2001)

Plusieurs semaines, voire plusieurs mois, peuvent s'écouler avant la stabilisation du gonflement de la roche. Ce stade étant dépassé, l'éprouvette est déchargée au palier précédent et son gonflement est observé jusqu'à stabilisation, avant de procéder à un nouveau déchargement, ce qui se traduit par le chemin (s) de la **figure 15**. L'intersection des chemins c (rechargement à l'état naturel) et s (déchargement sous imbibition) a pour abscisse la pression de gonflement σ_g selon Huder et Amberg. Lorsque la capacité de l'appareillage ne suffit pas à franchir la pression de gonflement, l'intersection est obtenue par extrapolation en prolongeant les chemins c et s (Serratrice et Soyez, 1996). Cette méthode présente deux difficultés :

- si le gonflement AB est trop important, cela peut conduire à une extrapolation arbitraire, ce qui se produit lorsque la contrainte σ_{VO} est trop éloignée de la pression de gonflement σ_g ;
- les durées des paliers de gonflement peuvent conduire à une durée d'essai excessive.

La relation de Huder et Amberg (1970) liant la variation de volume à la variation de contrainte entre σ_V et σ_g s'écrit :

$$\varepsilon_V = \frac{\Delta h}{h} = C_g \lg \left(\frac{\varepsilon_V}{\varepsilon_g} \right)$$

On rappelle que les procédures d'essais de gonflement suggérées par les instances de normalisation internationale en restent toutes à l'utilisation de l'œdomètre traditionnel.

2.3. Aspects phénoménologiques du gonflement :

Après avoir détaillé les différentes procédures d'essais expérimentaux, il est intéressant d'analyser les principaux aspects phénoménologiques du gonflement, en particulier la cinétique et l'aspect tridimensionnel, afin de pouvoir les prendre en compte dans les méthodes de calcul.

2.3.1. Cinétique de gonflement :

a) Comportement général :

Le gonflement des sols argileux est un phénomène très lent, en raison de la faible perméabilité des argiles. Il est donc fondamental de commencer l'étude du gonflement par l'étude de la cinétique, c'est-à-dire la relation existant entre la déformation de gonflement et le temps. La représentation graphique du gonflement unidimensionnel en fonction du logarithme du temps a usuellement l'allure de la **figure 16**.

La courbe obtenue, soit lors d'un essai de gonflement libre, soit lors d'un palier de déchargement, montre que la déformation peut se décomposer en un gonflement primaire et un gonflement secondaire à l'image de la consolidation hydrodynamique des sols, mais dans une direction opposée. De très nombreux travaux expérimentaux font apparaître ce type de cinétique (Seed et al. 1962 ; Parcher et Liu, 1965 ; Komornik et Zeitlen, 1970; etc. Cités par Serratrice et Soyez, 1996).

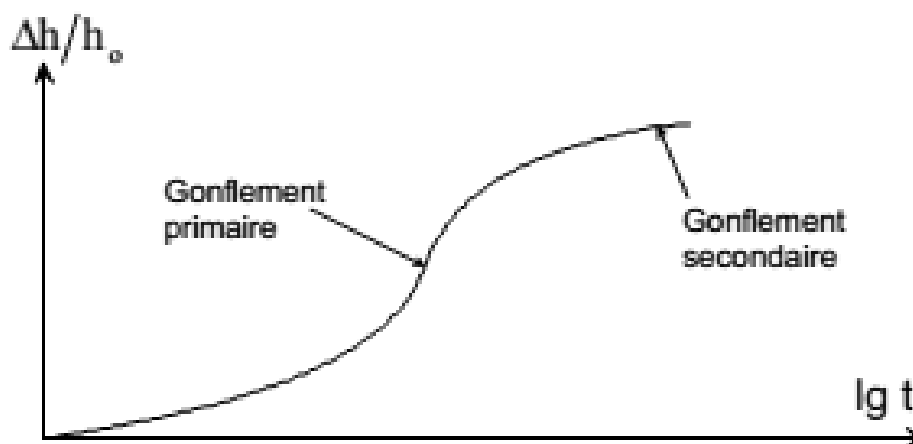


Figure 16 Courbe de gonflement en fonction du temps

La première phase de gonflement, lié à la migration de l'eau dans l'éprouvette à partir de ses extrémités, relève d'un processus de diffusion. Elle est plus ou moins lente suivant la nature et l'état du matériau, et selon le chargement, et dure quelques heures, voire quelques jours dans le cas d'une éprouvette de 25 mm de hauteur avec imbibition par les deux faces.

La phase de gonflement secondaire est plus problématique, car la direction de la déformation de gonflement est opposée à celle du chargement, contrairement au fluage qui produit des déformations de compression sous des charges de compression. La cinétique du gonflement secondaire est très lente et dépend du niveau de chargement et, pour de faibles charges, il est souvent impossible d'atteindre un équilibre dans des conditions raisonnables de réalisation des essais de laboratoire. Ces faibles vitesses de déformation sont en accord avec les observations faites dans les massifs de sol ou de roche, autour des tunnels notamment, où le processus de gonflement peut se dérouler pendant plusieurs années, voire plusieurs décennies (Steiner, 1993).

b) Influence saisonnière :

La prise en compte dans les calculs des déformations engendrées par des variations saisonnières de teneur en eau a conduit quelques expérimentateurs à procéder à des essais cycliques de séchage et d'humidification de matériaux compactés (Day, 1994 ; Al Homoud et al., 1995, Serratrice et Soyez, 1996). Les éprouvettes sont alors soumises alternativement à des phases d'imbibition et de séchage (par injection d'air dans les plaques poreuses ou par évaporation naturelle), ce qui provoque, dans certains cas, une fatigue du matériau testé par appauvrissement de sa capacité à gonfler ou dans d'autres cas, au contraire, un accroissement du potentiel de gonflement. Al Homoud et al. (1995) ont entrepris une étude systématique du gonflement de six argiles différentes et montré que, sous l'effet répété de cycles de séchage et d'imbibition, les sols présentent des signes de fatigue. Le premier cycle provoque la plus grande réduction du potentiel de gonflement; celui-ci diminue encore pendant les cycles suivants pour se stabiliser au bout de quatre ou cinq cycles. L'observation des argiles au microscope électronique à balayage montre un

réarrangement progressif des particules argileuses pendant les cycles, qui, par agrégation, conduit à une disposition plus stable vis-à-vis de l'absorption de l'eau. Les auteurs postulent que l'effet contraire est obtenu lorsque l'argile est complètement desséchée en dessous de sa limite de retrait. Compte tenu des faibles vitesses de gonflement observées en général, la question de la représentativité de ce type d'essai (réalisé sur des périodes relativement courtes) se pose néanmoins.

3. Traitement statistique et prévision du gonflement :

3.1. Variable aléatoire : définition et caractéristique :

Une variable aléatoire X peut être caractérisée par une densité de probabilité $g(x)$ représentant la probabilité de chaque valeur x de cette variable, comme elle peut être caractérisé par une fonction de répartition $G(x)$, variant de 0 à 1 et égale à la probabilité que X soit inférieure à x .

En connaissant l'une de ces deux fonctions $g(x)$ ou $G(x)$, on peut calculer les moments de la variable aléatoire :

$$\text{Moments d'ordre } r : \quad m_r = \int_{-\infty}^{+\infty} x^r g(x) dx$$

$$\text{Moments centrés d'ordre } r \quad \mu_r = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - m)^r g(x) dx$$

Le moment d'ordre 1 est appelé espérance mathématique, ou moyenne, et noté $E[X]$ ou m . Le moment centré d'ordre 1 est nul (Matheron, 1969 ; Matheron, 1971 ; Velenik, 2012; Julien Jacques, 2014).

Le moment centré d'ordre 2 est appelé variance et noté $Var[X]$ ou σ^2 . Sa racine carrée positive est appelée écart type et noté σ . Le rapport de l'écart type à la moyenne est appelé coefficient de variation et noté $CV[X]$ ou Cx . Ces notions sont définies pour des fonctions mathématiques appelées variables aléatoires (Matheron, 1969 ; Matheron, 1971 ; Rakotomalala, 2011 ; Velenik, 2012; Julien Jacques, 2014).

Dans la pratique et quand on analyse un ensemble de données, généralement on ne connaît pas les lois de probabilité des propriétés étudiés. On raisonne sur des valeurs estimées des paramètres statistiques d'après les données dont on dispose. Ces paramètres estimés peuvent eux-mêmes être traités comme des variables aléatoires.

Pour analyser simultanément les valeurs de plusieurs propriétés d'un même sol, on fait en général l'hypothèse que les relations cherchées sont linéaires. Ceci n'exclut pas l'existence de relation non linéaire ; les variables aléatoires liées par des relations linéaires peuvent être des fonctions non linéaires du sol (fonctions logarithmiques, puissances, exponentielles, ...etc.), ce qui donne une grande souplesse à ce type d'analyse linéaire (Dominique, 2006; Rakotomalala, 2011 ; Velenik, 2012 ; Matheron, 1969; Julien Jacques, 2014).

Dans le cas de notre étude, les sols sont soumis à un traitement statistique par analyse de régression simple et multiple. A cet effet, nous présentons le détail de cette méthode et une présentation des résultats avec leur interprétation succédera.

3.2. Méthode de régression linéaire :

3.2.1. Notion de corrélation :

On prévoie qu'il existe une liaison entre deux variables X et Y lorsqu'elles ont tendance à varier soit toujours dans le même sens (c'est-à-dire que lorsque X augmente, Y a tendance à augmenter aussi), soit dans le sens inverse (c'est-à-dire que lorsque X augmente, Y a tendance à diminuer). Du point de vue statistique, cette liaison peut être quantifiable et si elle est significative, elle peut être utilisée pour des fins prédictives (Dominique, 2006; Rakotomalala, 2011 ; Velenik, 2012; Julien Jacques, 2014).

3.2.2. Coefficient de corrélation linéaire :

Le coefficient de corrélation de Pearson ρ mesure le degré d'association linéaire entre les deux variables X et Y. Ce coefficient s'exprime par un nombre dont la valeur est forcément compris entre -1 et 1, il a pour équation.

$$\rho = \frac{E[XY] - E[X]E[Y]}{\sigma(X)\sigma(Y)}$$

Le nombre ρ sert donc à quantifier l'intensité et le sens de dépendance linéaire entre X et Y :

-Lorsque $\rho > 0$, cela signifie que si l'une des variables a tendance à augmenter, l'autre aussi.

-Lorsque $\rho < 0$, cela signifie que si l'une des variables a tendance à augmenter, l'autre a tendance à diminuer.

-Lorsque $\rho=0$, cela signifie qu'il n'ya pas d'association linéaire entre X et Y donc elles ne sont pas corrélées.

-La variation de ρ dans l'intervalle +1 ou -1 indique que l'une des variables est une fonction affine de l'autre, par exemple Y est une fonction affine de X, alors $Y = aX + b$ avec b du signe de ρ .

- Lorsque X et Y sont indépendantes, $\rho = 0$ mais la réciproque est fautive, si $\rho = 0$, X et Y ne sont pas forcément indépendantes, par exemple: soit X de loi normale et soit $Y = X^2$, alors $\rho = 0$ mais X et Y ne sont pas indépendantes.

3.2.3. Les données :

Pour chaque individu d'un échantillon de taille n , on relève les valeurs prises par X et Y . On obtient N couples indépendants les uns des autres notés (x_i, y_i) pour $i=1, \dots, n$

3.2.4. Estimateur :

Un estimateur de ρ est donné par la formule suivante (Confais et Le Guen, 2006 ; Dominique, 2006 ; Rakotomalala, 2011 ; Velenik, 2012 ; Julien Jacques, 2014).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n X_i Y_i - n \bar{X} \bar{Y}}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n X_i^2 - n \bar{X}^2)(\sum_{i=1}^n Y_i^2 - n \bar{Y}^2)}}$$

$$\text{Avec : } \bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \text{ et } \bar{Y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_i$$

De même r est un nombre compris entre 1 et -1. Lorsque les points de coordonnées (X_i, Y_i) pour $i= 1, \dots, n$ sont parfaitement alignés, l'estimateur r prend la valeur 1 ($r=1$) et si on obtient un nuage de points flou, r est proche de zéro ($r=0$). Alors, plus les points sont concentrés autour d'une droite, plus r est proche de 1. La concentration des points autour de la droite indique l'intensité de la liaison tandis que la pente de la droite indique le sens de la liaison.

3.2.5. Régression linéaire simple :

La régression linéaire consiste à chercher une relation linéaire entre X qui est la variable explicative (variable de régression) et Y qui est la variable à expliquer c'est-à-dire pour la quelle on cherche une réponse (Confais et Le Guen, 2006 ; Dominique, 2006; Rakotomalala, 2011 ; Julien Jacques, 2014).

a) Modèle statistique linéaire :

Si on note Y la variable aléatoire réelle à expliquer (variable endogène, dépendante ou réponse) et X la variable explicative ou effet fixe (exogène), le modèle revient à supposer donc, que Y est une fonction affine de X . Le modèle s'écrira

$$Y = f(X) = \beta_1 X + \beta_0 + \epsilon$$

Où β_0 (appelé intercepte) et β_1 sont des paramètres fixés du modèle, que nous cherchons à estimer, et où ϵ est une variable aléatoire appelée erreur résiduelle satisfaisant et qui doit vérifier :

$$- \mathbb{E} [\epsilon] = 0.$$

-Var (ϵ)= σ^2 (σ^2 étant également un paramètre du modèle). On dit dans ce cas que les résidus sont à variance constante.

$$-\text{Cov} (\epsilon_i, \epsilon_j) = 0 \text{ si } i \neq j \text{ (qui implique la non corrélation des résidus).}$$

Ces hypothèses sont généralement appelées hypothèses faibles. Les hypothèses fortes supposent en plus la normalité des résidus (ce qui implique donc leur indépendance puis qu'ils sont non corrélés) ; ceci permettra d'effectuer des tests sur le modèle de régression linéaire (Julien Jacques, 2014).

b) Droite de régression:

La droite d'équation $Y = aX + b$ à ajuster sur les données au sens de minimisation de la somme des carrés des écarts entre observations et modèle (moindre carrés), ou sous l'hypothèse que les erreurs sont gaussiennes.

c) Droite de régression estimée :

C'est la meilleure droite ajustée dont l'estimation des paramètres est obtenue en maximisant les vraisemblances entre les observations et le modèle, elle est d'équation : $Y = \hat{\beta}_1 X + \hat{\beta}_0$ avec $\hat{\beta}_1 =$ estimateurs de β_1 et $\hat{\beta}_0 =$ estimateur de β_0 :

$$\hat{\beta}_1 = \frac{S_{XY}}{S_X^2}$$

$$\hat{\beta}_0 = \bar{Y} - \hat{\beta}_1 \bar{X}$$

$$S_X^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2$$

$$S_Y^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \quad \text{et}$$

$$S_{XY} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$$

d) Réponse prédite :

Les estimateurs β_0 et β_1 sont des estimateurs sans biais, et de variance minimale parmi les estimateurs fonctions linéaires des Y_i . A chaque valeur X_i de X correspond donc une valeur prédite \hat{Y}_i de Y qui a pour valeur

$$\hat{Y}_i = \hat{\beta}_1 X_i + \hat{\beta}_0$$

L'écart entre cette prédiction \hat{Y}_i de Y est appelé **résidu** dont la valeur est

$$\hat{\epsilon}_i = \hat{Y}_i - Y_i.$$

La variance résiduelle σ^2 est estimée par : $S_\epsilon^2 = \frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^n \hat{\epsilon}_i^2$

L'utilisation du modèle linéaire dépasse le cadre simple d'une relation linéaire entre les variables X et Y . En effet plusieurs modèles non linéaires peuvent être ramenés par des transformations simples aux modèles linéaires, par exemple :

-Le modèle $Y = \alpha X^B$ devient un modèle linéaire en étudiant le logarithme des variables.

-Le modèle αe^{Bx} devient un modèle linéaire en travaillant avec $\ln(Y)$...etc.

Le simple nuage de points (X_i, Y_i) peut aider à identifier si la relation a une tendance linéaire ou non.

3.2.6. Test sur le modèle de régression linéaire :

Une fois le modèle linéaire est estimé, il convient de vérifier si les hypothèses faites lors de l'estimation par moindres carrés sont respectées (Rakotomalala, 2011 ; Julien Jacques, 2014), il faut donc vérifier : - la normalité des variables ou des résidus

- la non corrélation des résidus

- l'homogénéité (homoscédasticité) des résidus

En suite il faut tester la validité et la qualité du modèle

a) Vérification des hypothèses du modèle linéaire:

- Normalité et homogénéité (homoscédasticité) des résidus :

Pour la 1^{ère} hypothèse (normalité des résidus), on procède par un test classique tel que le test de normalité de Shapiro-Wilk. pour la 2^{ème} (homoscédasticité des résidus), si les résidus ont une variance constante, ils doivent se répartir uniformément de part et d'autre de l'axe des abscisses, cette répartition est vérifiée visuellement sur le nuage des résidus (X_i, t_i) où t_i sont une normalisation studentisés (selon le critère de Student) (Confais et Le Guen, 2006 ; Dominique, 2006; Rakotomalala, 2011 ; Velenik, 2012 ; Julien Jacques, 2014).

- Test de non corrélation des résidus :

L'estimation par moindres carrés repose essentiellement sur l'hypothèse de non corrélation des résidus. Ceci peut être vérifié par le test de Durbin-Watson (Rakotomalala, 2011; Julien Jacques, 2014). La statistique utilisée est la suivante :

$$d = \frac{\sum_{i=2}^n (\epsilon_i - \epsilon_{i-1})^2}{\sum_{i=1}^n \epsilon_i^2}$$

Si les résidus ne sont pas corrélés, la valeur de d doit être proche de 2. Cette statistique ne suit pas de loi particulière, mais ses valeurs critiques ont été tabulées.

b) Test de la nullité des paramètres du modèle :

L'hypothèse de normalité des résidus implique que les estimateurs des paramètres suivent les lois normales (Rakotomalala, 2011 ; Julien Jacques, 2014).

$$\hat{\beta}_0 \sim N\left(\beta_0, \frac{\sigma^2}{n} + \frac{\sigma^2 \bar{X}^2}{(n-1)S_X^2}\right),$$

$$\hat{\beta}_1 \sim N\left(\beta_1, \frac{\sigma^2}{(n-1)S_X^2}\right),$$

Dont on estime la variance en remplaçant σ^2 par son estimateur S_ϵ^2 , on peut montrer que :

$$\frac{n-2}{\sigma_\epsilon^2} S_\epsilon^2 \sim \chi_{n-2}^2$$

Et que : $\frac{\hat{\beta}_1 - \beta_1}{S_\epsilon \sqrt{\frac{1}{(n-1)S_X^2}}} \sim t_{n-2}$ et $\frac{\bar{\beta}_0 - \beta_0}{S_\epsilon \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{\bar{X}^2}{(n-1)S_X^2}}}$

Ce qui permet de construire es intervalle de confiance et de tester la nullité de chacun des paramètres. A noter que le test portant sur $\hat{\beta}_1$ est équivalent au test sur le coefficient de corrélation linéaire entre X et Y.

c) Analyse de variance de la régression :

Il est d'usage de décomposer la variance totale en la variance expliquée par la régression et la variance résiduelle : La somme des carrés totale (SST) se décompose en la somme des carrés expliqués par la régression (SSReg) et la somme des carrés résiduelle (SSR) (**Figure 17**) (Rakotomalala, 2011 ; Julien Jacques, 2014):

$$\underbrace{(n-1)S_Y^2}_{SST} = \underbrace{(n-1)\frac{S_{XY}^2}{S_X^2}}_{SSReg} + \underbrace{(n-2)S_\epsilon^2}_{SSR}$$

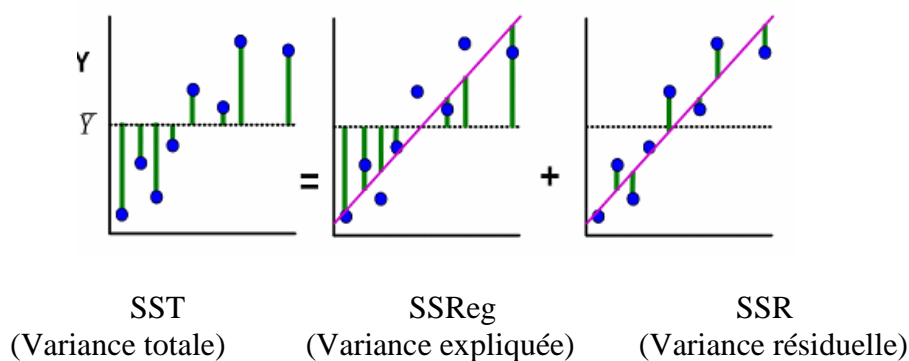


Figure 17 Analyse de variance de régression (Julien Jacques, 2014)

d) Coefficient de détermination R^2 :

R^2 exprime le rapport entre la variance expliquée par le modèle de régression et la variance totale. Il est un bon indicateur de la qualité de la régression, sa valeur est comprise entre 0 et 1 et est donné par l'équation suivante (Rakotomalala, 2011 ; Julien Jacques, 2014):

$$R^2 = \rho_{XY}^2 = \frac{S_{XY}^2}{S_X^2 S_Y^2} = \frac{SSReg}{SST}$$

ρ_{XY} étant le coefficient de corrélation linéaire entre X et Y.

Dans le cas du non régression linéaire pour l'hypothèse ($\beta_1 = 0$), la statistique suivante

$$F = (n - 2) \frac{R^2}{1 - R^2} = (n - 2) \frac{SSReg}{SSR}$$

suit une loi de Fisher $F_{1,n-2}$. Cette statistique est le carré de la statistique de Student correspondante à la même hypothèse.

3.2.7. Prédiction :

La prédiction admet que pour une valeur donnée x^* de X, la prédiction de Y est

$$\hat{y}^* = \hat{\beta}_1 x^* + \hat{\beta}_0 .$$

Pour la prévision on définit un intervalle de confiance comme suit :

$$IC_{1-\alpha}(E[Y|X = x^*]) = \left[\hat{y}^* + \sigma t_{n-2, \frac{\alpha}{2}} \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{(x^* - \bar{X})^2}{(n-1)S_X^2}}; \hat{y}^* - \sigma t_{n-2, \frac{\alpha}{2}} \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{(x^* - \bar{X})^2}{(n-1)S_X^2}} \right]$$

Cette intervalle de confiance détermine les limites probables dans les quelles se situe une valeur individuelle lue sur la droite de régression : pour un modèle linéaire construit, celle-ci dit que, pour une valeur donnée x^* de la variable X, la vraie valeur de Y devrait se situer au sein de cette intervalle de confiance. Un intervalle de prédiction d'une observation est aussi définie, et elle détermine les limites dans lesquelles doit se situer vraisemblablement une nouvelle observation de Y si elle appartient à la même population statistique de l'échantillon. L'équation de cet intervalle est (Julien Jacques, 2014):

$$IC_{1-\alpha}(\hat{y}^*) = \left[\hat{y}^* + \sigma t_{n-2, \frac{\alpha}{2}} \sqrt{1 + \frac{1}{n} + \frac{(x^* - \bar{X})^2}{(n-1)S_X^2}}; \hat{y}^* - \sigma t_{n-2, \frac{\alpha}{2}} \sqrt{1 + \frac{1}{n} + \frac{(x^* - \bar{X})^2}{(n-1)S_X^2}} \right]$$

3.2.8. Détection d'observations atypiques (valeurs aberrantes) :

Les méthodes d'estimation appliquées sont très sensibles à des observations atypiques, hors "norme" c'est-à-dire qui présentent des valeurs trop singulières. L'étude descriptive initiale permet sans doute déjà d'en repérer mais c'est insuffisant. Un diagnostic doit être établi dans le cadre spécifique du modèle recherché afin d'identifier les observations qui ont une faible variation du couple (x_i, y_i) induisent une modification importante des caractéristiques du modèle. Pour ces observations, il n'y a pas de remède universel : supprimer une valeur aberrante, corriger une erreur de mesure, ne rien faire . . . , cela dépend du contexte et doit être négocié avec le commanditaire de l'étude. Ils existent quelques outils permettant de détecter de telles observations atypiques, l'outil le plus capital c'est le **levier**.

a) Effet levier :

Pour détecter un individu atypique est de mesurer l'impact de l'observation Y_i sur la détermination de \hat{Y}_i . Pour cela, on peut écrire les prédicteurs \hat{Y}_i comme combinaisons linéaires des observations (Rakotomalala, 2011 ; Julien Jacques, 2014) :

$$\hat{Y}_i = \sum_{j=1}^n h_{ij} Y_j$$

Où h_{ij} est le levier de l'observation i , il a pour valeur :

$$h_{ij} = \frac{1}{n} + \frac{(X_i - \bar{X})(X_j - \bar{X})}{\sum_{j=1}^n (X_j - \bar{X})^2}$$

Les h_{ij} forment la matrice H appelée *hat matrix*. Les termes diagonaux h_{ii} mesurent l'impact de Y_i dans l'estimation de l'estimation \hat{Y}_i . Cette indication est liée à l'éloignement de l'observation X_i à la moyenne des observations \bar{X} . La matrice H joue un rôle très important dans la régression, elle permet de passer des valeurs observées de Y vers les valeurs prédites \hat{Y}_i .

b) Etude des résidus :

On peut considérer différents résidus (Julien Jacques, 2014):

-résidus bruts n'ayant pas la même variance : $\epsilon = \hat{Y}_i - Y_i$

-résidus standardisés ou bien interne r_i : ces résidus sont calculés pour rendre comparables les résidus bruts :

$$r_i = \frac{\epsilon_i}{S_\epsilon \sqrt{1 - h_{ii}}}$$

- résidus studentisés ou bien externes t_i : c'est une standardisation externe des résidus suivant la loi de Student :

$$t_i = \frac{\epsilon_i}{S_{\epsilon(i)} \sqrt{1 - h_{ii}}}$$

Où $S_{\epsilon(i)}$ est une estimation de la variance résiduelle et contrairement à S_ϵ si dessus, cette estimation ne prend pas en compte la i ème observation. $S_{\epsilon(i)}$ a pour valeur :

$$S_{\epsilon(i)} = \frac{n-2}{n-3} S_\epsilon - \frac{1}{n-3} \frac{\epsilon_i^2}{1-h_{ii}}.$$

Pratiquement, une observation sera considérée comme atypique vis-à-vis de son éloignement à \bar{X} si son résidu Studentisé dépasse les bornes ± 2 .

3.3. Régression linéaire multiple :

La régression linéaire multiple n'est que l'extension du modèle à deux variables exposé si dessus (en régression linéaire simple). Elle permet d'étudier la relation entre une variable dépendante (Y) et un ensemble de plusieurs variables indépendantes (les X_i) considérées simultanément. Le modèle dans ce cas constitue la généralisation naturelle de la régression simple.

3.3.1. Modèle :

Une variable quantitative Y dite à expliquer (ou encore, réponse, exogène, dépendante) est mise en relation avec p variables quantitatives X^1, \dots, X^p dites explicatives (ou encore de contrôle, endogènes, indépendantes, régresseurs) (Julien Jacques, 2014).

Les données sont supposées provenir de l'observation d'un échantillon statistique de taille de n ($n > p + 1$) de $\mathbb{R}^{(p+1)}$:

$$(x_i^1, \dots, x_i^j, \dots, x_i^p, y_i)_{i=1, \dots, n}.$$

L'écriture du modèle linéaire suppose que l'espérance de Y appartient au sous-espace de \mathbb{R}^n engendré par $\{\mathbf{1}, X^1, \dots, X^p\}$ où $\mathbf{1}$ désigne le vecteur de \mathbb{R}^n constitué de "1". C'est-à-dire que les $(p+1)$ variables aléatoire vérifient :

$$Y_i = \beta_0 + \sum_{j=1}^p \beta_j X_{ij} + \epsilon_i$$

Où $\beta = (\beta_0, \beta_1, \beta_p)$ sont les paramètres réels du modèle à estimer, et où les résidus \square vérifient également les hypothèses faibles comme pour la régression linéaire simple :

- $E[\epsilon_i] = 0$,
- $V(\epsilon_i) = \sigma^2$,
- $Cov(\epsilon_i, \epsilon_j) = 0$ si $i \neq j$.

Dans ce cas aussi les hypothèses fortes supposent la normalité des résidus, donc leur indépendance puisqu'ils sont non corrélés.

3.3.2. Estimation des paramètres du modèle :

L'estimation par moindres carrés, cherche à minimiser les écarts entre les valeurs prédites $Y^* = X\beta$ et les valeurs observées Y . Le carré de la norme euclidienne, est choisit généralement comme mesure de cet écart (Julien Jacques, 2014) :

$$D(\beta) = \|Y - Y^*\|_2^2 = \sum_{i=1}^n \epsilon_i^2$$

L'estimateur par moindres carrés de β est donc :

$$\hat{\beta} = (X'X)^{-1}X'Y.$$

Où $\hat{\beta}$ est l'estimateur de variance minimale parmi les estimateurs de β , sans biais et linéaires en Y . Sa variance est :

$$V(\hat{\beta}) = \sigma^2(X'X)^{-1}$$

L'estimateur non biaisé de σ^2 sera

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{\|Y - \hat{Y}\|_2^2}{n - p - 1}.$$

La matrice définie dans le cas de régression linéaire simple comme $\hat{Y} = HY$ est dans ce cas

$$H = X(X'X)^{-1}X'.$$

3.3.3. Test sur le modèle linéaire :

Dans ce cas aussi, les hypothèses de régression linéaire doivent être vérifiées (normalité des variables ou des résidus, homoscédasticité des résidus) (Julien Jacques, 2014). Pour ceci, la démarche à suivre est identique à celle de la régression simple.

a) Tests sur les paramètres :

Pour chaque paramètre β_j , on peut montrer que son estimateur suit une loi de Student :

$$\frac{\hat{\beta}_j - \beta_j}{\hat{\sigma}_{\hat{\beta}_j}} \sim t_{n-p-1}$$

Où $\hat{\sigma}_{\hat{\beta}_j}^2$ est l'estimation de la variance de l'estimateur, égale au $(j+1)$ ième terme de la diagonale de la matrice $\hat{\sigma}^2(X'X)^{-1}$. A partir de cette statistique, il est possible de tester la nullité des paramètres du modèle de régression multiple, ou de construire des intervalles de confiance sur ces paramètres, très utiles lors de l'interprétation du modèle.

b) Analyse de variance de la régression :

Il est également possible, comme dans le cas de régression simple, de tester globalement le modèle ($H_0: \beta_1 = \dots = \beta_p = 0$) par une analyse de variance du modèle de régression. Cela consiste à décomposer la dispersion totale (SST) en une part de dispersion expliquée par le modèle de régression ($SSReg$) et une part de dispersion résiduelle (SSR) :

$$\underbrace{\|Y - \bar{Y}\|_2^2}_{SST} = \underbrace{\|\hat{Y} - \bar{Y}\|_2^2}_{SSReg} + \underbrace{\|Y - \hat{Y}\|_2^2}_{SSR}$$

La statistique F est liée au coefficient de détermination par $F = \frac{R^2}{1-R^2} \frac{n-p-1}{p}$

3.3.4. Prédiction :

Pour une valeur $x^* = (1, x_1^*, \dots, x_p^*)'$ de X , la prévision de Y est donnée par la relation suivante:

$$\hat{y}^* = x^{*'} \hat{\beta}.$$

Un intervalle de confiance de niveau $1-\alpha$ pour la valeur \square^* sera construit de cette prévision ponctuelle (Julien Jacques, 2014) :

$$x^{*'} \hat{\beta} \pm t_{n-p-1, 1-\alpha/2} \hat{\sigma} \sqrt{1 + x^{*'}(X'X)^{-1}x^*}.$$

3.3.5. Sélection des variables et choix de modèle :

Parmi les p variables disponibles, il existe ceux qui n'ont pas un intérêt dans la modélisation de Y , et il sera inutile de les utiliser. En plus on peut hésiter entre l'utilisation d'une variable X_j ou de sa transformation. On sera donc en présence de plusieurs modèles dont on est obligé de choisir le meilleur. Le fait d'utiliser trop de variables ou bien contrairement, très peu de celles ci, peut conduire à une mauvaise estimation de l'espérance conditionnelle $h(X) = E[Y|X]$, notée $\hat{h}(X)$. Il peut être défini comme mesure

de la qualité de l'estimation $\hat{h}(X)$, la moyenne des erreurs quadratiques moyennes (*MEQM*) (Julien Jacques, 2014) :

$$\begin{aligned} MEQM &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n E[(\hat{h}(X_i) - h(X_i))^2] \\ &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\underbrace{V(\hat{h}(X_i))}_{\text{variance}} + \underbrace{(E[\hat{h}(X_i)] - h(X_i))^2}_{\text{biais}} \right) \\ &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\underbrace{V(\hat{h}(X_i))}_{\text{variance}} + \underbrace{(E[\hat{h}(X_i)] - h(X_i))^2}_{\text{biais}} \right) \end{aligned}$$

-Si le modèle est trop peu complexe (c'est-à-dire à peu de variables), il aura un biais fort et une variance faible,

-Si au contraire, le modèle est à trop complexe (c'est-à-dire à trop de variables), il aura une variance forte et un biais faible,

Le plus important c'est d'avoir un modèle ayant un *MEQM* le plus faible possible, c'est à dire réalisant le meilleur compromis biais/variance possible. Pratiquement ce critère théorique n'est pas calculable, mais il existe des critères approximatifs qui doivent être utilisés (Julien Jacques, 2014).

Pour évaluer la qualité d'un modèle utilisant d variables parmi les p disponibles ($d \leq p$), les critères les plus utilisés sont ceux dites de comparaison de modèle :

3.3.6. Critère de comparaison de modèle :

a) Limitation du coefficient de détermination R^2 :

Ce coefficient est une fonction croissante de la complexité du modèle. Il permettra de choisir le modèle le plus complexe et il n'est recommandé que dans le cas de modèle à nombre de variables identique. Il s'écrit :

$$R^2 = 1 - \frac{SSR}{SST}$$

- Coefficient de détermination ajusté \bar{R}^2 :

A partir du coefficient de détermination R^2 on définit le coefficient de détermination ajusté :

$$\bar{R}^2 = \frac{(n-1)R^2 - d}{n-d-1}$$

Ce coefficient consiste à pénaliser par augmentation du nombre d de variables utilisées. Il peut prendre des valeurs négatives (Julien Jacques, 2014).

- Critère de validation croisée : PRESS (ou CVSS) :

La somme des carrés résiduels $\sum_{i=1}^n \epsilon_i^2$ souffre du même problème que le coefficient de détermination. En notant $\epsilon_{(i)}^2$ le i ème résidu obtenu en estimant les paramètres du modèle de régression sans utiliser la i ème observation, le critère PRESS dont l'expression est:

$PRESS = \sum_{i=1}^n \epsilon_{(i)}^2$ permet de sélectionner les modèles ayant un bon pouvoir prédictif (on veut le PRESS le plus petit). Bien qu'étant un des critères à privilégier, ce critère peut parfois être lourd à calculer pour des modèles complexes, et on lui préférera souvent dans ce cas les critères ci-dessous dont le calcul est immédiat utilisés (Julien Jacques, 2014).

- C_p de Mallows :

Dans le cas d'un modèle à $d + 1$ variables (intercept $\beta_0 y$ compris), un estimateur de $\frac{MEQM}{\sigma^2}$ est donné par

$$C_p = \frac{SSR_{d+1}}{\sigma_c^2} + 2(d+1) - n \text{ Où}$$

- SSR_{d+1} est la somme des carrés résiduels pour le modèle restreint à $d + 1$ prédicteurs,

- σ_c^2 est l'estimateur de σ^2 obtenu par le modèle le plus complexe.

Selon ces critères, les sous-ensembles de $d + 1$ variables fournissant des C_p proche de $d + 1$ sont de bon sous-ensembles. Parmi ceux-ci plus C_p est grand, moins bon est le sous-ensemble (Julien Jacques, 2014). On cherche donc à retenir celui donnant le plus petit C_p .

- Critère AIC :

L'utilisation de la vraisemblance souffre également du même problème que le coefficient de détermination. Le critère AIC pénalise la log-vraisemblance du modèle par son nombre de variables :

$$AIC = -2l + 2(d+1)$$

Où l est le maximum de la log-vraisemblance. Ce critère est proche du C_p de Mallows. On retient le modèle ayant le plus petit AIC.

- Critère bayésien AIC :

D'origine théorique différente, le critère BIC pénalise de façon un peu plus forte la log-vraisemblance :

$$AIC = -2l + (d + 1)\ln(n)$$

De même pour ce critère, on retient le modèle dont le BIC est le plus petit.

b) Algorithme de sélection de variables :

En utilisant l'un des critères précédents, on cherche toujours le meilleur sous-ensemble de variables. La recherche se fait dans ce cas par plusieurs méthodes. Celles-ci sont expliquées selon Julien Jacques (2014) comme suit :

- Recherche exhaustive :

La façon la plus simple de faire est de tester tous les sous-ensembles de variables possibles. Mais, plus p devient grand, plus le test sera impossible.

- Recherche descendante pas à pas :

On part de toutes les variables et on élimine celle qui provoque la plus faible diminution du R^2 . On fait cela jusqu'à éliminer toutes les variables, et le nombre de variables est ensuite choisi par un des critères précédents.

- Recherche ascendante pas à pas :

On procède de façon inverse : on part du meilleur modèle à une variable et on introduit ensuite les variables une à une.

- Recherche stepwise :

C'est une recherche ascendante, qui de plus, effectue à chaque pas un test de significativité de toutes les variables utilisées à l'étape courante pour éventuellement en éliminer. L'algorithme s'arrête lorsqu'on ne peut plus ni ajouter ni supprimer de variables.

- Algorithme de Furnival et Wilson :

Cet algorithme est peut être le plus efficace pour sélectionner le meilleur modèle pour un nombre de variables d fixé. Tout l'intérêt de cet algorithme est de rechercher le meilleur modèle (selon les critères précédents) sans avoir à explorer tous les modèles possibles.

Conclusion :

Ce chapitre a permis d'avoir une idée en premier lieu sur : la structure des argiles. Ces qui forment généralement le squelette des différents sols, ces derniers sont très hétérogènes dans la nature, et sont différents minéralogiquement et granulométriquement. En effet, cette hétérogénéité est à l'origine de la complexité du phénomène de gonflement. En deuxième lieu, on a constaté que le phénomène de gonflement fait intervenir plusieurs mécanismes physiques, chimiques et mécaniques d'interaction du matériau et de l'eau, à différentes échelles. Il est également vraisemblable que la structure du matériau (arrangement des particules, fissuration, etc.) conditionne le processus de gonflement, d'une part, et que le processus de gonflement soit lui-même accompagné, dans certains cas, de modifications de structure (réarrangement des particules, compensation de vides, etc.), d'autre part.

Les méthodes indirectes de caractérisation inspirées des essais d'identification des matériaux sont très utiles à l'évaluation du "potentiel" de gonflement mais ne peuvent pas remplacer les essais en laboratoire vis-à-vis de la détermination des paramètres de gonflement,

D'un point de vue expérimental, il paraît raisonnable de retenir l'œdomètre classique recommandé par les normes caractériser véritablement le comportement réel d'un matériau gonflant, mais les recommandations générales pour l'étude du gonflement en laboratoire (prélèvement, identification, procédure d'essai) doivent être respectées pour assurer des résultats et des informations fiables sur le comportement déterminé expérimentalement.

L'objectif des essais en laboratoire est finalement de déterminer simplement mais rigoureusement des paramètres de gonflement représentatifs du comportement d'un terrain se développant autour d'un ouvrage.

La méthode statistique donne toujours l'outil indispensable pour prévoir les relations existant entre les paramètres physiques d' sols et en tirer par la suite des formules pouvant être généralisées sur des sols qui se ressemblent lithologiquement et géotechniquement.

1. Situation géographique de la région d'étude:

La commune d'El Kouif se situe à environ 30 Km du centre de la wilaya de Tébessa. Elle est limitée

- Au Nord par la commune d'Ain zergua
- Au Sud par la commune de Bekkaria- Tébessa
- A l'Est par la frontière Algéro- Tunisienne
- A l'Ouest par le Djebel Boulhef Dyr

Le territoire communal s'étend sur une superficie de 257 Km² (**Figure 18**). La zone d'étude est alors comprise entre les coordonnées suivantes : Longitude : 8° 18' – 8° 21', Latitude : 35° 28' – 35° 31' (**Figure 19**).

Cette commune à connue depuis l'indépendance, une extension considérable, et ceci en fonction du développement démographique. La plus grande partie de cette extension a été destinée vers le quartier Ghilène où se situait l'ancienne gare de Ghilène, et également l'ancienne usine de phosphate. Malheureusement, les nouvelles constructions dans cette partie souffrirent des problèmes de fissurations à différentes échelles. Ces problèmes, comme cites plus haut, sont liés au mouvement différentiel de retrait/gonflement du sol de fondation.

Du point de vue géologique, la région appartient à l'Atlas saharien Nord oriental et des confins Algéro- Tunisiens. La ville d'El Kouif sujet de notre étude est située au Djebel Kouif, ce dernier constitue l'affleurement du Paléocène. Les formations marneuses du paléocène contiennent à leur base une couche phosphatée. Celle-ci faisait le siège de la mine de phosphate d'El Kouif. La localisation des sites faisant question dans cette étude est donnée par la **figure 20**

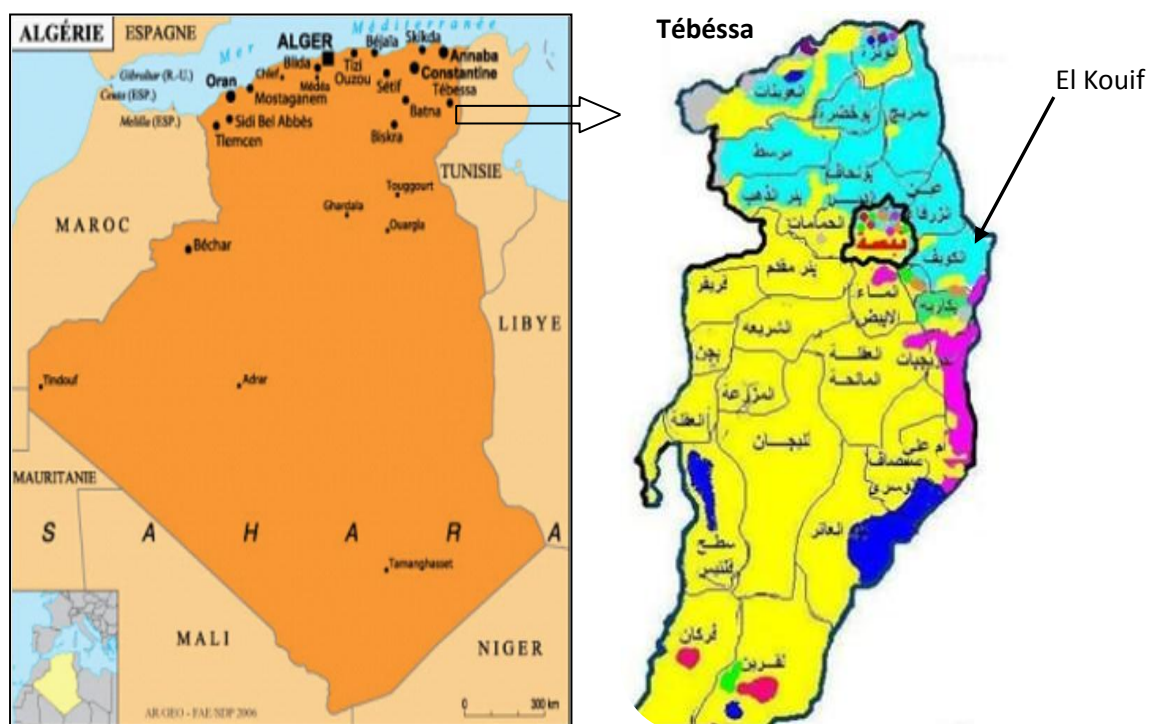


Figure 18 Situation de la région d'étude : limite administrative (commune d'El Kouif, wilaya de Tébessa, Algérie)

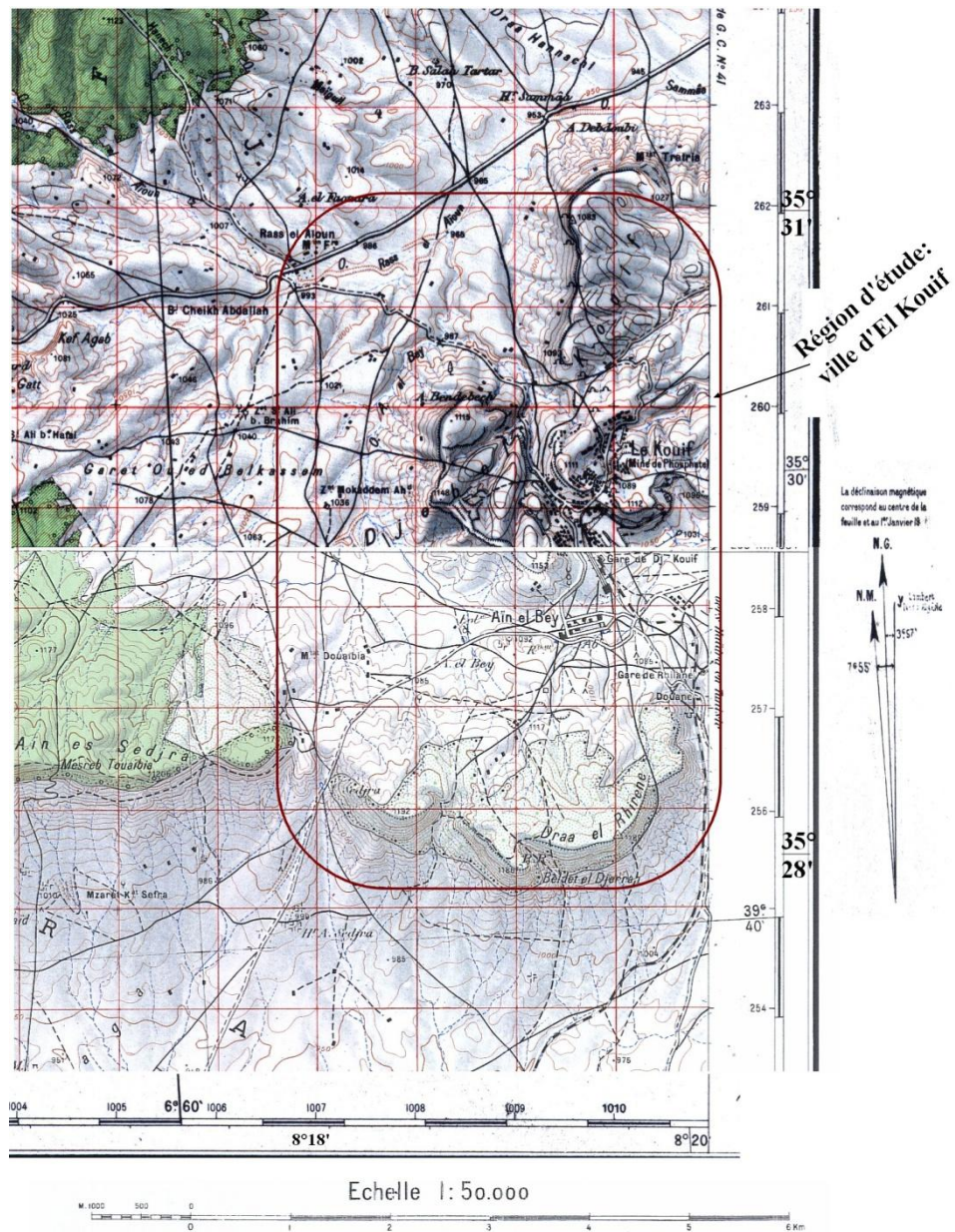


Figure 19 Situation de la région d'étude : coordonnées géographiques (commune d'El Kouif, wilaya de Tébessa, Algérie)



Figure 20 Localisation des sites d'étude (commune d'El Kouif, wilaya de Tébessa, Nord-Est, Algérie)

2. Aperçu sur la géologie régionale et locale :

2.1. Introduction :

Dans notre cas d'étude, la précision de la géologie de la région a pour but l'identification des sols et des formations géologiques qui existent et de prévoir les facteurs potentiels pouvant causer un problème d'instabilité de terrain à court ou à long terme.

Cette partie de ce chapitre, consiste à donner un aperçu géologique sur les travaux antérieurs de la région et de localiser la région d'étude dans son cadre géologique régional.

La collecte la plus complète possible de données, d'information et de documents relatifs à la géologie et à la géomorphologie de la région d'El Kouif est importante. Elle est indispensable à l'étude du sol projeté pour toute construction d'ouvrage ou building. L'approche géologique dans la région et plus particulièrement le site d'étude a été basée sur les documents suivants :

- Documents cartographiques : carte et géologique établie à l'échelle 1/50 000^{ième} de Tébessa (Institut Géographique National, 1946, feuille n° 206), et de Morssot (Service Géologique de l'Algérie, 1971, feuille n° 178), plus la notice explicative de la carte géologique de Morssot (Blés et Fleury, 1970) ainsi que la notice explicative de la carte géologique de Tébessa (Durozoy, 1946).
- La carte topographique de Tébessa établie à l'échelle 1/50 000^{ième} (Institut Géographique National, 1946, feuille n° 206) ainsi que celle de Morssot établie également à l'échelle 1/50 000^{ième} (Institut Géographique National, 1949, feuille n° 178)
- Les données des sondages carottés exécutés lors des études des sols de fondation dans la région.

Ces documents ont permis d'avoir une idée relative sur la succession stratigraphique, la géomorphologie et la tectonique de la région ainsi que sur les formations exploitées comme sol de fondation.

2.2. Stratigraphie :

D'après les travaux de J.L. Blés et J.J. Fleury en 1970, la région d'étude (El Kouif), appartient à la carte géologique de MORSSOT au 1/50000 (feuille n° 178), le résumé régional des principaux affleurements est donné par l'esquisse géologique (**Figure 21**). L'enchaînement chronologique des formations de la région d'étude se présente de haut en bas comme suit (Bles et Fleury, 1970):

2.2.1. Les formations continentales Quaternaire :

Le Quaternaire est entièrement constitué par des formations d'origine continentales occupant une surface importante sur la feuille de Morsott. Les formations quaternaires se

localisent principalement dans les plaines et aux pieds des montagnes. Dans la région d'El Kouif, l'activité humaine s'y superpose clairement, suite à l'exploitation minière du gisement de Phosphate (déblais de mine d'El Kouif), outillage le quaternaire se distingue essentiellement par :

a) Éboulis actuels et récents « A »:

Au pied de tous les reliefs calcaires se manifestent des importants éboulis et qui sont entrain de se former.

b) Alluvions actuelles récentes « a »:

Ces alluvions sont souvent caractérisées par des plaquettes de calcaires maestrichtiens parfois seules, parfois associées à des limons.

Les terrasses anciennes et récentes de l'oued Ras El Ayoun sont constituées de limons alluvionnaires et graviers.

Les couches sous-jacentes de ces dépôts quaternaires forment des calcaires crétacés alternant aux marnes.

c) Limons récents « q'L »:

Les limons récents, résultent du lessivage et de l'altération des marnes environnantes. Cette formation se trouve associée à des niveaux de cailloutis anguleux se déposant dans toutes les régions basses, leurs couleurs allant de brun au gris sombre.

d) Loupes de glissement « G » et éboulis anciens « E »:

Ces loupes résultent essentiellement de la position d'entablement des calcaires massifs très diaclasés reposant sur les formations marneuses de grande épaisseur et suite à l'infiltration des eaux de surfaces. Le glissement se manifeste par déclassement de bordure de falaise dans les calcaires. A l'Est du Djebel El Kouif, entre la limite Est de la feuille de Morssott et la frontière Algéro-Tunisienne, le miocène inférieur continental surmonte des éléments de falaises de calcaires éocènes glissés sur les marnes paléocènes. Il s'agit donc d'une formation qui a pris naissance antérieurement au Miocène inférieur mais a continué à se développer jusqu'à la période actuelle (Bles et Fleury, 1970)

e) Croûte calcaire « q''Cr »:

Elle se trouve généralement et souvent sur les pentes faibles et dans les dépressions. On peut aussi l'observer en témoins peu importants sur les calcaires maestrichtiens (Bou Rbaia principalement) ainsi qu'aux pieds de Dj El Kouif. Elle est de couleur blanchâtre parfois rosé cimentant des éléments calcaires bréchiques. Son épaisseur est généralement voisinant le 1m et parfois plus importante.

f) Brèches et cailloutis d'épandages anciens :

Au pied des massifs calcaires, des brèches très largement épandues sur les marnes, et sont parfois prises dans un ciment qui rappelle très précisément la croûte calcaire. L'épaisseur de cette formation est de quelques mètres. Les éléments de calcaire formants

ces brèches, selon la localisation : de l'Aptien, du Turonien ou du Maestrichtien, sont anguleux et de taille réduite.

2.2.2. Les formations continentales néogènes :

Dans la région d'El Kouif, ces formations sont représentées essentiellement par le **Miocène continental « mc »**, dont les formations dominantes sont les sables et graviers quartzeux blancs et roux à traces ferrugineuses. A l'Est d'El Kouif et selon la feuille de (Thala), ces formations ont livré des restes de Mastodonte et de dinotherium ayant été attribuées au Miocène par (Brives, 1919 et 1920, cité par Bles et Fleury, 1970) et au Miocène inférieur par Arambourg (1952, cité par Bles et Fleury, 1970). Les sables du Djebel El Kouif, renfermant par endroit des restes végétaux mal silicifiés, alternent parfois avec des argiles feuilletées vert-claire. Ces Sables surmontent des conglomérats à éléments calcaires à ciment argileux rouge ou bariolé.

2.2.3. Les formations calcaires de l'Eocène et du Paléocène supérieur :

a) Lutétien inférieur- Ypresien (e⁵⁻⁶) :

La formation est caractérisée par 150m environ de bancs épais (1m et plus) de calcaires massifs à gros silex, renfermant des Huitres et lumachelles de Nummulites, que sont abondantes au Djebel Dyr et absentes au Djebel El Kouif, alternant avec des niveaux calcaires plus tendres.

b) Paléocène supérieur (Thanetien) (e⁴) :

Il est représenté par presque 20 m en moyenne (exception à EL Kouif moins de 10 m) : il s'agit de calcaires argileux en petits bancs souvent noduleux à silex. Ces calcaires admettent à leur partie inférieure des intercalations phosphatées. La couche exploitable de phosphates se trouve à la base. Elle est constituée le plus souvent de deux assises de 1 à 2 m d'épaisseurs chacune. La présence de dents de Sélaciens, indique l'âge paléocène supérieur de la couche phosphatée (Flandrin, 1948 in Bles et Fleury, 1970).

2.2.4. La formation à dominance marneuse du paléocène p.p.- Crétacé supérieur :

Cette puissante formation marneuse qui représente la transition Crétacé – Eocène a été subdivisée en 3 membres :

a) Paléocène pp (e²⁻³) :

Il est caractérisé par une série de marne homogène dont l'épaisseur est en moyenne de 200 m. Cette série est surmontée par de rares bancs de calcaires argileux gris et de minces niveaux phosphatés. Le contenu fossilifère (microfaunes), permet de reconnaître le paléocène inférieur «Montien», le paléocène supérieur «Thanétien» (Bles et Fleury, 1970)

b) Danien (e¹) :

Le Danien à été marqué par la présence de microfaune (Globogérines) qui existe un peu avant la base et un peu après le sommet. Les formations du Danien sont des calcaires argileux gris clair et un peu crayeux alternant avec des marnes grises, leur épaisseur est de 75 à 100 m.

c) Maestrichtien supérieur (c^{6b}) :

Constitué essentiellement d'une épaisseur de 150 m en moyenne, il consiste en des marnes grises à quelques intercalations de calcaire à la base.

Remarque :

Il est à noter que les formations marneuses du paléocène sont celles rencontrées dans la plus part des sondages exécutés au sein de différents sites dans la région d'étude. Lors de nos sorties sur terrain, et pour prévoir le comportement de ces sols, nous avons testé ces formations rencontrés dans les fouilles des chantiers (tel que les 100+25 logements, 40 logement, école CEM, 61 logements, ...etc.). Cette mission avait pour but le test du rouleau, il s'est avéré que ces marnes présentent une très forte plasticité (rouleau de moins de 1mm).

2.2.5. Les formations à dominante calcaire du Maestrichtien inférieur – Campanien moyen :**a) Maestrichtien inférieur c^{6a} :**

Au SSE jouxtant la frontière Tunisienne, le **Maestrichtien inférieur** a été trouvé caractérisé par une épaisseur de 170 m de calcaires massif à Inocerâmes. Ces formations sont recouvertes par des éboulis dont la présence est probablement due au processus d'altération.

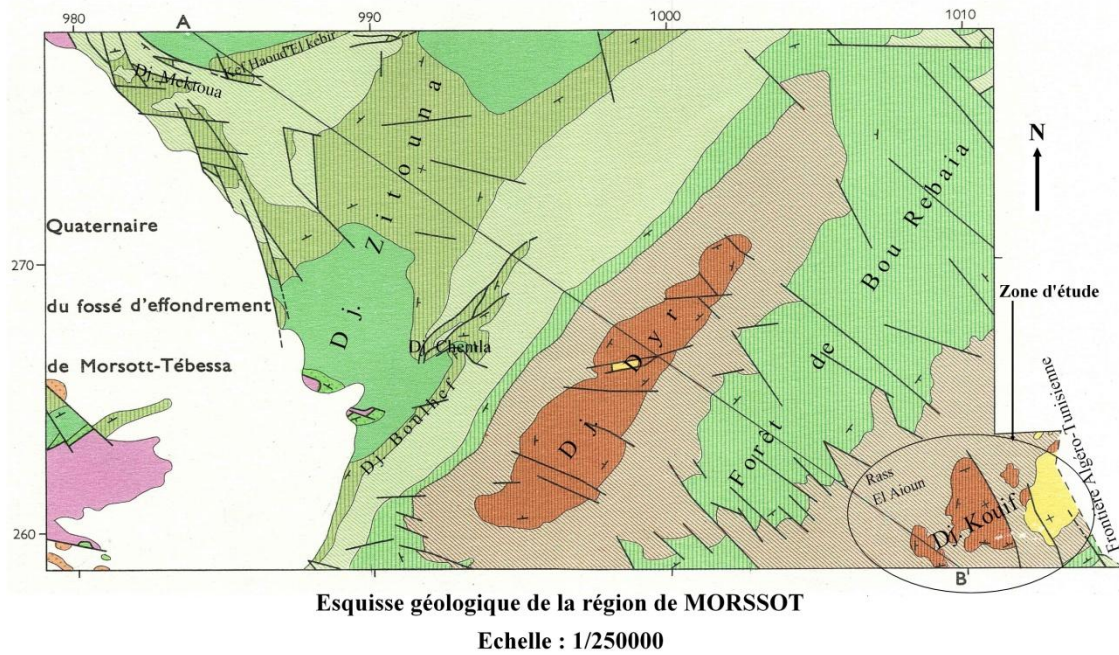
b) Campanien supérieur (c^{5c}):

D'une épaisseur de 150 m, il est constitué par des marnes grises claires à patine vert-jaunâtre admettant dans le tiers inférieur de nombreuses petites intercalations de calcaires argileux gris pouvant former la transition avec les calcaires crayeux sous-jacents.

c) Campanien moyen (c^{5b}):

Représenté par des calcaires blanc à gris clairs crayeux en gros bancs, alternant avec de petits niveaux de marnes claires, grises et parfois verdâtres, cette formation, dont l'épaisseur atteint 70 à 80 m, affleure dans la partie Est-Nord- Est de la feuille n° 206 (carte géologique de Tébessa, 1949) et également vers les confins Algéro- Tunisiens (feuille de Dj Brino). Une coupe géologique illustrant la série a été établie (figure 22).

Quant aux formations représentant les étages du Campanien inférieur, Turonien, Cénomaniens, Albien, Aptien, Trias, elles ne sont pas visibles à l'affleurement dans la région d'étude. Cependant, ces formations sont présentes dans la carte géologique de MORSSOT (Figure 21).



Légende :



Figure 21 Esquisse géologique de la région de MORSSOT avec localisation de la coupe géologique de la figure 2.2 (Blés et Fleury, 1970).

2.3. Structures tectoniques:

La région d'El Kouif appartient à l'atlas saharien oriental. Son histoire tectonique correspond à une succession d'événements dont chacun a laissé sa trace sur la physionomie actuelle de la région. (Blés et Fleury, 1970).

La phase de plissements et leur paroxysme est d'orientation NW-SE. Cette phase de plissement est bien distinguée sur le plan régionale : l'examen de la feuille de MORSSOT, à la quelle appartient la région d'El Kouif, permet de distinguer les structures suivantes et ce du Nord Ouest au Sud Est (**Figure 2.2**) et dont on peut citer les noms :

- Anticlinale de Massida, dans la plus grande continuité se trouve sur la feuille de Boukhdra ;
- Synclinale de l'Oued et Taga ;
- Anticlinal de Dj Zitouna, dont le flanc sud forme les replis (synclinal et anticlinal) de Djebel Chemla et du Djebel Boulhaf ;
- Synclinal du Djebel Dyr ;
- Anticlinal de Djebel Bou Rbaïa ;
- Synclinal de Djebel Kouif.

Ces plis ont une orientation moyenne de NE-SW qui peut varier du NNE-SSW à ENE-WSW. Ils sont de type concentrique avec de nombreux joints de cisaillement à fentes de tension qui les accompagnent (Bles et Fleury, 1970). D'après la coupe NW-SE (**Figure 22**), l'intensité de ces plissements est peu importante (Bles et Fleury, 1970).

Du point de vue lithologique et tectonique, les sables continentaux du Miocène inférieur localisés au cœur du synclinal de Dj. Dyr, surmontent sans discordance les calcaires du Lutétien inférieur. Cependant, à l'Est d'El Kouif, entre la limite de la feuille et la frontière tunisienne, les mêmes sables reposent en discordance sur les calcaires éocènes ou les marne paléocènes. Le plissement de la région est donc postérieur au Lutétien et antérieur au Miocène (Bles et Fleury, 1970).

Les fractures affectant le Djebel Kouif, sont liées à la phase postérieure au Miocène, à l'Est du Kouif, une fracture qui a joué en faille normale et en décrochement, affectant le Miocène inférieur continental. Cette fracture est d'orientation NNW-SSE (Bles et Fleury, 1970).

2.4. Géomorphologie :

Le territoire de la commune d'El Kouif s'intègre dans 02 entités physiques naturelles:

-Le nord de la commune constituant la limite sud-est des hautes plaines constantinoises

-Le sud de la commune faisant partie des monts de Tébessa .qui constituent une zone intermédiaire entre les monts de Nememcha à l'Ouest et la dorsale Tunisienne à l'Est. Le Djebel El Kouif, cette montagne dont l'altitude culminante est de 1148 m, est située au nord de l'abaissement d'Ain El Bey qui le sépare de la chaîne Draa El Rihenne (1189 m), D'après la carte géologique de Morssot, le Djbel El Kouif est-orienté NE-SW en s'abaissant au Nord -Est vers Oued Sammaa-Hidra pour atteindre les environs de 810 m d'altitude. Djebel El Kouif est composé de deux parties, séparées par la vallée dans laquelle se trouve la partie centrale de la ville d'El kouif. L'abaissement de Ras El Ayoune sépare Djebel El Kouif des collines du foret de Bou Rebaiya (Bles et Fleury, 1970)

-Au NW les collines de Bou Rebaia font la chaîne séparée de Djebel El Kouif par l'abaissement de Ras El Ayoun. La topographie de la zone urbaine est relativement accidentée à l'est de la ville. A l'ouest, le relief est un caractérisé par une pente qui varie entre 15 et 25 % pour s'adoucir vers le bas jusqu'à une pente de 5 à 8 % ou elle est plus marqué par la présence de petits vallonnées et petites collines autour (Bles et Fleury, 1970).

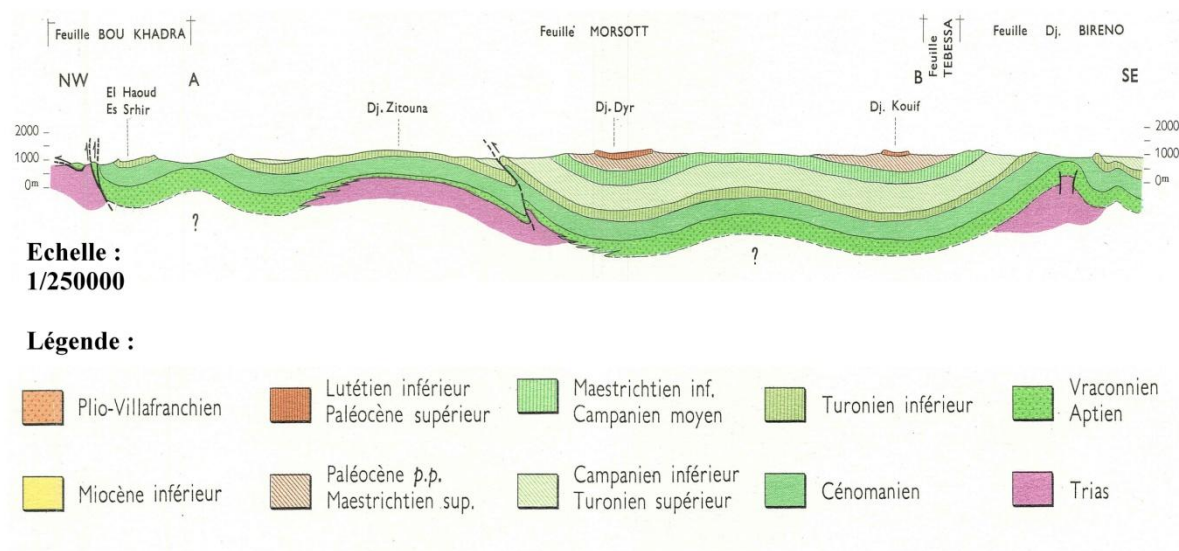


Figure 22 Coupe géologique régionale (NW- SE), interprétative des principales structures de la région de MORSSOT (Blés et Fleury, 1970)

2.5. Géologie locale :

L'esquisse géologique représentant les affleurements et les formations, à l'échelle locale, de la région d'étude, a été numérisée à la faveur du logiciel Arc-Gis (version 9.3). Selon cette esquisse, sont localisés les points des sondages carottés exécutés aux droits des sites considérés pour cette étude (**Figure 23**). L'examen des logs des différents sondages réalisés (**Figures 24 et 25**), montre une homogénéité relative du sous-sol : il s'agit en général, d'une alternance irrégulière de formations de même nature lithologique (marnes et argiles). Pour certains des cas, la couverture est constituée de remblais ; il s'agit de remblais déposés lors de l'exploitation du phosphate. Ces remblais constituent donc le stérile de l'ancienne mine de phosphate (mine de Dj. Kouif). Par ailleurs, d'autres sondages, dans le quartier Ghilène, ont révélés des tufs calcaires et des graviers calcareux. Ces derniers sont d'une épaisseur limitée.

Les formations marneuses qui affleurent aux droits des sites d'études sont datées du Paléocène. Les différents échantillonnages effectués lors des campagnes de reconnaissances, montrent l'existence de gypses dans les argiles ainsi que dans les marnes avec une présence remarquable. Cette richesse de gypse n'a pas été signalée dans les travaux de Blés et Fleury en (1970).

L'origine de ces gypses peut avoir deux sources. La première origine peut être sédimentaire s'expliquant par la formation de gypse sous forme de lentilles et qui s'intercalent dans les marnes du Paléocène. Ce processus est obtenu à partir de l'érosion des formations du Trias (lessivage des gypses des formations triasiques par exemple dans d'endroits et leurs dépôts dans d'autres). Dans notre cas, les formations les plus proches sont celles de Dj. Djebissa. La deuxième origine peut être la plus importante source. Elle est liée à l'ancienne usine de phosphate qui, pendant l'extraction du phosphate, avait laissé

d'énormes remblais de phosphogypse se trouvant actuellement en état très altéré et qui se localisent tous près de plusieurs constructions endommagées. D'ailleurs, d'après la **figure 23**, l'emplacement de plusieurs sondages consistent en des remblais ou se localisent dans ces remblais de l'ancienne mine. Cette dernière interprétation confirme le plus, la source de contamination des sols par les gypses.

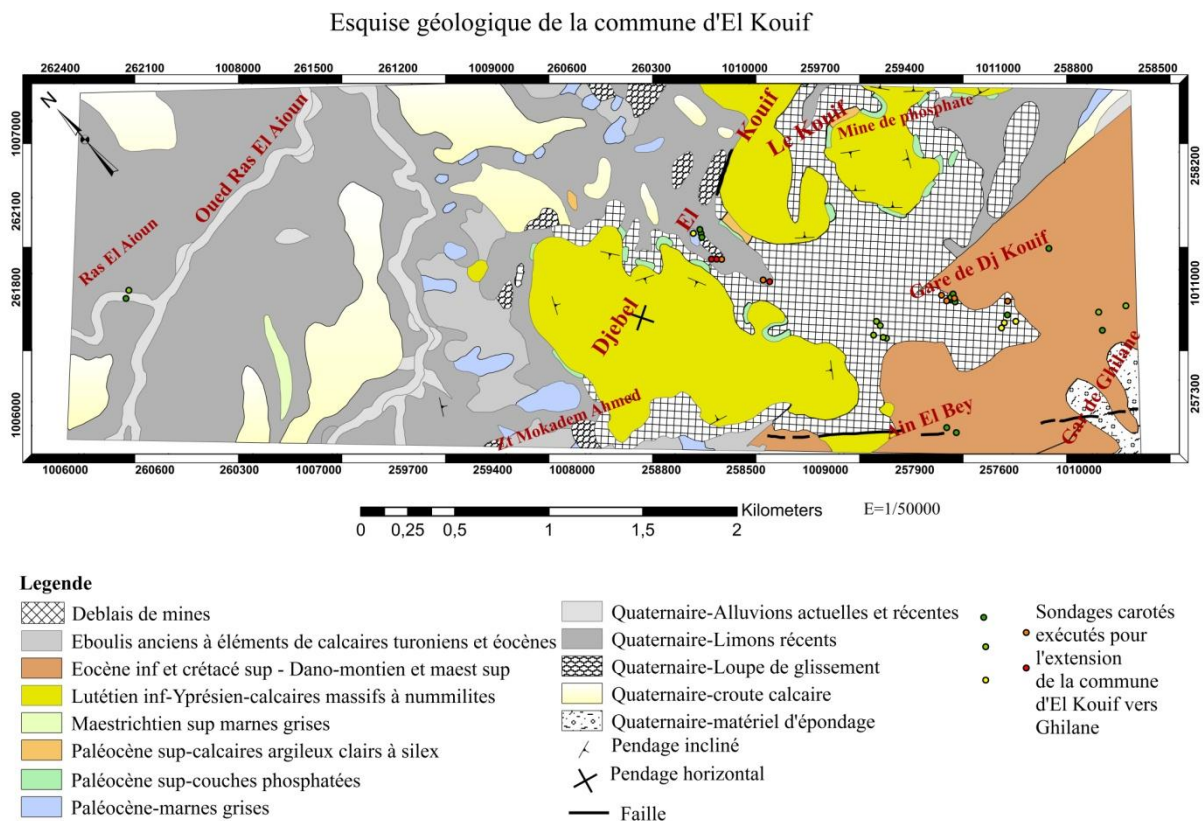
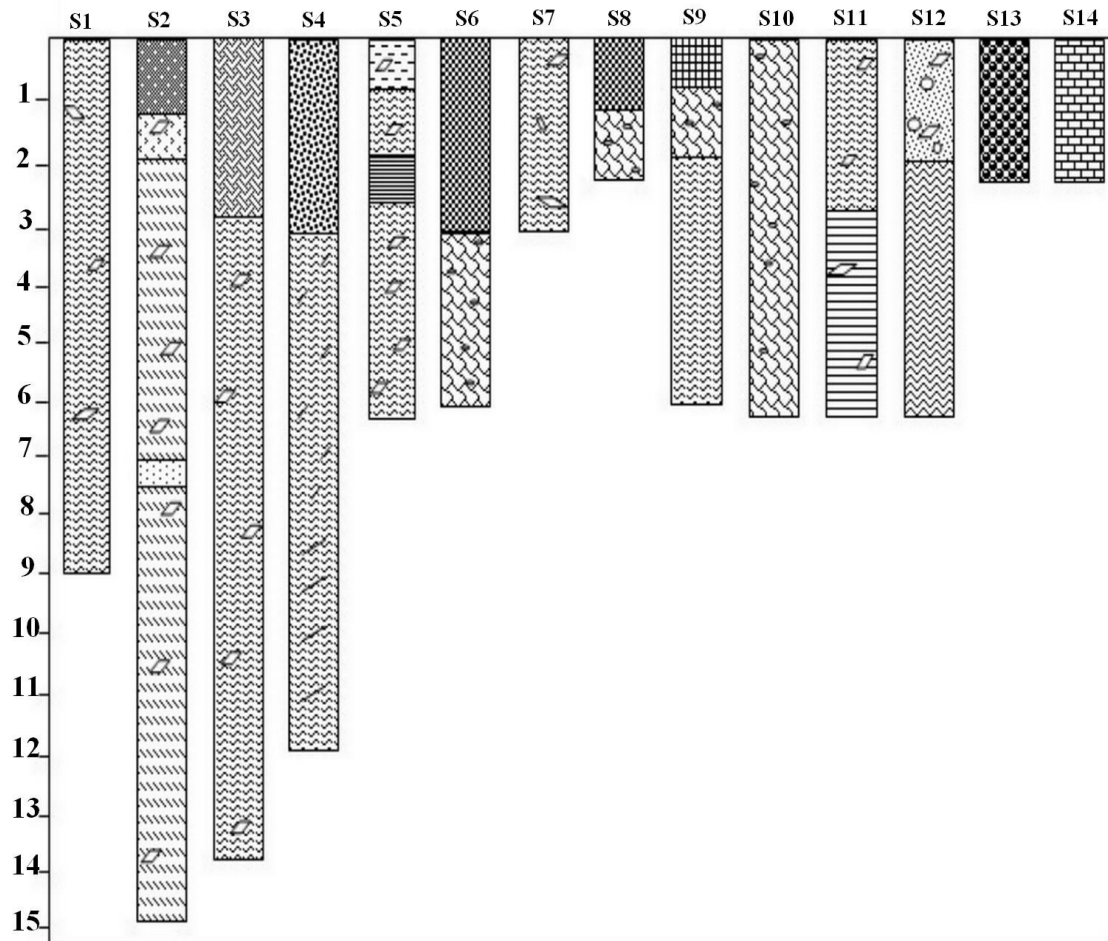


Figure 23 Esquisse géologique locale de la zone d'étude, numérisée sur la base de la carte géologique de MORSSOT au 1/50000^{ème}



Légende

- | | |
|--|--|
| Marne verte à présence de gypse | Tufs calcaires beiges à graviers |
| Terre végétale | Tufs blanchâtres avec sables et graviers |
| Marne grise altéré à présence de gypse | Argile grise à présence de gypse |
| Marne grise à présence de gypse | Marne grise feuilletées |
| Passage sableu | Limon argileu gris avec gypse et gravier |
| Gypses bariolés dans des marnes | Marne compacte grise |
| Limon marneu brun à beige | Marne grise très compacte avec gypse |
| Marne brune, verdâtre friable | Tuf calcaire beige |
| Remblais | Graviers calcareux |

S1=sondage du site 1

S2 et S3=sondages du site 3

S4=sondage du site 4

S5=sondage du site 5

S6=sondage du site 6

S7=sondage du site 7

S8=sondage du site 8

S9 et S10=sondage du site 9

S11 et S12=sondages du site 2

S13 et S14=sondages du site 10

Figure 24 Logs des sondages carottés les plus représentatifs des différents sites dans la zone d'étude



Figure 25 Plan de localisation des sondages carottés dans la zone d'étude

Conclusion:

La géologie de la région d'étude (El Kouif) est marquée par quelque faciès que l'on peut diviser en trois parties:

La première partie est caractérisée par des marnes très plastiques du maestrichtien supérieur et du Paléocène, ces marnes affleurent le plus souvent dans la partie Est de la région.

La deuxième partie, caractérisée par les calcaires massifs très diaclasés du maestrichtien inférieur reposant sur les marnes du Paléocène (Danien).

La troisième partie; caractérisée par les formations Quaternaire, Ces formations, marquent fortement leur présence surtout dans la partie nord-ouest du Dj El kouif.

En ce qui concerne la structure tectonique de la feuille de Morssott, on distingue du Nord-Est au Sud-Ouest des anticlinaux et des synclinaux dont l'intensité de plissement est peu importante.

Selon la géologie de la région, nos premières prévisions sur les sols de la région avec la présence des sols marneux riches en gypse et qui sont de forte plasticité surmontés par des calcaires fissurés et diaclasés, le tout donne la possibilité d'imbibition maximum. Donc, ce qui conduit à avoir une teneur en eau qui permet d'augmenter le volume menant vers un gonflement. Pareil état de ces formations augmente leur sensibilité à l'altération et crée un effet de diminution vis-à-vis de ces propriétés géotechniques. Il est également important de signaler l'instabilité des gypses qui se transforment rapidement en anhydrites, ces derniers, à leur tour, se transforment en gypse en présence d'eau, c'est un

cycle de déshydratation et d'hydratation du minéral. Ce cycle est accompagné par des variations considérables de volume. Le phénomène peut aussi mener vers des dégâts analogues à ceux causés par le gonflement.

Pour ce qui est des eaux souterraines, l'existence d'une plage conductrice à plusieurs niveaux dans les formations calcaires exclue la possibilité d'existence d'une nappe aquifère superficielle. Cependant, des proches d'eau à faible potentiel hydraulique, peuvent bien trouver lieu dans le terrain et ils peuvent emmagasiner certaines quantités d'eau dans quelques endroits privilégiés (tel que par exemple les formations du quaternaire, le remblai formé par la décharge de l'ancienne mine d'El Kouif...etc.). Ces derniers peuvent être en étroite relation avec les sols et par conséquent les fondations.

3. Conditions climatiques de la région d'étude :

3.1. Introduction :

Le comportement des sols des fondations dépend de la variation de la teneur en eau dans le sol (humidité et sécheresse), de cette variation résulterait la variation de volume des sols surtout fin (argileux). Tout ce ci entraînera, ou bien leur gonflement ou bien leur tassement : Une teneur en eau élevée conduira à l'augmentation de volume des sols qui se traduira par leur gonflement. Une teneur en eau faible conduira à la diminution de volume des sols qui se traduira dans ce cas par leur retrait (tassement).

Le changement de la teneur en eau est bien sur lié au climat de la région. L'ensemble des zones géographiques où existent d'importantes variations et déficits saisonnières d'humidité, ont enregistré des états de surconsolidation des sols argileux dus à des actions climatiques à fort gradient d'évaporation. Les variations de volume de ces sols argileux ne sont pas seulement proportionnelles aux variations de leur teneur en eau, c'est-à-dire à l'ampleur des cycles pluviométriques et des déficits hygrométriques, mais aussi à l'épaisseur du sol en question. En fonction du climat et des roches mères, les minéraux argileux résultant sont différents (**Tableau 5**):

En climat froid l'altération est faible; les minéraux argileux sont identiques ou peu différents des minéraux de la roche mère (illite et chlorite). Ces minéraux sont hérités de la roche mère.

En climat chaud et humide; l'hydrolyse est poussée, la kaolinite se forme en milieu drainé, les smectites en milieu confiné,

En climat tempéré, humide, l'altération est modérée, et on obtient des minéraux argileux interstratifiés tel que l'illite, la chlorite dégradée ainsi que la vermiculite. Le tableau suivant résume la relation climat -minéraux argileux :

Tableau 5. Occurrence des minéraux argileux dans le sol en fonction du climat (<http://www.argiles.fr/presentation.asp#objectifs>)

Climat	Origine des argiles	Minéraux fréquents
Glaciaire	Héritage	Illite, chlorite.
Boréal tempéré	Transformation. Héritage	Vermiculite inter stratifiés illite, chlorite, smectites
Méditerrané ou subtropical	Transformation, néoformation, héritage	Smectites
Désertique	Héritage	Illite, chlorite, smectites
Equatoriale	Néoformation	Gibbsite, kaolinite

La région d'étude peut d'après ce tableau appartenir au domaine du climat désertique dont les minéraux fréquents sont généralement, l'illite, la smectite, le chlorite là où ils peuvent exister sous forme séparer ou interstratifiés.

La connaissance des propriétés hydro-climatologiques de la région d'étude est donc nécessaire. Cette connaissance doit se baser sur les principaux paramètres qui sont: la précipitation, la température, le vent et l'humidité.

3.2. Situation climatique :

Sur le plan climatique régional, El Kouif se situe du point de vue bioclimatique dans l'étage semi-aride à Hiver froid et à Eté chaud, entre l'isoète 300 mm au Sud et 3500 mm au Nord (**Figure 26**). Au niveau de cette partie, nous déplorons le manque de données et informations relatives à la région d'étude. Par manque de données sur la zone d'El Kouif, nous nous sommes rabattu pour se référer à la zone : zone la plus proche et similaire en plus de la disponibilité des données (**Tableau 6 et Tableaux A.1., A.2. et A.3. en annexes**).

Tableau 6. Les coordonnées de la station météorologique de Tébessa

Période d'observation	Code	Cordonnées		Latitude	Longitude	Altitude
		X	Y			
1980-2011	12-03-01	991.900	247.200	35°28N	08°07E	820m

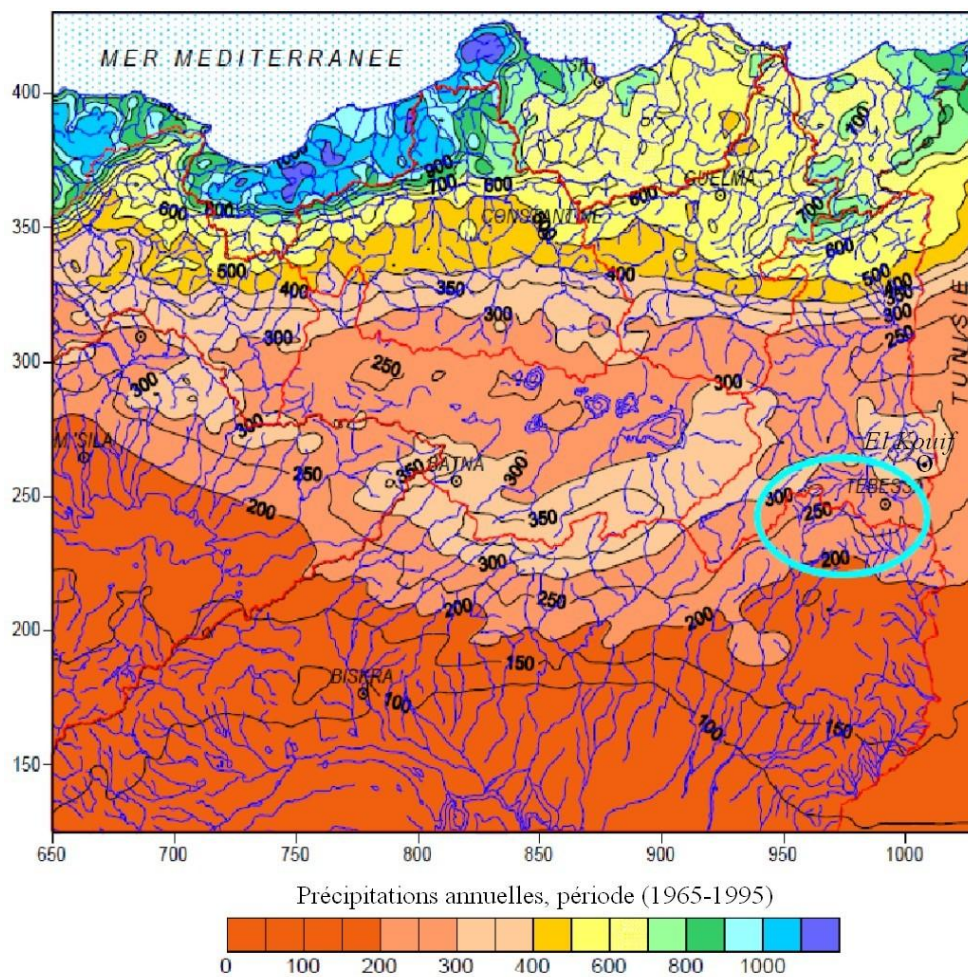


Figure 26 Carte des précipitations annuelles du Nord-est de l'Algérie (service ANRH-Unité de Tébessa, 1995).

3.3. Etude des facteurs climatiques :

3.3.1. La température :

La température est un facteur très important, qui conditionne le déficit d'écoulement (sécheresse). Les observations des températures enregistrées au niveau de la station de Tébessa pour une période 39 ans (1972/2011) ont permis de constater que :

- A l'échelle mensuelle l'hiver est très froid et humide, l'été est chaud et sec avec des enregistrements de température minimale de 6.48°C au mois de Janvier et maximale de 26.11°C au mois de Juillet (**Figure 27**).
- A l'échelle annuelle, une fluctuation thermique de faible amplitude donnant une certaine constance de l'allure générale, juste après l'année 1998/1999 où des variations plus importantes de température commencent à se sentir. La moyenne annuelle thermique est de 15.63°C (**Figure 28**). L'année la plus froide est l'année 2001-2002 avec une température annuelle de 12.80°C, l'année la plus chaude est l'année 2002-2003 avec une température moyenne annuelle de 19.75°C. Cette variation saisonnière de température reflète bien l'appartenance continentale d'El Kouif. Cette dernière est responsable aussi de l'importance de variation des températures diurnes et nocturnes.

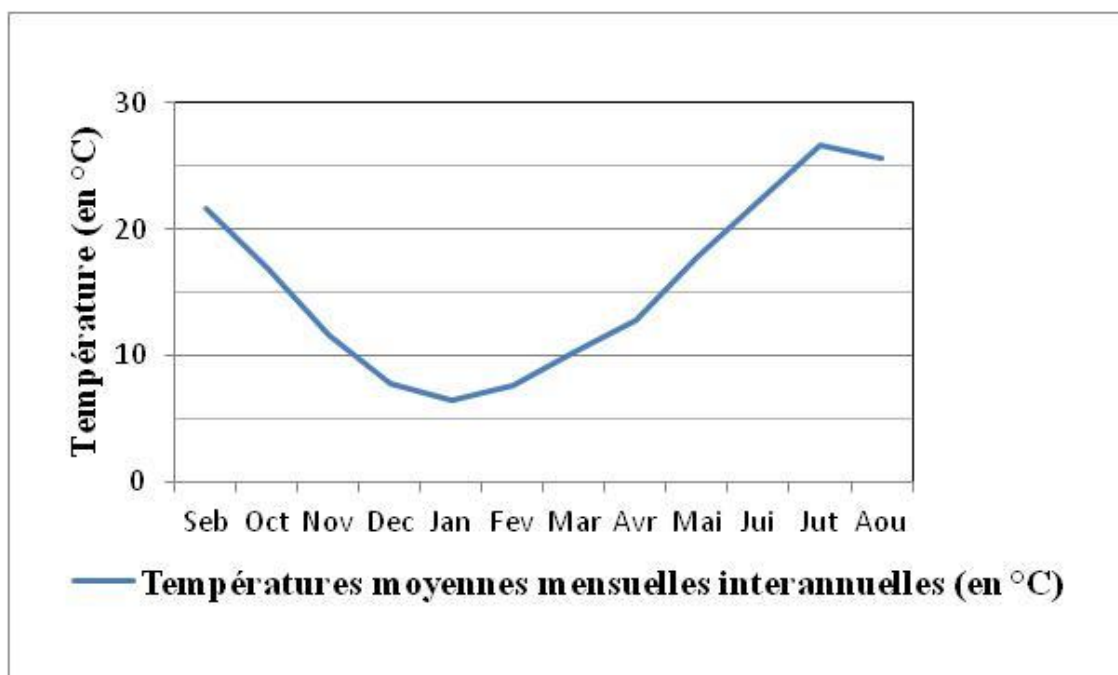


Figure 27 Températures moyennes mensuelles interannuelles
(Station de Tébessa, période 1972-2011)

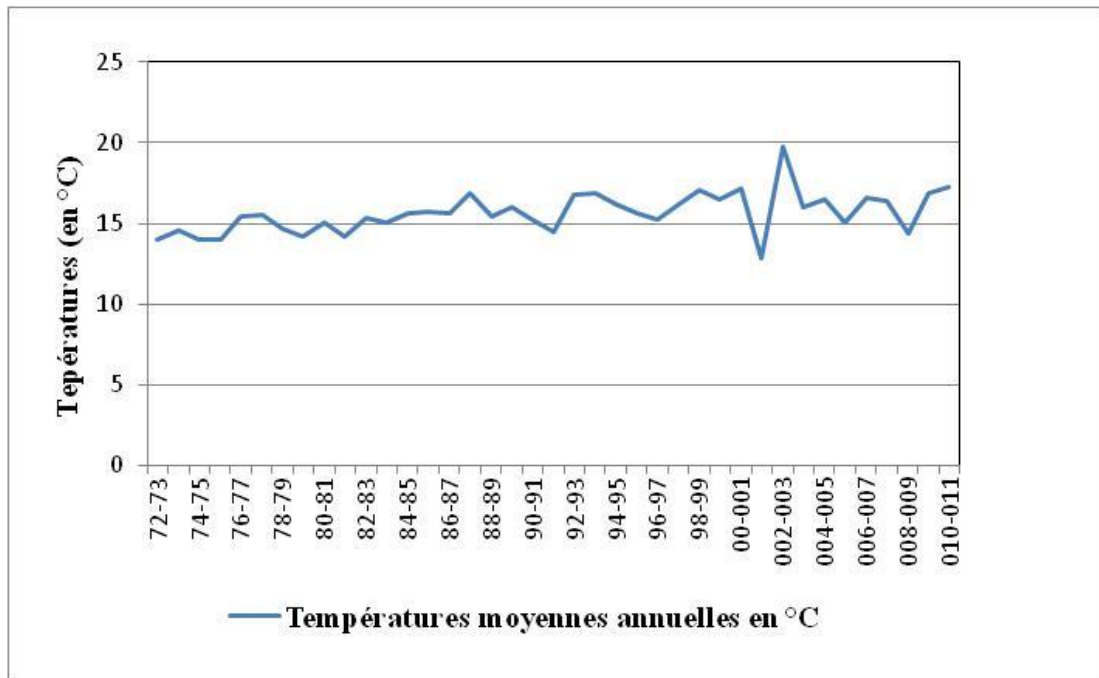


Figure 28 Variation des températures moyennes annuelles
(Station de Tébessa, période 1972-2011)

3.3.2. Les vents :

D'après la station météorologique de Tébessa (tableau A.2 en annexes), la distribution du champ de direction du vent est saisonnière : Hiver-Eté avec des vents prédominants :

- Les vents de direction Ouest-Nord-Ouest, de Novembre à Avril ; Il s agit des vents qui sont responsables des précipitations.
- Les vents de direction Sud, plus significatifs de Mai à Juillet : ce sont les sirocos, engendrant une forte évaporation et une sécheresse abaissant l'humidité.
- Parfois la vitesse maximale prédominante dans la classe (6 à 10 m/s).

3.3.3. La précipitation:

Pour évaluer le taux de ruissellement, d'infiltration et de l'alimentation des réserves aquifères, il est nécessaire de connaître la quantité de précipitation dans la région.

L'apport d'eau dans le sol se fait sous forme de pluie, neige, rosée et brouillard. L'eau des précipitations n'atteint pas intégralement le sol, une partie se dissipe sous forme de ruissellement, une partie s'évapore, une partie retenue par les racines de la couverture végétale et une autre s'infiltré en profondeur. Cette subdivision de la quantité de pluviométrie pousse à faire une certaine analyse du bilan hydrique de la région d'étude et de voir la répartition des précipitations aux cours des années (Tableau A.3 en annexes).

a) Variation mensuelle des précipitations :

La courbe de variation des moyennes mensuelles interannuelles des précipitations, sur une période de 39 ans (**Figure 29**), montre que le mois de Septembre est caractérisé par une moyenne de précipitation égale à 43.7 mm, c'est donc le mois le plus pluvieux alors que le mois le moins pluvieux est Juillet, avec une moyenne de précipitation de 14.14 mm

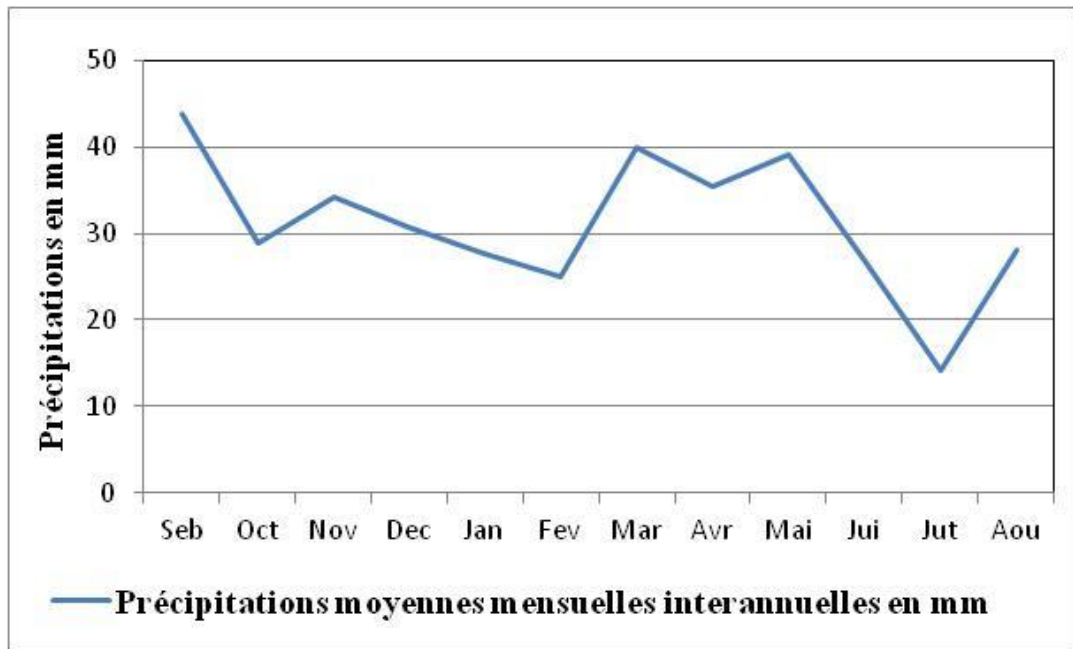


Figure-29 Variation des moyennes mensuelles interannuelles des précipitations (Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)

b) Variation annuelle des précipitations :

L'analyse de la courbe de variation des précipitations totales annuelles (**Figure 30**) sur une période de 39 ans (1972/1973-2010/2011) montre que : l'année 1972/1973 est la plus arrosée avec 625.30 mm de précipitations, alors que l'année 1996/1997 est la plus sèche avec 208.00 mm de précipitations. En générale, la courbe de la figure 2.9, est subdivisée en deux segments dont la deuxième (depuis l'année 88/89 jusqu'à 2010/2011), montre des amplitudes de précipitation plus importantes que celles du premier segment. Ceci renseigne sur la période de sécheresse qu'a connue la région, sur presque une dizaine d'année (depuis 1972/1973 à 1990/1991). Cette période avait un rôle important dans la mal prévision de certain comportement des sols tel que le retrait/gonflement des sols fins.

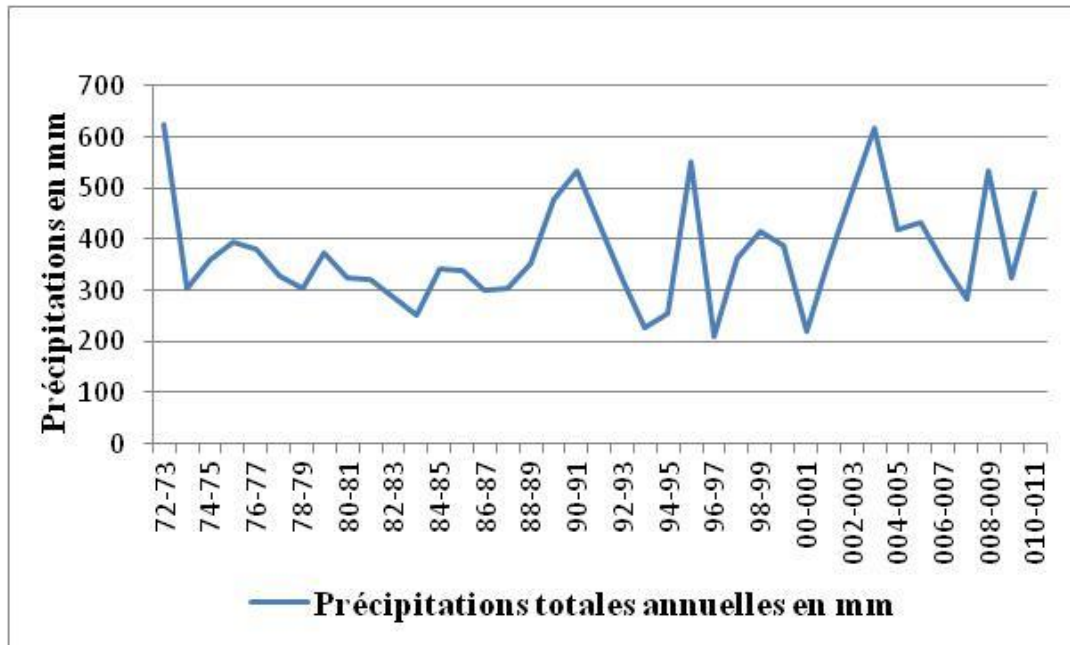


Figure 30 Variation des précipitations totales annuelles
(Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)

c) L'humidité :

C'est un état du climat correspondant à la quantité de vapeur d'eau dans l'air. Cette humidité peut accélérer le phénomène d'altération chimique à la surface, à l'image de l'oxydation. D'après le graphe des variations des moyennes mensuelles interannuelles d'humidité (**Figure 31**), on remarque que l'humidité relative est peu variable durant toute l'année, le minimum observé au mois de Juillet avec 41.23 %, le maximum est de l'ordre de 72.60 % observé au mois de Décembre (**Tableau A.4 en annexes**).

Le graphe (**Figure 32**) montre les variations des moyennes annuelles de l'humidité. La première partie du graphe, montre des variations assez constantes, jusqu'à l'année 1988/1989 où les variations d'humidité deviennent significatives, ce qui est conforme avec les variations des précipitations annuelles.

La diminution ou bien l'augmentation de ces deux facteurs climatique, conditionne la variation (augmentation ou diminution) du pourcentage d'humidité dans le sol, bien sur en fonction de la porosité de ce dernier (Marcily, 1980 ; Mouroux et al., 1988). Cette variation d'humidité influe sur le comportement physique, mécanique ainsi qu'hydromécanique des sols (Cuisinier, 2002).

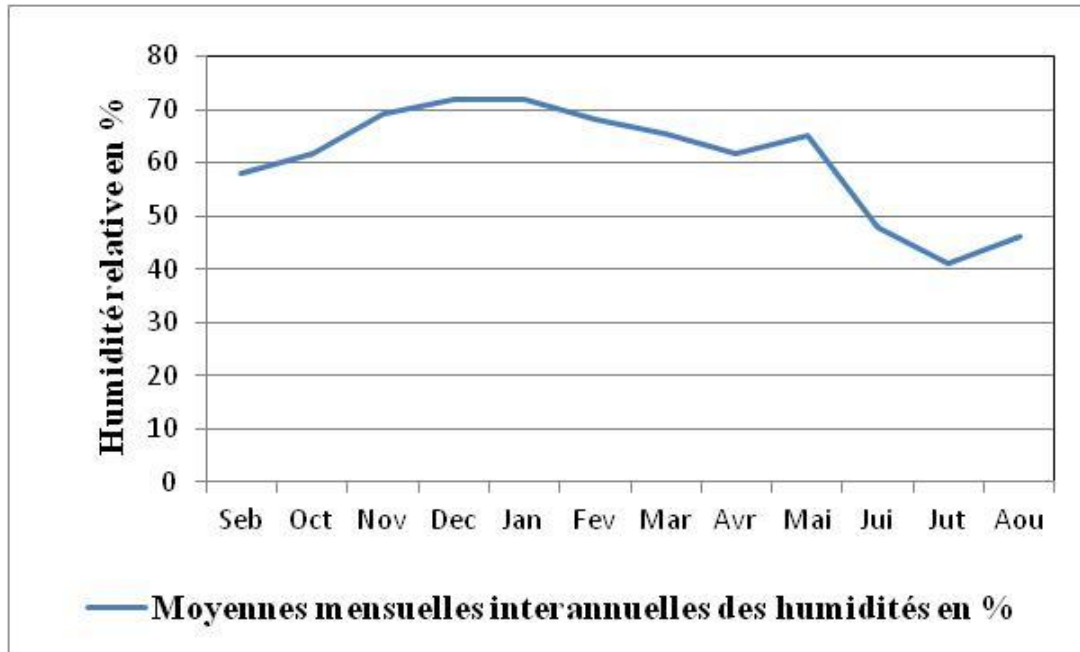


Figure 31 Variation de l'humidité moyenne mensuelle
(Station de Tébesa, période 1972/1973-2011/2012)

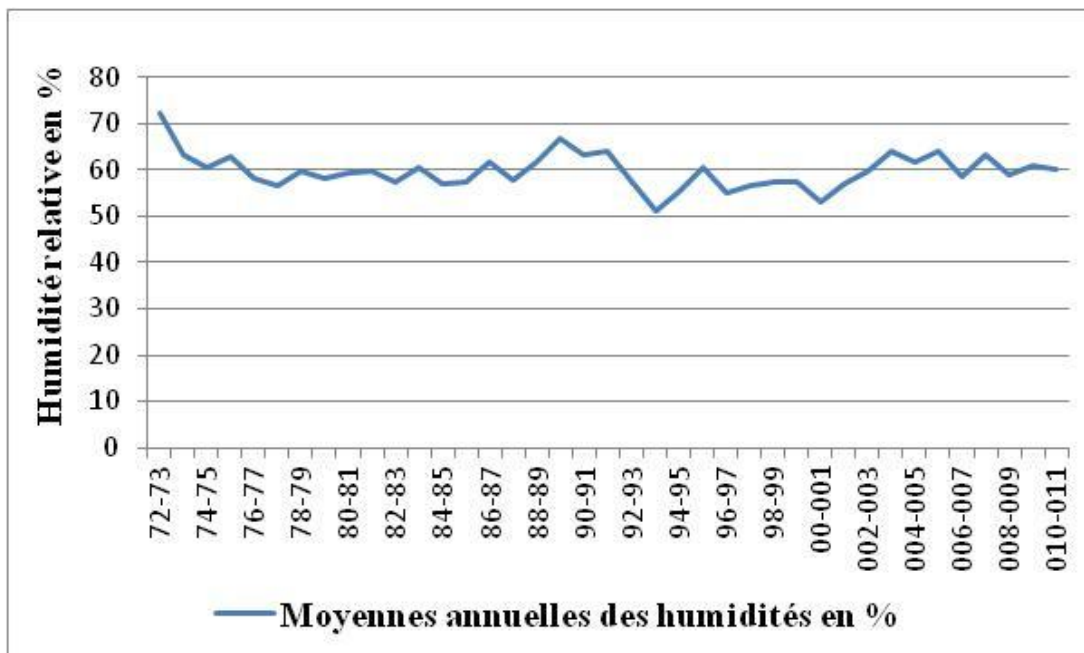


Figure 32 Variation de l'humidité moyenne annuelle
(Station de Tébesa, période 1972/1973-2011/2012)

3.3.4. Type de climat:

C'est l'état du climat qui permet d'évaluer le phénomène de désagrégation, d'érosion et d'altération chimique, et par conséquent de l'instabilité des sols dans la région. Cet état est exprimé par l'indice d'aridité de E. Mortonne d'où la formule :

$$I = P / T + 10$$

I : indice d'aridité ;

P : précipitation moyenne annuelle ;

T : température moyenne annuelle en °C.

Les intervalles d'indice d'aridité donnés par E. Mortonne donnent le type de climat de la région considérée :

I = 5.....	climat hyper aride
5 < I < 7.5.....	climat désertique
7.5 < I < 10.....	climat steppique
10 < I < 20.....	climat semi-aride
20 < I < 30.....	climat tempéré

Pour le cas d'El Kouif où P = 373.59 mm ; T = 15.63°C et I = 14.57 mm ; le calcul de l'indice d'aridité a donné une valeur de I = 14.57. La classification ci-dessus, montre que la région d'étude est caractérisée par un climat de type semi aride. Le climat semi aride est connue par d'importantes variations et déficits saisonniers d'humidité, c'est pour cela qu'à l'échelle mondiale (**Figure 33**), les régions caractérisées par ce type de climat présentent des phénomènes de gonflement et de retrait de certains sols argileux (Mouroux et al., 1988 ; Bendor et al., 1994 cité par Aréga, 2012).

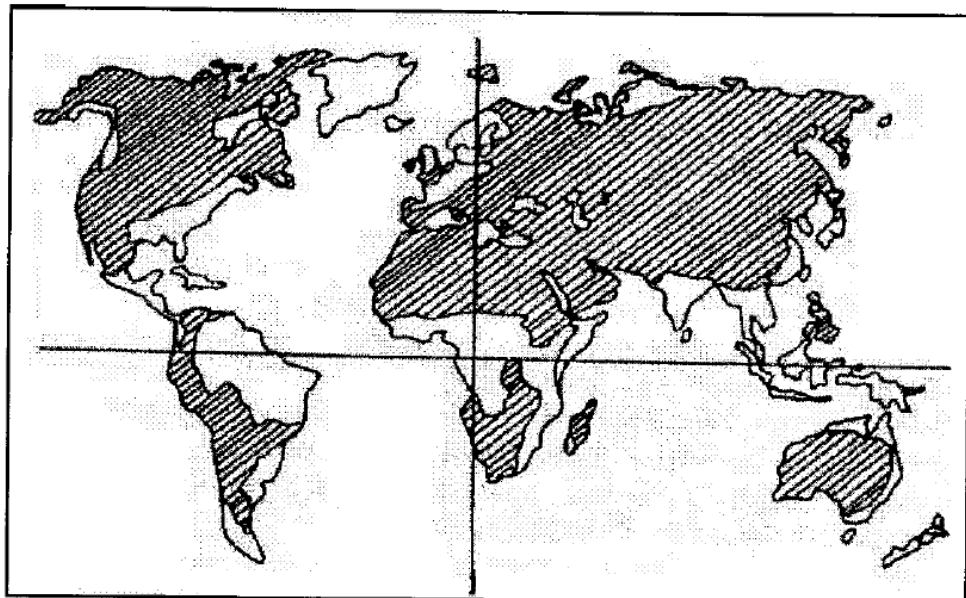


Figure 33 Zone de déficit d'humidité, annuelle ou saisonnier. (Mouroux et al., 1988)

3.3.5. Diagramme pluviothermique :

La confrontation entre les valeurs des précipitations et celles des températures suivant le diagramme pluviothermique a permis de montrer que la période sèche s'étale du mois de Mai jusqu'au mois d'Octobre. Cependant les mois restant, représentent la période humide et qui débute normalement au mois de Novembre et se termine au mois d'Avril (**Figure 34**). Il est clair donc que l'année hydrologique de la région est subdivisée en deux saisons presque égales, qui s'alternent périodiquement, ceci est bien une caractéristique du climat semi aride dont fait partie notre région d'étude. Pour ces régions, l'alternance de ces périodes (humide et sèche) permet aux sols argileux de prendre bien le temps pour le retrait et par conséquent la diminution de volume, et pour la réhumidification et par conséquent l'augmentation de volume (Derriche et Kbaïli, 1998 ; Bendadouche et Kadri, 2002 ; Arega, 2012).

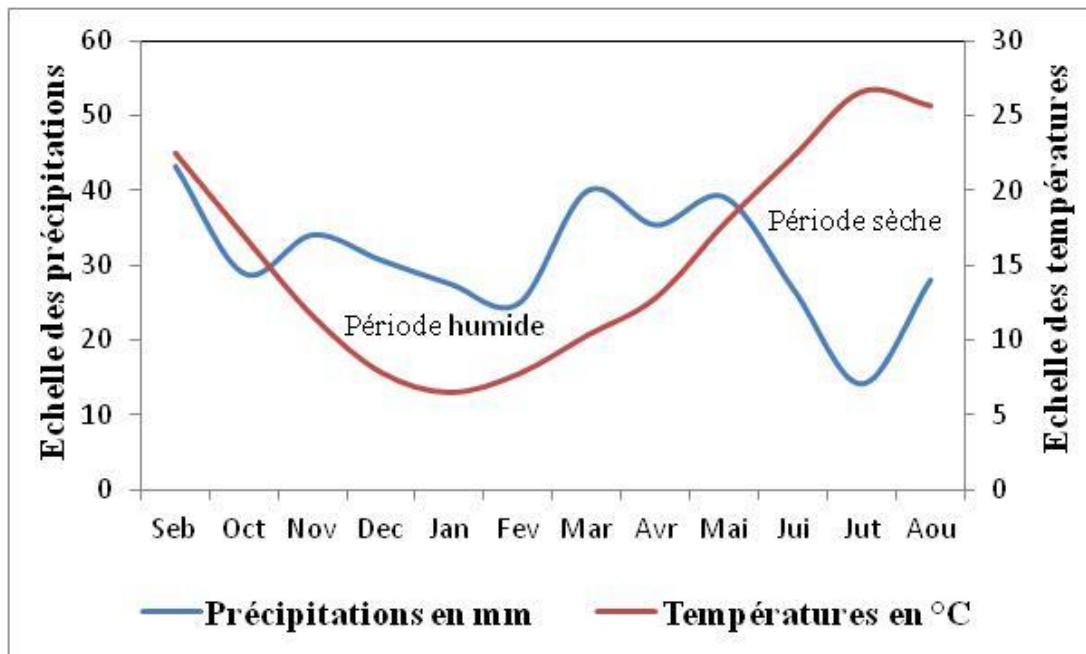


Figure 34 Diagramme pluviothermique
(Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)

3.3.6. Répartition des précipitations:

L'estimation de la répartition des précipitations (P) sur les termes : évapotranspiration réelle (ETR), ruissellement (R) et infiltration (I) peut être faite à partir du bilan hydrologique. On se référant au bilan déjà calculé de la région de Tébessa, pour estimer le ruissellement, l'infiltration et l'évapotranspiration :

a) Infiltration :

L'infiltration est un phénomène qui se fait en présence de l'humidification du sol. Dans la quasi-totalité des pays où il pleut, le sous-sol renferme en temps normal de l'eau. Un profil habituel de la quantité d'eau contenue en fonction de la cote, se présente de la façon suivante (**Figure 35**):

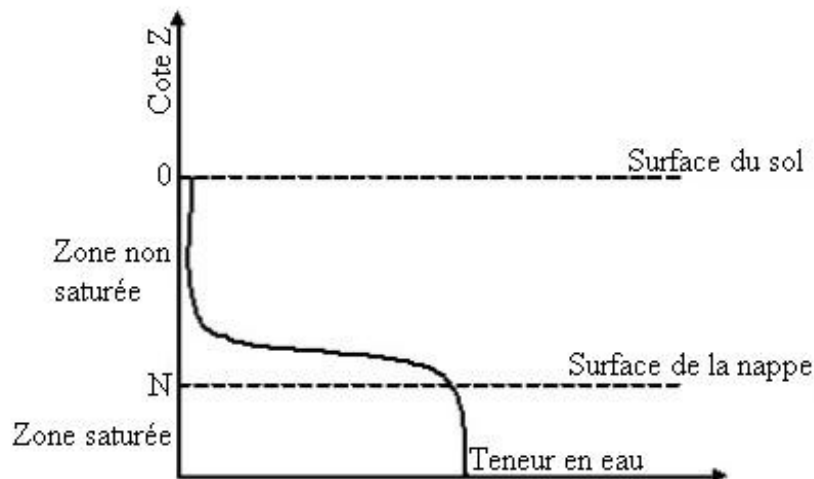


Figure 35 Profil habituel d'humidité du sol (G. de Marssily, 1980)

Cette quantité d'eau (teneur en eau) est fonction de la porosité et de la perméabilité du sol. En dessous d'une certaine cote N, la teneur en eau n'augmente plus avec la profondeur, tous les vides du sol contiennent de l'eau, on dit donc qu'il est saturé. Cette eau appartient donc à la nappe phréatique. En revanche au-dessus de la cote N, les vides du sol contiennent simultanément de l'eau et de l'air : il s'agit du sol non saturé. L'eau est soumise aux forces de gravité dans la zone saturée (nappe), en plus des forces de capillarité dans la zone non saturée et qui sont dans ce cas supérieures aux forces de gravité. Lorsque l'inverse se produit, l'infiltration aura lieu, ceci s'explique comme suit :

L'eau qui tombe à la surface du sol commence par humidifier la surface du sol (quelques centimètres). Quand la teneur en eau dépasse une valeur limite (capacité de rétention spécifique), il se produit un écoulement vertical de l'eau vers le bas en humidifiant une zone plus profonde du sol. Si la pluie se poursuit suffisamment longtemps, l'humidification sera de plus en plus importante, et entraînera une infiltration c'est à dire une arrivée d'eau à la nappe (**Figure 36**). Mais ce phénomène est très lent : suivant la profondeur de la nappe sous le sol et la perméabilité de celui-ci, l'arrivée d'eau à la nappe peut se produire dans la semaine qui suit la pluie, dans le mois ou même dans les six mois (G. de Marssily, 1980).

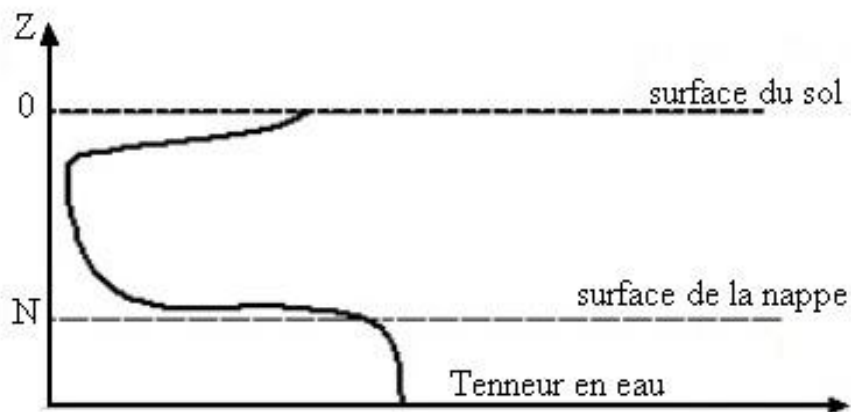


Figure 36 Profil d'infiltration (G. de Marssily, 1980)

b) Ruissellement :

Si l'intensité de la pluie est forte, le sol ne peut absorber l'apport d'eau, après un certain temps (très court), la tranche supérieure du sol est saturée sur une faible épaisseur, l'humidification ne se propage pas assez vite pour absorber toute l'eau qui tombe. Donc, il se forme un excès d'eau en surface. Cette pellicule d'eau de surface peut alors circuler sur le sol, c'est ce qu'on appelle le ruissellement (**Figure 37**).

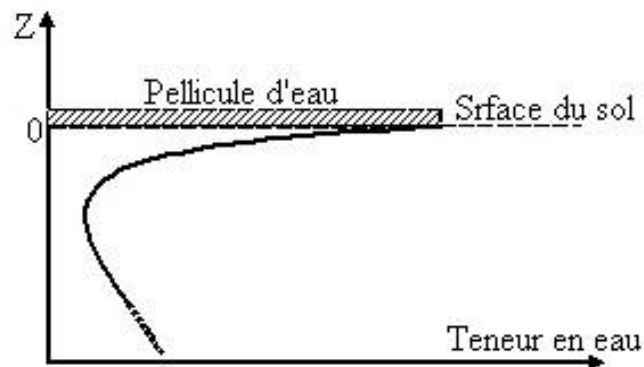


Figure 37. Profil de ruissellement (G. de Marssily, 1980)

Le bilan de la région d'El Kouif (Tébessa) a été élaboré sur une période de 39 ans (1972/1973 à 2010/2011). D'après ce bilan (**Tableau A.5, en annexes**), on a estimé le taux de ruissellement ainsi que celui de l'infiltration, et on a pu constater que le taux de ruissellement est supérieur au taux d'infiltration :

$$R = \frac{P^3}{3(ETP)^2}$$

$$I = EX - R \text{ ou bien } I = P - (ETR + R)$$

Avec

P : Pluviométrie (Précipitation) annuelle = 373.59 mm,

ETP : Evapotranspiration potentielle annuelle = 843.46 mm,

Ex : Excédent d'écoulement = 26.79 mm,

ETR : Evapotranspiration réelle = 346.80 mm,

Pour le cas d'étude :,

R : Ruissellement = 24.43 mm et I : infiltration = 2.36 mm.

On remarque alors que : le ruissellement représente 6.54 % des précipitations et l'infiltration ne représente que 0.63 % des précipitations. Malgré que le taux d'infiltration ne soit pas très élevé, il peut ne pas trop participer à l'alimentation des eaux souterraines, mais son rôle dans la réhumidification des sols est significatif surtout en période humide.

3.4. Résumé récapitulatif :

L'établissement du bilan hydrique de la région d'étude pour une série de données de température et de précipitation de 39 ans (1972-2011) a donné les résultats suivants :

- Précipitation moyenne mensuelle de l'ordre de **373.59**mm
- La température moyenne annuelle est de **15.63°** C
- L'évapotranspiration réelle est de l'ordre de **346.8**mm
- L'infiltration a donné une valeur de **2.36** mm ceci à l'égard des ruissellements qui ont donné une valeur de **R =24.43** mm, ce qui explique bien la nature imperméable du sol de la région d'étude mais ça n'exclut pas l'arrivée des eaux aux sols de fondation par suite à travers les calcaires fissurés juxtaposant ces sols.
- Le climat d'El kouif est typiquement semi-aride de type continentale à Hiver froid et à Été chaud cet écart de température influe sur la sécheresse du sol. Les sols fins appartenant à ce type de climat sont affectés à l'échelle mondiale par le phénomène de retrait-gonflement.
- L'intervalle de la période sèche dans la zone d'étude selon le diagramme pluviométrique s'étend du mois de Mai jusqu'au mois d'Octobre tandis que celui de la période humide s'étend du mois de Novembre jusqu'à la fin du mois d'Avril. L'alternance de deux périodes égales (sèche et humide) joue un grand rôle très important dans le retrait et le gonflement des sols d'El kouif, en effet, comme c'est déjà mentionné, ce phénomène est reconnu à travers le monde dans ce type de climat.
- Les caractéristiques hydrologiques d'El kouif complétées par la nature marneuse des sols favorisent et accentuent le phénomène de retrait-gonflement.

4. Aperçu sur l'hydrogéologie de la région :

4. 1. Inventaire des forages :

Pour s'assurer de l'existence ou l'absence d'un aquifère, qui peut avoir une liaison directe avec les désordres qui ont touchés notre terrain d'étude, un aperçu hydrogéologique était nécessaire. L'étude hydrogéologique régionale se résume à l'examen des forages exécutés par le service d'hydraulique de la wilaya de Tébessa.

On remarque d'après les forages les plus proches de la région que la capacité aquifère superficielle est très faible. Ceci confirme nos constatations faites précédemment (partie géologie régionale)

On se référant au forage EK1, qui se situe à Ain el Bey (**Figure en annexe A 6**), nous constatons que les eaux peuvent être emmagasinées dans les deux premières couches jusqu'à 19 m de profondeur. Par contre pour le cas du forage 13 d'El Kouif, qui se situe au centre de la ville (**Figure en annexe A 7**), nous remarquons l'inexistence de nappes superficielles, mais d'après nos constatations faites pendant les sorties sur terrains, des poches d'eau peuvent y être existés dans des sites bien définies, tel que :

- L'école C.E.M. base 05, la où l'eau jaillissait dans quelque point et détériorer au niveau de la cour en Mars 2012. De même pendant l'étude du sol faite en 2004/2005 pour le diagnostique du problème, la présence de l'eau a été détecté dans les sondages à quelque mètres de la surface (**Tableau 7**)

Tableau 7. Niveau d'eau dans les sondages réalisé sur le site porteur de l'école CEM (LTPE, 2005)

Sondage	01	02	03	04	05	06	07	08	Date de
Niveau d'eau	4.5	0.30	2.30	4.00	5.00	3.00	-	-	19/10/2004
//	4.5	3.00	-	4.00	-	4.20	-	-	06/11/2004
//	4.40	3.10	-	5.40	-	4.34	-	-	16/11/2004
//	4.40	-	-	-	-	-	1.75	3.40	30/05/2005

Le tableau ci-dessus montre le niveau d'eau sur le site.

Ces sondages ont été équipés par des piézomètres mais malheureusement leur suivit a été interrompu.

- Les 180 logements se situe sur des tufs calcaires reposés sur les marnes. Les tufs sont perméables et donc peuvent ou bien emmagasiner de l'eau ou bien être le siège de circulation d'eau. D'une manière générale ces tufs peuvent donner l'occasion aux marnes sous jacentes d'être imbibées d'eau par suintement.

- Les 61 logements, 40 logements et les 18 logements, les fondations de ces trois citée sont reposées directement sur les marnes du Paléocène don l'épaisseur est très grande, mais ça

n'empêche pas l'imbibition des sols de fondation par les eaux de suintement à partir des calcaires du maestrichtien surmontant les marnes

Les remblais déposés lors de l'exploitation du phosphate peuvent aussi être le siège d'accumulation d'eau sous forme de poches locales. La majorité des nouvelles constructions sont implanté, où bien tous prés ou bien sur ces remblais à noté par exemple l'école CEM et les 50 logements.

Conclusion :

Les fondations dans la région d'El Kouif sont du type superficiel ; c'est la raison essentielle que ces fondations seront toujours en relation directe avec les eaux superficielle.

L'absence des nappes aquifères dans cette région et surtout dans la zone qui entoure le terrain d'étude est relié directement à la grande puissance des marnes rencontrées.

Toutefois l'existence des eaux sous les blocs peut avoir plusieurs sources :

- Elle peut être relié au suintement à partir des calcaires du Maestrichtien et les tufs surmontant les marnes. Les eaux de suintement arrivent sous les blocs via les fissures. Ces eaux influent directement sur le changement de la teneur en eau dans les marnes et donc sur les propriétés physiques et mécaniques du sol en question.

- La création de poche d'eau peut être due à la mise en place de remblais marneux sous la fondation de certaines constructions (telle que l'école CEM) et ceci en juxtaposant avec une couche de T.V.O. (tous venant de l'oued) qui emmagasine de l'eau. La marne peut être imbibée par capillarité à partir du T.V.O.

On remarque donc que les sols de fondations dans la région d'étude, ont toujours eu l'occasion d'être exposés aux variations d'humidité et donc aux changements de leur teneur en eau.

1. Introduction :

Identifier les sols expansifs, qualifier leur potentiel de gonflement et de retrait est une préoccupation fondamentale pour l'investigation géotechnique des sites. Les sols peuvent présenter un changement considérable de volume dû à la variation de leur teneur en eau : gonflement et retrait. Ce phénomène peut provoquer d'énormes risques pour les infrastructures et en particulier, les constructions légères implantées sur pareils sols. Les risques causés par les sols gonflants à travers le monde, sont plus élevés que ceux causés par d'autres risques naturels (Jones et Holz, 1973 ; Chen, 1988 ; Nelson et Miller, 1992). C'est à partir de ces principales causes qui sont le gonflement et retrait, que les sols peuvent être considérés comme des risques potentiels.

La pratique géotechnique traditionnelle pour caractériser les sols à l'image des sols gonflants (expansifs) demande un échantillonnage dense et délicat. Ce procédé est couteux et nécessite beaucoup de temps pour les prélèvements. Cependant, même si l'échantillonnage est dense, il est impossible d'avoir une représentation continue et homogène dans l'espace de tout le sol, pour un terrain considéré. Ces contraintes obligent les ingénieurs spécialistes, à avoir à partir d'un nombre limité d'échantillons, une interprétation la plus représentative possible pour la totalité du terrain porteur du projet.

Actuellement et dans la majorité des cas, la présence des sols gonflants se passe d'une manière inaperçu et par conséquent leurs caractéristiques de gonflement seront mal ou bien sous estimés. Généralement, si le budget offert pour l'étude de sol est limité, les résultats obtenus comprennent certainement beaucoup d'incertitudes. A cet effet, il est très important de bien adapter les meilleurs techniques effectifs pour mieux exploiter les différents résultats existant pour un site donné. Ces techniques et méthodes utilisées pour la classification des sols et le traitement des résultats, minimiseront certainement les erreurs et les incertitudes qui résultent au moment de la réalisation des essais. Plusieurs investigations et approches ont été menées par divers auteurs et experts dans ce domaine (Altemeyer, 1955 ; Seed et al., 1962 ; Ranganatham et Satyanarayana, 1965 ; Dakshanamurthy et Raman, 1973 ; Karathanasis et Hajek, 1985 ; chen, 1988 ; Yilmaz, 2006 ; Yukselen et Kaya, 2008 ; Türköz et Tosun, 2011).

Dans cette étude, différentes méthodes ont été appliquées. Ces méthodes avaient pour but la caractérisation des sols vis-à-vis de leur expansion et ses conséquences sur les infrastructures projetés dans la région d'étude. Dans notre cas d'étude, support pour cette classification des sols concernés s'appuiera, principalement sur, la détermination des propriétés géotechniques et chimique des sols considérés. Les résultats de ces classifications seront utilisés pour des techniques d'analyse statistiques. Ces dernières peuvent constituer une importante issue pour une meilleure compréhension et prévision du comportement mécanique des sols. Dans le cadre d'une prévision efficace et rapide des caractéristiques de gonflement des sols typiques à la région, une analyse exploratoire des résultats obtenus a été envisagée. Cette analyse sera exprimée sous forme d'un modèle empirique (**voir chapitre 5**).

2. Matériel et méthodes :

Comme toutes études géotechniques, les sols étudiés sont récupérés à partir de sondages carottés, exécutés dans les différents sites de la zone d'étude. Ces sondages réalisés dans la zone d'étude atteignaient des profondeurs allant de 6 à 17m. D'autres échantillons ont été récupérés à partir des fouilles pendant l'ouverture de ces dernières. Une synthèse des divers sondages représentatifs de la région d'étude est illustrée selon (Figure 38 et figure 39). Les matériaux récupérés sont décrits selon leur succession ascendante :

-Des argiles friables et des marnes feuilletées, de couleur verdâtre à grisâtre. D'après les études de Gy Durozoy en 1948 ainsi que de Bles et Fleury en 1970 dans la région, ces formations sont datées du Paléocène, dont l'épaisseur peut atteindre jusqu'à 14 m. Ces formations sont riches en gypse. Ailleurs, ces formations peuvent atteindre jusqu'à 150 à 200m d'épaisseur (Gy Durozoy, 1948) et (Bles et Fleury, 1970)

-Des tufs calcaires et sableux de couleurs blanchâtre à jaunâtre sont aussi présents. Ces tufs sont friables et perméables, dont l'épaisseur est presque de 5m.

-Des dépôts importants de remblais appartenant à l'ancienne mine de phosphate ainsi que l'ancienne usine d'extraction sont aussi présents. Ces remblais dont l'épaisseur dépasse 5m, se trouvent en état très altéré. Cette totale succession lithologique est illustrée selon la (Figure 39).

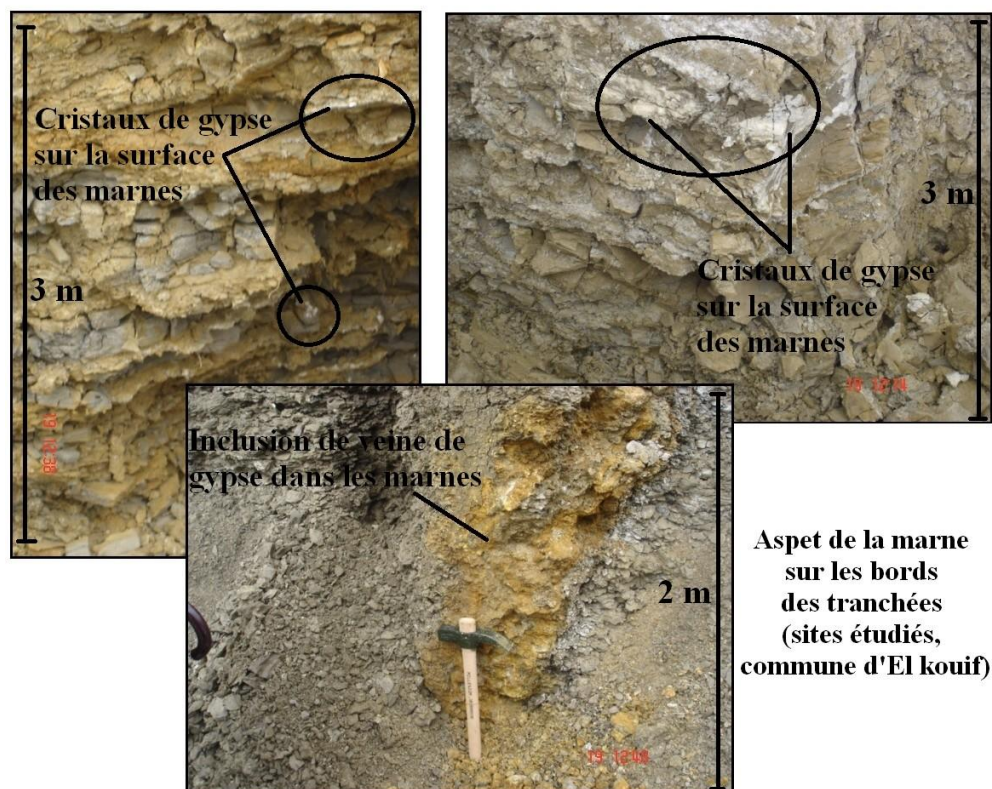
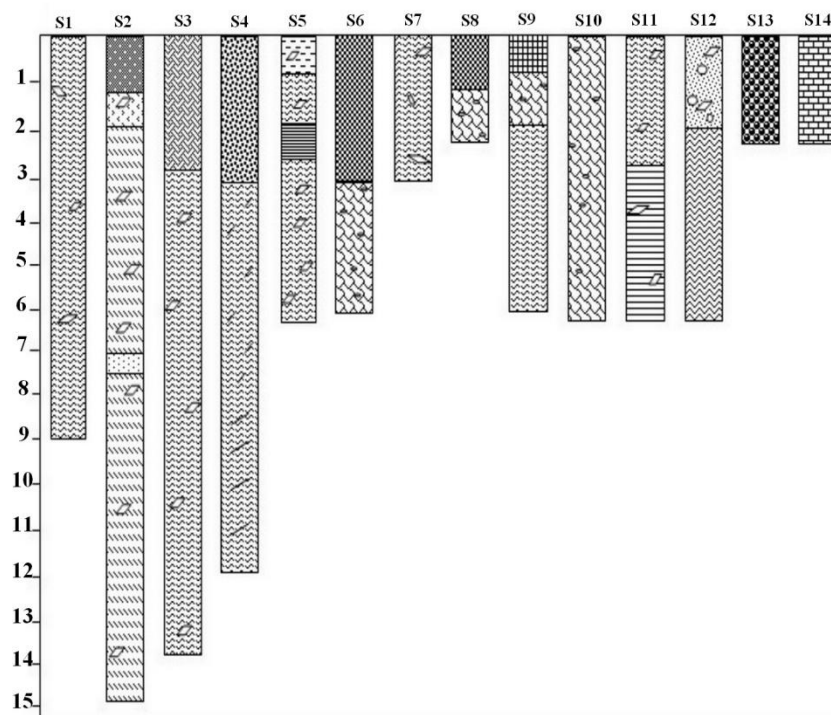


Figure 38 Photo montrant la marne avec présence de gypse dans les sites d'étude (Région d'El Kouif)



Légende

- | | |
|--|--|
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
- S1=sondage du site 1
 S2 et S3=sondages du site 3
 S4=sondage du site 4
 S5=sondage du site 5
 S6=sondage du site 6
 S7=sondage du site 7
 S8=sondage du site 8
 S9 et S10=sondage du site 9
 S11 et S12=sondages du site 2
 S13 et S14=sondages du site 10

Figure 39 Sondages représentatifs exécutés aux différents sites dans la région d'étude

2.1 Essais de laboratoire et caractérisation des propriétés des sols expansives :

Les données, utilisées dans cette étude, consistent en des résultats récents et antérieurs acquis à partir des études géotechniques menées dans la région. Certains de ces investigations ont été réalisées aux différents laboratoires des travaux public tels que : le laboratoire des travaux public de l'Est (LTPE, unité de Tébessa), laboratoire de l'habitat et de construction (LNHC, Unité d'Oum El Bouaghi). D'autres résultats complémentaires, mais aussi d'une grande nécessité, ont été obtenus à partir d'essais et analyse réalisés au niveau des laboratoires de l'université de Tébessa. Les essais et analyses réalisés couvrent la totalité des sites de la zone d'études (Région d El Kouif, Tebessa).

2.1.1. Aperçu sur les diverses caractéristiques à déterminer pour le cas d'étude :

Parmi ces paramètres pris en considération, et qui constituent la base des investigations géotechniques surtout pour des sols similaires à notre cas d'étude, on a :

- La détermination de la densité sèche γ_d ,
- Les limites d'Atterberg (limite de liquidité : LL ou bien WL, limite de plasticité : LP ou bien Wp et indice de plasticité : IP),
- La teneur en eau naturelle W_n ,
- La distribution granulométrique des particules des sols,
- L'essai au bleu de méthylène (VBM).

Tous ces essais ont été effectués à partir des sols remaniés. Quant aux essais de compressibilité, qui consistent en la détermination des caractéristiques œdométriques et la pression de gonflement libre, ils ont été réalisés sur des échantillons intacts. Le tout a été collecté dans la zone d'étude.

2.1.1.1. Densité sèche :

La densité sèche définie comme étant le poids volumique du sol en état sec : elle a été déterminée selon la norme française NF P 94-053. Pour rappel, il s'agit du rapport des grains solides secs par rapport au volume total de l'échantillon $\gamma_d = PS / Vt$ avec Ps = poids des grains solides et Vt = volume total.

2.1.1.2. Teneur en eau :

La teneur en eau est l'une des propriétés physiques les plus importantes, pour la détermination de la teneur en eau dans le cas d'étude. Selon les diverses références, elle se définit comme le rapport du poids de l'eau par rapport au poids des grains solides dans l'échantillon:

$W\% = (Pw/Ps) \times 100$, avec : Pw = poids de l'eau dans l'échantillon et Ps = poids des grains solides dans l'échantillon.

2.1.1.3. Limite d'Atterberg :

Les limites d'Atterberg ont été conduites selon la norme Française NF P 94-051, 1993. Selon la teneur en eau et la structure des grains constituant le sol, ce dernier se trouve dans la nature sous plusieurs états (Figure 40) (Costet et Sanglerat, 1981) :

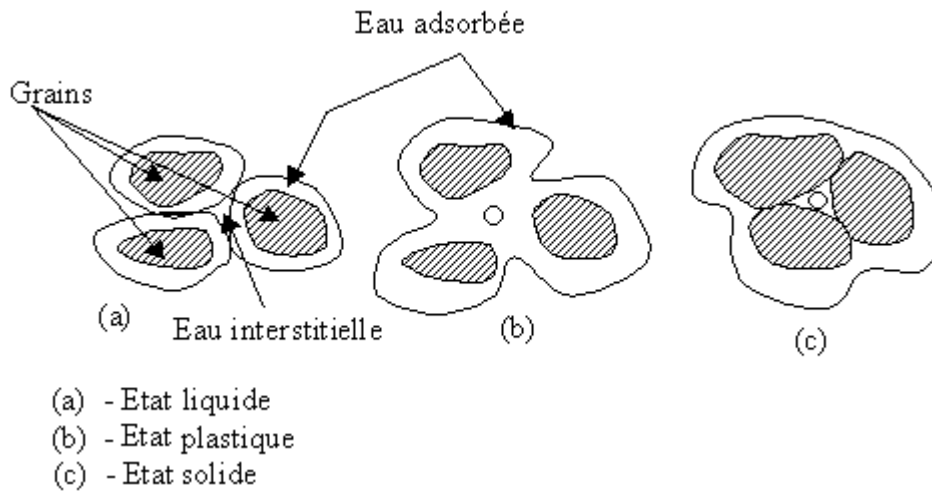


Figure 40 Schéma des différents états du sol (état liquide, plastique et solide) (D'après Costet et Sanglerat, 1981).

A partir de la relation eau solide on peut définir un état liquide, un état plastique et un état solide. On peut également définir l'état semi-solide qui est l'état transitoire entre le cas (b) et le cas (c) (Figure 40). Il est bien connu que ces limites entre ces différents états sont connues sous le nom de limites d'Atterberg (1911) et se référant aux caractéristiques physiques de ces sols surtout argileux (Costet et Sanglerat, 1981).

Ces limites peuvent être définies comme étant la teneur en eau (humidité) pour laquelle le sol passe d'un état à l'autre (Starzewski and Wilun, 1975). La figure 41 montre les différents états d'un sol argileux d'après la variation de la teneur en eau accumulée dans les pores :

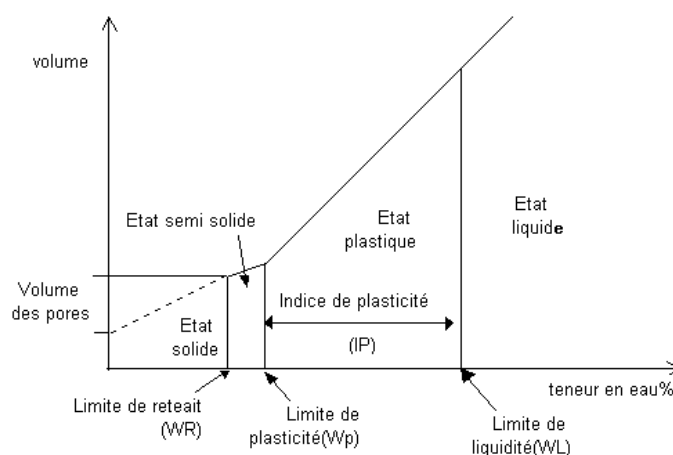


Figure 41 Limites d'Atterberg pour un sol argileux (D'après Fattohi et al. 1990).

Selon les divers travaux expérimentaux menés et connus les limites d'Atterberg sont fixées comme suit :

a) Limite de liquidité W_L :

C'est la plus petite quantité d'eau que peut contenir le sol pour être fluide. Dans ce cas le sol se déplace facilement sous l'effet d'une légère contrainte. Généralement, la limite W_L a été effectuée sur la fraction du sol passée au tamis à 4.25mm

b) Limite de plasticité W_p :

C'est le plus petit pourcentage d'humidité que peut contenir un sol cohésif pour avoir un comportement plastique. la limite de plasticité W_p a été déterminée par le test de rouleau, la pâte préparée du matériau est roulée jusqu'à atteindre 3 mm de diamètre, à la première fissuration apparente à ce diamètre, on mesure la teneur en eau qui est la limite de plasticité

c) Limite de retrait W_r :

C'est la quantité d'eau contenue dans le sol (argileux) lorsqu'il passe de l'état semi-solide à l'état solide. Actuellement ce paramètre n'est plus opérable au niveau des laboratoires vu la nécessité d'un matériel délicat et trop chère.

Le tableau 8 donne des limites de stabilité pour certains minéraux argileux : (Z.R.Fattohi et al., 1990).

Tableau 8. Limites d'Atterberg pour certains minéraux argileux : (Z.R.Fattohi et al., 1990)

Minéraux argileux	Limite de liquidité (W_L)	Limite de plasticité (W_p)	Limite de retrait (W_r)
Montmorillonite	140 – 710	60 – 98	9.3 – 14.7
Illite	79 – 120	45 – 60	14.7 – 17.5
Kaolinite	38 – 59	27 – 37	2.45 – 2.95

Selon le tableau et par comparaison aux autres minéraux argileux, on peut constater donc que, la montmorillonite à un pouvoir d'absorption d'eau élevé correspondant à un gonflement supérieur à celui d'une kaolinite ou une illite. Ce ci peut être expliqué surtout par la structure du minéral et sa surface d'exposition responsable du pouvoir d'absorption (Bultel, 2001 ; Cuisinier, 2002 ; Achi, 2015).

d) Impact des limites d'Atterberg sur les propriétés de sol :

On se basant sur la quantité d'eau (humidité) contenu dans le sol, on peut conclure que, plus la teneur en eau dans le sol, augmente plus la cohésion diminue et le sol se comporte comme un liquide. Ces limites d'Atterberg sont aussi fonction du type de minéralogie constituant le sol et surtout la fraction fine et spécialement la fraction argileuse. Ces caractéristiques sont liées aux phénomènes du pouvoir d'absorption et

d'adsorption responsables du retrait et gonflement d'un sol (Skempton, 1953 in Costet et Sanglerat, 1981; Skempton, 1984 ; Bultel, 2001). Support pour pareil état est bien défini par (Z.R.Fattohi et al. 1990) qui donnent 2 types de sols dont le pouvoir d'absorption diffère. Le type de sol dont l'habilité d'absorption est réduite sera plus apte à passer à un état liquide rapide par rapport à celui dont l'habilité d'absorption est élevée (Z.R.Fattohi et al., 1990) .

e) Indice de plasticité :

Les limites d'Atterberg sont aussi utilisées dans le calcul d'autres paramètres ayant une relation importante pour la classification des sols (K.Starzewski and Z.Wilun, 1975 ; Z.R.Fattohi et al., 1990 ; J.Costet et G.Sanglerat, 1981). Parmi ces paramètres on a l'indice de plasticité. Cet indice est défini comme étant la différence entre Wl et Wp obtenu a partir de : $I_p = Wl - Wp$

L'indice de plasticité est considéré comme l'intervalle de la teneur en eau dans lequel le sol reste dans l'état plastique (comportement plastique). Plus cette différence est grande, plus le sol est plastique.

2.1.1.4. Granulométrie :

La détermination de la granulométrie constitue un facteur très important pour la stabilité des sols. La stabilité est beaucoup plus grande pour les sols à granulométrie élevée avec une perméabilité généralement correspondante élevée par rapport à un sol a granulométrie fine (Z.R.Fattohi et al. 1990, Benzagouta, 1991). Dans notre cas d'étude, l'investigation menée pour l'analyse granulométrique, a été réalisée conformément aux normes françaises (NF P 94-056 et NF P 94-057 : Cette approche a pour but l'obtention des courbes de distribution granulométrique des sols étudiés. Ces courbes réalisées, issues des techniques de mesure par tamisage, pour les grains de diamètre supérieur à 80 μm . La méthode de sédimentométrie a été appliquée pour les grains les plus fins. L'ensemble va permettre d'obtenir les différentes fractions surtout argileuses des sols étudiés (P.Antoine et D.Fabre, 1980 ; J.Costet et G.Sanglerat, 1981).

2.1.1.5. Essai au bleu de méthylène :

Comme défini, l'essai au bleu de méthylène, qui se déroule selon la norme Française NF P 94-068, permet d'évaluer la surface spécifique d'échange ou surface active, suivant la fraction utilisée, surtout pour l'essai d'un matériau argileux. Il s'agit d'une méthode complémentaire permettant l'évaluation du C.E.C (Capacité d'Echange Cationique) ainsi que la surface spécifique des sols argileux (SSP) : il s'agit de l'argilosité de l'échantillon (Hang et Brindley, 1970 ; Carter et Wilde, 1972 ; Verhoef, 1992 ; Kahr et Madsen, 1995 ; Bujdák et al, 1998 ; Santamarina et al., 2002 ; Yilmaz, 2006 ; Yeliz Yukselen et Abidin Kaya, 2008 ; Arega, 2012).

Pour un sol considéré, on examine, initialement, la surface des particules contenues dans sa fraction argileuse ($\leq 2\mu\text{m}$) pour pouvoir déterminer sa surface spécifique : Ce ci est basé sur la valeur de bleu de méthylène VBS (Valeur de bleu du sol). Cette dernière exprime globalement la quantité et la qualité (activité) de la fraction argileuse contenue dans ce sol. En pratique, on détermine la VBS sur la fraction 0/5mm. La valeur trouvée est rapportée à une autre fraction ($0/2\mu\text{m}$) par une règle de proportionnalité.

L'essai a donc pour objectif de mesurer la capacité d'adsorption du bleu de méthylène, c'est-à-dire la quantité de ce colorant nécessaire pour recouvrir d'une couche monoélémentaire les surfaces externes et interne de toutes les particules argileuses présentes dans 100 g de sol.

La VBS s'exprime en gramme de bleu pour 100 g de matériau. Pour les matériaux dont le diamètre maximal (D_{max}) est inférieur à 5 mm :
$$\text{VBS} = \frac{B}{m_0} \times 100$$

Avec :

m_0 = masse sèche de la prise d'essai ;

B = masse de bleu introduite (solution à 10 g/l)

Les valeurs connues pour les différents types des sols sont données au tableau 9 d'après la norme Française NF P 94-068. D'après la même norme, plus la VBS est élevée plus l'argile est active et donc la surface spécifique est grande ce qui reflète l'existence de la montmorillonite dans les sols. On peut aussi calculer l'activité des argiles A_{CB} à l'aide du VBS selon la formule suivante : $A_{CB} = \text{VBS}/C_2$ avec C_2 : teneur des particules de dimensions inférieures à $2\mu\text{m}$.

Tableau 9. Les valeurs VBS connues pour les différents types des sols (NF P 94-068)

Matériau	VBS
Sols sableux	0 à 0.2
Sols limoneux	0.2 à 2.5
Sols limoneux-argileux	2.5 à 6
Sols argileux	6 à 8
Sols très argileux	> à 8

2.1.1.6. Agressivité du sol (NF P 15-461 et NF P 18-011) :

Seuls certains essais ont pu être réalisés au niveau des laboratoires. Ces essais avaient pour but de déterminer des paramètres chimiques du sol. Ces paramètres permettront de classer les sols vis-à-vis de l'agressivité.

Il est connu que les sols contenant des sulfates présentent les mêmes risques d'agressivité que les eaux riches en sulfates, s'ils sont humides. L'agressivité dépend de l'eau contenue dans le sol (niveau de la nappe, variations saisonnières, courant, porosité du sol), de la quantité et de la nature des sulfates que renferme le sol. Le sulfate de calcium

(gypse : $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ et anhydrite : $CaSO_4$), peu soluble, est potentiellement moins dangereux que les sulfates de sodium Na_2SO_4 et de magnésium $MgSO_4$. Ces deux derniers sont très solubles.

Détermination des sulfates :

- L'essai peut être réalisé à la base de la norme BS 1377 Dec. 1990 (NF P 15-461), le taux de sulfate dans un sol est déterminé par la méthode gravimétrique selon laquelle on ajoute du chlorure de baryum à l'extrait acide de sol, puis on assèche et on pèse le précipité de sulfate de baryum.

- On calcul alors le taux à partir de la masse du matériau utilisé dans l'analyse et de la masse de sulfates de baryum précipités. On peut aussi procéder par extraction des sulfate par HCl à chaud ou bien par extraction à partir de l'eau chaude : rapport eau/sol=2/1 (NF P 18-011). Selon la norme française (P 18-011), les sols contenant des sulfates font partie des milieux agressifs. D'après la même norme, les sols sont qualifiés comme fortement agressifs, si le taux de sulfate SO_4^{2-} extrait du sol par l'eau dépasse 6700 mg/l (**Tableau 10**). Le taux des sulfates dans notre cas d'étude a été résumé (tableau 3.5).

Tableau 10. Degré d'agressivité des milieux sulfatés (NF P 18-011)

Milieu	Degré d'agressivité				
	Nullé	Faible	Modéré	Forte	Tirés forte
Eau stagnante mg/l	<200	200-600	600-3000	3000-6000	>6000
Eau renouvelable	<200	200-500	500-2000	2000-5000	>5000
Cas du sol mg/l		1200-2300	2300-3700	3700-6700	>6700

2.1.1.7. Essai de compressibilité à l'œdomètre (norme française XP P 94-090- 1) :

L'œdomètre étant le matériel le plus couramment utilisé par de nombreux chercheurs au laboratoire (Holz et Gibbs, 1956 ; Jenning et Knight, 1957 ; Lambe et Whitman, 1959, Guiras-Skandaji, 1996,...). L'essai de compressibilité à l'œdomètre permet de déterminer les caractéristiques œdométriques du sol nécessaires pour apprécier le degré de compressibilité de ce dernier. Les caractéristiques à déterminer sont : l'indice de gonflement et l'indice de compressibilité.

L'indice de décompression ou de gonflement C_g traduit l'importance de gonflement induit par un déchargement par rapport à un état de contrainte donné. Il est défini par la pente de la courbe $e = f(\sigma)$ obtenue en déchargement lors d'un essai œdométrique classique. Ce paramètre est comparé à l'indice de compression C_c .

Après la préparation de l'éprouvette, cette dernière est soumise à une série de paliers de chargement et de déchargement d'intensité constante. Il est demandé de mesurer pour chacun de ces chargements et déchargements la variation de hauteur ΔH de cette éprouvette au cours du temps. L'exploitation des résultats se fait à l'aide de la courbe

œdométriques $e = f(\sigma)$ qui permet de calculer les caractéristiques déjà citées (NF XP P 94-090- 1) (voir courbe en Annexe A6)

Avec e = indice des vide de l'échantillon et σ = contrainte appliquée)

2.1.1.8- Essai de gonflement à l'œdomètre (norme française XP P 94-091) :

Il existe de nombreuses méthodes de caractérisation du gonflement en laboratoire, reflétant la complexité du phénomène et la diversité des situations rencontrées. Les méthodes fréquemment utilisées sont, selon (Alonso et al., 1987) :

- La méthode de gonflement libre ;
- La méthode de gonflement sous charges constantes ;
- La méthode de gonflement à volume constant.

Ces essais peuvent être réalisés sur des échantillons intacts ou recompactés. Le choix de la méthode pour mesurer le gonflement dépend du problème posé et du but recherché (Mrad 2005). Ces méthodes sont plus détaillées au chapitre 2. Dans le cas de la région d'étude, la pression de gonflement résulte de la méthode de gonflement libre qui est la méthode adaptée au niveau des différents laboratoires des travaux publics dans la région.

Le principe consiste à effectuer l'essai sur un échantillon intact du sol qui doit être placé dans une enceinte cylindrique rigide (œdomètre), l'échantillon est après soumis à une faible pression correspondant au poids du piston et de la pierre poreuse, est laissée en contact avec de l'eau. Une fois le phénomène de gonflement stabilisé, l'échantillon quasi-saturé suit un chemin de chargement par paliers avec stabilisation des déformations (variation de hauteur) sous chaque palier. La pression de gonflement σ_g ou bien P_g correspond à la charge qu'il est nécessaire d'appliquer pour ramener le volume de l'échantillon à sa valeur initiale (NF XP P 94-091).

2.1.2- Détermination de l'activité des sols :

Comme connu, les limites d'Atterberg sont basées sur la quantité d'eau attirée vers les surfaces des grains. Cette quantité d'eau est influencée par le pourcentage des argiles, le type de ces argiles et leur surface spécifique (Seed et al, 1962 ; Skempton, 1984 ; Chen, 1988 ; Mitchell, 1993 ; Thomas et al., 2000). La présence des minéraux argileux actifs est la principale cause des caractéristiques intrinsèques du retrait/gonflement des sols. Le taux de gonflement et de retrait varie considérablement avec la fraction argileuse du sol et la composition minéralogique de celle-ci (Skempton, 1984 ; Pandian et Nagaraj, 1990 ; Ramana, 1993 ; Pascal et al., 2004 ; Seco et al., 2011). Dans le but d'évaluer le taux de gonflement d'un sol, l'activité des argiles est l'un des paramètres à calculer. Sur cette base, Skempton (1953) a étudié l'activité des argiles dont la définition est : $A = \frac{I_p}{j}$

avec I_p = indice de plasticité (%) et j = teneur en argile (%).

D'après Skempton : Si $A < 0.75 \Rightarrow$ argiles inactives
 $0.75 < A < 1.25 \Rightarrow$ argiles normales.
 $A > 1.25 \Rightarrow$ argiles active.

Comme référence à nos résultats minéralogiques, le tableau suivant indique l'activité de certains minéraux (J.Costet et G.Sanglerat, 1981 ; J.P.Magnan, 2000) :

Tableau 11. Activité de certains minéraux (J.Costet et G.Sanglerat, 1981 ; J.P.Magnan, 2000)

Type de minéral	Activité d'après	
	Skempton (1953)	Kezdi (1974)
Quartz	0	
Calcite		0.18
Kaolinite	de 0.33 à 0.46	0.46
Illite	0.90	0.90
Montmorillonte sodique (Na)	7.2	7.5
Montmorillonite calcique (Ca)		1.5

On remarque que l'activité argileuse est liée à la proportion des argiles et leur type contenus dans le sol étudié. Comme établis par divers auteurs (Skempton, 1953 ; Yong et Warkentin, 1975 ; Chen, 1988 ; Carter et Bentley, 1991), plus la fraction argileuse contenue dans le sol est en grande proportion et plus elle est active, et plus les valeurs de Wl , Wp et Ip sont élevées.

2.2. Résultats et discussion :

2.2.1. Classifications géotechniques des sols pour le cas d'étude :

Les résultats des différents essais réalisés aux laboratoires sont résumés sous forme de statistiques élémentaires qui donnent les valeurs extrêmes avec les écarts types (Tableau 12). Les valeurs de la teneur en eau naturelle sont relativement très élevées : elles varient entre 7.90% et 61.0% (Tableau 12). L'influence de la teneur en eau initiale sur le gonflement dépend à la fois, des caractéristiques du sol et des conditions de l'essai (Mrad, 2005). Pour l'essai à volume constant, les recherches ont montré que la pression de gonflement est indépendante de la teneur en eau initiale (Aboushook, 1984 ; Sridharan et al., 1986 ; Edil et Alanazy, 1992 ; Komine et Ogata, 1992 et 1994 ; Guiras-Skandaji, 1996). Par contre pour, des travaux où l'on a exécuté l'essai de gonflement libre ou sous différentes charges, les deux paramètres (potentiel de gonflement et pression de gonflement) varient avec la teneur en eau initiale des sols (Barden et al, 1969 ; Gromko, 1974 ; Karalis, 1977 ; El Sohby et Rabba, 1981 ; Sridharan et al., 1986 ; Edil et Alanazy,

1992 ; Komine et Ogata, 1994 ; Saiyouri, 1996 ; Guiras-Skandaji, 1996 ; Hachichi et Fleureau, 1999, Tripathy et al., 2002 ; Carof, 2002 ; Louafi et Bahhar , 2011 ; Djedid et Ouadah, 2009). Hachichi et Fleureau (1999), en traitant cinq échantillons intacts d'argiles provenant de plusieurs régions d'Algérie à différents teneurs en eau initiale, ont montré que le gonflement de ces sols diminue lorsque la teneur en eau augmente. D'après El Sohby et Rabba (1981), dès que la teneur en eau initiale augmente, l'affinité du sol à l'eau diminue entraînant une diminution de la capacité d'absorption du matériau considéré. Des résultats similaires ont été déduits par d'autres travaux sur des sols naturels et traités (Louafi et Bahhar , 2011 ; Djedid, A. 2009). De ce fait, les teneurs en eau initiale (naturelle) des sols étudiés sont dans l'ensemble élevées. Ce qui peut être la cause des valeurs moyennes et faibles de la pression de gonflement mesurée pour certains échantillons des sols étudiés (région d'El Kouif) (Tableau 12).

Les résultats de la limite de liquidité variant entre un minimum de 28.25% jusqu'à un maximum de 158.0%. Se référant à (Daksanamurthy and Raman, 1973 ; Türköz et Tosun, 2011...), ces valeurs indiquent que les sols ont un comportement de gonflement très élevé. Selon (Skempton, 1948 ; Kezdi, 1974 ; Magnan, 2000...) des valeurs élevées de l'indice de plasticité peuvent indiquer que les sols sont très actifs, comme ils peuvent contenir un taux élevé d'argile de type montmorillonite. En effet, les résultats obtenus, pour le cas des sols étudiés, sont dans l'ensemble très élevés. La moyenne de l'indice de plasticité est de 39.93%, et le maximum est de 89.0%. D'après les travaux de Skempton (1953), le taux d'activité (A) des sols correspondant à la région d'étude reste élevé à très élevé. On remarque que A est compris entre 0.42 et 10.6, et que la moyenne est égale à 3.25. Ce ci peut indiquer que la tranche de sol où il y'a des changements considérable d'humidité est importante. De ce fait, en examinant la répartition de l'indice de plasticité tout au long des différents sondages dans la région d'étude, on remarque une grande variation de cet indice (IP) le long de la totalité de la profondeur investiguée, et ce pour la majorité des échantillons examinés. Cette variabilité est marquée par des valeurs élevées (Figure 42). Nous que la profondeur d'investigation, à été subdivisée en deux tranches : la 1^{ère} est de 0m à 3m (profondeur y compris la tranche superficielle de sol constituant la terre végétale). La 2^{ème} est de 3m à 15m comprenant la profondeur d'encastrement des fondations (Figure 42).

D'autre part, l'intervalle de variation de la densité sèche est marqué entre les valeurs 0.98 t/m³ à 1.90 t/m³ avec une moyenne de 1.41 t/m³ (Tableau 12). Pareils valeurs reflètent généralement un état de densité moyenne à élevée des sols (Nowamooz, 2007). La densité sèche des sols et sa variation peut être considérée comme une caractéristique physique importante pour la prévision du potentiel de gonflement ainsi que la pression de gonflement (David et Komormik , 1969, Vijayvergia et Ghazzaly, 1973). La densité sèche est aussi l'une des caractéristiques du sol ayant son influence sur les paramètres de gonflement du sol. De nombreux résultats confirment cette influence. En prenant en considération la densité sèche du sol, les travaux de Nowamooz (2007) et d'El Sohby (1981) sur des sols naturels et traités, ont montré que le sol le plus dense exhibe le gonflement le plus élevé. Pour l'étude du comportement hydromécanique des sols non saturés, Vilar (1995) dans son étude sur un sol plastique (IP = 35%) gonflant faiblement

soumis à des cycles de séchage-humidification déduit que ce sol manifeste un effondrement pendant le premier séchage et puis un gonflement à la phase d'humidification. Ce gonflement peut être expliqué par l'augmentation de la densité sèche causée par l'effondrement pendant le séchage (Alshihabi, 2002).

Tableau 12. Statistique élémentaire représentant un résumé des caractéristiques géotechniques des sols étudiés (Région d'El Kouif)

Variable	N actifs	Moyenne	Minimum	Maximum	Ecat-type
Wn (%)	79	29.53	7.900	61.0	11.17
Sr (%)	59	85.84	44.1400	103.1	12.91
γ_d (t/m ³)	62	1.41	0.980	1.9	0.21
Wl (%)	83	77.93	28.250	158.0	22.85
Ip (%)	85	39.93	8.000	89.0	15.98
2mm (%)	72	87.81	9.610	100.0	19.54
0.08mm (%)	87	75.54	6.470	99.9	27.46
0.2mm (%)	45	38.82	7.000	92.0	25.40
2 μ (%)	45	19.08	4.000	90.0	18.60
A	42	3.25	0.420	10.6	2.47
VB	18	6.35	0.650	13.6	4.30
Anhydrite (%)	6	3.60	0.100	7.1	3.13
Gypse (%)	35	17.25	0.360	60.4	16.95
Sulfate	28	53796.83	2007.648	209185.8	57334.84
CaCO ₃ (%)	44	42.57	12.000	85.7	21.77
Pc (bar)	32	2.97	0.580	6.5	2.05
Ct	32	0.23	0.017	0.6	0.19
Cg	32	0.09	0.001	0.3	0.09
Pg (bar)	15	1.50	0.106	5.1	1.23

Avec:

Wn= Teneur en eau; Sr=Degré de saturation; γ_d = Densité sèche; Wl= Limite de liquidité; Ip= Indice de plasticité; 2mm and 0.08mm= Analyse granulométrique; 2 μ = Fraction argileuse; A=Activité du sol; VB=Valeur de bleu de methylene; Anhydrite, gypse et sulfate= Pourcentage des différents sulfates (analyse chimique des sols); CaCO₃= pourcentage du carbonate de calcium ; (Pc= Pression de consolidation, Ct=CI= Indice compressibilité, Cg= Indice de pression = résultats de l'essai de compressibilité à l'œdomètre; Pg=Pression de gonflement.

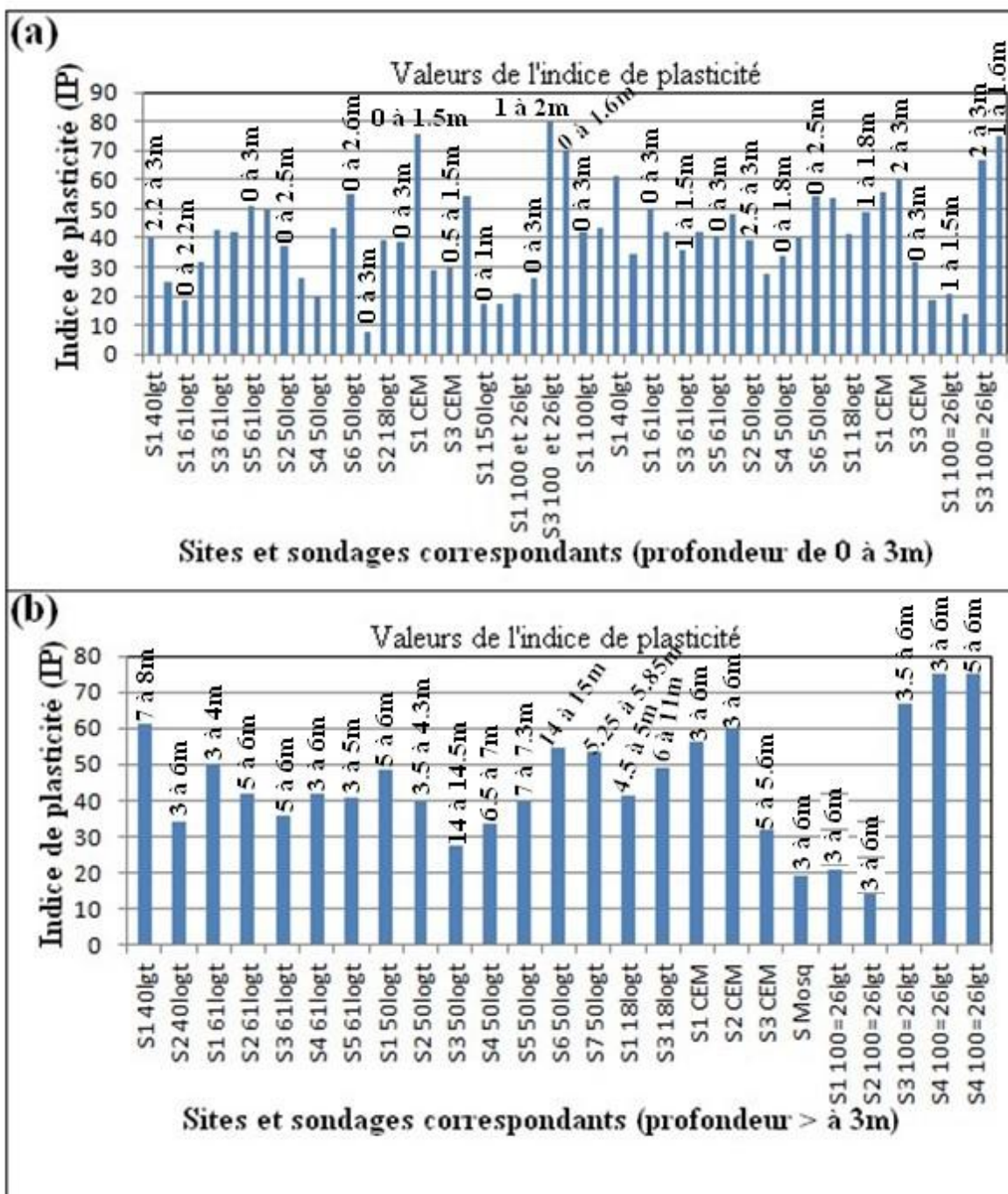


Figure 42 Variation de l'indice de plasticité des différents échantillons du sol étudiés (région d'El Kouif).

D'après (Komine et Ogata, 1994 ; Rao et al., 2004), la pression de gonflement croît d'une manière exponentielle alors que le taux de gonflement croît d'une manière linéaire en fonction de la densité sèche initiale.

Ces auteurs attribuent cette variation au fait que, dans un sol expansif dense, se trouve un nombre plus important de particules argileuses susceptibles de gonfler. Diminuer la densité voudra dire réduire ce nombre de particules qui gonflent et parallèlement augmenter le nombre de vides, et dans ce cas, on peut envisager la possibilité d'encaissement d'une partie du gonflement par ces vides.

Selon le graphe (Figure 43) et (Tableau 12), la granulométrie des différents échantillons montre que les sols sont dans leur totalité des sols fins, avec la présence d'un grand pourcentage appartenant aux sables fins, silts et argiles. Ces résultats représentent la fraction passant aux tamis à 0.02mm avec une moyenne de 92%. La fraction fine (argileuse) de diamètre inférieur à 2 μ m constitue le plus grand pourcentage dans les sols (Tableau 12). Cette dernière fraction est comprise entre 4% et 90% avec une moyenne de 19.08%. Ces valeurs indiquent que la majorité des échantillons contient une forte quantité d'argile dont les valeurs de plasticité sont très élevées. D'après Carter et Bentley (1991), la fraction fine des sols est constituée souvent de minéraux argileux et ces derniers sont caractérisés par une grande surface spécifique ainsi qu'une affinité élevée à l'eau (Ross, 1978 ; Yong et Warkentin, 1975 ; Chen, 1988 ; Kariuki et Van der Meer, 2004 ; Vaught et al., 2006). Ainsi la fraction fine influence considérablement les caractéristiques physicochimiques des sols (Chen, 1988). Elle peut être responsable du phénomène d'absorption, d'adsorption menant vers le processus de retrait/ gonflement (Carter et Bentley, 1991 ; Chen, 1988 ; Kariuki et Van der Meer, 2004). Donc une courbe granulométrique permet d'estimer la fraction argileuse par rapport à la fraction sableuse et silteuse, car la fraction argileuse est autant importante que les limites d'Atterberg dans le cas d'estimation du potentiel de gonflement. Dans la littérature plusieurs travaux ont montré de fortes corrélations entre la fraction fine et les caractéristiques de gonflement surtout le potentiel de gonflement des sols (Holtz, 1959 ; Seed et al, 1962 ; McCormack et Wilding, 1975). Pour sa part, Fekerte Arega (2012), dans sa recherche sur les sols expansifs, a montré une forte liaison entre la fraction fine et l'indice de gonflement. Dans le cas d'étude il a été constaté que la fraction argileuse est relativement dominante (Tableau 12), pareil résultat accentue l'effet de gonflement (Tableau 12 et Figure 43). De la sorte, la présence relative de la fraction sableuse et silteuse dans les matériaux considérés ne peut amortir ou régulariser le processus ou l'ampleur d'expansion et de rétrécissement ou dessiccation en présence ou en absence d'eau (Carter et Bentley, 1991 ; Chen, 1988 ; McCormack et Wilding, 1975 ; Seed et al., 1962 ; Vaught et al., 2006, Wan et al., 2002 ; Fekerte Arega Yitagesu, 2012) surtout que les sols étudiés appartenant au domaine semi aride (Voir figure 34, chapitre 2). D'après le diagramme (Figure 34), l'alternance de périodes humide et sèche, étalée chacune sur six mois de l'année, a joué un rôle déterminant dans l'accentuation du phénomène cyclique de retrait/gonflement pour le cas d'étude. On peut déduire que plus la fraction argileuse et son type contenue dans le sol est grande, plus son comportement au retrait/gonflement est grand. Ceci est dû à l'augmentation de la surface spécifique et par conséquent l'affinité du sol à l'adsorption

d'eau (Seed et al., 1962 ; Perloff and Baron, 1976 ; Skempton, 1984 ; Bohn et al., 1985 ; Chen, 1988 ; Carter et Bentley, 1991 ; Fekerte Arega Yitagesu, 2012).

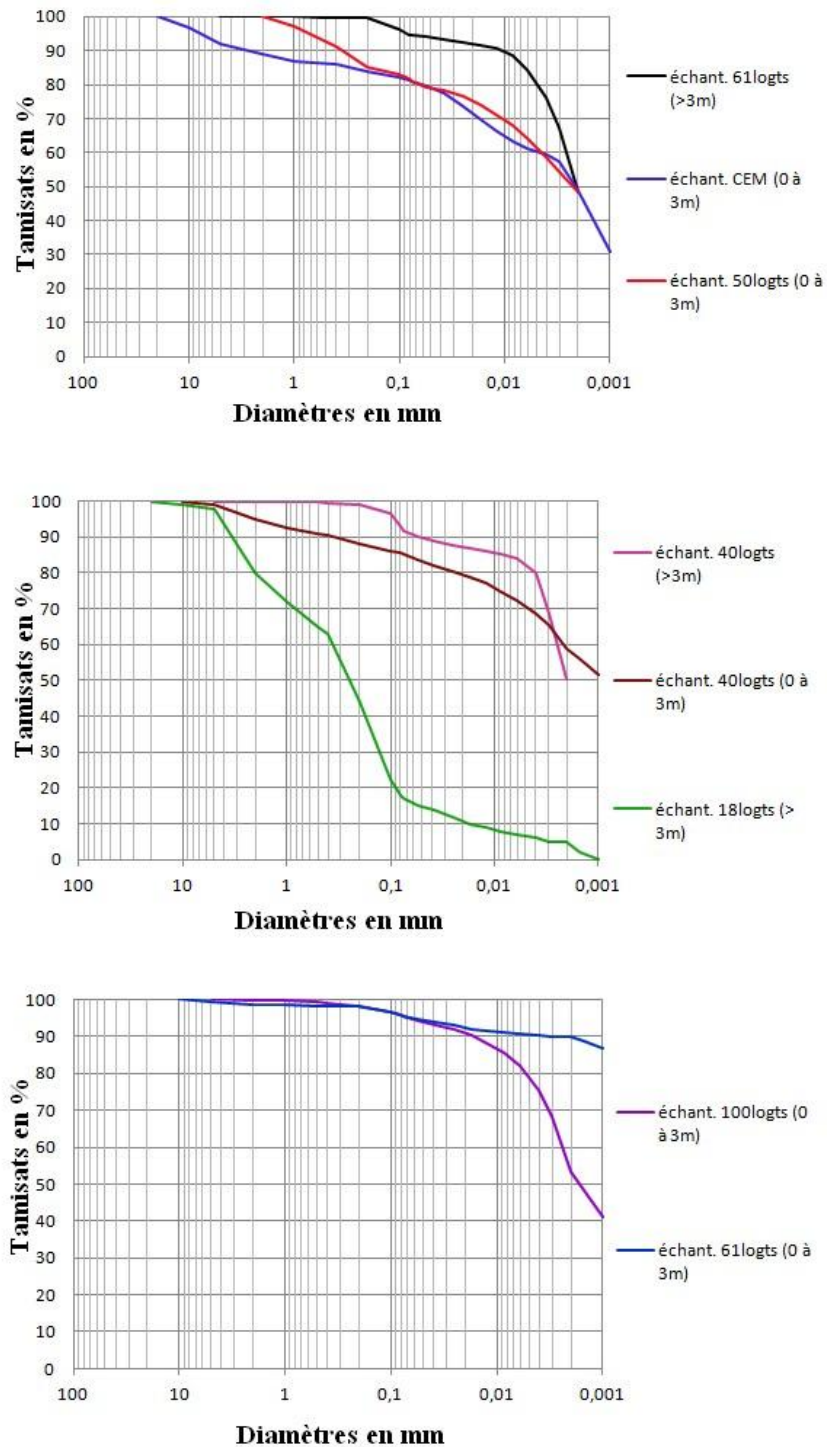


Figure 43. Courbes granulométriques pour des échantillons considérés, montrant la distribution de différentes fractions au niveau des sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa)

D'après l'abaque de plasticité de Casagrande (**Figure 44**) les sols étudiés sont classés non seulement comme des argiles très plastiques « At » de plasticité variant avec IP de 25% à 65%, et limites de liquidité entre 43% et 125% : Il s'agit des échantillons situés au dessus de la ligne « A », mais aussi organiques en présence de limons « Lt » et d'argiles organiques « At ». Quant aux sols organiques (limons et argile), ces derniers se situent au dessous de la ligne « A ». Cette classification est équivalente à la classification USCS (Holtz, 1981). Selon cette classification de Casagrande (**Figure 44**), 39% de la totalité des échantillons appartiennent au domaine des sols organiques. Ces sols sont caractérisés, dans leur majorité, par un indice de plasticité élevé, ce qui est un indicateur sur leur nature expansive (Holtz, 1981 ; Beni Lew, 2010). Quant au reste des échantillons, il révèle des argiles qui sont réparties selon les divers domaines de plasticité : 3 % sont situés dans le domaine faible, 14 % dans le domaine moyen, 19 % ont un indice de plasticité élevé, 64 % ont un indice de plasticité très élevé à critique. En se basant sur le même abaque, Daksanamurthy et Raman (1973), ont montré la variation de l'effet de gonflement en fonction d'IP (indice de plasticité) et de WL (limite de liquidité). D'après les valeurs de la limite de liquidité, Daksanamurthy et Raman (1973), ont suggéré six (6) domaines pour le potentiel de gonflement. Parmi ces domaines, ceux de potentiels élevé, très élevé et extrêmement élevé sont caractérisés par des limites de liquidité supérieures à 50 % (**Figure 44**) (Daksanamurthy et Raman, 1973 ; Holtz, 1981 ; Chen, 1987). Selon la projection des résultats obtenus pour notre cas d'étude sur l'abaque de la figure 3.7, le plus grand nombre d'échantillons (plus de 80% du total des échantillons) se situe dans le domaine de gonflement élevé à extrêmement élevé (**Figure 44**). Se référant au même abaque, l'indice de plasticité a été trouvé élevé à très élevé, pareil résultat d'analyse de sol, exprime son affinité à l'eau traduisant par conséquent son aptitude au gonflement.

La variation de l'humidité des sols le long des différents sites exprimée en termes de plasticité (Indice de plasticité), les valeurs de IP élevée (**Figure 42**, déjà citée) : Pareil résultats restent aussi un bon indicateur sur la possibilité de présence de grand pourcentage de minéraux argileux ayant un pouvoir d'absorption élevé. La possibilité de dominance de montmorillonite parmi cette fraction argileuse constituant les sols est éventuelle (Seed et al., 1962 ; Daksanamurthy et Raman, 1973 ; McCormack et Wilding, 1975 ; Snethen et al., 1975 ; Ross, 1978 ; Skempton, 1984 ; Al'Rawas, 1999 ; Thomas, 2000 ; Fekerte Arega Yitagesu, 2012). Plusieurs études ultérieures ont aussi supporté l'importance des limites d'Atterberg (Indice de plasticité et limite de liquidité) dans l'indication des sols gonflants. Donc pour le cas d'étude, logiquement, un gonflement élevé doit être corrélativement prévu. Cependant, et généralement lors des études géotechniques poussées et en cas de doute, cette prédiction doit être confirmée surtout par des analyses chimiques et minéralogiques.

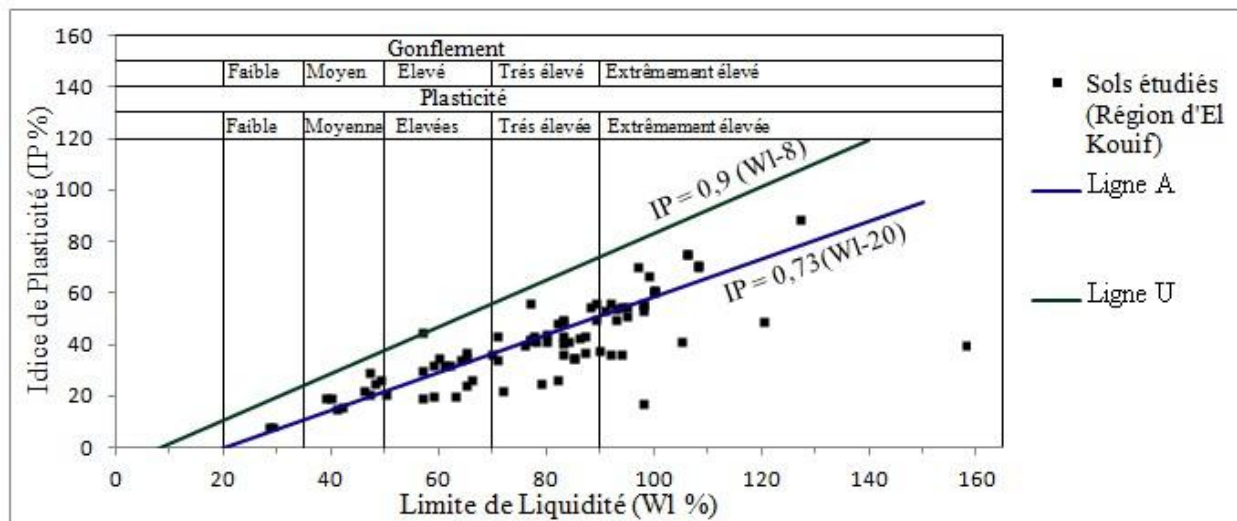


Figure 44 Diagramme de Casagrande modifié par Daksanamurty et Raman (1973) pour l'évaluation de la plasticité et du gonflement, appliqué pour les sols étudiés (cas d'étude - Région d'El Kouif)

Concernant l'activité des sols et leur contenu, l'indice de plasticité, avec la teneur en argile ont été employés par Seed et al. en (1962), dans leurs études extensives concernant les caractéristiques de gonflement des argiles compactes. Seed et al. en (1962) ont développé un abaque de classification du potentiel de gonflement (en %), l'abaque utilise la teneur en argile (J) du sol et l'activité (A) du matériau. Cette classification est pour d'autant utilisée dans plusieurs recherches sur la prévision du gonflement des sols (Yeliz Yukselen, Abidin Kaya, 2008 ; Türköz et Tosun, 2011 ; Hashim et Suleman, 2012). Pour notre cas d'étude, d'après la classification de Seed et al. (1962), différents degrés de gonflement des sols ont été obtenus avec : des sols à faible potentiel de gonflement (9% de l'ensemble d'échantillons analysés). Des sols a potentiel de gonflement moyen (42%) et le reste (48%) est caractérisé par un potentiel de gonflement élevé à très élevé. Une illustration de ces résultats est bien indiquée selon la figure 45

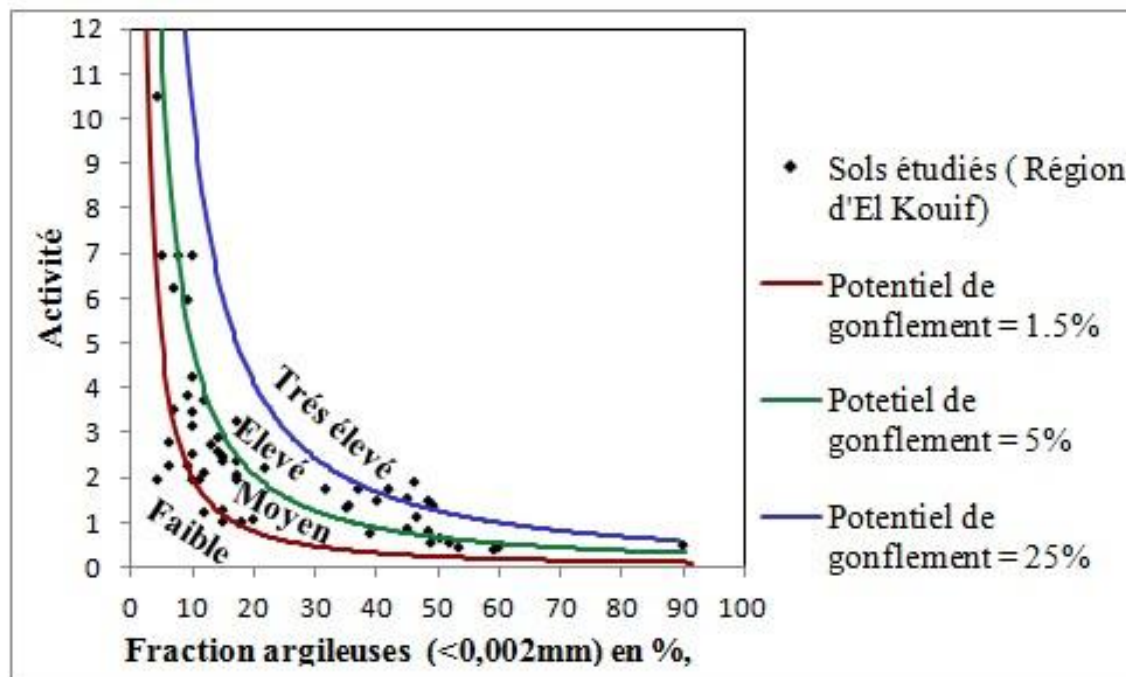


Figure 45 Diagramme de classification du potentiel de gonflement (Seed et al., 1962) appliqué pour les sols étudiés (cas d'étude : Région d'El Kouif)

Support de cette caractérisation des sols étudiés, peut aussi résulter de l'étude de la classification des sols gonflants proposée par (Van der Merve en 1964). Cette méthode associe l'indice de plasticité à la teneur en argile des sols. Se basant sur ce modèle, une projection des données, dans notre cas d'étude, a montré les résultats suivants :

20 % des échantillons ont un faible potentiel de gonflement, 39 % sont caractérisés par un potentiel moyen de gonflement, tandis que 41 % sont situés dans le domaine de gonflement dont la tendance est vers un potentiel de gonflement élevé à très élevé (Figure 46). Certes, il y a une différence de résultats entre le modèle de Seed et al. (1962) utilisant l'activité des argiles en fonction de la fraction argileuse et celui appliquant l'indice de plasticité en fonction de la fraction argileuse (Van der Merve en 1964). Cette relative différence de résultats peut être due à certains paramètres liés aux conditions initiales des sols (la teneur en eau initiale, la distribution granulométrique, etc...). Ce changement de caractéristiques initiales peut agir corrélativement sur le degré de gonflement, et par conséquent et, pour un même sol, ces deux méthodes de classification peuvent donner des différents résultats pour le potentiel de gonflement du sol concerné (Türköz et Tosun, 2011).

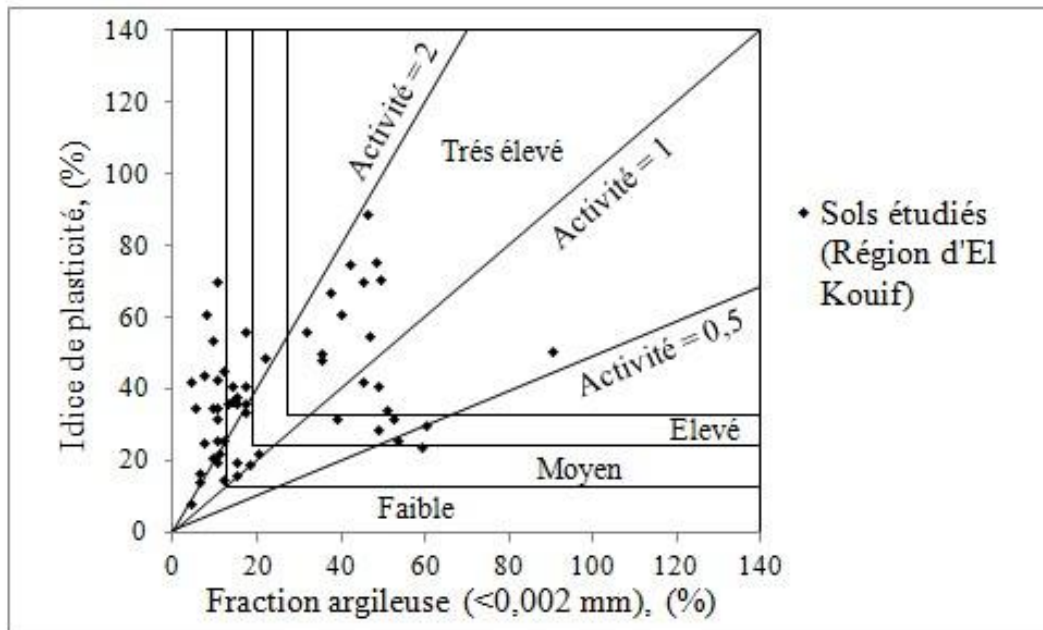


Figure 46 Diagramme de classification du potentiel de gonflement (Van der Merve 1964) : Application aux sols étudiés (cas d'étude : Région d'El Kouif)

Le retrait et le gonflement potentiel des sols expansifs dépend de plusieurs facteurs, tels que : la quantité et le type minéraux argileux constituant le sol ; la teneur en eau initial (naturel) du sol, densité et indice des vides ; diamètre des grains ; niveau et historique de contrainte ; etc... (Seed et al, 1962 ; Skempton, 1984 ; Chen, 1988 ; Nelson et Miller, 1992 ; Ramana, 1993 ; Mitchell, 1993 ; Al-Rawas, 1999, Bell, 2000 ; Thomas et al., 2000). Malgré ceci, la présence des minéraux argileux actifs reste la principale cause gouvernant les caractéristiques intrinsèques de retrait et de gonflement des sols. Ces caractéristiques varient en fonction du contenu de la fraction argileuse des sols et le type des minéraux constituant cette fraction (Skempton, 1984 ; Pandian et Nagaraj, 1990 ; Ramana, 1993 ; Pascal et al., 2004 ; Seco et al., 2011 ; Fekerte, 2012). Cependant, le contenu de la fraction argileuse n'est pas aussi important que le type des minéraux argileux qui la constituent ; par exemple, un sol contenant 70% d'argile peut ne pas être gonflant comme un autre sol contenant 30% d'argile (Yeliz Yukselen et Abidin Kaya, 2008). De ce fait, la détermination de l'activité des sols peut renseigner considérablement sur le type de minéral argileux (Skempton, 1984). Pareils état est lié aux propriétés des minéraux : les minéraux argileux les plus actifs sont très sensibles aux variations de la teneur en eau. Généralement, les caractéristiques géotechniques des sols contenant ces types de minéraux (volume, contrainte, stabilité, ...etc.), montrent de très grande variation en s'hydratant et en se déshydratant (Seed et al., 1962 ; Morin et Parry, 1971 ; Pandian et Nagaraj, 1990 ; Mitchell, 1993, Al-Rawas et Qamaruddin, 1998 ; Fekerte, 2012). Les types de minéraux argileux constituant des indicateurs fondamentaux du gonflement et de retrait des sols sont, dans l'ordre croissant d'activité : Kaolinite, Illite et Smectite (montmorillonite) (Seed et al, 1962 ; Yong et Warkentin, 1975 ; Skempton, 1984 ; Thomas

et al., 2000). Ces trois minéraux présentent des structures, des compositions et des caractéristiques physicochimiques différentes (Yong et Warkentin, 1975 ; Fekerte, 2012). En terme d'activité, plus le sol est active ($A > 1.25$) plus il contient des minéraux actifs de type smectite (montmorillonite).

Dans le cas des sols étudié (Région d'El Kouif), les résultats acquis par les classifications (Seed et al., 1962 et Van der Merve, 1964 ; Daksanamurthy et Raman, 1973), montrent qu'un pourcentage considérable des échantillons est classé dans les domaine de gonflement élevé à très élevé : la moyenne de la limite de liquidité (WL) dépasse 77% ; l'indice de plasticité est en moyenne de l'ordre de 39.9%, quand à l'activité moyenne est égale à 3.25 (Tableau 12). Pareils résultats indiquent que l'activité des sols de la région est liée à la composition minéralogiques et plus particulièrement au type de minéraux présent dans la fraction argileuse notamment la présence des smectites (montmorillonite) (Seed et al, 1962 ; Skmpton, 1984 ; Yong et Warkentin, 1975 ; Thomas et al., 2000). Ces types de minéraux actifs sont caractérisés par leurs surfaces spécifiques et surtout leurs propriétés hydrophiles.

L'activité des sols étudiés, est encore mise en évidence par les valeurs de bleu de méthylène (VB) obtenues et variant entre un minimum de 0.65 à un maximum de 13.6. Selon le tableau 3.5, la moyenne de ces valeurs est de 6.35: Il s'agit de valeurs correspondant à des sols dont l'activité est élevé à très élevée. Plusieurs études se réfèrent à ces valeurs de bleu de méthylène (VBM) pour évaluer l'activité d'un sol. Cette caractéristique à été utilisée dans de nombreux recherches pour caractériser l'activité des sols argileux, en remplacement ou en complément des limites d'Atterberg (Cuillé, 1976 ; Lautrin, 1987 ; Beaulieu, 1979 ; Tran Ngoc Lan, 1980 ; Kergoët et Cimpelli, 1980 ; Autret et Tran Ngoc Lan, 1982 ; Cinot et Guillbaud, 1982 ; Boust et Privé, 1984 ; Locat et al., 1984 ; Magnan et Youssefian, 1989 ; Yeliz Yukselen et Abidin Kaya, 2008 ; Türköz et Tosan, 2011).

Vu la simplicité de l'essai au bleu de méthylène du point de vue réalisation et équipement au laboratoire, Yeliz Yukselen et Abidin Kaya (2008) ont montré que cette caractéristiques très simple du sol peut donner des prédictions pouvant être précises pour le cas de plusieurs indices du sol. On peut citer le cas de la surface spécifique (SS) externe et interne du sol pouvant être déterminé à partir du VBM adsorbé.

L'essai peut être appliqué pour des sols ayant une étroite minéralogie. Yeliz Yukselen et Abidin Kaya (2008) ont montré aussi qu'une contribution de VBM pour la détermination de la granulométrie est possible. Ces auteurs trouvent que la surface spécifique mesurée par la VBM des particules de diamètre 0.425 mm est presque la même que celle des particules de diamètre 0.075 mm. Le VBM a été aussi employé pour le calcul de l'indice et du potentiel de gonflement avec précision et d'une manière économique. Dans une corrélation établie par Yeliz Yukselen et Abidin Kaya (2008), entre les différentes valeurs du VBM, une classification pour le degré de gonflement a été établie (Tableau 13). L'utilisation de cette classification dans notre cas d'étude, montre que les sols sont

caractérisés par un degré de gonflement moyen à élevé. Les VBM minimales des sols de la région d'étude sont généralement issues des échantillons de type tuf calcaire et sableux.

Tableau 13 Les résultats de VBM (g/100 g) / au degré de gonflement réalisés par Yeliz Yukselen, Abidin Kaya (2008)

Valeur du bleu de méthylène (g/100g)	Degré de gonflement
0-4	Faible
4-8	Moyen
8-15	Elevé
>15	Très élevé

Il est évident d'après ce que nous avons exposé ci dessus que cette caractéristique du sol (VB) qui est très facile à obtenir au laboratoire (rapide et économique), est devenue très nécessaire dans les études géotechniques du sol et même dans les études géologiques pour la prédiction des minéraux argileux. Dans le cas des sols étudiés, cette caractéristique du sol nous a permis de prévoir l'existence de minéraux argileux les plus actifs (smectite), ce qui doit être confirmé par l'étude chimique et minéralogique des sols (Voir chapitre 4).

Pour la caractérisation directe des paramètres de gonflement des sols étudié, des essais directs à l'œdomètre classique ont été aussi exécutés au laboratoire sur des échantillons intacts. Les paramètres acquis par ces essais sont principalement l'indice de gonflement C_g et la pression de gonflement libre P_g . Les résultats sont regroupés (Tableau 12). Ces résultats montrent que les paramètres de gonflement (C_g et P_g) sont en générale faibles à élevé. On a aboutit a un indice de gonflement variant entre 0.001(0.1%) à 0.35 (35%), la pression de gonflement libre a été trouvée entre 0.106 bars à 5.1 bars. Le traitement des différents paramètres de gonflement a été pris en considération. Il existe une large littérature à propos de l'étude des caractéristiques de gonflement, et ce, pour de différents types de sols et dans différentes conditions et types d'essais (Guiras-Skandaji, 1996 ; Tisot, 1984 ; Braklaey, 1975 ; Justo et al., 1984 ; Sridharan et al., 1986 ; Bigot et al., 1998 ; Yahia –Aissa ,1999)

Concernant la méthode de gonflement libre, le mode de chargement influe sur la valeur de la pression de gonflement. En effet, Guiras-Skandaji (1996) a montré que la pression de gonflement déterminée à partir des essais de gonflement libre dépend de la vitesse de chargement. Un chargement rapide, après 24 heures, aboutit à une pression de gonflement plus importante qu'un chargement lent (à la fin de la phase de consolidation primaire : après stabilisation des déformations). Pareil résultat a été déjà constaté par Tisot (1984). D'autres études ont été menées dont le but de prévoir le comportement des sols vis-à-vis du gonflement et l'influence des paramètres initiales du sol : humidité, saturation, minéralogie, densité, ...etc. Toutes ces études ont montré que ces dernières influent beaucoup sur le gonflement des sols (Seed et al., 1962 ; Komine et Ogata, 1994 ; Tabani,

1999 ; XU et al., 2003 ; Sridhran et al., 1986 ; Edil et Alanazy, 1992 ; Hachichi et Fleureau, 1999 ; Carof, 2002, Cuisinier, 2002, Fekerte Arega, 2012). Similarités dans ces approches avec notre cas d'étude sont présentes. Dans notre cas d'étude, les valeurs minimales de la pression et de l'indice de gonflement sont influencées par les conditions initiales des sols telle que l'humidité, la saturation. Généralement, les valeurs les plus bas de P_g et C_g , correspondent à des valeurs élevées surtout concernant la teneur en eau initiale et du degré de saturation.

3.2.2.2. Agressivité des sols : cas de la région d'étude:

L'origine des sulfates dans les sols peut être générer par deux principales sources :

-Une source naturelle : La pyrite présente en particulier dans les marnes, s'altère rapidement dans les conditions de surface et forme des oxydes (oxydes de fer Fe_2O_3 , hydroxyde de fer $Fe(OH)$) et des sulfates (acide sulfurique H_2SO_4 , sulfate ferreux Fe_2SO_4 , gypse $CaSO_4 \cdot 2H_2O$...).

-Une source anthropique : certaines activités agricoles (engrais tel que le sulfate de potassium K_2SO_4 et autres.), industrielles (déchets industriels ... etc.) ou domestique (eaux usées ... etc.) contribuent à l'enrichissement des sols en sulfates (Pansu et Gautheyrou, 2003 cité par Saussaye, 2012).

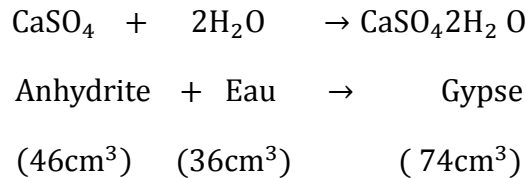
L'existence et la stabilité des différents dérivés du soufre (pyrite FeS_2 , galène PbS , gypse $CaSO_4 \cdot 2H_2O$... etc.) dépendent des conditions physico-chimiques du milieu, en particulier de l'état d'oxydo-réduction et du pH des sols (Benzaazoua et al. 1999 ; Harris et al. 2004)

Dans notre cas d'étude la présence du sulfate exprimé principalement par le gypse ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) et l'anhydrite ($CaSO_4$) (**Figure 47**), peut aussi être un autre facteur pour la détérioration des constructions dans la région d'étude. Les résultats de la détermination du taux de sulfate dans les sols étudiés (**Tableau 12**), montrent des pourcentages élevés de sulfate de calcium dans ces sols. Ces éléments chimiques sont connus par leur effet d'attaque sur les constructions lorsqu'ils sont en quantités remarquables (**Figure 48**).

Dans la région d'étude, selon les diagnostics et les observations sur terrain, la principale source pour ces sulfates reste l'ancien remblai de phosphogypse constituant les déchets de l'ancienne usine de phosphate dans la région (Figure 49). La présence des sulfates est donc liée à l'historique minier de la région et à l'ancienne usine de phosphate (Rapport de Sonarem, 1963). Les sulfates de calcium (gypses et anhydrite) peuvent jouer un rôle déterminant dans la dégradation de la superstructure dans la région d'étude. Selon le tableau 3.3 cité ci-dessus (norme française NF P 18-011), les sols étudiés sont classés comme agressifs à très agressifs. Cette agressivité est encore accentuée par le processus de l'hydratation et la déshydratation des sulfates. En présence d'eau, les sulfates existant dans

les sols sous différentes formes (gypse et/ou anhydrite), peuvent agir sur l'instabilité du sous sol selon différents modes :

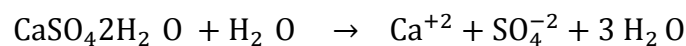
- Soulèvement du sous sol à cause de la transformation chimique de l'anhydrite en gypse qui se produit avec une variation de volume spécifique. L'équation suivante montre le chimisme de transformation de l'anhydrite en gypse :



Le problème de variation de volume au cours de la transformation de l'anhydrite en gypse a été traité dans plusieurs travaux (Wittke, 1990 ; Steiner, 1993 ; Serratrice et Soyez, 1996 ; Rauh & Thuro, 2007 ; Yilmaz, 2006). En comparant les volumes spécifiques de ces deux minéraux, on remarque que le volume du gypse cristallisé est supérieur à celui de l'anhydrite selon l'équation suivante (Wittke, 1990 ; Steiner, 1993 ; Serratrice et Soyez, 1996) Rauh & Thuro, 2007 ; Yilmaz 2006) :

$$\Delta V = \left[\left(\frac{74 - 46}{46} \right) \times 100 \right] = 61\%$$

- Affaissement ou tassement à cause de la dissolution du sulfate de calcium (gypse et anhydrite) et son entrainement (lessivage) à travers les passages perméables existants dans le sous sol. Du point de vu solubilité, le gypse et l'anhydrite sont très solubles ; ce sont en fait les plus solubles dans la nature après l'halite (NaCl) (Bultel, 2001). Lorsqu'il y'a possibilité de circulation d'eau souterraine, les sulfates de calcium sont plus solubles que les carbonates : 2.5 kg de gypse peuvent se dissoudre dans 1 m³ d'eau selon l'équation suivante (Yilmaz, 2001) :



- Attaque sulfatique externe sur le béton : la présence d'eau facilite la pénétration de ces sulfates à travers la microstructure du béton, l'attaque sulfatique par des réactions chimiques à l'intérieur du béton endommage ce dernier à différentes échelles. Généralement l'altération de la microstructure du béton a une influence nuisible sur les propriétés mécaniques des matériaux, ceci conduit certainement à la dégradation rapide des structures (Skalny et al. 2002). De plus, la pénétration des sulfates à travers la structure du béton, donne naissance a la précipitation de gypse et d'autre type de minéraux expansifs : Ettringite dont l'équation chimique est (CaO).(Al₂O₃).3(CaSO₄).32(H₂O) et thaumasite d'équation chimique (CaCO₃).(CaSiO₃).(CaSO₄).15(H₂O) (Little *et al.*, 2005; Rajasekaran, 2005 ; Beaucour et Raynaud, 2008). Ces minéraux conduisent à des perturbations de différents ordres tels que, des gonflements importants pouvant atteindre plusieurs centimètres, développement d'une fissuration intense au niveau des constructions et diminution des résistances mécaniques. Tous ces désordres ont été observés par plusieurs

chercheurs sur le comportement mécanique des sols naturels, des sols traités ainsi que sur le comportement du béton, et ceci en présence d'excès de sulfate (Sivapullaiah *et al.* 2000 ; Cabane, 2004 ; Rahmat et Kinuthia, 2011 ; Kinuthia *et al.*, 1999 ; Rissel Khelifa, 2009 ; Boualleg et al., 2011 ; ... etc).

Dans notre cas d'étude, la combinaison de deux facteurs principaux : présences de minéraux argileux actifs ainsi que la présence des sulfates, a mené vers l'état actuel des différents constructions (**Figure 50 (a), (b) et (c)**)

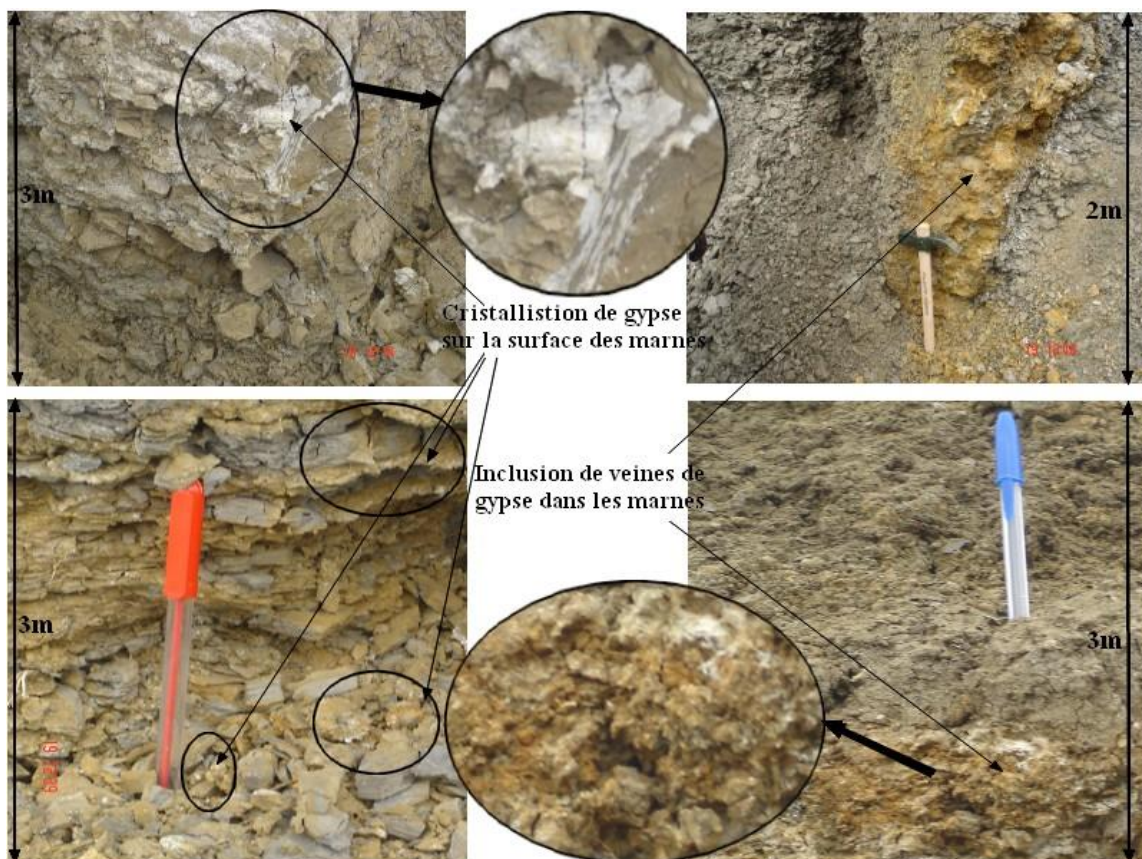


Figure 47 Photo montrant la marne avec présence de gypse : échantillonnage à partir des fouilles ouvertes dans la région d'étude (El Kouif)

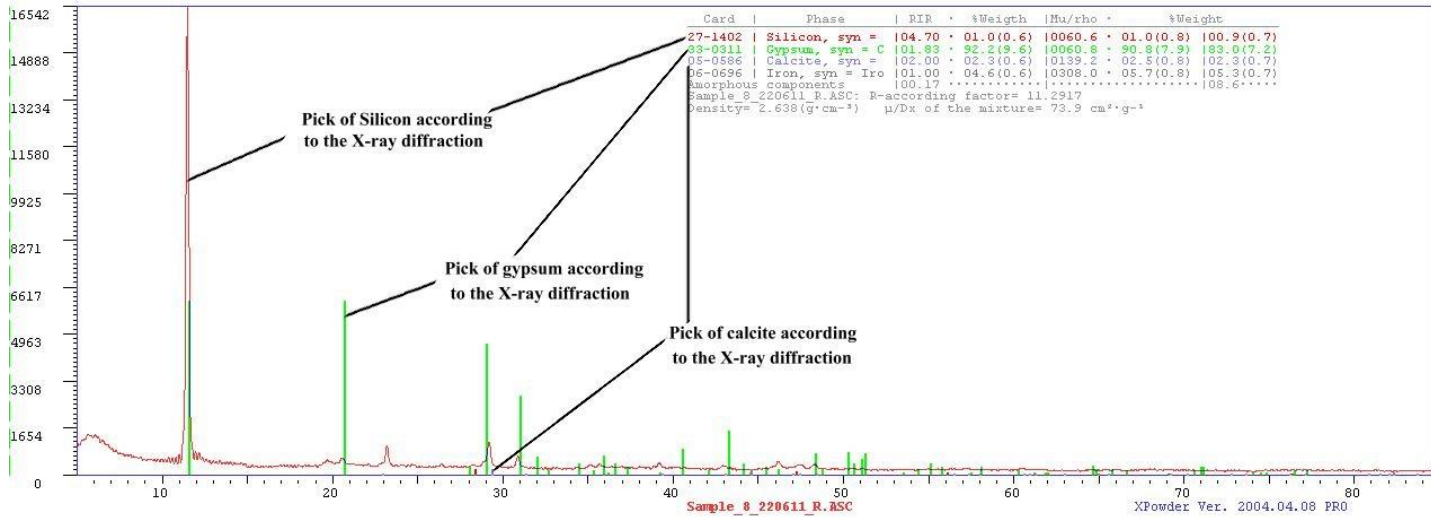


Figure 48 Exemple sur la DRX de la roche totale montrant le taux de gypse (92%) dans l'échantillon des sols de la région d'étude (voir diffractogramme en Annexe)

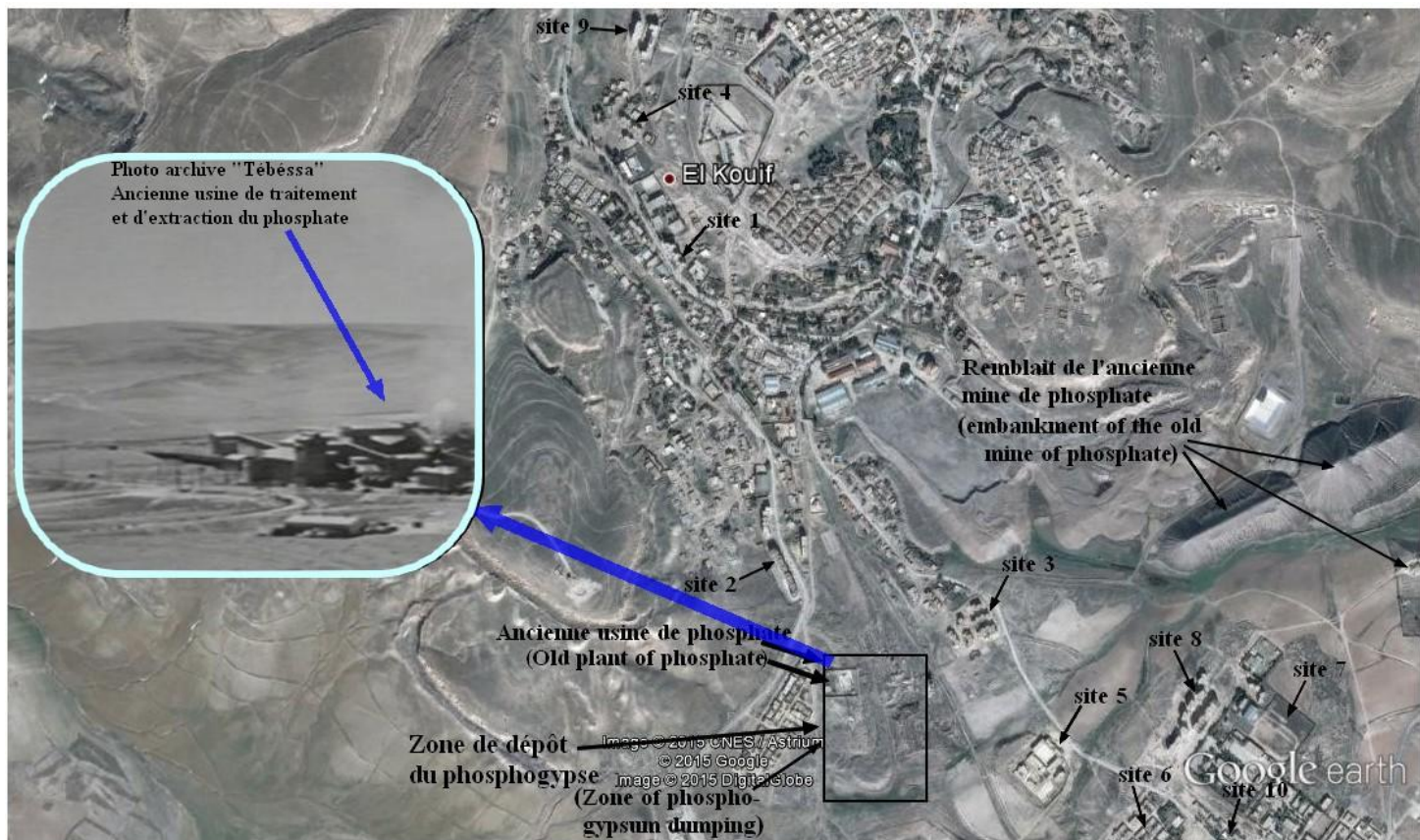


Figure 49 Carte de localisation des sites par rapport à l'ancienne usine de phosphate dans la région d'étude



Figure 50 (a). Photos montrant l'état actuel des quelques constructions dans la région d'études (Commune d'El Kouif) : manifestation du retrait- gonflement sur les murs.

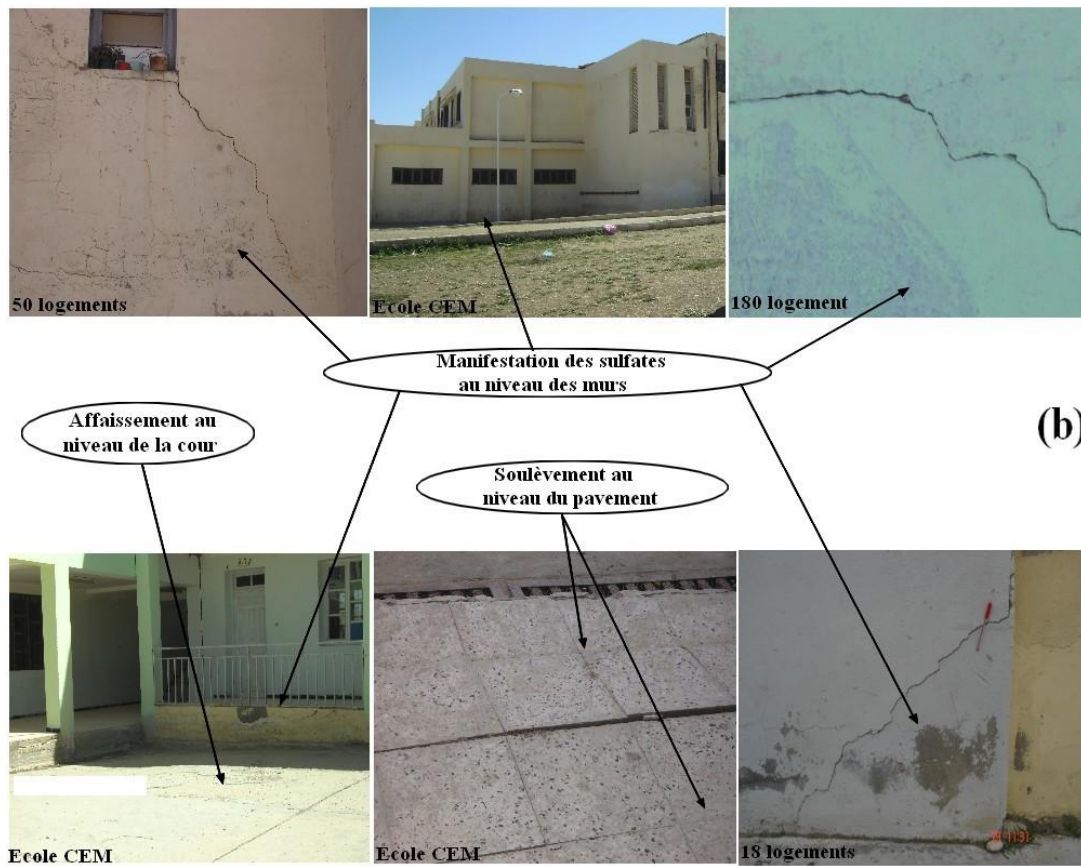


Figure 50 (b). Photos montrant l'état actuel des quelques constructions dans la région d'études (Commune d'El Kouif) : manifestation du retrait-gonflement et effet de sulfate



Figure 50 (c). Photos montrant l'état actuel des quelques constructions dans la région d'études (Commune d'El Kouif) : dégradation complète de quelques constructions.

Conclusion :

Le but principal de ce chapitre était de procéder à la caractérisation géotechnique des sols étudiés (région d'El Kouif), et ce vis-à-vis du problème de retrait/gonflement par l'utilisation des données géotechniques des sols (paramètres physiques et mécaniques). A l'aide de ces paramètres, des méthodes de classification ont été appliqués. L'analyse des résultats des essais au laboratoire a montré une variabilité assez large concernant les paramètres. Cette variabilité est principalement due à la nature des sols et aux conditions des essais. Malgré ça, la classification géotechnique des sols par les différentes méthodes (modèles) a montré que les sols sont en général classés dans les domaines de gonflement élevé à très élevé. La plasticité des sols est grande, d'où on peut prévoir que, dans leur majorité, ces sols sont caractérisés par leur grande affinité à l'eau. Le pourcentage de la fraction fine (diamètre $<2 \mu\text{m}$) est remarquable, les sols étudiés peuvent donc contenir des quantités considérable de minéraux argileux expansifs de type smectite ce point doit être confirmé par une étude minéralogique (voir chapitre 4).

La présence des gypses dans les sols a révélé une richesse des sols en sulfate de calcium d'où leur caractère agressif. Ces éléments ont un effet néfaste sur les sols et par conséquent sur la superstructure. Les sulfates de calcium peuvent attaquer la structure du béton et conduisant à la diminution des propriétés mécanique de ce dernier ; peuvent aussi se dissoudre dans l'eau provoquant ainsi des problèmes de tassement.

La qualité des sols étudiés a mené vers d'énormes dommages de la superstructure, la variabilité des résultats a été supporté par une analyse statistique ayant pour but d'homogénéiser les données et de bien explorer nos résultats pour aboutir à de meilleurs prévisions (**voir chapitre 5**).

1. Introduction :

Les caractéristiques du phénomène retrait-gonflement des sols concernent seulement les types de sol contenant les minéraux argileux cristallisés, tel que les smectites, les interstratifiés de smectites- illite, illite et les interstratifiés de smectites- kaolinite (Chen, 1988 ; Karathanasis et Hajek, 1985 ; Mitchell, 1993 ; Nelson et Miller, 1992 ; Thomas et al., 2000 ; Yerima et al., 1985 ; Arega, 2012). D'autres minéraux argileux non cristallins tels que l'allophane et l'imogolite sont aussi responsables du retrait et du gonflement en cas de leur existence dans les sols (Allbrook, 1985 ; Gray et Allbrook, 2002 ; Wan et al., 2002 ; Zehetner et al., 2003). En générale les minéraux argileux sont connus par leur affinité à l'adsorption d'eau et ils sont caractérisés par une surface spécifique élevée (Seed et al. 1962 ; Yong et Warkentin, 1975 ; Perloff and Baron, 1976 ; Ross, 1978; Skempton, 1984 ; Chen, 1988 ; Carter et Bentley, 1991 ; Kariuki et Van der Meer, 2004 ; Vaught et al., 2006 ; Arega, 2012).

D'autre type de changement de volume dans le cas des sols, peuvent y exister telle que, la transformation de certains minéraux carbonatés de l'état déshydraté à l'état hydraté. Cette transformation peut être accompagnée d'une augmentation consistante de volume à l'image de la transformation de l'anhydrite (CaSO_4) en gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (Wittke, 1990 ; Steiner, 1993 ; Serratrice et Soyez, 1996 ; Rauh & Thuro, 2007 ; Yilmaz, 2006). Dans ce chapitre, nous exposerons les résultats acquis par deux techniques d'analyse utilisées :

- Une analyse chimique spectroscopique ayant pour but de déterminer la composition chimique des sols.
- La caractérisation des minéraux a été réalisée à base de la diffraction des rayons X (DRX). Cette méthode présente un intérêt dans le but de reconnaître la distribution des divers minéraux composant le sol dans le cas d'étude.

2. Rôle de la diffraction (XRD) dans la caractérisation et l'étude des minéraux argileux:

Il existe de nombreuses techniques analytiques qui permettent de caractériser les minéraux argileux. En fonction de ces techniques, il est possible d'obtenir des informations sur la structure, la chimie, la morphologie ou encore la localisation du minéral dans un échantillon et ce, à des échelles d'investigation variées. Ces techniques peuvent être classées en quatre catégories:

- 1) les techniques microscopiques (morphologie, structure);
- 2) les techniques d'analyses chimiques et spectroscopiques (composition chimique et liaisons chimiques);
- 3) les techniques de diffraction et d'imagerie (morphologie et structure);
- 4) les techniques d'analyse thermique (structure, composition chimique) (Moore and Reynolds, 1989).

Devant la multitude de techniques qui sont disponibles, il est important de signaler que la méthode de diffraction (XRD) est principalement utilisée et destinée pour l'identification des minéraux argileux.

Dans le cas des sols, une des contraintes les plus fortes dans l'étude des minéraux argileux réside dans le fait qu'il est, sauf cas exceptionnels, très difficile, voire impossible d'isoler des phases pures. Cette contrainte est extrêmement forte pour l'utilisation des techniques spectroscopiques, car l'objectif devient limité dans le cas des mélanges de phases. Le même problème se pose pour les techniques d'analyse chimique globales. Les techniques microscopiques permettent de descendre à l'échelle de la particule ou du cristal, voire du feuillet. Néanmoins, les minéraux argileux des sols sont généralement de très faible taille (inférieure au micron). Cette condition restreint l'utilisation des techniques microscopiques (le Microscope Electronique à Transmission est généralement le plus utilisé). De plus, le nombre de particules étudiées par échantillon en microscopie est généralement faible, ce qui pose le problème de la représentativité statistique des analyses. D'autres techniques telles que les techniques d'analyse thermique ; celles-ci ne permettent pas d'identifier des phases minérales directement, elles ont le désavantage d'être destructives.

L'avantage de la diffraction des rayons X par rapport aux autres techniques est de fournir directement des informations sur la structure cristalline des minéraux argileux. De plus, cette technique est non destructive. La diffraction des rayons X est donc une technique non destructive de caractérisation globale de la structure cristalline des minéraux argileux d'un échantillon.

3. Matériel et méthodes :

Dans le cas d'étude et pour la réalisation des analyses spectroscopiques et de diffractométrie des rayons X, nous avons procédé à un échantillonnage à partir des fouilles et des tranchées ouvertes sur terrain. D'autres échantillons ont été récupérés à partir des sondages exécutés sur site. Un nombre de 12 à 16 échantillons qui a été limité au nombre de sites de la région d'étude (1 à 2 échantillons par site) (**Figure 51 (a) et 51 (b)**). Les analyses des différents échantillons a été réalisée au niveau des laboratoires l'Université El Manar de Tunis ainsi que l'Université King Saud, (Departement of Petroleum and Natural Gas Engineering (PNGE-KSU, KSA)).

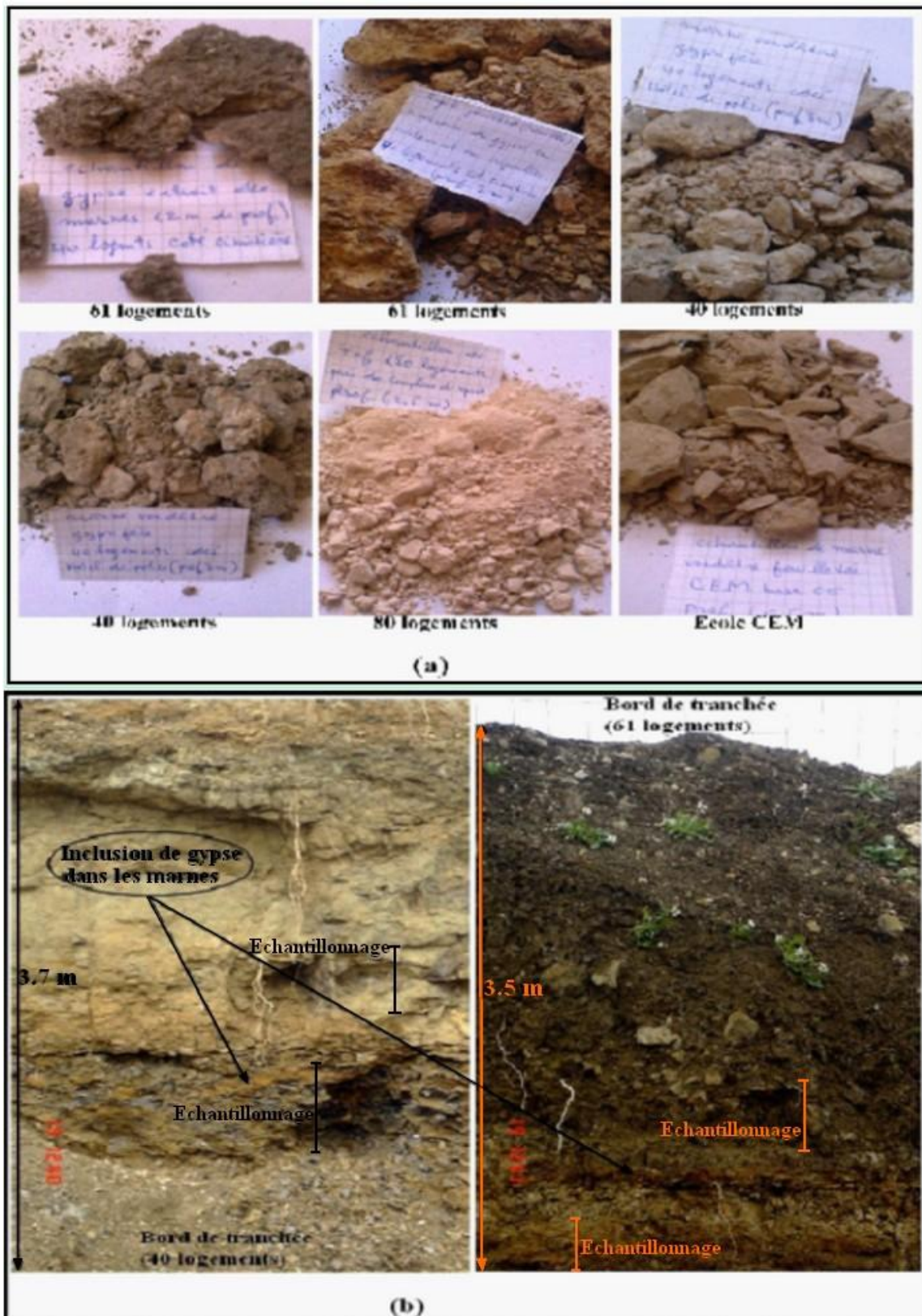


Figure 51 (a) Collecte d'échantillons de divers sites de la zone d'étude pour : analyse -diffractométrie et spectrométrie-

(b) Sol en place : aspect de succession de sol à travers les tranchées ouvertes sur terrain.

3.1. Analyse chimique par spectroscopie :

L'analyse chimique du sol étudié, été réalisée au niveau du laboratoire de la cimenterie de Tébessa. Cette analyse a été réalisée dans le but de quantifier les principaux éléments majeurs. Durant leur préparation, les échantillons ont été étuvés à 100 °C pendant 24 h ensuite broyés et tamisés à 75 µm puis analysés à l'aide de spectrophotomètre à fluorescence. Il est important de signaler que La fluorescence X est une technique d'analyse élémentaire non destructive de l'échantillon. Elle est utilisée pour l'analyse de la composition chimique des matériaux. Les résultats obtenus sont présentés au **tableau 14**. Les sites concernés sont montrés par la **figure 52**

3.2. Analyse minéralogique par diffraction de rayon X (DRX) :

L'analyse minéralogique d'une matière première permet d'identifier les espèces minérales (ou composés chimiques) qui la constituent. La diffraction des rayons X constitue l'une des techniques les plus utilisées et les plus répandues pour l'identification des minéraux argileux. L'analyse minéralogique des sols de la région d'étude à été faite au niveau du laboratoire de géologie à l'Université El Manar (Unité d'Analyses de Diffractométrie de RX, Tunis). Cette analyse a été réalisée à l'aide d'un diffractomètre PANalytical X'Pert PRO (**Figure 53**), une radiation monochromatique Co-K α (40 kV et 40 mA) équipé d'un détecteur X'celerator. Les diffractogrammes ont été acquis entre 2 et 60 ° (2 θ), avec un temps de comptage de 0.04° 2 θ /s. Les longueurs d'onde alpha 1 et alpha 2 sont respectivement de 1,5405980 et 1,5444260 avec un rapport d'intensité alpha2 /alpha1 de 0,5

L'étude minéralogique de la fraction argileuse par diffraction des rayons X a nécessité la préparation de lames orientées de chaque échantillon : Après décarbonatation totale de l'échantillon par l'acide chlorhydrique à 10 % on a procédé au lavage de l'échantillon à l'eau distillée en centrifugeant à 3000 t/min et ce pendant 15 minutes. Ce processus de centrifuger était destiné à la séparation de la fraction argileuse (en suspension) par rapport aux autres contenus. Cette partie argileuse a été récupérée pour être déposée sur des lames minces et laissés séchés à l'air libre. Après séchage, la lame subit un chauffage au four pendant deux heures à 550°C.

L'intérêt de cette méthode est de pouvoir déterminer qualitativement les différents constituants et d'estimer leurs proportions relatives. Le résultat de l'interprétation des diffractogrammes est donné au **tableau 15**. Les échantillons concernés par cette analyse sont prélevés au niveau des sites



Figure 52 Différents sites concernés par l'étude minéralogique et chimique



Figure 53 Diffractomètre aux Rayons X de système XPert-PRO (Laboratoire Université El Manar, Tunis).

4. Résultats et discussions :

4.1. Composition chimique des sols étudiés :

Les résultats de la composition chimique des sols étudiés sont exprimés en pourcentage massique d'oxyde pour chaque échantillon (**Tableau 14**). Les éléments surtout majeurs analysés sont SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, K₂O, Na₂O, SO₃. D'après Abduljawwad (1993), les fortes teneurs en oxydes de silicium, d'aluminium, de fer, de magnésium et de calcium peuvent être indicatrices de la présence de montmorillonite (smectites) dans le sol, ce qui peut engendrer un potentiel de gonflement élevé de ces sols. Selon le (**Tableau 14**), les proportions de ces oxydes sont relativement élevées en comparaison avec les autres recherches publiées e.g. AbdulMageed (2013), Hashim et Suleman (2012). En effet, la silice est l'élément le plus abondant dans les sols étudiés. La teneur de cette silice selon les échantillons analysés varie de 23.56 % à 62.61 % SiO₂, quant à celle en alumine, elle est comprise entre 4.97 % et 15.13 % Al₂O₃. Les valeurs des rapports SiO₂/Al₂O₃ et SiO₂/(Al₂O₃ + Fe₂O₃) varient respectivement de 2.9 à 4.7 et 2 à 3.8. Ces deux rapports sont bien caractéristiques des minéraux argileux. Les valeurs élevées de ces rapports obtenus peuvent confirmer la présence d'argile de type smectite (Hidalgo, 1991). Pareil support peut provenir des résultats d'analyse minéralogique. Dans les argiles 2/1, du fait de nombreuses substitutions, les valeurs du rapport SiO₂/Al₂O₃ sont généralement comprises entre 2 et 4 (Robert et Tessier, 1974 ; Jouenne, 1990). Lorsque les valeurs de ce rapport sont très élevées, elles peuvent suggérer la présence d'une quantité importante de silice libre dans le sol (Robert et Tessier, 1974 ; Errais, 2011, Djebbar, 2014).

Les teneurs en oxyde de fer sont aussi relativement élevées. Elles varient entre 2.30 % à 8.47 %. Des travaux effectués sur des argiles naturelles, et ceci en comparaison avec des types de minéraux argileux standard (Kaolinite, illite, montmorillonite), ces travaux ont montré que l'oxyde de fer est généralement élevé dans l'illite et la montmorillonite par rapport à la kaolinite (Konan, 2006 ; Errais, 2011). Selon Caillère et al. (1982), Sei et al. (2002) et Soro et al. (2003), le fer se trouve sous forme d'oxy-hydroxydes, tel que la goéthite (Fe₂OOH α), et/ou d'oxydes tels que l'hématite (Fe₂O α) et la maghémite (Fe₂O₃ γ).

Concernant la zone d'étude, les teneurs en MgO varient entre 0.54 à 5.52 % et celles correspondant au potassium, elles sont comprises entre 0.79 % et 1.72 %. L'accroissement d'oxydes de magnésium et de potassium dans quelques échantillons peut être révélateur d'une plus grande proportion d'argiles 2/1 (smectites) dans ces échantillons (Hidalgo, 1991). Corrélativement la présence de Mg et K, ils peuvent rentrer en substitution respectivement pour les smectites et l'illite en occupant les espaces interfoliaires des feuillets (Truche, 2010).

Les oxydes de sodium sont présents dans les sols avec des pourcentages variant de 0.13 à 2.52 %, le sodium peut faire partie de structure et de l'espace interfoliaire de la montmorillonite (montmorillonite sodique) (Halitim et al., 1984 ; Pédro, 1987 ; Konan, 2006). Vu les teneurs relativement très élevées en oxyde de calcium (CaO) allant de 2.71

% à 42.71 %, celle-ci ne peut pas être considéré seulement comme faisant partie de la structure d'argiles smectitiques (montmorillonite calcique), mais elle peut être aussi due à la présence de gypse dans les sols, et également à la présence des carbonates de calcium dans ces mêmes sols.

On remarque selon les résultats obtenus (**tableau 14**) une présence relativement élevée de la teneur en oxyde de soufre pour certains échantillons dont la valeur est comprise entre 0.06 % à 13.96 % de SO₃. Cet intervalle de valeur peut suggérer et supporte la présence de gypse ou d'anhydrite dans cette zone d'étude (Boussen, 2010 ; Chikouche et al., 2013). Dans l'ensemble, les résultats chimiques obtenus supportent et peuvent confirmer les résultats des analyses chimiques des sols obtenus aux laboratoires de géotechniques (**Tableau 12, Chapitre 3**). Ces résultats ont révélées des taux très élevés de sulfate (CaSO₄). De telles constatations supportent les observations rencontrées sur terrain (**Figure 48, Chapitre 3**).

Selon les corrélations entre les différents éléments majeurs dosés, on peut déduire les remarques suivantes (**Figure 54**) :

- La corrélation positive entre Al₂O₃- Fe₂O₃ montre que dans les sols, les deux éléments considérés se trouvent dans la même phase minéralogique qui est l'argile (Algan et al., 2004).
- La corrélation positive entre Al₂O₃-K₂O montre que ces éléments font partie d'une même association. Quand à la présence du potassium, de magnésium et de sodium ce sont des cations compensateurs, ils peuvent faire partie de la structure des argiles (Sebei, 2007).
- La corrélation positive entre SiO₂ - Al₂O₃ permet de conclure que les éléments appartiennent à la même phase minéralogique. Les substitutions sont élevées entre Si et Al ce qui confirme la capacité d'échange de ces argiles. Cependant, on ne peut pas exclure l'existence de la silice à l'état libre dans le sol vue les valeurs assez élevées du rapport entre Si et Al (Boussen, 2010).
- L'absence de corrélation entre SiO₂ et CaO peut indiquer que ces deux éléments appartiennent à des phases minéralogiques différentes. Vue l'abondance du carbonate de calcium et du gypse dans les argiles étudiées, le CaO appartient donc à cette phase. (Boussen, 2010).

Tenant compte de la composition minéralogique et surtout la présence de minéraux argileux, la charge négative de la surface de ces minéraux argileux caractérisés par une force d'attraction dans les espaces interfoliaires, et une capacité d'échange cationique (CEC) élevée, le tout contribue au potentiel de gonflement des sols (Pascal et al., 2004 ; Fekerte Arega Yitagesu, 2012). Les proportions élevées des cations Na⁺⁺, K⁺⁺, Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ indiquent que la capacité d'échange cationique peut être élevée. Selon Daoud et al. (1993) la présence des carbonates peut provoquer une modification dans la distribution des

cations échangeables dans les particules argileuses gonflantes. En effet, Levy et al. (1982) montrent qu'en présence de carbonates alcalino-terreux, l'adsorption du sodium a lieu préférentiellement dans les espaces interfoliaires, le calcium et le magnésium étant localisés dans les surfaces externes (ou espaces inter particulaires). Ce résultat obtenu en présence de carbonates est très différent par rapport à une smectite pure Na-Ca. Dans pareil minéral, avec un taux allant jusqu'à 15 % de Na, ce dernier se dispose de préférence sur les surfaces externes (Halitim et al., 1984 ; Daoud et al. 1993) avec phénomène de démixtion (Gaultier et Mamy, 1981). Selon les travaux menés par (Daoud et al. 1993), il s'avère que la fraction carbonatée contenue dans l'échantillon étudié (cas des sols salés plaine de Chellif, Algérie) jouerait un rôle important dans le phénomène d'échange ionique $Ca^{++} - Na^+$ et $Mg^{++} - Na^+$. Quant au magnésium, il est moins facilement échangeable que le calcium lorsque le sodium devient le cation dominant en solution (Daoud et al. 1993). Pour eux, cette observation expliquerait les fortes proportions de magnésium échangeable mises en évidence dans les sols salés de cette plaine, l'adsorption du sodium ayant lieu préférentiellement aux dépens du calcium.

Dans notre cas d'étude, le Ca^{++} et le Mg^{++} peuvent être les plus dominants dans l'échange avec une moyenne légèrement élevée de Ca^{++} par rapport au Na^+ et K^+ qui sont plus faibles (**Tableau 14**). Ceci est dû certainement à l'abondance de l'élément Ca dans les sols qui sont riches en gypse. Pareille répartition ionique et leur mobilité peut avoir un impact sur les propriétés surtout physiques d'un sol.

Pour voir l'influence des cations échangeables (Ca^{++} , Mg^{++} et Na^+) sur quelques caractéristiques physiques des sols telle que la conductivité hydraulique et la rétention en eau, plusieurs travaux ont été menés par divers auteurs pour différents types d'argiles. Il est connu que la nature du cation compensateur même présent en faible quantité détermine, dans une grande mesure, le comportement physique des sols (Tessier, 1975; Tessier, 1981 ; Tessier, 1993 ; Halitim, 1985, Daoud et al., 1993). Selon ces différents travaux, les résultats ont montré que dans le cas des pâtes argileuses soumises à une pression de 0,1 bar ou de 1 bar, l'indice d'eau (ν), diminue dans le sens $\nu Na^+ > \nu Mg^{++} > \nu Ca^{++}$. Lorsque la pression passe à 1 bar, on observe une diminution de l'indice d'eau avec l'ampleur suivante : $\Delta \nu Ca^{++} > \Delta \nu Na^+ > \Delta \nu Mg^{++}$. L'analyse statistique des résultats, par la comparaison des moyennes à $P = 0,95$, montre une influence significative de la nature du cation compensateur sur la rétention en eau par rapport à une variation entre 0,1 et 1 bar. Pour la conductivité hydraulique (K), les travaux de (Tessier, 1981 ; Halitim et al., 1984 et Daoud et al., 1993) ont montré que les valeurs correspondantes à cette conductivité diminuent généralement dans le sens $KCa^{++} > KMg^{++} > KNa^+$. Autrement dit, la rétention en eau d'une argile riche en Na^+ est supérieure à celle riche en Ca^{++} . Aussi la conductivité hydraulique d'une argile riche en Na^+ est inférieure à celle d'une argile riche en Ca^{++} ou en Mg^{++} . D'après Halitim et al. (1984), pour le cation compensateur, la conductivité hydraulique de l'argile Na^+ est au moins 3 fois plus faible que celle de l'argile Ca^{++} et Mg^{++} . La différence de teneur en eau trouvée, pour les deux types d'argile (Ca^{++} et Na^+), s'explique largement par une augmentation du nombre de quasi-cristaux et de pores dans le cas de l'argile Na^+ (Halitim et al., 1984). Les résultats de Daoud et al. (1993) montrent que l'effet du magnésium sur l'indice d'eau et la conductivité hydraulique des pâtes d'argiles

étudiées est différent de celui du calcium. Similaires résultats sont conformes à ceux des travaux de Durand (1956) et de Rowell et Shainberg (1979). Néanmoins il faut signaler que des investigations menées par les laboratoires de salinités aux Etats Unis (United States Salinity Laboratory, 1954) ont aboutit a des résultats pouvant montrer que le magnésium est capable d'avoir les mêmes effets que le calcium. Ce ci est bien supporté par Servant (1975). Les différences des résultats, des différents travaux cités, seraient certainement liées à la nature minéralogique des argiles ainsi qu'à la différenciation des proportions en Illite, Kaolinite et Smectites. En effet, Tessier (1984) cité par Daoud et al. (1993) a montré que, pour le cas de la kaolinite et l'illite, la nature du cation compensateur ne modifie pas de façon sensible leur rétention en eau, alors que pour les smectites, la rétention en eau diminue dans le sens $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++}$; c'est donc, la fraction smectitique qui est responsable des différences observées (Daoud et al., 1993). Pour la conductivité hydraulique, l'effet du magnésium serait proche de celui du calcium pour les smectites (Halitim, 1985), tandis que Emerson et Chi (1977), Rengasamy et al. (1976) montrent que l'illite est plus sensible à une action défavorable du magnésium que les smectites et la kaolinite ; la fraction illitique de l'échantillon serait responsable de son comportement à l'état magnésien. Shainberg et al. (1988) ont comparé le comportement de smectites bi-ioniques Na- Ca et Na-Mg et ils ont montré que les argiles Na-Mg ont à la fois, une aptitude à la dispersion et un gonflement plus important que les argiles Na- Ca. Ces phénomènes expliqueraient la diminution de la conductivité hydraulique des smectites Na en présence de Mg (Daoud et al., 1993). En effet, l'échange de Na a été aussi décrit comme un bon indicateur pour l'estimation du potentiel de gonflement (Anderson et al., 1973 in Kariuki et Van der Meer, 2004). Dans notre cas d'étude, vu la dominance du Ca^{++} par rapport à Na^+ , celui-ci (Na^+) ne peut pas être considéré comme indicateur du potentiel de gonflement. Ce résultat est en accord avec celle trouvé par Kariuki et Van der Meer (2004), dans leur recherche, ils ont lié ce fait à ce que, l'utilisation d'une méthode particulière ou bien un seul paramètre, pour la prévision du gonflement du sol, au lieu de plusieurs, ne conduira pas certainement, à des meilleurs conclusions.

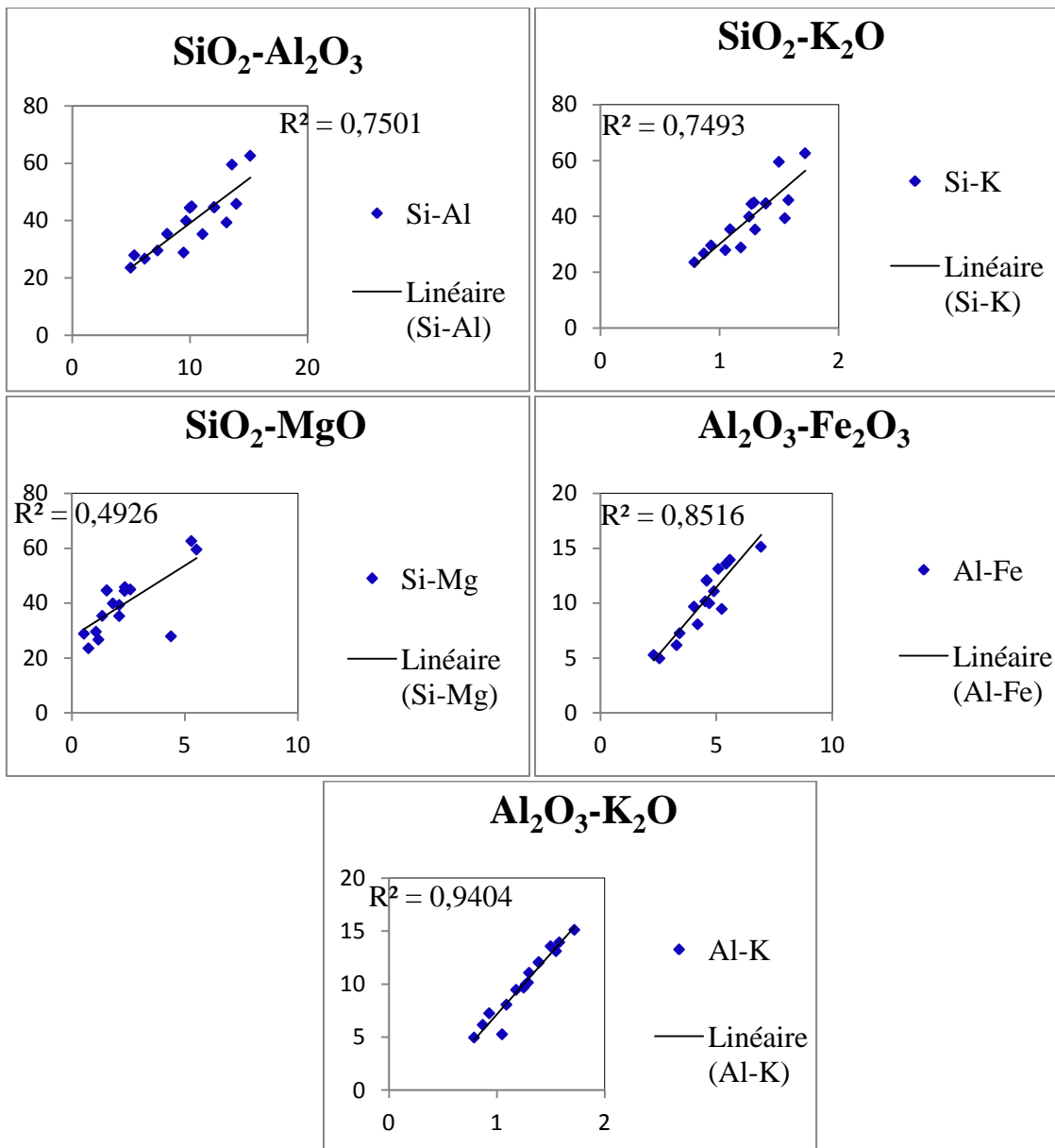


Figure 54 Corrélation des éléments majeurs des sols étudiés dans le cas d'étude montrant les différentes relations pouvant exister entre ces constituants

Tableau 14. Analyse chimique en éléments majeurs des échantillons des sols étudiés

Matière	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O	SO ₃ (%)	Cl (%)	Perte au feu (%)	Sites	Profond. (m)
Argile	26.71	6.17	3.29	34.74	1.18	0.87	0.85	0.01	0.027	26.15	40 logements (site 1)	1.3
Argile	39.34	13.12	5.09	14.55	2.10	1.55	0.75	2.52	0.029	20.95	40 logements (site 2)	2
Argile	45.83	13.95	5.59	9.98	2.35	1.58	0.68	1.35	0.028	18.66	40+ 61 logements (site 2)	2
Argile	23.56	4.97	2.55	42.71	0.74	0.79	0.85	0.04	0.026	23.76	50 logements (site 3)	3
Argile	27.91	5.28	2.30	33.10	4.39	1.05	0.13	0.30	0.029	25.51	18 logements (site 4)	1
Argile	29.58	7.26	3.42	29.63	1.07	0.93	0.81	0.19	0.027	27.08	Ecole CEM (site 5)	2.5
Argile	44.45	9.99	4.70	15.89	2.34	1.27	0.83	0.19	0.028	20.31	Ecole CEM (site 5)	1.2
Argile	44.96	10.16	4.53	15.54	2.59	1.29	0.64	0.02	0.026	20.25	Ecole CEM (logements de fonction (site 5))	0.5
Argile	28.86	6.24	8.47	22.46	0.54	1.18	2.32	13.96	0.034	15.93	80 logements (site 6)	3
Argile	35.37	8.07	4.20	23.69	1.35	1.09	0.88	0.06	0.026	25.26	80 logements (site 6)	2
Argile	35.28	11.08	4.90	19.63	2.10	1.30	0.87	0.32	0.028	24.49	Salle de sport (site 7)	3
Argile	44.62	12.09	4.59	12.25	1.55	1.39	0.60	4.06	0.029	18.52	150 logements EPLF (site 8)	1.2
Argile	44.66	12.04	4.59	12.29	1.55	1.39	0.60	4.07	0.030	18.78	150 logements EPLF (site 8)	2
Argile	59.53	13.58	5.43	5.35	5.52	1.50	0.42	0.34	0.029	8.30	100+26 logements (site 9)	1.5
Argile	62.61	15.13	6.93	2.71	5.29	1.72	0.69	0.08	0.025	4.81	100+26 logements (site 9)	2.5
Argile	39.89	9.68	4.04	18.17	1.82	1.25	0.79	2.95	0.033	21.37	100 logements (site 10)	2.3

4.2. Analyse minéralogique (DRX) :

L'analyse minéralogique a été faite par diffraction des rayons X (DRX), utilisant un appareil de type Phillips X'Pert radiation $\text{CuK}\alpha$. L'analyse a été effectuée sur les deux phases du sol, premièrement sur la poudre d'argile brute (argile totale) dont les diffractogrammes sont représentés par les diffractogrammes des **figures 55 (a), 55(b) et 55 (c)**, ces figures sont représentés plus en détail dans l'annexe (A8). Le **tableau 15** donne les résultats des différentes phases minéralogiques constituant les sols de la région d'étude. En deuxième lieu, l'analyse a été réalisée pour la fraction argileuse ($<2 \mu\text{m}$) où les lames à agrégats orientés sont séchées à l'air ambiant, le traitement sera donc défini comme étant au "naturel" ou bien "normales", les diffractogrammes sont représentés par les **figures 56 (a), 56(b) et 56 (c)**. L'interprétation de ces diffractogrammes a été faite selon la méthode proposée par Holtzapffel (1985), et ainsi en comparant les raies obtenus par cette diffraction avec celles d'échantillons étalons (Fichiers ASTM). Les résultats ont été confirmés par le programme (EXCEL MINERA, 1997). Ceci nous a permis de définir la gangue argileuse composante des argiles étudiées. Les diffractogrammes correspondants sont donnés par la **figure 56**. Le **tableau 16** donne une récapitulation de l'estimation semi quantitative des compositions minéralogiques de ces argiles.

Tableau 15. Résultats de l'analyse minéralogique quantitative par diffraction des rayons X des sols étudiés

sites	Gypse (%)	Calcite (%)	Quartz (%)	Silicium (%)	Fer (%)	Magnésium (%)	Potassium (%)	Lithium (%)	Titium (%)	Aluminium (%)	Zéophyllite (%)	Corps amorphes (%)	Manganèse (%)
1	93.8	4.5	1.1	-	-			-	-	-	-	0.7	-
2	-	-	-	-	-	58.5	-	8.3	26.4	-		6.8	-
2	-	38.9	4.9	-	-	-	-	-	-	-	55.9	0.8	-
3	83.0	2.3	-	0.9	5.3	-	-	-	-	-	-	8.6	-
4	42.0	26.6	-	-	-	-	30.8	-	-	-	-	0.7	-
5	23.2	69.5	1.1	-	-	-	-	-	-	2.8	-	3.4	-
5	14.6	73.8	6.9	-	-	-	-	-	-	-	-	4.6	-
6	20.5	74.0	2.8	-	-	-	-	-	-	-	-	2.8	-
7	19.3	77.3	0.6	-	-	-	-	-	-	-	-	2.3	-
8	13.4	68.2	13.0	-	3.8	-	-	-	-	-	-	1.7	-
9	27.0	59.9	8.1	-	3.0	-	-	-	-	-	-	1.4	-
10	16.6	77.9	-	1.5	-	-	-	-	-	-	-	1.8	2.2

4.2.1. Détermination des phases cristallines de la matrice des sols étudiés :

D'après les différents diffractogrammes (**Figures 55 (a), (b), (c)**) et le **tableau 15**, nous constatons que les sols étudiés présentent une certaine variabilité des phases minéralogique. En présence des argiles on constate aussi des carbonates-sulfates. Ces derniers sont essentiellement du gypse et de la calcite. Selon le **tableau 15** le taux de ces derniers est respectivement de 13.4 à 93.8 % (gypse) et de 2.3 à 77.9 % (calcite) suivie généralement du quartz avec des pourcentages modérés variant entre 1.1 % à 13 %. D'autres constituants ne sont pas commun aux échantillons tels que : le Fer, l'Aluminium, le Magnésium, le Potassium, le Silicium et le manganèse. Les composantes amorphes sont marquées par des pourcentages faibles et ceci pour la totalité du sol (0.7 % à 8.6 %) (**Tableau 15**).

Toutefois, une particularité parmi tous les échantillons prélevés, il s'agit de ceux prélevés au site 2 (40+61 logements) situés sur la route de Békkaria. Certains de ces échantillons présentent une absence totale de carbonate et la présence du Magnésium (58.5 %), du Titane (26.4 %) et du Lithium (8.3 %). Par contre d'autres échantillons de la même zone présentent une distribution similaire aux autres échantillons avec la présence de la Calcite à 38.9 %, le quartz à 4.9 %, avec ces deux derniers on constate comme deuxième particularité de ce même site, la présence de la Zéophyllite à 55.9 %.

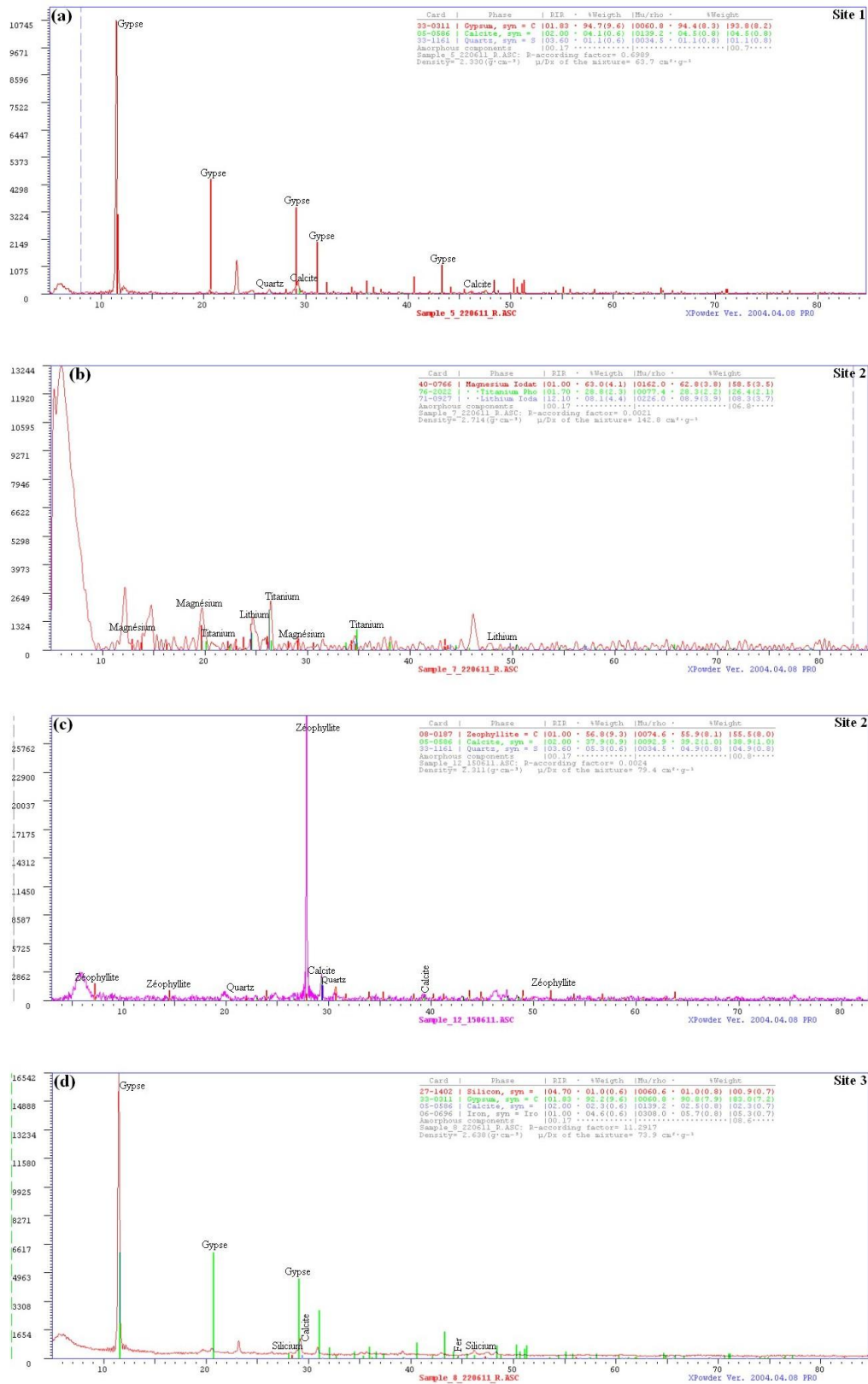
D'après Elio et Cesare, 1983, le minéral Zéophyllite est connue sous forme de silicate de calcium hydraté, il à été découvert par Pelikan en 1902 à Leitmeritz, Bohemie (Pelikan, 1902a et Pelikan, 1902b cités par Elio et Cesare, 1983), D'après ces mêmes auteurs aussi, Hibschi (1917) à reporté sa présence à Rdzein, Bohemie également. Il se trouvait associer avec la pyrite, l'épidote et la chlorite (Elio et Cesare, 1983). La zéophyllite a été rencontré aussi dans les fractures de dolomite de (Salmon River District, Riggins, Idaho) (Fairbanks (1926) cité par Elio et Cesare, 1983). La zéophyllite présente une association de zéolite et apophyllite, on signale que la zéolite est connue par des surfaces spécifiques très variables allant de 100 à 1000 m²/g (Viallis-Terrisse, 2000). Ce minéral qui est rare dans les roches sédimentaires, est rencontré dans les argiles étudiées (**Figures 55 (a)**).

Comme il a été reporté par divers auteurs, la présence du Titane peut rentrer dans la composition de certains silicates, avec Ca, Na et Fe. Cet élément accompagne généralement les minerais de fer d'où il est principalement extrait (Foucault et Raoult, 1988). D'après Pelloux et al., (1971), l'ordre de pénétrabilité dans les espaces interfoliaires des minéraux argileux est comme suit (Thiry et al., 2013):



Le lithium est donc le cation le moins pénétrant dans les espaces interfoliaires. Les minéraux argileux échangés Li^+ sont également très dispersés et difficilement lavables car le chlorure de lithium est très hygrophile (Thiry et al., 2013).

La calcite et le gypse, qui sont abondants dans les sols des régions arides de l'Algérie, interviennent dans la structuration des argiles (Halitim, 1985). En particulier, la calcite structure l'argile par cimentation en raison de la forte adhésion des quasi-cristaux d'argile aux rhomboèdres de calcite, ce qui a pour effet en principe de réduire considérablement le gonflement du sol. En effet, une montmorillonite calcique et moins active qu'une montmorillonite sodique (Halitim, 1984 ; Magnan, 2000 ; Konan, 2006). Mais ça n'empêche que l'existence des sulfates (gypse et anhydrite) aura son effet sur la stabilité des sols.



(A)

Figure 55 (a). Diffractogrammes sur roche total effectués sur les sols étudiés (région d’El Kouif, Tébessa) : présence de Zéophyllite, titanium et lithium avec les argiles

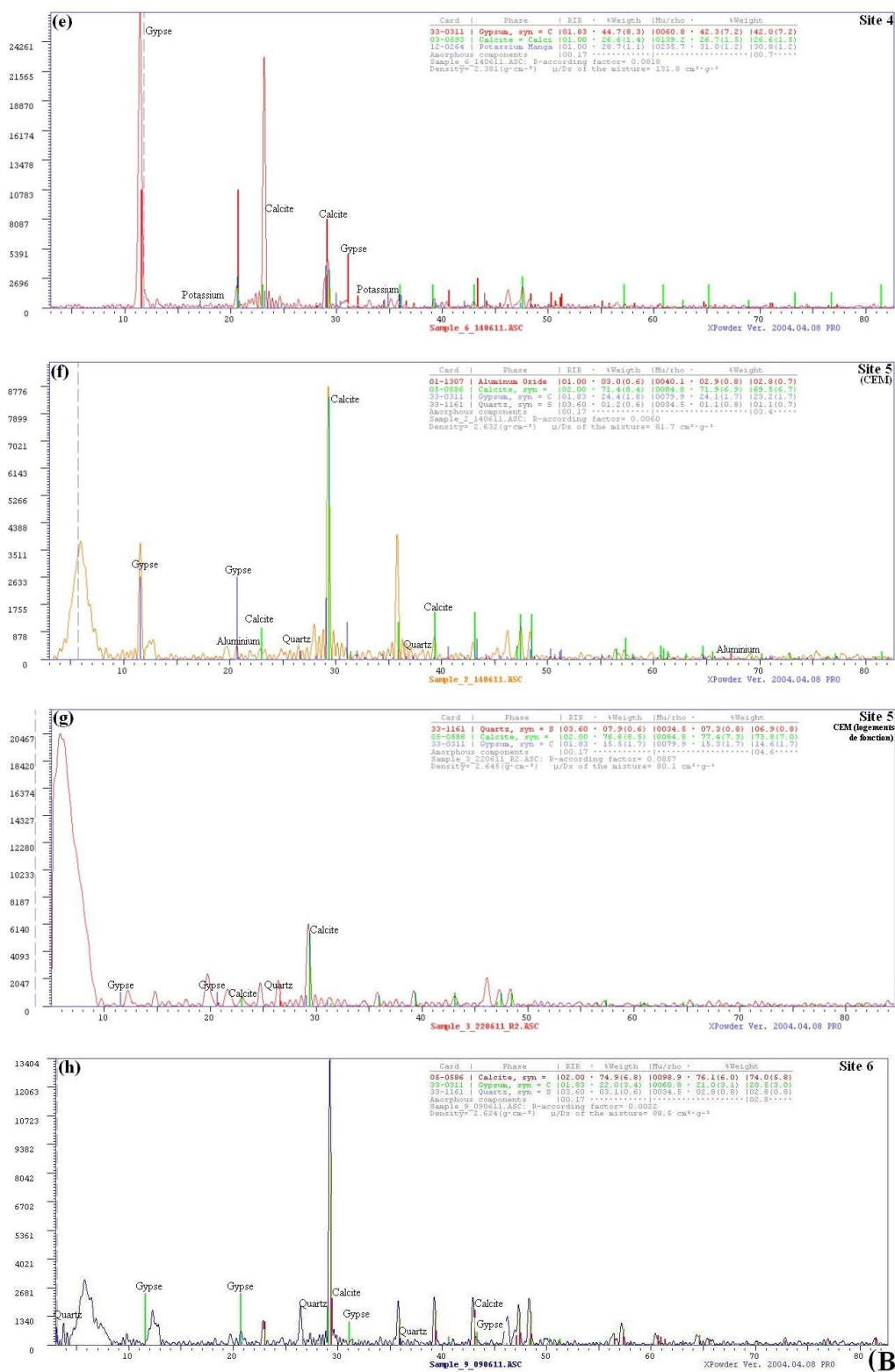
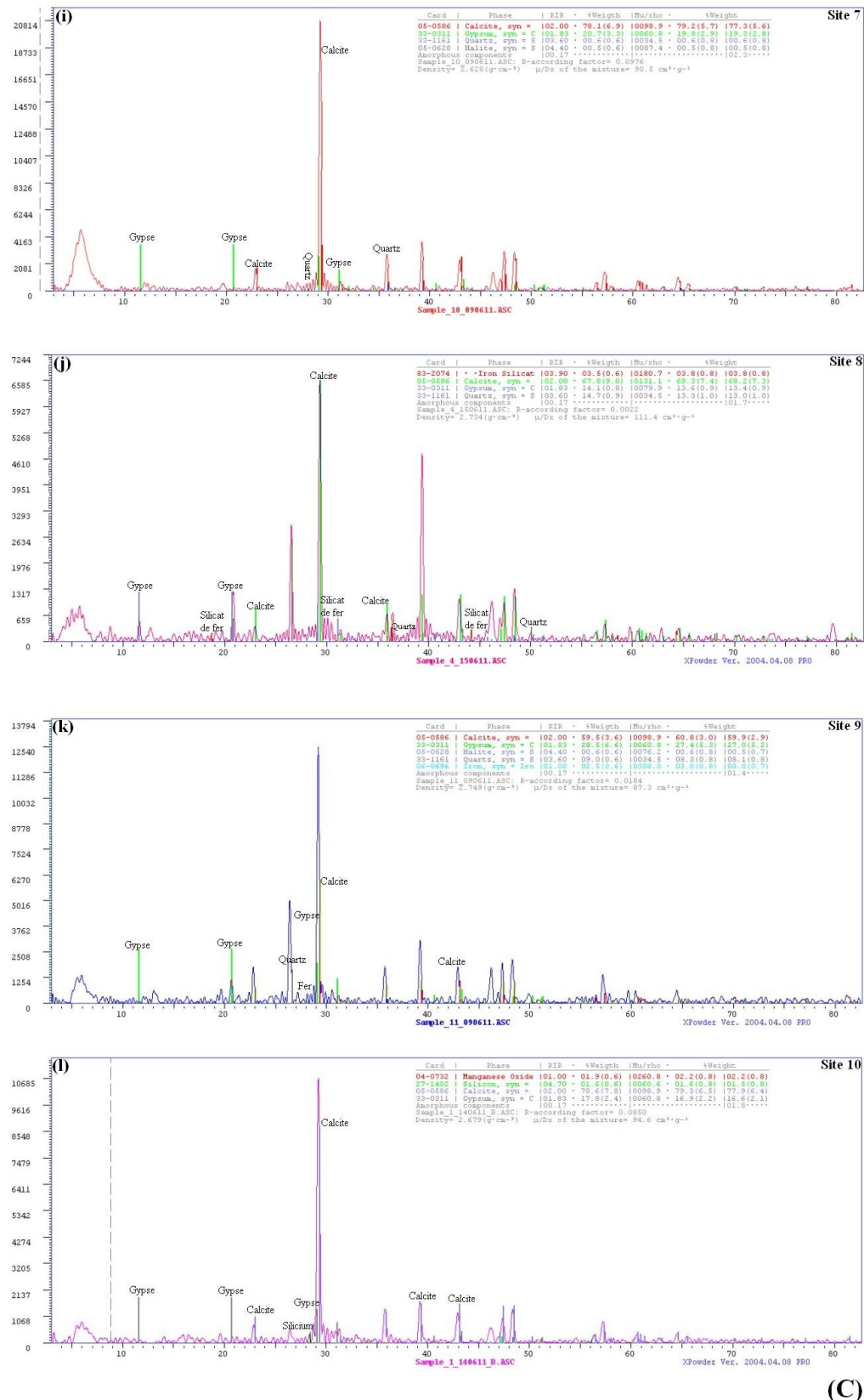


Figure 55 (b). Diffractogrammes sur roche total effectués sur les sols étudiés (région d’El Kouif, Tébessa) : abondance de calcite et gypse avec les argiles



(C)

Figure 55 (c). Diffractogrammes sur roche total effectués sur les sols étudiés (région d’El Kouif, Tébessa) : présence de fer, silicium et quartz avec les argiles

4.2.2. Détermination et semi-quantification du cortège minéralogique argileux des sols étudiés :

Concernant la composition de la fraction argileuse (< 2 μm), la semi-quantification des cortèges des minéraux argileux évalue l'abondance relative des minéraux argileux dans ce cortège. Pour chaque minéral argileux. L'abondance a été déterminée en adaptant la méthode proposée par Holtzapffel (1985), par calcul de la surface de réflexion (001) de chaque minéral argileux enregistré sur le diffractogramme. La précision de cette semi-quantification pour les minéraux argileux est de l'ordre de $\pm 5\%$. L'interprétation des différents diffractogrammes (**Figure 56 (a), (b) et (c)**), montre dans son ensemble, que l'association des minéraux argileux smectite-kaolinite-illite est presque invariable pour tous les échantillons prélevés dans la totalité des sites étudiés (**tableau 16**). D'autres minéraux carbonatés coexistent aussi tels que le gypse, la calcite et l'anhydrite, ce dernier se trouve en faible pourcentage dans quelques échantillons (**Figure 56 (b) et (c)**). La présence des minéraux carbonatés est due probablement l'attaque incomplète des carbonates, vu leur pourcentage élevé dans les sols. Support pour cette présence peut parvenir des essais géotechniques des sols considérés de la zone d'étude : on constate l'abondances des sulfates. Cette composante (sulfate) a donné aux sols étudiés le caractère agressif, dont l'influence sur la superstructure est remarquable. Une autre source de cette présence de CaO est révélée par l'analyse chimique qui, également, a révélait un pourcentage élevé de CaO.

Tableau 16. Récapitulation de l'estimation semi-quantitative des sols de la région d'étude

échantillon	Site	Smectite %	Kaolinite %	Illite %	Sépiolite %	Calcite %	Gypse %	Anhydrite %
1	7	41.07	30.60	6.5	3.09	17.83	0.9	-
2	5	38.06	6.77	7.62	6.31	19.04	20.42	1.75
3	5	58.7	7.61	8.00	4.03	20.46	1.2	-
4	5	38	21.68	10.81	5.76	23.85	0.95	-
5	1	29.86	20.79	5.84	5.14	6.85	29.91	1.59
6	4	38.252	8.283	7.753	6.616	14.662	22.232	2.199
7	6	74.00	15	5.13	5	-	0.87	-
8	3	32.894	10.758	6.514	5.681	31.62	11.053	1.478
9	10	31.52	26.25	12	7.1	23.13	-	-
10	8	39	26	11	5.7	18.30	-	-
12	2	61.9	11	3.5	1.24	17.2	4.2	0.96
14	9	58.51	25	12	4.49	-	-	-

Selon le **tableau 16**, une possibilité d'investigation détaillée du cortège des minéraux argileux contenus dans chaque échantillon peut être approchée.

La smectite montre une nette prédominance d'une argile gonflante dont la réflexion basale, suivant les tests classiques, se situe au naturel, entre 14 et 17Å. Elle peut passer à 19Å au glycol pour se tasser à 10 Å au chauffage. Elle présente des pics indiquant fréquemment une médiocre cristallinité (Thorez, 1976), avec une distribution moyenne de 45.15 %, la smectite dans notre cas d'étude, occupe une position dominante sans présenter de variations notables. C'est au niveau des échantillons prélevés dans les sites 7, 12, 3 et 14 qu'on observe la teneur la plus élevée (**Tableau 16**).

Les pics de la kaolinite révèlent tous un très bon état de cristallinité. Les proportions de ce minéral sont relativement variables d'un échantillon à l'autre (**Tableau 16**).

Les pics de l'illite (**Figure 56 (a), (b), (c)**) sont étroits et aigus. Ce minéral est connu généralement par sa bonne cristallinité. Dans notre cas d'étude, ce minéral a une teneur moyenne de 8.72 %. Dans le cas de l'échantillon 12, la proportion de l'illite est très faible (3.5 %). L'illite forme ainsi le minéral le moins abondant de cet ensemble considéré.

La sépiolite est le minéral le moins répandu dans les sols. Ce minéral existe avec un pourcentage très faible qui ne dépasse pas 7 %. Ce minéral atteint sa valeur minimale avec un pourcentage de 1.24 % (échantillon n° 12). Les pics sont étroits et aigus, prouvant que ce minéral est bien cristallisé.

Selon les différentes investigations et aboutissements, l'origine et les conditions de formation des argiles sont diverses. Ainsi, l'illite se forme sous des climats froids et /ou secs. Elle provient de l'altération des roches silicatées (Millot, 1964 ; Paquet, 1969 ; Chamley, 1971 ; Chamley, 1979 ; Caquineau, 1997, Damnati et al., 2005).

La smectite se forme en grande quantité sous l'action d'un climat chaud caractérisé par une alternance de phases humides et sèches (Chamley, 1971 ; Chameley, 1979 ; Jamoussi et al., 2003 ; Daoudi et al., 2007).

La kaolinite est la plus abondante sous un climat chaud et humide, le ruissellement ou le drainage assure ainsi l'évacuation des ions. Ce type d'argile provient dans une large mesure des sols quaternaires développés sous le climat local semi aride (Chamley, 1971 ; Robert et al., 1979 ; Chamley et al., 1979 a et b ; Robert, 1980 ; Thiry et Jacquin, 1993 ; Ruffell et al. 2002 ; Fursich et al. 2005 ; Bronger 2007 ; Sheldon & Tabor, 2009). En général la dominance de smectite et kaolinite dans les sols, indique un degré d'érosion et d'altération progressif qui se forme pendant une longue période du temps (Fursich et al. 2005 ; Kovács et al., 2013).

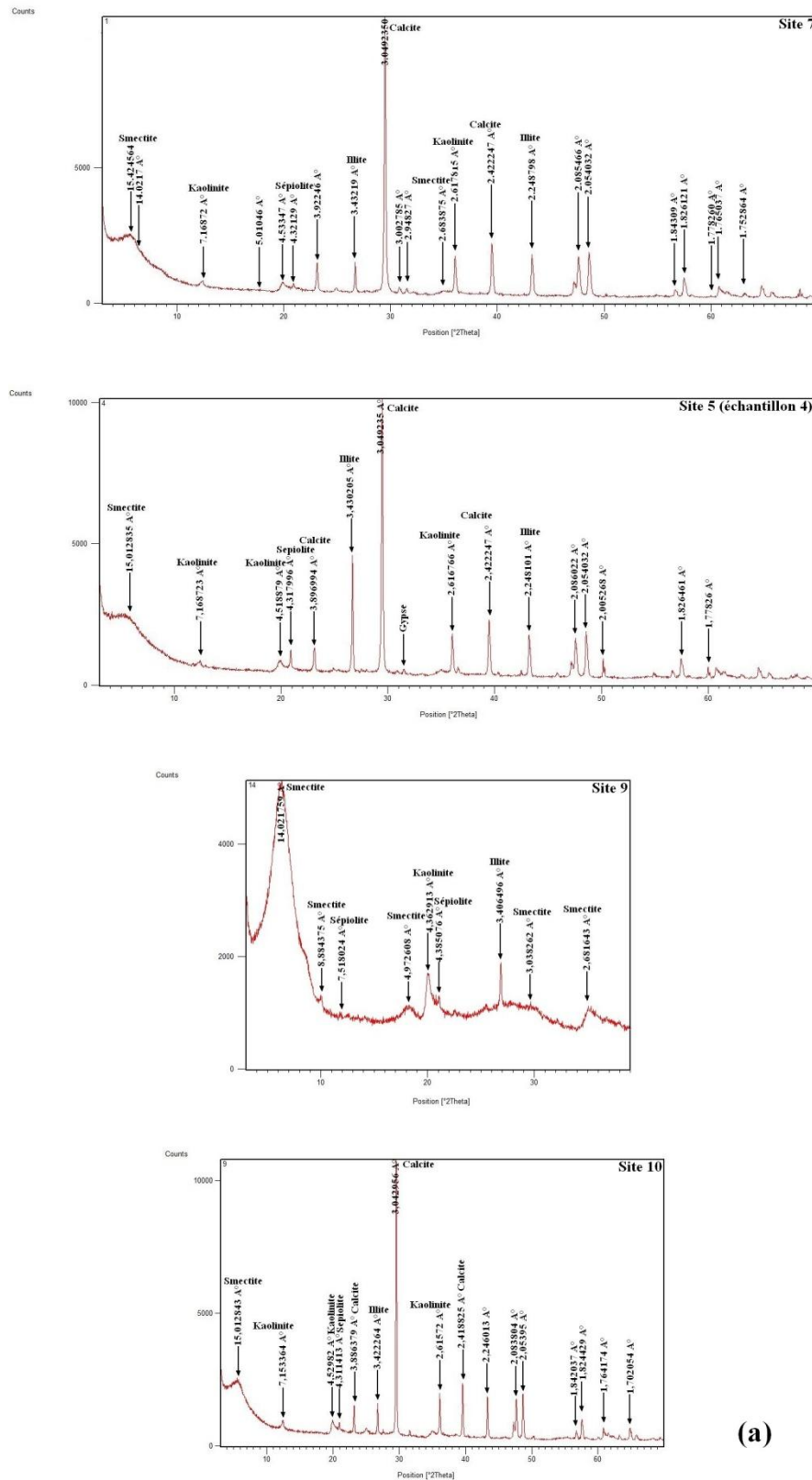
Selon une coupe nord-sud, entre Oran (35° N) et In Guezzam (19° N), Paquet et al. (1984) ont observé une augmentation des teneurs en kaolinite vers le sud (Caquineau,

1997). L'ensemble illite - kaolinite est un bon marqueur des apports éoliens, ils peuvent aussi être des traceurs de la sédimentation quaternaire dans la région (Lange, 1982 ; Paquet et al., 1984 ; Coudé-Gaussen et Rognon, 1988 ; Caquineau, 1997 ; Damnati et al., 2005); alors que l'augmentation de la smectite montre l'action de l'altération locale (Damnati et al., 2005).

Une des sources de provenance de la minéralogie argileuse peut être aussi sédimentaire. Dans le cas d'un système fluviatile, l'érosion et l'accrétion au niveau du chenal peuvent aussi être générateur d'une fraction argileuse : Il s'agit de matériaux de type argile, en suspension, qui ne se déposent qu'au déclin de cette énergie et illustrant le dernier terme d'une séquence fluviatile décroissante (Benzagouta, 1991, 2001). Une autre source responsable de la minéralogie et de sa distribution spatiale. Il s'agit des dépôts à dominance argileuse remplissant les bassins et plaines alluviales avec comme source de génération : érosion, désagrégation et altération (Benzagouta, 1991 ; Walker, 1984, Allen et al., 1979). Le contrôle de cette repartions qualitative et quantitative est surtout lié aux processus sédimentologiques. Cependant, dans la région d'étude, la composition minéralogique des sols et roches n'est pas le seul paramètre qui contrôle la nature des minéraux constituant les sols. Les conditions topographiques, le climat et la taille des particules influencent également la nature et la quantité des apports particuliers (Weaver, 1989). Ainsi pour la taille, couramment, on observe un enrichissement rapide de la fraction argileuse, au détriment des fractions plus grossières, à mesure que l'on s'éloigne de la source d'alimentation. Cette distribution a un lien direct avec le régime énergétique présent : Plus on s'éloigne de la source plus l'énergie de transport diminue et donc plus la fraction argileuse se dépose. (Weaver, 1989 ; Sambrook et al., 2006)

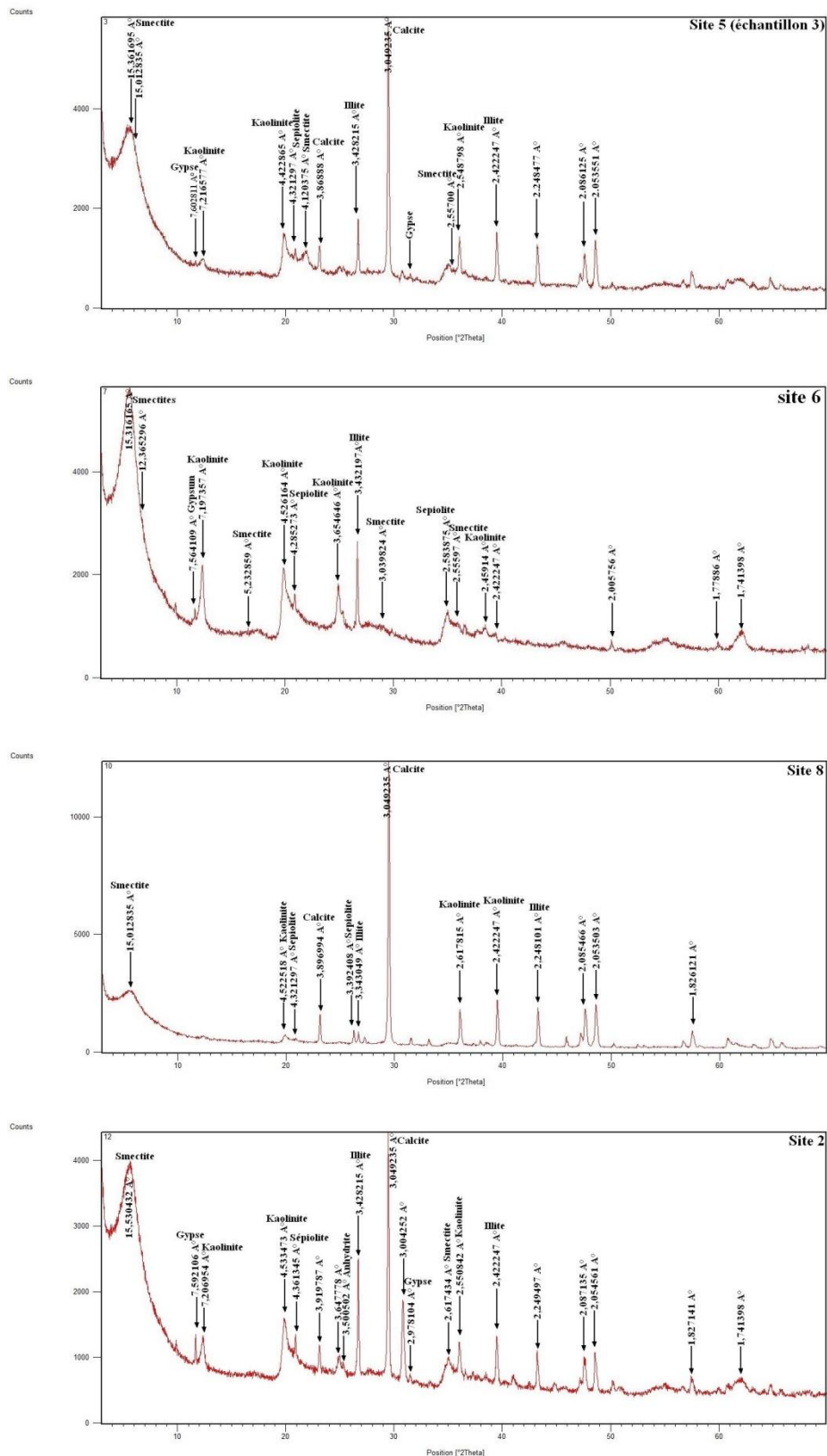
Les travaux de Paquet et al. (1984) ont montré que la nature des matériaux argileux transportés par des processus éoliens est contrôlée par la composition minéralogique de la région de génération. L'importance de la source sur la minéralogie tend à disparaître à mesure que l'on s'en éloigne de cette source. La diversité des argiles transportées par les vents est importante mais globalement et généralement c'est l'illite qui est le minéral le plus représenté (Weaver, 1989, Drouin, 2007).

Le climat intervient sur le degré d'altération des roches et sols des bassins versants (cas du bassin d'El Kouïf). Ainsi les teneurs en illite augmentent vers les hautes latitudes, où l'érosion physique prend le pas sur l'hydrolyse. La kaolinite se concentre dans les zones de forte altération chimique. La distribution des smectites souligne le rôle mineur joué par le climat sur la répartition de ce minéral (Drouin, 2007). En général, l'alternance de périodes humides et sèches favorise la formation des smectites (Chamley, 1971 ; Chameley, 1979 ; Jamoussi et al., 2003 ; Daoudi et al., 2007). Il est à noter qu'en général la répartition de la fraction argileuse (qualitative et quantitative) dépend de la source d'alimentation et des phénomènes l'affectant : degré d'altération, désagrégation ainsi que le mécanisme d'énergie y régnant.



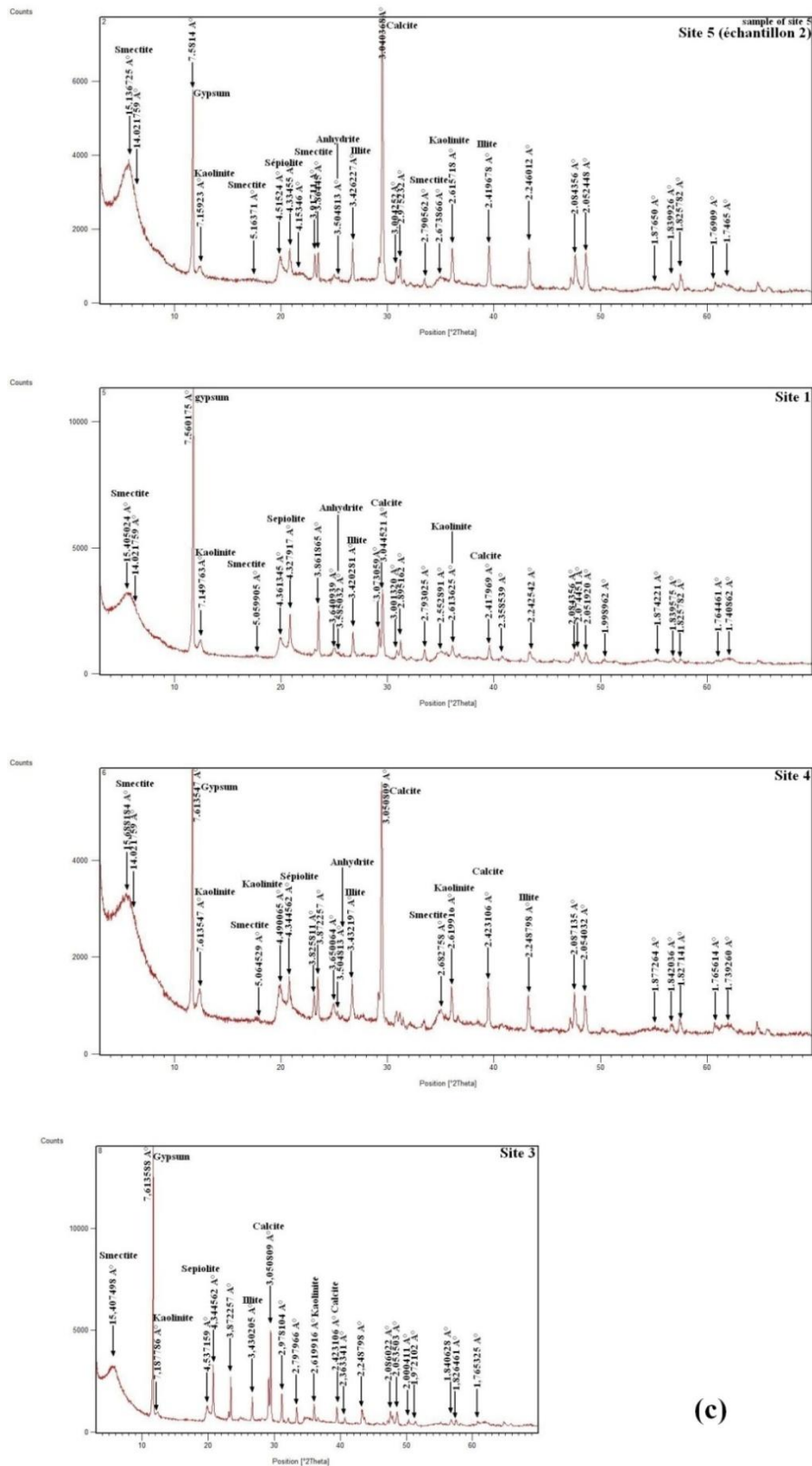
(a)

Figure 56 (a). Diffractogramme réalisés sur les sols étudiés (région d’El Kouif, Tébessa)



(b)

Figure 56 (b). Diffractogramme réalisés sur les sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa) : présence de gypse et anhydrite



(c)

Figure 56 (c). Diffractogramme réalisés sur les sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa) :

Présence de gypse en grand pourcentage et anhydrite

Conclusion :

La composition chimique des sols étudiés, déterminée par spectrométrie à fluorescence, montre que la silice est l'élément le plus abondant dans les sols étudiés, suivie par l'aluminium. Les valeurs des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ sont bien caractéristiques des minéraux argileux. Avec une forte possibilité de l'existence du quartz libre. La corrélation positive entre les différents éléments du sol : Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O et SiO_2 montre que dans les sols, ces éléments considérés se trouvent dans la même phase minéralogique qui est l'argile,

L'absence de corrélation entre SiO_2 et CaO peut indiquer que ces deux éléments appartiennent à des phases minéralogiques différentes, qui sont l'argile et le carbonate de calcium.

Les teneurs assez élevées des oxydes de calcium prouvent qu'en plus les carbonates font partie de la structure des minéraux argileux (Montmorillonite calcique), leur pourcentage élevé est lié aussi à la présence des gypses et des carbonates dans les sols étudiés. Les proportions élevées des cations Na^+ , K^+ , Ca^{++} et Mg^{++} indiquent que la capacité d'échange cationique peut être élevée avec une dominance du Ca^{++} par rapport à Na^+ , celui-ci (Na^+) ne peut pas être considéré comme indicateur du potentiel de gonflement dans notre cas d'étude. D'autre part l'échange de Ca^{++} dans les argiles étudiées, a son effet sur le comportement surtout hydromécanique de ces argiles.

D'après les résultats de l'analyse minéralogique par diffraction des rayons X (DRX), les sols étudiés présentent une certaine variabilité des phases minéralogiques. Ainsi la diffractométrie de la roche totale (sols argileux) montre la présence du gypse, calcite, quartz dans la majorité des sols. Une exception faite pour le **site 2** (40+61 logements), là où on remarque la présence de magnésium, titane, lithium et zéophylite. Ce dernier (Zéophylite) constitue généralement un minéral rare dans les roches sédimentaire, et il est caractérisé par une variation très large de la surface spécifique (de 100 à 1000 m^2/g).

La diffraction de la fraction argileuse, montre dans son ensemble, que l'association des minéraux argileux smectite-kaolinite-illite est presque invariable pour tous les échantillons. La smectite est le minérale argileux responsable de la variation considérable de volume des sols étudié, et ceci par sa capacité d'échange élevée. De plus, la sépiolite appartient aux argiles fibreuses, celles-ci aussi jouent un rôle proche des smectite.

D'autres minéraux sulfatés coexistent aussi tels que le gypse, et l'anhydrite, ce dernier se trouve en faible pourcentage dans quelques échantillons. Le taux élevé de sulfate (gypse et anhydrite) dans les sols étudié aura une influence néfaste sur les sols.

Nous pouvons conclure finalement que les minéraux argileux sont ceux responsables de la dégradation des constructions dans la région d'étude par le phénomène cyclique de retrait -gonflement. A leur rôle, les sulfates (gypse et anhydrite) ont aussi accentués l'état de dégradation actuel des différentes constructions dans la région d'El Kouif.

1. Introduction :

Les sols sont des milieux hétérogènes, ils se différencient par la forme, les dimensions des particules ou des agrégats de particules, par l'existence de vides, de fissures, de zones plus denses. Cette hétérogénéité est due aux processus qui ont conduit à la formation de ces sols. Ces processus ont subi des fluctuations dans le temps et dans l'espace, avec un impact sur leurs propriétés, provoquant ainsi une variation de celles-ci tant en profondeur qu'horizontalement. Cette variabilité naturelle a des conséquences sur les propriétés physiques et mécaniques des sols. À cet effet, la dispersion des propriétés géotechniques des sols est un problème que doit inévitablement traiter l'ingénieur géotechnicien dans la pratique courante géotechnique (Baguelin et Kovarik, 2000).

Pour la reconnaissance géotechnique des sols, il est très rare que, sur un même site, tous les paramètres géotechniques du sol (paramètres physiques, mécaniques et chimiques) soient mesurés en un nombre de points suffisant pour que l'on puisse juger bien connu l'ensemble du massif de sol. De manière habituelle, la reconnaissance géotechnique se limite au strict minimum, et l'on dispose alors, des valeurs de certains paramètres en certains et d'autres points en d'autres points. L'ingénieur géotechnicien doit tirer les meilleures informations de ces valeurs dispersées pour les utiliser dans les calculs nécessaires et établir des coupes géotechniques représentatives du site.

Toutefois les méthodes de calcul de la mécanique des sols reposent toutes sur des hypothèses simplificatrices. Ces hypothèses ignorent généralement le caractère hétérogène des sols naturels. La variation d'un point à un autre des propriétés physiques et mécaniques du sol à l'intérieur des couches retenues pour ces calculs est pourtant une source d'incertitude sur le comportement prévu des ouvrages (J.P.Magnan, 1993). Malgré le développement des méthodes numériques pour des calculs de plus en plus performants et la description la plus réelle possible du sol, l'écart entre les résultats de calcul et les valeurs réelles n'est pas exclue. Ainsi, les géotechniciens cherchent à minimiser ce biais existant en poussant leur investigations dans l'application des méthodes et des techniques diverses. Parmi ces techniques on peut citer les analyses statistiques et les probabilités, dont le but est de prendre en compte l'effet de la variabilité des propriétés géotechniques des sols. Dans la littérature, plusieurs relations ont été proposées, basées principalement sur les méthodes de : l'œdomètre, triaxial, succion, changement de volume potentiel (CVP ou PVC), et le coefficient d'extensibilité linéaire (COLE) (Dakshnamurthy et Raman, 1973 ; Erguler et Ulusay, 2003 ; Erzincan et Erol, 2007 ; Gray et Allbrook, 2002 ; Ranganatham et Satyanarayana, 1965 ; Didier et al., 1973 ; Komornik et David, 1969 ; Kariuki et Van der Meer, 2004 ; McCormack et Wilding, 1975 ; Seed et al., 1962 ; Skempton, 1984 ; Thomas et al., 2000 ; Yilmaz, 2006 ; Türköz et Tosun, 2011 ; Hashim et Suleman, 2012 ; ... et d'autres). Les paramètres choisis et les résultats acquis diffèrent d'une recherche à l'autre. Cependant l'initiative principale reste toujours, la recherche d'une méthode d'estimation rapide d'un paramètre pouvant être difficilement déterminé au laboratoire, en fonction d'autres faciles et moins coûteux.

Dans la région d'études, les résultats des propriétés physiques, mécaniques et chimiques des sols présentent une variabilité et une dispersion d'un sondage à un autre. Cette lacune expérimentale est due au manque de quelques essais nécessaires tels que la détermination de la pression de gonflement. Donc tout jugement ou interprétation se rapportant au caractère gonflant des sols de la région peut se faire avec une certaine incertitude relative. A cet effet, une homogénéisation ainsi que des essais complémentaires ont été utiles, pour une meilleur analyse statistique.

Dans ce chapitre, une des initiatives à considérer est de procéder pour l'analyse statistique des propriétés géotechniques du sol de la région d'étude. Cette analyse consiste à chercher des corrélations entre les propriétés du sol en appliquant la méthode de régression linéaire simple. Cette méthode sera suivie par une recherche d'un modèle statistique liant ces paramètres, en utilisant la méthode de régression linéaire multiple. L'équation du modèle pourra être applicable aux sols de la région et doit permettre un calcul empirique rapide de la pression de gonflement libre de ces sols. Pareille procédure facilitera la prévision du caractère gonflant des sols. Pour diriger les reconnaissances géotechniques, concernant les étapes ultérieures des travaux d'un projet donné, cette prévision rapide, peut être d'un grand intérêt surtout concernant la région d'étude.

2. Importance des méthodes statistiques :

Il est mis en évidence qu'il est impossible de déterminer en tous points, les propriétés des sols sur le site d'un projet et ceci pour deux raisons :

- la première est économique, car il faut réaliser l'étude avec un budget limité,
- la deuxième raison concerne la stabilité du site et par suite la sécurité de l'ouvrage,

Comme il est connu, il ne faut pas épuiser et remanier tous les sols pour le futur ouvrage (Magnan, 1982). Le choix des propriétés des sols se fait sur la base de quelques résultats d'essais sur des échantillons prélevés pratiquement au hasard au niveau du site.

L'utilisation des méthodes statistiques, pour la caractérisation géotechnique des sites, permet de caractériser la variabilité naturelle des propriétés physiques et mécaniques des sols. Ceci permettra de définir les hypothèses de calculs, et de rendre plus efficace la reconnaissance géotechnique, en jouant sur la position et le nombre des sondages (Magnan, 1982). Dans le cas où le nombre des essais et plus précisément des valeurs des essais, serait suffisant, on peut aboutir à des corrélations représentatives concernant les différentes propriétés d'un même type de sol.

3. Relation et corrélation des propriétés des sols :

3.1. Origine des corrélations:

S'il est impossible de donner une justification théorique quantitative de l'existence de relations entre les propriétés d'un même massif de sol naturel, il est facile d'admettre que les différents paramètres d'un sol doivent avoir des relations entre elles telles que:

la résistance au cisaillement, la plasticité ou la perméabilité, le tout dépendant de la forme et de la nature des particules, et aussi de la quantité d'eau présente dans les interstices.

De plus, à l'intérieur d'une même catégorie de paramètre, il existe à l'évidence des relations entre les paramètres mesurés par des essais in situ ou au laboratoire. Et Si deux paramètres dépendent, l'une des mêmes propriétés physiques que l'autre, alors il existe également une relation entre ces deux paramètres (Magnan, 1982 ; Zibani, 2012).

Effectivement, l'expérience confirme cette réflexion purement qualitative : dans chaque dépôt de sol, il existe, des relations entre les paramètres géotechniques, ainsi que des relations plus générales, valables pour un type de sol, ou même pour plusieurs types de sols.

On peut distinguer trois types de relations entre les propriétés géotechniques d'un sol :

- Relations mathématiques existant par exemple entre les paramètres décrivant le sol :

La teneur en eau w , le poids volumique du sol γ et le poids volumique du sol sec γ_d son relier par la relation suivante

$$\gamma = \gamma_d(1 + w)$$

- Lois d'évolution en fonction de la profondeur qui sont dues à l'effet de la pesanteur et dont l'origine est liée à l'augmentation des contraintes quand on s'enfonce dans le sol. Dans les sédiments homogènes de sols fins en état stable, la pression de consolidation et la contrainte effective par exemple, augmente avec la profondeur (Magnan et Bouheraoua, 1996 ; Magnan et Bouheraoua, 2001).

- Les corrélations ou relation empiriques entre les propriétés d'un volume élémentaire de sol, par exemple la cohésion non drainée d'une argile et sa pression de consolidation évoluent simultanément. Il en est de même pour l'indice de plasticité et la pression de gonflement libre d'une argile. La porosité et le coefficient de perméabilité évoluent également simultanément... etc. Ces relations ne peuvent être caractérisées que de façon statistique et s'expliquent par la raison que toutes les propriétés d'un même sol évoluent de façon coordonnée ce qui traduit l'existence d'une loi de comportement générale pour chaque grande classe de sol (Zibani, 2012).

3.2. Domaine d'application des corrélations en mécanique des sols :

Les corrélations en mécanique des sols présentent un moyen de contrôle des résultats des essais in situ et au laboratoire, et comme moyen de trouver des valeurs complémentaires de quelque paramètres en fonction d'autres. Pour un site donné, les corrélations peuvent servir d'outil de vérification de l'homogénéité des sols ou de contrôle de qualité des essais. A titre d'exemple, on peut analyser la relation entre deux paramètres d'un même sol selon l'indice de vide e et l'indice de compressibilité C_c (au laboratoire) ou mesurer ces paramètres sur place à l'aide d'essai pressiométrique (module préssiométrique EM et pression limite PI).

D'autre part, les corrélations sont aussi utilisées pour l'estimation de certaines propriétés des sols (généralement des propriétés mécaniques) à partir des caractéristiques mesurées (généralement des propriétés physiques). Dans notre cas d'études notre approche vise à estimer le caractère gonflant des sols à partir des valeurs de ses caractéristiques physiques mesurées au laboratoire dont nous disposons.

Certains paramètres, pour le cas d'une couche de sol d'un site déterminé, sont liés, par une relation mathématique exacte. Par contre dans le cas de 2 sites considérés, l'analyse montre qu'ils sont plus dispersés et cette dispersion peut augmenter avec l'augmentation du nombre de sites (Magnan, 1982 ; Zibani, 2012). Les erreurs expérimentales exercent également une influence sur la qualité des corrélations. Donc, il est indispensable de connaître l'origine des corrélations que l'on envisage à utiliser et d'être clair concernant la variabilité des paramètres autour de leur relation moyenne affichée.

Pour étudier les relations entre les propriétés des sols, on utilise des techniques classiques de la statistique. En mécanique des sols, en appliquant ces techniques, chaque paramètre géotechnique doit être considéré comme une variable aléatoire, c'est-à-dire comme une grandeur non déterminé et dont on sait qu'elle peut prendre telle ou telle valeur parmi un ensemble de valeurs possibles, avec une certaine probabilité. Cette assimilation des propriétés du sol à des variables aléatoires représente l'ignorance de l'ingénieur vis-à-vis des valeurs exacte de chaque propriété en chaque point.

4. Matériel et méthodes : cas d'études

Pour arriver à une bonne analyse exploratoire des données géotechniques de la région d'étude (Commune d'El Kouif), nous avons procédé par un tri des données déjà utilisé au **chapitre 4**. Ce tri nous a permis d'avoir des données assez homogènes, et ceci après avoir effectué des essais complémentaires. Ces essais étaient d'un grand intérêt pour la prévision des caractéristiques de gonflement des sols. La profondeur d'investigation a été limité à 6 m, correspondant bien la profondeur de toutes les fondations et qui sont de type superficiel dans la région d'étude.

Le choix des paramètres prédictifs pour la pression de gonflement à été limité à 5 paramètres. Ce choix à été fait après avoir fait une analyse exploratoire de l'ensemble de paramètres. Une première corrélation à été faite pour cet ensemble. Cette exploration des paramètres, permettait l'élimination de ceux qui n'ont pas présenté de bonnes corrélations avec la pression. Après ces éliminations, nous avons pu aboutir à une amélioration des principaux indicateurs de performance globale du modèle statistique élaboré.

4.1. Etape d'analyse exploratoire : Statistique descriptive et Régression linéaire simple :

En premier, une description statistique des paramètres géotechniques constitue une étape préalable indispensable. Un résumé tabulé pour la statistique élémentaire des données géotechniques choisis dans ce chapitre est très utile. Ce résumé comprend, les indicateurs statistiques suivants : les indicateurs de tendance (la moyenne, le 1^{er} quartile et

le 3^{ème} quartile), les indicateurs de dispersion (les valeurs minimale et maximale, la déviation standard ou écart type et le coefficient de variation) et en fin les indicateurs de forme (coefficients d'asymétrie « skewness » et d'aplatissement « kurtosis ») qui sont aussi représentés. Le boxplot sous forme de boîte à moustache donnera également l'expression schématique de la variation de chaque paramètre. Ce dénombrement élémentaire et descriptive, permet une présentation claire pour la distribution des paramètres du point de vue statistique. Dans le cas où les paramètres sont éloignés de la moyenne (c'est-à-dire qu'ils ne sont pas symétriques), une transformation devient nécessaire pour normaliser ces paramètres. Dans la littérature statistique, plusieurs transformations peuvent être appliquées. Lorsqu'il n'y a pas de raison a priori pour choisir l'une ou l'autre de ces transformations, une méthode plus générale permettant de normaliser les données. Cette méthode a été proposée par Box et Cox (1964). Ces auteurs ont étudié une généralisation de la famille des transformations monotones des fonctions puissances. Cette famille est indexée par un paramètre γ , l'exposant gamma peut être ajusté par itérations pour obtenir la meilleure transformation possible, selon:

$$y' = \frac{(y^\gamma - 1)}{\gamma} \quad (\text{si } \gamma \neq 0) \dots \dots \dots (5.1a)$$

$$y' = \ln(y) \quad (\text{si } \gamma = 0) \dots \dots \dots (5.1b)$$

Cette méthode, qu'on ne peut pas appliquer à la main, est disponible en langage R «fonction boxcox» (Legendre, 1984 et Legendre, 1998 ; Sokal et Rohlf, 1995 ; Venables et Ripley, 2002). Il est important de noter que le langage R est bien celui utilisé pour nos calculs statistiques, à base du langage simple de l'Excel.

La régression linéaire consiste à chercher une relation linéaire entre X qui est la variable explicative (variable de régression) et Y qui est la variable à expliquer c'est-à-dire pour laquelle on cherche une réponse (Confais et Le Guen, 2006 ; Dominique, 2006; Rakotomalala R., 2011 ; Julien Jacques, 2014). Dans le cas des sols étudiés, la régression est représentée par un nuage de point exprimant le taux de corrélation des différents paramètres géotechniques choisis. Chaque nuage de point est ajusté à une droite d'équation

$$Y = aX + b \dots \dots \dots (5.2)$$

La droite est également jointe du coefficient de corrélation.

4.2. Etape confirmatoire : Régression linéaire multiple et prévision des caractéristiques de gonflement :

La régression linéaire multiple n'est que l'extension du modèle à deux variables exposé ci-dessus (en régression linéaire simple). Elle permet d'étudier la relation entre une variable dépendante (Y) et un ensemble de p variables (plusieurs variables) indépendantes

(les X_j) considérées simultanément. Le modèle dans ce cas constitue la généralisation naturelle de la régression simple.

$$y_i = a_0 + a_1X_1 + a_2X_2 + \dots + a_pX_p \dots\dots\dots (5.3)$$

Où

- a_0 = l'ordonnée à l'origine, c'est une constante appelée intercept.
- a_1, a_2, a_p, a_n , sont les coefficients de régression des prédicteurs X_1, X_2, X_p, X_n .

A partir de ces coefficients ou paramètres, on va chercher les valeurs prédites de Y qui se rapprochent le plus des valeurs observées de Y avec, bien sur, le minimum de décalage (erreur).

Les paramètres choisis sont celles retenues après avoir effectué l'homogénéisation des différents paramètres. Il s'agit des limites d'Atterberg (Limite de liquidité LL et indice de plasticité PI), l'activité A des sols, la fraction argileuse CF (Clay Fraction) notée par J en mécanique des sols, la valeur du bleu de méthylène VB et la pression de gonflement libre (Sewell Pressure) SP noté par P_g . Un des objectifs est de chercher à estimer ce dernier paramètre à partir des cinq autres paramètres. Comme connu, la SP traduit le comportement mécanique des sols vis-à-vis du gonflement. Les valeurs de SP sont acquises par mesure directe à l'aide de l'œdomètre, au laboratoire : relativement lent comme processus, couteux et délicat. Quant aux paramètres (LL, IP, A, CF et VB), il s'agit de propriétés physiques mesurées également au laboratoire, par des essais faciles et rapides. Dans notre cas, les paramètres indépendants ou explicatifs sont les cinq propriétés physiques ; le paramètre dépendant c'est le paramètre mécanique SP. On cherche donc à prévoir SP en utilisant LL, IP, A, CF et VB, et à avoir des valeurs estimées de SP pouvant se rapprocher des valeurs mesurées, selon une erreur minimale. La matrice de corrélation des paramètres géotechniques des sols étudiés, montre les fortes relations entre ces paramètres deux à deux, exprimées par des coefficients de corrélation se rapprochant de 1 (**Chapitre 1. Partie C.**). La confirmation de l'existence de relations compatibles entre les différents paramètres choisis, nous à permis d'arriver à une équation multiparmétriques ; cette équation permettra de prévoir des valeurs pour la pression de gonflement des sols étudiés. Cet aboutissement à base de résultats acquis ainsi que les interprétations nécessaires vont être comme suite :

5. Résultats et interprétations :

5.1. Analyse exploratoire des paramètres géotechniques :

Les paramètres géotechniques déterminés à partir des sols étudiés (physique et mécaniques) traités dans le chapitre précédent, présentaient une variabilité et une dispersion d'un sondage à un autre. De ce fait, un traitement statistique devient très utile. Après homogénéisation des différentes données géotechniques des sols étudiés, nous avons retenue les paramètres présentés au **tableau 17**. Ce tableau donne le résumé de la statistique descriptive des paramètres géotechniques, d'après ce tableau, on remarque que les sols montrent une large gamme de propriétés géotechniques, dont les variations sont remarquables. On note par exemple que la moyenne de la limite de liquidité est de 85.6 % (± 25.6 %) avec une déviation des 50 % des résultats par rapport à la moyenne qui est égale à 23.6 %. En ce qui concerne l'indice de plasticité, elle est de 45.13 % (± 16.92), avec 50 % des résultats dévient de la moyenne de 10.73 %. Quand à l'activité A des sols, la fraction argileuse J, la valeur de bleu VB et la pression de gonflement SP sont égales respectivement à : 2.149 (± 0.258), 20.4 % (± 5.7 %), 5.13 g/100g (± 2.41 g/100g) et 206.4 Kpa (± 84.1 Kpa), la déviation des 50 % des résultats par rapport aux moyennes sont égales aussi successivement : 0.039, 4.3 %, 1.41 et 50.4 (kpa). D'après le skewness (coefficient d'asymétrie) les paramètres représentent une légère asymétrie vers la droite sauf pour l'activité qui représente une asymétrie à gauche. Le kurtosis (coefficient d'aplatissement) se rapproche de zéro pour la plus part des paramètres, sauf pour la valeur de bleu et la pression de gonflement là où ce critère est légèrement pointu avec une distribution décalée vers la droite (coefficient d'asymétrie > 0), en raison d'un maximum assez élevé. Dans la littérature, ces indicateurs statistiques de forme, et de dispersion, ont été utilisés pour plusieurs recherches, et dont le but essentiel est de vérifier la distribution et la dispersion des différents paramètres, à fin d'aboutir à une loi normale régissant ceux-ci. En cas d'asymétrie et de coefficient d'aplatissement très élevé ou bien le contraire, les paramètres doivent être normalisés par la transformation choisie (Fredlund and Dahlman, 1971 ; Krahn et Fredlund, 1983 ; Clarke et al., 2008 ; Maximilian Huber, 2013). Dans notre cas d'études, vue la dispersion remarquable des paramètres, ceux ci on subit une normalisation choisie par le logiciel utilisé (boxcox en langage R) (Box et Cox, 1964). Cette transformation permet de réduire l'influence des valeurs aberrantes (Atypique) et conduit au meilleur ajustement de la loi normale pour notre cas.

Tableau 17. Résumé de la statistique descriptive des paramètres géotechniques des sols (Région d'El Kouif)

Statistique descriptive	LL (%)	IP (%)	A	J ou CF (%)	VB (g/100g)	SP ou σ_g (Kpa)
Minimum	39	19	1.57	12	2.11	87
Maximum	158	89	2.7	33.6	12.19	510
1 ^{er} Quartile	62	34.4	2.11	16.1	3.72	159
3 ^{ème} Quartile	98	55	2.25	24.5	6.11	250
Moyenne	85.6	45.13	2.149	20.4	5.13	206.4
Std. Deviation	25.6	16.92	0.258	5.7	2.41	84.1
Coeff. of Variation	0.299	0.375	0.12	0.28	0.45	0.41
Skewness	0.293	0.539	-0.781	0.426	1.38	1.39
Kurtosis	0.676	0.191	1.085	-0.56	2.61	3.95

La **figure 57** donne les diagrammes en boîte des paramètres géotechniques retenus dans cette thèse. L'inspection visuelle de ces graphiques révèle les constatations suivantes :

-Le diagramme en boîte relative au paramètre géotechnique « limite de liquidité » révèle des mesures dispersées par rapport à la moyenne arithmétique qui est de l'ordre de (93%). La médiane est nettement penchée vers les valeurs les plus élevées, avec une valeur extrême supérieure à 150. D'un point de vue géotechnique, cette observation suggère que les teneurs en eau correspondantes à la limite de liquidité des sols sont très élevées, ceci révèle que l'aptitude au gonflement des sols étudiés est très élevée selon les divers classifications établis (Dakshnamurthy et Raman, 1973)

-Les mesures relatives à l'indice de plasticité présentent un diagramme en boîte relativement asymétrique. La médiane est décalée vers les valeurs minimales avec au moins 50% des observations supérieures à 42 (**Figure 57**). Cette constatation suggère également que les sols en question sont caractérisés par un indice de plasticité très élevé et sont donc classés dans le domaine très plastique, d'après Seed et al., (1962) de telles plasticités élevées des sols engendrent des potentiels de gonflement élevés.

-Les mesures relatives à la fraction argileuse (< 2 micron) présente aussi un diagramme en boîte dissymétrique. Ainsi, on observe une médiane relativement penchée vers les valeurs minimales. En effet, au moins 50% des observations sont inférieures à 19. C'est cette fraction fine qui conditionne le gonflement du sol.

-Le diagramme en boîte des mesures relatives à la valeur de bleu présente une distribution statistique nettement dissymétrique. On observe que la médiane est décalée vers les valeurs minimales avec au moins 50 % des observations inférieures à 4. On remarque aussi deux valeurs atypiques inhabituellement élevées pouvant avoir un effet disproportionné sur les résultats statistiques. Ces constatations traduisent une capacité d'échange cationique moyenne à élevée des sols (Çokça, 1991 ; Yeliz et Kaya, 2008)

-Les mesures relatives à la variable géotechnique « activité des sols » présente une distribution statistique nettement dispersée. Sur le graphique, on remarque plusieurs valeurs atypiques. La médiane montre une valeur d'activité des sols égale à 2.2 et est

décalée vers les valeurs maximales. Du point de vue géotechnique, les valeurs élevées de l'activité des sols révèlent leur affinité grande à l'eau, et par conséquent leur grande aptitude au gonflement (Seed et al., 1962 ; Arega, 2012)

-Le diagramme en boîte de la pression de gonflement libre : la médiane est décalée vers les valeurs minimales, mais restant toujours supérieur à 200 Kpa ce qui traduit un gonflement assez élevé en cas de fondations superficielles et légères (Chen, 1988 ; Khaddaj, 1992 ; Vincent et al., 2006).

En comparant ces résultats, on constate que malgré que la fraction argileuse n'est pas très élevée, les sols représente une aptitude au gonflement élevée à très élevée. Du point de vue minéralogique, le type des minéraux argileux constituant cette fraction, joue un rôle important dans le mécanisme de gonflement, plus la fraction argileuse est active, l'indice de plasticité et la limite liquidité sont élevées, plus la composition minéralogique est riche en montmorillonite (Seed et al., 1962 ; Arega, 2012). De ce fait, après la normalisation des paramètres, la recherche d'une relation linéaire entre les paramètres devient très utile.

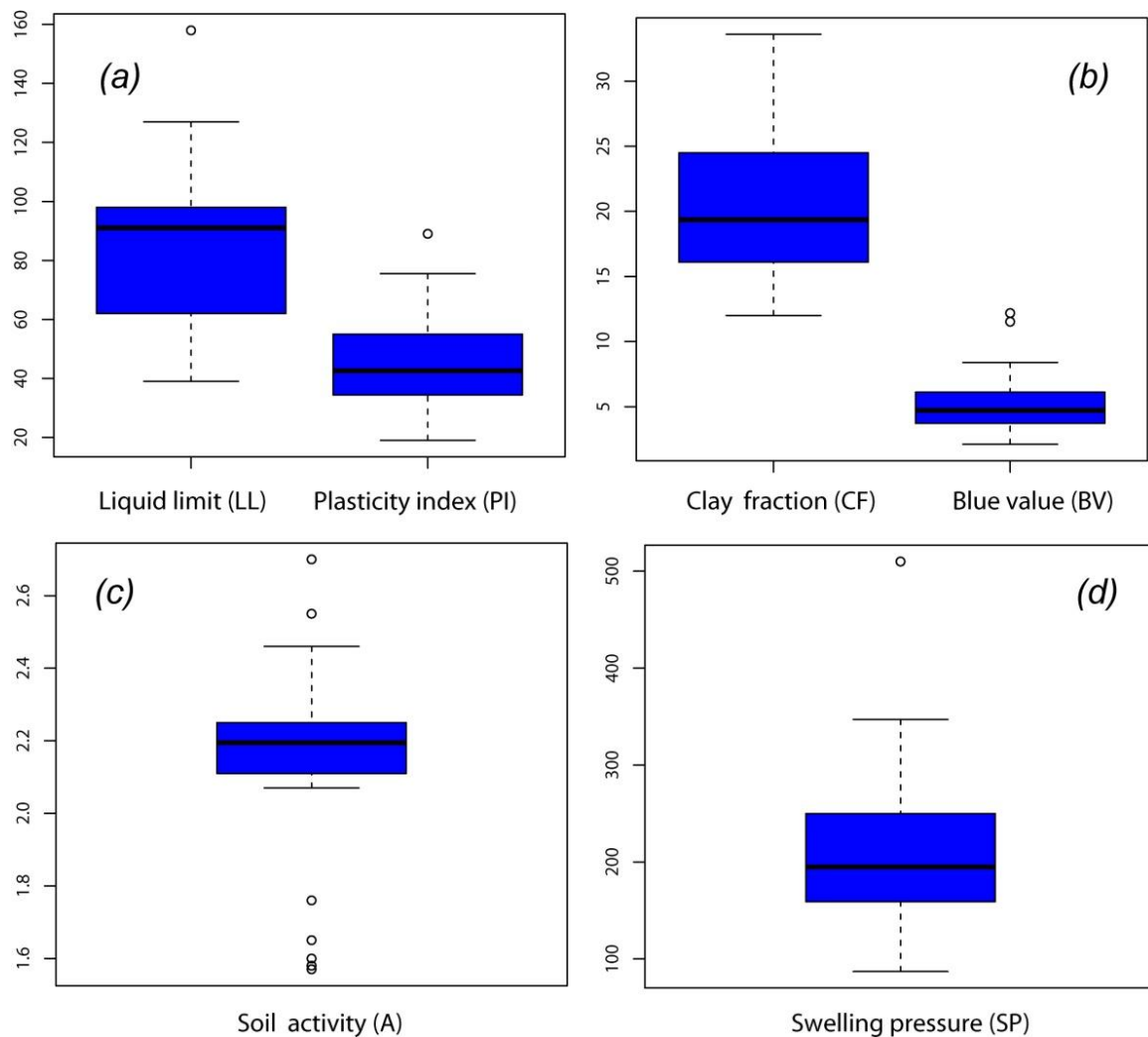


Figure 57 Diagrammes en boîte des paramètres géotechniques.

La **Figure 58** donne les nuages de points des paramètres géotechniques (paramètre physique du sol) retenus deux à deux. L'analyse de corrélation révèle majoritairement une forte corrélation entre les paramètres géotechniques. Par exemple, l'inter-corrélation valeur de bleu/ indice de plasticité paraît fortement corrélée positivement ($r = 0.965$). Egalement, on observe une forte liaison linéaire entre "la fraction fine" et "l'indice de plasticité" ($r = 0.990$).

De même entre "la valeur du bleu" et "la fraction fine" sont très fortement liées positivement ($r = 0.950$)

Les constatations géotechniques qui découlent de cette analyse statistique sont les suivantes :

- La forte corrélation entre l'indice de plasticité (IP) et les autres paramètres qui sont : activité des sols (A), valeur du bleu (VB) et la fraction fine (CF) d'un côté, et entre VB-A, VB-CF, CF-A d'autre côté, indique que l'affinité des sols à l'eau est très grande, ils sont donc caractérisés par une très forte habilité au gonflement. Ils ont aussi une grande capacité d'échange cationique ceci nous laisse prévoir que la fraction fine constituant les sols est possible riche en minéraux argileux de type smectite (montmorillonite), parce que structurellement les smectites sont formés par un empilement désordonné de feuillets, là où les faibles liaisons entre ces feuillets, facilitent leur écartement et l'adsorption des molécules variées (cations, eau, molécule organiques) au niveau de l'espace interfoliaire qui s'écarte. Par conséquent, les smectites sont très sensibles à l'eau et un important gonflement de la particule peut se produire par adsorption de molécule d'eau entre les feuillets (Mrad, 2005 ; Saiyouri, 1996). Ce minéral est connu par sa capacité d'échange cationique ainsi que sa surface spécifique très élevées (C.E.C et SS).

- La corrélation positive entre IP (indice de plasticité) et WL (limite de liquidité), montre bien que plus la limite de liquidité du sol augmente, plus il devient très plastique. Pareils résultats peuvent être attribués à une certaine similitude dans l'origine des matériaux au niveau du site d'investigation (Magnan et al, 1993). Dans leur expertise de corrélation entre les limites de consistance (limite de liquidité et l'indice de plasticité), Thomas et al. (2000) trouvent que les fortes corrélations et harmonie entre les différents facteurs cités peuvent être aussi dues à la présence de la fraction fine et essentiellement les minéraux argileux.

- La liaison positive entre les différents paramètres géotechniques, IP (indice de plasticité), A (activité des sols), WL (limite de liquidité), CF (fraction fine) et VB (valeur du bleu) (**figure 58**) montre que la teneur en eau nécessaire pour amener le sol à son état de liquidité est très grande : La capacité d'absorption du sol est donc très élevée et plus le sol absorbe de l'eau (LL élevée) plus il est active (A élevée) ainsi donc aussi sa capacité d'échange cationique est plus élevée pouvant correspondre à un (VB élevé) (Daksanamurthy et Raman, 1973 ; Holtz, 1981 ; Chen, 1987, Yeliz Yukselen et Abidin Kaya, 2008 ; Türköz et Tosan, 2011). Il s'agit bien de notre cas (**voir Tableau 12. au chapitre 3**). Généralement et comme mentionnées par divers auteurs : une forte relation entre les divers paramètres géotechniques est liée à l'influence de la fraction fine et surtout argileuse dans le sol considéré à l'image des smectite et dont montmorillonite en fait partie

(Holtz, 1959 ; Seed et al, 1962 ; McCormack et Wilding, 1975 ; Fekerte ,2012). Ces types de minéraux sont très positifs pour un gonflement et même pour un retrait par comparaison aux autres minéraux argileux (Seed et al, 1962 ; Yong et Warkentin, 1975 ; Skmpton, 1984 ; Thomas et al., 2000)

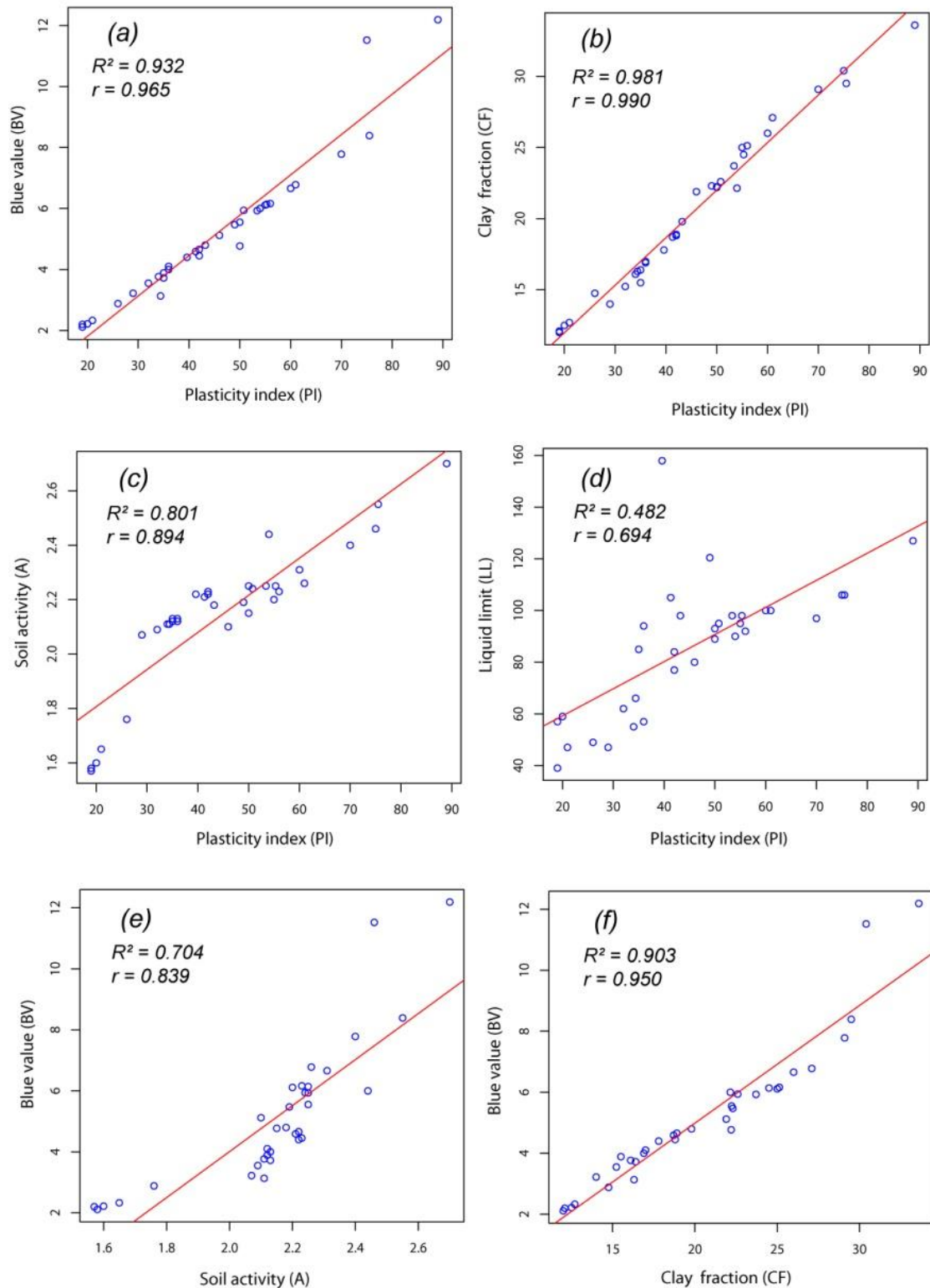


Figure 58 Nuages de points montrant les corrélations entre les différents paramètres physiques du sol étudié.

5.2. Prédiction de la pression de gonflement : modèle multiparamétrique :

Les essais de gonflement sont généralement lents et coûteux, alors que lors des études d'avant projet, des valeurs sommaires de la pression de gonflement sont suffisantes est très utile pour l'orientation des travaux ultérieurs. C'est pour cette raison que des corrélations sont proposées dans la littérature et qu'elles permettent de l'estimer. De nombreux auteurs ont tenté de relier la pression de gonflement, σ_g , ou le potentiel de gonflement, ε_g , aux paramètres classiques de mécanique des sols (teneur en eau initial W_i , densité sèche γ_d , limite de liquidité W_l , indice de plasticité I_p , limite de retrait W_s , pourcentage des particules argileuses $< 2 \mu\text{m}$, valeur de bleu de méthylène, ...), ces paramètres semblent être les facteurs les plus influant sur le gonflement des sols. Plusieurs relations empiriques ont été proposées. Le **tableau 18**. regroupe les principales équations.

Seed et al., (1962), ont proposé une méthode d'estimation du taux de gonflement sur des sols compactés en se référant à la teneur en argile du sol et à l'activité du matériau.

Vijayvergia et Ghazzaly (1973) ont montré que, pour les sols remaniés, le gonflement libre ε_g (en %) et la pression de gonflement σ_g (en Kpa) d'un sol sont des fonctions semi-logarithmiques linéaires décroissantes de la teneur en eau w (en %) et linéaires croissantes de la masse volumique sèche γ_d (en Kg/m^3) pour une limite de liquidité W_l (en %). Par contre Ranganatham et Satyanarayana (1965) dans leur modèle de prévision ont fait introduire seulement l'indice de retrait I_s . David et Komormik (1969) pour leur modèle proposé, ont pris en considération à la fois : la masse volumique sèche γ_d (en Kg/m^3), la teneur en eau W (en %) et la limite de liquidité W_l (en %), et ils ont donné une expression de la pression de gonflement (en Kpa). De même Didier et al. (1973) ont aussi fait introduire la densité sèche et la teneur en eau où leur équation est une fonction semi-logarithmique de ces paramètres. Schneider et Poor (1974) ont utilisé seulement l'indice de plasticité et la teneur en eau, en plus de ces deux paramètres Johnson (1978) a rajouté la profondeur H de l'échantillon. L'état initial du sol a été pris en compte par l'intermédiaire de l'indice de vide initial e et la teneur en eau ($w\%$), ainsi que la surcharge appliquée σ (en Kpa) et ceci par Brakley (1983) pour la prédiction de l'amplitude de gonflement (en %) et la pression de gonflement (en Kpa). Mckeen -Lyton cité par Mckeen (1980) pour la prévision du pourcentage de gonflement a fait introduire la contrainte de succion initiale et finale du sol. La prise en considération de la valeur du bleu de méthylène a fait l'objet de recherche pour Türköz et Tosun (2011) où ils ont donné une nouvelle classification du sol sur la base de leur modèle en fonction de la valeur du bleu du sol.

Tableau 18. Résumé sur les modèles empiriques du calcul du taux de gonflement ε_g et de la pression de gonflement σ_g dans la littérature

Auteur(s)	Equations	Paramètres
Seed et al. (1962)	$\varepsilon_g = 2.16 \cdot 10^{-3} (I_p)^{2.44}$	ε_g = Potentiel de gonflement (%) I_p = Indice de plasticité
Ranganatham et Satyanarayana (1965)	$\varepsilon_g = 41.13 \cdot 10^{-5} (I_s)^{2.67}$	ε_g = Potentiel de gonflement I_s = Indice de retrait
Komornik et David (1969)	$\varepsilon_g = 6.7 + 2.4I_p \rightarrow \text{marnes}$ $\varepsilon_g = 0.9 + 2.1I_p \rightarrow \text{argiles}$ $\sigma_g = -2.132 + 0.0208W_l + 6.66 \cdot 10^{-4}\gamma_d - 0.0269W$ $\lg\sigma_g = 5,3 - \frac{147e}{I_p}$	ε_g : Potentiel de gonflement (%) σ_g : Pression de gonflement (Kpa) w_L : limite de liquidité (%) w : Teneur en eau (%) γ_d : densité sèche (Kg/m ³) I_p : Indice de plasticité
Vijayvergia et Ghazzaly (1973)	$\begin{cases} \text{Log}\varepsilon_g = 0,033w_L - 0,083 w + 0,458 \\ \text{Log}\sigma_g = 0,033w_L - 0,083 w + 1,967 \end{cases}$	ε_g : Potentiel de gonflement (%) σ_g : Pression de gonflement (Kpa) w_L : limite de liquidité (%) w : Teneur en eau (%)
Vijayvergia et Ghazzaly (1973)	$\begin{cases} \text{Log}\varepsilon_g = 0,033w_L + 0,00321 \gamma_d - 6,692 \\ \text{Log}\sigma_g = 0,033w_L + 0,00321 \gamma_d - 5,154 \end{cases}$	ε_g : Potentiel de gonflement (%) σ_g : Pression de gonflement (Kp) w_L : limite de liquidité (%) γ_d : densité sèche (Kg/m ³)

<p>Didier et al. (1973)</p>	$\log \sigma_g = uW_l + v\gamma_d - tW + k$ $= 2.55 \frac{\gamma_d}{\gamma_w} - 1.705$	<p>u, v, t, k sont des constantes</p> <p>σ_g : Pression de gonflement (Kpa)</p> <p>w_L : limite de liquidité (%)</p> <p>w : Teneur en eau (%)</p> <p>γ_d : densité sèche (Kg/m³)</p>
<p>Schneider and Poor (1974)</p>	$\text{Log} S_p = 0.9 \left(\frac{PI}{W} \right) - 1.19$	<p>S_p : Pourcentage de gonflement</p> <p>w : Teneur en eau (%)</p> <p>I_p : Indice de plasticité</p>
<p>Johnson (1978)</p>	$PI \geq 40 S_p = 23.82 + 1.5546PI$ $+ 0.08424H$ $+ 0.1W - 0.0432PI.W$ $- 0.01215PI.H$	<p>S_p : Pourcentage de gonflement</p> <p>w : Teneur en eau (%)</p> <p>I_p : Indice de plasticité</p> <p>H : profondeur du sol</p>
<p>Mckeen -Lyton cité par Mckeen (1980)</p>	$S_p = -100\gamma_h \log_{10} \frac{\bar{\tau}_f}{\bar{\tau}_0}$	<p>γ_h = Indice de compression de succion</p> <p>$\bar{\tau}_f$ = Poids (contrainte) final de la succion in situ</p> <p>$\bar{\tau}_0$ = Poids (contrainte) initial de la succion in situ. (Donald et Wickham, 1983)</p>
<p>Brakley (1983)</p>	$\varepsilon_g = \left(5,3 - \frac{147e}{I_p} - \log P \right) (0,525 I_p + 4,1 - 0,85 w)$ $\log \sigma_g = 5.3 - 147 \frac{e}{I_p}$	<p>ε_g : Potentiel de gonflement (%)</p> <p>σ_g : Pression de gonflement (Kpa)</p> <p>P : Surcharge extérieure (Kpa)</p> <p>e : Indice des vides</p> <p>w : Teneur en eau(%)</p> <p>I_p : Indice de plasticité</p>

Nagaraj et al. (1983)	$\sigma_g = 17.86 - \frac{100 \frac{e_0}{e_1}}{4 - \log P_c}$	e_0 : Indice des vides initial e_1 : Indice des vides correspondant à la limite de liquidité P_c : Pression de consolidation (kg/cm ³)
Komine et Ogata (1994)	$\varepsilon_g = (K\gamma_d - 1) \times 100$	ε_g : Potentiel de gonflement (%) γ_d : densité sèche (g/cm ³) K : Constant
Guiras-Skandaji (1996)	$\varepsilon_g = -117.59 + 3.0571 \times w$	ε_g : Potentiel de gonflement (%) w : Teneur en eau(%)
Yahia-Aissa (1999)	$\sigma_g = \left[\frac{e_0}{A_p(0)} \right]^{[1/N_p(0)]}$	Voir ⁽¹⁾
Türköz et Tosun (2011)	$S_p = -57.965 + 37.076\rho_d + 0.524MBV + \varepsilon$ $P_s = -457.817 + 290.01\rho_d + 5.178MBV + \varepsilon$	ρ_d : Densité sèche in situ (mg/m ³); MBV : valeur de bleu de méthylène (g/100 g); ε : Terme de l'erreur aléatoire Gaussienne
Hashim et Suleman (2012)	$VS = 9.190e^{0.017PI}$ $VS = 0.3053PI + 6.0936$	VS= Potentiel de gonflement PI : Indice de plasticité

⁽¹⁾ e_0 : Indice des vides initial ; $A_p(0)$: Indice des vides à la pression correspondante à 1 MPa d'un essai de compression à succion nulle ; $N_p(0)$: Pente de la courbe de compression vierge dans le plan logarithmique et σ_g : La pression de gonflement (MPa) (Mrad, 2005)

On constate que pour la prévision des paramètres de gonflement, la majorité des recherches prennent en considération les caractéristiques physiques du sol. D'autres recherches ont pris en considération les propriétés chimiques du sol, nous citons par exemple Gill et Reaves, (1957) qui ont décrit que la capacité d'échange cationique (CEC) en plus du degré de saturation et l'indice de plasticité sont les mieux corrélés pour le potentiel de gonflement. Karathanasis et Hajek (1985), dans leur étude ont trouvé que seul le pourcentage de smectite contenu dans le sol est l'unique propriété la mieux corrélée avec le potentiel de retrait-gonflement mesuré au laboratoire. La raison a été citée plus haut : la faible charge des feuillettes facilitent leur écartement et favorise l'adsorption des molécules d'eau au niveau de l'espace interfoliaire qui s'écarte et provoque un gonflement.

Dans notre cas d'études (région d'El Kouif), Les corrélations faites entre les paramètres physiques du sol, permettent de prévoir leur rôle dans le comportement mécanique du sol vis-à-vis du phénomène de gonflement (**Tableau 18 et Figure 58**). Pour plus d'argumentation, d'autres corrélations ont été faites entre les paramètres physiques déjà cités (LL, IP, VB, Cf et A) et la pression de gonflement libre (SP) du sol, qui est la caractéristique mécanique mesuré à l'aide de l'œdomètre au laboratoire. La **figure 59** montre une forte corrélation positive entre les différents paramètres physiques du sol et sa pression de gonflement. Le **tableau 19** donne la matrice de corrélation entre les différentes caractéristiques physiques et mécaniques du sol.

Les coefficients de corrélations montrent que le degré d'association entre ces paramètres physique d'une part, et la pression de gonflement d'autre part, est élevé. Sur la base de ces résultats, les paramètres physiques, déjà cités, ont été choisis comme variables explicatives. La recherche d'une fonction linéaire liant les paramètres physiques à la pression de gonflement libre par utilisation du logiciel R (R version 2.13.1, 2011 et version 3.0.2, 2013), a donné l'équation suivante :

$$\sigma_g = -0.009 + 0.058W_l - 1.034I_p + 0.254A + 0.798CF + 0.719BV \dots \dots \dots (5.4)$$

Avec les composantes :

W_l = LL = Limite de liquidité (%); I_p = PI = Indice de plasticité; A = Activité des sols; CF = J = Fraction fine (<2 μ m); BV = Valeur du bleu de méthylène (g/100g); 0.009 c'est une constante.

Le **tableau 20** donne les paramètres composant le modèle obtenu en **figure 60**, le coefficient de détermination r^2 obtenu pour cette équation est de 0.849, quant à la valeur ajustée, correspondante, elle est de 0.828. L'illustration à partir de la **figure 60**, donne la comparaison des valeurs de la pression de gonflement mesurées par méthodes directes et celles estimées par calcul (**Equation 5.4**). Toujours, selon la **figure 60**, on constate que les valeurs mesurées sont fortement liées aux valeurs estimées par la relation linéaire exprimé par l'**équation 5.4 (Figure 60 a)**. La distribution des résidus varie entre -0.1 à 0.1 à l'exception de quelques valeurs jugées incohérentes. Pareil résultats montrent la linéarité des paramètres (**Figure 60 b**). La **figure 60 (c)** montre également que les valeurs prévues de la pression de gonflement sont bien fermées par rapport à celles mesurées, ce qui traduit un ajustement le plus proche des résultats prévus par rapports à ceux mesurés. Quant à la déviation ou l'écartement des résidus par rapport à l'origine, elle est insignifiante : le tout traduit une réponse élevée de ce modèle obtenu (Türköz et Tosun , 2011 ; Vijayvergia et Ghazzaly, 1973 ; Arega, 2012).

En général, les résultats, acquis dans le cas d'étude, sont en accord avec les résultats de (Kariuki et Van der Meer, 2004; Komornik et David , 1969); Vijayvergia et Ghazzaly, 1973 ; Didier et al., 1973; Brakley, 1983; Nagaraj et al., 1983 ; Yahia-Aissa , 1999 ; Türköz et Tosun , 2011) qui ont conclus que la pression de gonflement peut être estimée à partir des paramètres aisément acquis au laboratoire : limite de liquidité, indice de plasticité, fraction fine, valeur du bleu de méthylène ... etc. Dans cette étude, la limite de

liquidité, l'indice de plasticité, la fraction argileuse, l'activité des sols et la valeur de bleu, ont été prises en considération car elle sont systématiquement et fréquemment retenus pour les investigations géotechniques. Ces paramètres sont facilement acquis au laboratoire par des essais simples et moins coûteux.

Le modèle proposé par régression multiple (modèle multivariable), montre généralement une capacité d'amélioration de prédiction en comparaison avec les modèles de régression simple (modèle invariable) (Zapata et al., 2006 in Arega, 2012). De plus, en ce qui concerne les paramètres de gonflement d'un sol (indice de gonflement, potentiel de gonflement et pression de gonflement), l'utilisation de multiples paramètres géotechniques permet la modélisation des interrelations imprécises entre les variables explicatives. Dans notre cas, la relation empirique (**Equation 5.4**) fournit une estimation fiable de la pression de gonflement des sols étudiés. Ainsi, cette équation servira en bon guide pour les conceptions des structures dans la région d'étude. Nos résultats peuvent aussi être extrapolés pour des sols pareils à travers le monde : particulièrement des sols ayant une composition minéralogique pareille à celle décrite au **chapitre 3** de ce travail.

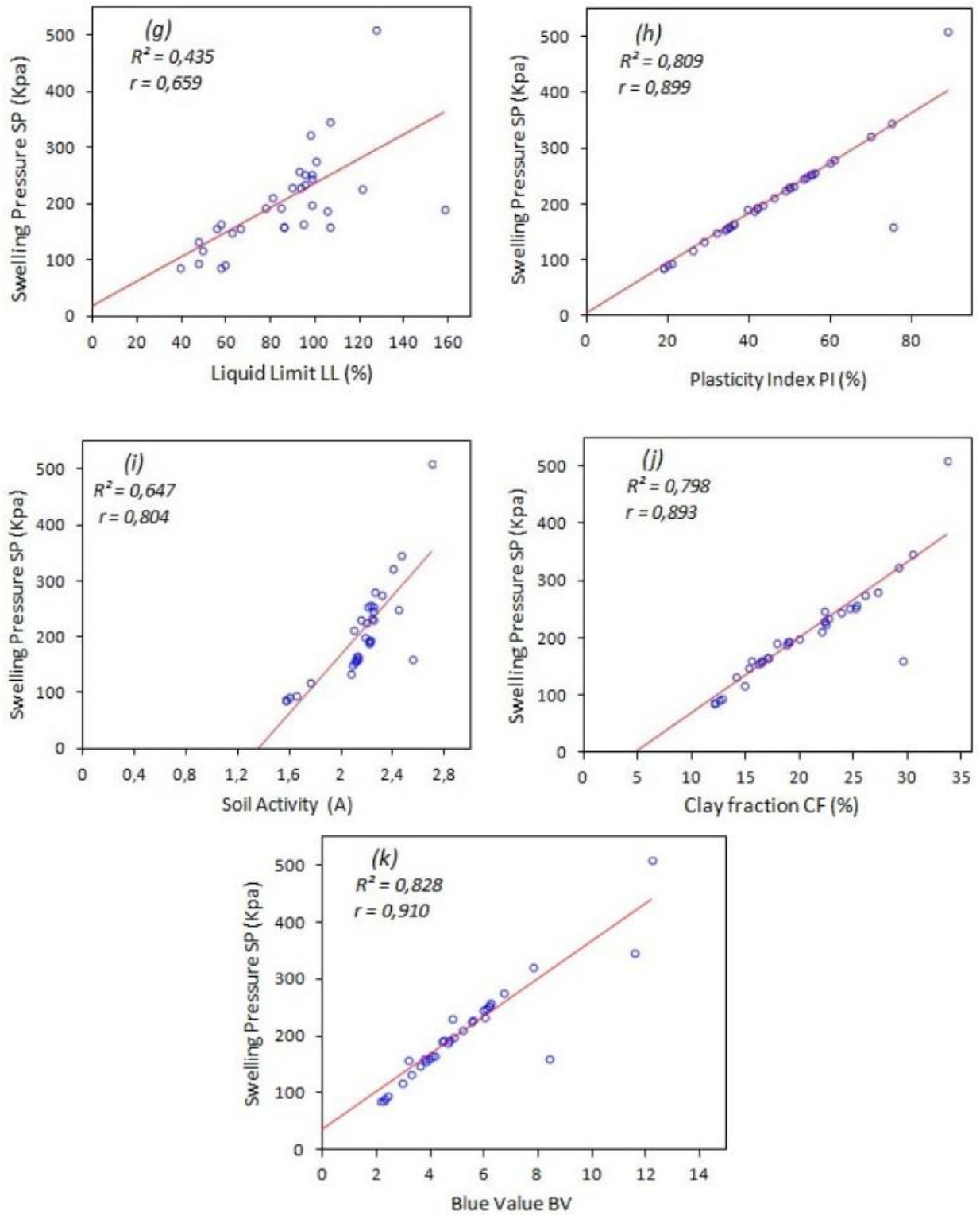


Figure 59 Nuages de points montrant les corrélations les paramètres physiques du sol étudié et la pression de gonflement libre

Tableau 19. Matrice de corrélation des paramètres géotechniques choisis du sol. La matrice montre les corrélations les plus importantes parmi les variables explicatives : +++ Corrélation positive avec plus de 90% d'importance, ++ corrélation positive avec 60% à 75% d'importance (région d'El Kouif).

	LL	PI	A	CF	VB	SP
LL	1	0.694	0.718	0.678	0.650	0.659
PI		1	0.894	0.990	0.965	0.899
A			1	0.845	0.839	0.804
CF				1	0.950	0.893
VB					1	0.910
SP						1
LL	1	++	++	++	++	++
IP		1	+++	+++	+++	+++
A			1	+++	+++	+++
CF				1	+++	+++
VB					1	+++
SP						1

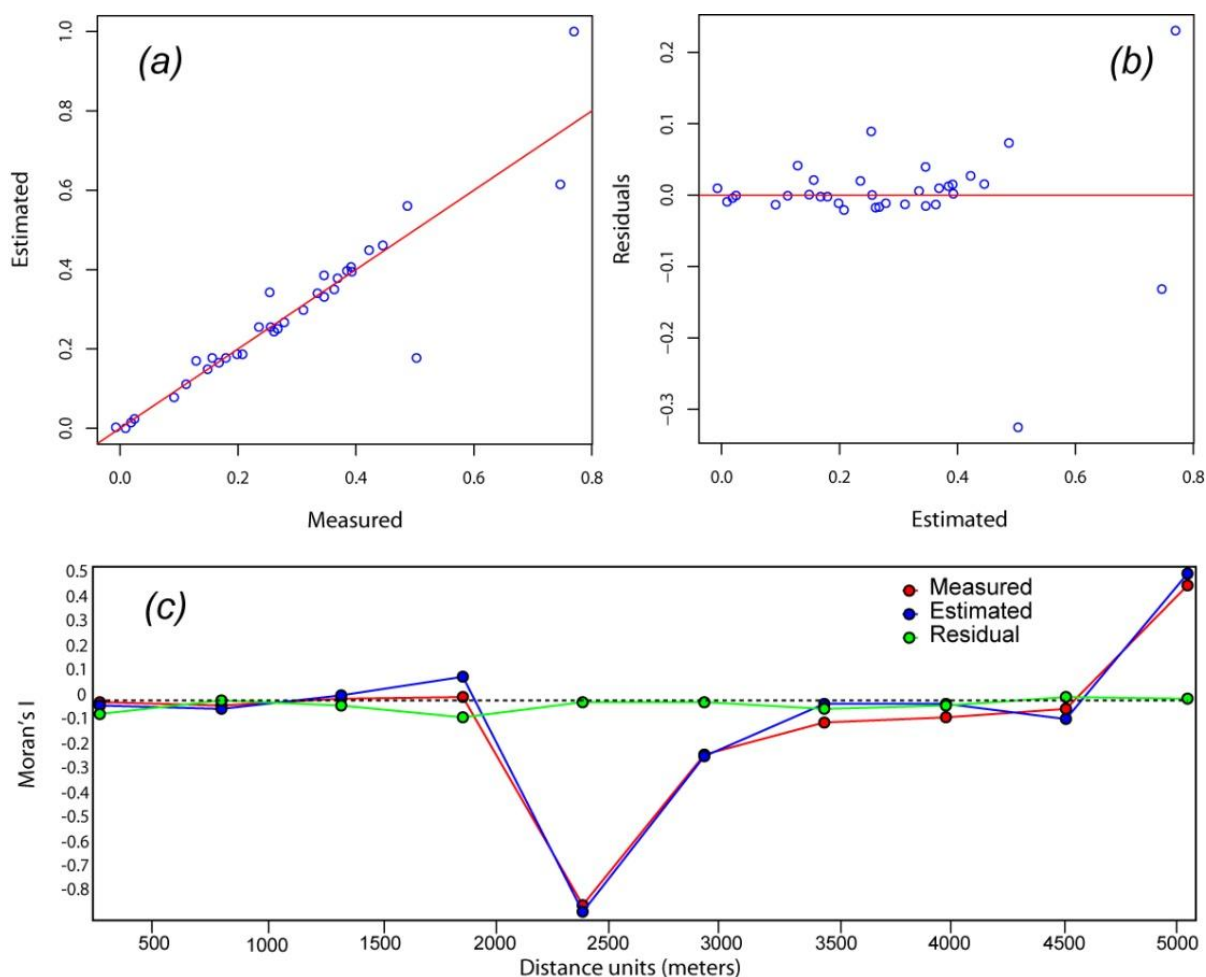


Figure 60 Relation entre la pression de gonflement mesurée et estimée

Variable	coefficient	Erreur Standard
Constant	-0.009	0
LL	0.058	0.062
PI	-1.034	-1.256
A	0.254	0.291
CF	0.798	1.06
VB	0.719	0.831

Indices de performance du modèle :

r: 0.921 ; r^2 : 0.849 ; r^2_{adj} : 0.828

Tableau 20. Résultats de l'analyse par régression linéaire de la pression de gonflement estimée en utilisant 5 variables prédictives (Région d'El Kouif).

6. Conclusion :

L'objectif principal de ce chapitre est bien de chercher une relation linéaire entre les paramètres géotechniques du sol étudié et d'établir un modèle multiparamétrique pour l'estimation rapide de la pression du gonflement des sols (région d'El Kouif). Parmi les caractéristiques physiques du sol étudié, nous avons retenus celles les plus homogènes : la limite de liquidité, l'indice de plasticité, l'activité des sols, la fraction fine et la valeur du bleu de méthylène. Le paramètre caractérisant le gonflement du sol est la pression de gonflement libre mesurée directement au laboratoire. La régression linéaire simple a montré, d'un côté, une forte corrélation positive entre les paramètres physiques deux à deux. D'autre part, ces mêmes paramètres sont bien corrélés positivement avec la pression de gonflement.

A cet effet, la régression linéaire multiple nous a permis d'établir un modèle empirique pouvant être relativement plus fiable pour l'estimation rapide de la pression de gonflement. Cette fiabilité a été supportée par l'équation 5.4 où les coefficients de détermination et d'ajustement sont élevés : $r^2 = 0.849$, et $r = 0.828$. Les valeurs de la pression de gonflement mesurées sont bien proches à celles estimées, les résidus sont compris entre -0.1 à 0.1. Les paramètres du modèle reflètent donc sa bonne réponse.

L'équation empirique du modèle peut être utilisée pour la prévision du caractère gonflant des sols de la région d'El Kouif, comme elle peut être extrapolée pour d'autres sols dont la composition minéralogique est pareille à celle des sols étudiés.

Conclusion générale :

Ce travail s'inscrit dans le contexte des préoccupations actuelles liées aux problèmes causés par le retrait-gonflement des sols argileux. Le caractère gonflant de ces sols est passé inaperçu aux cours des investigations préliminaires des sols de fondation pour certaines région telle que la région de notre étude (commune d'El Kouif, Tébessa).

A l'issue de ce travail, il est donc, utile de résumer les conclusions les plus importantes :

La géologie de la région d'étude (El Kouif) est marquée par quelque faciès que l'en peu diviser en trois parties:

- La deuxième partie, caractérisée par les calcaires massifs très diaclases du Maastrichtien inférieur reposant sur les marnes du Paléocène (Danien) ;
- La première partie est caractérisée par des marnes très plastiques du Maastrichtien supérieur ;
- La troisième partie; caractérisée par les formations quaternaires, Ces formations, marquent fortement leur présence surtout dans la partie nord-ouest du Dj El kouif.

Selon la géologie de la région, nos premières prévisions sur les sols de la région avec la présence des sols marneux riche en gypse et qui sont de forte plasticité surmontés par des calcaires fissurés et diaclasés, le tout donne la possibilité d'imbibition maximum aux sols de fondation. Donc, ce ci conduit à avoir une teneur en eau qui permet d'augmenter le volume menant vers un gonflement. Pareil type de formations sont très sensibles à l'altération ce conduit à la diminution de leurs propriétés géotechniques. Il est également important de signaler l'instabilité des gypses qui se transforment rapidement en anhydrites, ces derniers, à leur tour, se transforment en gypse en présences d'eau et vis versa, ce cycle est accompagné par des variations considérable de volume. Ce phénomène peut aussi mener vers des dégâts analogues à ceux causés par le gonflement.

Pour ce qui est des eaux souterraines, l'existence d'une plage conductrice à plusieurs niveaux dans les formations calcaires exclue la possibilité d'existence d'une nappe aquifère superficielle. Cependant, des poches d'eau à faible potentiel hydraulique, peuvent bien trouver lieu dans le terrain et ils peuvent emmagasiner certaines quantités d'eau dans quelques endroits privilégiés (tel que par exemple les formations du Quaternaire, le remblai formé par la décharge de l'ancienne mine d'El Kouif...etc.). Ces derniers peuvent être en étroite relation avec les sols et par conséquent les fondations.

L'absence des nappes aquifères dans cette région et surtout dans la zone qui entoure le terrain d'étude est relié directement à la grande puissance des marnes rencontrées.

Toutefois l'existence des eaux sous les blocs peut avoir plusieurs sources :

- Elle peut être reliée au suintement à partir des calcaires du Maastrichtien et les tufs surmontant les marnes. Les eaux de suintement arrivent sous les blocs via les fissures. Ces eaux influent directement sur le changement de la teneur en eau dans les marnes et donc sur les propriétés physiques et mécaniques du sol en question.

L'analyse des résultats des essais au laboratoire a montré une variabilité assez large concernant les paramètres. Cette variabilité est principalement due à la nature des sols et aux conditions des essais. Cependant, la classification géotechnique des sols par les différentes méthodes (modèles) a montré que les sols classés sont inclus généralement dans les domaines de gonflement élevé à très élevé.

La richesse des sols en sulfate de calcium augmente leur caractère agressif. Ces éléments ont un effet néfaste sur les sols et par conséquent sur la superstructure. Les sulfates de calcium peuvent attaquer la structure du béton et conduisent à la diminution des propriétés mécanique de ce dernier et peuvent aussi se dissoudre dans l'eau provoquant ainsi des problèmes de tassement.

Les proportions élevées des cations Na^+ , K^+ , Ca^{++} et Mg^{++} indiquent que la capacité d'échange cationique peut être élevée avec une dominance du Ca^{++} par rapport à Na^+ , celui-ci (Na^+) ne peut pas être considéré comme indicateur du potentiel de gonflement dans notre cas d'étude. D'autre part l'échange de Ca^{++} dans les argiles étudiées, a son effet sur le comportement surtout hydromécanique de ces argiles.

D'après les résultats de l'analyse minéralogique par diffraction des rayons X (DRX), les sols étudiés présentent une certaine variabilité des phases minéralogique. Ainsi la diffractométrie de la roche totale montre la présence du gypse, calcite, quartz dans la majorité des sols. Une exception faite pour le **site 2** (40+61 logements), là où on remarque la présence de magnésium, titanium, lithium et zéophylite. Ce dernier (Zéophylite) constitue généralement un minéral rare dans les roches sédimentaire, et il est caractérisé par une variation très large de la surface spécifique (de 100 à 1000 m^2/g).

La diffraction par les rayons X sur la fraction argileuse, montre dans son ensemble, que l'association des minéraux argileux smectite-kaolinite-illite est presque invariable pour tous les échantillons. La smectite est le minérale argileux responsable de la variation considérable de volume des sols étudié, et ceci par sa capacité d'échange élevé. La sépiolite se présente dans les sols avec des pourcentages modérés, elle appartient aux minéraux argileux fibreux, celle-ci aussi joue un rôle proche des smectite.

D'autres minéraux sulfatés coexistent aussi tels que gypse et anhydrite ce dernier se trouve en faible pourcentage dans quelques échantillons et carbonatés tel que la calcite. Le taux élevé de sulfate (gypse et anhydrite) dans les sols étudiés aura une influence néfaste sur les sols

Nous pouvons conclure finalement que les minéraux argileux sont ceux responsables de la dégradation des constructions dans la région d'étude par le phénomène cyclique de retrait -gonflement. A leur rôle, les sulfates (gypse et anhydrite) ont aussi renforcé l'état actuel des différentes constructions dans la région d'El Kouif.

La régression linéaire multiple nous a permis d'établir un modèle empirique pouvant être relativement plus fiable pour l'estimation rapide de la pression de gonflement. Cette fiabilité a été supportée par l'équation 5.4 où les coefficients de détermination et d'ajustement sont élevés : $r^2 = 0.849$, et $r = 0.828$. Les valeurs de la pression de gonflement mesurée sont bien proches de celle estimées, les résidus sont compris entre -0.1 à 0.1. Les paramètres du modèle reflètent donc sa bonne réponse.

L'équation empirique du modèle peut être utilisée pour la prévision du caractère gonflant des sols de la région d'El Kouif, comme elle peut être extrapolée pour d'autres sols dont la composition minéralogique est similaire à celle des sols étudiés. Elle apportera certainement un gain en temps et en coût pour les reconnaissances géotechniques des sols.

- Abd El-Megeed K. M., (2013), Improvement of swelling clay properties using hay fibers. *Construction And Building Materials*, vol.38, p. 242–247.
- Abduljawwad, S. N. (1993) Study on the Performance of Calcereous Expansive Clay. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 30 (4), p. 481-498.
- Aboushook M., (1984), Contribution à l'étude quantitative du gonflement des sols argileux : application à des sols intacts de la zone urbaine du Caire, *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Nancy, 152 p.
- Achi, N. (2015), *Caracterisation d'un reservoir gréseux par simulation de carotte artificielles*, mémoire de magistère, Université de Constantine, 131 p.
- Algan, O., Balkis, N., Namikcगतay, M. et Sari, E., (2004,) The sources of metal contents in the shelf sediments from the Marmara sea, Turkey, *Environ .Geol.* 46, p. 932 – 950.
- AL - Homoud, A., Huseinmalkawi A.I., A L Bashabsheh M. A., (1995), Cyclic swelling behavior of clays, *J. Geotech. Engrg.*, Vol. 121, 7, p. 562-565.
- Allbrook R.F., (1985), The effect of allophone on soil properties, *Applied clay science*, vol. 1, p. 65-69.
- Allen, G.P., Laurier, D. et Thouvenin, J., (1979), Etude sédimentologique du delta de la Mahakam. *Notes et Mémoires*, TOTAL, Compagnie Française des Pétroles, Paris, 156p.
- ANRH (1995), Carte des précipitations annuelles du Nord-est de l'Algérie de la période 1965/1995, *Service de l'Agence Nationale des Ressource en Eaeu*, Unité de Tébessa.
- Antoine, P., et Fabre, D., (1980), *Géologie appliquée au génie civil*, Paris, Masson, 291p.
- Alonso E.E., Gens A. et Hight D.W., (1987), General report. Special problem soils, *Proceedings of the 9th European Conference on Soil Mecanics and Foundation Engineering, Dublin*, vol. 3, p. 1087-1146.
- Al-Rawas A.A. and Qamaruddin M., (1998), Construction problems of engineering structures founded on expansive soils and rocks in northern Oman, *Building and Environment*, vol. 33, p. 159-171.
- Al-Rawas A.A., (1999), The factors controlling the expansive nature of the soils and rocks of northern Oman, *Engineering Geology*, vol. 53, p. 327-350.
- Alshihabi O., (2002), Etude en laboratoire du comportement d'un sol compacte non saturé, influence des cycles de séchage-humidification, *thèse de doctorat*, UMR. CNRS 8107, Univ. Des Sciences et Technologies de l'Ille. <http://bibliothèques.univ-lille1.fr/grisemine>.
- Altemeyer W.-T. (1955), Discussion of "Engineering properties of expansive clays". *Proceedings ASCE*, vol. 81, Separate n°658, p. 658-17 à 658-19.

Arambourg C. (1952), La paléontologie des vertébrés en Afrique du Nord française. *XIX^{ème} Congr. Géol. Intern.*, Alger, Monogr région., h-s. 21p.

Arega F. Yitagesu (2012), Remote sensing and geotechnical investigations of expansive soils, *Doctorate thesis*, Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation, University of Twente. 165p.

Atterberg A., (1911), Lerornas förhållande till vatten, deras plasticitetsgränser och plasticitetsgrader (le comportement des argiles avec l'eau, leurs limites et degrés de plasticité. En suédois). *K. Lantbruksakad. Handl. O. Ts.*, vol. 50, n° 2, pp. 132.

Autret J. et Tran Ngoc Lan (1982), Application de l'essai au bleu de méthylène aux sols graveleux latéritiques, *RGRA*, 586, p. 19-27.

Baguelin F. et Kovarik J.-B., (2000), Une méthode de détermination des valeurs caractéristiques des paramètres géotechniques, *Revue Française de Géotechnique*, n° 93, p. 35-41.

Barden L. (1965), Consolidation of compacted and unsaturated clays, *Géotechnique*, 15 (3), 267p.

Barden L., Madedor A.O. et Sides G.R., (1969), Volume change characteristics of unsaturated clay. *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division*, vol. 95, n° SM1, p. 33-51.

Beaucour J.C., Raynaud D., (2008), Valorisation de ressources locales : Utilisation en terrassements des marnes de l'aéroport de Paris-Charles de Gaulle, *Journée d'information Infrastructures aéronautiques et développement durable*, STAC-LCPC, 18p.

Beaulieu J. (1979), Identification géotechnique des matériaux argileux naturels par la mesure de leur surface au moyen du bleu de méthylène, *Thèse de doctorat de 3^e cycle*, Univ. De Paris-Sud, Orsay, 133p.

Ben Rhaiem, H., Tessier, D. et Pons, CH.C., (1986), Comportement hydrique et évolution structurale et texturale des montmorillonites au cours d'un cycle de dessiccation humectation : Partie I. Cas des montmorillonites calciques. *Clay Minerals*, Vol. 21, p. 9-29.

Bendadouche, H. et Kadri M., (2002), Comportement et remèdes des sols gonflants, *journées d'études sur les sols gonflants*, Université Aboubakr Belkaïd, Tlemcen, p. 39-45.

Bendor, E. and Banin, A., (1994), Visible and near-Infrared (0.4-1.1 μm) analysis of arid and semiarid soils: *Remote Sensing of Environment*, v. 48, p. 261-274.

Beni Lew (2010), Structure damage due to expansive soils: a case study, *EJGE*, vol. 15, Bund. M., p. 1317-1324.

Benzaazoua M., Ouellet J., Serva S., Newman P. et Verburg R. (1999), Cementitious backfill with high sulfur content Physical, chemical, and mineralogical characterization, *Cement and Concrete Research*, vol. 29, n°5, p.719-725.

Benzagouta, M.S., (1991), petrophysical characteristics control on the Buchan Oilfield (Northern North Sea), *PHD thesis*, University of Newcastle upon Tyne, UK, 321 p.

Bish, D. L., and Von Dreele, R. B., (1989), Rietveld refinement of non-hydrogen atomic positions in kaolinite, Locality: Keokuk, Iowa, USA, Note: *clay Clays and Clay Minerals*, Vol. 37, p. 289-296.

Bigot G., Zerhouni M.I. et Philipponnat G. (1998), Les essais normalisés de dessiccation et de gonflement des sols argileux. *Cinquantaine de l'ENSG de Nancy, colloque MAGI'50*, 21-22 septembre, p. 162-166.

Bishop A.W., Alpan I., Blight G.E. et Donald I.B. (1960), Factors controlling the strength of partly saturated cohesive soils. *Proceedings of the American Society of Civil Engineering Research Conference on Shear Strength of Cohesive Soils*, Boulder, Colorado, p. 503-532.

Bles J.L. et Fleury J.J. (1970), Notice explicative de la carte géologique au 1/50000 MORSSOT, *Service Géologique de l'Algérie*, 36 p.

Bohn H.L., McNeal B.L. et O'Connor G.A. (1985), *Soil Chemistry*, New York etc, Wiley & Sons, 341p.

Boualleg S., Bencheikh M. et Clastres P., (2011), Effets des milieux agressifs sur les propriétés des matrices cimentaires, *Séminaire International, innovation & valorisation en genie civil & matériaux de construction*, 23-25 novembre, Rabat – Maroc. 8p.

Boussen S., (2010), Evolution de haldes plombo-zincifères dans le nord de la Tunisie : l'exemple d'un contexte carbonaté, *Thèse de doctorat en cotutelle*, Université Tunis El Manar- Université de Limoges, 260p.

Boust D. et Privé P., (1984), Mesure des surfaces spécifiques de sédiments marins par la méthode de bleu de méthylène, *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, 134, nov.-dec., p. 59-66.

Box, G. E. P. and Cox, D. R. (1964), An analysis of transformations (with discussion). *Journal of the Royal Statistical Society B*, 26, p.211–252.

Brackley I.J.A., (1983), An empirical equation for the prediction of clay heave, *Proceedings of the 7th Asian regional Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, vol. 1, p. 8-14.

Brives A., (1919), Sur la découverte d'une dent de Dinotherium dans la sablière du Djebel Kouif, près Tébessa, *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, t. x, n° 5, p. 90-93.

Brives A., (1920), *Sur la presence des Mastodon dans la sablière du Kouif*, C.R. somm. Soc. Géol. Fr., n° 17, 212p.

Bronger, A., (2007), Time dependence of the rate and direction of mineral weathering and clay mineral formation with special consideration to kaolinites. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24, p. 510–523.

Brown, B. E., and Bailey, S. W., (1963), Chlorite polytypism: II. Crystal structure of a one layer Cr-chlorite, Note: variety called kammererite, *American Mineralogist*, Vol. 48, p. 42-61.

Bujdák, J., Janek, M., Madejová, J., Komadel, P., (1998), Influence of the layer charge density of smectites on the interaction with methylene blue, *Journal Chemical Society, Faraday Transactions*, vol. 94, p. 3487-3492.

Bultel, F., (2001), Prise en compte du gonflement des terrains pour le dimensionnement des revêtements des tunnels, *Thèse de doctorat*, Ecole National des Ponts et Chaussées France, 298p.

Cabane N. Sols traités à la chaux et aux liants hydrauliques : contribution à l'identification et à l'analyse des éléments perturbateurs de la stabilisation Thèse de doctorat, Centre des Matériaux de Grande Diffusion de l'Ecole des Mines d'Alès, 2004

Caillère, S., Hénin S. and Rautureau M., (1982), *Minéralogie des argiles, Tome 1 et Tome 2*, éd. Masson 184p. et 189p.

Caquineau, S., (1997), Les sources des aérosols sahariens transportés au dessus de l'Atlantique tropical Nord : localisation et caractéristiques minéralogiques, *thèse de doctorat*, Université Paris 12 Val-de-Marne, 204p.

Carof C., (2002), Etude du gonflement d'un mélange bentonite-limon. Influence de la teneur en eau, de la pression de compactage et de la succion. *Mémoire de DEA PAE3S*, Institut National polytechnique de Lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Nancy, 84p.

Carroll D. L., Kemp T.H., Bastow T.J. & Smith M.E. (2005), Solid-state NMR characterization of the thermal transformation of a Hungarian white illite. *Solid State Nuclear Magnetic Resonance*, 28, p. 31-43.

Carter, M. et Bentley, (1991), Correlation of soil properties: *London, Pentech press*. p. 22

Carter, R. C. and Wilde, P., (1972), Cation exchange capacity of suspended material from coastal sea water off central California. *Mar. Geol.*, vol. 13, p. 107-122.

Casagrande A., (1948), Classification and identification of soils, *Trans. Am. Soc. Civil Eng.*, vol. 113, p. 901-931.

Chamley H., (1971), *Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée*, Sei. Géol., Strasbourg, Mém. 35, 225 p.

Chamley, H., (1979), North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. In Talwani, M., Hay, W., and Ryan, W. B. F. (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean*. Am. Geophys. Union, Third Maurice Ewing Conference Volume, p. 342-361.

Chamley, H., Enu E., Moullade, M., Robert, C., (1979 (b)), La sédimentation argileuse du bassin de la Bénoué au Nigeria, reflet de la tectonique du Crétacé supérieur, *C. R. Acad. Sei. Paris*, série D, 288, p. 1143-1146.

Chamley, H., Robert, C., (1979 (a)), Late Cretaceous to Early Paleocene environmental evolution expressed by the Atlantic clay sedimentation, in: *Cretaceous-Tertiary Boundary Events Symposium*, edited by Christensen W. K., Birkelund T., Copenhagen, vol. 2, Proceedings, p. 71-77.

Chapman D. L., (1913), A contribution to the theory of electrocapillarity, *Philosophical Magazine*, vol. 25, n°6, p. 475-481.

Chen F.H. (1975), *Foundations on expansive Soils*, Amsterdam, Elsevier. ISBN: 0-444 41393-6, Developments in Geotechnical Engineering, vol. 12, 280p.

Chen F.H. (1988), *Foundations on expansive soils. Developments in Geotechnical Engineering*, Elsevier Publishing Co., Amsterdam, vol. 54, 464 p.

Chen F.H., MA G.S. (1987), Swelling and shrinking behavior of expansive clays, 6th Int. Conf. on Expansive Soils, New Delhi, pp. 127-129.

Chikouche M.A., Siline M., Bibi M. et Ghorbel E., (2013), Valorisation d'une marne argileuse comme ajout dans les matériaux cimentaires, *31^{èmes} Rencontres de l'AUGC*, E.N.S. Cachan, p. 1-10.

Cinot J.-C. et Gaillabaud P. (1982), Utilité de l'essai au bleu de méthylène en terrassements routiers, *Travail de fin d'étude à l'ENTPE*, Lyon, 153p.

Clarke, B. G., Hughes, D. B. et Hashemi, S. (2008), Physical characteristics of subglacial tills, *Géotechnique* 58, No. 1, p. 67-76

Çokça, E., (1991), Swelling potential of expansive soils with a critical appraisal of the identification of swelling of Ankara soils by methylene blue tests. *PhD. Thesis*, Department of Civil Engineering, Middle East Technical University, Ankara, Turkey, 246p.

Çokça, E., (2002), Relationship between Methylene Blue Value, Initial Soil Suction and Swell percent of Expansive Soils, *Turkish J. Eng. Env. Sci.* 26, p. 521-529.

Costet, J. et Sanglerat, G., 1981, *Cours pratique de mécanique des sols Tome1 plasticité et calcul des tassements*, Paris, Dunod, 281p.

Costet, J. et Sanglerat, G., 1983, *Cours pratique de mécanique des sols Tome2 calcul des ouvrages*, Paris, Dunod, 447p.

Cuillé C. (1976), Qualité des sables fins auversiens et stampien de la région parisienne, *Thèse de doctorat de 3^e cycle (sciences de la terre- géologie)*, Univ. Pierre-et-Marie-Curie (Paris VI), 226 p..

Cuisinier, O., (2002), Comportement hydromécanique des sols gonflants compacté, *Thèse de doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, 176 p.

Daksanamurty, V., Raman,V., (1973), A simple method of identifying an expansive soil. *Soils and Foundation, Jap. Soc. Soil Mech. Found Eng.*, 13(1), p. 97-104.

Damnati, B., Maatouk, M., Meco, J. et Petit-Maire, N., (2005), Sedimentologie et minéralogie de la séquence sédimentaire « Mala » située à Lanzarote (Iles Canaries, Espagne) : Les significations paléoclimatiques, *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (3-4), p. 179-185

Daoud Y., Cheverry C. et Robert M., (1993), Rôle physico-chimique du magnésium dans les sols salés des plaines du Cheliff (Algérie), *Science du Sol*, vol. 31, 4, p. 281-293.

Daoudi, L., Ouajhain, B. et Medina, F., 2007, Facteurs de contrôle et signification génétique des assemblages minéralogiques argileux du Trias-Lias d'Argana (Haut Atlas Occidental, Maroc), *Comunicações Geológicas*, t. 94, pp. 145-159.

Day, R.W., (1994), Expansion potential according to Uniform Building Code, *J. Geotech. Engrg.*, vol. 119, n° 6, pp. 1067-1071.

Derriche Z., Kebaili, M., (1998), Prévission du gonflement des argiles d'In-Aménas, *Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées N° 218*, p. 15-23.

Derriche, Z., Iguechtal, L. et Tas, M., (1999), Comportement des ouvrages dans les argiles expansives D'In-Aménas. *Revue Française de Géotechnique*, n° 89, p. 55-65.

Didier G., Lareal P. et Gielly J. (1973), prévission du potentiel et de la pression de gonflement des sols, *Comptes rendus du congrès de mécanique des sols et des travaux de fondations*, vol. 2-3, p. 67-72

Djedid, A. and Ouadah, N. (2009), Paramètres d'état et gonflement des sols argileux, exemple de la teneur en eau et de la densité sèche initiale, *Colloque international sols non saturés et environnement. Tlemcen*, 27 et 28 Octobre 2009, p. 436-444..

Djedid, A. et Bekkouche, A., (2001), Identification and prediction of the swelling behaviour of some soils from the Tlemcen region of Algeria, *Bulletin Liaison Laboratoire Ponts et Chaussé*, Ref., 4375: p,69-77.

Djedid, A., Bekhouche, A. et Aissa Mamoune, S.M., (2001), Identification et prévision du gonflement de quelques sols de la région de Tlemcen 5, Algérie, *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, vol. 233, p. 67-75.

Dominique L., (2006), *Régression multiple : principes et exemples d'application*, UMR 5 603 CNRS, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 33p

Donald, J. Delandro, John, A. Wickham JR., (1983), *Fondations in expansive soils*, Technical manual TM 5-818-7, Department of the Army USA, 95p.

Drits V. A., Skharov B. A., Lindgreen H & Salyn A. (1997), Sequential structure transformation of illite-smectite-vermiculite during diagenesis of Upper Jurassic shales from the North Sea and Denmark. *Clay Minerals*, vol. 32, p. 351-371.

Drits V.A., Lindgreen H., Sakharov B.A., Jacobsen H.J. & Zviagina B.B. (2004), The detailed structure and origin of clay minerals at the Cretaceous/Tertiary boundary, Stevns Klint (Denmark). *Clay Minerals*, vol. 39, p. 367-390.

Drouin, S., (2007), Rôle des argiles dans la préservation et la fossilisation de la matière organique "pétrologène", *thèse de doctorat*, Université d'Orléans, 216p.

Durand, J. H., (1956), Contribution à l'étude des « solonetz magnésiens ». *Bull. Assoc. Fr. Etude Sol*, n° 77, p. 508-513.

Edil T.B. et Alanazy A.S. (1992), Lateral swelling pressure, *Proceedings of the 7th International Conference on Expansive Soils*, Dallas, USA, vol. 1, p. 272-323.

Elio P. and Cesare P., (1983), Zeophyllite from Monte Somma, Vesuvius, Italy, *Mineralogical magazine*, Vol. 47, p. 397-400.

El-Sohby, M.A., and Rabba E.A. (1981), Some factors affecting swelling of clayey soils. *Journal of Geotechnical Engineering*, 12, p. 19-39.

El Ouahabi M., (2013), valorisation industrielle et artisanale des argiles du Maroc, *Thèse de doctorat*, Département de Géologie, Université de Liège, 189p.

Errais, E., (2011), Réactivité de surface d'argiles naturelles Etude de l'adsorption de colorants anioniques, *Thèse de doctorat*, Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg (UMR7517), Université de Strasbourg, 210p.

Erguler, Z. A., and Ulusay, R., (2003), A simple test and predictive models for assessing swell potential of Ankara (Turkey) clay, *Engineering Geology*, vol. 67, p. 331-352.

Erzin, Y., and Erol, O., (2007), Swell pressure prediction by suction methods, *Engineering Geology*,

vol. 92, p. 133-145.

EXCEL MINERA (1997), Programme d'interprétation des diffractogrammes développé sur Excel. Département des Sciences de la Terre, Université Paris 6.

Fairbanks, E. E. (1926), Zeophyllite Ibid, vol. 11, p.249-52.

Fattohi, Z :R., et al., (1990), *Engineering Géology and site investigation*, El Mousel, ed. Enseignement superieur, 351 p.

Fichiers ASTM: Chao, G.Y., (1969), 2θ (Cu) Table for common minerals, Geological paper 69-2, Carleton University, OTTAWA, Canada, 42p.

Fichiers ASTM: PEI- Yuan Chen, (1977), *Table of Key lines in X-ray Powder Diffraction Patterns of Minerals in Clays and Associated Rocks*, Departement of natural resources geological survey occasional paper 21, Print. Bloomington, Indiana, 67p.

Flandrin J., (1948), Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Publ. Serv. Carte Géol. Alg.*, 2^{ème} sér., Stratigraphie, n° 19, p. 66-67.

Foucault, A. et Raoult, J.F., (1988), *Dictionnaire de géologie*, Ed.3, Masson, Paris, 352p.

Fredlund D. G. and Dahlman A. E. (1971), Statistical geotechnical properties of Glacial Lake Edmont Sediments, *first International Conference on Applications of Statistics and Probability to Soil and Structural Engineering*, Hong Kong, p. 204- 228

Fursich, F.T., Singh, I.B., Joachimski, M., Krumm, S., Schlirf, M. Et Schlirf, S. (2005), Palaeoclimate reconstructions of the Middle Jurassic of Kachchh (western India): an integrated approach based on palaeoecological, oxygen isotopic, and clay mineralogical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 217, p. 289–309.

Gaultier J.P., Mamy J., (1981), Demixing phenom in low water content bionic K-Na montmorillonite. *VII Int. Clay Conf*, p.451-457.

Gill, W. R. and Reaves, C. A. (1957) Relationships of Atterberg limits and cation-exchange capacity to some physical properties of soil. *Proceedings of Soil Science Society of America*, n° 21, p. 491-494.

Gourouza M., Zanguina A., Natatou I. et Boos A., (2013), Caractérisation d'une argile mixte du Niger, *Rev. CAMES – Sciences Struct. Mat.* vol. 1, p. 29-39.

Gouy G. (1910), Sur la constitution de la charge électrique à la surface d'un electrolyte, *Anniue physique*, Paris, vol. 9, p. 457-468

Gray C.W. and Allbrook, R., (2002), Relationships between shrinkage indices and soil properties in some New Zealand soils, *Geoderma*, vol. 108, p. 287-299.

Gromko G.J. (1974), Review of expansive soils. *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division*, ASCE, vol. 100, n° GT6, p. 667-687.

Guiras-Skandaji H., (1996), Déformabilité des sols argileux non saturés: étude expérimentale et application à la modélisation, *thèse de doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, 315p.

Gy du Rozoy, (1948), Carte géologique et notice explicative de Tébessa.

Hachichi A. et Fleureau J.M. (1999), Caractérisation et stabilisation de quelques sols gonflants d'Algérie. *Revue Française de Géotechnique*, n° 86, p. 37-51.

Halitim A., Robert M., Tessier L., Prost R., (1984), Influence des cations échangeables (Na⁺, Ca⁺⁺, Mg⁺⁺) et de la concentration saline sur le comportement physique (rétention en eau, conductivité hydraulique) de la montmorillonite. *Agronomie, EDP Sciences*, 4 (5), p. 451-459. <hal-00884659>

Halitim, A., (1985), Contribution à l'étude des sols des zones arides (Hautes plaines steppiques de l'Algérie). Morphologie, distribution et rôle des sels dans la genèse et le comportement des sols. *Thèse de doctorat d'Etat*, Université de Rennes, 383 p.

Hanf, X., et Banin, A., (1995), Selective sequential dissolution techniques for trace metals in arid zone soil : the carbonate dissolution step. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 26 (3& 4), p. 553 – 576.

Hang P.T. et Brindley G.W., (1970) Methylene blue absorption by clay minerals. Determination of surface areas and cation exchange capacities (clay-organic studies XVIII), *Clays and Clay Minerals*, Pergamon Press, Great Britain, vol. 18, p. 203-212.

Harris P., Johana V. H., Scullion T., (2004), Hydrated lime stabilization of sulphate-bearing soils in Texas, *Develop Guidelines and Procedures for Stabilization of Sulfate Soils*, 81p.

Hashim M.A. et Suleman R.A. (2012), Assessment and Modelling of the Swelling Behaviour of Black Cotton Soils from North-East Nigeria, *International Journal of Science and Advanced Technology*, vol.2, n° 11, p. 32-38

Hibsch J. E. (1917), Tschermaks Mineral. *Petrog. Mitt.*, vol. 34, p. 73-201.

Hidalgo, C., (1991), Contribution à l'étude des sols volcaniques indurés ("tepetates") de la région de Mexico (cimentation, induration). *D.E.A. de Pédologie*. Université de Nancy I, 57 p.

Holtz R. D. and Kovacs W. D. (1981), An introduction to geotechnical engineering, *Prentice-Hall*, p. 48-65.

Holtz, W.G., (1959). Expansive clays-properties and problems. *Quarterly of the Colorado School of Mines*, vol. 54 (4), p. 89–125.

Holz W.G. et Gibbs H.B., (1956), Engineering properties of expansive clays, *Transaction of ASCE*, vol. 1212, p. 641-677.

Holtzapffel, T., (1985), *Les minéraux argileux, Préparation, Analyse diffractométrique et Détermination*. Société Géologique de France Nord, pub 12, 136 p.

Hubert F., (2008), Modélisation des diffractogrammes de minéraux argileux en assemblages complexes dans deux sols de climat tempéré. Implications minéralogique et pédologique. *Université de Poitiers*. 205p.

Huder J. et Amberg G., (1970), Quellung in mergel, opalinuston und anhydrit. *Schweizerische Bauzeitung*, n° 43, p. 975-980.

Işık Yılmaz (2001), Gypsum/anhydrite: some engineering problems, *Bull Eng Geol Env*, Springer-Verlag, vol 59, p. 227–230.

I.S.R.M., (1989), Suggested methods for laboratory testing of argillaceous swelling rocks, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, vol. 26, 5, p. 415

Jamoussi F., Bédir M., Boukadi N., Kharbachi S., Zargouni F.b, López-Galindo A. et Paquet H., (2003), Répartition des minéraux argileux et contrôle tectono-eustatique dans les bassins de la marge tunisienne, *C. R. Géoscience, Éd. iScient. et méd. Elsevier SAS*, 335, p. 175–183.

Jennings J.E.B. et Knight K., (1957), The prediction of total heave from double oedometer test, *Symposium on Expansive Clays*, South African Institute of civil engineering, Juhannesburg, vol. 9, p. 13-19

Johnson L.D. et Snethen D.R. (1978), Prediction of potential heave of swelling soil, *Geotechnical Testing Journal*, vol. 1, n° 3, p. 117-124.

Jones J.D.E. et Holtz W.G., (1973), Expansive soils- *The hidden disaster Civil Engineering*, ASCE, vol. 43, p. 49-51.

Jouenne, C.A., (1990), *Traité de céramiques et matériaux*, Editions Septima, p. 219 et p, 507, Paris.

Julien Jacques (2014), *Modélisation Statistique*, Polytech'lille Département G.I.S., 57p.

Justot J.L., Delgado A. et Ruiz J., (1984), The influence of stress-path in collapse-swelling of soils at the laboratory. *Proceedings of the 5th international Conference on Expansive Soils*, Adelaide-South Australia, vol. 1, p. 67-71.

Kahr G., Madsen, F.T. (1995), Determination of the cation exchange capacity and the surface area of bentonite, illite and kaolinite by methylene blue adsorption, *Applied Clay Science*, vol. 9, p. 327-336.

Karathanasis, A. D. and Hajek, B. F. (1985), Shrink–swell Potential of Montmorillonitic Soils in Udic Moisture Regimes. . *Soil Science Society of America Journal*, n° 49, p.159-166.

Kariuki P.C. et Van der Meer F.D., (2004), A unified swelling potential index for expansive soils, *Engineering Geology*, vol.72, p. 1-8.

Kariuki P.C., Woldai, T. et Van der Meer F.D., (2003), Effectiveness of spectroscopy in identification of swelling indicator clay minerals, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, p. 455-469.

Kassif G. et Baker R. (1969), Swell pressure measurement by uni- and triaxial techniques, *Proc. 7th I.C.S.M.F.E.* , Mexico, vol. 1, p. 215-218.

Kergoët M. et Cimpelli C. (1980), Appréciation d'un comportement de sable fin pollué par l'essai au bleu de méthylène, *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, 108, juil-août, p. 89-90.

Kezdi A., (1974), *Handbook of soil mechanics*, Soil physics, vol. 2, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 258p.

Kinuthia J.M., Wild S., Jones J.I. (1999), Effects of monovalent and divalent metal sulphates on consistency and compaction of lime-stabilised kaolinite *Applied Clay Science*, vol. 14, n°1-3, p.27-45

Khaddaj S., (1992), Etude en laboratoire du gonflement de l'argile de FLANDRES, *Thèse de doctorat*, Univ. Des Sc. De l'Ille, 99p.

Komine H. et Ogata N. (1994), Experimental study on swelling characteristics of compacted bentonite, *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 31, p. 478-490

Komornik A. et David D. (1969), Prediction of swelling pressure of clays, *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division*, vol. 95, n° SM1, p. 209-225

Komornik A., et Zeitlen J. G., (1970), Laboratory determination of lateral and vertical stresses in compacted swelling clay, *J. of Materials, JMLSA*, vol.5, p. 108-128.

Konan K. L., (2006), Interactions entre des matériaux argileux et un milieu basique riche en calcium, *Thèse de doctorat*, Faculté des Sciences et Techniques, Université de Limoges, 144p.

Kovács J., Béla Raucsik, B., Andrea, A., Gábor Újvári ,G., Varga ,G., et Ottner, F., (2013), Clay mineralogy of red clay deposits from the central Carpathian Basin (Hungary): implications for Plio-Pleistocene chemical weathering and palaeoclimate, *Turkish J Earth Sci*, vol. 22, p. 414-426.

Krahn J. and Fredlund D. G., (1983), Variability in the engineering properties of natural soil deposits, *Fourth International Conference on Application of Statistics and Probability in Soil and Structural Engineering*, Florence, Italy, 33p.

Lambe T.W. et Whitman R.V. (1959), the role of effective stress in the behavior of expansive soils, *Quarterly, Colorado School of Mines*, vol. 54, n° 4, p. 33-60.

Lange, H. (1982), Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments of North Africa. *Sedimentology*, vol. 29, p.427-431.

Lanson B., Sakharov B.A., Claret F. & Drits V.A. (2009), Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments: A reappraisal of X-ray diffraction results using the multi-specimen method. *American Journal of Science*, vol. 309, p. 476-516.

Lautrin D. (1987), Une procédure rapide d'identification des argiles, *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, 152nov-dec., p. 75-84.

Le Guen M., (2002), La boîte à moustaches pour sensibiliser à la statistique. *Bulletin de Méthodologie Sociologique/Bulletin of Sociological Methodology*, SAGE publications, 2002, p.43-64. <halshs-00287751>

Legendre P, Legendre L (1998), Numerical ecology. *2nd English edn. Elsevier, Elsevier Science BV*, Amsterdam. Xv+853p.

Legendre, P. (1984), L'analyse des données en relation avec l'échantillonnage. *Revue d'Entomologie du Québec* 29: p. 86-100.

Little D.N., Herbert B., Kunagalli S.N., (2005), Ettringite formation in lime-treated soil: establishing thermodynamic foundation for engineering practice. *Transportation research record*, vol. 1936, 243 p.

Locat J., Lefebvre G. et Ballivy G., (1984) Mineralogy, chemistry and physical properties interrelationships of some sensitive clays from Eastern Canada, *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 21, 3, p. 530-540

Louafi B. et Bahar R. (2011), Quelques facteurs influant le gonflement des sols argileux, exemple de la teneur en eau et de la densité sèche initiale, *Séminaire International INVACO2 (Innovation et Valorisation en Génie Civil et matériaux de Construction)*, Rabat, Marok. 6p.

Mache, J. R., (2013), Minéralogie et propriétés physico-chimiques des smectites de BANA et SABGA (Cameroun). Utilisation dans la décoloration d'une huile végétale alimentaire, *thèse de doctorat, université de Liège*, 135 p.

Madsen F.T., (1979), Determination of the swelling Pressure of Claystones and Marlstones using mineralogical Data, *Proceedings of 4rd International Conference on Rock Mechanics*, Montreux, 18p.

Magnan J.-P. et Bouheraoua A., (1996), L'analyse probabiliste de la consolidation unidimensionnelle des sols, *Revue Française de Géotechnique* 4^{ème} trimestre, p. 19-30.

Magnan J.-P. et Bouheraoua A., (2001), L'analyse probabiliste de la consolidation bidimensionnelle des sols, *Revue Française de Géotechnique* 2^{ème} trimestre 2001, p. 10-25.

Magnan J.P. (2000), *Cours de mécanique des sols et des roches*, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées (ENPC), 415p.

Magnan J.-P. et Youssefian Ch., (1989), Essai au bleu de méthylène et classification géotechnique des sols, *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, 159 janv.-fevr., p. 93-104.

Magnan J.-P., (1982), *Les méthodes statistiques et probabilistes en mécanique des sols*, Presse de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, France, 203p.

Marsily, G.D., (1980), *Cours d'hydrogéologie*, Fontainebleau, Ecole Nationale Supérieure des Mines, 273 p.

Matheron G., (1969), *Cours de géostatistique*, Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, Facicule 2, Ecole des mines de Paris, p. 3-10.

Matheron G., (1971), The theory of regionalized variables and its applications, *Centre de géostatistique*, Ecole des mines de Paris, 146p.

Maximilian Huber (2013), Soil variability and its consequences in geotechnical engineering, *PHD thesis*, Geotechnical Institute, Stuttgart University, Germany, 272p.

McCormack, D.E., et Wilding, L.P., (1975), soil properties influencing swelling in Canfield and Geegurg soils, *Science Society of America*, vol. 39, p. 496-502.

Mckeen R.G. (1980), Field studies of airport pavement on expansive clay, *Proceedings of 4th International Conference on Expansive Soils*, American Society of civil Engineers, Denver, Colorado, vol. 1, p. 242-261,

Medjnoun A., Bahar R. et Khiatine M. (2014a), Caractérisation et estimation du gonflement des argiles algériennes, cas des argiles de Médéa, *EDP Sciences*, 2014 11 03 004 MATEC Web of Conferences 11 matecco, DOI: 101051, p. 1-7.

Medjnoun A., Khiatine M., Bahar R. (2014b), Caractérisation minéralogique et géotechnique des argiles marneuses gonflantes de la région de Médéa, Algérie. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Volume 73, Issue 4, p. 1259-1272.

Medjoun A., (2014), Analyse, caractérisation, prévision et modélisation du comportement des argiles gonflantes. *Thèse de Doctorat*, Département de Génie Civil, LGEA, Université de Mouloud Mammeri de Tizi

Mering, J., and Pedro, G., (1969), Discussion a propos des critères de classification des phyllosilicates 2/1: *Bulletin du groupe français des argiles*, vol. 21, p. 1-30.

Millot G., (1964), *Géologie des argiles : Altérations, Sédimentologie, Géochimie*, Masson et Cie, Paris, 35 p.

Mitchell J.K., (1993), *Fundamentals of Soil behavior*, John Wiley and Sons, Inc, New York, ISBN, 0-471-85640-1.

Mitchell J. K., (1973), Recent advances in the understanding of the influence of mineralogy and pore solution chemistry on the swelling and stability of clays, *Proc. 3th Int. Conf. on Expansive Soils, Haifa*, vol. 2, p. 11-25.

Moore D. M. & Reynolds R. C., (1989), *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, Oxford, 332p.

Morin W.J. and Parry W.T., (1971), Geotechnical properties of Ethiopian volcanic soils, *Geotechnique*, vol. 21, p. 223-232.

Mouroux P, Margron P, Pinte J.C., (1988), *La construction économique sur sols gonflants*, ed. BRGM, 126p.

Mrad, M., (2005), Modélisation du comportement hydromécanique des sols gonflants non saturés, *Thèse de doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 245p.

Nagaraj T.S. et Srinivasa M.B.R., (1983), An approach for prediction of swelling soil behavior, *Proceedings of 7th Asian regional Conference on Soils Mechanics and Foundation Engineering*, vol. 1, p. 52-55

Nelson J.D. et Miller D.J., (1992), Expansive soils problems and practice in foundation and pavement engineering, *John Wiley et Sons, Inc, New York, USA*, p. 40-57,

Nowamooz H., (2007), Retrait/gonflement des sols argileux compactés et naturels, *Thèse de doctorat*, Inst. Nat. Polytech. De Lorraine, France, 223p.

Pandian N.S. et Nagaraj T.S., (1990), Critical reappraisal of colloidal activity of clays, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, vol. 116, p. 285-296.

Pansu M. et Gautheyrou J., (2003), *L'analyse du sol minéralogique, organique et minérale*, Edition Springer, ISBN, 993p.

Paquet, H., (1970), Evolution géochimique de minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. - *Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg*, 210 p.

Paquet, H., Coudé-Gaussen, G., Rognon, P., (1984), Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19° et 35° de latitude nord. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* vol. 25, p. 257-265.

Parcher J.V., Liu p.c., (1965), Some swelling characteristics of compacted clays, *J. Soil Mech. And Found. Engng. Div.*, ASCE, vol. 91, n°3, p. 1-17.

Pascal, B., Patricia G. et Daniel T., (2004), Relationship between clay content, clay type and shrinkage properties of soil samples, *Soil Science Society of America*, vol. 68, p. 1145-1153.

Pédro G., (1987), Géochimie, minéralogie et organisation des sols. Aspects coordonnés des problèmes pédogénétiques, *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXIII, n° 3, p. 169-186.

Pedro, G., (1994), Les minéraux argileux dans la Pedologie (2 - Constituants et propriétés du sol), *Duchaufour Ph. et Southier B. Masson, Paris*, 665p.

Pelikan A., (1902a), *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien*, vol. cxi, Abth. 336p.

Pelikan A., (1902b), *Anzeiger, Akad. Wiss. Wien, Math. Naturwiss. Cl., Jahrg. Xxxix*, vol. 39, 113p.

Pelloux P., Dabin B., Fillmann G., Gomez P., (1971), Méthodes de détermination des cations échangeables et de la capacité d'échange dans les sols. *Initiale et Docum. Techniques ORSTOM*, Paris, n° 17, 117 p.

Perloff W.H. et Baron W. (1976), *Soil Mechanics Principales And Applications*, John Wiley & Sons, 205p.

Philipponat, G., (1991), Retrait-gonflement des argiles, proposition de méthodologie. *Revue Française de Géotechnique*, n° 57, p. 5-22.

Push, R., Muurinnen, A., Likhikoinen, J., Bors, J. et Eriksen, T., (1999), *Microstructural and hemichal parameters of bentonites as determinants of waste isolation efficiency*. Rapport n° EUR 18950 EN. Luxembourg: Office for official publications of the european communities,. ISBN: 92-828-7312-9, 121 p.

Rahmat M.N., Kinuthia J.M. (2011), Effects of mellowing sulfate-bearing clay soil with wastepaper sludge ash for road construction. *Engineering Geology*, vol. 117, p.170-179

Rajasekaran G., (2005), Sulphate attack and ettringite formation in the lime and cement stabilized marine. clays *Ocean Engineering*, vol. 32, , p.1133-1159

Rakotomalala R., (2011), *Pratique de la Régression Linéaire Multiple Diagnostic et sélection de variables*, Version 2.0, Université Lumière Lyon 2, 174p.

Ramana K.V., (1993), Humid tropical expansive soils of Trinidad: Their geotechnical properties and areal distribution, *Engineering Geology*, vol. 34, p. 27-44.

Ranganatham et Satyanarayana (1965), A rational method of predicting swelling potential for compacted expansive clays, *Proceedings of 6th International Conference on Soils Mechanics and Foundation Engineering*, Montreal, p. 92-96

Rao, A.S., Phanikumar b.R., Sharma R.S., (2004). Prediction of swelling listion of remolded and compacted expansive soils using free swell index, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 37, p. 217-226.

Rauh F. & Thuro K., (2007), Investigations on swelling behavior of pure anhydrites, *Engineering Geology*, Technische Universität München, Germany, 7p.

Rissel Khelifa M., (2009), Effet de l'attaque sulfatique externe sur la durabilité des bétons autoplacants, *Thèse de doctorat en cotutelle internationale*, Univ. D'Orléans, Pôle Universités Centre Val de Loire, Univ. de Constantine, 175p.

Robert, C., (1980), Climats et courants cénozoïques dans l'Atlantique Sud d'après l'étude des minéraux argileux (legs 3, 39 et 40 DSDP), *Oceanologica Acta*, Vol. 3, N°3, p. 369-376.

Robert, C., Herbin, J. P., Deroo G., Giroud d'Argoud G., Chamley H., (1979), L'Atlantique Sud au Crétacé d'après l'étude des minéraux argileux et de la matière organique (legs 39 et 40 DSDP), *Oceanol. Acta*, vol. 2, n°2, p. 209-218.

Robert, M., Tessier, D., (1974), Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. *Ann Agron* 25, p.859-882.

Ross G.J., (1978), Relationship of specific surface and clay content to shrink-swell potential of soils havin different clay mineralogical compositions, *Canadian journal of Soil Science*, vol. 58, p. 159-166

Rowell, D.L., Shainberg, L., (1979), The influence of magnesium and easily weathered minerals on hydraulic conductivity changes in a sodic soil. *J. Soil Sci.* 30, p.719-726.

Ruffell, A., McKinley, J.M. et Worden, R.H. (2002), Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London A* 360, p. 675–693.

Sahores J., (1962), Contribution à l'étude des phénomènes mécaniques accompagnant l'hydratation de l'anhydrite, Centre d'étude et de recherches de l'industrie des liants hydrauliques, *Revue des matériaux de construction, Ciments et Bétons*, Paris, vol. 126, 230p.

Saiyouri N. (1996), Approche microstructurale et modélisation des transferts d'eau et du gonflement dans les argiles non saturées. *Thèse de Doctorat*, Ecole Centrale de Paris, 228p.

Sambrook Smith, G. H., Ashworth, P. J., Best, J. L., Woodward, J. & Simpson, C. J. (2006), The sedimentology and alluvial architecture of the sandy braided South Saskatchewan River, *Sedimentology*, Canada, vol. 53, p. 413-434.

Santamarina J.C., Klein K.A., Wang Y.H. et Prencke E., (2002), Specific surface: determination and relevance, *Can. Geotech. J.*, vol. 39, p. 233-241

Saussaye L. (2012), Traitement des sols aux liants hydrauliques : aspects géotechniques et physico-chimiques des perturbations de la solidification, *Thèse de doctorat*, Université de Caen Basse Normandie, 315p.

Schneider G.L. et Poor A.R. (1974), The prediction of soil Heave and swell pressure developed by an expansive clay, *Research Report TR 9-74, Construction Research Center*, University of Texas, Arlington, Texas.

Sebei, A., (2007), Impacts des rejets miniers sur l'environnement cas des bassins versants des oueds Mellegue et Tessa (Tunisie septentrionale). *Thèse Sci. Univ. Tunis (Tunisie)*. 259p.

Seco A., Ramirez F., Miqueleiz L. et Garcia B., (2011), Stabilization of expansive soils for use in construction, *Applied Clay Science*, vol. 51, p. 348-352.

Seed, H.B., Woodward, R.J. et Lundgren R., (1962), Prediction of swelling potential for compacted clays, *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division*, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, vol. 88, p. 53-88.

Sei J., Jumas J.C., Olivier-Fourcade J., Quiquampoix H. et Strauton S., (2002), Role of iron oxides in the phosphates adsorption properties of kaolinite from the Ivory coast, *Clays and Clay minerals*, vol. 50, p. 212-224.

Serratrice J.-F. et Soyez B., (1996), Les essais de gonflement, *bulletin des laboratoires des ponts et chaussées* - 204 - juillet-août - réf. 4082 - p. 65-85

Servant, J., (1975), Contribution à l'étude pédologique des terrains halomorphes. L'exemple des sols salés au sud et au sud-ouest de la France. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Montpellier, 200 p.

Sheldon, N.D. & Tabor, N.J. (2009), Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth- Science Reviews* 95, p.1-52.

Sivapullaiah P. V., Sridharan A., Ramesh H. N., (2000), Strength behaviour of lime-treated soils in the presence of sulphate *Canadian geotechnical journal*, vol. 37, n°6, p.1358-1367

Skalny J., Marchand J., Odler I., (2002), Sulfate attack on concrete, *Spon press*, Taylor & Francis Group, London. 20p.

Skempton A. W., (1953), The colloidal activity of clays, *Proc. 3rd Intern. Conf. Soil Mech. Found Eng.*, Zürich, vol. 1, p. 57-61.

Skempton A.W., (1984), The colloidal activity of clays, in Skempton A.W., *ed. Selected papers on Soil Mechanics London*, Thomas Telford Limited, 281p.

Snethen D.R., Johnson, L.D., Patrick, D.M. and Vedros, P.J., (1975), A review of engineering experiences with expansive soils in Highway Subgrades, Soils and Pavement Laboratory, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station: FHWA-RD-75-48.

Sokal R.R., Rohlf F.J., (1995), Biometry – *The principle and practice of statistics in biological research*. (3rd edn) Freeman, New York, 36p.

Sonarem (1963), Economical study of exploitation, Report of the national society of mining researches Mine of El Kouif, Tebessa, Algeria, 21 p.

Sridharan, A. & Jayaveda, M.S., (1982), Double layer theory and compressibility of clays. *Géotechnique*, vol. 32, n° 2, p. 133-144.

Soro N.S., Blanchart P., Aldon L., Olivier-Fourcade J., Jumas J.M. et Bonnet J.P. (2003), Iron role on mullite formation from kaolin's, *Journal of American Ceramic Society*, vol. 86, p. 129-134.

Sridharan A., Sreepada R., et Sivapullaiah P.V., (1986), Swelling pressure of clays. *Geotechnical Testing Journal*, vol. 9, n° 1, p. 24-33

Starzewski, K. and Wilum, Z., (1975), *Soil mécanics in fondation engineering*, Landon, Surrey university Press, 252 p.

Steiner W . (1993), Swelling rock in tunnels : Rock characterisation, effect of horizontal stresses and construction procedures, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, vol. 30, semester 4, p. 361-380.

Stern O.Z., (1924), Zur Theorie der Elektrolytischen Doppelschicht. *Z. Elektrolytischechemie*, 30, p. 508-516.

Terzaghi K., (1923), Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungserscheinungen, *Sitzb. Akademie der Wis-Vinna*, Austria, Part IIA, 132, p. 125-138.

Tessier D. (1975), Recherche expérimental sur l'organisation des particules dans les argiles, *Thèse Ing. CNAM*, Paris, 230p.

Tessier D., (1981), Hydric behaviour and fabric of Ca and Na smectites, *Conference argiles, états de l'eau*. Versailles, 7 p.

Tessier, D., (1984), Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et saturation au cours de la dessiccation et de la réhumectation. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université de Paris VII, 361 p.

Tessier, D., et Grimaldi, M., (1993), Comportement et organisation des pâtes d'argiles. Importance des cycles de dessiccation-humectation, *Sciences géologiques Bulletin*, Vol. 46, p. 243-256.

Tessier A., Campbell P.G.C. & Bisson M. (1979), Sequential extraction procedure for speciation of particulate trace metals. *Anal. Chem.* 51, p. 844 – 851.

Thiry M., Carrillo N., Franke C. et Martineau N. (2013), *Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes*. N° RT131010MTHI, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France, 34 p. <hal-00872214>

Thiry, M. and Jacquin, T., (1993), Clay mineral distribution related to rift activity, sea-level changes and paleoceanography in the cretaceous of the atlantic ocean, *Clay Minerals*, vol. 28, p. 61-84.

Thomas , P.J., Baker, J.C., and Zelazny, L.W., (2000), An expansive soil Index for Predicting Shrink Swell Potential. *Soil Science Society of America*, vol. 64, p. 268-274.

Thorez J., (1976), *Practical identification of clay minerals*. A hand book for teachers and students in clay mineralogy, eds., G. Lelotte, B 4820 DISON, Belgique, 89p.

Tisot J.P., (1984) Propriétés géomécaniques des sédiments des fonds océaniques. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Nancy, 328p.

Tovey N.K. (1971), Soil structure analysis using optical techniques on scanning electron micrographs. *Proc. 4th International symposium on Scanning Electron Microscopy*, IIT Research Institute, Chicago, p. 49

Tran Ngoc Lan (1980), L'essai au bleu de méthylène, un progrès dans la mesure et le contrôle de la propreté des granulats, *Bull. liaison Labo. P. et Ch.*, 107, mai-juin, p. 130-135.

Tran Ngoc Lan, (1979), A new test for the identification of soils - methylene blue Test, *Bulletin Liaison Laboratoire Ponts et Chaussée*. Vol. 88, p.136–137.

Tripathy S., Subba Rao K.S. et Fredlund D.G. (2002), Water content-void ratio swell-shrink paths of compacted expansive soils. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 39, p. 938-959.

Truche, C., (2010), Caractérisation et quantification des minéraux argileux dans les sols expansifs par spectroscopie infrarouge aux échelles du laboratoire et du terrain, *Thèse de doctorat*, Université de Toulouse, 229p.

Türköz, M. et Tosun, H., (2011), The use of methylene blue test for predicting swell parameters of natural clay soils, *Scientific Research and Essays, Academic Journals ISSN 1992-2248*, vol. 6(8), p. 1780-1792,

Vandangeon, P., (1992), Exemple de sinistres en région parisienne. *Revue Française de Géotechnique*, n° 58, p. 892-898.

Van der Merve D.H., (1964), The prediction of heave from the plasticity index and the percentage clay fraction of soils. *Civil. Eng. South Africa*, p.103-107.

Vaught, R., Kristofor, R.B. et Miller D.M., (2006), Relationships among Coefficient of Linear Extensibility and Clay Fraction in Expansive Stony soils, *Soil Science Society of America*, Vol. 70, p. 1983-1990.

Velenik Y., (2012), *Cours de Probabilités et Statistique*, Université de Genève, Version du 24 mai 2012. 238 p.

Verhoef P.N.W., (1992), The methylene Blue Adsorption Test Applied to Geo-materials, *Delft, Delft University of Technology*, p.2-70.

Viallis-Terrisse H. (2000), Interaction des Silicates de Calcium Hydratés, principaux, constituants du ciment, avec les chlorures d'alcalins. Analogie avec les argiles. *Thèse de Doctorat*, UFR des sciences et technique, Université de Bourgogne, 257p.

Viani, A., Gualtieri, A., and Artioli, G., (2002), The nature of disorder in montmorillonite by simulation of X-ray powder patterns, Note: Structural simulation model, *American Mineralogist*, Vol. 87, p. 966-975.

Vijayvergiya V.N. et Ghazzaly O.I. (1973), Prediction of swelling potentiel for natural clays, *Proceedings of 3rd International Conference on Expansive Soils*, vol. 1, Haïfa, p. 227-236

Vilar O. M. (1995), Suction controlled odometer on compacted clay. *1st International Conference on Unsaturated Soils*. Paris, p. 201-206.

Vincent M., Bouchut J., Fleureau J.-M., Masrouri F., Oppenheim E., Heck J.-V., Ruaux N., Le Roy S., Dubus I., Surdyk N. (2006), Étude des mécanismes de déclenchement du phénomène de retrait-gonflement des sols argileux et de ses interactions avec le bâti. *Rapport Final. BRGM/RP-54862-FR*, 378 p.

Walker T.R., (1984), Diagenetic albitisation of potassium feldspar in arkosic sandstones, *J. Sed. Pet.*, vol. 54, pp. 3

Wan, Y., kwong, J., Brandes, H.G. et Jones, R.C., (2002), Influence of amorphous clay – size materials on soil plasticity and shrink – swell behavior, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, vol. 128, p. 1026 – 1032.

Weaver, C.E., (1989), *Clays, Muds, and Shales. Contribution to Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, vol. 44, 819 p.

Wittke, W., (1990), *Rock mechanics, theory and applications with case histories*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 1076 p.

Wittke, W., (1978), Fundamentals for the design and construction of tunnels located in swelling rock and their use during construction of the turning loop of the subway Stuttgart. *Publ. of the Institute for Foundation Engineering, Soil Mechanics, Rock Mechanics and Water Ways Construction RWTH (University) Aachen*, vol. 6, 21p.

Wong R.C.K. (1998), Swelling and softening behaviour of la Biche shale, *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 35 p. 206-221.

Xiang-Ling LI (1999), Comportement Hydromécanique des Sols Fins : de l'état saturé à l'état non saturé, *Thèse de doctorat*, Faculté des Sciences Appliquées, Université de Liège. 359p.

XU Y.F., Matsuoka H. and Sun D.A. (2003), Swelling characteristics of fractal-textured bentonite and its mixtures, *Applied Clay Science*, vol. 22, p. 197-209.

Yahia-Aissa M. (1999), Comportement hydromécanique d'une argile gonflante fortement compactée, *Thèse de doctorat*, Ecole National des Ponts et Chaussées, CERMES, Paris, 241 p.

Yerima B.P.K., Calhoun F.G., Senkayi A.L. and Dixon J.B., (1985), Occurrence of interstratified kaolinite-smectite in El Salvador vertisols, *Soil Science Society of America*, vol. 49, p. 462-466

Yilmaz I., (2006), Indirect estimation of the swelling percent and a new classification of soils depending on liquid limit and cation exchange capacity, *Engineering Geology*, vol. 85, p 295-301.

Yong R.N. and Warkentin B.P., (1975), *Soil properties and behavior*, Amsterdam, Oxford, New York, Elsevier scientific publishing company, p.431-439.

Yukselen Y. et Kaya, A., (2008), Suitability of the methylene blue test for surface area, cation exchange capacity and swell potential determination of clayey soils, *Elsevier, Engineering Geology*, vol. 102, p. 38–45,

Zapata, C.E., Houston, S.L., Houston, W.N., and Dye, H., (2006), Expansion index and its relationship with other index properties, in Miller G.A., Zapata C.E., Houston S.L. et G. Fredlund D., eds., *4th International Conference on Unsaturated Soils*, vol.2, Reston, VA, ASCE, p. 2133-2137

Zehetner F., Miller W.P. and West L.T., (2003), Pedogenesis of volcanic ash soils in Andean Ecuador, *Soil Science Society of America*, vol. 67, p. 1797-1809.

Zibani F., (2012), effet de la variabilité des paramètres de sol sur le comportement des ouvrages de géotechnique, *Mémoire de magistère*, Dép. de G. C., Univ. Mouloud Mammeri, Tizi Ouzou, 176p.

Sites Internet:

<http://labomath.univ-lille1.fr/~jaques/>

<http://www.argiles.fr/présentation.asp#objectifs>

<http://www.ltrr.arizona.edu/~dmeko/notes>

<http://www.unige.ch/math/folks/velenik/cours.html>

Liste des figures et des photos

Figure/photo	Page
Figure 1 : Différents types de fissuration causés par les mouvements différentiels de retrait-gonflement (Mouroux et al., 1988).	02
Photos 1. Photos montrant l'état des différentes constructions dans la région d'étude (a) : 18 logements ; (b) : 80 logements ; (c) : 50 logements ; (d) et (d') : école CEM base 5	03
Photo 2. a et b. Photos montrant les différents types de fissures au niveau des constructions dans la région d'étude (El Kouif)	04
Figure 2. Couche tétraédrique et notation (d'après Mitchell, 1976 in Xiang-Ling, 1999)	8
Figure 3. Couche octaédrique et notation (d'après Mitchell, 1976 in Xiang-Ling, 1999)	9
Figure 4. Représentation des empilements de tétraèdres siliceux et d'octaèdres alumineux (cas de la kaolinite : Konan, 2006)	10
Figure 5. Représentation schématique des empilements de tétraèdres siliceux et d'octaèdres alumineux (cas d'une illite) (Konan, 2006)	12
Figure 6. Structure des minéraux à pseudo-feuillets et à faciès fibreux : (a) Palygorskite ou attapulgite ; (b) Sépiolite (Millot, 1964 in Konan, 2006)	13
Figure 7. Structure cristalline d'une smectite (Viani et al., 2002 in El Ouahabi, 2013).	15
Figure 8. Structure cristalline du chlorite (Brown and Bailey, 1963 in El Ouahabi, 2013).	16
Figure 9. Représentation d'une vermiculite (Gruner, 1934).	17
Figure 10. Différentes possibilités d'interstratification au sein des minéraux argileux avec deux ou trois composants (MACHE, 2013).	18
Figure 11. Schéma de la double couche d'eau entourant une particule argileuse.	20

Figure 12: Diagramme de classification du potentiel de gonflement (Seed et al., 1962)	27
Figure 13. Caractérisation des sols gonflants	28
Figure 14. Différentes procédures d'essais de gonflement (Sridharan et al., 1986)	32
Figure 15 Essai de gonflement selon la méthode de Huder-Amberg (1970) (Serratrice et Soyez, 1996, Bultel, 2001)	33
Figure 16 Courbe de gonflement en fonction du temps	35
Figure 17 Analyse de variance de régression (Julien Jacques, 2014)	41
Figure 18 Situation de la région d'étude : limites administratives (commune d'El Kouif, wilaya de Tébessa, Algérie)	52
Figure 19 Situation de la région d'étude : coordonnées géographiques (commune d'El Kouif, wilaya de Tébessa, Algérie)	53
Figure 20 Localisation des sites d'étude (commune d'El Kouif, wilaya de Tébessa, Nord- Est, Algérie)	54
Figure 21 Esquisse géologique de la région de MORSSOT avec localisation de la coupe géologique de la figure 2.2 (Blés et Fleury, 1970).	59
Figure 22 Coupe géologique régionale (NW- SE), interprétative des principales structures de la région de MORSSOT (Blés et Fleury, 1970)	61
Figure 23 Esquisse géologique locale de la zone d'étude, numérisée sur la base de la carte géologique de MORSSOT au 1/50000	62
Figure 24 Logs des sondages carottés les plus représentatifs des différents sites dans la zone d'étude	63
Figure 25 Plan de localisation des sondages carottés dans la zone d'étude	64
Figure 26 Carte des précipitations annuelles du Nord-est de l'Algérie (service ANRH-Unité de Tébessa, 1995)	67
Figure 27 Températures moyennes mensuelles interannuelles (Station de Tébessa, période 1972-2011)	68
Figure 28 Variation des températures moyennes annuelles (Station de Tébessa, période 1972-2011)	69

Figure-29 Variation des moyennes mensuelles interannuelles des précipitations (Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)	70
Figure 30 Variation des précipitations totales annuelles (Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)	71
Figure 31 Variation de l'humidité moyenne mensuelle (Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)	72
Figure 32 Variation de l'humidité moyenne annuelle (Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)	72
Figure 33 Zone de déficit d'humidité, annuelle ou saisonnier. (Mouroux et al., 1988)	73
Figure 34 Diagramme pluviothermique (Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)	74
Figure 35 Profil habituel d'humidité du sol (G. de Marssily, 1980)	75
Figure 36 Profil d'infiltration (G. de Marssily, 1980)	76
Figure 37 Profil de ruissellement (G. de Marssily, 1980)	76
Figure 38 (a) Photo montrant la marne avec présence de gypse dans les sites d'étude (Région d'El Kouif)	81
Figure 39 (b) Sondages représentatifs exécuté aux différents sites dans la région d'étude	82
Figure 40 Schéma des différents états du sol (état liquide, plastique et solide) (D'après J.Costet et G.Sanglerat, 1981).	84
Figure 41 Limites d'Atterberg pour un sol argileux (D'après Z.R.Fattohi et al. 1990).	84
Figure 42 Variation de l'indice de plasticité des différents échantillons du sol étudiés (région d'El Kouif)	93
Figure 43 Courbes granulométriques pour des échantillons considérés, montrant la distribution de différentes fractions au niveau des sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa)	95
Figure 44 Diagramme de Casagrande modifié par Daksanamurty et Raman (1973) pour l'évaluation de la plasticité et du gonflement, appliqué pour les sols étudiés (cas d'étude -Région d'El Kouif)	97
Figure 45 Diagramme de classification du potentiel de gonflement (Seed et al., 1962) appliqué pour les sols étudiés (cas d'étude : Région d'El Kouif)	98

Figure 46 Diagramme de classification du potentiel de gonflement (Van der Merve 1964) : Application aux sols étudiés (cas d'étude : Région d'El Kouif)	99
Figure 47 Photo montrant la marne avec présence de gypse : échantillonnage à partir des fouilles ouvertes dans la région d'étude (El Kouif)	104
Figure 48 Exemple sur la DRX de la roche totale montrant le taux de gypse (92%) dans l'échantillon des sols de la région d'étude	105
Figure 49 Carte de localisation des sites par rapport à l'ancienne usine de phosphate dans la région d'étude	105
Figure 50 (a) Photos montrant l'état actuel des quelques sites dans la région d'études (Commune d'El Kouif) : manifestation du retrait- gonflement à l'extérieur des murs.	106
Figure 50 (b) Photos montrant l'état actuel des quelques sites dans la région d'études (Commune d'El Kouif) : manifestation du retrait-gonflement et de l'attaque sulfatique	107
Figure 50. (c) Photos montrant l'état actuel des quelques sites dans la région d'études (Commune d'El Kouif) : dégradation complète de quelques constructions.	108
Figure 51 (a) Collecte d'échantillons de divers sites de la zone d'étude pour : analyse diffractométrie et spectrométrie	112
(b) Sol en place : aspect de succession de sol à travers les tranchées ouvertes sur terrain.	112
Figure 52 Différents sites concernés par l'étude minéralogique et chimique	114
Figure 53 Diffractomètre aux Rayons X de système XPERT-PRO (Laboratoire Université El Manar, Tunis).	114
Figure 54 Corrélation des éléments majeurs des sols étudiés dans le cas d'étude montrant les différentes relations pouvant exister entre ces constituants	119
Figure 55 (a). Diffractogrammes sur roche total effectués sur les sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa) : présence de Zéophyllite, titanium et lithium avec les argiles	124
Figure 55 (b). Diffractogrammes sur roche total effectués sur les sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa) : abondance de calcite et gypse avec les argiles	125

Figure 55 (c). Diffractogrammes sur roche total effectués sur les sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa) : présence de fer, silicium et quartz avec les argiles	126
Figure 56 (a). Diffractogramme réalisés sur les sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa)	130
Figure 56 (b). Diffractogramme réalisés sur les sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa) : présence de gypse et anhydrite	131
Figure 56 (c). Diffractogramme réalisés sur les sols étudiés (région d'El Kouif, Tébessa) : Présence de gypse en grand pourcentage et anhydrite	132
Figure 57 Diagrammes en boîte des paramètres géotechniques.	143
Figure 58 Nuages de points montrant les corrélations entre les différents paramètres physiques du sol étudié.	145
Figure 59 Nuages de points montrant les corrélations les paramètres physiques du sol étudié et la pression de gonflement libre	152
Figure 60 Relation entre la pression de gonflement mesurée et estimée	153

Liste des Tableaux

Tableaux	Page
Tableau 1. Relation entre le gonflement libre et l'indice de plasticité (Seed et al., 1962)	27
Tableau 2. Classification proposée par Dakshanamurthy et Raman (1973)	28
Tableau 3. Relation entre potentiel de gonflement et limite de retrait (Altemeyer, 1955)	29
Tableau 4. Relation entre potentiel de gonflement et indice de retrait (Ranganatham et Satyanarayana, 1965)	29
Tableau 5. Occurrence des minéraux argileux dans le sol en fonction du climat (http://www.argiles.fr/presentation.asp#objectifs)	66
Tableau 6. Les coordonnées de la station météorologique de Tébessa	67
Tableau 7. Niveau d'eau dans les sondages réalisés sur le site porteur de l'école CEM (LTPE, 2005)	78
Tableau 8. Limites d'Atterberg pour certains minéraux argileux : (Z.R.Fattohi et al., 1990)	85
Tableau 9. Les valeurs VBS connues pour les différents types des sols (NF P 94-068)	87
Tableau 10. Degré d'agressivité des milieux sulfatés (NF P 18-011)	88
Tableau 11. Activité de certains minéraux (J.Costet et G.Sanglerat, 1981 ; J.P.Magnan, 2000)	90
Tableau 12. Statistique élémentaire représentant un résumé des caractéristiques géotechniques des sols étudiés (Région d'El Kouif)	92
Tableau 13 Les résultats de VBM (g/100 g) / au degré de gonflement réalisés par Yeliz Yukselen, Abidin Kaya (2008)	101
Tableau 14. Analyse chimique en éléments majeurs des échantillons des sols étudiés	120
Tableau 15 Résultats de l'analyse minéralogique quantitative par diffraction des rayons X des sols étudiés	121
Tableau 16. Récapitulation de l'estimation semi-quantitative des sols de la région d'étude	127

Tableau 17. Résumé de la statistique descriptive des paramètres géotechniques des sols (Région d'El Kouif)	142
Tableau 18. Résumé sur les modèles empiriques du calcul du taux de gonflement	147
Tableau 19. Matrice de corrélation des paramètres géotechniques choisis du sol. La matrice montre les corrélations les plus importantes parmi les variables explicatives	153
Tableau 20. Résultats de l'analyse par régression linéaire de la pression de gonflement estimée en utilisant 5 variables prédictives (Région d'El Kouif).	154

Annexe A.1.

Mois Années	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juill	Aou	Moyenn e
1972-1973	19.80	13.70	10.70	5.70	4.40	3.90	5.60	10.50	19.90	23.10	26.90	23.90	13.98
1973-1974	21.70	17.10	9.30	6.30	6.20	6.40	9.80	10.80	15.60	23.50	23.90	24.10	14.56
1974-1975	20.80	13.30	9.10	5.90	5.90	6.00	8.50	11.90	16.30	21.30	25.40	23.20	13.97
1975-1976	22.70	14.20	9.20	7.40	5.20	6.60	7.40	11.80	16.00	20.00	23.60	23.80	13.99
1976-1977	19.90	15.40	7.80	8.20	8.00	9.80	11.80	12.90	17.50	21.80	27.80	24.60	15.46
1977-1978	19.80	16.60	11.00	7.90	9.10	9.80	9.20	12.70	17.00	23.10	25.50	24.60	15.53
1978-1979	20.40	12.60	7.90	9.60	6.80	8.60	10.50	10.20	16.70	22.00	26.10	25.10	14.71
1979-1980	18.80	17.50	8.40	7.40	5.80	5.30	9.00	10.30	14.90	22.40	24.90	25.70	14.20
1980-1981	21.30	14.20	11.00	4.50	3.90	6.30	12.40	15.20	19.40	23.30	24.50	24.10	15.01
1981-1982	20.70	17.30	9.20	9.70	7.70	7.40	9.20	11.80	10.00	13.00	28.00	25.90	14.16
1982-1983	21.50	15.90	10.80	5.70	4.70	6.70	9.30	15.30	18.90	22.50	27.10	26.00	15.37
1983-1984	21.60	15.00	12.20	7.20	6.10	6.00	8.50	13.00	17.00	23.10	26.10	25.10	15.08
1984-1985	20.60	14.50	12.00	6.40	5.40	10.40	8.30	14.20	16.90	25.10	27.70	25.60	15.59
1985-1986	20.40	15.70	13.00	8.00	6.30	8.10	9.40	13.70	19.90	22.00	25.00	26.80	15.69
1986-1987	21.00	16.60	10.20	6.40	6.30	7.70	8.80	14.30	16.70	24.30	26.70	27.90	15.58
1987-1988	23.60	19.30	10.70	10.50	8.20	7.40	9.90	14.80	21.00	22.50	28.00	26.70	16.88
1988-1989	20.60	18.20	11.60	5.80	5.40	7.20	11.50	13.70	18.20	20.90	25.60	26.10	15.40
1989-1990	22.20	15.50	13.40	10.70	6.70	10.40	10.40	12.70	17.20	25.40	24.90	22.50	16.00
1990-1991	24.10	20.00	11.50	5.50	5.50	6.80	11.60	10.40	14.20	21.90	26.30	25.60	15.28
1991-1992	21.80	16.70	10.60	5.50	4.70	6.70	9.40	11.80	16.30	20.90	23.90	25.70	14.50
1992-1993	21.90	18.00	21.10	7.80	5.20	5.60	8.70	13.90	18.20	24.80	26.80	27.00	16.58
1993-1994	22.30	19.10	11.10	7.70	7.50	8.90	11.90	11.85	21.90	24.20	27.00	28.60	16.84
1994-1995	23.60	16.70	13.20	8.10	5.70	10.30	9.20	12.70	20.10	22.90	27.10	24.60	16.18
1995-1996	21.10	16.30	11.30	9.80	9.00	6.30	10.10	12.40	18.20	20.80	25.90	26.60	15.65
1996-1997	20.30	15.00	12.40	10.20	8.70	6.30	9.30	1.20	20.40	26.60	27.50	25.20	15.26
1997-1998	20.50	17.00	11.50	8.50	7.20	9.30	9.80	15.10	17.70	24.60	27.80	25.70	16.23
1998-1999	23.30	15.00	10.20	6.30	7.10	8.20	10.20	14.90	28.10	25.80	26.20	28.90	17.02
1999-2000	23.60	19.20	11.10	7.10	4.10	7.80	11.70	16.10	21.00	22.40	27.50	26.80	16.53
2000-2001	22.10	15.90	12.80	9.40	8.00	7.50	15.60	14.00	19.60	25.00	28.40	27.10	17.12
2001-2002	22.30	21.10	11.80	6.80	6.30	7.50	15.60	6.30	9.00	12.50	15.00	19.40	12.80
2002-2003	25.10	26.60	24.90	21.00	6.90	9.00	12.50	15.00	19.40	25.10	26.60	24.90	19.75
2003-2004	21.20	17.80	12.20	8.80	6.90	9.60	11.20	12.80	15.90	22.40	26.20	27.00	16.00
2004-2005	20.80	20.20	10.20	8.10	4.50	9.60	11.20	14.20	21.10	23.70	28.50	25.90	16.50
2005-2006	21.60	17.80	12.10	6.50	4.90	7.20	11.80	16.60	13.50	16.30	26.50	25.90	15.06
2006-2007	21.40	19.00	12.10	7.90	8.80	9.20	9.70	13.50	18.50	25.30	26.50	26.70	16.55
2007-2008	22.00	17.60	10.50	6.90	7.00	8.30	10.90	15.50	19.30	23.40	28.70	27.20	16.44
2008-2009	22.20	16.90	10.01	0.30	7.10	6.40	9.70	11.50	18.00	14.50	28.70	26.80	14.34
2009-2010	21.00	15.70	12.40	10.70	8.30	10.10	13.10	15.90	17.40	24.00	27.20	27.10	16.90
2010-2011	21.70	16.80	11.90	8.80	7.60	6.40	9.50	14.80	17.40	22.40	42.60	27.10	17.25
2011-2012	23.50	15.70	12.30	7.90	5.90	4.10							
Moyenne	21.57	16.94	11.59	7.81	6.48	7.72	10.31	12.82	17.80	22.27	26.62	25.67	15.63

Tableau A.1. Répartition des températures moyennes mensuelles et interannuelles en (°C)
(Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)

Annexe A.2.

Séries	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
fréquences	4	5	7	12	7	16	15	34

Tableau A.2. Tableau des fréquences des vents (Station de Tébessa)

Annexe A.3.

Mois Années	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juill	Aou	Total
1972-1973	36.90	99.30	11.20	34.90	46.00	42.70	171.10	31.30	44.70	65.50	5.30	36.40	625.30
1973-1974	16.30	12.90	6.00	94.40	14.00	28.30	29.20	50.20	10.40	24.80	4.50	12.10	303.10
1974-1975	27.10	37.90	18.50	14.20	23.40	67.80	33.60	21.60	66.60	0.00	25.40	23.70	359.80
1975-1976	26.10	11.00	47.30	6.20	22.40	38.20	49.10	32.40	35.80	59.00	27.30	39.30	394.10
1976-1977	26.10	23.10	134.50	10.30	14.70	6.60	45.10	40.20	38.20	9.10	15.00	19.40	382.30
1977-1978	11.20	3.30	46.70	3.90	3.90	54.70	102.50	23.00	23.90	3.90	0.00	50.10	327.10
1978-1979	5.40	26.00	20.40	3.60	10.30	44.60	40.30	89.40	22.70	27.70	0.00	11.70	302.10
1979-1980	116.1	18.50	21.30	1.70	33.70	29.80	76.80	28.10	41.00	4.30	0.20	3.40	374.90
1980-1981	65.80	3.70	24.10	47.50	13.40	18.80	24.10	11.70	35.80	72.40	3.60	4.10	325.00
1981-1982	37.30	23.00	1.90	15.30	21.80	45.60	12.40	56.20	80.10	8.50	3.70	15.50	321.30
1982-1983	12.00	58.50	50.30	24.70	2.80	7.30	18.10	5.70	30.40	42.70	0.70	31.50	284.70
1983-1984	3.90	31.70	17.90	12.20	18.90	92.40	24.00	24.10	4.30	6.80	0.2	15.40	251.80
1984-1985	27.20	26.20	19.10	51.00	25.70	11.30	54.50	26.40	65.20	27.20	2.40	6.00	342.20
1985-1986	50.80	23.10	3.50	13.50	31.10	14.30	83.10	2.50	35.80	15.20	51.00	13.10	337.00
1986-1987	24.40	28.70	44.70	20.70	10.20	27.40	62.60	13.20	25.10	4.20	33.70	5.00	299.90
1987-1988	15.50	18.70	33.80	9.20	23.70	4.20	35.80	31.60	55.60	62.10	8.30	6.50	305.00
1988-1989	21.10	20.60	35.10	35.40	18.30	17.40	14.00	16.30	8.40	57.30	8.70	99.30	351.90
1989-1990	44.60	12.00	10.80	8.70	89.00	0.20	34.80	43.10	66.90	17.10	15.20	136.60	479.00
1990-1991	53.30	22.40	99.80	64.90	30.30	12.20	54.00	43.00	67.80	14.40	6.40	65.60	534.10
1991-1992	76.40	34.40	44.30	14.20	34.00	29.90	24.30	43.60	82.00	23.20	13.40	4.50	424.20
1992-1993	51.20	28.40	61.60	48.40	9.30	27.90	21.40	2.60	31.10	12.80	20.10	1.80	316.60
1993-1994	22.70	3.80	16.80	28.70	31.00	23.90	19.40	23.30	41.00	2.40	4.50	11.00	228.50
1994-1995	7.25	66.80	0.60	6.80	24.70	3.00	32.20	22.10	7.40	37.90	1.70	44.10	254.55
1995-1996	149.7	39.70	26.60	18.20	24.90	72.90	56.30	49.80	30.20	38.90	13.20	30.00	550.40
1996-1997	12.40	4.10	1.20	15.00	32.00	7.10	18.90	47.00	16.10	10.30	20.20	23.70	208.00
1997-1998	64.00	73.00	45.00	22.00	22.30	10.20	29.20	29.20	16.70	31.00	0.00	19.10	361.70
1998-1999	78.60	36.00	55.00	15.00	56.40	11.70	45.60	15.40	30.90	16.90	18.90	33.70	414.10
1999-2000	22.10	31.50	64.60	35.00	3.70	4.10	10.00	14.70	86.50	76.40	21.60	18.60	388.80
2000-2001	51.00	18.30	17.00	14.00	27.10	15.80	15.10	2.70	49.30	2.40	7.60	1.40	221.70
2001-2002	55.00	10.70	23.30	7.10	17.00	11.80	5.20	29.00	40.60	13.30	58.00	84.70	355.70
2002-2003	36.50	38.00	76.40	30.00	100.4	38.90	18.00	97.80	29.20	9.50	2.80	12.10	489.60
2003-2004	70.20	45.50	17.50	168.0	20.60	3.20	72.60	29.40	39.40	91.60	16.40	44.00	618.40
2004-2005	19.00	26.00	117.0	67.00	29.20	34.00	24.00	20.40	1.20	31.50	1.40	46.60	417.30
2005-2006	33.30	94.10	31.60	77.30	34.90	14.40	5.50	43.60	37.60	26.90	8.40	26.00	433.60
2006-2007	6.40	12.00	3.70	63.20	5.20	11.00	61.00	59.10	13.80	32.80	30.20	54.40	352.80
2007-2008	49.70	15.40	9.30	28.70	6.10	7.00	36.40	28.00	67.40	12.90	4.30	18.70	283.90
2008-2009	104.0	31.50	15.00	53.70	76.90	11.60	26.70	111.9	65.90	0.00	23.00	12.70	532.90
2009-2010	96.70	2.00	2.00	7.00	38.70	3.10	13.10	79.30	35.00	25.50	20.20	2.40	325.40
2010-2011	77.00	17.00	55.10	5.50	26.60	66.70	60.60	43.30	47.20	28.40	54.20	10.20	491.80
2011-2012	3.10	86.10	3.40	8.90	46.40	57.40							
Moyenne	43.70	28.94	34.12	30.70	27.55	24.92	40.01	35.44	39.16	26.85	14.14	28.06	373.59

Tableau A.3. Tableau des précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm
(Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)

Annexe A.4.

Moi Années	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juill	Aou	Moye nne
1972-1973	75.00	77.20	76.80	89.00	83.10	80.10	85.90	78.70	59.90	59.70	45.00	65.10	72.20
1973-1974	55.50	61.60	76.90	78.80	79.30	69.30	67.30	69.10	56.20	48.30	54.50	45.00	63.48
1974-1975	58.50	65.30	66.40	76.60	70.90	75.70	61.20	64.40	58.80	48.30	37.90	49.90	60.65
1975-1976	55.10	61.00	70.90	68.50	69.00	73.70	71.00	62.20	66.00	56.20	52.60	47.20	62.78
1976-1977	59.70	60.70	71.60	66.20	69.50	61.20	54.10	60.20	54.80	54.20	39.80	47.60	58.30
1977-1978	57.40	55.10	66.60	67.70	62.60	60.50	63.00	56.30	56.10	46.90	36.40	50.00	56.55
1978-1979	51.90	72.10	74.20	60.20	61.90	71.10	65.90	64.50	60.50	43.30	34.60	39.00	59.85
1979-1980	70.90	60.70	67.30	60.40	61.70	71.10	65.90	64.50	60.50	43.30	34.60	39.00	58.34
1980-1981	56.00	56.70	66.80	78.00	74.30	70.80	64.50	58.50	53.30	50.10	46.80	44.20	59.33
1981-1982	59.90	57.40	72.50	63.50	70.60	76.50	62.30	67.80	64.30	43.40	32.90	44.70	59.65
1982-1983	55.20	62.80	74.30	76.40	67.70	61.80	70.00	50.30	48.80	44.40	33.20	46.40	57.60
1983-1984	51.80	70.60	75.20	72.30	77.60	70.80	65.80	63.50	51.00	43.20	35.80	49.80	60.61
1984-1985	54.00	70.40	61.60	76.10	69.20	57.70	67.60	55.30	57.00	42.00	34.30	41.20	57.20
1985-1986	58.60	61.80	59.90	70.00	71.40	58.40	68.50	54.30	51.80	49.90	43.30	41.00	57.40
1986-1987	57.50	70.30	75.60	80.00	63.60	73.50	75.70	60.80	58.90	42.70	41.70	41.70	61.66
1987-1988	47.10	54.00	69.90	68.10	73.20	66.60	63.00	60.40	55.10	57.40	38.70	42.70	58.01
1988-1989	55.00	58.70	75.80	83.10	80.10	70.90	61.30	54.10	53.00	56.30	42.10	49.60	61.66
1989-1990	62.10	76.10	64.90	70.60	84.80	64.90	70.00	72.90	70.90	48.20	50.70	64.50	66.71
1990-1991	52.20	54.40	77.40	77.90	81.00	72.40	67.10	75.90	64.60	51.10	42.20	44.20	63.36
1991-1992	63.50	67.50	66.10	82.00	76.90	74.30	72.10	63.50	62.60	50.00	44.40	42.40	64.02
1992-1993	53.90	52.10	67.20	69.10	73.40	77.10	64.70	54.60	59.90	42.90	40.00	39.10	57.83
1993-1994	47.80	47.20	68.20	72.10	70.70	56.10	58.10	55.00	39.10	31.40	33.50	33.70	51.07
1994-1995	49.40	70.20	64.50	70.50	71.90	61.80	61.80	54.70	43.30	50.50	40.20	24.60	55.28
1995-1996	61.10	67.70	61.70	72.10	65.80	71.50	68.20	66.20	55.30	53.50	38.70	35.90	60.64
1996-1997	53.90	61.10	54.20	57.50	65.30	62.40	64.50	64.40	43.70	42.80	40.90	50.80	55.12
1997-1998	64.60	27.50	75.50	74.30	72.30	69.10	61.80	51.90	57.40	38.30	34.80	50.40	56.49
1998-1999	52.40	67.00	66.20	73.60	73.70	72.40	62.70	54.30	43.30	42.10	42.50	39.90	57.50
1999-2000	51.90	56.00	68.40	74.00	73.10	63.10	55.90	50.00	59.40	55.70	39.10	41.20	57.31
2000-2001	52.20	68.30	66.00	61.90	65.60	61.80	47.20	56.90	50.20	35.70	34.50	39.50	53.31
2001-2002	62.80	53.10	70.10	70.10	66.90	60.20	53.50	53.20	50.80	40.50	47.20	54.70	56.92
2002-2003	60.20	60.40	72.10	74.30	74.60	72.60	66.20	67.90	57.00	45.20	30.20	35.70	59.70
2003-2004	66.50	60.30	74.40	81.00	78.50	65.50	71.40	55.70	63.70	57.50	42.70	49.60	63.90
2004-2005	61.80	49.70	83.00	80.00	75.90	71.90	67.20	63.20	46.20	50.70	41.60	48.30	61.62
2005-2006	59.70	73.50	70.90	79.60	82.30	74.40	61.50	61.20	57.90	45.20	49.80	52.40	64.08
2006-2007	46.00	49.00	58.00	62.00	64.00	72.00	72.00	78.00	63.00	48.00	45.00	49.00	58.83
2007-2008	64.00	69.00	69.00	76.00	76.00	71.00	68.00	55.00	60.00	54.00	48.00	52.00	63.50
2008-2009	56.00	65.00	67.00	70.00	59.00	51.00	69.60	75.80	52.70	48.00	42.10	50.30	58.87
2009-2010	74.40	71.60	58.40	65.50	72.80	64.90	56.50	61.40	57.50	49.40	47.70	49.30	60.78
2010-2011	61.90	65.30	73.10	60.20	71.20	77.00	76.90	73.00	70.40	61.60	47.40	54.90	60.07
2011-2012	60.10	77.70	78.10	80.70	81.40	82.00							
Moyenne	57.85	61.75	69.19	72.60	71.83	68.13	65.38	61.78	65.27	47.99	41.23	46.09	60.71

Tableau A.4. Tableau d'humidité moyenne mensuelle interannuelle et moyenne annuelle
(Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)

Annexe A.5.

	Se p	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juill	Aou	Total
T °C	21.57	16.94	11.59	7.81	6.48	7.72	10.31	12.82	17.80	22.27	26.62	25.67	15.63
K	1.03	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	
i	9.14	6.34	3.57	1.96	1.48	1.93	3.01	4.16	6.83	9.59	12.57	11.90	72.48
I	72.48												
a	1.66												
P (mm)	43.70	28.94	34.12	30.70	27.55	24.92	40.01	35.44	39.16	26.85	14.14	28.06	373.59
ETP (mm)	97.80	65.48	34.78	18.11	13.28	17.76	28.71	41.23	71.09	103.12	138.67	130.55	
ETPcor. (mm)	100.73	63.51	29.91	15.39	11.55	15.09	29.57	44.94	86.01	124.77	170.56	151.43	843.46
P-ETPcor. (mm)	-57.03	-34.57	4.21	15.31	16.0	9.83	10.44	-9.5	-46.85	-97.92	-156.42	-123.37	
RFU (mm)	0.0	0.0	4.21	19.52	29	29	29	19.50	0.0	0.0	0.0	0.0	
ETR (mm)	43.7	28.94	29.91	15.39	11.55	15.09	29.57	44.94	58.66	26.85	14.14	28.06	346.8
EX (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	6.82	9.83	10.44	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.79
Da (mm)	57.03	34.57	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	27.35	97.92	156.42	123.37	496.66

Tableau A.5. Bilan hydrologique de la région d'El Kouif (Tébessa), (Station de Tébessa, période 1972/1973-2011/2012)

Le bilan hydrologique de la région d'étude à été calculé à partir des données disponibles de la station météorologique de Tébessa.

Annexe A.6.

Forage El Kouif EK1
Carte de Tébessa (n° 206) au 1/50000

X : 1009.450
Y : 257.300
Z : 1105.00

Echelle: 1/1000

Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Log	Description lithologique
0	3		Argile jaune avec cailloux
10	16		Argile brune avec galets de calcaire
20	26		Marne grise sombre plastique
30			
40			
50	55		Marno- calcaire grise
60			
70			
80			
90			
100	+ de 50		Marne grise avec intercalation de marno-calcaire
110			
120			
130			
140			
150			

Figure A.6- Forage EK1 d'El Kouif (Ain El Bey) Service d'hydraulique (DHW), Unité de Tébessa

Annexe A.7.

Forage 13 El Kouif
Carte de Morssot (n° 178) au 1/5000

X: 1010
Y:260
Z:1114

Echelle: 1/1000

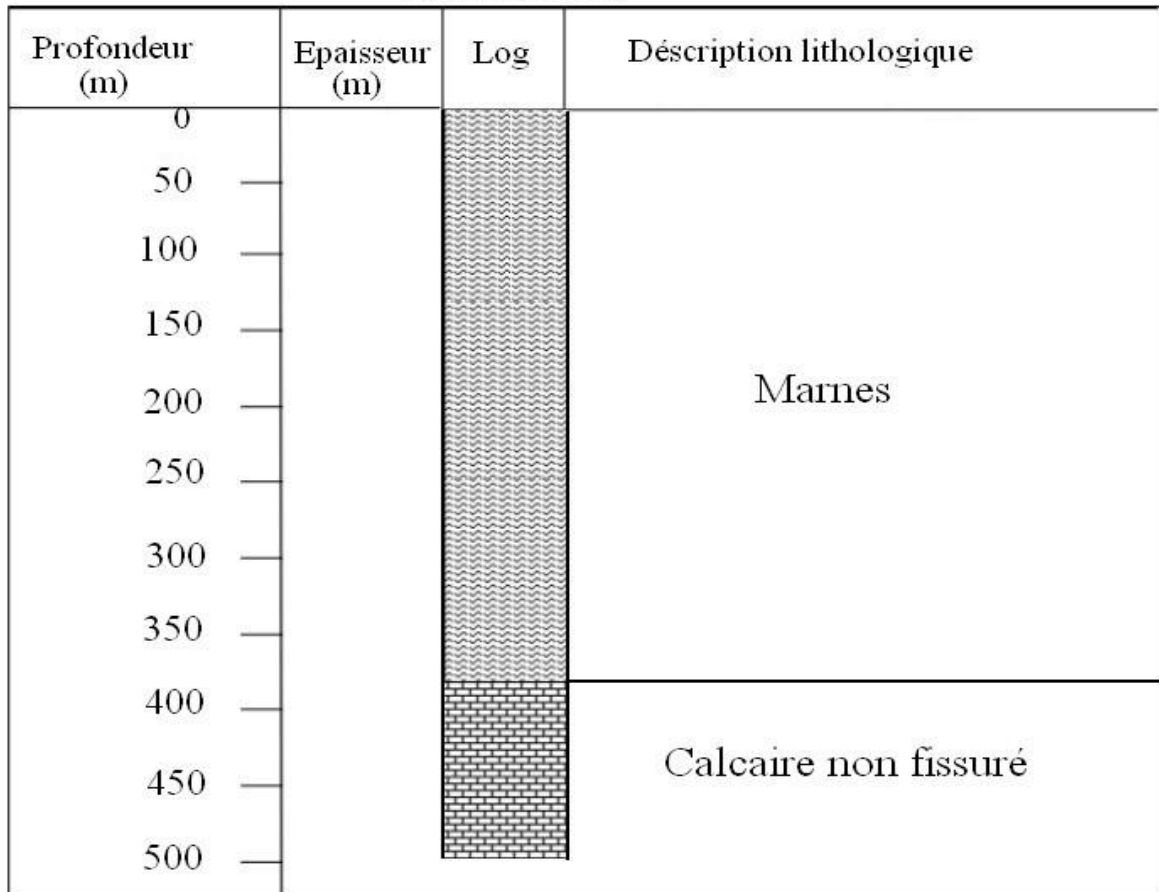
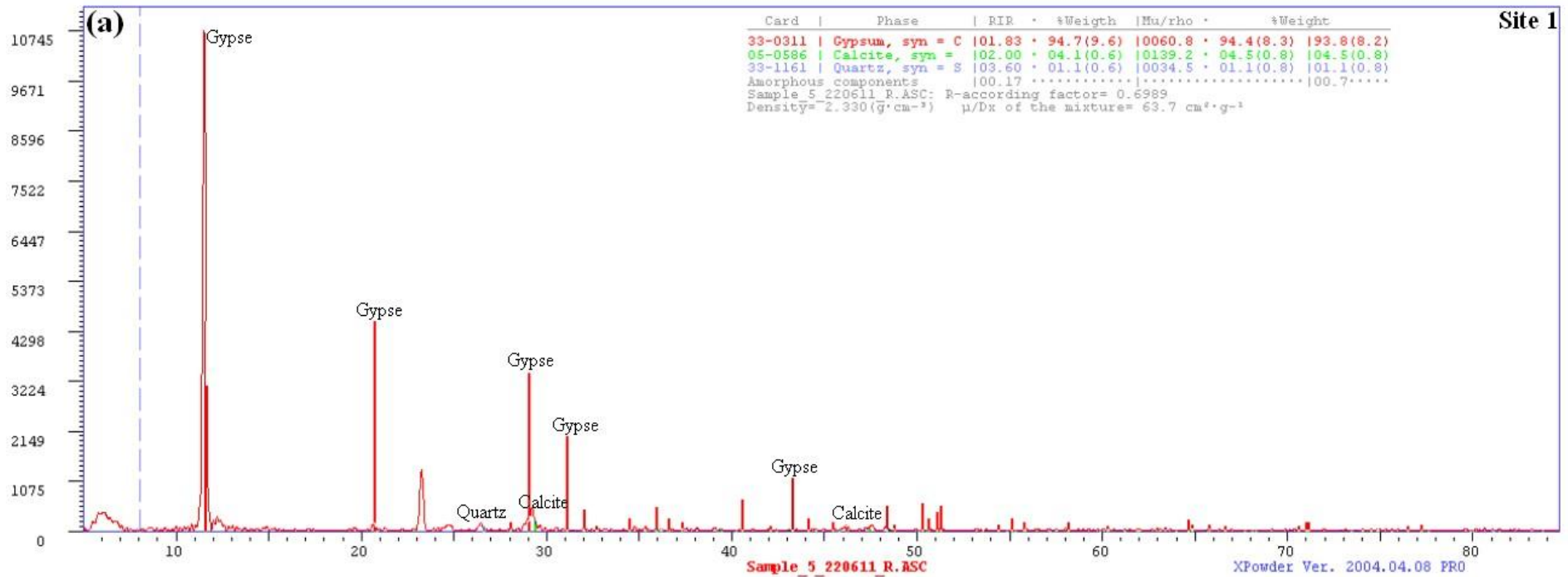
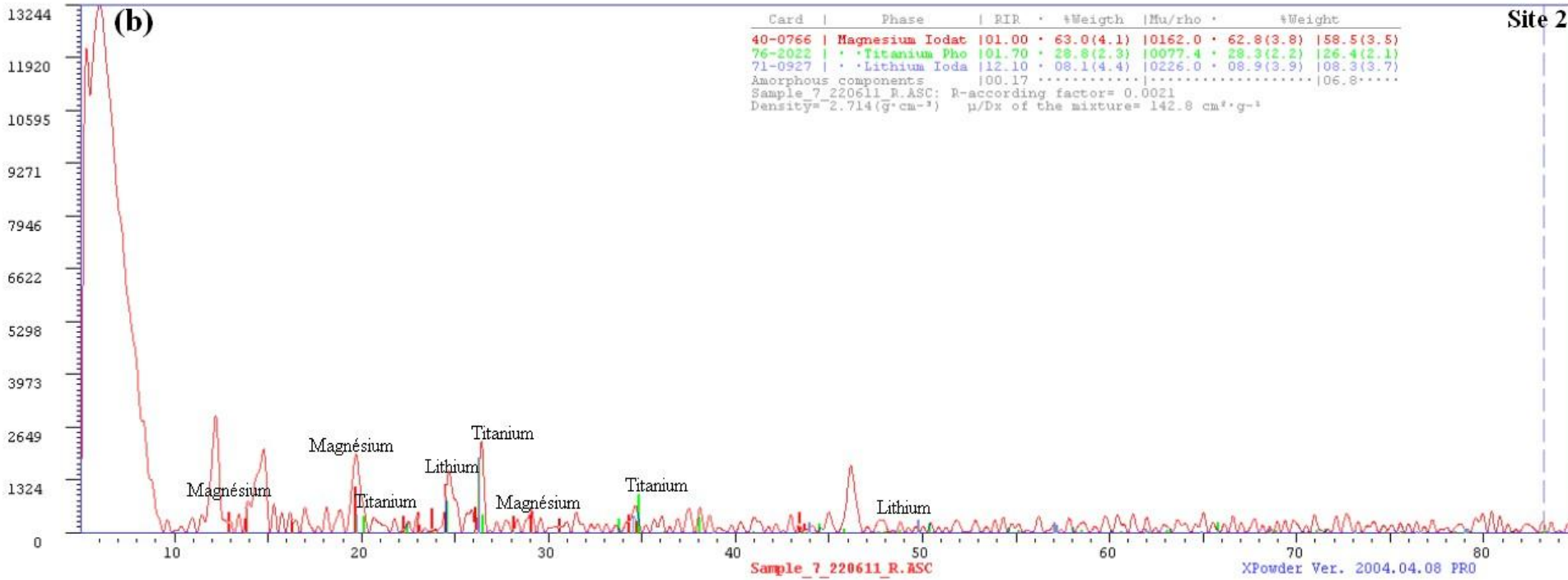
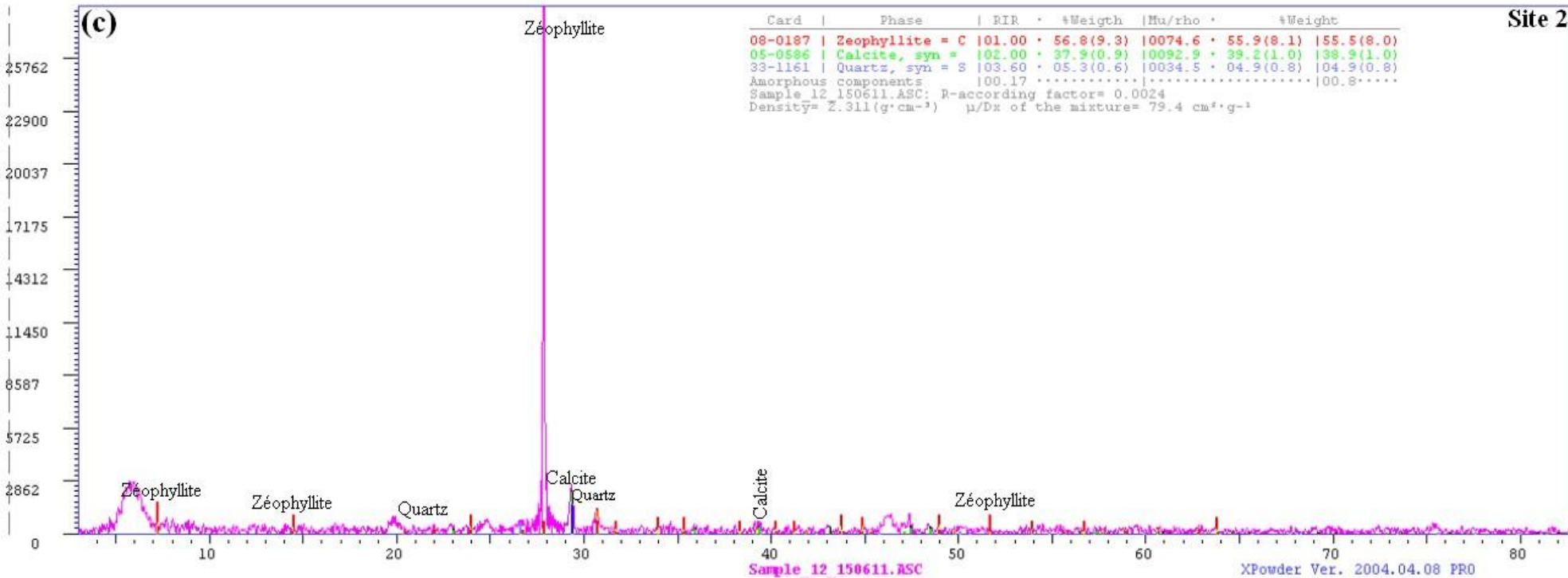
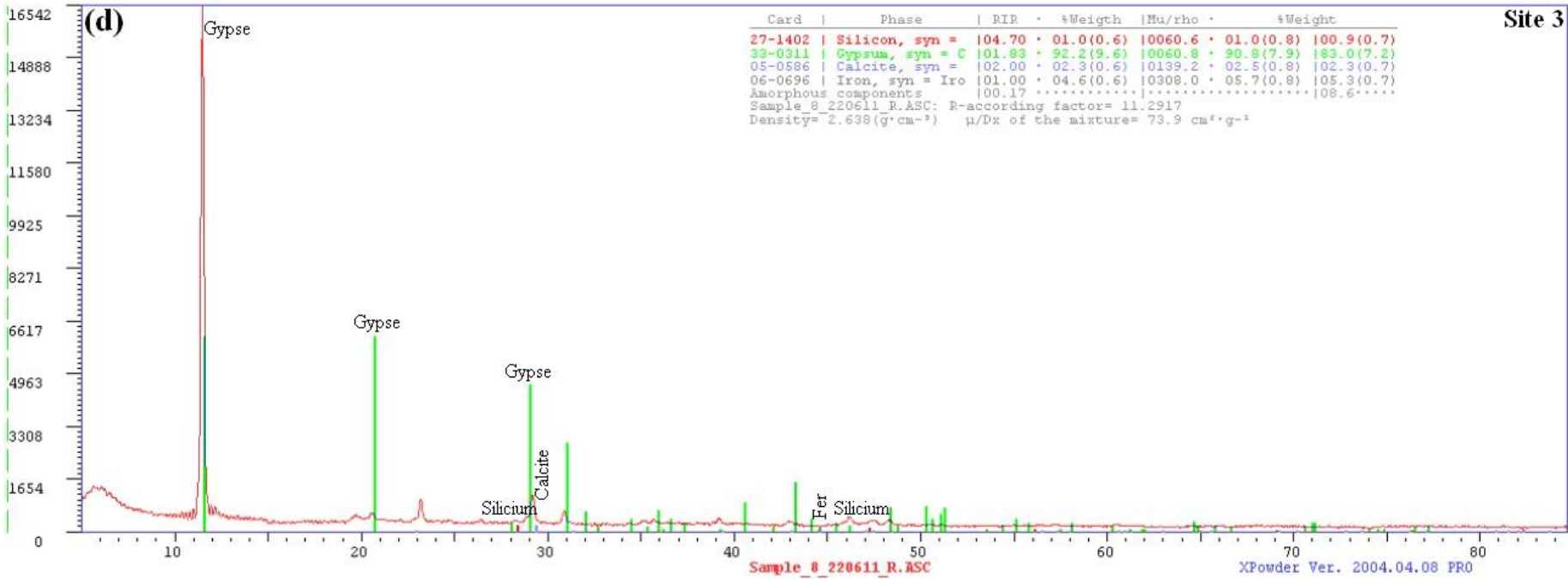


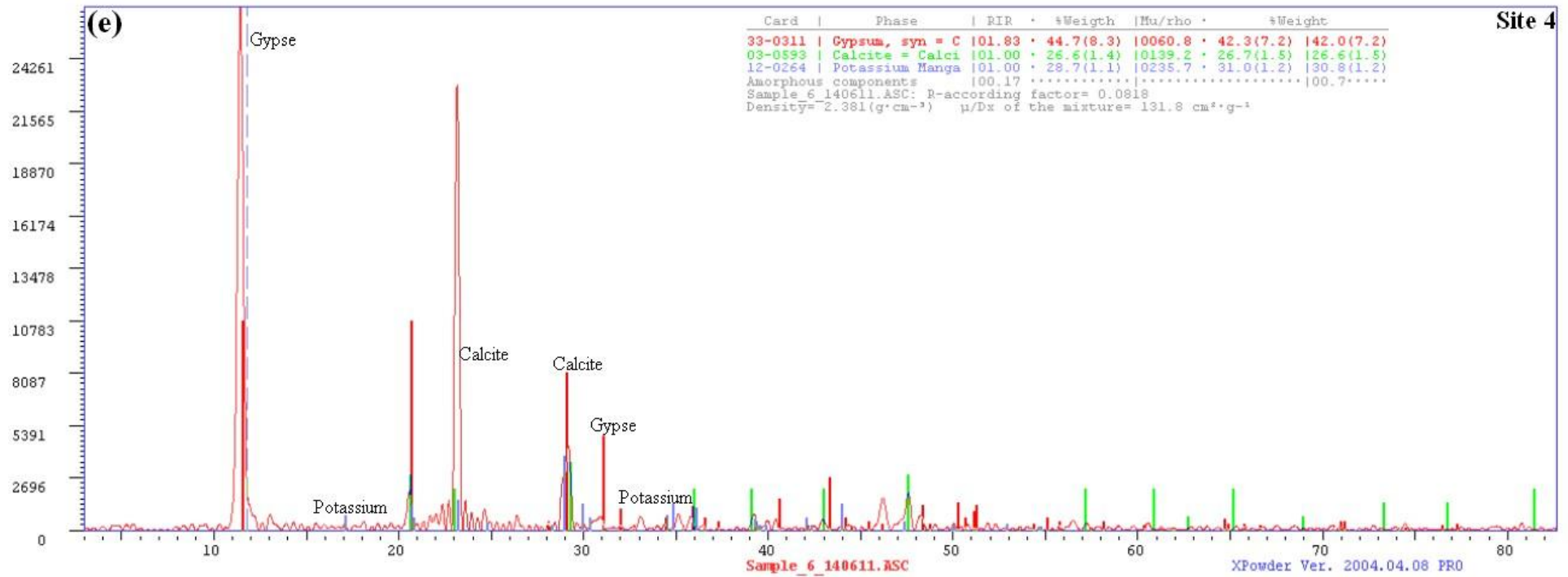
Figure A.7-Forage 13 d'El Kouif (Centre ville), Service d'hydraulique (DHW), Unité de Tébessa



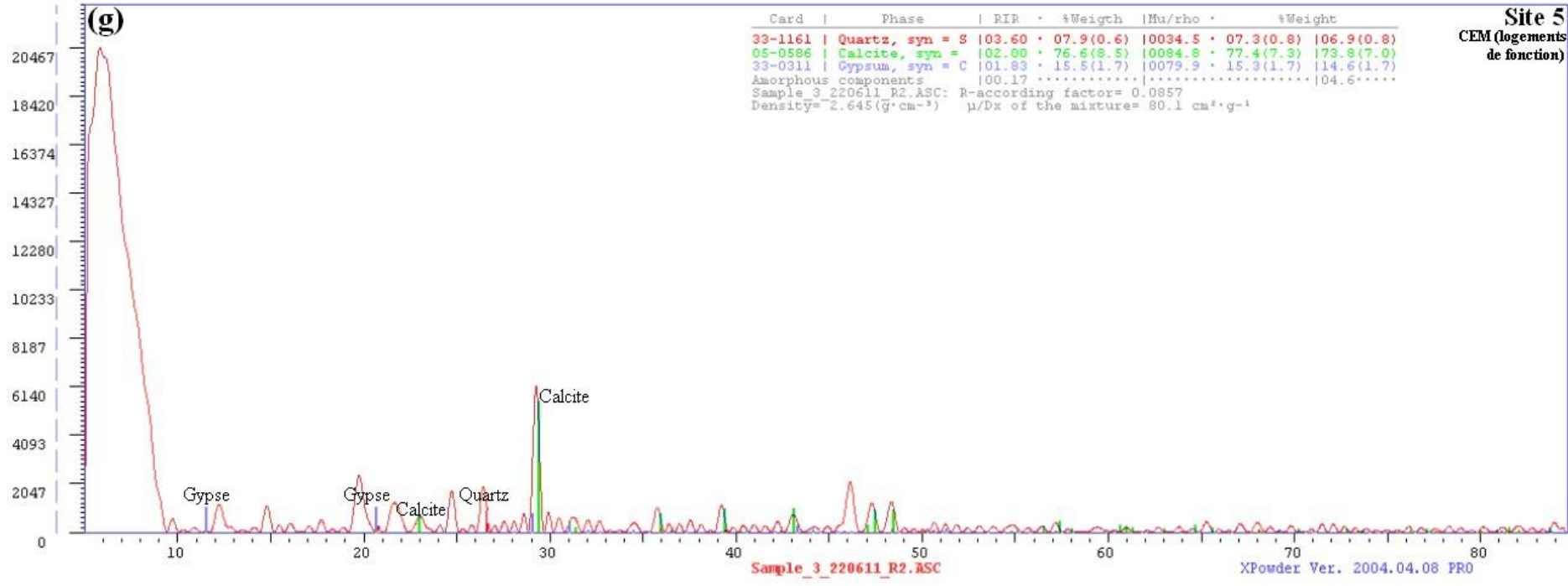


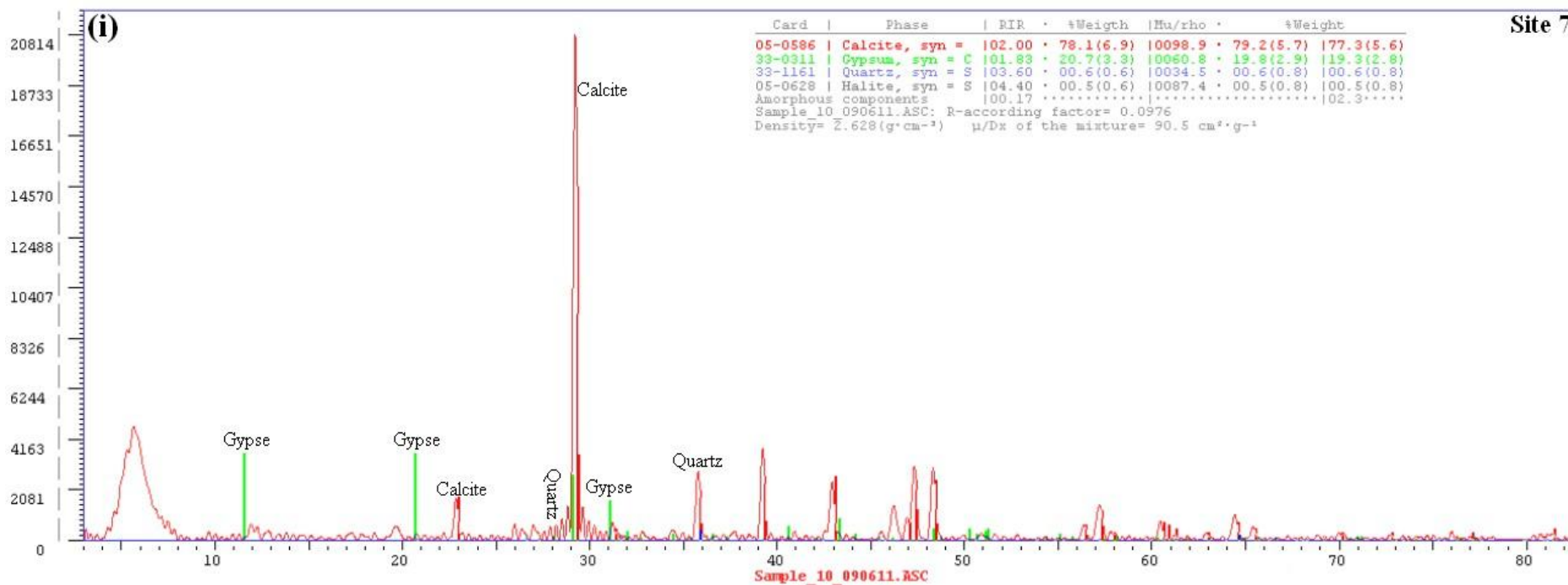


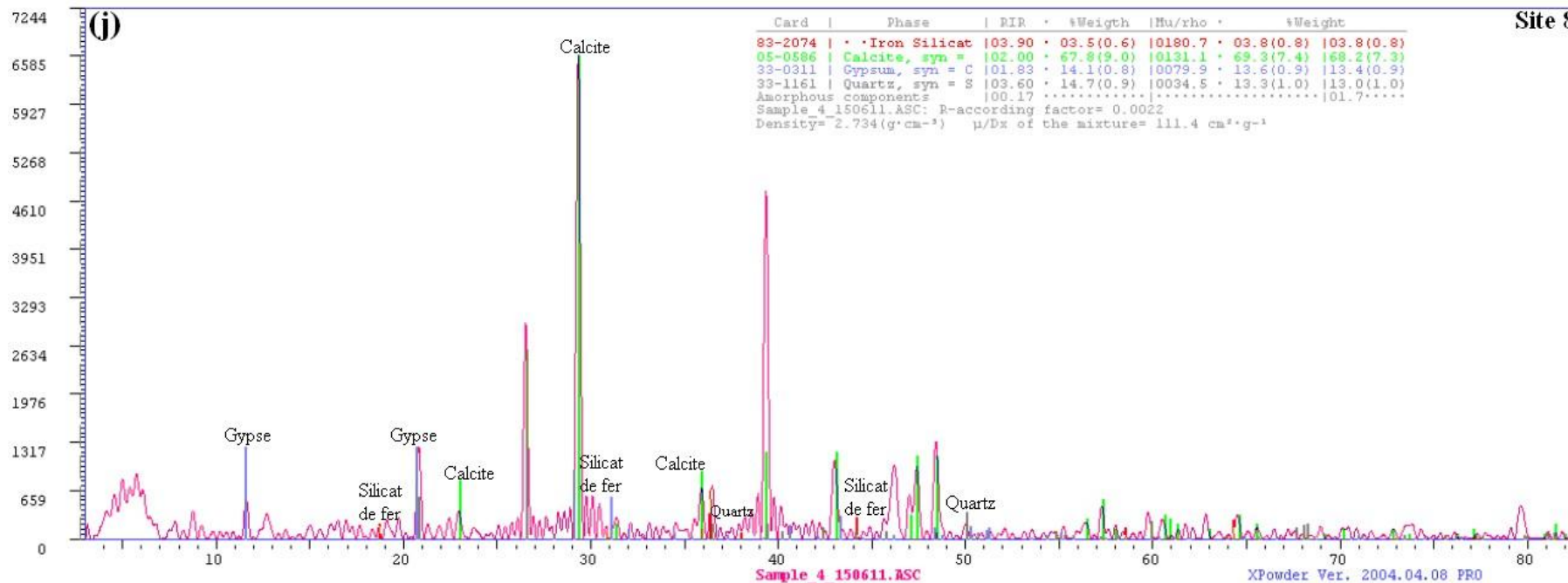


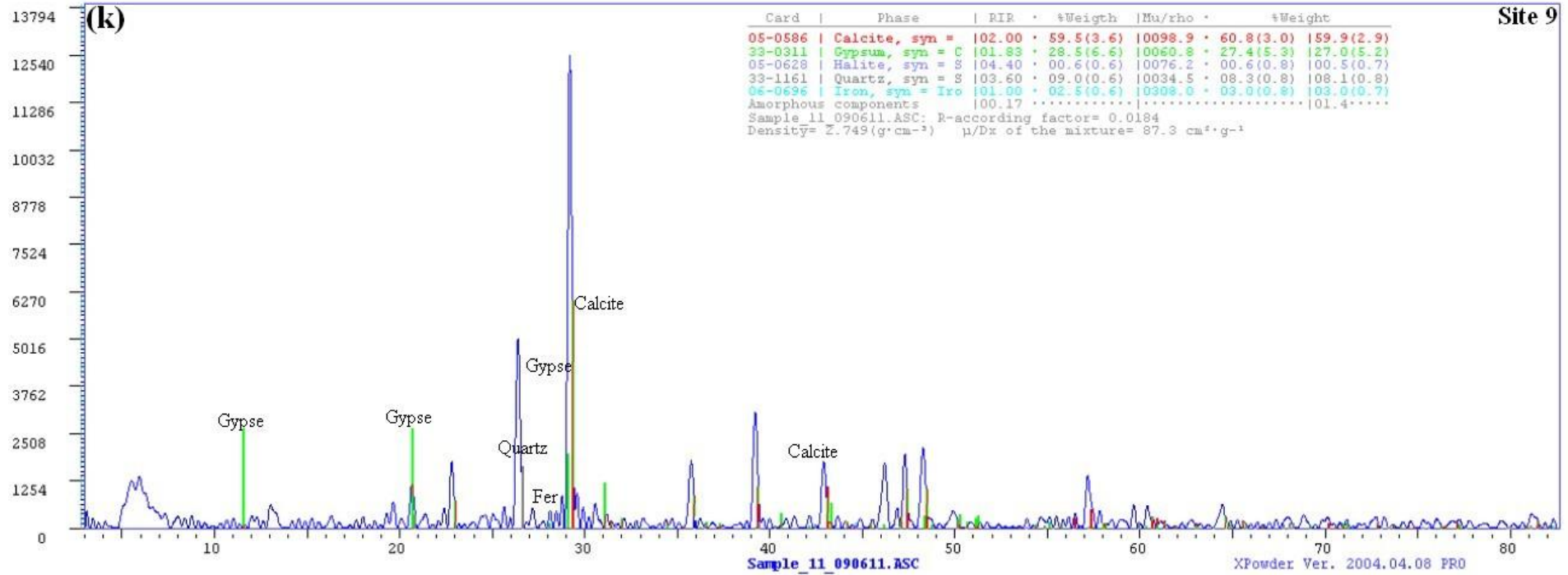


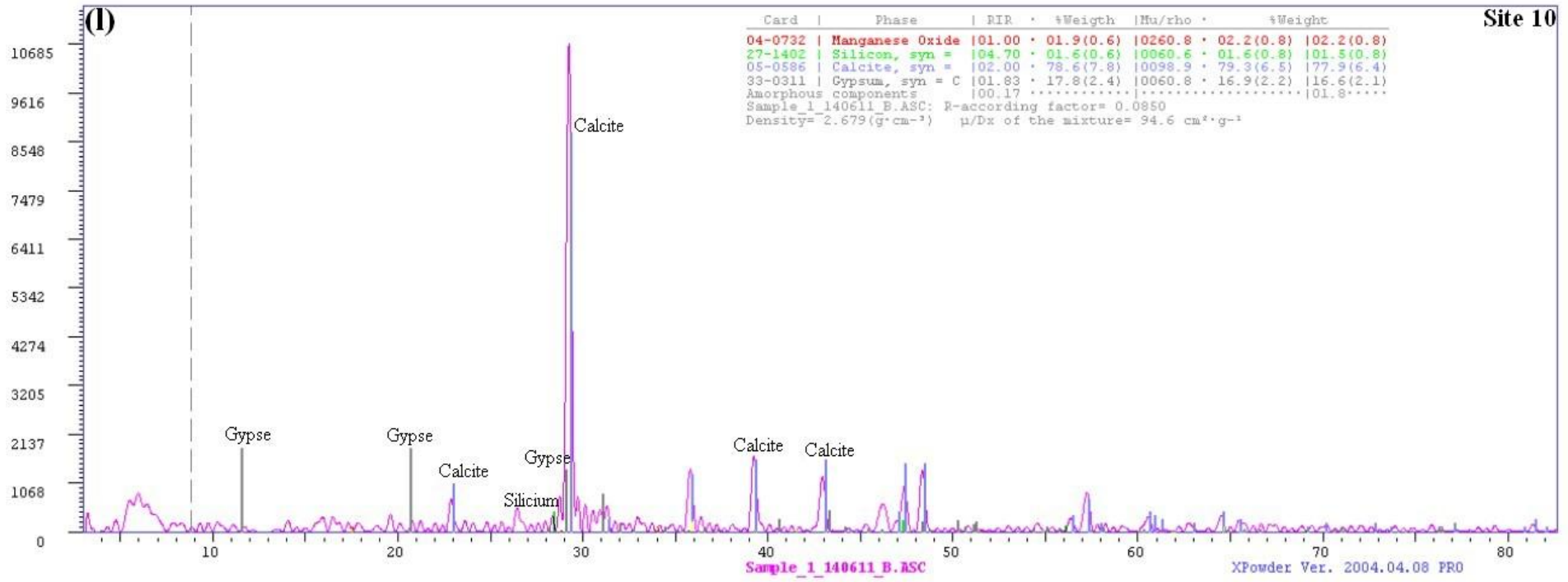
Site 5
CEM (logements
de fonction)











Résumé :

La prévision du caractère gonflant d'un sol et l'estimation rapide des paramètres de gonflement est une considération à grand intérêt économique pour l'étude et la réalisation d'un projet. Elle permet de réduire le coût des travaux ainsi que la durée des travaux d'exécution du projet. La détermination du caractère du sol peut orienter sur de meilleures reconnaissances qui permettent le bon choix des types de fondation à adopter pour un site donné. Dans la région d'El Kouif, wilaya de Tébessa (Nord Est de L'Algérie), plusieurs édifices ont été bâtis sur des sols gonflants. A travers les sorties sur terrain et les observations des zones de construction à El Kouif, nous avons constaté que ce phénomène de retrait- gonflement des sols a mené vers d'énormes dégâts irrémédiables. Ces dégâts se caractérisent par des fissurations au niveau des murs, des affaissements affectant les pavements et les trottoirs et des tassements différentiels traduits par des déplacements très nets au niveau des joins dans les blocs. Les photographies faites sur terrain montrent que ces endommagements sont à différentes échelles.

Des essais de laboratoire ont été faits pour les sols de la région étudiée. L'analyse des résultats de ces essais a montré une variabilité assez large concernant les paramètres du sol. Cette variabilité est principalement due à la nature des sols et aux conditions des essais. Malgré ça, la classification géotechnique des sols par les différentes méthodes (modèles) a montré que les sols sont en général classés dans les domaines de gonflement élevé à très élevé.

La dégradation des différentes constructions dans la région peut aussi être liée à la présence des sulfates (gypse et anhydrite) avec un grand pourcentage dans les sols ce qui a été mis en évidence par les différents analyses du sol: analyse chimiques, les analyse d'absorption à la fluorescence et aussi les analyse par diffractométrie au rayon X. toutes ces analyse ont montré qu'en plus des minéraux argileux gonflant (smectite) qui sont abondant, les sulfates aussi existent en quantité considérable. D'un coté ils sont à l'origine d'agressivité des sols et d'autre coté, elles peuvent accentuer l'état des constructions par augmentation de volume lors de la transformation de l'anhydrite en gypse. La richesse des sols étudiés en sulfate peut être liée à l'historique de la région qui était le siège de l'ancienne mine de phosphate d'El Kouif. A cet effet, la détermination des caractéristiques de gonflement des sols et leur agressivité est l'objectif principal pour cette recherche.

Mot cles

Sols gonflants;retrait gonflement;caractenstiques de gonflement;previson de gonflement; gypse;sulfate;

Abstract :

Prediction of soil swelling characteristics and accurate quality estimation can be of great consideration and contribution regarding site stability. Any concerned investigation is correspondingly an advanced priority for project realization. Related inquiries allow potential reduction concerning financial and technical charges damage prior to any urban development. The determination of soil characteristics lead for a best recognition, and allow for the best choice of foundation type adopted for each site. Thus, in any urban case study, much gain can be made by team work recording and surveying the related data. In the considered city of El Kouif, located at Tebessa in Algeria, several buildings have been built mainly on expansive soils. Observations indicate different severe damages which were caused mostly in the nearby structures. These damages are characterized by deflection and failure of walls. Lateral and vertical displacements evidences support the presence of shear movements and subsidence. The scale up of these movements occurrence can reach millimetric shifting dimension.

Laboratory analysis was executed on soil study, results and discussion of those analysis show that the soil study are characterized by a large range of geotechnical parameters. Geotechnical classification shows that the soils are classified in the high to very high domain of swelling.

Ground and subsurface risk activity affecting El Kouif city site are also related to the presence of destructive chemical components such as sulfates. The chemical by fluorescence, and mineralogical analysis (XRD), emphasizing, at the same time, the high percentage of sulfate with the clay minerals (smectite). The sulfate occurrence is illustrated through generally gypsum minerals concentration present in the concerned soil. Source for these chemical products expansion might be associated to historical event: the city of El Kouif was the field of phosphates mining area in addition to established phosphate extraction plant. Thus, determination of soil characteristics and involvement of chemical components turn out to be the main objectives in this investigation.

key words :

swelling soil;shrinkage swelling;swelling prameters;assesement of swelling;gypsum

ملخص

إن التقدير السريع لخصائص الانتفاخ لدى التربة شكل باعثا ذا أهمية كبيرة من الناحية الاقتصادية أثناء الدراسة التقنية للمشاريع، فهذا التقدير إلى جانب التقليل من تكلفة المشاريع فهو يقلل كذلك مدة إنجاز المشروع، إذ أنه يمكننا من التوجيه الصحيح لعمليتي الدراسة والسبر الجيو تقنيين، حيث يكون الاختيار السليم لنوعية الاساسات الملائمة للمنشآت.

في منطقة الكويف الواقعة بولاية تبسة (على الحدود الشرقية : الجزائر - تونس) توجد عد منشآت منجزة فوق نوعيات تربة تتميز بخصائص إنتفاخ عالية. هذه البنايات حاليا في حالة يرثى لها بسبب ظاهرة انتفاخ وانكماش التربة الذي يحدث بصفة دورية، هذه الظاهرة تسببت بحدوث تشققات وانهيارات ... بمقاييس مختلفة وجد بارزة بمختلف البنايات.

هذه الحالة الحرجة جعلتنا نقوم بعدة تجارب على التربة الحاملة لهذه المنشآت، حيث أسفرت النتائج على أن هذه التربة تتمتع بخصائص جيو تقنية مختلفة من نقطة إلى أخرى، هذا الاختلاف يرجع عادة إلى أخرى، هذا الاختلاف يرجع عادة إلى الطبيعة الجيولوجية للتربة. أما بالنسبة لطرق التصنيف الجيو تقني المطبق على خصائص التربة فقد أظهرت أن هذه الأخيرة تنتمي إلى مجالات التربة ذات القابلية العالية الانتفاخ، إلى جانب التجارب التقنية، التجارب الكيميائية والمنيرالوجية (أشعة X، الامتصاص الذري) فقد أظهرت أن هذه التربة غنية بالمعادن الطينية القابلة للانتفاخ. إلى جانب هذه المعادن فقد سجلنا وجود معدن السولفات (جبس ,انيدريت) وهذا المعدن يعرف بأنه يجعل التربة عالية العدوانية على الأساسات هذا من ناحية، ومن ناحية أخرى فإن تحول الأندريت إلى جبس يكون مصحوب بزيادة كبيرة في الحجم مما يشكل سببا اضافيا في تفاقم المشكلة في بهذه المنطقة، أما بخصوص تواجد هذا المعدن بنسبة كبيرة في التربة فقد يكون راجعا للتاريخ المنجمي للمدينة التي كانت تحتوي على منجم معمل الفوسفات

الكلمات المفتاحية

التربة المنتفخة- الانكماش والانتفاخ-خواص الانتفاخ-الجبس السولفات