

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
CENTRE UNIVERSITAIRE CHEIKH LARBI TEBESSI
TÉBESSA

**INSTITUT DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE
DÉPARTEMENT DE GÉNIE MINIER**

Présenté pour l'obtention du diplôme de

MAGISTÈRE

Option : GÉOTECHNIQUE

Par : Berrah Yacine



THÈME

**Les sols gonflants de la région de Tébessa
Identification, caractérisation
et cartographie géotechnique**

DEVANT LES JURY :

- Mr. MARMI Ramdan	PROF	Président	U. CONSTANTINE
- Mr. HOUAM. Abdelkader	M.C	Examineur	C.U. TÉBESSA
- Mr. SID Madani	M.C	Examineur	C.U. SOUK AHRAS
- Mr. BOUMEZBEUR Abderrahmane	M.C	Rapporteur	C.U. TÉBESSA

Remerciement :

Ma profonde gratitude s'adresse tout particulièrement à mon directeur de mémoire, monsieur **Boumezbeur Abderrahmane**, qui m'a accordé sa confiance dans l'élaboration de ce mémoire. Tout en suivant de près ma démarche scientifique, il m'a fait partager son expérience enrichissante dans le domaine du gonflement et m'a prodigué de précieux conseils et encouragements durant toutes les phases de mes études et pour mener à bien ce travail.

Je tiens à remercier très vivement Monsieur **MARMI Ramdan**, professeur à l'université de Constantine, pour m'avoir fait l'honneur d'accepter la présidence du jury. Je présente également mes remerciements à monsieur **Houam Abdelkader**, maître de conférences à l'université de Tébessa, et à monsieur **Sid Madani**, maître de conférences à l'université de Souk-Ahras, qui m'ont fait l'honneur d'avoir accepté de participer au jury et d'examiner mon travail.

Ma thèse n'aurait pu se faire sans le soutien de mes amis et collègues **Charef Nouar, Adel.D, Dr.Abdellah, Nabil.H, Khalid.B, Redha.S, Nadjib.B, Ilias.R**, et mon cher amis **Ammar.K**, que je voudrais exprimer mes plus sincères remerciements pour l'aides précieuses qu'ils m'ont apportés dans les moments difficiles, merci et encore merci.

Mes sincères reconnaissances et gratitude à tous mes collègues dans l'institut de science de la nature et de la vie.

Je voudrais accorder mes remerciements les plus francs à tous ceux et toutes celles qui ont été disponibles pour répondre à mes questions et éclaircir mes incertitudes, à ceux qui ont soutenu mes efforts tout au long de ces années, à ceux qui n'ont pas pu le faire mais l'auraient souhaité.

Enfin, pour le soutien très précieux de tous les instants, j'associe à ce travail ma Mère, mes sœurs, mes frères, ainsi que toute ma famille, mes amis. Merci.

TABLES DES MATIERS

Liste des Tableaux

Liste des figures

Introduction Générale	01
-----------------------	----

CHAPITRE I : CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUE DE LA REGION

I. Situation géographique	04
II. Étude Géologique	05
II.1. Lithostratigraphie de la région de Tébessa	07
II.1.A. les formations marines Mésozoïque (secondaires)	07
1. Trias	07
2. Jurassique	07
3. Crétacé	07
3.1 Crétacé inférieur	07
3.1.1. Aptien	07
3.1.1.1. Aptien moyen et inférieur	07
3.1.1.2. Aptien supérieur	07
3.1.2. Albien	07
3.1.2.1. Albien inférieur	07
3.1.2.2. Albien supérieur	07
3.1.2.3. Vraconien-Albien supérieur	07
3.2. Crétacé supérieur	08
3.2.1. Cénomanién	08
3.2.1.1. Cénomanién inférieur	08
3.2.1.2. Cénomanién moyen	08
3.2.1.3. Cénomanién supérieur	08
3.2.2. Turonien	08
3.2.2.1. Turonien inférieur	08
3.2.2.2. Turonien Moyen	08
3.2.2.3. Turonien supérieur	08
3.2.3. Coniacien	08
3.2.3.1. Santonien	08
3.2.3.2. Emscherien	08
3.2.4. Campanien	09
3.2.4.1. Campanien inférieur	09
3.2.4.2. Campanien moyen	09
3.2.4.3. Campanien supérieur	09
3.2.5. Maestrichtien	09
3.2.5.1. Maestrichtien inférieur	09
3.2.5.2. Maestrichtien moyen	09
3.2.5.3. Maestrichtien supérieur	09
II.1.B. Cénozoïque	09
B.1. Les formations marines Cénozoïque (Tertiaire)	09
1.1. Paléogène	09
1.1.1. Paléocène	09

1.1.1.1. Paléocène supérieur	09
1.1.2. Eocène	09
1.1.2.1. Eocène inférieur	10
1.2. Néogène	10
1.2.1. Miocène	10
1.2.1.1 Miocène inférieur	10
1.2.1.2. Miocène moyen	10
1.2.1.3. Miocène supérieur	10
B.2. Les formations continentales Néogènes	10
2.1. Pliocène	10
C. Quaternaire	10
II.2. Description tectonique et structurale de la région de Tébessa	12
II.3. La Géologie superficielle locale	13
III. Conclusion	

CHAPITRE II : L'HYDROCLIMATOLOGIE DE LA REGION

I. Introduction	16
II-1 Etude des facteurs climatiques	16
II-1.1. Les précipitations	16
II-1.1.1. Variation inter annuelle des précipitations	16
II-1.1.2. Variation mensuelle des précipitations	17
II-2. Les températures	18
II-3. La neige	19
II-4. Diagramme pluviothermique	20
II-5. Calcul du coefficient pluviométrique	21
II-6. Détermination des indices climatiques	22
II-6.1. Climagramme d'Emberger	22
II-6.2. L'indice d'aridité de D. Martonne	23
II-7. Bilan hydrique	24
II-7.1. Etude de l'évapotranspiration	25
II-7.2. Estimation des réserves facilement utilisables	26
II-7.3. Indice thermique mensuel	26
II-7.4. Indice thermique annuel	26
II-7.5. Répartition des précipitations	26
II-7.6. Commentaire sur le bilan hydrique	26
II-8. Conclusion	28

CHAPITRE III : LES ARGILES, MINÉRALOGIE ET COMPORTEMENT

I- Les argiles	30
I-1. Définition	30
I-2. Minéralogie des argiles	30
I-3. Les principaux types d'argiles	32
II- Mécanismes de gonflement des argiles (Mécanisme de retrait gonflement)	34

II.1-Gonflements au sens physico-chimique	35
II-2. Gonflement au sens mécanique	36
II-3.Évolution de la structure des argiles en fonction de différentes sollicitations	37
II-4. Relations entre la texture du matériau et le gonflement	39
II-5. Définition de la texture d'un terrain	39
II-6. Evolution de la texture au cours du gonflement	39
III- Méthodes utilisées pour la détermination du potentiel retrait gonflement	44
III- a. Méthodes classiques de mesure du gonflement (Méthodes directes)	44
III-a-1. Méthode de gonflement libre	45
III-a-2. Méthode de gonflement sous charges constantes	46
III-a-3. Méthode de gonflement à volume constant	47
IV- Comparaisons des différentes méthodes	49
V- Méthodes indirectes	49
V-1. Formules empiriques	50
V-1.a. Limites d'Atterberg	50
V-1-b. Retrait linéaire	53
V-1-c. Influence de la teneur en eau et de la densité sèche	55
VI. Conclusion	56

CHAPITRE IV :

IDENTIFICATION ET CARACTERISATION DES SOLS ETUDIES (Région Tébessa)

I- Introduction	58
II. Présentation des données disponible sur la région étudiée	58
III- Identification des sols étudiés	60
III-1. Granulométrie des sols étudiés	60
III-2. Limites d'Atterberg	63
III-3. Essais du gonflement par les méthodes indirectes	69
III-3-1. Formules Empiriques	69
III-4. Analyses et commentaires	75
IV- Analyse Statistique des paramètres calculés	77
IV- 1 - L'analyse an composantes principales	77
IV.2. Matrice des données initiales	78
IV.3. Cercle et matrice des corrélations	78
IV.4. Représentation des sondages dans le nouveau repère	80
V. Conclusion	81

CHAPITRE V :

COMPOSITION MINERALOGIQUE DES SOLS GONFLANTS ETUDIES

IV- Détermination de la minéralogie des sols en question (fraction argileuse)	83
II. Essais de diffractométrie aux rayons X.	84
II.1. Diffraction des rayons X	84
II.2. Détermination du pourcentage de la fraction argileuse des échantillons	86
II.2.1. Pourcentage d'argile globale	86

II.2.2. Identification des minéraux interstratifiés par diffraction des rayons	88
II.3. Pourcentage des inter-stratifiés (présence des minéraux gonflant)	91
III. Analyse et commentaire des résultats de minéralogie	93

CHAPITRE IV : CARTOGRAPHIE DES ZONES EXPANSIVES

I. Introduction	95
II. Le phénomène de retrait-gonflement dans la région de Tébessa	95
II.1. facteurs intervenant dans le retrait-gonflement (concernant la cartographie)	95
II.1.1. Facteurs de prédisposition	96
II.1.2. Facteurs de déclenchement	98
II.2. Méthodologie et paramètres de la cartographie	99
II.2.1. Cartographie des formations géologiques	99
II.2.2. Caractérisation minéralogique et géotechnique des formations	99
II.2.3. Examen des autres facteurs de prédisposition ou de déclenchement	100
II.2.3. Paramètres à cartographier	100
II.2.4. Recensement et localisation géographique des sinistres	101
II.2.5. Carte de l'aléa	103
Conclusion Générale	107
Références bibliographiques	110
Annexes	113

Liste des Tableaux

Tab. 01 : Variation des moyennes mensuelles annuelles des précipitations à la station de Tébessa. (1980/2005)	17
Tab. 02 : Coefficient pluviométrique de la plaine de tébessa.	22
Tab. 03 : bilan hydrique global d'après la méthode de Thornthwaite (Station de Tébessa sur une période de 25 ans)	27
Tab. 04 : Caractéristiques microscopiques des principales argiles	34
Tab. 05 : Relation entre le gonflement libre et l'indice de plasticité (Seed et al. 1962)	51
Tab. 06 : Classification proposée par Dakshanamurthy et Raman (1973)	52
Tab. 07 : Potentiel de gonflement d'après Seed, Woodward et Lungreen (1962)	53
Tab. 08 : Classification du potentiel de gonflement à partir de W_I et I_p (Snethen et al. (1977)	53
Tab. 09 : Potentiel de gonflement d'après Snethen (1980)	53
Tableau 10. Potentiel de gonflement d'après Altmeyer (1955)	53
Tab. 11 : Relation entre potentiel de gonflement et indice de retrait (Ranganatham et Satyanarayana, 1965)	54
Tab. 12 : Potentiel de gonflement d'après l'établissement de recherche en bâtiment (1980).	54
Tab. 13 : Potentiel de gonflement d'après Ghen (1988).	54
Tab. 14 : Potentiel de gonflement d'après Holtz et Gibbs (1956).	54
Tab. 15 : Potentiel de gonflement d'après Holtz, Dakshanamurthy et Raman (1973).	54
Tab. 16 : Relatif au gonflement des sols (Sanglerat)	60
Tab. 17 : classification R.T.R de sols	61
Tab. 18 : récolte des données (Laboratoire LTPE)	65
Tab. 19 : Relation entre le gonflement libre et l'indice de plasticité (Seed et al, 1962)	70
Tab. 20 : calculs empiriques par la méthode de Seed <i>et al.</i> (1962)	71
Tab. 21 : calculs empiriques (Vijayvergiya et Ghazzaly W_L et W)	72
Tab. 22 : calculs empiriques (Vijayvergiya et Ghazzaly W_L et γ_d)	73
Tab. 23 : calculs empiriques (Komornik et David)	74
Tab. 24 : Matrice des données initiales MDI pour les sondages étudiés	77
Tab. 25 : Les valeurs propres	78
Tab. 26 : La matrice des corrélations	79
Tab. 27 : calcul de pourcentage d'argile totale dans chaque prélèvement	88
Tab. 28- Estimation semi-quantitative : facteur correctif à appliquer aux intensités mesurées (Holtzapfell, 1985).	90
Tab.29 – facteurs correctifs (Thorez)	91
Tableau 30 : pourcentage de gonflement dans les interstratifiés.	92

Listes des figures

Fig. 01 : Situation géographique de la zone étudiée	04
Fig. 02 : Extrait de la carte des sols de Tébessa Ech 1 :50.000	06
Fig. 03 : Colonne lithostratigraphique de la région d'étude	11
Fig. 04 : Extrait de la carte des sols de Tébessa Ech : 1 / 50.000	13
Fig. 05 -Variation interannuelle des précipitations à la station de Tébessa (1980/2005)	17
Fig. 06 : Variation des moyennes mensuelles interannuelles des précipitations à la station de Tébessa. (1980/2005)	17
Fig. 07 : Distribution interannuelle des précipitations mensuelles à la station de Tébessa (1980/2005)	18
Fig. 08 : Températures moyennes mensuelles à la station de Tébessa. (1980/2005)	19
Fig. 09 : Températures moyennes interannuelles à la station de Tébessa. (1980/2005)	19
Fig. 10 : Diagramme pluviothermique de la station de Tébessa. (1980-2005)	20
Fig. 11 : Diagramme pluviothermique de l'année la plus arrosée à la station de Tébessa. (2003/2004)	20
Fig. 12 : Diagramme pluviothermique de l'année la plus sèche à la station de Tébessa. (1996/1997)	21
Fig. 13 : Climagramme d'EMBERGER	23
Fig. 14a : Abaque de l'Indice d'aridité Annuel de DE Martone 1923	24
Fig. 14b : Abaque de l'Indice d'aridité Mensuel de DE Martone 1923	24
Fig. 15 : Couches tétraédrique et octaédriques typiques des argiles (Mitchell, 1993)	31
Fig. 16 : Structure des feuillets de kaolinite et de montmorillonite (Mitchell, 1993)	31
Fig. 17 : Différents niveaux structuraux des sols gonflants (Gens et Alonso, 1992)	32
Fig. 18 : Schéma présentant les différentes origines du gonflement (Gens et Alonso, 1992)	35
Fig. 19 : Représentation schématique du fractionnement des particules lors de l'hydratation (Saiyouri, 1996)	38
Fig. 20 : Arrangement des particules d'argile (Van Olphen, 1963)	40
Fig. 21 : Schéma d'assemblages de particules (Collins et McGown, 1974)	41
Fig. 22 : Evolution de texture des sols au cours du gonflement	42
Fig. 23 : Observation au MEB d'une texture argileuse (Troalen et Al, 1984)	43
Fig. 24 : Méthode de gonflement libre à l'appareil oedométrique et triaxial	45
Fig. 25 : Gonflement libre puis rechargement avant et après la consolidation primaire (Guiras-Skandaji, 1996)	46
Fig. 26 : Méthode de gonflement sous différentes charges à l'appareil oedométrique et triaxial	46
Fig. 27 : Déformations axiales en fonction de la charge verticale pour deux chemins d'humidifications (Guiras-Skandaji, 1996)	47
Fig. 28 : Méthode de gonflement à volume constant	47
Fig. 29 : Hydratation d'échantillons de FoCa compactés, à gonflement empêché à différentes contraintes verticales initiales (Yahia-Aïssa, 1999)	48
Fig. 30 : Diagramme de classification du potentiel de gonflement (Seed et al. 1962)	51
Fig. 31 : Caractérisation des sols gonflants	52
Fig. 32 : diagramme de plasticité proposé par Dakshanamurthy et Raman (1973)	52
Fig. 33 : Implantation des sondages dans la zone étudiée	59
Fig. 34 : Classification des <i>R.T.R</i> de sols fins	62
Fig. 35 : Diagramme de CASAGRANDE	64
Fig. 36 : Classification du sol a l'aide l'abaque de Casagrande	68
Fig. 37 : Classification de Dakshanamurphy et Raman (1973)	68

Fig. 39 : Cercle des corrélations dans le repère F1F2	79
Fig. 40 : Espace des sondages dans le repère F1F2 exprimant les 27 individus	80
Fig. 41 : implantation des prélèvements analysés aux rayons X	84
Fig. 42 : Spectre de diffraction des rayons X d'un agrégat orienté : la carte d'identité des minéraux argileux (Morre & Reynolds, 1989)	85
Fig. 43 : Diffractogramme l'échantillon N°05 secteur 05	86
Fig. 44 : Mesure du bruit de fond (Holtzapfell, 1985).	89
Fig. 45 : Réflexion harmonique pour les minéraux argileux simples (Eslinger & Peaver, 1988).	89
Fig. 46 : Paramètre v/p et teneur en smectite dans un interstratifié illite-smectite (Thorez, 1986)	91
Fig. 47 : carte d'inventaire des zones sinistrées.	102
Fig. 48 : Cartographie du potentiel de gonflement en fonction de limite de liquidité d'après Ghen (1988).	103
Fig. 49: Cartographie du Potentiel de gonflement en fonction de limite de plasticité d'après Holtz, Dakshanamurthy et Raman (1973).	104
Fig. 50 : Cartographie du Potentiel de gonflement en fonction des valeurs Cg	104
Fig. 51 : Répartition des minéraux gonflants existants dans la région et susceptibilité d'aléa	105

Résumé :

Les sinistres occasionnés par les mouvements différentiels de sols liés au phénomène de retrait-gonflement dans la région de Tébessa, peuvent être estimés à des dizaines de milliards de centimes ces dernières années. Ce chiffre est sujet à la hausse devant l'expansion urbaine transgressant les terrains, une fois jugés peu adéquates pour la construction. Il est donc impératif d'approfondir l'état de connaissance sur les caractéristiques géotechniques ainsi que la répartition spatiale précise de ces sols. Une délimitation en zones, d'égaux potentiels de retrait-gonflement, dans un premier temps, porte une information préventive adaptée qui permet de limiter considérablement cette sinistralité, affectant essentiellement les maisons individuelles et se manifeste par une fissuration des murs et des dallages notamment lors des périodes de sécheresse prolongées.

L'intensité du retrait gonflement des sols est fonction de plusieurs paramètres tels que la nature plastique, l'activité, et la minéralogie des sols ainsi que la climatologie. Aucune méthode n'est actuellement, universellement admise, qui peut prévoir avec exactitude le potentiel retrait gonflement des différents types de sols. La complexité du mécanisme de retrait gonflement a fait que les formules empiriques publiées jusqu'à présent ne donnent pas les mêmes résultats.

Dans ce projet de recherche les propriétés du sol qui influencent le retrait gonflement (limite de liquidité, limite de plasticité, limite de retrait, l'activité de l'argile, minéralogie ...etc.) seront déterminées. La contribution de chaque paramètre dans le phénomène de gonflement retrait sera estimée par des méthodes statistiques telles que l'analyse en composantes principales.

La détermination des causes principales à l'origine des mouvements peut servir de guide pour la conception des remèdes appropriés.

Ces données seront ensuite utilisées pour l'établissement de cartes d'aléa relatif aux problèmes de retrait-gonflement dans la région de Tébessa. Cette carte sera ensuite vérifiée et validée en la comparant aux sinistres constatés réellement sur site test au terrain. Elles peuvent par la suite servir de base pour les autorités compétentes pour prendre les décisions adéquates concernant l'urbanisme et l'aménagement du territoire.

Mots Clés : Retrait-gonflement, Argiles, sols gonflants, Indice de plasticité, cartographie géotechnique, Tébessa

Abstract :

The disasters caused by the differential movements of soils bound to the phenomenon of Swell-shrink in the region of Tébessa, can be estimated to score of billion of cents these last years. This number is topic to the rise in front of the urban expansion transgressing the lands, judged adequate little once for the construction. It is therefore imperative to deepen the state of knowledge on the geotechnical characteristic as well as the spatial distribution specifies these soils. A cutoff in zones, of equal potential of Swell-shrink, in a first time, carry an adapted preventive information that permits to limit this considerably damage , essentially affecting the individual houses and appear by a cracks of walls up them and of the paving notably at the time of the prolonged periods of drought.

The intensity of the swell-shrink of soils is function of several parameters as the plastic nature, the activity, and the mineralogy of soils as well as the climatology. No method is currently, admitted universally, that little to foresee with accurateness the potential swell-shrink of the different types soils. The complexity of the withdrawal inflation mechanism made that the published until now empiric formulas don't give the same results.

In this project of research the properties of soil that influence swell-shrink (liquid limit, plasticity index, shrinkage limit, the clay content, mineralogy... etc.) be determine. The contribution of every parameter in the phenomenon of swell-shrink will be estimated by statistical methods as the analysis in main components.

The determination of the main reasons at the origin of the movements can act as guide for the conception of the suitable remedies.

These data will be used then for the establishment of relative risk cards to the problems of swell-shrink in the region of Tébessa. This card will be verified then and will be validated one comparing it to the disasters really noted on site test in the land. They can act thereafter as basis by the authorities concerned to take the adequate decisions concerning the urbanism and the regional development.

Key words: swell-shrink, Clays, swelling soils, plasticity index, geotechnical cartography, Tébessa,

Notations et définitions

Principales notations utilisées dans ce mémoire :

σ_g	: Pression de gonflement
ε_g	: Potentiel (ou taux) de gonflement
C_g	: Indice de gonflement
P_c	: Pression de préconsolidation
C_t	: Indice de compression (tassement)
e	: Indice des vides
W	: Teneur en eau
W_i	: Teneur en eau initiale
γ_D	: Masse volumique sèche
W_l	: Limite de liquidité
W_p	: Limite de plasticité
I_p	: Indice de plasticité
u	: La pression interstitielle
u_w	: Pression interstitielle de l'eau
u_a	: Pression de l'air
σ	: Contrainte effective
σ	: Contrainte moyenne totale
σ_v	: Contrainte verticale
s	: Succion
θ_{cap}	: L'angle de contact liquide/fluide
σ_{cap}	: Tension de surface
r_{cap}	: Rayon capillaire
γ_{fl}	: Poids volumique du fluide
γ_{do}	: Densité sèche initiale
w_s	: Limite de retrait
u^*	: Pression interstitielle équivalente
χ	: Coefficient qui dépend du degré de saturation
D_s	: Densité de charge surfacique
z	: Cote de la nappe phréatique
S_a	: Surface spécifique de la particule
C_2	: Teneur en particules argileuses
A_c	: Activité du matériau
Te	: Couche tétraédrique
Oc	: Couche octaédrique
M.E.B	: La microscopie électronique à balayage
C.E.C	: Capacité d'échange cationique
C_u	: Coefficient d'uniformité ou de Hazen
C_c	: Coefficient de courbure
d_{10}	: Diamètre efficace
d_{30}	: Diamètre à 30 pour-cent
d_{60}	: Diamètre à 60 pour-cent
R.T.R	: Recommandation sur les Terrassements Routiers

INTRODUCTION GENERALE

Certaines formations géologiques (Argiles, marnes, anhydrite,...) subissent d'importantes variations de volume suite au changement du degrés d'humidité. L'ampleur de ces changements de volume devient considérable suite aux longues périodes de sècheresses. Il se produit en conséquence des phénomènes de retrait et gonflement engendrant souvent des sinistres aux superstructures. Les mouvements différentiels de sols au niveau des fondations, entre la périphérie et le centre, se manifestent le plus souvent par des fissures diagonales dans la maçonnerie. Dans la région de Tébessa ce phénomène se manifeste par des endommagements de routes (cas de RN10, Rocate), des fissures dans les bâtiments et maisons individuelles (cas d'El-Merdja, BATIJEK). Les pertes occasionnées s'élèvent à des dizaines de milliard de centimes. Ce chiffre est sujet à la hausse devant l'expansion urbaine transgressant les terrains autrefois jugés inadéquats comme sol de fondation. Il devient donc impératif d'approfondir l'état de connaissance sur les caractéristiques géotechniques, le comportement et la représentation spatiale de ces sols.

L'intensité du retrait gonflement des sols est fonction de plusieurs paramètres tels que la nature plastique, l'activité, et la minéralogie des sols ainsi que la climatologie. Aucune méthode n'est actuellement, universellement admise, qui peu prévoir avec exactitude le potentiel retrait-gonflement des différents types de sols. La complexité du mécanisme de retrait gonflement a fait que les formules empiriques établies jusqu'à présent ne donnent pas les mêmes résultats et généralement ne sont valables que là où elles étaient établies.

Dans ce projet de recherche les propriétés du sol qui influencent le retrait gonflement (la limite de liquidité, l'indice de plasticité, la minéralogie,...) seront déterminées. La contribution de chaque paramètre dans le phénomène de gonflement-retrait sera estimée par des méthodes statistiques tel que l'analyse en composantes principales.

Ensuite vient l'étape d'une représentation des zones d'égal potentiel de retrait gonflement appelé communément carte d'alea. Ce type de cartes peut porter une information préventive qui permet aux concernés de prendre les mesures nécessaires et d'adapter l'ouvrage aux conditions du site. Sur une échelle plus grande, elles servent les autorités compétentes pour prendre les décisions adéquates concernant l'urbanisme et l'aménagement du territoire.

L'objectif visé est abordé selon la démarche suivante :

- Un premier chapitre comporte une étude géologique sur la région essentiellement basée sur les travaux de recherches de plusieurs auteurs (Dubourdiou, 1949, 1956 et 1959 ; Durozoy, 1956 ; Blés et Fleury, 1970 et J. M. Vila, 1980 et 1994). Dont la description lithostratigraphique de l'environnement géologique de la région étudiée permettra de déterminer les zones où les formations principales sont des argiles et des marnes.

- Un deuxième chapitre expose une étude hydroclimatologique qui devra préciser les conditions d'existence des eaux dans la région de Tébessa ainsi que leur mode d'influence sur le phénomène de retrait-gonflement dans les zones argileuses surtout sinistrées. Les déficits saisonniers du bilan hydrique avec la précision des périodes de sécheresses prolongées en seront les éclaircisseurs.

- Un troisième chapitre présente une synthèse bibliographique consacrée à l'étude phénoménologique du gonflement et ses manifestations. Il s'agit d'une approche générale et d'une présentation de l'état du phénomène retrait-gonflement.

- Un quatrième chapitre est consacré à l'étude du phénomène de gonflement dans la région de Tébessa on utilisant, en plus des données des essais faits par nous même, les données de sondages du laboratoire de LTPEst de Tébessa. En fin et pour faire ressortir les paramètres affectant réellement le phénomène de retrait-gonflement et la qualité de corrélation entre ces différents paramètres, une étude statistique par analyse en composante principale (ACP) a été entreprise.

- Un cinquième chapitre étudie les détails d'une analyse minéralogique aux rayons X et discute les résultats de cet analyse appliquée sur les sols de notre étude, dans le but de déterminer le type et le pourcentage des minéraux argileux existant ainsi que la détermination du pourcentage de gonflement de ces minéraux. Une tentative de corrélation entre le pourcentage des minéraux gonflants et le gonflement a été également élaborée.

- Enfin le dernier chapitre est réservé à la cartographie de l'aléa retrait-gonflement. Elle se réalise sous forme de zonage géotechnique où la région sera devisée en zones exposées chacune à un degré différent de l'aléa retrait-gonflement.

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région d'étude appartenant à la wilaya de Tébessa est située à l'est de pays, à la frontière Algero-Tunisienne, il s'agit d'un bassin d'effondrement entouré de montagne d'altitude de 800-1600m.

La wilaya de Tébessa est limitée au Nord par la wilaya de Souk ahras, au Sud par la wilaya d'Oued, à l'Est par la frontière Algero-Tunisienne et à l'Ouest par les deux wilayas Oum el-bouaghi et Khenchella.

La wilaya de Tébessa couvre une superficie de 21000 km² avec une population de 520000habitants.

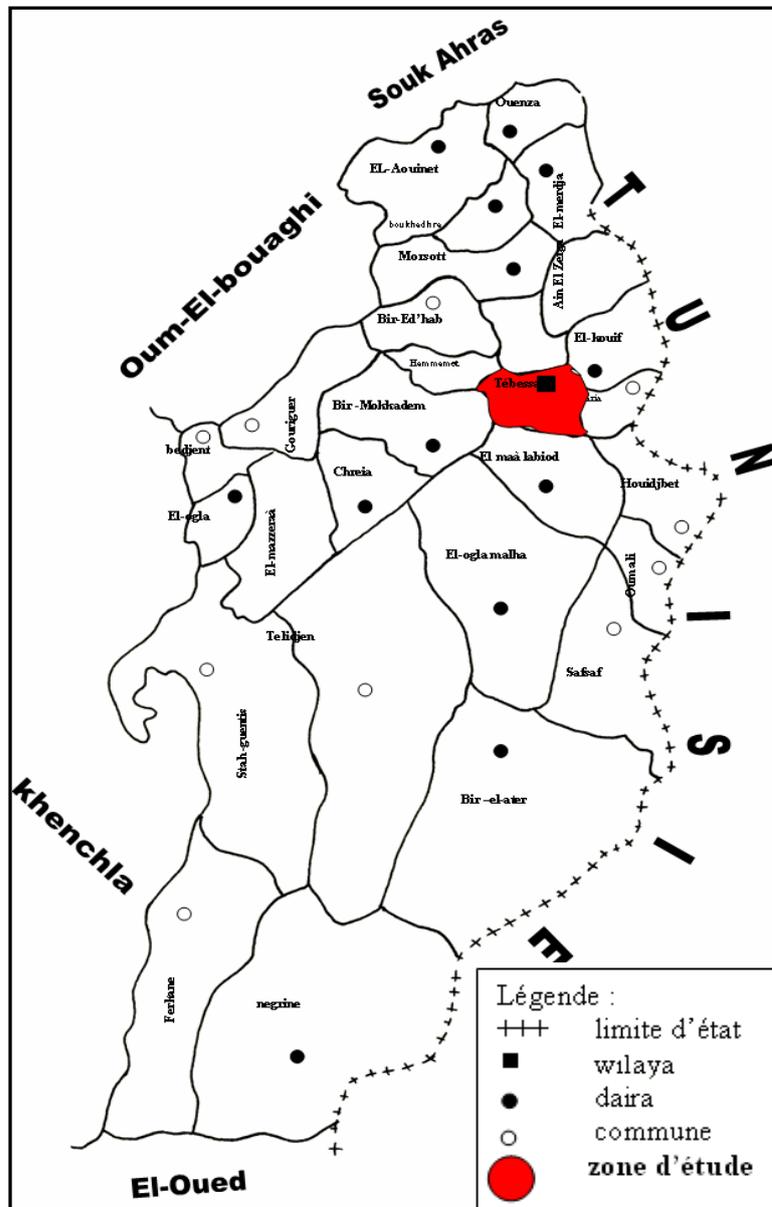


Fig. 01 : Situation géographique de la zone étudiée.

II. Étude Géologique

L'étude géologique est indispensable si l'en veut déterminer la nature et la distribution des formations composées essentiellement par les argiles et les marnes du moment où ces derniers sont les principaux matériaux affectés par le phénomène de retrait-gonflement.

Pour les géologues, les argiles apportent des informations sur les conditions environnementales (source, condition de formation, diagenèse...). Dans le cycle géologique, les minéraux argileux sont restreints aux couches externes. Ils sont principalement formés à partir de minéraux préexistants, par réactions de la croûte terrestre au contact de l'hydrosphère ou de l'atmosphère. Les argiles sont généralement absentes dans les roches de haute température (roches magmatiques et métamorphiques à des $T > 500^{\circ}\text{C}$). Par contre, elles sont abondantes dans les sols, sédiments, roches sédimentaires ainsi que dans les zones d'altération hydrothermale, la région étudiée possède une surface étendue d'un relief plat entouré par des montagnes.

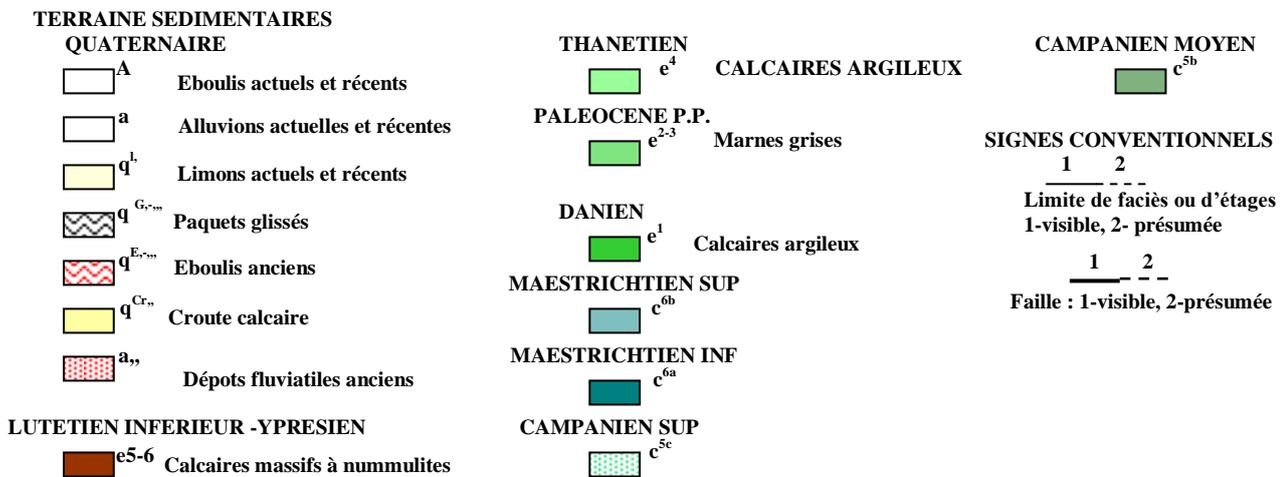
La carte géologique échelle 1/50000 montre la distribution et la structure des différentes lithologies dans la région. La région d'étude fait partie d'un bassin d'effondrement contourné par des séries de montagnes, composée essentiellement par :

1. des formations marneuses, et gypseuses
2. des formations argileuses
3. des dolomies et des calcaires.

La dégradation des formations argileuses et marneuses donne directement des sols fins plastiques susceptibles de changer de volume suite au changement de leur état hydrique.



Fig. 02 : Extrait de la carte géologique de la région de Tébessa à échelle : 1 / 50 000



II.1. Lithostratigraphie de la région de Tébessa :

L'étude de la stratigraphie de la région de Tébessa est essentiellement basée sur les travaux de recherches de plusieurs auteurs (Dubourdiou, 1949, 1956 et 1959 ; Durozoy, 1956 ; Blés et Fleury, 1970 et J. M. Vila, 1980 et 1994).

II.1.A. les formations marines Mésozoïque (secondaires)

1. Trias : Les formations triasiques ont une extension limitée au Nord-Est par Bekkaria et sont représentées par les diapirs de Djebel Djebissa (Durozoy 1956, Zerdazi 1990 et Vila 1994). Ces formations sont constituées par des argiles rouges à gypse avec des lentilles de gypse et de sel. On observe de rares couches de dolomies bréchifiées noires, des calcaires dolomitiques roux et dolomies rousses.

2. Jurassique : Les formations Jurassiques sont absentes dans la région (Dubourdiou, 1956).

3. Crétacé : Les formations de cet âge ont la plus grande extension et représentent une large variation de dépôts.

3.1. Crétacé inférieur : Les formations Valenginiennes sont essentiellement représentées par des grès, des marnes et des calcaires, avec des épaisseurs variant de 2 à 20m. Ces formations infra-cétacées sont connues dans la région de Tébessa au Dj. Djebissa (Durozoy, 1956 et Villain, 1978, Vila, 1994).

3.1.1. Aptien

3.1.1.1. Aptien moyen et inférieur : Des calcaires massifs et dolomies ; la moitié inférieure est à peu près entièrement dolomitique, l'épaisseur est de 400m, les fossiles distingués sont : les Gastéropodes, les Orbitolines et quelques Rudistes.

3.1.1.2. Aptien supérieur : Les formations sont représentées par des calcaires massifs, gris ou roux admettant trois intercalations de quelques mètres de marnes et de marno-calcaires sans éboulis. L'épaisseur de l'Aptien supérieur est voisine de 70m. On note aussi la présence d'Orbitolines.

3.1.2. Albien

3.1.2.1. Albien inférieur : Alternances des bancs de calcaires bruns, épais de 60m et 10m de marnes jaunes au sommet caractérisées par des Rudistes et Ammonites.

3.1.2.2. Albien supérieur : Un banc très distinct limite cet étage à son sommet ; c'est un grès calcaire très dur, renferme de nombreux nodules noirs et une faune abondante (Ammonites, Bélemnites, Lamellibranches et Gastéropodes) épais de 140 m.

3.1.2.3. Vraconien-Albien supérieur : La formation est constituée dans l'ensemble de calcaire et de marno-calcaires gris en plaquettes, en petits bancs et rares couches de marnes brunes. Cette assise forme le bas des pentes du Djebel Bou Roumane.

Les formations de l'Albien sont représentées à la base par un paquet de calcaires épais de 60m alors que la partie supérieure est constituée par une alternance de calcaires et de marno-calcaires gris avec de rares couches de marnes brunes d'environ 150 m d'épaisseur.

3.2. Crétacé supérieur

3.2.1. Cénomanién

3.2.1.1. Cénomanién inférieur : il est constitué de marnes noires foncées au milieu desquelles s'intercalent de petits bancs de quelques décimètres de calcaires marneux noirs. L'épaisseur est de 60m à 80m, vers la base de la série des empreintes d'Ammonites sont enregistrées, on note aussi des Lamellibranches à son sommet.

3.2.1.2. Cénomanién moyen : Le Cénomanién moyen du sommet est un ensemble de marnes vertes contenant des plaquettes de calcaires, son épaisseur est de 450 m entre Djebel H'Maima et l'Oued Mellègue.

Tandis que le Cénomanién moyen de la base est de 800m d'épaisseur.

3.2.1.3. Cénomanién supérieur : Le cénomanién supérieur du sommet comprend des marnes, des marno-calcaires avec quelques traces de petits Inocérames, l'ensemble atteint l'épaisseur de 160m. Le Cénomanién supérieur de base débute par les calcaires noirs peu marneux, souvent en plaquettes et s'altèrent en gris clair. On note aussi la présence des fossiles Inocérames de petites tailles et très mal conservés, l'épaisseur de l'ensemble est de 200m.

3.2.2. Turonien : Les formations du Turonien sont représentées du bas en haut par :

1- Une assise constante de marno-calcaires gris et de marnes à fossiles, épaisse de 60 m à 70 m.

2- Une assise massive de calcaires beiges parfois roses et de dolomies ou de calcaires dolomitiques, avec une épaisseur de 80m à 100m.

3- Des calcaires à Lumachelles, des marnes noires gypsifères ou Lumachelliques avec une épaisseur de 150 m.

3.2.2.1. Turonien inférieur : Il est constitué par une assise très constante de marno-calcaires gris en petit bancs, avec une épaisseur de 60 à 70m. Plus au Nord de Tébessa à Morsott, la formation est d'environ 300m d'épaisseur, des Gastéropodes et de rares Madrépores alternant avec des niveaux de calcaires plus argileux.

3.2.2.2. Turonien Moyen : C'est une assise massive (80 à 100m) de calcaires beiges ou roses, et de calcaires dolomitiques. Les bancs sont épais, sauf dans la partie inférieure qui comprend uniquement les calcaires marneux aux environs immédiats de Tébessa. L'ensemble est presque entièrement dolomitique à Dj. Anoual, Bekkaria et Tenoukla. La faune existante est dominée par les Radiolarites.

3.2.2.3. Turonien supérieur : Son épaisseur est de 150m, il comprend de haut en bas : des marnes noires gypsifères, des marno-calcaires gris en plaquettes blanchâtres, avec des niveaux Lumachelliques qui se poursuivent dans le Coniacien.

3.2.3. Coniacien : Il a une épaisseur de 200m et, il est constitué essentiellement, de marnes à Lumachelles. La limite inférieure est marquée de Hemitissotia, avec quelques intercalations de marno-calcaires qui contiennent des fragments de tests d'Inocérames.

3.2.3.1. Santonien : Il est constitué de marnes gris-bleus, alternant avec de petits bancs de calcaires marneux avec Inocérames. Le Santonien est représenté par environ 300m de marnes grises à passées calcaires à la base. La limite supérieure est marquée par la disparition de la Globotruncana.

3.2.3.2. Emscherien : Cette série est épaisse de 250m, monotone, constituée de marnes noires ou vertes (jaune en altération) avec des niveaux de calcaires qui surmontent la série, et une large extension de faune dans la partie inférieure.

3.2.4. Campanien

3.2.4.1. Campanien inférieur : Il a une épaisseur de 150m, formée de marnes grises avec présence de Globotruncanas.

3.2.4.2. Campanien moyen : Le campanien moyen a une épaisseur de 70m à 80m de calcaires blancs à gris clair et crayeux. Ces calcaires en bancs s'alternent avec de petits niveaux de marnes clairs, grises parfois verdâtres. L'altération de ces calcaires donne de petits nodules à desquamations concentriques bien différentes de plaquettes du Maestrichtien inférieur.

3.2.4.3. Campanien supérieur : Il est formé d'environ de 150m de marnes grises claires et vert-jaunâtres admettant dans le tiers inférieur de nombreuses petites intercalations de calcaires crayeux sous-jacents. Dans les 20 derniers mètres, c'est les calcaires supérieurs à Orbitoïdes qui caractérisent le campanien supérieur.

3.2.5. Maestrichtien

3.2.5.1. Maestrichtien inférieur : Il est constitué de 170m de marnes grises et de calcaires surtout dans la région de Morsott. Les marnes sont souvent masquées par les éboulis aux pieds des reliefs formés par l'assise précédente. Au dessus d'Ain Chabro, dans la région de Tébessa, les marnes passent à des marno-calcaires blancs. L'épaisseur est d'une trentaine de mètres. Un, et parfois deux gros bancs de calcaires ocres très durs existent à la base des marnes. Les masses calcaires finement bioclastiques livrent des sections de Globigérinédés et d'Hétérohélicidés.

3.2.5.2. Maestrichtien moyen : C'est une assise constante et homogène dans toutes la région et surtout dans la région de Tébessa, comprenant 80m environs de calcaires blancs massifs, bien lités, à nombreuses empreintes d'Inocérames aux pieds de Kef Gouraye, près de la limite frontière d'El Anba. Des masses calcaires détachées des grands reliefs, sont solidifiées sur les marnes sous-jacentes.

3.2.5.3. Maestrichtien supérieur : Il est représenté par 150m, en moyenne, de marnes grises montrant quelques intercalations calcaires à la base. Des Ammonites ainsi que des Foraminifères caractérisent l'âge Maestrichtien de ce membre.

II.1.B. Cénozoïque

B.1. Les formations marines Cénozoïque (Tertiaire)

1.1. Paléogène : Subdivisé en Paléocène, Eocène et l'Oligocène. Il est représenté par des marnes et des calcaires. Les affleurements de l'Eocène sont observés sur de grandes surfaces du territoire de la région de Tébessa. Lithologiquement se sont des marnes, calcaires, phosphates, gypses et argiles.

1.1.1. Paléocène

1.1.1.1. Paléocène supérieur

- **Thanietien :** Son épaisseur en moyen est de 20m ; il est constitué de calcaires argileux en petits bancs souvent noduleux à silex. Ces calcaires admettent dans leur partie inférieure des intercalations phosphatées, ces intercalations passent à la base à une couche de phosphate exploitable, constituée le plus souvent de deux assises de 1 à 2m d'épaisseur chacune. Ces formations du Paléocène supérieur, affleurent à El Kouif avec une épaisseur d'environ de 10m, elle atteint 40m à la pointe de Dj Dyr.
- **Danien :** Il est constitué essentiellement de 75 à 100m de calcaires argileux gris clairs .Un peu crayeux en petits bancs à surfaces ondulées, alternant avec des marnes grises et contenant une microfaune de Globigérines.

1.1.2. Eocène

1.1.2.1. Eocène inférieur : Il présente une épaisseur de 10 à 15m, constitué de marnes et calcaires marneux à silex renfermant plusieurs couches phosphatées.

- **Lutétien inférieur –Yprésien :** Il atteint 150m, avec des bancs de calcaires massifs à gros silex, épais de 1m. Avec une abondance de Huîtres et Lumachelles et Nummulites plus tendres.

- **Eocène moyen (Lutétien) :** Il est constitué essentiellement de calcaires massifs à silex en bancs de 50 à 60m de puissance, renfermant des Nummulites et Thersite.

1.2. Néogène : Les formations Néogènes se développent essentiellement au piedmont Sud du Dj Bou-Roumane. Elles ont une lithologie et une épaisseur très variables et sont pour la plupart constituées de calcaires, de marnes rouges et verdâtres, de sable et de grès. Les sables et les grès sont caractéristiques du Miocène, les marnes sont propres au Pliocène.

1.2.1. Miocène

1.2.1.1 Miocène inférieur : Le miocène inférieur est constitué essentiellement de grès, marnes et de conglomérats blancs et fins au sommet, de teinte rougeâtre et plus grossiers à leur base. Les grès s'alternent avec les marnes vertes et rouges, très riches en gypse, ils montrent souvent une stratification entrecroisée, et contiennent comme fossiles les Ostéria Turritella.

1.2.1.2. Miocène moyen : C'est une série gréseuse deltaïque de 150m de puissance à l'Ain Bekkaria, et transgressive sur tous les terrains antérieurs. Un boudinage de base très siliceux existe par endroit, souvent ferrugineux admettant quelques intercalations de marnes jaunes ou vertes. Les niveaux supérieurs du Miocène sont très durs.

1.2.1.3. Miocène supérieur : Cet étage (marnes rouges continentales ou lagunaires quelque fois bariolées) affleurent au sud de Tenoukla. La puissance supérieure est de 100m.

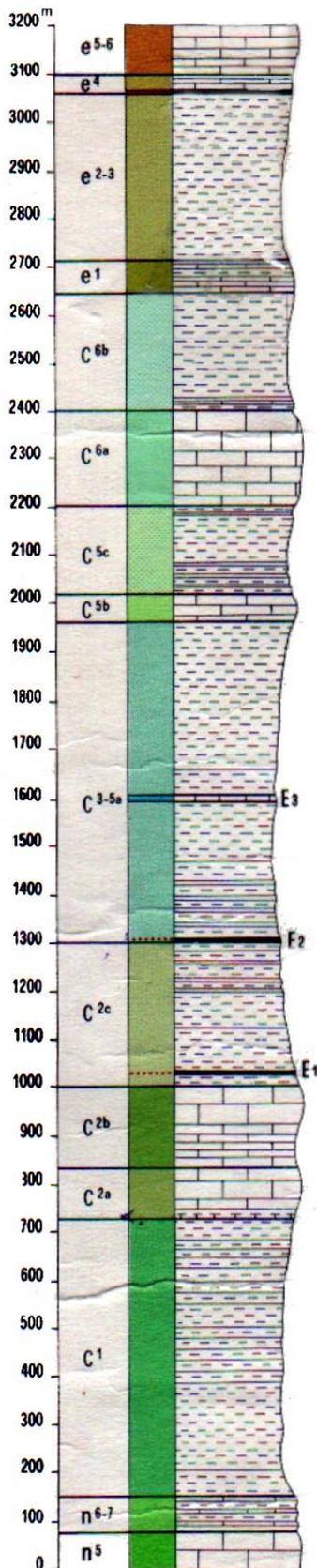
B.2. Les formations continentales Néogènes : Le Néogène est représenté par le Miocène et le Pliocène, dont les dépôts surmontant en discordance les roches Crétacés et Paléogènes et sont signalées sur de grandes étendues.

2.1. Pliocène : Argiles rouges, conglomérats et sables quartzeux, cette formation couvre largement les calcaires Eocènes.

C. Quaternaire : Il est représenté par des formations typiquement continentales. Ce sont essentiellement des limons alluviaux, à nombreux fragments détritiques grossiers. On observe également une large extension de la croûte calcaire, qui présente une irrégularité soit en épaisseur ou en granulométrie.

COLONNE LITHOLOGIQUE

(De l'Aptien au Lutétien)



- **LUTETIEN INFERIEUR-YPRESIEN** : Calcaires massifs sa Nummulites, Silex à lumachelles siliceuses. (150m environ)
- **PALEOCENE SUP** : Calcaires argileux claires, en petits bancs, à silex noirs. (20m en moyenne).
- **PALEOCENE** : Marnes grises (200m en moyenne).
- **DANIEN** : Calcaires argileux claires, à passées de marnes grises. (75à100m)
- **MAESTRICHTIEN SUP** : Marnes grises. (150m en moyenne).
- **MAESTRICHTIEN INF** : Calcaires massifs grisâtres, en gros bancs. (200m).
- **CAMPANIEN SUP** : Gris-clair. (170m).
- **CAMPANIEN MOY** : Calcaires crayeux clairs, en gros bancs. (75m).
- **CAMPANIEN INF** : Marnes sombres à lumachelles à base. (600m).
- **TURONIEN SUPERIEUR (ANGOUMIEN)** : Marnes sombres à intercalations de calcaires lumachelliques dans la moitié supérieure. (300 m)
- **LIGERIEN SUP** : Calcaires massifs alternant avec des niveaux plus argileux en petits bancs. (200 m)
- **LIGERIEN INF** : Même faciès que C^{2b} avec des niveau marno-calcaire à débit « en plaquettes ». (100 m)
- **CENOMANIEN** : au sommet 350 m de marnes grises à nombreuses passées de calcaires lumachelliques. A la base : 250 m de marnes gris-verdâtre, à plaquettes de calcite fibreuse et à empreintes d'Echinodermes.
- **VRACONNIEN-ALBIEN** : Calcaires argileux en petits bancs, alternant avec des marnes noires. (50 m).
- **APTIEN** : Calcaires massifs à Orbitolines, dolomies et grés fins. (100 m)

Fig.03 : Colonne lithostratigraphique de la région d'étude

II.2. Description tectonique et structurale de la région de Tébessa

Sur le plan structural, le territoire en question occupe deux régions géotectoniques qui se différencient par l'âge de leur base plissée et par la particularité de leur structure. Ce sont des plateformes hyperciniennes (Nord et centre du territoire) et antécambrienne (Sud) divisées par la faille Nord atlasique (Flexure Saharienne).

Le territoire de la région de Tébessa est parcouru par de grandes structures synclinales et anticlinales de direction NE-SW. Ces structures sont bien visibles en particulier sur le plateau de Chéria et au Dj Dyr.

Dans la zone de l'El Ma-Labiod, des structures plus profondes sont recouvertes par le Miocène continental, elles sont donc antérieures au Miocène et à la phase de distension qu'a provoqué l'effondrement de la plaine de Tébessa-Morsott qui est beaucoup plus au Nord derrière Bekkaria.

Si on considère les terrains de la feuille de Morsott, il est difficile de déterminer l'âge des plissements ; les seuls dépôts tertiaires, postérieurs à l'émersion Eocène, sublittoraux attribués au Tortonien sont localisés au coeur du synclinal du Dj Dyr, où, ils surmontent sans discordance apparente 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 du Miocène inférieur reposent en discordance sur les calcaires Eocène ou les marnes Paléocène.

D'autres part, on sait que d'après G. Dubourdiu (1949 -1951; 1956 et 1959) plus au Nord (feuilles Bou Khadra et Dj Ouenza, ainsi que Dj Mesloula), le Miocène est discordant sur tous les termes de la série Crétacé (feuille de Tébessa) on note aussi, le Miocène discordant sur les termes du Crétacé. Le plissement de la région est donc postérieur au Lutétien inférieur et antérieur au Miocène et se trouve, sans doute, responsable de l'émersion de la région à l'Eocène moyen (Dubourdiu, 1959).

Un grand accident de direction NE-SW semble couper et décrocher la plaine de Tébessa, il s'agit d'une faille inverse. Le compartiment SE chevauche le compartiment NW, ceci est bien visible au Dj Chemela entre Morsott -Tébessa.

La continuation SW de cet accident semble se noyer en profondeur sous l'anticlinal de Chéria. Sur la bordure du plateau, il affecte principalement le Turonien et ne paraît pas passer vers le haut jusqu'au calcaire du Maestrichtien. Cet empilement des structures vers la profondeur s'organise avec une réduction du rayon de courbure et au delà d'une certaine profondeur par la formation d'une faille surtout lorsque les niveaux deviennent compétents au niveau des calcaires Turonien. Vers le haut, cet accident s'amortit dans les marnes du Coniacien, du Santonien et du campanien inférieur. C'est ainsi que le maestrichtien de Chéria n'est pas affecté.

L'axe des grandes structures, à un plongement vers le SW, le point culminant de la région se trouve au SW du synclinal du Dj Dyr avec 1472 m.

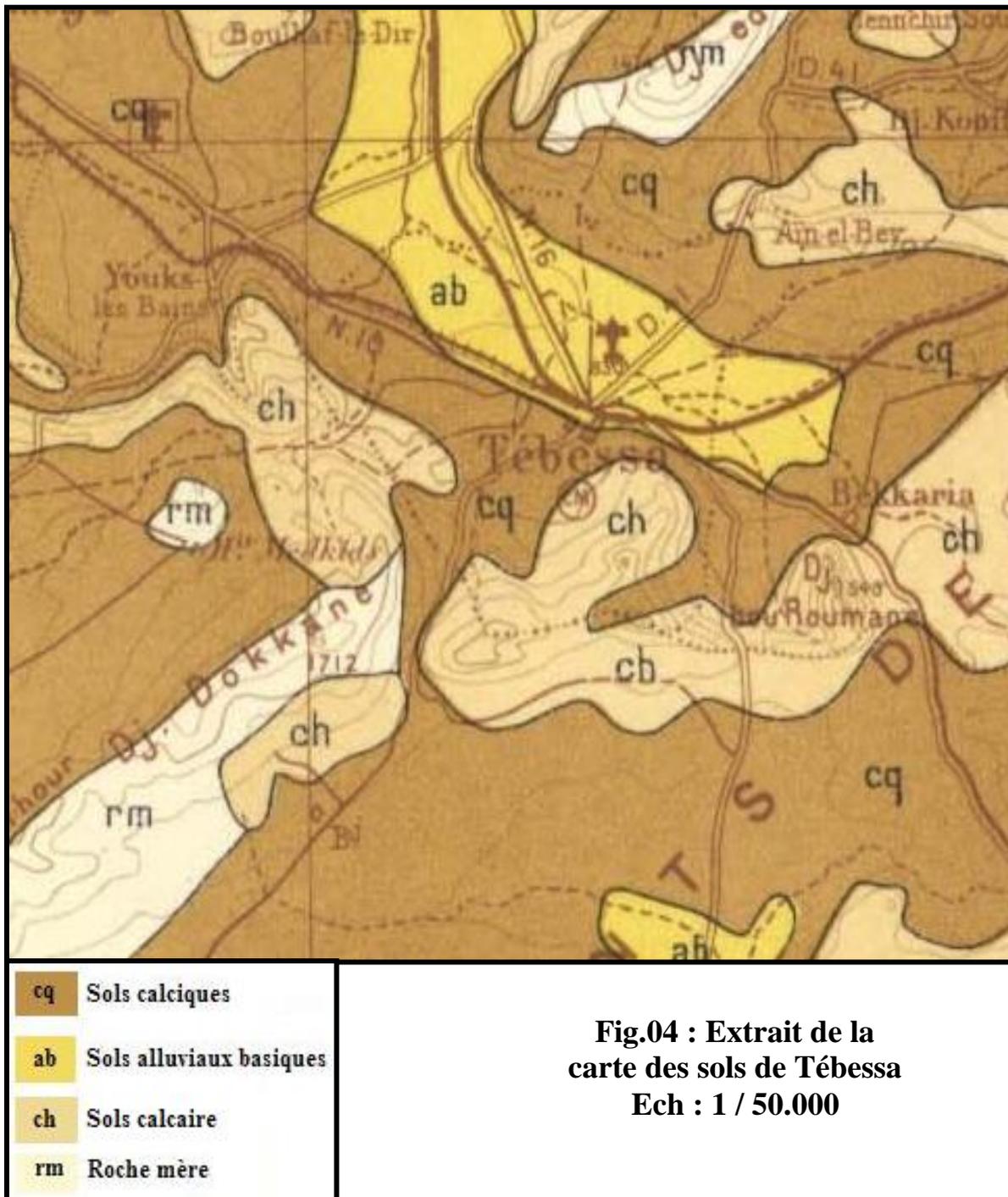
Les sommets des reliefs calcaires d'altitudes de 1000 à 1500m, représentent les témoins d'une ancienne surface d'érosion, à peu près plane mais légèrement gauche, culminante à la pointe Sud de Dj Dyr (à partir de ce point, elle s'incline régulièrement vers le Nord et perpendiculairement à cette direction, vers le N-W et le S-W).

Cette surface d'érosion, pratiquement pas déformée est postérieure aux plissements et en particulier aux compressions tangentielles post-Miocène inférieur continental : Les formations sableuses ou conglomératiques de cet étage constituent, en effet, quelques sommets de mêmes altitudes que ceux des formations environnantes plus anciennes qui déterminent cette surface. Elle est d'autre part antérieure à la formation du fossé de Morsott qui la recoupe nettement.

II.3. La géologie superficielle locale :

La figure 04 extraite de la carte des sols permet de décrire les formations superficielles « sols » locales, on peu distingués la répartition suivante :

1. la dominance, selon cette carte est pour les sols calciques se sont en générale des marnes et des marno-calcaires, ou des argiles marneuses
2. les calcaires marquent leur présence avec une répartition dans toute la région
3. les alluvions



**Fig.04 : Extrait de la
carte des sols de Tébessa
Ech : 1 / 50.000**

Se sont des formations détritiques pulvérulentes où la proportion des éléments fins décide leur comportement mécanique. L'étude de la granulométrie de ces sols servira sans doute de bon indicateur du degré d'homogénéité de ces sols, leur uniformité ainsi que leur plasticité. Cette dernière est très utile pour pouvoir estimer l'ampleur du phénomène de retrait-gonflement.

III. Conclusion :

L'aperçue sur les différents environnements géologiques de la région étudiée a permis de déterminer des zones dont les formations principales sont des argiles et des marnes à partir d'une description lithostratigraphique des âges existant dans la région. Parmi ces formations nous citons : le Mæstrichtien inf formé essentiellement par des marnes grise et des marno-calcaires, le Paléogène qui présente des formations d'argile et de gypse, le Pliocène caractérisé par l'abondance des argiles rouges, les formations alluvionnaires marquées par la présence des argiles, des argiles caillouteuses et des dépôts de sable et limon.

Ainsi la consultation des cartes et coupes géologiques¹ issues des sondages carottés réalisés au niveau de la région étudiée affirme l'existence des formations argileuses et argilo-marneuses à des faibles profondeurs qui malgré leur hétérogénéité à l'échelle métrique, elles peuvent être considérées comme homogènes à l'échelle de la région d'étude.

¹ Voir annexe A

I. Introduction

Le phénomène de retrait-gonflement d'un sol argileux ne peut être étudié sans la prise en compte des données hydroclimatiques de la région. On s'intéressera particulièrement aux périodes de sécheresse prolongées et au taux d'humidité.

Les plus grandes profondeurs de changement saisonnier de l'humidité sont atteintes dans les régions où les changements climatiques saisonniers sont plus grands, c.-à-d., longues sécheresses suivies par chutes de pluie excessives. Les conditions de la température ambiante influencent directement la profondeur de variations saisonnières de l'humidité. Pendant les saisons froides, l'humidité est accumulée dans les zones basses plus chaudes de l'atmosphère, puis se dissipe en profondeur. L'inverse se produit durant les saisons chaudes. Pour le climat modéré et semi-aride, les variations de l'humidité saisonnières atteignent des profondeurs de 3,00 - 3,60 m.

Dans un contexte méthodologique classique, notre étude hydroclimatologique se base sur des observations ponctuelles et des mesures in situ des différents paramètres climatiques relevés sur une longue période d'observation au niveau des stations climatiques. Nous exploiterons les données climatiques issues de la station météorologique de Tébessa sur une période de 25 ans (1980-2005).

II-1. Etude des facteurs climatiques

II-1.1 Les précipitations : La précipitation est la quantité totale d'eau, liquide ou solide qui tombe sur une surface horizontale déterminée, appelée la section pluviométrique.

La pluie est un facteur climatique très important conditionnant l'écoulement saisonnier et par conséquent le régime des cours d'eau ainsi que celui des nappes.

Les données recueillies à la station de Tébessa sur une période de 25 ans (1980-2005) sont récapitulées dans le tableau 01.

II-1.1.1 Variation interannuelle des précipitations

L'analyse de la courbe des variations interannuelles des précipitations, sur une période de 25 ans (80/81-2004/05), montre que l'année 2003/2004 est l'année la plus arrosée avec **618.8 mm**. L'année 96/97 est la plus sèche avec **207.40 mm**. Notons que les précipitations moyennes annuelles sont de **365.08 mm**.

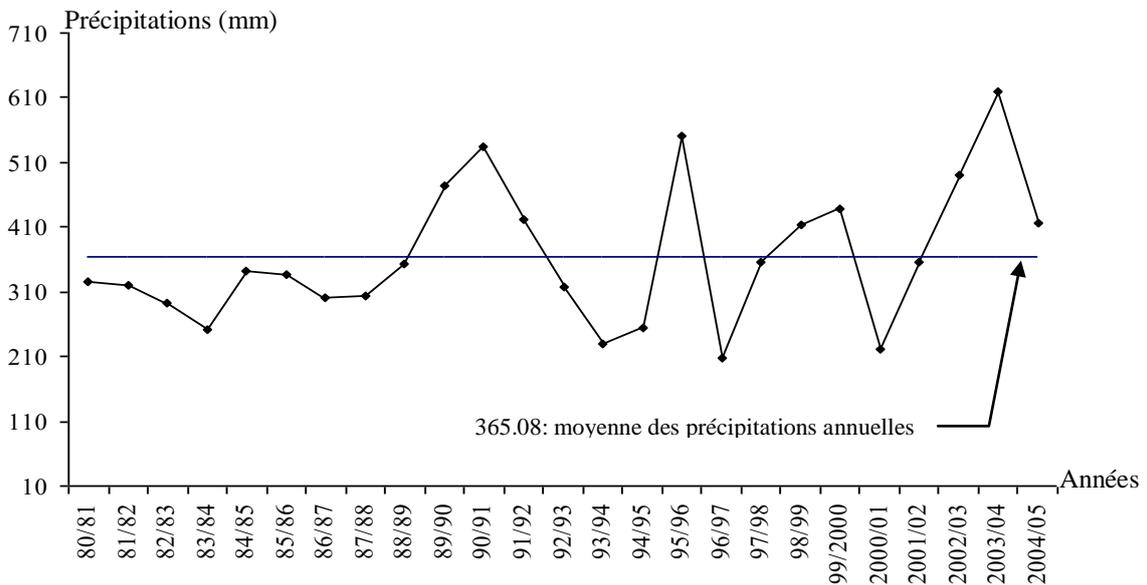


Fig. 05 -Variation interannuelle des précipitations à la station de Tébessa (1980/2005)

II-1.1.2 Variation mensuelle des précipitations

La courbe des variations des moyennes mensuelles des précipitations, sur une période de 25 ans, montre que le mois de septembre est le plus pluvieux, avec **42.80 mm**, alors que le mois de juillet est le plus sec, avec **13.34 mm**.

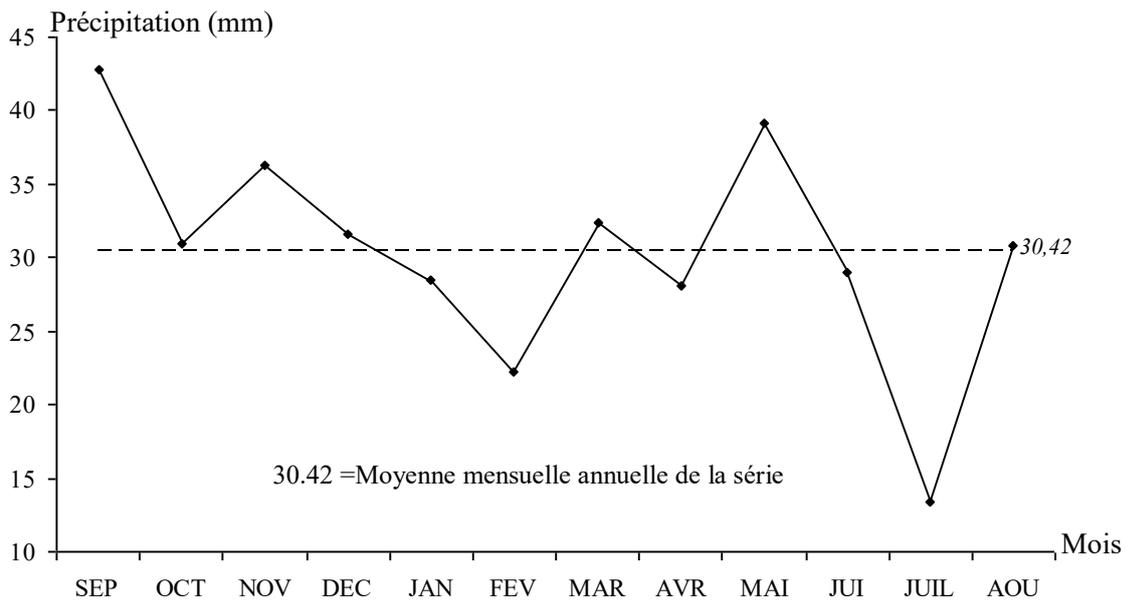


Fig. 06 : Variation des moyennes mensuelles interannuelles des précipitations à la station de Tébessa. (1980/2005)

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUIL	AOU
précipitations moyennes mensuelles	42.808	30.98	36.328	31.652	28.456	22.204	32.364	28.024	39.08	29.04	13.348	30.804

Tab. 01 : Variation des moyennes mensuelles interannuelles des précipitations à la station de Tébessa. (1980/2005)

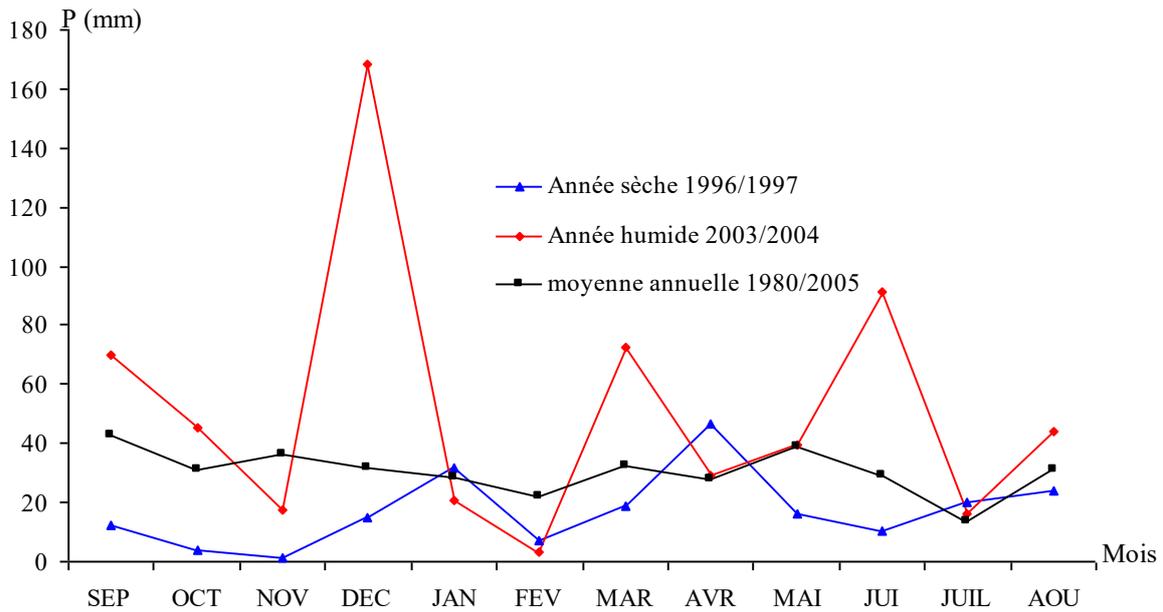


Fig. 07 : Distribution interannuelle des précipitations mensuelles à la station de Tébessa (1980/2005)

II-2. Les températures :

La température est un élément très important du climat qui joue un rôle déterminant dans l'établissement du bilan hydrique. Nous avons pris les données de température de la station de Tébessa pour la période d'étude (1980/2005).

Les observations des températures enregistrées au niveau de la station de Tébessa pour la même période ont permis de constater que :

-à l'échelle mensuelle les hivers sont très froids et humides, les étés sont chauds et secs avec des enregistrements de température minimale de 6,3 °C au mois de janvier et maximale de 26,7°C au mois de juillet.

-à l'échelle annuelle, une fluctuation thermique de faible amplitude donnant une certaine constance de l'allure générale. La moyenne annuelle thermique est de 15.89°C.

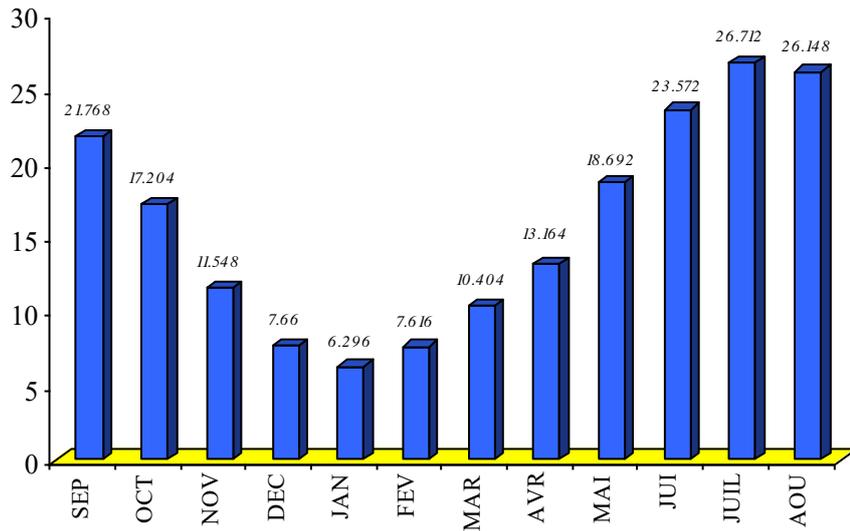


Fig. 08 : Températures moyennes mensuelles à la station de Tébessa. (1980/2005)

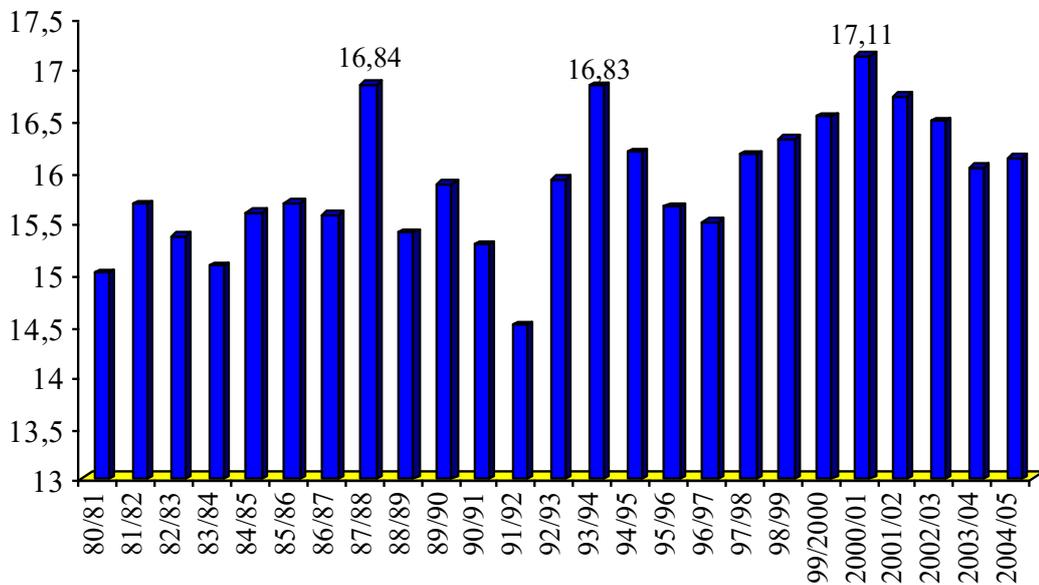


Fig. 09 : Températures moyennes interannuelles à la station de Tébessa. (1980/2005)

II-3. La neige : Les sommets de la bordure sud du bassin versant de Tébessa sont enneigés en ligne droite Est-ouest depuis le djebel Bouroumane (1545m) à djebel Meteguinaro (1712m).

La surface du bassin versant susceptible d’être enneigée est relativement faible, mais elle joue un rôle important car elle se situe sur des affleurements calcaires.

D’après Seltzer (1946) cette région se situe dans la zone d’enneigement moyen au sol de 5 à 10 jours/an.

II-4 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 qui restent représentent alors la période humide qui débute normalement au mois de novembre et se termine au mois d'avril.

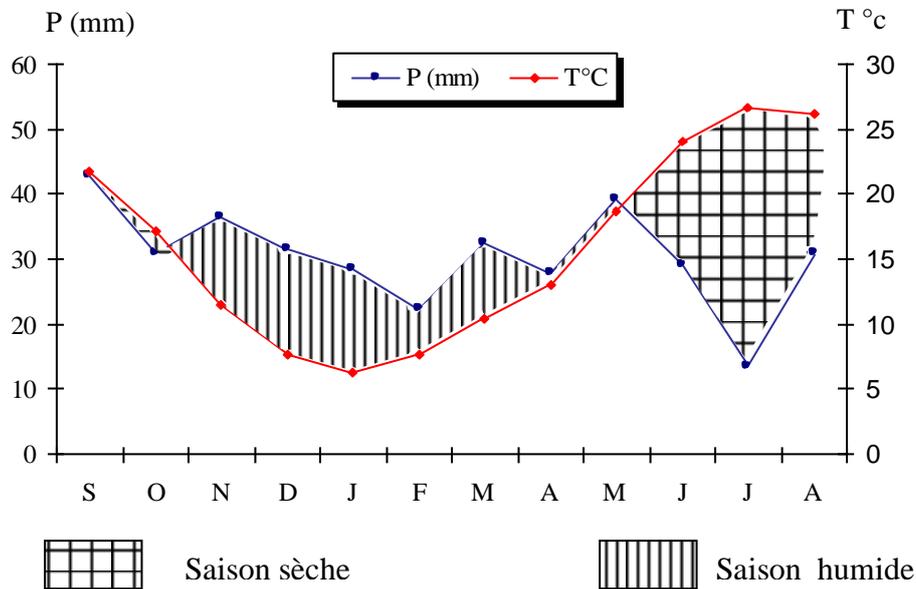


Fig. 10 Diagramme pluviothermique de la station de Tébessa. (1980-2005)

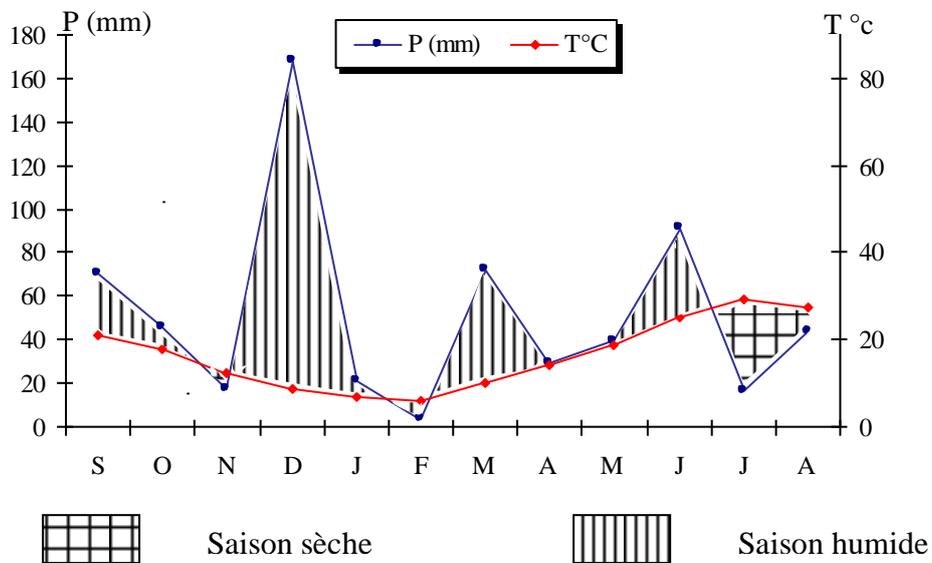


Fig. 11 : Diagramme pluviothermique de l'année la plus arrosée à la station de Tébessa. (2003/2004)

Pour l'année 2003/2004 la période sèche s'étale seulement sur les mois de juillet et d'août

Pour l'année 96/97 qui est l'année la plus sèche, la période humide s'étale seulement du mois de décembre au janvier et du mi-Mars à la mi-Mai

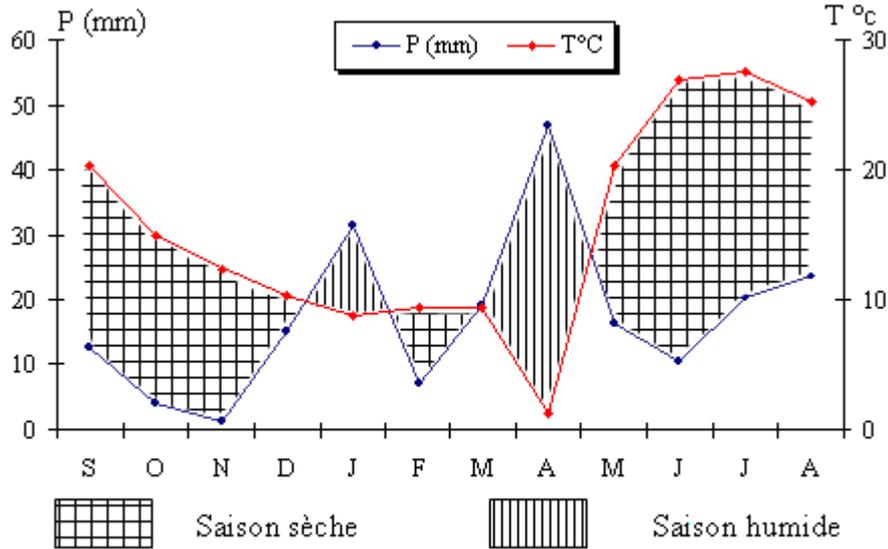


Fig.12 : Diagramme pluviométrique de l'année la plus sèche à la station de Tébessa. (1996/1997)

II-5. Calcul du coefficient pluviométrique :

$$C_p = 365 \times P_i / P_n$$

P : précipitation.

P_i : précipitation du mois du rang.

n. : nombre de jours par mois.

C_p : exprime le caractère plus ou moins pluvieux du mois.

On peut écrire la formule précédente sous la forme :

$$C_p = (365/n_i) \cdot (P_i/P) = K \cdot (P_i/P).$$

Avec K : coefficient dépendant du nombre de jours du mois considéré.

Si : n=31 jours k= 365/31=11.77.

Si : n=30 jours k=365/30=12.16.

Pour le mois de février 28 jours chaque trois ans et une fois 29 jours,

k= 365/(28 jours .3 ans +29)/4=12.92.

Pour la station de Tébessa avec p= 365.08 mm on a : C_p=k P_i/P.

Mois	Saison humide						Saison sèche					
	Nov	Dec	Jan.	Fév .	Mar.	Avr.	Mai.	Juin.	Juill.	Aout.	Sept.	Oct.
K	12.16	11.77	11.77	12.92	11.77	12.16	11.77	12.16	11.77	11.77	12.16	11.77
Pi	36.32	31.65	28.45	22.20	32.36	28.02	39.08	29.04	13.34	30.80	42.80	30.98
Cp	1.20	1.02	0.91	0.78	1.04	0.93	1.25	0.96	0.43	0.99	1.42	0.99

Tab. 02 : Coefficient pluviométrique de la plaine de tébessa.

Coefficient pluviométrique de la saison humide : Cp (sh) = 5.88

Coefficient pluviométrique de la saison sèche : Cp (ss)= 6.04

$$R=Cp(ss)/Cp(sh)$$

$$6.04 / 5.88 = 1.02 \quad 1 < R < 1.75 \text{ (Climat semi- continental)}$$

Selon ces normes la région d'étude est soumise à un climat, semi continental, semi-aride caractérisé par deux saisons ; l'une humide marquée par une moyenne de pluviosité allant du mois de novembre jusqu'au mois d'avril et par une faible température. L'autre sèche et humide de forte température atteignant leur maximum au mois de juillet.

II-6. Détermination des indices climatiques

II-6.1. Climagramme d'Emberger

Pour déterminer les types de climat de la zone méditerranéenne, L.Emberger a proposé la détermination d'un quotient pluviométrique Q. Ce quotient dépend de la précipitation moyenne annuelle et les moyennes des températures minima et maxima, respectivement des mois les plus froids et les plus chauds.

$$Q = \frac{P}{\frac{M+m}{2} \cdot (M-m)} \cdot 100$$

P : Précipitation moyenne annuelle (mm)

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud (degrés/kelvin)

m. : moyenne des minima du mois le plus froid (degré/kelvin).

Partant de ces données, il a établi un climagramme où chaque station intéressée figure suivant ses coordonnées avec en abscisse m (minima en°C du mois le plus froid) et en ordonnées le quotient pluviométrique Q.

Le calcul de ce dernier dans la zone de Tébessa donne les valeurs suivantes :

$$Q = \frac{365.08}{(306.51 + 273.94) / 2 (306.51 - 273.94)} \cdot 100 = 37.52$$

D'après cette valeur on peut dire que la région de Tébessa possède un climat semi-aride.

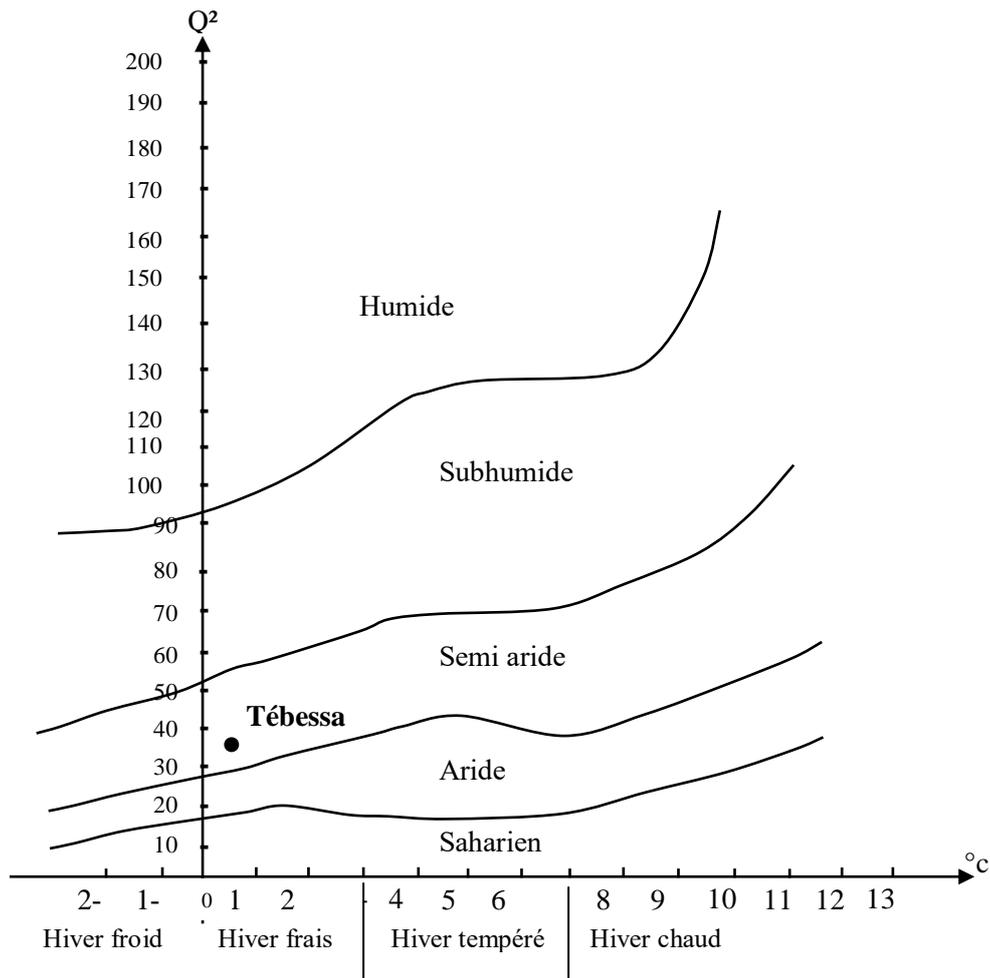


Fig. 13 : Climagramme d'EMBERGER

II-6.2. L'indice d'aridité de D. Martonne : Cet indice prend en compte les précipitations annuelles et les températures annuelles :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

P : précipitation annuelle moyenne

T : température annuelle moyenne

Application :

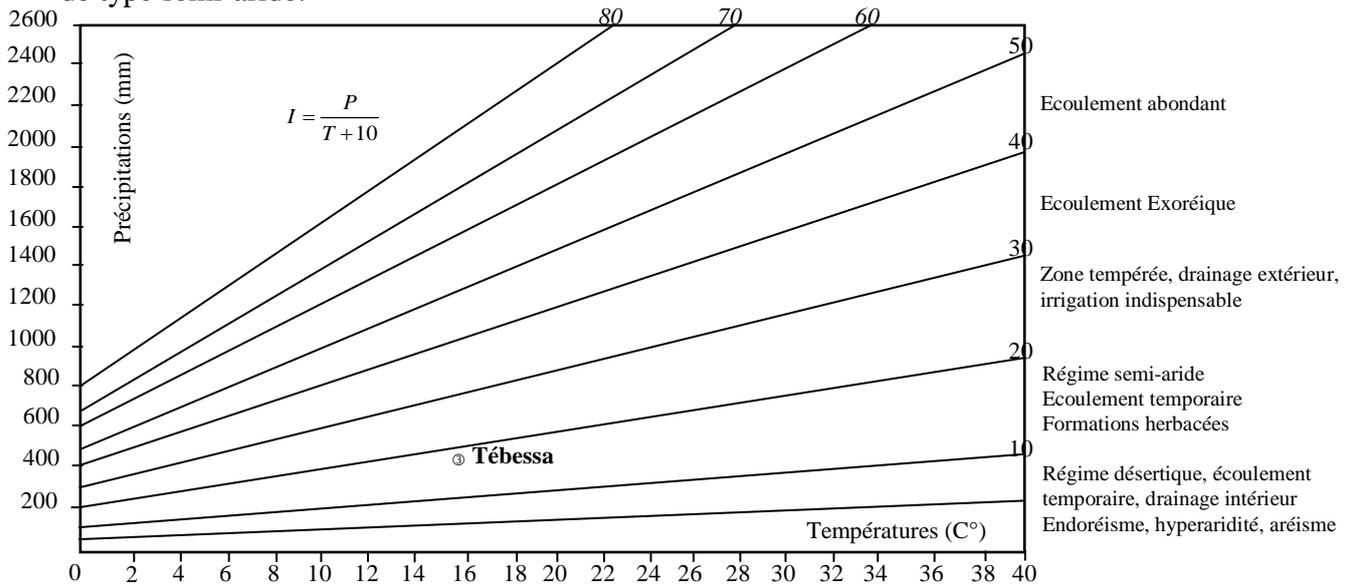
$$P = 365.08 \text{ mm}$$

$$T = 15.89 \text{ °C ce qui donne : } I = 14.10$$

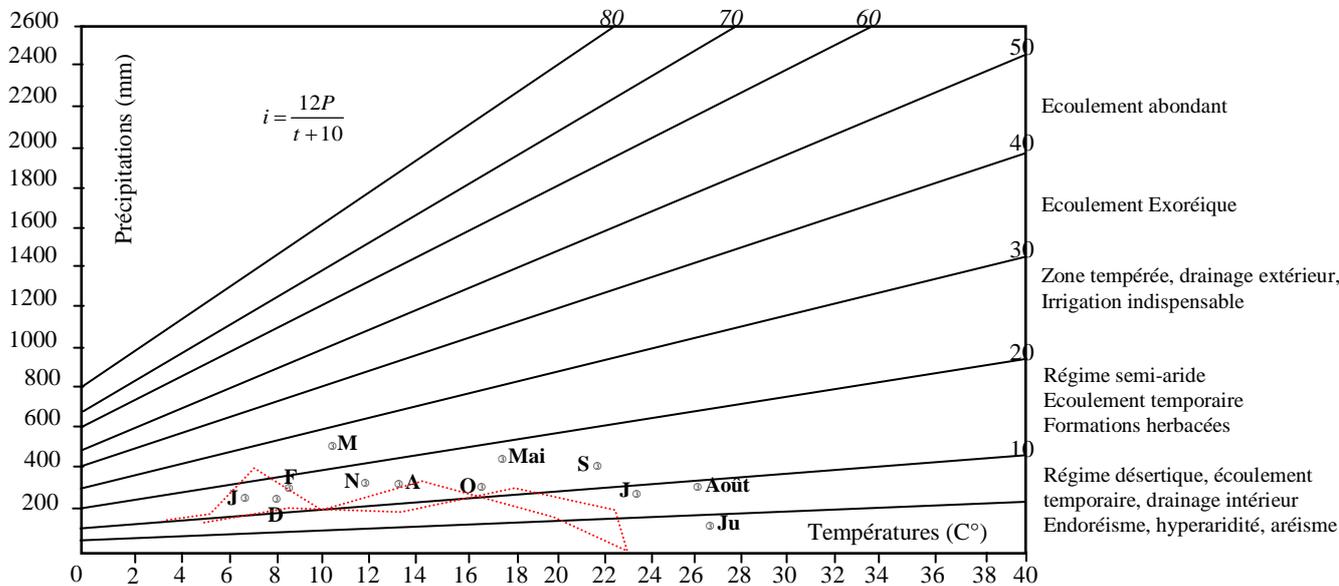
Suivant les valeurs de I obtenues, DE. Martonne a établi la classification suivante :

- $I < 5$: 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

D'après cette dernière on peut dire que le climat de la région de Tébessa est de type semi-aride.



A : L'Indice d'aridité Annuel



B : L'Indice d'aridité Mensuel

Fig. 14 : Abaque de l'Indice d'aridité de DEMARTONE 1923

II-7 Bilan hydrique :

Le bilan hydrique exprime le processus que suit une quantité d'eau arrivant au sol par précipitation ou neige avant de se retourner à l'atmosphère.

L'établissement du bilan nous permet d'estimer la répartition des précipitations sur les termes suivant :

- ETR : évapotranspiration réelle.
- R : ruissellement.
- I : infiltration.
- P : précipitation.

II-7.1 Etude de l'évapotranspiration : C'est un terme important du cycle hydrique qui résulte de deux phénomènes, l'un physique (l'évaporation), l'autre biologique (la transpiration) ; l'évapotranspiration est fonction de plusieurs facteurs (l'humidité, la température, l'insolation et la couverture végétale).

a./ Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) : Pour l'estimation de l'ETP, on utilise la formule de Thornthwaite.

$$ETP = 16(I/T)^a$$

ETP : évapotranspiration mensuelle en mm

T : température moyenne mensuelle en °C

$$I = \sum_{i=n}^{i=1} i \quad i = (T/5)^{1.514} = 0.2 T^{1.514}$$

$a = 1.6(I/100) + 0.5$ découle des simplifications apportées à la formule de Thornthwaite.

Pour corriger les valeurs de l'ETP on les multiplie par un coefficient k qui dépend de la latitude.

b. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) : Les pertes d'eau d'un sol atteignent l'ETP si le stock d'eau de l' RFU est supérieur ou égales.

En cas d'insuffisance elles sont limitées à une quantité plus petite, cette limite est appelée l'évapotranspiration réelle (G. Castany). Cette estimation se fera à partir des formules de Turc, de Coutagne, et de Thornthwaite.

- **Formule de Turc** : Cette formule permet d'évaluer directement l'ETR annuelle d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle.

$$ETR_{(mm/an)} = \frac{P}{(0.9 + P/L)^{0.5}}$$

P : hauteur moyenne annuelle des précipitations (P=365.08mm).

T : température moyenne annuelle °C (T= 15.89°C).

L=862.78.

ETR=354.44 mm soit 97.08 % des précipitations

- **Formule de Coutagne**

$$ETR = P - \lambda P^2$$

Où : P : Précipitation moyenne annuelle en (mm).

T : température moyenne annuelle

$$\lambda = 1/0.8 + 14 t = 0.34$$

Cette formule n'est pas applicable que pour la condition suivante : $1/8 \lambda < P < 1/2 \lambda$

$P < 1/8 \lambda$ dans ce cas la formule de Coutagne n'est pas applicable.

Evapotranspiration réelle par la formule de Thornthwaite : Pour l'établissement du bilan mensuel on utilise l'évapotranspiration potentielle et réelle moyenne par la méthode de C.W. Thornthwaite.

Ce bilan repose sur l'hypothèse suivante :

- la satisfaction de l'ETR est prioritaire sur l'écoulement.
- Le calcul de \Rightarrow l'ETR peut s'effectuer suivant deux cas :

1^{er} cas : $P > ETP \Rightarrow ETR = ETP$ on a alors un excédent.

2^{ème} cas : $p < \text{ETP} \Rightarrow \text{ETR} = P + \text{RFU}$.

Sur le tableau suivant figurent les valeurs de l'ETR en (mm) et en (%) d'après les deux méthodes L. Turc et Thornthwaite d'où on remarque une différence nettement distincte.

Méthode	ETR(mm)	ETR (%)
Thornthwaite	324.96	91.20
Turc	354.44	97.08

II-7.2 Estimation des réserves facilement utilisables

Elle présente la quantité d'eau emmagasinée dans le sol, son degré de saturation dépend de plusieurs facteurs :

- la nature, la lithologie et l'épaisseur de la couche superficielle
- la profondeur du niveau piézoélectrique de la nappe aquifère
- le climat de la région
- le type de la couverture végétale

J.Richard à évalué la RFU pour la plaine de Tébessa, en tenant compte de tous ces facteurs entre 25 et 26

II-7.3. Indice thermique mensuel : Cet indice est calculé à partir de la température moyenne mensuelle (t) du mois considéré.

$$i = (t/s) 1.5$$

III-7.4. Indice thermique annuel : C'est la somme des indices mensuel des 12 mois de l'année. $I = \sum i$

II-7.5. Répartition des précipitations

a. / Calcul du ruissellement : La méthode qui permet le calcul du ruissellement a été établie par TIXERONT et BERKALOF

$$R = P^3/3(\text{ETP})^2 \quad \text{d'où } R = 21.77 \text{ mm} \quad \text{soit } 6.11 \% \text{ des précipitations.}$$

b. / Calcul de l'infiltration

La formule donnant le bilan hydrique est la suivante :

$$P = \text{ETR} + I + R$$

$$I = P - \text{ETR} - R$$

$$I = 365.08 - 324.86 - 21.77 = 18.45 \text{ mm}$$

$$I = 18.45 \text{ mm, ce qui représente } 5.05 \% \text{ des précipitations.}$$

Le tableau 03 montre le bilan hydrique à la station de Tébessa pour une période de 25 ans allant de 1980 jusqu'à 2005.

	sep	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Aout.	TOTAL
T °C	21.76	17.2	11.55	7.66	6.3	7.6	10.4	13	18.7	24	26.7	26.1	Moy/ 15.89
i.	9.3	6.5	3.6	1.9	1.4	1.9	3	4.2	7.4	10.7	12.6	12.2	74.7
I	70.49												
a.	1.62												
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	-
P(mm)	42.80	30.98	36.32	31.65	28.45	22.20	32.36	28.02	39.08	29.04	13.34	30.80	365.08
ETPc	99.1	62.9	28.6	13.5	10.4	14	28.7	44.6	90.3	138.4	16.7	151.5	698.7
P-ETP	-56.3	- 31.92	7.8	18.1	18	8.2	3.7	-16.5	-51.2	- 109.4	-3.4	- 120.7	-
ETR	42.80	31.00	28.6	13.5	10.4	14	28.7	44.6	47.5	29.04	13.3	30.8	334.28
RFU	0	0	7.8	25.00	25.00	25.00	25.00	8.5	0	0	0	0	116.3
EX	0	0	0	0.9	18.00	8.2	3.7	0	0	0	0	0	30.8
DA	56.3	31.9	0	0	0	0	0	0	42.7	109.4	3.4	120.7	364.42

**Tab. 03 : bilan hydrique global d'après la méthode de Thornthwaite
(Station de Tébessa sur une période de 25 ans)**

Formules de vérification:

$$P = \sum ETR + \sum EX$$

$$P = 334.28 + 30.8 = 365.08$$

$$ETP = \sum ETR + \sum DA$$

$$ETP = 334.28 + 364.42 = 698.7$$

II-7.6. Commentaire sur le bilan hydrique

Le bilan hydrique nous a permis d'évaluer la part de chaque paramètre hydrologique se basant sur les données de la station de Tébessa durant une période de 25 ans (1980–2005). Les résultats de ce bilan nous mènent aux conclusions suivantes :

- Les hauteurs de précipitation atteignent leurs maximum au mois de septembre (42.80 mm) où l'ETP atteint en janvier un minimum (10.4 mm)
- L'ETP atteint son maximum au mois de juin (138.4 mm) où les précipitations atteignent (29.4 mm).
- Le déficit agricole coïncide avec la période sèche de l'année et s'étend du mois de mai au mois d'octobre où on remarque un épuisement de réserves.
- La recharge du stock (RFU) commence à partir du mois de novembre jusqu'à avril ; les réserves sont saturées au mois de décembre, janvier, février et Mars et les demandes pour l'irrigation sont satisfaisantes.

II-8. Conclusion

L'étude hydroclimatologique de la région de Tébessa a permis de distinguer le caractère semi-aride du climat très défavorable pour le développement du phénomène retrait-gonflement.

Les déficits saisonniers atteignent des amplitudes maximales. En conséquence, la teneur en eau des sols varie dans des proportions considérables et le gonflement ou retrait résultant en surface est donc maximum ;

Le climat semi-aride favorise l'amélioration d'une diagenèse qui est à l'origine de la formation des minéraux argileux qui constituent les argiles gonflantes. Les argiles composant notre terrain d'étude sont du type ayant un caractère très dangereux par leur dominance.

La température moyenne annuelle est de 15.89 °C présentant des valeurs extrêmes à la saison d'été marquant parfois une extension de la période de sécheresse qui peut débuter avant l'été pour se terminer plusieurs jours après. Durant cette période, les argiles des terrains étudiés manifestent un comportement néfaste exprimé par des retraits d'ampleur produisant des désordres au niveau des superstructures.

Les précipitations moyennes annuelles, sur une période de 25 ans (80/81 – 2004/2005), sont de 365.08 mm, marquant le maximum à la saison d'hiver ou durant les périodes exceptionnellement orageuses aux autres saisons ; ces quantités excessives qui participent à la saturation des argiles composant le terrain contribuent durant les périodes des hautes eaux à l'humidification continue des argiles et par suite à leur gonflement.

L'évapotranspiration réelle est estimée à 324.96 mm soit 91.20% des précipitations, c'est le caractère qui marque le climat semi-aride et qui indique la longueur de la période d'exposition aux rayons solaires donc des périodes de sécheresse qui s'en charge du phénomène de retrait. La partie des eaux précipitées qui s'échappe à l'évapotranspiration constitue les précipitations efficaces qui s'en chargent du phénomène inverse du retrait : le gonflement

Le ruissellement ne bénéficie que de 6.11 % des précipitations ce qui représente 21.77 mm, il est responsable des érosions à la surface surtout durant les périodes de crue.

L'infiltration ne laisse percoler que 18.45 mm, qui ne représente que 5.05 % des précipitations, c'est la quantité des eaux qui participent à l'alimentation des réserves en eaux souterraines qui n'est alors possible qu'à travers les surfaces perméables (généralement, il s'agit des calcaires fissurés qui bordent le bassin). Cependant, pour notre terrain et vue la dominante argilo-marneuse des surfaces le composant, nous estimons que l'infiltration est d'un taux encore plus faible voire nulle vis-à-vis de l'imperméabilité des sols argileux.

I- Les Argiles :

I-1. Définition :

Le mot *argile* a deux définitions dans le jargon géologique. La première définit l'argile comme étant une particule dont la dimension est inférieure à 2 micromètres et ce quelque soit sa nature minéralogique. Pour la deuxième, c'est un minéral (plus exactement une famille de minéraux) de la famille des silicates plus précisément des phyllosilicates (silicates en feuillets). Il est généralement issu de l'altération par l'eau des autres silicates. C'est pour cette raison qu'on les trouve systématiquement dans les sols et les formations superficielles. On les trouve aussi très fréquemment dans les roches sédimentaires.

Mélangée à un autre minéral comme la calcite, elle formera la *marne*. Si l'argile est seule présente on désignera la roche sous le nom d'argilite. Souvent les deux définitions se rejoignent.

Selon sa variété, l'argile se révèle être un minéral très utile. On peut ainsi faire des tuiles et briques, des poteries en jouant sur sa capacité de modelage lorsque mélangée à l'eau. Sa capacité d'absorption est utilisée pour la réalisation des cosmétiques et de médicaments (Smectite et Attapulgite). L'argile est un composant essentiel dans la fabrication du ciment.

La présence des argiles en proportion donnée dans des sols meubles peut avoir des conséquences très graves. Les coulées boueuses se déclenchent souvent dans les dépôts de versants gorgés d'eau. La capacité de *gonfler* en présence d'eau et *rétrécir* en période de sécheresse nuit à la stabilité des constructions.

I-2. Minéralogie des argiles :

Avant d'analyser le phénomène de gonflement proprement dit, il est essentiel de rappeler certaines notions physico-chimiques relatives aux interactions entre l'eau et les particules argileuses (Grim, 1962 ; Mitchell, 1976).

Les minéraux argileux sont des silicates hydratés (il s'agit généralement de silicates d'aluminium, mais parfois de silicates de magnésium), dont la structure feuilletée permet de les ranger dans la famille des phyllosilicates. Ils sont issus de la dégradation lente de minéraux préexistants. Les conditions dans lesquelles cette dégradation a eu lieu, ainsi que l'état d'avancement de cette dégradation peuvent expliquer la grande diversité des argiles (Jackson & Sherman 1953, cités par Gaombalet, 2004). Leur phase solide est structurée suivant une organisation spatiale particulière : *le feuillet, la particule et l'agrégat*.

Le feuillet est défini comme une superposition de plans ioniques organisés suivant deux types de couches (figure 15) : les couches tétraédriques (fig. 15a), de formule générale SiO_4 et dont l'épaisseur est de 3 \AA : l'oxygène occupe les sommets du tétraèdre, le centre est occupé par un atome de silicium, les couches octaédriques (fig. 15b) de formule générale $\text{Al}_2(\text{OH})_6$ ou $\text{Mg}_3(\text{OH})_6$ ont une épaisseur de 4 \AA . Les octaèdres ont leurs sommets occupés par des hydroxyles OH dont le centre est occupé par un atome d'aluminium ou un atome de magnésium. Il représente l'élément de base constitutif d'une argile et joue par conséquent un rôle très important dans la connaissance des caractéristiques de celle-ci et de son comportement hydromécanique.

Le feuillet formé par l'association d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique est dit de type 1:1 ou Te-Oc (feuillet de kaolinite par exemple, fig.16a), l'épaisseur du feuillet est de l'ordre de $7,2 \text{ \AA}$. Tandis que le feuillet formé par l'intercalage d'une couche octaédrique entre deux couches tétraédriques est de type 2:1 ou Te-Oc-Te (feuillet de montmorillonite par

exemple, fig. 16b), l'épaisseur du feuillet dans ce cas est de l'ordre de 9,6 Å environ (Mitchell, 1993).

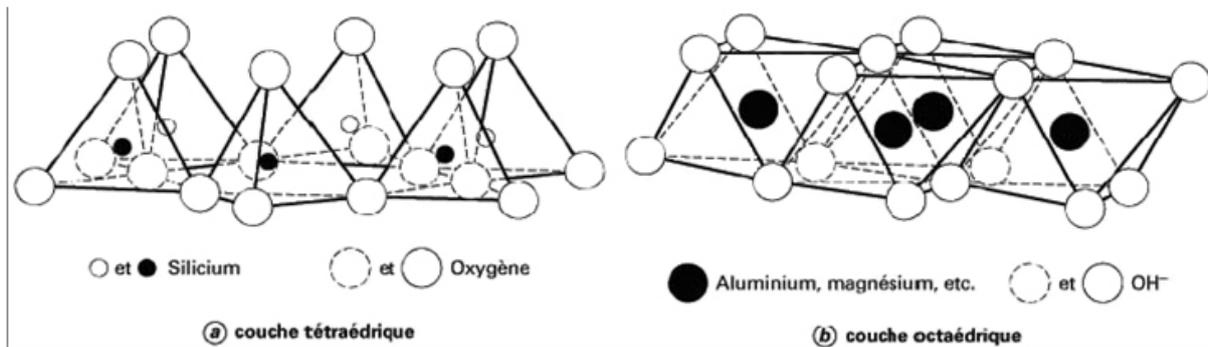


Fig. 15 : Couches tétraédrique et octaédriques typiques des argiles (Mitchell, 1993)

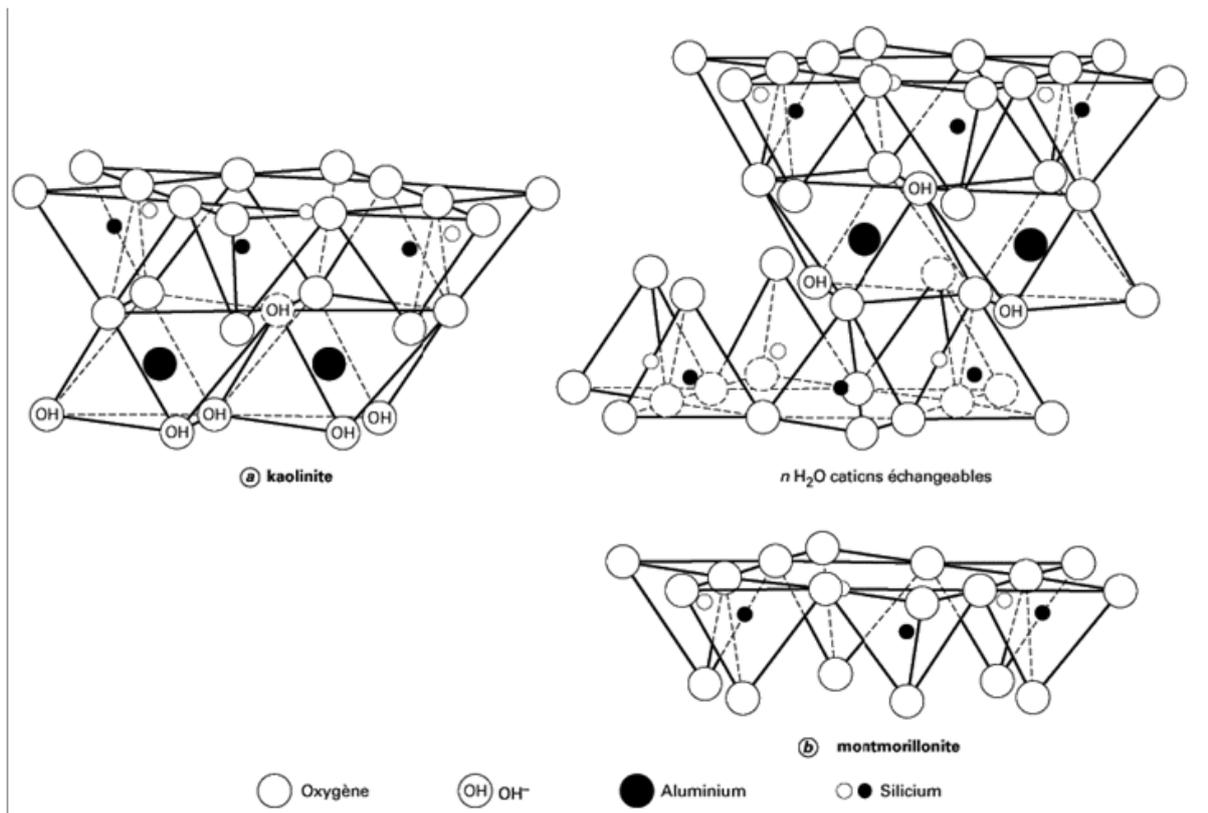


Fig. 16 : Structure des feuillets de kaolinite et de montmorillonite (Mitchell, 1993)

La particule (appelée aussi cristallite ou tactoïde) est un empilement (superposition) de feuillets argileux suivant différentes configurations, qui peut atteindre une taille maximale de 2 µm. La position des feuillets les uns par rapport aux autres et le nombre de feuillets par particule, sont variables suivant le type d'argile considéré et sont également fonctions de son état hydrique (Ben Rhaeim et al, 1986 ; Saiyouri, 1996). L'espace entre deux feuillets est appelé espace interfoliaire dont les dimensions peuvent atteindre plusieurs nanomètres. Lorsque l'on s'intéresse à des particules argileuses, on peut observer deux types de porosités : la porosité interlamellaire (ou interfoliaire); définie entre deux surfaces internes d'une même particule et la porosité interparticulaire (ou lenticulaire) définie entre deux surfaces externes de deux particules.

Les feuillets d'une argile ne sont pas toujours électriquement neutres. En effet, il arrive que certaines substitutions, ou remplacement isomorphiques, de Si⁴⁺ par Al³⁺ ou Fe³⁺ aient lieu dans les couches tétraédriques, et de Al³⁺ par Mg²⁺ ou Fe²⁺ dans les couches octaédriques. Ces

substitutions sont dites isomorphes, car elles se font sans modifications de la morphologie du minéral et les dimensions du feuillet restent quasi-inchangées. Une autre source de charge non équilibrée sur les minéraux argileux est la neutralisation incomplète de charges des atomes terminaux aux extrémités des couches, ainsi que des charges de bordure qui apparaissent lorsqu'un cristal est rompu. Il existe alors un déséquilibre électrique au sein des couches d'argiles, donc au sein de la particule. Par conséquent, les particules argileuses auront une charge négative à la surface. Cette électronégativité des particules est une des caractéristiques fondamentales des argiles. Des cations, présents dans le milieu environnant, viennent alors se localiser au voisinage du feuillet, en particulier dans l'espace interfoliaire, afin de compenser le déficit de charge. Ces cations ne font pas partie intégrante de la structure en couche et peuvent être remplacés, ou échangés, par d'autres cations présents en solutions et ils jouent un grand rôle sur les propriétés des argiles (Saiyouri, 1996). Pour mesurer la quantité de charge négative en surplus, on utilise la notion de capacité d'échange cationique (CEC) qui est une caractéristique importante dans la classification des argiles et une démarcation importante par rapport aux milieux granulaires.

L'agrégat (appelé aussi grain) est un assemblage désordonné entre les particules d'argile dont la forme et les dimensions peuvent varier. A l'échelle de l'agrégat, trois niveaux structuraux peuvent alors être distingués : l'infrastructure qui correspond à la particule argileuse, la microstructure qui correspond aux agrégats formés par l'assemblage des particules argileuses et des autres éléments du sol, et la macrostructure qui correspond à l'assemblage macroscopique des agrégats. Une représentation de cette structure est donnée sur la figure 18. L'approche microstructurale de base qui permet d'expliquer le comportement réel des argiles gonflantes doit tenir compte de ces différents niveaux structuraux. Ceci n'est pas du tout évident dans la pratique, car il est difficile d'établir une relation entre ces différents niveaux. Pour simplifier, Gens et Alonso (1992) ont limité le nombre de niveaux structuraux à deux : le niveau microstructural où sont réunis l'infrastructure et la microstructure et le niveau macrostructural. C'est ce que les auteurs qualifient de double structure.

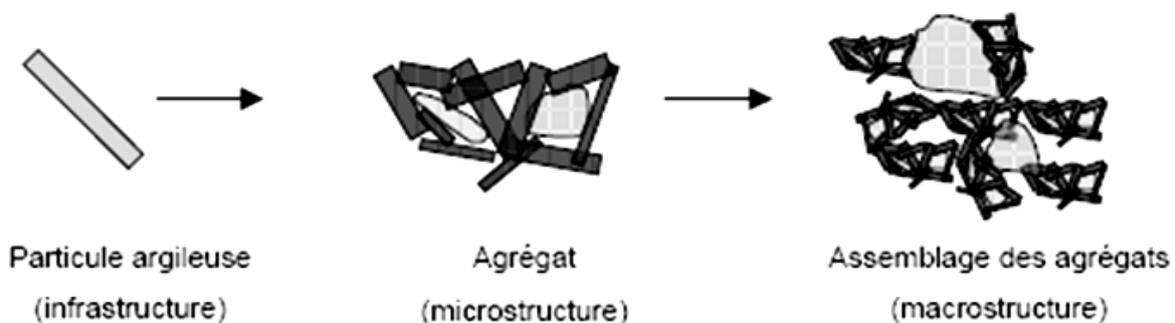


Fig. 17 : Différents niveaux structuraux des sols gonflants (Gens et Alonso, 1992)

I-3. Les principaux types d'argiles

La classification géotechnique des argiles est un sujet difficile à cerner vu la diversité de leurs propriétés. Néanmoins, trois grands groupes d'argiles sont souvent rencontrés en géotechnique : les kaolinites, les illites et les smectites. Ces argiles pures représentent des références pour la classification des différentes argiles qu'elles soient naturelles ou commerciales.

a- Les kaolinites

Les kaolinites sont des minéraux argileux de type 1:1 (Te-Oc), à feuillets d'équidistance fixe de 7 \AA . Quand deux feuillets de kaolinite sont superposés, les O^- présents sur la surface supérieure et les H^+ de la surface inférieure développent entre eux une liaison hydrogène O-H forte, conférant avec les liaisons de Van der Waals une grande stabilité à un empilement de feuillets vis-à-vis des actions de l'eau. Par conséquent, les kaolinites sont presque insensibles à l'eau. Cette liaison hydrogène forte entre les feuillets explique l'importance du nombre de feuillets par particule de kaolinite (de quelques dizaines à quelques centaines de feuillets solidement liés l'un à l'autre) et la faible valeur de la surface spécifique qui ne dépasse pas généralement $45 \text{ m}^2/\text{g}$. Les substitutions isomorphes sont peu fréquentes dans ce type d'argiles grâce à la stabilité physique de sa structure, et le pouvoir de fixation des cations ne dépasse pas $15 \text{ méq}/100 \text{ g}$.

Les particules de kaolinite sont des grandes plaquettes rigides de forme hexagonale de quelques dizaines à une centaine de nanomètres d'épaisseur et de quelques centaines à un millier de nanomètres d'extension latérale (dimension latérale / épaisseur). Les feuillets sont empilés de manière ordonnée et sont en contact les uns avec les autres. Ainsi, la seule surface accessible à l'eau reste la surface externe à la particule. Théoriquement, l'eau interfoliaire n'a aucune existence dans ce type d'argiles.

b- Les smectites

Les smectites sont des minéraux argileux de type 2:1 (Te-Oc-Te). L'empilement des feuillets est désordonné ; chaque feuillet est tourné dans son plan par rapport au précédent et a une extension latérale extrêmement grande par rapport à son épaisseur qui est d'environ $9,6 \text{ \AA}$. Ce désordre des feuillets et la constitution des faces inférieures et supérieures de ce type d'argile ne permettent pas le développement d'une liaison hydrogène entre les feuillets, ce qui facilite leur écartement et l'adsorption des molécules variées (cations, eau, molécules 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 molécules d'eau entre les feuillets. Ce gonflement peut atteindre des valeurs dépassant l'épaisseur du feuillet lui-même.

Les smectites, ou montmorillonites, sont généralement calciques, plus rarement sodiques suivant la nature du cation prédominant (calcium, sodium). Il est connu que le sodium confère des propriétés de gonflement supérieures à celles permises par la présence de calcium comme cation échangeable dans une argile (Saiyouri, 1996). Les feuillets des smectites peuvent s'intercaler régulièrement ou irrégulièrement avec d'autres feuillets argileux, souvent illitiques. L'ensemble forme des interstertiés.

Les particules de smectite comportent un empilement de feuillets variant entre 1 à 10 unités ou plus pour une montmorillonite sodique et entre 10 à 40 unités ou plus pour une montmorillonite calcique. Les substitutions d'atomes sont importantes, la capacité d'échange de ces argiles est comprise entre 80 et $150 \text{ méq}/100 \text{ g}$.

c- Les illites

Les illites sont des minéraux argileux de type 2:1 (Te-Oc-Te), à feuillets d'équidistance fixe de 10 \AA . Elles ont la même composition que la montmorillonite, mais une liaison forte entre les feuillets est permise par la présence de cations potassium K^+ . Ce caractère leur confère un potentiel de gonflement moindre que celui des smectites et la constitution de particules de tailles importantes. Les particules sont généralement composées d'un empilement de 5 à 20 feuillets (Bolt, 1956), avec une épaisseur de moins d'une dizaine de nanomètres et une centaine de nanomètres pour l'extension latérale. Le pouvoir de fixation des cations de l'illite est compris entre 10 et $40 \text{ méq}/100 \text{ g}$.

Le tableau 04 résume les différentes caractéristiques de chaque argile citée ci-dessus. Dans le cas de l'illite et de la smectite, la structure du feuillet est la même et pourtant les CEC sont très différentes. La différence provient du mode de formation des argiles. Dans le cas de l'illite, les cations intégrés à l'intérieur de la structure sont différents de ceux d'une smectite : le déficit de charge n'est pas le même et les CEC sont donc différentes.

Argile	Kaolinite	Illite	Smectite
Type de feuillet	1:1	2:1	2:1
Épaisseur de feuillet (Å)	7	10	9,6
Nombre de feuillet par particule	10-150	5-20	1-10 (montmorillonite sodique) 10-40 (montmorillonite calcique)
CEC (méq/100 g)	5-15	10-40	80-150
Surface spécifique (m ² /g)	10-45	80-100	700-900
Matériau interfoliaire	—	K ⁺	H ₂ O, Na ⁺ , Ca ²⁺ , ...
Comportement dans l'eau	non-gonflant	peu-gonflant	gonflant

Tab. 04 : Caractéristiques microscopiques des principales argiles

Si les kaolinites ont une surface spécifique et un pouvoir d'échange de cation faibles c'est parce que leur constitution rend l'accès entre les couches minérales presque impossible à cause des fortes liaisons qui sont établies entre elles. En revanche, les smectites montrent une très grande facilité de séparation de leurs couches à surfaces chargées, ce qui explique l'importance de leur surface spécifique et du pouvoir d'échange cationique. Les illites constituent un cas intermédiaire où les surfaces chargées sont seulement les surfaces latérales et les surfaces basales externes alors que les autres sont "soudées" par le biais du cation potassium. On note que la présence des impuretés réduit considérablement la surface spécifique d'une argile (Saiyouri, 1996).

Les argiles les plus fréquentes dans les sols naturels sont les illites, les kaolinites, les interstratifiées et les smectites de type montmorillonite. En revanche, les argiles d'utilisation industrielle sont en grande partie à base de montmorillonites de gisements. Lorsque la teneur en montmorillonite dépasse 65 %, ces argiles sont appelées des bentonites caractérisées par une capacité de gonflement très importante.

II- Mécanismes de gonflement des argiles (Mécanisme de retrait gonflement) :

Le processus de gonflement met en jeu séparément ou de façon combinée des phénomènes physico-chimiques et mécaniques variés :

II.1-Gonflements au sens physico-chimique

Il est bien connu qu'au contact de l'eau, l'argile est un matériau qui a la faculté de gonfler. D'après Morel (1996), le phénomène de gonflement paraît relever de deux causes:

- l'hydratation des espaces interfoliaires entraînant un accroissement de leurs dimensions (augmentation de la porosité interfoliaire) : gonflement cristallin ;
- la répulsion entre les particules (augmentation de la porosité interfoliaire et interparticulaire) : gonflement osmotique.

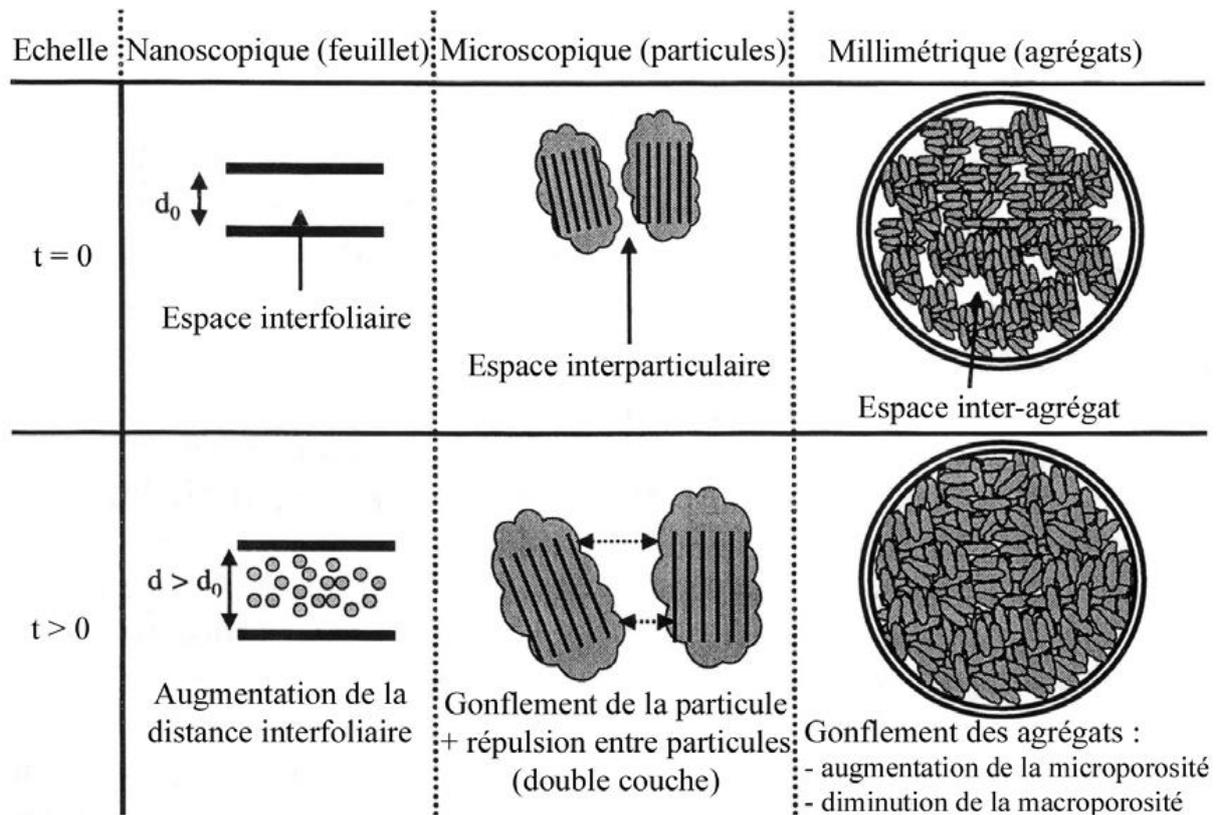


Fig. 18 : Schéma présentant les différentes origines du gonflement (Gens et Alonso, 1992)

a) Hydratation des espaces interfoliaires

Lors de l'hydratation d'une éprouvette d'argile sèche, l'eau pénètre à l'intérieur des particules (dans l'espace interfoliaire) et s'organise en couches monomoléculaires, puis interagit avec les feuillets et les cations déjà présents. Cette hydratation favorise la création d'une pression, appelée pression de disjonction, qui a pour conséquence une augmentation de la distance interfoliaire et donc un gonflement de l'ensemble des deux feuillets : c'est le gonflement cristallin. Ce gonflement n'est possible que lorsque les liaisons interfeuillets sont très faibles pour laisser pénétrer l'eau dans l'espace interfoliaire. C'est le cas, par exemple, de la montmorillonite. Le phénomène de gonflement est influencé par la nature des cations interfoliaires. Ainsi, la montmorillonite sodique (Na^+) gonfle plus qu'une montmorillonite calcique (Ca^{2+}) (Dardaine et al, 1985 ; Saiyouri, 1996). En effet, le rayon ionique de Na^+ est plus proche de la taille de la molécule d'eau et son interaction avec cette dernière est plus faible que pour Ca^{2+} . L'eau se répartit alors plus facilement à la surface du feuillet. Dans les argiles illitiques, le gonflement cristallin est très faible et il est quasiment inexistant dans les kaolinites.

D'après Tessier (1990), ce type de gonflement ne représente environ qu'une dizaine de % du gonflement macroscopique total. Il est donc nécessaire selon lui d'envisager un autre mécanisme de gonflement que celui relevant des seules variations interfoliaires.

b) Répulsion entre les particules

L'adsorption des cations par les particules argileuses et la formation de la double couche diffuse sont responsables de la répulsion de deux particules (Mitchell, 1993). En effet, dans une argile sèche, les cations sont très fortement adsorbés à la surface des feuillets argileux. Les cations en excès de ceux nécessaires à assurer l'électroneutralité des particules

argileuses et les anions associés sont présents sous forme de sels. Si l'argile sèche est placée au contact de l'eau, les sels se dissolvent dans la solution, mais les différents ions se répartissent de manière non homogène : la concentration en cation devient très forte au voisinage des surfaces argileuses (surfaces externes), tandis que les anions ont plutôt tendance à s'éloigner des surfaces argileuses. La zone perturbée, ainsi créée par cette répartition non-homogène de cations et d'anions est la double couche diffuse. Comme cette dernière est chargée positivement, l'électroneutralité du système (argile/couche diffuse) est alors assurée. La théorie de la double couche diffuse a permis de démontrer mathématiquement que le recouvrement de deux couches diffuses de même signe est responsable de la répulsion de deux particules. Appliquée à la multitude de particules constituant une éprouvette d'argile, cette théorie permet donc d'expliquer le gonflement à l'échelle macroscopique.

Une autre approche plus fréquemment utilisée permet, toujours selon Mitchell (1993), d'expliquer le gonflement de manière plus pratique : c'est le concept de pression osmotique. Dans cette approche, du fait des différences de concentration au sein de la couche diffuse, des pressions osmotiques sont développées à chaque fois que les doubles couches de deux particules se chevauchent. La surface argileuse chargée négativement, jouerait alors un rôle comparable à celui d'une membrane semi-perméable, séparant deux solutions de concentration en sel différente (aucun cation ne vient cependant traverser la surface argileuse). La différence de pression osmotique créée entre les deux particules et la solution à l'équilibre environnant les particules d'argile est appelée "pression de répulsion interparticule". On imagine bien qu'à l'échelle macroscopique, ce phénomène d'origine microscopique, répété un très grand nombre de fois, se répercute par l'apparition d'un gonflement observable.

II-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. Il est donc important de rappeler les bases de la mécanique des sols appliquées à l'état de contraintes dans un sol.

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

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

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, θ_{cap} l'angle de contact liquide/fluide et γ_f 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) 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 (1960) a proposé une pression interstitielle équivalente u^* définie par :

$$u^* = u_a + \chi(u_w - u_a)$$

Où χ est un coefficient qui dépend du degré de saturation du sol : χ varie entre 0 et 1, et est égal à 1 pour un sol saturé.

II-3. Évolution de la structure des argiles en fonction de différentes sollicitations

La structure d'un sol est en état d'équilibre dans des conditions données. La modification des conditions hydriques et/ou mécaniques, va provoquer une modification de cette structure. L'objectif de ce paragraphe est de montrer comment la structure d'un sol argileux change en fonction de différents types de sollicitations.

a- Influence d'une sollicitation hydrique : humidification

Saiyouri (1996) montre que dans le cas de deux montmorillonites, une sodique et une calcique, lors de l'humidification, le gonflement libre s'exécute en deux phases : un gonflement intra-cristallin (ou intraparticulaire) et un gonflement inter-cristallin (ou interparticulaire). Le gonflement intra-cristallin, correspond aux valeurs de succions supérieures à 6,92 MPa, composé d'un processus d'insertion de molécules d'eau couche par couche dans l'espace interfoliaire générant un gonflement de la particule elle-même. Ce processus génère progressivement une microdivision des particules, faisant passer le nombre de feuillets au sein d'une particule d'une centaine de feuillets, pour les fortes valeurs de succion ($s = 107$ MPa), à une dizaine de feuillets, pour les plus faibles valeurs de succions ($<6,92$ MPa). Ce qui conduit à la création de sous particules qui agissent indépendamment les unes par rapport aux autres. Ce processus est suivi, pour des succions inférieures à 6,92 MPa, d'un gonflement inter-cristallin, produisant un éloignement progressif de ces sous-particules formées. Du point de vue de la structure interne des éprouvettes, le gonflement se traduit par une réduction de la macroporosité (Cui et al. 2002).

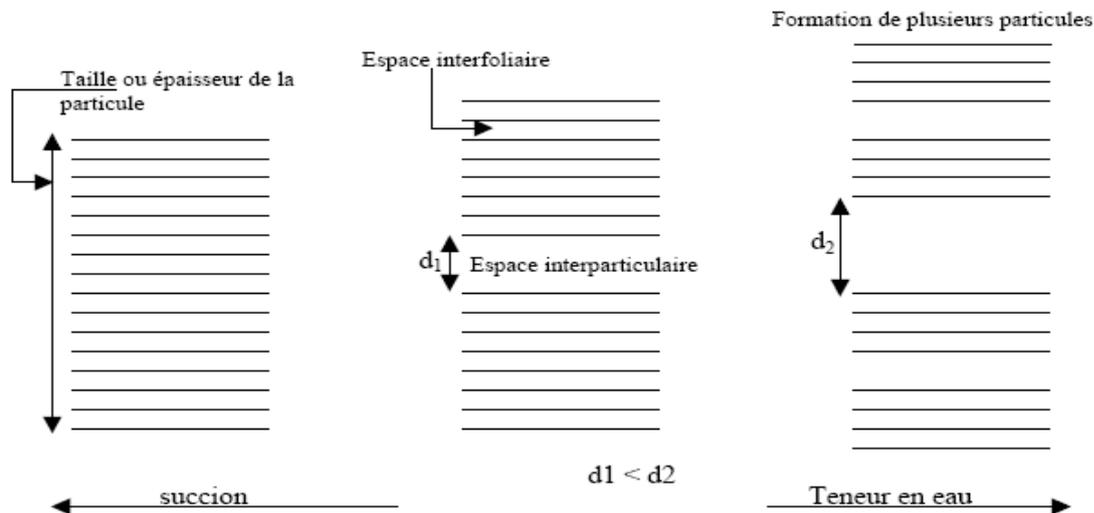


Fig. 19 : Représentation schématique du fractionnement des particules lors de l'hydratation (Saiyouri, 1996)

b- Influence d'une sollicitation hydrique : dessiccation

Au cours de la dessiccation, les particules argileuses ont tendance à suivre en sens inverse le processus d'humidification qui est réversible. En revanche, la dessiccation tend à augmenter le nombre de feuillets par empilement élémentaire. Ainsi, d'après Tessier(1991), trois étapes successives peuvent être considérées au cours de la dessiccation d'une montmorillonite calcique. Tout d'abord entre 0 et environ 1 MPa, où l'augmentation de suction provoque le départ d'eau située entre les empilements élémentaires, ce qui a pour effet une diminution de la distance interfoliaire. Ce phénomène se poursuit entre 1 et 5 MPa environ, mais associé à une formation d'empilements élémentaires de plus grande taille comprenant un nombre de feuillets croissant. Au-delà de 5 MPa, l'état d'hydratation de l'espace interfoliaire change, l'eau interfoliaire tend à s'éliminer. Le nombre de feuillets par empilement élémentaire continue de croître. Le départ d'eau progressif provoque ainsi une réduction de volume de la particule argileuse par diminution de la distance interfoliaire. Cette réduction du volume des particules argileuses produit une contraction macroscopique du matériau : c'est le phénomène de retrait. Cette contraction du matériau s'interrompt à partir d'un certain seuil de suction car l'air occupe toutes les espaces de macropores et l'état du volume constant sera atteint, la teneur en eau correspondante étant la limite de retrait. Il y a de plus au cours de la dessiccation un développement de la macroporosité due à la contraction des agrégats.

c- Influence d'une sollicitation mécanique

Les travaux de Delage et al (1984) sur une argile du Québec et de Qi et al (1996) sur une *Laponite Na* ont montré que la réduction d'indice des vides au cours d'une sollicitation mécanique était due à une réduction de la macroporosité, la microstructure restant pratiquement inchangée. En effet, l'application des contraintes extérieures tend dans un premier temps à rapprocher les agrégats, ensuite à les aplatir, puis à les souder si les sollicitations sont importantes.

d- Influence des caractéristiques physico-chimiques sur le gonflement dans les argiles

Les variations de volume des sols argileux ne sont pas seulement proportionnelles aux variations de leur teneur en eau, elles dépendent également de leur composition et de leur nature minéralogique, c'est-à-dire, de leur composition physico-chimique.

d-1. Influence de la densité de charge surfacique des particules argileuses

La densité de charge surfacique (D_s) n'est autre que le rapport de la capacité d'échange cationique (CEC) et de la surface spécifique de la particule (S_a). Ce rapport informe sur la capacité d'une particule à en repousser d'autres, contenant des charges de même signe.

$$D_s = \frac{CEC}{S_a}$$

L'augmentation de la densité de charge spécifique fait diminuer la pression de gonflement (Lefevre et al, 1987). En effet, l'augmentation de la densité de charge fait qu'elle va attirer beaucoup de cations, ce qui va provoquer une condensation de la double couche, donc une diminution de son épaisseur. Ceci implique par la suite, une répulsion moindre entre particules et un gonflement moins important que pour des particules faiblement chargées.

d-2. Influence de la capacité d'échange cationique et de la surface spécifique

La CEC évolue dans le même sens que la densité de charge surfacique, car elle lui est proportionnelle. Donc les argiles ayant une grande valeur de CEC auront tendance à peu gonfler, cela à surfaces spécifiques égales par ailleurs (Lefevre et al, 1987).

L'augmentation de la surface spécifique entraîne la diminution de la densité de charge surfacique, donc favorise le gonflement (Lefevre et al, 1987 et Komine & Ogata, 1996). Les argiles, dont les particules ont des S_a grandes sont très gonflantes par rapport à celles qui auraient le reste des caractéristiques voisines.

d-3. Influence des valences des cations

L'amplitude du gonflement d'un sol varie suivant la nature des cations fixés sur les minéraux argileux qu'il contient. En effet, la valence de ces cations est inversement proportionnelle à l'épaisseur de la double couche diffuse. Ce qui diminue donc son importance et par conséquent la capacité du matériau à gonfler. Ceci peut expliquer les différences de comportement entre les argiles sodique (Na^+) et calcique (Ca^{2+}).

De la même manière, la valence des cations de l'eau d'hydratation du matériau doit être faible pour provoquer un gonflement plus important (Dardaine et al, 1986 ; Lefevre et al, 1987). Une confirmation de cette influence a été présentée par Lin (2000). Il montre que suivant la nature du cation contenu dans la solution qui humidifie le sol, le gonflement est différent. Si le cation a une valence élevée, le potentiel de gonflement est moins important.

II-4. Relations entre la texture du matériau et le gonflement

Après avoir présenté les résultats théoriques obtenus pour expliquer le gonflement des minéraux argileux, on s'est intéressé au développement du phénomène de gonflement au niveau microscopique. Le gonflement, dont on constate les effets macroscopiques, se développe en fait à l'échelle microscopique, et consiste en une réorganisation du squelette solide et du réseau poreux constituant la texture du terrain. Pour analyser le développement microscopique du gonflement, on s'est attaché à définir la notion de texture d'un terrain et à décrire l'évolution de sa texture au cours du gonflement.

II-5. Définition de la texture d'un terrain

En géologie, la texture désigne la forme, la dimension et la disposition d'un certain nombre de minéraux naturellement groupés en une population au sein du matériau (Le Roux, 1976). L'étude systématique de matériaux argileux au M.E.B. a permis de cerner l'organisation des particules d'argile et de dégager certaines textures.

Van Olphen (1963) a proposé une classification basée sur l'association des particules argileuses entre elles, à partir des critères : dispersé, agrégé (face contre face en agrégats),

floculé (association d'agrégats ou de particules bord-bord ou bord-face), défloculé (aucune association entre les particules ou entre les agrégats). Cette classification (Fig.20) ne repose pas sur une observation directe, mais sur les possibilités d'assemblage géométrique.

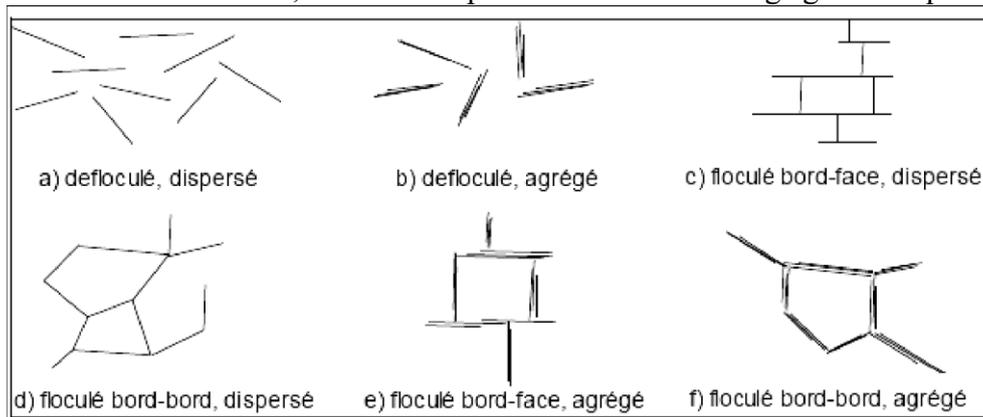
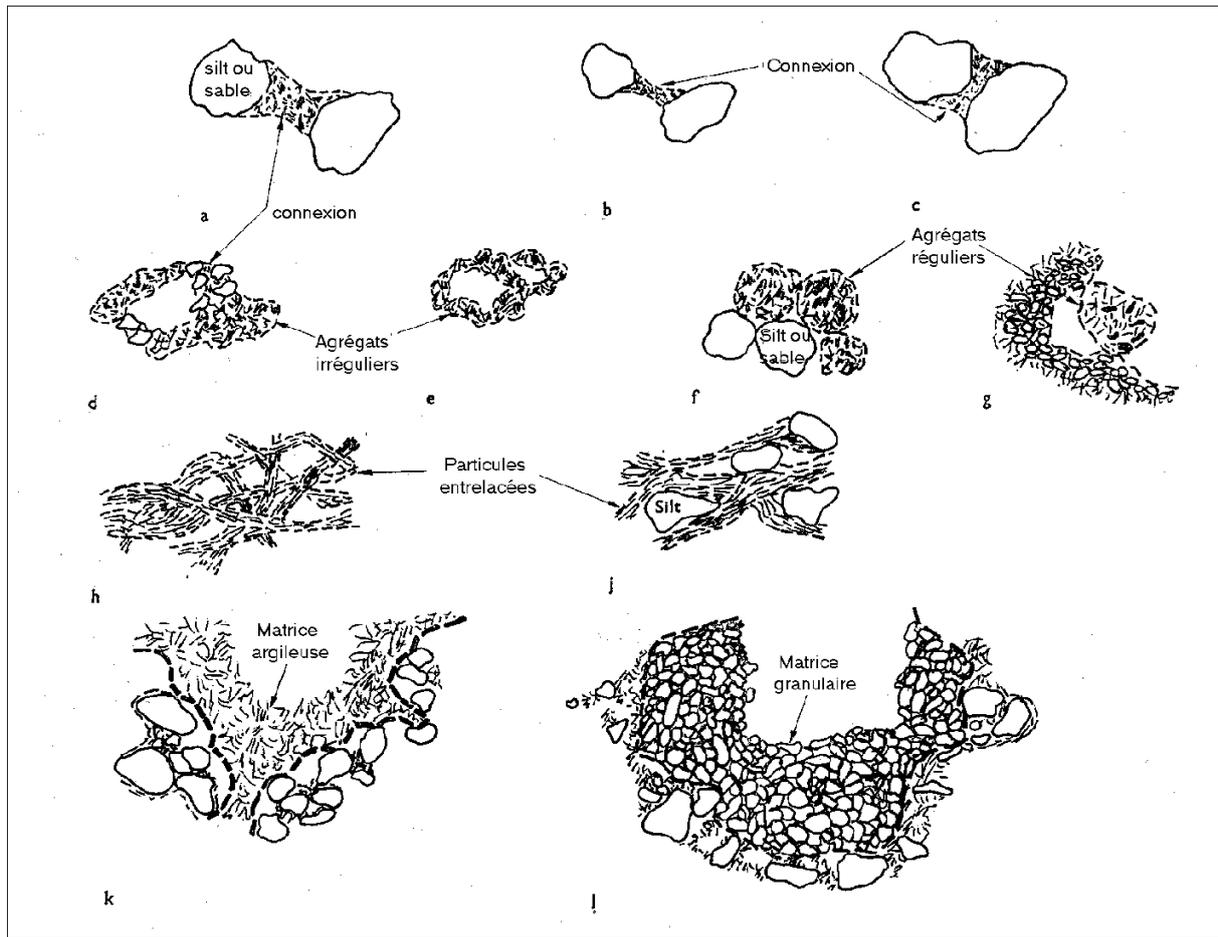


Fig. 20 : Arrangement des particules d'argile (Van Olphen, 1963)

Le Roux (1976) distingue trois classes principales de textures, à partir d'observations sur les marnes ;

- la texture homogène où tous les minéraux sont intimement mélangés et où aucune direction n'est privilégiée,
- la texture orientée où une direction privilégiée apparaît dans l'arrangement des grains,
- la texture floconneuse ou en micro agrégats où la phase argileuse se présente sous forme grossièrement sphérique, soit seule, soit associée aux carbonates.

Collins et McGown (1974) ont tenté de préciser cette définition dans le cas des terrains contenant une proportion non négligeable de grains non argileux, en introduisant une classification des relations existant entre particules argileuses et grains sableux ou silex (Fig. 21) : connexions argileuses entre grains silteux (a, b, c), agrégats irréguliers en nid d'abeille (d, e), agrégats réguliers (f, g), particules argileuses entrelacées avec ou sans inclusions silteuses (h, j), matrice argileuse (k) ou matrice granulaire (l).



**Fig. 21: Schéma d'assemblages de particules
(Collins et McGown, 1974)**

II-6. Evolution de la texture au cours du gonflement

La variation de texture des sols au cours du gonflement peut être étudiée à l'aide de deux techniques complémentaires, la microscopie électronique à balayage (M.E.B.) et la porosimétrie par injection de mercure. La microscopie électronique à balayage permet de visualiser la texture des sols, donc d'obtenir des informations générales (arrangement des particules, estimation de rayons de pores, de tailles de particules, détermination de certains minéraux...). La porosimétrie par injection de mercure permet de quantifier le réseau poreux par la mesure des rayons de pores. L'étude du réseau poreux est fondamentale puisque c'est la dilatation volumique qui cause le gonflement macroscopique.

Grâce à ces deux techniques, Vayssade (1978) et Parcevaux (1980) ont obtenu des résultats très significatifs sur plusieurs argiles composées essentiellement de kaolinite et, en moindre importance, d'un interstratifié illite-smectite : Argile Verte de Provins, Argile Plastique de Fausses Glaises. Leurs observations au M.E.B. ont montré que les sols étudiés ont, à l'état naturel, une texture assez compacte, constituée plus ou moins nettement d'agrégats argileux individualisés et tassés les uns contre les autres. Au gonflement, cette texture évolue en une configuration en agrégats séparés par des pores de géométrie plutôt bidimensionnelle. La taille des agrégats diminue et l'épaisseur des pores augmente au cours du gonflement. La figure 23 illustre cette évolution.

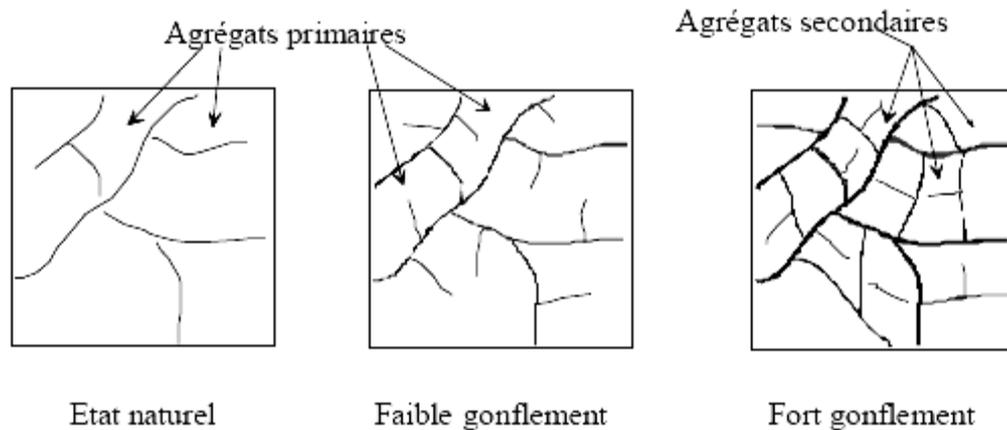


Fig. 22 : Evolution de texture des sols au cours du gonflement

Par injection de mercure, deux classes de pores ont été mises en évidence:

- une classe de pores intra-agrégats (rayon de pores inférieur à 0,05 mm),
- une classe de pores inter-agrégats (rayon de pores supérieur à 0,05 mm).

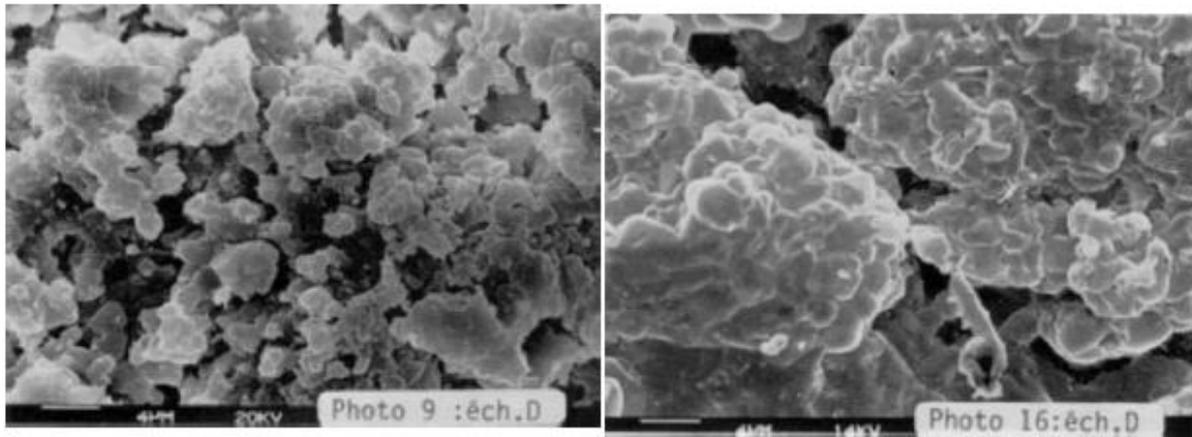
Il apparaît que la classe de pores intra-agrégats ne varie pas au cours du gonflement.

L'augmentation de la porosité est due uniquement à l'augmentation de la porosité inter-agrégats ; elle correspond à une croissance des rayons de pores au cours du gonflement.

Cette étude montre que le gonflement des sols argileux saturés ne contenant pas de grande quantité de minéraux dits "gonflants" (smectites) est un phénomène qui se produit au niveau des zones de faible résistance, analogues à des fissures (pores bidimensionnels) individualisant un réseau tridimensionnel d'agrégats.

Troalen et al. (1984) ont aussi utilisé le microscope électronique à balayage (M.E.B), pour analyser les mécanismes du gonflement des sols argileux. Une étude sur des matériaux argileux gonflants de la région du Caire (argilites massives et argilites litées), de la fraction argileuse essentiellement composée de montmorillonite, a montré que les résultats obtenus sur des essais de gonflement ne pouvaient s'expliquer uniquement à partir des analyses chimiques, minéralogiques et physiques.

En effet, un échantillon d'argilite massive a révélé une micro texture finale serrée dans une direction et plus lâche dans une autre, ce qui caractérise le comportement anisotrope observé alors que les autres échantillons ont fait apparaître un réarrangement des agrégats argileux (diminution de taille), avec fermeture plus ou moins marquée des discontinuités. Dans le cas des argilites litées, pour lesquelles les paramètres physiques, chimiques, minéralogiques et les courbes de gonflement sont voisins, les microtextures initiales sont relativement serrées et denses (fig.23a). Le gonflement se traduit par des ouvertures entre feuillets argileux composant les agrégats. Ce phénomène d'expansion est composé par la fermeture partielle ou totale des discontinuités initiales. C'est-à-dire des espaces inter-agrégats (fig.23b). Finalement, ces observations confirment bien que, pour les smectites, le gonflement interfoliaire a une ampleur importante.



(a) avant gonflement

(b) après gonflement

**Fig. 23 : observation au MEB d'une texture argileuse
(Troalen et Al, 1984)**

Les exemples précédents montrent que les techniques d'analyse, MEB. Et porosimétrie, permettent de donner une explication des mécanismes du gonflement de divers matériaux argileux. Le rôle essentiel joué par les micro textures lors du gonflement est bien mise en évidence et il est possible d'obtenir une meilleure interprétation des différents résultats obtenus lors d'essais de gonflement. L'évolution de texture est d'autant plus nette et significative que le matériau est plus fin et plus riche en minéraux argileux.

III- Méthodes utilisées pour la détermination du potentiel retrait gonflement

L'objectif de cette partie est la caractérisation des sols gonflants. Nous citons d'abord les différentes méthodes expérimentales qui permettent de mesurer les propriétés de gonflement (taux de gonflement ou pression de gonflement) et les facteurs qui peuvent influencer ces paramètres. Nous présenterons par suite quelques modèles empiriques qui prédisent le gonflement.

III- a. Méthodes classiques de mesure du gonflement (Méthodes directes)

Le phénomène de gonflement se développe à l'échelle microscopique, au niveau des particules. Cependant, c'est une approche macroscopique qui est le plus souvent adoptée pour caractériser les matériaux gonflants et quantifier le processus de gonflement en fournissant des paramètres macroscopiques directement applicables au dimensionnement des ouvrages de génie civil.

Dans la pratique, trois grandeurs sont utilisées pour caractériser l'aptitude d'un sol au gonflement :

- *le potentiel (ou taux) de gonflement* ε_g , correspond à la variation relative de volume ($\Delta v/v_0$ en %) d'un échantillon soumis à une surcharge nulle ou très faible (généralement le poids du piston dans un oedomètre) lorsqu'on le met en contact avec de l'eau à pression atmosphérique ;

- *la pression de gonflement* σ_g , qui peut être définie comme étant la pression générée lors de l'hydratation d'un échantillon en condition confinée (essai à volume constant, $\Delta v = 0$) ; elle peut être également définie par la pression qu'il faut appliquer pour ramener un échantillon à son volume initial avant l'adsorption d'eau (essai à gonflement libre) ; ces définitions de la pression de gonflement sont les plus utilisées mais elles ne sont pas les seules ;

- *l'indice de gonflement* C_g , qui 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, il est souvent comparé à l'indice de compression C_c .

Il n'y a pas de proportionnalité entre la pression de gonflement et le potentiel de gonflement. Ainsi, certains matériaux possèdent une pression de gonflement très élevée mais un potentiel de gonflement très faible, pour d'autres matériaux c'est l'inverse. Il faut donc connaître ces deux paramètres pour caractériser le gonflement.

La plupart des méthodes de détermination des paramètres caractéristiques de gonflement se font en laboratoire bien que certains auteurs (Mariotti, 1976 ; Ofer et Blight, 1985 ; Magnan, 1993) aient réalisé des essais in situ. Ces derniers sont coûteux et souvent très longs. C'est pour cela qu'on préfère réaliser des essais sur des échantillons de sols intacts ou remaniés à l'aide des appareils classiques de laboratoire. Par ailleurs, il existe de nombreuses méthodes de caractérisation de gonflement au laboratoire, reflétant la complexité du phénomène et la diversité des situations rencontrées. Les méthodes fréquemment utilisées sont (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 recompressés. Le choix de la méthode pour mesurer le gonflement dépend du problème posé et du but recherché. Chaque méthode d'essai tente de simuler le plus fidèlement possible les conditions aux limites sur le terrain, en fonction du type de comportement de l'ouvrage. La mesure peut se faire soit dans les cellules œdométriques soit dans les cellules triaxiales. L'oedomètre étant le matériel le

plus couramment utilisé par de nombreux chercheurs (Holz & Gibbs, 1956 ; Jennings & Knight, 1957 ; Lambe & Whitman, 1959, Guiras-Skandaji, 1996,...). Cependant, la préparation des éprouvettes pour des essais oedométriques est délicate. La mesure des paramètres de gonflement est très influencée par le jeu radial de l'échantillon dans l'appareil. Par ailleurs, le frottement sur les parois de l'oedomètre, en gonflement libre, augmente la pression de gonflement mesurée et diminue le potentiel de gonflement (Tabani, 1999). Les parois peuvent alors être lubrifiées afin de diminuer ce frottement (Tisot & Aboushook, 1983). En revanche, l'appareil triaxial présente plus d'avantage dans la mesure où les pressions latérales sont contrôlées et les chemins de contrainte subis par l'échantillon sont connus. Il permet aussi de s'affranchir partiellement des défauts géométriques des éprouvettes (Tisot & Aboushook, 1983, Abduljawad & Al-Sulaimani, 1993). Nous présentons dans la suite les principales méthodes utilisées.

III-a-1. Méthode de gonflement libre

Dans l'essai de gonflement libre, l'échantillon, soumis à une faible pression correspondant au poids du piston et de la pierre poreuse, est laissé 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 sous chaque palier. La pression de gonflement correspond à la charge est nécessaire d'appliquer pour ramener le volume de l'échantillon à sa valeur initiale. Cette méthode peut se faire dans un oedomètre ou un appareil triaxial (fig. 24).

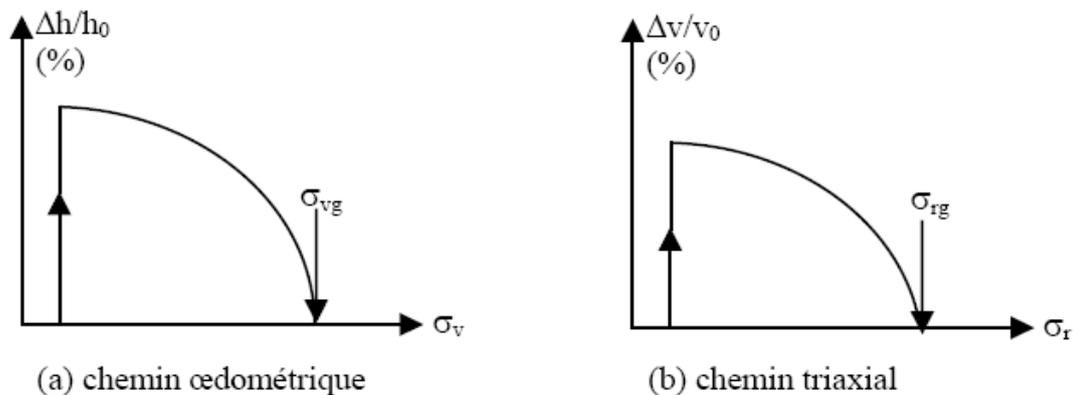


Figure 24 : Méthode de gonflement libre à l'appareil oedométrique et triaxial

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 (fig. 24). 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). Ce comportement a déjà été constaté également par Tisot (1984).

L'avantage de cette méthode est qu'elle nécessite une seule éprouvette et permet d'obtenir, outre la pression de gonflement et le gonflement libre, la courbe de compressibilité du sol saturé (après gonflement). Cependant, l'inconvénient est qu'elle n'est pas représentative du chemin de contrainte suivi par le sol lorsqu'il subit un gonflement sous confinement (Brackley, 1975 ; Justo et al, 1984 et El Sayed & Rabbaa, 1986).

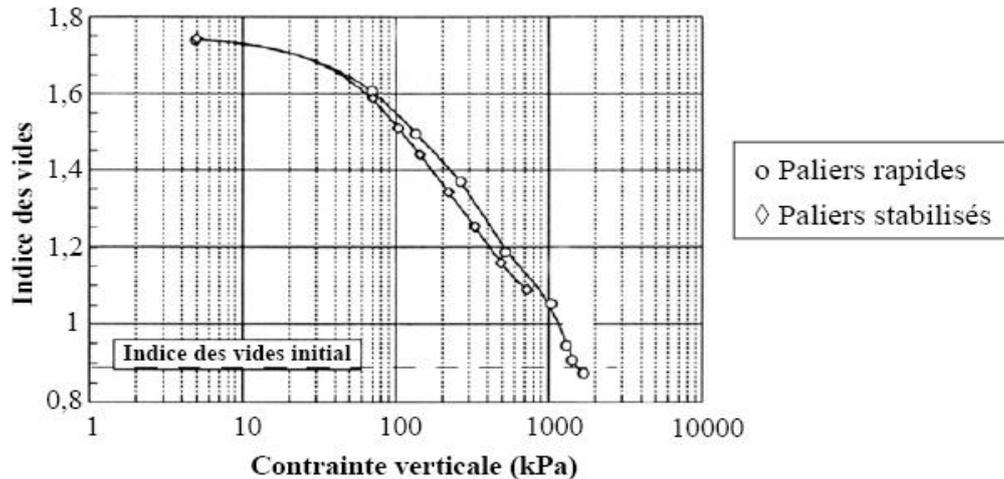


Fig. 25 : Gonflement libre puis rechargement avant et après la consolidation primaire (Guiras-Skandaji, 1996)

III-a-2. Méthode de gonflement sous charges constantes

Pour éviter l'inconvénient de la stabilisation de chaque palier de la méthode précédente, on peut utiliser une méthode dite «méthode de gonflement sous charges constantes» ou «méthode de gonflement en parallèle». Elle nécessite plusieurs échantillons identiques : chaque échantillon est soumis à une humidification sous charge constante (pression verticale à l'oedomètre) ; selon la valeur de la charge, il se produit un gonflement ou un effondrement du sol. En traçant la courbe des déformations volumiques en fonction des contraintes appliquées ($\text{Log } \sigma$) lors de l'humidification, on peut déterminer la contrainte correspondant à une déformation nulle, qui est la pression de gonflement (fig. 25). Selon Gilchrist (1963), Noble (1966), Sridharan et al, (1986), Guiras-Skandaji (1996), Bigot et al, (1998) et Yahia-Aïssa (1999), cette courbe est une droite, tandis que Chu & Mou (1973) trouvent une courbe exponentielle et Philipponnat (1991), une droite ou une hyperbole. Le potentiel de gonflement dans cette méthode est variable, il correspond à la variation de hauteur sous une pression donnée.

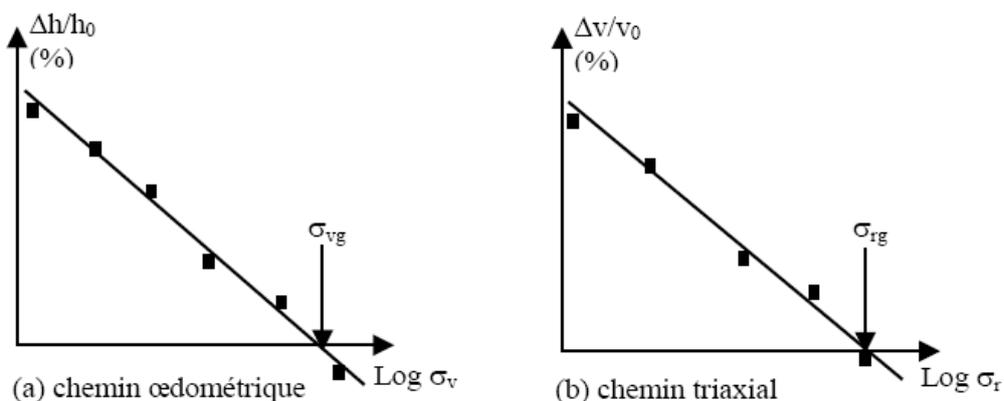


Fig. 26 : Méthode de gonflement sous différentes charges à l'appareil oedométrique et triaxial

Guiras-Skandaji (1996) a montré que le remouillage de l'échantillon au moment de chargement ou après préconsolidation sous charge constante influe sur les déformations finales et la pression de gonflement (fig. 27). Le comportement lors du remouillage après préconsolidation engendre des déformations plus importantes et par conséquent une pression de gonflement plus importante. Ainsi pour les faibles charges, l'ordre de mouillage de

l'échantillon n'a pas une grande influence sur les déformations finales alors que pour des fortes charges l'écart peut être important.

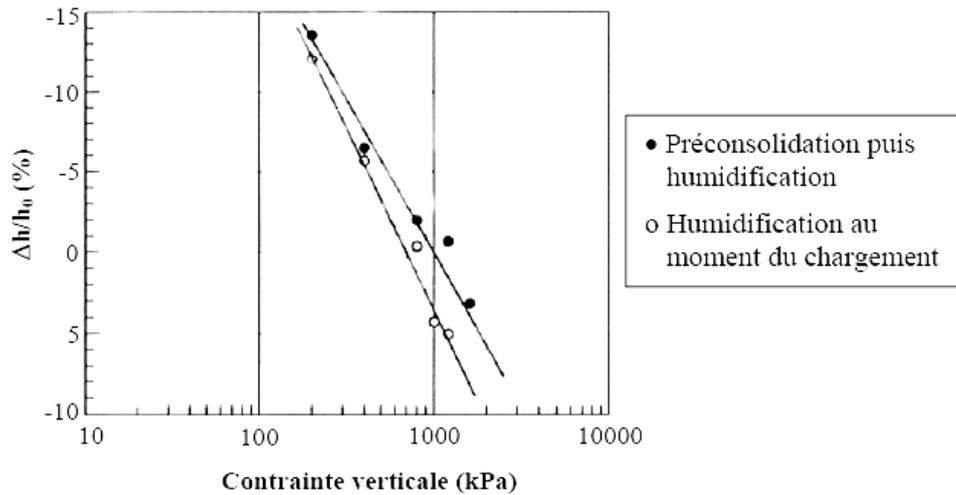


Fig. 27 : Déformations axiales en fonction de la charge verticale pour deux chemins d'humidifications (Guiras-Skandaji, 1996)

L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de s'approcher le plus des conditions in situ (Sridharan et al, 1986 ; El Sayed & Rabbaa, 1986 ; Edil et Alanazy, 1992). En effet, le gonflement vertical in situ se fait généralement sous charge verticale constante. En revanche, l'inconvénient est qu'elle nécessite au minimum trois échantillons identiques, qui dans certains cas, sont difficiles à préparer si l'on veut travailler sur des échantillons intacts. C'est pour cela qu'elle est plutôt utilisée pour des matériaux remaniés.

III-a-3. Méthode de gonflement à volume constant

Le principe de cette méthode est d'humidifier une éprouvette tout en maintenant son volume constant. L'essai est poursuivi jusqu'à ce que l'échantillon ne présente plus de tendance au gonflement. La pression nécessaire pour maintenir le volume constant est la pression de gonflement. A l'oedomètre ceci consiste à bloquer le piston sur un bâti de presse afin d'empêcher la déformation de hauteur et à mesurer l'évolution de la contrainte de gonflement verticale σ_{vg} (fig. 28a) à l'aide d'un capteur de force intercalé entre la cellule et le bâti de presse. Pour l'appareil triaxial, la contrainte de gonflement latérale σ_{rg} (fig. 28b) est aussi mesurée à l'aide d'un contrôleur pression-volume.

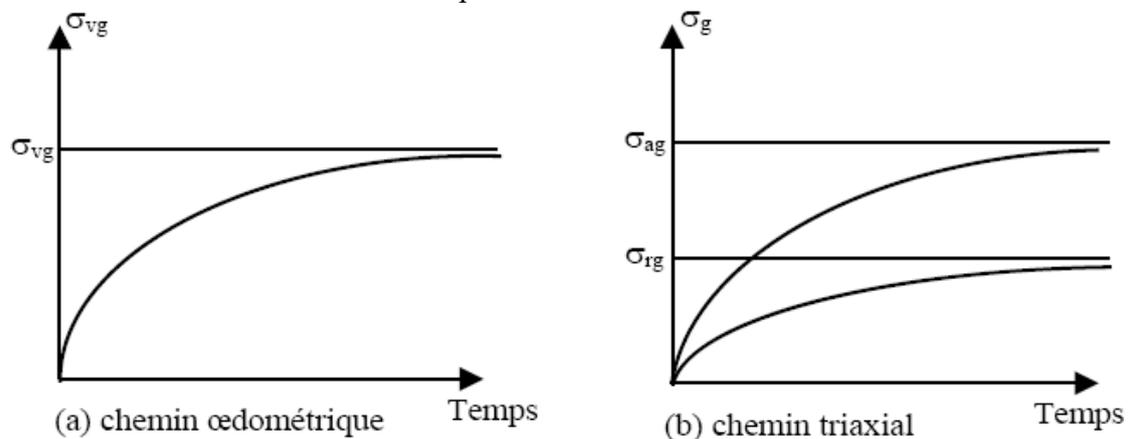


Fig. 28 : Méthode de gonflement à volume constant

Le mécanisme de gonflement à volume constant modifie et réorganise la structure interne de minéraux argileux, l'éprouvette conserve son énergie potentielle et l'eau trouve accès aux micro-vides internes.

D'un point de vue pratique, deux méthodes expérimentales existent :

- déformations totalement empêchées : l'essai consiste à bloquer totalement le piston durant la saturation contre un capteur de force qui permet de lire directement la pression de gonflement développée par l'échantillon pour un volume rigoureusement constant ;
- chargement suite à une faible déformation selon la norme ASTM D 4546-90 : une contrainte initiale égale à la contrainte estimée in situ ou à la pression de gonflement est appliquée ; la lecture initiale est effectuée après 5 minutes puis l'éprouvette est humidifiée ; la tendance de l'échantillon à gonfler est neutralisée par l'application d'une charge croissante dès que le déplacement du comparateur atteint 1/100 mm ; la valeur de la charge lorsque l'échantillon est stabilisé est la pression de gonflement.

Yahia-Aïssa (1999), a montré que la pression de gonflement induite lors de l'hydratation à gonflement empêché dépend fortement de l'état de contrainte initial avant hydratation (fig. 29). En effet, les hydratations à volume constants sous des contraintes verticales initiales de 15, 40 et 50 MPa ont donné respectivement des contraintes verticales de gonflement de 33 ; 50,7 et 60 MPa. De plus, les résultats obtenus montrent que le gradient de pression généré après hydratation diminue avec l'augmentation de la contrainte initiale appliquée.

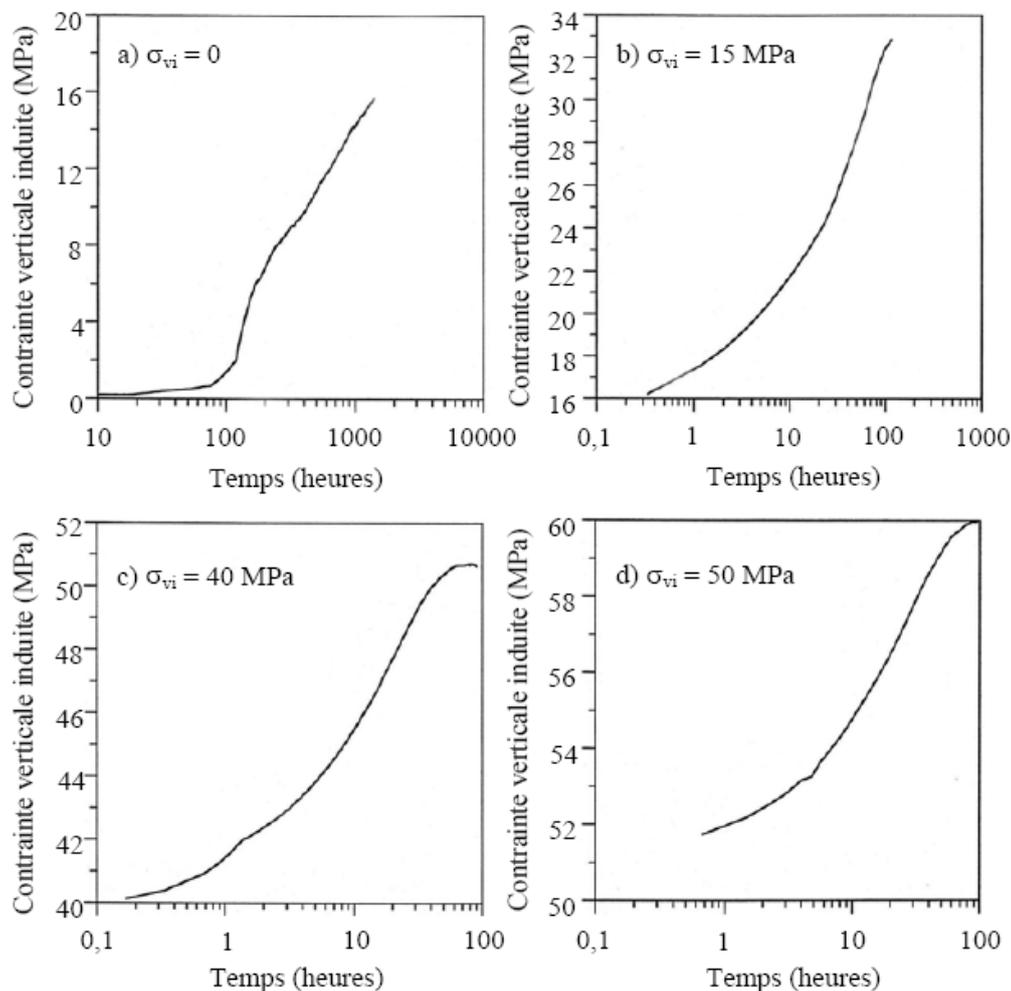


Fig. 29 : Hydratation d'échantillons de FoCa compactés, à gonflement empêché à différentes contraintes verticales initiales (Yahia-Aïssa, 1999)

En utilisant cette méthode, certains auteurs (Brackley, 1973 ; Push, 1982 ; Alonso et al, 1999 ; Cuisinier, 2002) observent que la pression de gonflement passe par un maximum avant de décroître au cours de l'hydratation. Ces auteurs expliquent ce phénomène par une plastification de l'éprouvette au cours de l'hydratation. En même temps que la succion diminue et que la pression de gonflement augmente, la résistance entre les agrégats du sol diminue. A partir d'un certain seuil, les particules s'effondrent, provoquant la baisse de la pression de gonflement.

Autres méthodes

Il existe une multitude de méthodes pour mesurer les deux paramètres caractérisant le gonflement. Ofer et al, (1983) indiquent qu'il y a plus de 20 méthodes qui permettent de déterminer le taux de gonflement. La plupart d'entre elles sont basées sur les méthodes déjà citées pour définir leur protocole d'essai. Parmi ces méthodes on peut citer : la méthode de gonflement à l'oedomètre double (Jennings et Knight, 1957), la méthode de Sullivan et McClelland (1969), la méthode d'Huder et Amberg (1970), la méthode de Porter et Nelson (1980), les méthodes de Sridharan et al., (1986), la méthode d'Erol et al., (1987), les méthodes d'Edil et Alanazy (1992), la méthode chinoise (Shuai, 1996) et la méthode de Windal (2001).

IV- Comparaisons des différentes méthodes

Les chemins suivis et les valeurs obtenues dans les méthodes citées ci-dessus sont très différents (Brackley, 1975 ; Justo et al, 1984 et Ali & Elturabi, 1984). Selon les comparaisons réalisées par Gilchrist (1963), Brackley (1975), Sridharan et al, (1986), Abduljauwad & Al-Sulaimani (1993) et Guiras-Skandaji (1996), la méthode de gonflement libre donne toujours des valeurs de la pression de gonflement plus élevées que les autres, pouvant aller jusqu'au double de celles des autres méthodes. La méthode de gonflement sous charges constantes donne des valeurs plus faibles et la méthode à volume constant donne des valeurs moyennes qui se situent entre les deux.

La méthode de gonflement libre est très lente (plusieurs semaines). La mesure du gonflement à volume constant est délicate à mettre en oeuvre et demande un appareillage particulier permettant un contrôle précis de la déformation de l'échantillon (déformation presque nulle). Mais, elle semble être la plus avantageuse car l'essai peut se faire sur un seul échantillon et elle est rapide (quelques jours). Cependant, la méthode de gonflement sous charges constantes, bien qu'elle nécessite plusieurs échantillons identiques qui sont difficiles à réaliser, est plus rapide, car elle ne nécessite aucune augmentation de la charge exercée sur les échantillons et permet de définir la pression de gonflement après avoir obtenu l'équilibre sur chacun d'entre eux.

En comparant les déformations de gonflement mesurées in situ et celles déterminées avec les différentes procédures expérimentales, il semble que les valeurs de la pression de gonflement estimées à volume constant soient les plus proches de celles effectivement constatées sur le terrain (Erol et al, 1987) et soient donc les plus pertinentes. Khaddaj (1992) est arrivé aux mêmes conclusions et a préconisé l'utilisation systématique de la méthode à volume constant, d'une part, pour éviter les hétérogénéités inhérentes à l'utilisation de différents échantillons (essais de gonflement sous charges constantes) et, d'autre part, pour limiter les problèmes de mesure, dus notamment aux frottements parasites survenant à l'intérieur des oedomètres lors d'essais à gonflement libre.

V- Méthodes indirectes

Les méthodes indirectes consistent à établir une corrélation entre le taux de gonflement ou la pression de gonflement et quelques paramètres géotechniques faciles à

obtenir au laboratoire. Ainsi, après avoir déterminé les paramètres géotechniques du sol, l'emploi de formules empiriques permet de connaître rapidement le potentiel de gonflement de ce sol, c'est-à-dire d'estimer ou de quantifier le gonflement et (ou) la pression de gonflement qui peuvent se développer en cas de variations des conditions hydriques et (ou) mécaniques et de juger ainsi si le phénomène est à prendre en compte ou non. Quelques approches empiriques sont présentées ci-dessous.

V-1. Formules empiriques :

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 initiale w_i , densité sèche initiale γ_{do} , limite de liquidité w_L , indice de plasticité I_p , limite de retrait w_s , pourcentage des particules d'argiles,...) qui semblent être les facteurs les plus influents sur le gonflement des argiles.

V-1.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 feuilletts 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. 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". Plus le sol possède de minéraux actifs, 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 épuisée, 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 $2 \mu\text{m}$), 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 rapidement 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 30).

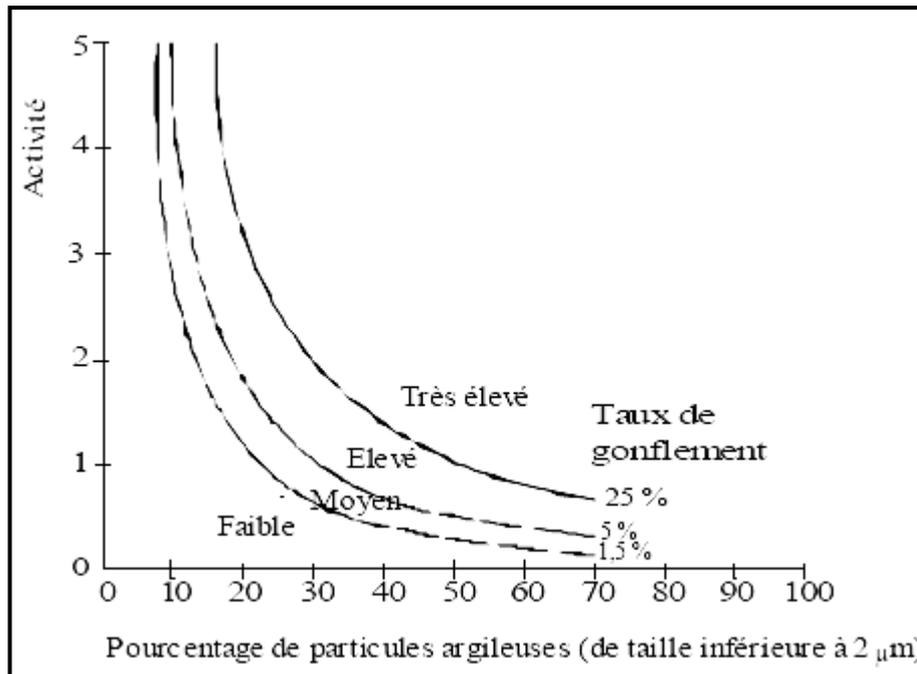


Fig. 30 : Diagramme de classification du potentiel de gonflement (Seed et al. 1962)

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 :

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

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 05 donne la relation entre le taux de gonflement et l'indice de plasticité.

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

Tab. 05 : Relation entre le gonflement libre et l'indice de plasticité (Seed et al. 1962)

Komornik et David (1969) ont travaillé plus particulièrement sur des sols non remaniés, 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 :

$$\varepsilon_g = 6,7 + 2,4 I_p \quad \text{pour les marnes}$$

$$\varepsilon_g = 0,9 + 2,1 I_p \quad \text{pour les argiles}$$

La fourchette d'erreur obtenue était d'environ 25 %.

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 $I_p=0,73(Wl-20)$, sépare les sols gonflants (au-dessus) des sols non gonflants (en dessous de la ligne A) comme indiqué sur la figure 31. 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.

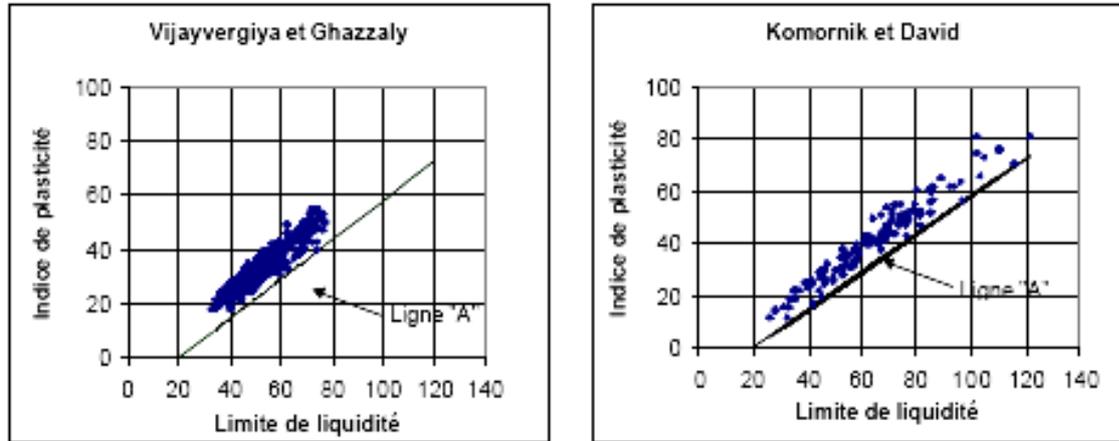


Fig. 31 : Caractérisation des sols gonflants

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 :

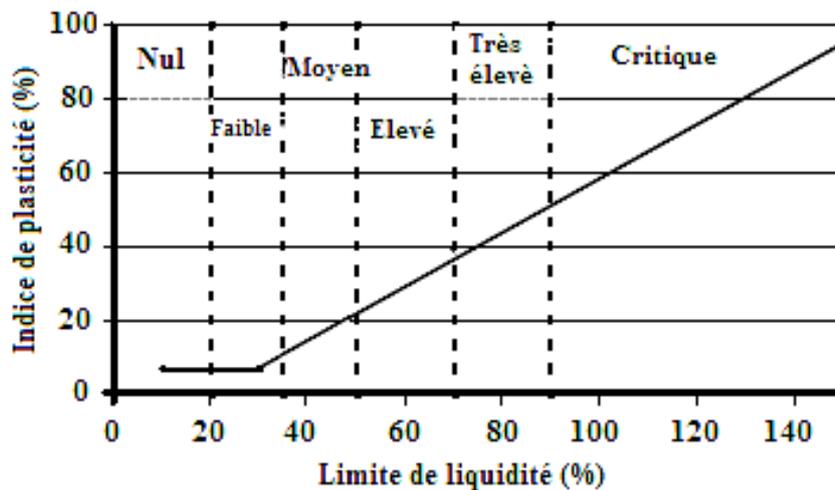


Fig. 32 : diagramme de plasticité proposé par Dakshanamurthy et Raman (1973)

Limite de liquidité (Wl %)	Classification
0-20	Non gonflant
20-35	Gonflement faible
35-50	Gonflement moyen
50-70	Gonflement élevé
70-90	Gonflement très élevé
>90	Gonflement critique

Tab. 06 : Classification proposée par Dakshanamurthy et Raman (1973)

Taux de gonflement	S (%)
Faible	0-1.5
Moyen	1.5-5
Elevé	5-25

Tab. 07 : Potentiel de gonflement d'après Seed, Woodward et Lungreen (1962)

WI (%)	Ip (%)	Classification
20-49	15-24	Faible à Moyen
50-70	24-46	Elevé
>70	>46	Très élevé

Tab. 08 : Classification du potentiel de gonflement à partir de WI et Ip (Snethen et al. (1977))

IP	Potentiel de gonflement
>35	Très élevé
22-48	Elevé
22-32	Moyen
<18	Faible

Tab. 09 : Potentiel de gonflement d'après Snethen (1980)

V-1-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 10).

WR (%)	Potentiel de gonflement
< 10	Fort
10 - 12	Critique
> 12	faible

Tab. 10. Potentiel de gonflement d'après Altemeyer (1955)

- **Ranganatham et Satyanarayana** (1965) ont déterminé une relation entre l'indice de retrait I_s et le gonflement libre ε_g pour des sols naturels 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 11).

Is	Potentiel de gonflement
0-20	Faible
20-30	Moyen
30-60	Fort
>60	Très Fort

Tab. 11 : Relation entre potentiel de gonflement et indice de retrait (Ranganatham et Satyanarayana, 1965)

D'autres classifications basées sur deux paramètres où P présente le pourcentage des particules fines sont celle établie par l'établissement de recherche en bâtiment (Grande Bretagne, 1980) donnée par le tableau 12, celle établie par Ghen (1988) ainsi de Holtz et Gibbs (1965) données respectivement par les tableaux 13, 14 .

Ip (%)	P<2 μ m	Potentiel de gonflement
>35	>95	Très élevé
22-48	60-95	Elevé
22-32	30-60	Moyen
<18	<30	Faible

Tab. 12 : Potentiel de gonflement d'après l'établissement de recherche en bâtiment (1980).

P<74 μ m	WL (%)	Pression de gonflement (6ans)	Potentiel de gonflement
>95	>60	10	Très élevé
60-95	40-60	2.5-5	Elevé
30-60	30-40	1.5-2.5	Moyen
<30	<30	<0.5	Faible

Tab. 13 : Potentiel de gonflement d'après Ghen (1988).

P<2 μ m	Ip (%)	Wr (%)	Pourcentage de retrait	Potentiel de retrait
>28	>35	<10	>30	Très élevé
20-30	20-40	7-10	20-30	Elevé
13-23	15-30	10-15	10-30	Moyen
<15	<18	>15	<10	Faible

Tab. 14 : Potentiel de gonflement d'après Holtz et Gibbs (1956).

Potentiel de gonflement	Ip (%)	Wr (%)	Wl (%)
Faible	<18	>15	20-35
Moyen	15-25	10-15	35-50
Fort	25-41	7-12	50-70
Très fort	>35	<11	>70

Tab. 15 : Potentiel de gonflement d'après Holtz, Dakshanamurthy et Raman (1973).

V-1-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 : la teneur en eau W et 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.

- **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 γ_d (en kg/m^3), pour une limite de liquidité W_L (en %) donnée :

$$\begin{cases} \lg \varepsilon_g = 0,033W_L - 0,083W + 0,458 \\ \lg \sigma_g = 0,033W_L - 0,083W - 1,967 \end{cases} \text{ et } \begin{cases} \lg \varepsilon_g = 0,033W_L + 0,0032 \lg \gamma_d - 6,692 \\ \lg \sigma_g = 0,033W_L + 0,0032 \lg \gamma_d - 5,154 \end{cases}$$

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

$$\lg \sigma_g = 0,0208W_L + 0,000665 \gamma_d - 0,0269W + 0,132$$

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

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

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.

Finalement on constate 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 alors que d'autres auteurs, comme Komornik (1969) ou Vijayvergiya (1973), affirment 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.

VI. Conclusion

Cette partie a été consacrée à la description des argiles (sols gonflants), nous avons utilisé pour cela différentes échelles d'étude. Une analyse macroscopique et microscopique des argiles a permis de mettre en évidence plusieurs formes de gonflement. Lorsque le matériau est saturé, on se rend compte qu'il y a une interaction notable entre la particule argileuse, et les cations de l'eau interstitielle. Cette affinité induit un gonflement d'autant plus important que le sol contient des particules fines comme les smectites.

Les observations au microscope électronique à balayage permettant d'analyser l'évolution de la texture au cours du gonflement montrent que, pour la kaolinite, le gonflement est uniquement de type inter-agrégats, au niveau des pores interstitiels alors que pour les smectites, le gonflement est de type intra-agrégats, c'est-à-dire entre les feuillets.

Cette revue bibliographique montre que le gonflement des argiles est un phénomène notable dans beaucoup de sols comme *les marnes*, *les molasses* ou les *schistes argileux* contenant en particulier des *smectites et de l'illite*. Dans le cas des terrains rocheux, on rencontre le plus souvent les argiles gonflantes sous forme de *veines*, ou de matériaux de *remplissage* des failles, parfois des joints.

Outre le gonflement des sols argileux, il faut de plus insister sur le gonflement de l'anhydrite, matériau aussi rencontré lors d'excavation de tunnels et dont le potentiel de gonflement peut être aussi important que pour les terrains argileux.

Compte tenu de l'importance de ce phénomène, il est nécessaire de pouvoir quantifier ce gonflement, si possible à partir d'essais d'identification ou d'essais en laboratoire ou in-situ.

Différents essais de gonflement existent et conduisent à la détermination de paramètres caractéristiques du gonflement provoqué par imbibition (taux de gonflement et/ou pression de gonflement) dont nous avons cité quelques-uns.

La mesure de la pression de gonflement ou du taux de gonflement au laboratoire dépend du type de matériel et de la méthode utilisée, de l'état initial de l'échantillon et du chemin de contrainte suivi. L'influence de chacun de ces facteurs sur les paramètres du gonflement a été analysée dans ce chapitre.

Cette étude nous montre que la pression de gonflement n'est pas un caractère intrinsèque du sol mais dépend de son état en place.

Enfin, l'exposé des modèles empiriques montre le grand nombre de lois mises au point pour estimer le gonflement des sols de façon indirecte, c'est-à-dire sans faire d'essai de gonflement. Les relations sont en général déterminées à partir d'échantillons remaniés dont le comportement n'est pas identique à celui du matériau dans son état naturel.

Les modèles empiriques de gonflement sont très utiles en tant qu'indicateurs du potentiel de gonflement des sols, et sont significatifs lors d'études statistiques sur des sols différents, mais en aucun cas ne peuvent remplacer les essais directs de gonflement lors de l'étude pratique d'un sol donné.

I- Introduction :

Pour la détermination des propriétés géotechniques des sols relatives au retrait-gonflement de la zone étudiée, il est possible d'identifier les sols gonflants en déterminant un certain nombre de paramètres géotechniques simples qui sont en relation avec le caractère expansif des sols et qui sont déterminés, pour la plupart, lors de la phase de reconnaissance préliminaire. Ainsi, on peut soupçonner le caractère expansif d'un sol à travers des essais particulièrement intéressants. On cite en particulier les essais d'identification (les limites d'Atterberg, l'analyse granulométrique, la valeur au bleu de méthylène et par sédimentométrie) et les essais mécaniques (essai de gonflement à l'oedomètre et l'essai de compressibilité œdométrique)¹

A ce stade de reconnaissances, on peut utiliser les classifications disponibles dans la littérature pour identifier qualitativement les sols étudiés. Dans ce chapitre nous présenterons l'application des différentes méthodes indirectes sur la région étudiée on se basant sur les données disponibles.

II. Présentation des données disponible dans la région étudiée :

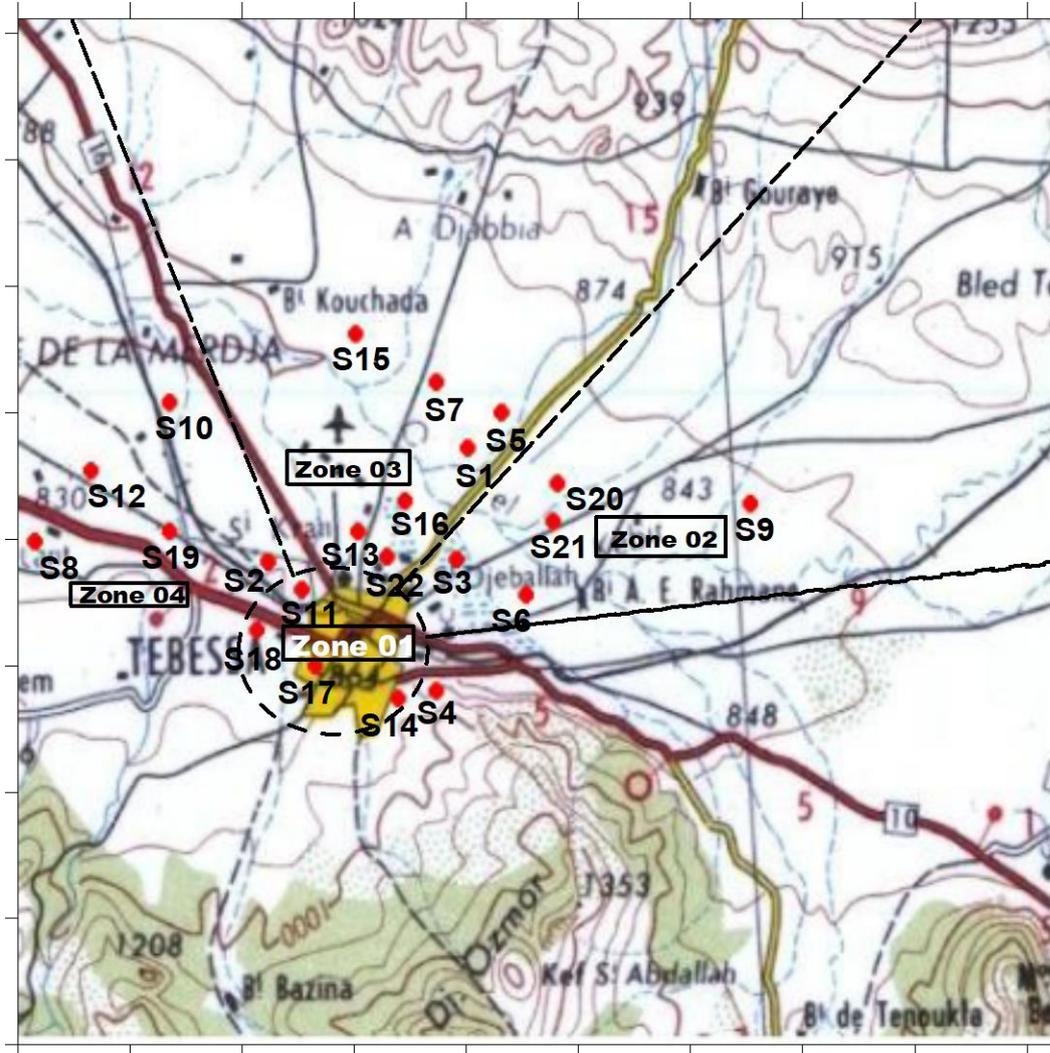
Au total 77 sondages, d'une profondeur variant de 2 à 6 m, les données nécessaires ont été triées et sélectionnées de façon à faciliter leur exploitation. Ils sont répartis sur une surface d'environ 100km² (Fig.33). Les résultats des essais sont récapitulés dans le Tableau

Seulement les échantillons provenant de 22 sondage nous ont servi dans l'application des différentes méthodes de calcul empirique, ces sondages sont repartie de la façon suivante (fig.33):

- 05 sondages réalisés sur la zone 01 « Centre Ville »;
- 05 sondages réalisés sur la zone 02 « Route El-kouif »;
- 07 sondages réalisés sur la zone 03 « Merdja »;
- 05 sondages réalisés sur le secteur 04 « Route Constantine ».

¹ Voir annexe B.

II-1. Implantation des sondages :



Légende

- Limite des zones
 - Sondage
- Echelle: 0 2Km

Fig. 33 : Implantation des sondages dans la zone étudiée

III- Identification des sols étudiés :

Dans la pratique, trois grandeurs sont utilisées pour apprécier l'aptitude d'un sol au gonflement :

- le potentiel (ou taux) de gonflement ϵ_g ;
- la pression de gonflement σ_g ;
- l'indice de gonflement C_g .

Les deux premiers paramètres peuvent être aussi calculés, mais le troisième ne peut être obtenu que par les essais de caractérisation mécanique.

Ces derniers entrepris par le laboratoire L.T.P.Est, par l'effectuation d'essai de compressibilité à l'oedomètre où seul le paramètre C_g a été calculé sur la base duquel on discutera l'intensité du gonflement des sols de notre étude.

En dehors des sols normalement consolidés, la plupart des sols gonflants présentent deux caractéristiques : une forte surconsolidation (la pression de consolidation varie de 0,3 à 0,8 MPa) et un indice de gonflement élevé C_g : $0,04 < C_g < 0,25$ (Costet et Sanglerat 1983). Dès que l'indice de gonflement dépasse 0,07 on peut considérer que le soulèvement des fondations risque de poser de graves problèmes. On peut classer les sols suivant l'indice de gonflement comme le montre le tableau ci-dessous :

l'indice de gonflement C_g (%)	Gonflement
$4 < C_g < 25$	Sol Gonflant
$2 < C_g < 4$	Sol peu gonflant

Tab.16 : Relatif au gonflement des sols (Costet et Sanglerat 1983)

III-1. Granulométrie des sols étudiés :

La granulométrie est la description de la phase solide ou squelette du sol ; elle a pour but de déterminer le pourcentage de différentes fractions granulaires en fonction de leur dimension pour permettre une classification des sols et fournir un ordre de grandeur de certain de ces propriétés. La granulométrie est très simple à mettre en œuvre ; on utilise le tamisage pour la fraction $> 0,08\text{mm}$. Si plus que 50% du sol dont la fraction des dimensions des grains $> 0,08\text{mm}$ constitue les sols grossiers. Si plus de 50% du sol sont de fraction $< 0,08\text{mm}$, ils sont classés comme des sols fins et se classent selon leur comportement plastique.

Plusieurs classifications sont utilisées pour identifier le sol selon sa granulométrie. La classification RTR est adoptée dans cette étude. La démarche est schématisée sur le schéma suivant (tab. 17 :

TAB. 17 : CLASSIFICATION R.T.R DE SOLS

SOLS GRENUS

(plus de 50 % des éléments > 0,08 mm)

Définitions		Symboles	Conditions	Appellations
GRAVES	Plus de 50 % des éléments > 0,08 mm ont un diamètre > 2 mm	Moins de 5 % d'éléments < 0,08 mm	$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} > 4$ et $C_c = \frac{d_{30}^2}{d_{10} \times d_{60}} : 1 < C_c < 3$	grave propre bien graduée
		Plus de 12 % d'éléments < 0,08 mm	Une des conditions de Gb non satisfaite	grave propre mal graduée
	Plus de 50 % des éléments > 0,08 mm ont un diamètre < 2 mm	Moins de 5 % d'éléments < 0,08 mm	Limite d'Atterberg au-dessous de A	grave limoneuse
		Plus de 12 % d'éléments < 0,08 mm	Limite d'Atterberg au-dessus de A	grave argileuse
SABLES	Plus de 50 % des éléments > 0,08 mm ont un diamètre < 2 mm	Moins de 5 % d'éléments < 0,08 mm	$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} > 6$ et $C_c = \frac{d_{30}^2}{d_{10} \times d_{60}} : 1 < C_c < 3$	sable propre bien gradué
		Plus de 12 % d'éléments < 0,08 mm	Une des conditions de Sb non satisfaite	sable propre mal gradué
	Plus de 50 % des éléments > 0,08 mm ont un diamètre < 2 mm	Moins de 5 % d'éléments < 0,08 mm	Limite d'Atterberg au-dessous de A	sable limoneux
		Plus de 12 % d'éléments < 0,08 mm	Limite d'Atterberg au-dessus de A	sable argileux
Lorsque la proportion d'éléments inférieurs à 0,08 mm est comprise entre 5 et 12 %, on utilise un double symbole				

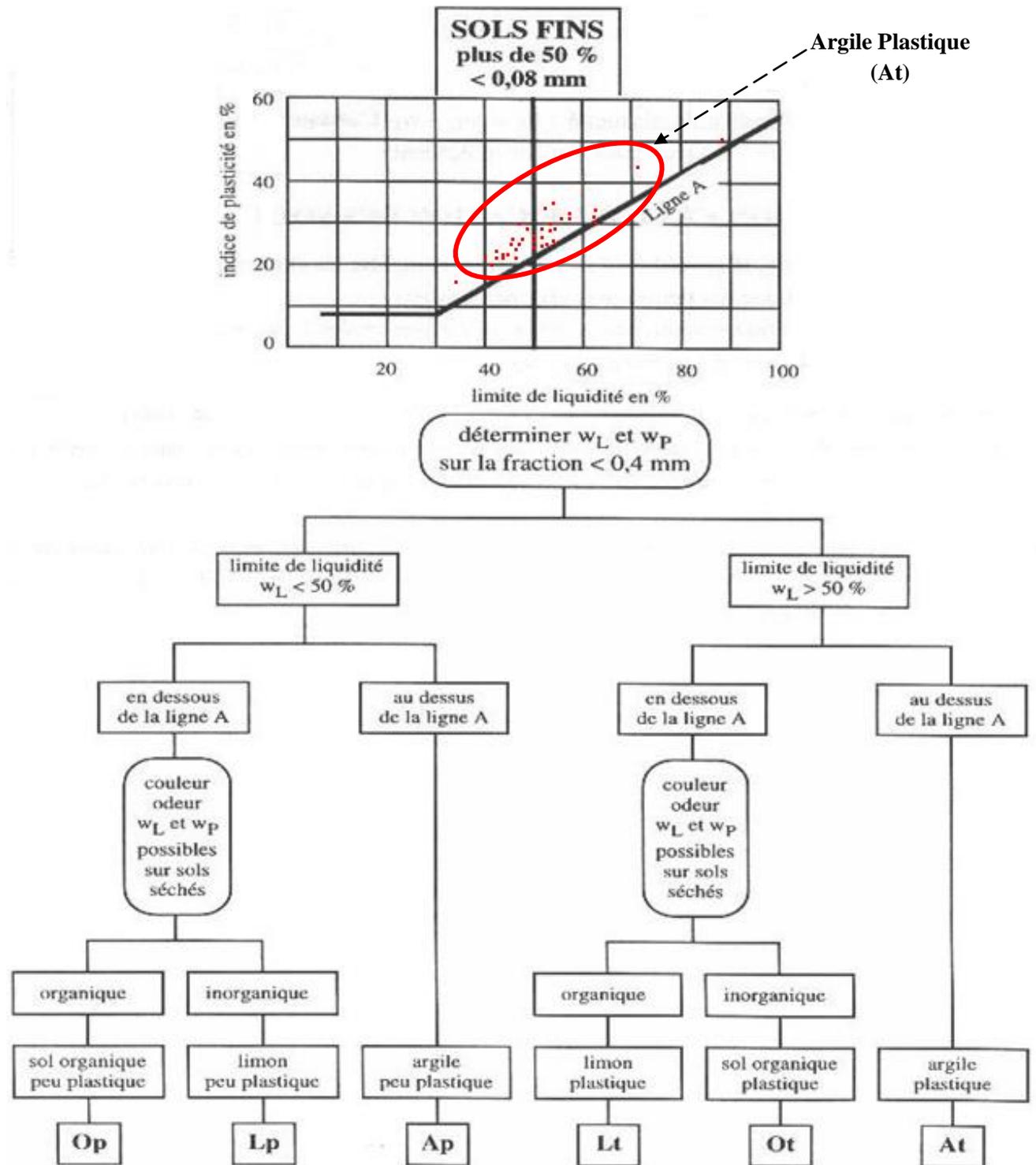


Fig. 34 : Classification R.T.R de sols fins

Les résultats des analyses granulométriques ont montré que 75.2 % des sols des terrains d'étude renferment des d'éléments de dimensions inférieurs à 80 μm (tableau18). Ces sols sont décrits visuellement comme des argiles marneuses, argiles limoneuses et des marnes.

III-2. Limites d'Atterberg

La limite de liquidité W_L et l'indice de plasticité I_p sont utilisés pour déterminer non seulement la nature plastique des sols donne également leur potentiel de gonflement une idée sur leurs potentiel de gonflement on utilisant l'abaque de Casagrande (Fig.35).

Les résultats des essais W_L et I_p sont présentés dans le (tableau 18).

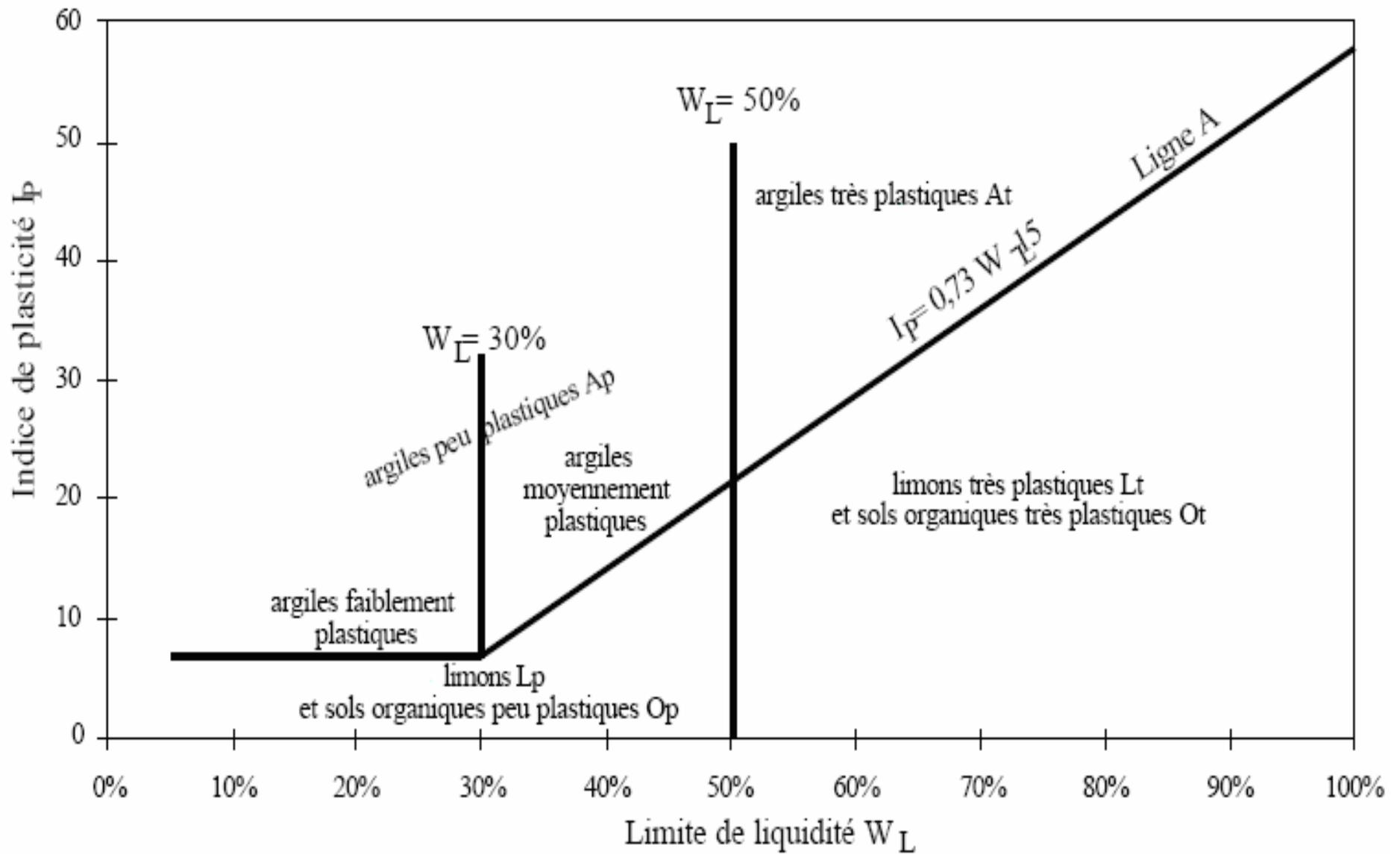


Fig. 35 : Diagramme de CASAGRANDE

Tab. 18 : RECOLTE DES DONNEES
Laboratoire LTPE

sondage N°	Prof (m)	Limites d'Atterberg		C _g	%< 0.08 mm	Lithologie
		W _L	I _p			
1	0 - 6	63	32	0.015	19.9	Marne compacte
1	1 - 1.5	34	16	-	35.5	Tuf sableux peu graveleux
1	1 - 2	41	20		53.6	Argile limoneuse
1	1 - 3.5	46	23	0.008	95	Argile marneuse
	3.5 - 4.3	40	21	0.0048	58	Argile à concrétion calcaire
1	0.5 - 4	44	21	0.006	87.4	Argile marneuse
2	1 - 2	46	24	-	88.8	Argile marneuse
3	0.8 - 1.8	53	28	-	59.66	Argile marneuse
1	2 - 2.7	32	13	-	53.2	Remblai
1	2 - 3.5	50	24	-	80.2	Marne
	3.5 - 5.2	51	27	0.007	65.4	Marne peu vaseuse
	5.2 - 6	47	24	0.009	93	Marne vaseuse
2	2 - 3	51	27	-	86.8	Marne
	3 - 5.6	50	26	-	69.2	Marne peu vaseuse
2	0.3 - 2	44	22	-	58.6	Terre végétale
	2 - 6	32	09	-	34.6	Tuf calcaire limoneux
1	0.5 - 3.1	39	18	-	83.2	Argile très peu graveleuse
	3.1 - 4	57	31	-	84.4	Argile très peu graveleuse
	4 - 6	32	15	-	78.2	Argile graveleuse
2	0.5 - 3	38	19	-	86.6	Argile très peu graveleuse
	3 - 4	39	17	-	93.6	Argile marneuse
	4 - 5.5	36	17	0.008	74.6	Argile brunâtre
1	0.8 - 1.9	42	21	-	82	Tuf argileux à limoneux
2	0.8 - 1.5	39	22	-	75.6	Tuf limoneux
	1.5 - 2	46	25	0.006	69.6	Tuf argileux
3	1 - 2.5	54	26	0.006	73.8	Tuf argileux
1	1 - 2.5	37	17	-	62.96	Argile limoneuse
	2.5 - 4	44	22	0.013	43.40	Argile limoneuse à marne
2	1.5 - 2.3	43	20	-	57.42	Argile limoneuse à marne
	2.3 - 5	34	17	-	65.93	Argile limoneuse à marne compacte
	5 - 6	33	15	0.010	57.30	Marne argileuse
1	0.5 - 4.5	29	13	-	21	Tuf calcaire peu graveleux
	4.5 - 6	28	17	-	20	Tuf calcaire peu graveleux
2	0.5 - 2	30	08	-	35	Tuf calcaire argileux
	2 - 6	-	-	-	19	Tuf calcaire très graveleux
1	0.3 - 4.5	28	14	-	27.4	Terre végétale
2	0.3 - 2	44	22	-	58.6	Terre végétale
	2 - 6	32	09	-	34.6	Tuf calcaire peu graveleux
3	1 - 3	30	10	-	15.4	Tuf calcaire sablo-graveleux
1	1 - 2	46	26	0.08	75	Argile marneuse
	2 - 2.4	37	21	-	74	Argile marneuse
	2.4 - 3.5	48	26	0.011	61.2	Tuf sableux peu graveleux
	3.5 - 4	40	21	-	51.5	Tuf sableux peu graveleux
1	0 - 6	33	17	-	86.4	Tuf argileux à galets
2	0 - 6	33	17	-	86	Tuf argileux à galets

3	0 - 5	43	22	-	87	Tuf argileux graveleux
1	0.5 - 2.2	56	31	-	68.4	Argile limoneuse
2	1 - 2	40	19	-	71.2	Argile limoneuse
3	1 - 2.5	54	26	-	73.8	Argile peu graveleuse
1	0.5 - 2.2	56	31	-	68.4	Argile peu graveleuse
2	1 - 2	40	19	-	71.9	Argile brunâtre
3	1 - 2.5	54	26	-	73.8	Argile graveleuse
1	1 - 2	46	26	0.008	75	Marne argileuse
	2 - 2.4	37	21	-	74	Limon marno-argileux
	2.4 - 3.5	48	26	0.011	61.2	Argile marneuse
	3.5 - 4	40	21	0.007	51.5	Argile limono-graveleuse
2	0.5 - 3	54	35	-	71.8	Marne argileuse
	3 - 4.5	49	29	-	78	Argile limoneuse
3	0.5 - 1.5	54	29	-	79.8	Argile marneuse
	1.5 - 2.5	52	33	-	73.5	Limon marno-argileux
	2.5 - 2.9	52	26	-	78.6	Marne argileuse
	2.9 - 5	53	30	-	75.2	Argile marneuse
4	0.5 - 2.8	42	22	-	79	Argile marneuse
5	0.5 - 1.9	49	26	-	87	Argile marneuse
	1.9 - 3	47	23	-	72	Argile peu graveleuse
6	0.5 - 1	47	23	-	73.2	Argile peu graveleuse
	1.6 - 3	49	24	-	92.6	Marne argileuse
7	0.5 - 2	43	22	-	77.8	Argile marneuse
	2 - 3	51	27	-	76.2	Argile peu graveleuse
	4 - 5.6	36	21	-	69.8	Argile marneuse
8	0.5 - 3	50	27	-	78.8	Argile peu graveleuse
SM1	1 - 2.2	52	27	-	44.3	Marne peu graveleuse
	2.2 - 3	60	26	-	85	Marne peu graveleuse
	3 - 5	52	24	0.053	99	Marne très peu graveleuse
SM2	0.7 - 1.8	53	28	0.037	74.4	Sable graveleux
	1.8 - 2.3	-	-	-	35.6	Sable limoneux argileux
SM3	0.7 - 2.	29	12	-	32.7	Argile limoneuse
	2 - 3	46	20	-	13	Argile limoneuse
	3 - 4	-	-	0.063	84.4	Argile limoneuse
	4 - 5	46	20	0.060	98.5	Argile graveleuse
SM4	1 - 2	-	-	-	7.5	Sable grossier
	2 - 5	-	-	-	3.6	Sable grossier
TB1	0.4 - 3	32	15	-	74.2	Marne argileuse
TB2	0.2 - 2.5	24	10	-	53.3	Limon argileux
TB3	0.4 - 2.5	45	16	-	90.4	Limon argileux
TB4	0.4 - 2	30	12	-	83.9	Marne argileuse
CB3	0.2 - 2	26	08	-	52.5	Sable fin argileux
CB4	0.4 - 3	28	09	-	84.7	Limon argileux
1		39	15	-	52.15	Argile limoneuse
1	1 - 2	52	28	-	97.8	Argile limoneuse
	2 - 4	-	-	-	14.5	Tuf calcaire
1	1.4 - 2.7	39	18	-	42.5	Remblai
	2.7 - 3	-	-	-	11.4	Limon argileux graveleux
1	0 - 1.9	33	15	-	28.56	Tuf graveleux à galet
2	0 - 1.9	37	17	-	93	Tuf argileux
1	0.4 - 2	47	25	0.006	72.87	Argile
	2 - 6	21	-	-	21.4	Tuf graveleux
1	0.5 - 2.2	56	31	-	68.4	Tuf limoneux à argile

	2.2 - 6	-	-	-	17.19	Tuf limoneux à argile
2	1 - 2	40	19	-	71.2	Argile
	2 - 6	-	-	-	15.33	Tuf sableux
3	1 - 2.5	54	26	-	73.8	Argile graveleuse
	2.5 - 6	-	-	-	13.3	Tuf sableux
1	1.8 - 2.9	47	27	-	77.6	Argile brunâtre
	2.9 - 4.5	58	32	-	79.8	Argile marneuse
	4.5 - 6	-	-	-	67	Marne argileuse
2	2 - 5	-	-	-	58.2	Argile marneuse
1	0.5 - 4.5	32	-	-	8.26	Tuf à galet
	4.5 - 6	-	-	-	25.5	Tuf sableux
1	1 - 2	52	28	-	97.8	Argile limoneuse
	2 - 4	-	-	-	14.5	Tuf calcaire
1	0.5 - 3.5	54	26	-	78.4	Argile brunâtre
	3.5 - 6	36	18	0.007	70.6	Argile marneuse
2	0.6 - 3.4	45	24	-	69.8	Argile brunâtre
	3.4 - 6	33	18	0.005	62.6	Argile marneuse
3	0.5 - 2.4	63	30	-	80.4	Argile brunâtre
	2.4 - 6	37	20	0.005	76	Argile marneuse
4	0.5 - 3.5	-	-	-	68.8	Argile brunâtre
	3.5 - 6	43	24	0.010	69	Argile marneuse
1	0.4 - 4	47	30	-	81.4	Argile brunâtre
	4 - 6	37	21	0.005	79.8	Argile marneuse
1	0 - 1	62	31	-	46.6	Marne à trace de gypse
1	0 - 1.3	31	15	-	72.42	Tuf calcaire
1	0.5 - 1	71	43	-	80	Marne argileuse
	1 - 1.5	36	-	-	87.42	Marne argileuse
	1.5 - 3	89	50	-	82	Marne argileuse
1	0.12-0.6	31	13	-	26.33	TVO graveleux
3	0.4-1.45	35	18	-	29.58	Marne graveleuse
1	1 - 2.5	40	17-	-	85	Argile limoneuse
	2.5 - 4	-	-	-	23	Tuf sableux graveleux
	4 - 4.4	52	29	-	78	Argile marneuse peu graveleuse
2	0.5 - 2	53	24	-	83	Argile marneuse
	2 - 2.5	56	28	-	49.5	Argile marneuse
	2.5 - 4	53	26	0.015	85	Tuf argileux

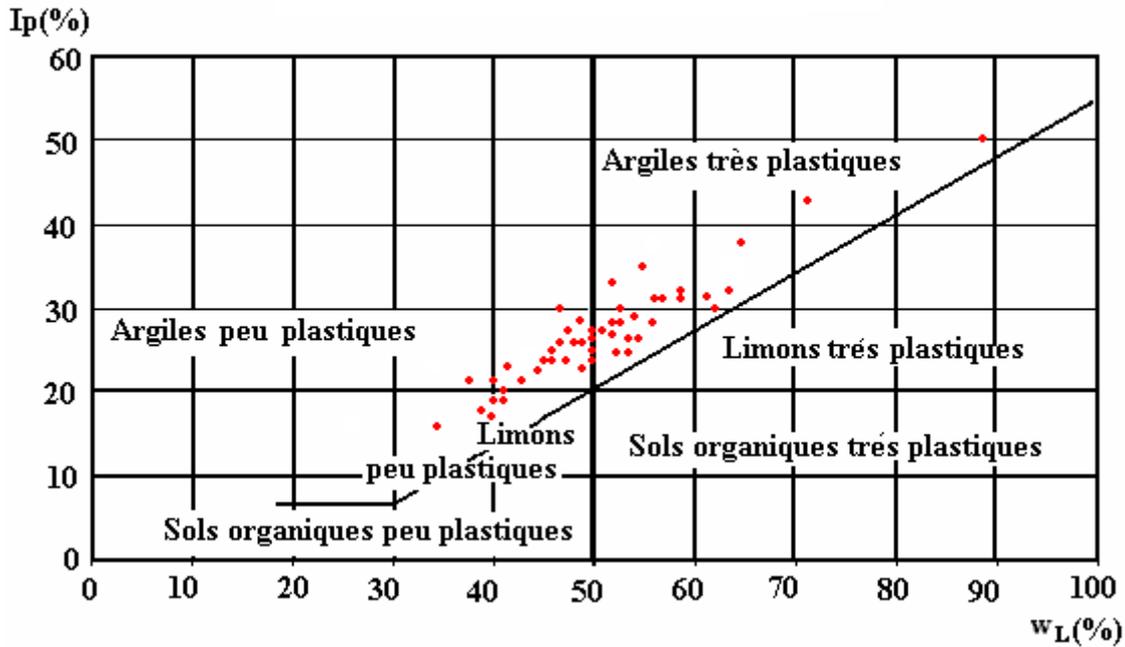
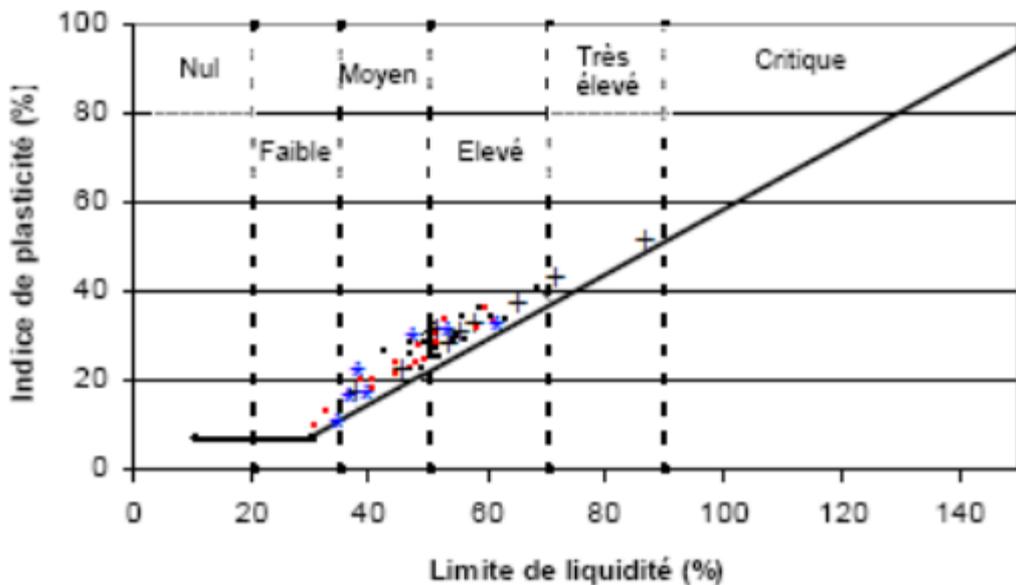


Fig. 36 Classification du sol à l'aide de l'abaque de Casagrande



■ Zone 01 + Zone 02 * Zone 03 ■ Zone 04

Fig. 37 : Classification de Dakshanamurphy et Raman (1973)

L'exploitation des résultats d'essais donne suivant l'abaque de Casagrande un nuage de point (fig.36 et 37) suit au report des valeurs de limite de liquidité w_L et l'indice de plasticité I_p , issues du (tableau 18). Cet abaque donne un sol nommé argile inorganique de plasticité moyenne à élevée (fig.37). La classification de Dakshanamurphy et Raman permet de classer ces mêmes sols comme des argiles de gonflement moyen à élevé. Deux sondages de la zone 01 renferment un sol de plasticité élevée et un gonflement très élevé, ce qui confirme la gravité du phénomène du gonflement au niveau de ces deux sondages.

III-3. Estimation du gonflement par les méthodes indirectes

Souvent, les campagnes de reconnaissance géotechnique ne prévoient pas la mesure des paramètres de gonflement. Ceci est totalement justifié par le coût qu'ils induisent et le temps que prennent de pareils essais. Pour un géotechnicien, systématiser ce genre d'essais est donc une aberration, d'autant plus qu'il est tout à fait possible d'apprécier et d'estimer les paramètres de gonflement d'un sol à partir d'autres paramètres géotechniques simples et rapides à mesurer et dont l'ingénieur doit disposer. Les valeurs des paramètres estimés indirectement conditionneraient la conduite des essais de la campagne de confirmation.

Les méthodes indirectes consistent à établir une corrélation entre le taux de gonflement ou la pression de gonflement et quelques paramètres géotechniques faciles à obtenir au laboratoire. Ainsi, après avoir déterminé les paramètres géotechniques du sol, l'emploi de formules empiriques permet de connaître rapidement le potentiel de gonflement de ce sol, c'est-à-dire d'estimer ou de quantifier le potentiel de gonflement et (ou) la pression de gonflement qui peuvent se développer en cas de variations des conditions hydriques et (ou) mécaniques et de juger ainsi si le phénomène est à prendre en compte ou non. Quelques approches empiriques sont présentées ci-dessous.

III-3.1. FORMULES EMPIRIQUES

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 initiale w_i , densité sèche initiale γ_{d0} , limite de liquidité w_L , indice de plasticité I_p , limite de retrait w_s , pourcentage des particules d'argiles $< 2\mu\text{m}$,...) qui semblent être les facteurs les plus influents sur le gonflement des argiles. Plusieurs relations empiriques ont été proposées.

A) **Méthode de 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 (**Ac**).

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 :

$$\varepsilon_g = 2,16 \cdot 10^{-3} (I_p)^{2,44}$$

Cette relation, 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 25) donne la relation entre le taux de gonflement et l'indice de plasticité.

I_p	ε_g	Potentiel de gonflement
0-10	0-1,5	Faible
10-20	1,5-5	Moyen
20-35	5-25	Elevé
>35	>25	Très élevé

Tab. 19 : Relation entre le gonflement libre et l'indice de plasticité (Seed et al, 1962)

Zone	sondage N°	Prof (m)	Limites d'Atterberg		Caractéristiques Oedométriques			taux de gonflement	potentiel de gonflement
			W _L	I _p	Pc Kg/cm	C _t	C _g	ε _g	
03	1	0 - 6	63	32	0.570	0.039	0.015	10,16	Elevé
04	2	1 - 3.5	46	23	1.700	0.033	0.008	4,54	Moyen
		3.5 - 4.3	40	21	1.900	0.026	0.0048	3,63	Moyen
02	3	0.5 - 4	44	21	1.200	0.048	0.006	3,63	Moyen
01	4	3.5 - 5.2	51	27	0.997	0.019	0.007	6,71	Elevé
		5.2 - 6	47	24	0.960	0.038	0.009	5,03	Elevé
03	5	4 - 5.5	36	17	1.200	0.028	0.008	2,17	Moyen
02	6	1.5 - 2	46	25	1.200	0.048	0.006	5,56	Elevé
03	7	1 - 2.5	54	26	1.20	0.048	0.006	6,12	Elevé
04	8	2.5 - 4	44	22	1.36	0.026	0.013	4,07	Moyen
02	9	5 - 6	33	15	1.29	0.021	0.010	1,59	Moyen
04	10	1 - 2	46	26	1.450	0.043	0.08	6,12	Elevé
		2.4 - 3.5	48	26	1.050	0.048	0.011	6,12	Elevé
01	11	1 - 2	46	26	1.450	0.043	0.008	6,12	Elevé
		2.4 - 3.5	48	26	1.050	0.048	0.011	6,12	Elevé
04	12	0.5 - 3	54	35	3.60	0.112	0.007	12,65	Elevé
03	13	3 - 5	52	24	1.03	0.199	0.053	5,03	Elevé
01	14	0.7 - 1.8	53	28	0.874	0.238	0.037	7,33	Elevé
03	15	3 - 4	-	-	1.01	0.190	0.063	-	-
		4 - 5	46	20	0.502	0.149	0.060	3,22	Moyen
03	16	0.4 - 2	47	25	1.300	0.04	0.006	5,56	Elevé
01	17	3.5 - 6	36	18	0.840	0.017	0.007	2,49	Moyen
	18	3.4 - 6	33	18	1.200	0.019	0.005	2,49	Moyen
04	19	2.4 - 6	37	20	1.170	0.021	0.005	3,22	Moyen
02	20	3.5 - 6	43	24	1.600	0.04	0.010	5,03	Elevé
02	21	4 - 6	37	21	2.20	0.036	0.005	3,63	Moyen
03	22	2.5 - 4	53	26	0.582	0.029	0.015	6,12	Elevé

Tab. 20 : Calculs de ε_g et estimation du potentiel de gonflement des sols étudiés par la méthode de [Seed *et al.* (1962)]

Selon la classification de Seed et all (1962) on peu constater que le potentiel de gonflement des sols analysés varie de moyen à élevé ce qui signale le danger que peut induire ce dernier sur des zones où l'urbanisation est en progression continue.

B)- APPLICATION DE LA METHODE DE VIJAYVERGIYA & GHAZZALY (1973)

♦ 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 (%) et linéaires croissantes de la masse volumique sèches γ_d (en kg/m^3), pour une limite de liquidité W_L (%) donnée :

$$\begin{cases} \lg \epsilon_g = 0,033W_L - 0,083W + 0,458 \\ \lg \sigma_g = 0,033W_L - 0,083W - 1,967 \end{cases}$$

Zone	N° sondage	Prof (m)	W _L	γ_d t/m ³	W %	Caractéristiques Oedométriques			ϵ_g %	σ_g KPa
						Pc Kg/cm	C _t	C _g		
03	1	0 - 6	63	1.54	22.5	0.570	0.039	0.015	1,953	0,018
04	2	1 - 3.5	46	1.81	09.0	1.700	0.033	0.008	3,417	0,064
		3.5 - 4.3	40	-	-	1.900	0.026	0.0048	-	-
02	3	0.5 - 4	44	1.83	13.9	1.200	0.048	0.006	2,13	0,021
01	4	3.5 - 5.2	51	1.70	21.6	0.997	0.019	0.007	1,416	0,008
		5.2 - 6	47	1.44	31.1	0.960	0.038	0.009	0,564	0,001
03	5	4 - 5.5	36	1.84	10.9	1.200	0.028	0.008	2,098	0,021
02	6	1.5 - 2	46	1.76	14.1	1.200	0.048	0.006	2,238	0,024
03	7	1 - 2.5	54	1.77	11.3	1.20	0.048	0.006	3,676	0,075
04	8	2.5 - 4	44	1.66	22	1.36	0.026	0.013	1,087	0,005
02	9	5 - 6	33	1.87	16.5	1.29	0.021	0.010	1,194	0,006
04	10	1 - 2	46	1.82	12	1.450	0.043	0.08	2,664	0,036
		2.4 - 3.5	48	1.72	15.3	1.050	0.048	0.011	2,164	0,022
01	11	1 - 2	46	1.82	12	1.450	0.043	0.008	2,664	0,036
		2.4 - 3.5	48	1.72	15.3	1.050	0.048	0.011	2,164	0,022
04	12	0.5 - 3	54	1.82	11.4	3.60	0.112	0.007	3,646	0,074
03	13	3 - 5	52	1.60	20.6	1.03	0.199	0.053	1,59	0,011
01	14	0.7 - 1.8	53	1.69	11.7	0.874	0.238	0.037	3,441	0,065
03	15	3 - 4	-	1.60	23.5	1.01	0.190	0.063	-	-
		4 - 5	46	1.65	22.1	0.502	0.149	0.060	1,152	0,005
03	16	0.4 - 2	47	1.72	18	1.300	0.04	0.006	1,673	0,012
01	17	3.5 - 6	36	1.92	9.6	0.840	0.017	0.007	2,337	0,027
	18	3.4 - 6	33	2.06	6.8	1.200	0.019	0.005	2,671	0,036
04	19	2.4 - 6	37	2.06	8	1.170	0.021	0.005	2,759	0,039
02	20	3.5 - 6	43	1.86	10	1.600	0.04	0.010	2,848	0,042
02	21	4 - 6	37	1.71	14.7	2.20	0.036	0.005	1,582	0,011
03	22	2.5 - 4	53	1.49	27.7	0.582	0.029	0.015	0,912	0,003

Tab. 21 : Calculs de σ_g et ϵ_g des sols étudiés selon les formules empiriques de [Vijayvergiya et Ghazzaly (W_L et W)]

Et $\begin{cases} \lg \varepsilon_g = 0,033W_l + 0,00321\gamma_d - 6,692 \\ \lg \sigma_g = 0,033W_l + 0,00321\gamma_d - 5,154 \end{cases}$

Zone	N° sondage	Prof (m)	W _L	γ _d t/m ³	W%	Caractéristiques Oedométriques			ε _g %	σ _g KPa
						Pc Kg/cm	C _t	C _g		
03	1	0 - 6	63	1,54	22,5	0,570	0,039	0,015	2,140	73,9
04	2	1 - 3,5	46	1,81	09,0	1,700	0,033	0,008	4,326	149,3
		3,5 - 4,3	40	-	-	1,900	0,026	0,0048	-	-
02	3	0,5 - 4	44	1,83	13,9	1,200	0,048	0,006	4,308	148,7
01	4	3,5 - 5,2	51	1,70	21,6	0,997	0,019	0,007	2,805	96,8
		5,2 - 6	47	1,44	31,1	0,960	0,038	0,009	0,303	10,5
03	5	4 - 5,5	36	1,84	10,9	1,200	0,028	0,008	2,526	87,2
02	6	1,5 - 2	46	1,76	14,1	1,200	0,048	0,006	2,990	103,2
03	7	1 - 2,5	54	1,77	11,3	1,20	0,048	0,006	5,912	204,0
04	8	2,5 - 4	44	1,66	22	1,36	0,026	0,013	1,226	42,3
02	9	5 - 6	33	1,87	16,5	1,29	0,021	0,010	2,510	86,6
04	10	1 - 2	46	1,82	12	1,450	0,043	0,08	4,658	160,8
		2,4 - 3,5	48	1,72	15,3	1,050	0,048	0,011	2,589	89,4
01	11	1 - 2	46	1,82	12	1,450	0,043	0,008	4,658	160,8
		2,4 - 3,5	48	1,72	15,3	1,050	0,048	0,011	2,589	89,4
04	12	0,5 - 3	54	1,82	11,4	3,60	0,112	0,007	8,555	295,3
03	13	3 - 5	52	1,60	20,6	1,03	0,199	0,053	1,445	49,9
01	14	0,7 - 1,8	53	1,69	11,7	0,874	0,238	0,037	3,033	104,7
03	15	3 - 4	-	1,60	23,5	1,01	0,190	0,063	-	-
		4 - 5	46	1,65	22,1	0,502	0,149	0,060	1,326	45,8
03	16	0,4 - 2	47	1,72	18	1,300	0,04	0,006	2,400	82,8
01	17	3,5 - 6	36	1,92	9,6	0,840	0,017	0,007	4,562	157,5
	18	3,4 - 6	33	2,06	6,8	1,200	0,019	0,005	10,224	352,9
04	19	2,4 - 6	37	2,06	8	1,170	0,021	0,005	13,855	478,2
02	20	3,5 - 6	43	1,86	10	1,600	0,04	0,010	4,984	172,0
02	21	4 - 6	37	1,71	14,7	2,20	0,036	0,005	1,043	36,0
03	22	2,5 - 4	53	1,49	27,7	0,582	0,029	0,015	0,692	23,9

Tab. 22 : Calculs de σ_g et ε_g des sols étudiés selon les formules empiriques de [Vijayvergiya et Ghazzaly W_L et γ_d]

C) Méthode de **Komornik et David** (1969)

Les nombreux essais ont montré qu'une simple corrélation linéaire était possible entre le gonflement libre et l'indice de plasticité selon **Komornik et David** (1969) :

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

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

$$\log \sigma_g = -2,132 + 0,0208W_L + 6,66.10^{-4} \gamma_d - 0,0269W_i$$

Zone	N° sondage	Prof (m)	W _L	I _p	γ _d t/m ³	W %	Caractéristiques Oedométriques			ε _g % marne	ε _g % argile	σ _g KPa
							P _c Kg/cm	C _t	C _g			
							03	1	0 - 6			
04	2	1 - 3,5	46	23	1,81	09,0	1,700	0,033	0,008	61,9	49,2	112,3
		3,5 - 4,3	40	21	-	-	1,900	0,026	0,004	57,1	45	-
02	3	0,5 - 4	44	21	1,83	13,9	1,200	0,048	0,006	57,1	45	77,7
01	4	3,5 - 5,2	51	27	1,70	21,6	0,997	0,019	0,007	71,5	57,6	55,2
		5,2 - 6	47	24	1,44	31,1	0,960	0,038	0,009	64,3	51,3	17,0
03	5	4 - 5,5	36	17	1,84	10,9	1,200	0,028	0,008	47,5	36,6	64,7
02	6	1,5 - 2	46	25	1,76	14,1	1,200	0,048	0,006	66,7	53,4	75,8
03	7	1 - 2,5	54	26	1,77	11,3	1,20	0,048	0,006	69,1	55,5	134,4
04	8	2,5 - 4	44	22	1,66	22	1,36	0,026	0,013	59,5	47,1	36,2
02	9	5 - 6	33	15	1,87	16,5	1,29	0,021	0,010	42,7	32,4	41,5
04	10	1 - 2	46	26	1,82	12	1,450	0,043	0,08	69,1	55,5	94,7
		2,4 - 3,5	48	26	1,72	15,3	1,050	0,048	0,011	69,1	55,5	72,9
01	11	1 - 2	46	26	1,82	12	1,450	0,043	0,008	69,1	55,5	94,7
		2,4 - 3,5	48	26	1,72	15,3	1,050	0,048	0,011	69,1	55,5	72,9
04	12	0,5 - 3	54	35	1,82	11,4	3,60	0,112	0,007	90,7	74,4	144,2
03	13	3 - 5	52	24	1,60	20,6	1,03	0,199	0,053	64,3	51,3	52,9
01	14	0,7 - 1,8	53	28	1,69	11,7	0,874	0,238	0,037	73,9	59,7	110,5
03	15	3 - 4	-	-	1,60	23,5	1,01	0,190	0,063	-	-	-
		4 - 5	46	20	1,65	22,1	0,502	0,149	0,060	54,7	42,9	39,0
03	16	0,4 - 2	47	25	1,72	18	1,300	0,04	0,006	66,7	53,4	58,8
01	17	3,5 - 6	36	18	1,92	9,6	0,840	0,017	0,007	49,9	38,7	79,3
		3,4 - 6	33	18	2,06	6,8	1,200	0,019	0,005	49,9	38,7	101,2
04	19	2,4 - 6	37	20	2,06	8	1,170	0,021	0,005	54,7	42,9	113,8
02	20	3,5 - 6	43	24	1,86	10	1,600	0,04	0,010	64,3	51,3	98,7
02	21	4 - 6	37	21	1,71	14,7	2,20	0,036	0,005	57,1	45	44,0
03	22	2,5 - 4	53	26	1,49	27,7	0,582	0,029	0,015	69,1	55,5	30,2

Tab. 23 : Calculs Calculs de σ_g et ε_g des sols étudiés selon les formules empiriques de [Komornik et David]

III-4. Analyses et commentaires :

Ignorer le phénomène de gonflement des argiles est dangereux, systématiser les essais serait aussi aberrant. Entre ces deux extrêmes, l'ingénieur doit optimiser ces moyens et profiter de tous les outils disponibles pour conduire une campagne de reconnaissance appropriée et concevoir en conséquence une infrastructure adéquate. Il est clair qu'en phase de l'étude détaillée, les mesures directes deviennent incontournables si le sol présente les prémices d'un sol gonflant.

La méthode indirecte utilise des relations souvent utiles pour définir des ordres de grandeurs préalables ou pour se servir de canevas à une étude exhaustive sur un site donné en réajustant alors les différentes constantes jusqu'à l'obtention d'une corrélation satisfaisante. En effet, dans la plupart du temps, elles ont été établies pour un site donné voire même dans des conditions spécifiques².

Du moment où les données de laboratoire (essais de gonflement à l'oedomètre) souvent irréalisable pour juger le comportement d'une région aussi vaste que la notre, il sera plus logique de faire recours aux méthodes indirectes. Ces dernières ne sont pas utilisées seulement dans un souci prévisionnel mais aussi pour une prise en compte pratique des paramètres estimés dans le but d'une quantification du phénomène retrait-gonflement.

L'approche sera encore plus pratique si les formules empiriques sont réajustées et corrélées avec les résultats des expériences faites au laboratoire.

Selon ce qu'a été exposé au chapitre III, la classification de Seed, Woodward et Lundgren (1962) tableau (07), celle de Snethen (1980) tableau (09), celle d'Altmeyer (1955) tableau (10) et celle de Ranganatham et Satyanarayana (1955) tableau (11), ces méthodes se basent tous sur un seul paramètre.

Les classifications basées sur deux paramètres sont celles établie par l'établissement de recherche en bâtiment (Grande Bretagne, 1980) tableau (12), Ghen (1988) tableau (13), Vijavergia et Ghazzaly (1793) Dakshanamurphy et Raman (1973). Utilisent l'abaque de plasticité de Casagrande dans leur classification. La ligne A sépare les sols gonflants (au-dessus) des sols non gonflants (au-dessous). Ils introduisent des bornes en fonction de la limite de liquidité. Les figures 37 et 38 ont donné cette dernière classification avec le nuage correspondant aux sols testés de la région de Tébessa.

Enfin, dans la catégorie des classifications utilisant trois facteurs, on cite la classification de Holtz et Gibs (1956) tableau (14), celle de Holtz, Dakshanamurphy et Raman (1973) tableau (15).

Bien que notre banque de données soit insuffisante pour formuler un avis tranché, nous pensons que la classification de Seed et al (1962) est très pratique et peut être d'une grande utilité. La classification de Dakshanamurphy et Raman (1973) a l'avantage d'utiliser l'abaque de plasticité de Casagrande très connu par la communauté de géotechnique.

² MOUROUX P., MARGON P, PINTE J.C., «La construction économique sur sols gonflants», Manuels et méthodes N°14- B.R.G.M - France. P.38

Si on applique les formules établies par Vijayvergiya et Ghazzaly où l'une est basée sur W_L et γ_d , l'autre de W_L et W sur les sols étudiés on obtient les tableaux 21 et 22. Pour les mêmes sols les résultats obtenus sont très écartés.

Les valeurs du tableau 22 sont selon les données oedométrique les plus proches de la réalité, récemment dans des rapports d'expertise établis par le LTPEst des valeurs de gonflement de 5 et 6 Bar des sols de la région ont été trouvés.

L'observation des résultats de calcul mathématiques par la méthode indirecte montre des valeurs parfois contradictoires pour un même sol différent du sol sur lesquels elles étaient établis (à comparer les valeurs de la pression de gonflement σ_g aux tableaux 21 et 22) ceci paraît être dû à la prise en compte de paramètres différents, Vijayvergiya et Ghazzaly donne une formule fonction de W_L et γ_d et une autre fonction de W_L et W d'où résulte des valeurs très basses de σ_g lorsqu'on n'intègre pas la densité sèche.

Les valeurs de calculs de σ_g obtenues selon la méthode de Vijayvergiya et Ghazzaly (tab.22) sont très comparables à celles calculées par la méthode de Komornik et David (tab.23) ceci paraît être très évident puisque les deux méthodes prennent en compte les mêmes paramètres (W_L et γ_d) par contre, une chute des valeurs est très remarquable lorsque l'on néglige la densité sèche γ_d . C'est un témoin clair que cette dernière est un paramètre indispensable pour avoir des résultats pouvant s'approcher de la réalité.

1V- ANALYSE STATISTIQUE DES PARAMETRES CALCULES

Cette analyse permet de faire la synthèse de l'étude des paramètres physiques et de gonflement caractérisant le sol des terrains étudiés dans les différents secteurs. Ayant à notre disposition plusieurs paramètres, descripteurs et quantificateurs, il semble possible par une analyse statistique multidimensionnelle de rechercher les corrélations existantes, éventuellement entre ces paramètres.

1V – 1 - L'ANALYSE AN COMPOSANTES PRINCIPALES

La matrice des données, représentant les cinq paramètres des sondages étudiés, peut être représentée par un nuage de points dans un espace vectoriel à 5 dimensions.

Sondages	Wl	Ip	W %	γ_d t/m ³	C _g
1	63	32	22,5	1,54	0,015
2	46	23	9	1,81	0,008
3	40	21	0	0	0,0048
4	44	21	13,9	1,83	0,006
5	51	27	21,6	1,7	0,007
6	47	24	31,1	1,44	0,009
7	36	17	10,9	1,84	0,008
8	46	25	14,1	1,76	0,006
9	54	26	11,3	1,77	0,006
10	44	22	22	1,66	0,013
11	33	15	16,5	1,87	0,01
12	46	26	12	1,82	0,08
13	48	26	15,3	1,72	0,011
14	46	26	12	1,82	0,008
15	48	26	15,3	1,72	0,011
16	54	35	11,4	1,82	0,007
17	52	24	20,6	1,6	0,053
18	53	28	11,7	1,69	0,037
19	0	0	23,5	1,6	0,063
20	46	20	22,1	1,65	0,06
21	47	25	18	1,72	0,006
22	36	18	9,6	1,92	0,007
23	33	18	6,8	2,06	0,005
24	37	20	8	2,06	0,005
25	43	24	10	1,86	0,01
26	37	21	14,7	1,71	0,005
27	53	26	27,7	1,49	0,015

Tab.24 : Matrice des données initiales MDI pour les sondages étudiés

La structure du nuage de points indique essentiellement les distances entre les points, les positions relatives des points entre eux et par rapport aux axes et la position du centre de gravité de l'ensemble formé par les individus (Grolier et Riss, 1997). L'analyse en composantes principales permet de représenter l'ensemble des variables dans un nouvel espace où les composantes principales maximisent la variance totale absorbée.

1V.2. Matrice des données initiales

La matrice des données initiales sur laquelle on va calculer la matrice des corrélations, ainsi que les composantes des nouveaux axes est donnée par :

- un paramètre de gonflement : l'indice de gonflement C_g .
- Les limites d'Atterberg : limite de liquidité W_l en % et indice de plasticité I_p en %.
- Les paramètres physiques : la teneur en eau W en % et la densité sèche γ_d en t/m^3 .

La matrice des données initiales est constituée de 5 variables et 27 individus (ou sondages). L'ensemble des données et des résultats sont sous la forme de matrice dont les valeurs sont présentées en (annexe D).

1V.3. Cercle et matrice des corrélations

Le cercle des corrélations permet de projeter, dans un nouveau repère plan, les variables étudiées. Ce plan est caractérisé par deux axes qui absorbent une partie de la variance totale absorbée par les nouveaux axes (F_n). Classiquement on utilise les repères F1F2, F1F3 ou F2F3 selon le pourcentage de variance absorbé.

	F1	F2	F3	F4	F5
Valeur propre	2,045	1,243	0,997	0,667	0,048
% variance totale absorbée	40,898	24,850	19,950	13,337	0,965
% cumulé de la variance totale absorbée	40,898	65,748	85,698	99,035	100,000

Tab.25 : Les valeurs propres.

Le tableau ci-dessus indique que les axes du nouveau repère F1F2 absorbent 65,75% de la variance totale et que le repère F1F3 en absorbe 60,84%. Généralement, on travaille sur le premier repère pour représenter soit l'ensemble des variables sur le cercle des corrélations, soit les individus ou sondages.

La Figure 40 représente le cercle des corrélations des variables dans le nouveau repère. Plus une variable se rapproche du cercle des corrélations, plus elle est corrélée au repère et plus la distance entre deux variables est petite, plus elles sont corrélées.

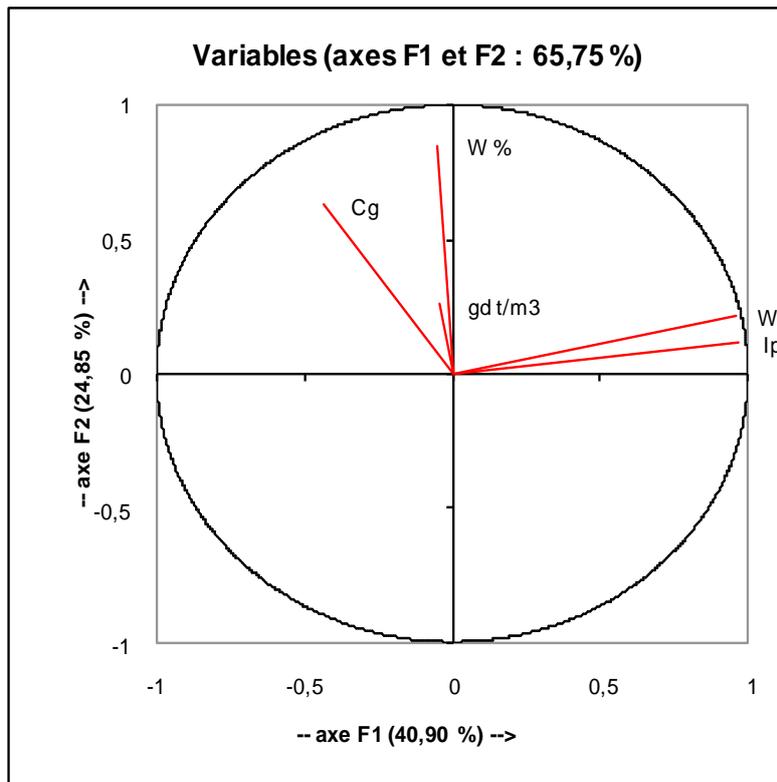


Fig.39 : Cercle des corrélations dans le repère F1F2.

L'analyse du plan F1F2, où la variance totale absorbée est de 65,75% permet de distinguer deux groupes de variables : l'un près de l'axe F1 et l'autre près de l'axe F2. Plus précisément, on retrouve, proche de l'axe F1 le groupe des paramètres des limites d'Atterberg : la limite de liquidité W_L et l'indice de plasticité I_p . Un autre groupe proche de l'axe F2 est constitué par les paramètres physiques (la teneur en eau W et la densité sèche γ_d) et de gonflement (C_g).

L'analyse de la matrice des corrélations permet de quantifier les relations qui existent entre les paramètres. Néanmoins, les corrélations qui sont mises en évidence par les cercles de corrélation sont à considérer avec beaucoup de précaution. En effet, une corrélation entre deux variables est toujours possible sans qu'il existe d'explication, ni de lien direct. Aussi, il est possible d'avoir de fortes corrélations entre des paramètres de même nature, tels que les paramètres de limites d'Atterberg : Lorsque l'on regarde la limite de liquidité W_L et l'indice de plasticité I_p , on constate qu'ils sont groupés avec un coefficient de corrélation très important ($>0,94$) comme le montre le tableau 26 de la matrice de corrélation. Ceci s'explique facilement par la nature de ces variables où l'un peut être déduit de l'autre puisqu'ils sont liés par la relation connue $I_p = 0,73 (W_L - 20)$.

	W_L	I_p	$W \%$	$\gamma_d \text{ t/m}^3$	C_g
W_L	1	0,944	0,092	-0,038	-0,203
I_p	0,944	1	-0,020	-0,005	-0,251
$W \%$	0,092	-0,020	1	0,084	0,266
$\gamma_d \text{ t/m}^3$	-0,038	-0,005	0,084	1	-0,001
C_g	-0,203	-0,251	0,266	-0,001	1

Tab.26 : La matrice des corrélations

Afin de quantifier ces correspondances et corrélations, il convient, donc de regarder plus en détail la matrice des corrélations. La corrélation est d'autant bonne que les coefficients de corrélation sont importants ceci est remarquée plus particulièrement pour le groupe de limites d'Atterberg (W_l et I_p). Cependant, pour le deuxième groupe, la corrélation n'étant pas assez significative, il paraît que ces paramètres (particulièrement la densité sèche et l'indice de gonflement) interagissent indépendamment l'un de l'autre ou qu'un autre paramètre doit entrer en jeu dans la matrice pour éclaircir la nature de l'influence de l'un ou de l'autre de ces paramètres sur le gonflement du sol. Les paramètres définissant la matrice des données doivent être multipliés pour une meilleure compréhension et appréhension du phénomène de gonflement.

Les corrélations définies ne présentent un intérêt que si l'on peut associer des paramètres de nature différente, comme par exemple un paramètre mécanique avec un paramètre morphologique (De Jaeger, 1991). D'où nous proposons d'améliorer la qualité des résultats de cette ACP par l'intégration des paramètres de granulométrie de minéralogie et de mécanique.

1V.4. Représentation des sondages dans le nouveau repère

La représentation de l'espace des 27 individus dans le plan de deux composantes principales F1F2 permet de visualiser les regroupements et les distances entre les sondages.

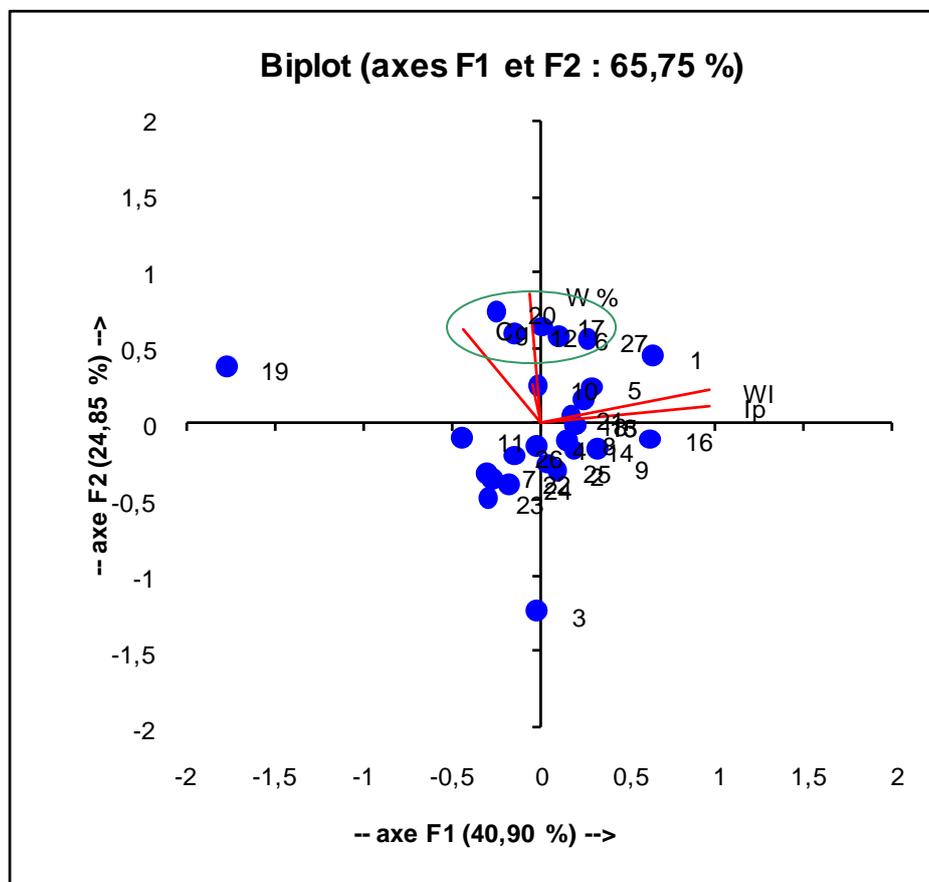


Fig.40 : Espace des sondages dans le repère F1F2 exprimant les 27 individus.

La Figure 41 montre dans l'espace F1F2 qu'excepté deux, tous les sondages se regroupent autour du centre contribuant par ce fait à la création simultanée de l'axe F1 et F2, alors que les sondages 3 et 19 caractérisent des variables contribuant successivement à F2 et F1.

Cette projection montre encore que les paramètres, quoiqu'ils soient variables, caractérisent un sol de propriétés proches signalant le caractère dangereux de gonflement ; ce ne sont que les sondages 3 et 19 qui se distinguent du nuage de points et ce, non par la différence en nature du sol, mais plutôt par le manque de deux paramètres parmi les cinq dans la matrice de données initiales marquant par défaut la valeur nulle de la variable non calculée ou non mesurée. Ils ne sont pas considérés dans notre analyse.

La superposition de deux ou parfois de trois sondages indique des valeurs de variables très proches voire égales ; en revanche les points de sondages les plus loin montrent un écart en valeurs des variables issu de l'hétérogénéité et surtout de la différence en teneur en minéraux. Cette dernière étant le discriminateur de comportement du sol vis-à-vis du phénomène de gonflement.

Si l'en considère l'indice de gonflement, un groupe de sondages peut être séparé et considéré le plus favorable au gonflement (représenté en vert sur la figure) englobant 5 sondages [6, 12, 17, 19, 210]. La propriété de gonflement en ces sondages doit être comparée à la composition minéralogique du sol pour démontrer l'influence de cette dernière sur le comportement des argiles dans notre terrain.

V. Conclusion

Le nombre élevé d'approches disponibles dans la littérature pour l'identification des sols gonflants ne rend pas la tâche facile aux praticiens. L'application de ces approches pour un même site fournirait des indications contradictoires. C'est pourquoi la formulation d'une démarche unifiée pour identifier ce genre de sols serait d'une grande utilité pour les praticiens. Si une telle démarche est adoptée, elle n'éliminera pas totalement les désordres mais unifiera le langage des praticiens et réduira les litiges.

L'inventaire de ces approches montre qu'elles ne se basent ni sur les mêmes paramètres ni sur le même nombre. Leurs applications à des sols de la ville de Tébessa montrent qu'elles fournissent parfois des indications contradictoires, cependant elle nous a permis de tirer une idée claire sur le potentiel des sols gonflants de la région étudiée. Comme la nature de ces formations est prouvée potentiellement expansive, une démarche a été proposée pour une meilleure quantification et limitation de la famille minéralogique responsable de ce potentiel de gonflement, la démarche comporte une étude minéralogique détaillée des échantillons prélevés du site étudié (voir ci-après).

A notre opinion la minéralogie peut-nous renseigner sur le pourcentage des argiles plastique gonflantes et non gonflantes.

La représentation des individus dans l'espace F1F2 des 27 sondages n'a pas permis de distinguer des regroupements de sondages individualisés ce qui signale la nécessité d'ajouter d'autres paramètres permettant de chercher d'autres corrélations surtout à des paramètres de nature différente (minéralogique, mécanique, granulométrique,...).

L'ACP montre aussi que la densité sèche ne trouve pas une très bonne corrélation avec les autres paramètres d'où son considération dans les calculs est importante puisqu'elle influe les résultats en agissant d'une façon indépendante.

L'ACP a fait signaler le danger de gonflement particulièrement en cinq sondages montrés dans la figure 41 où nous estimons indispensable d'en analyser la minéralogie pour décider l'influence du minéral composant sur le comportement des argiles en ces sondages.

I- Détermination de la minéralogie des sols en question (fraction argileuse) :

Le facteur prédominant, qui détermine la susceptibilité d'une formation argileuse au phénomène de retrait-gonflement, est lié à sa composition minéralogique. Une formation sera d'autant plus sensible au phénomène que sa fraction argileuse (au sens granulométrique) contiendra une forte proportion de minéraux argileux dits «gonflants». En effet, certains minéraux argileux présentent, par rapport aux autres, une aptitude nettement supérieure vis-à-vis du phénomène de retrait-gonflement. Il s'agit essentiellement des smectites (montmorillonites), de certains minéraux argileux inter-stratifiés, de la vermiculite et de certains chlorites. On a trouvé qu'au sein de la même famille d'un minéral argileux le gonflement dépend du type de cation dominant dans la couche octaédrique. Pour les smectites le gonflement et par conséquent le retrait est plus important si ces derniers contiennent du sodium au lieu du calcium. Il est donc possible d'identifier les sols expansifs et de raffiner les formules empiriques déjà établies en étudiant leur minéralogie. Seulement cette identification est considéré moins pratique et peut être un peu plus chère.

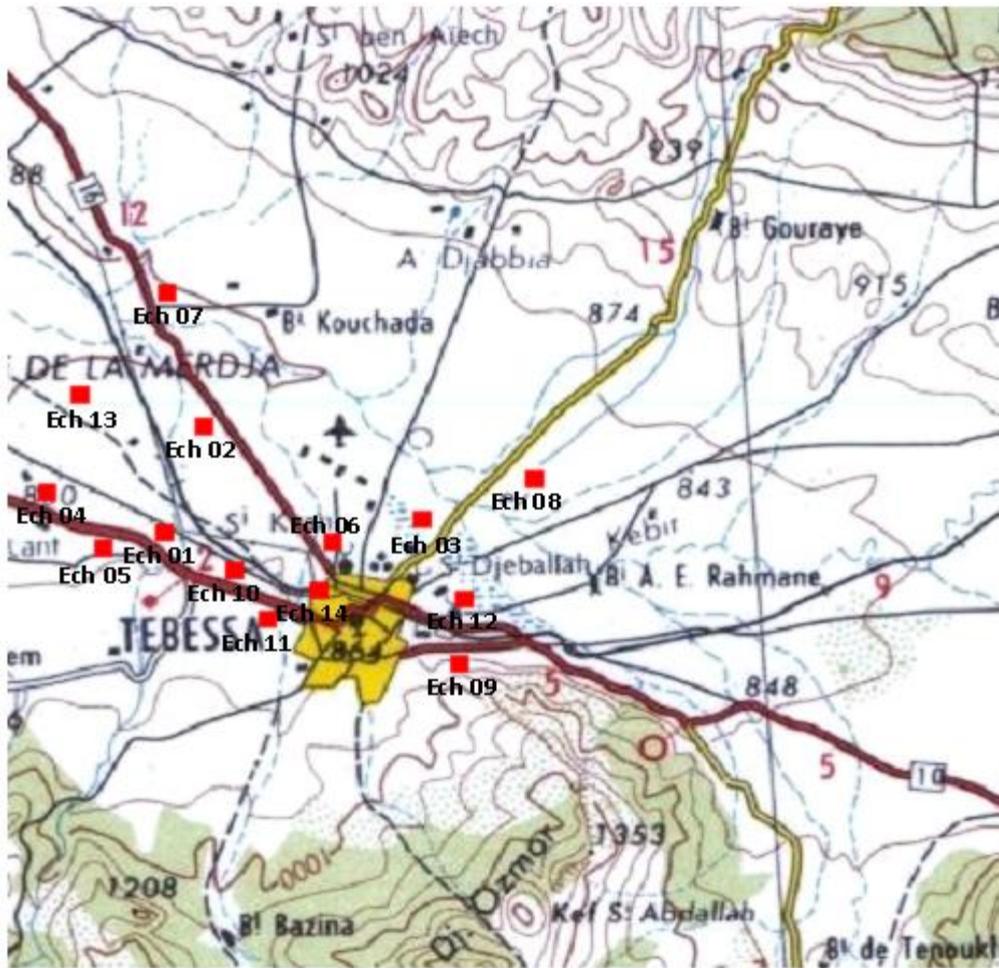
La détermination de la composition minéralogique d'une formation argileuse s'obtient directement par des analyses de diffractométrie aux rayons X.

La diffraction des rayons X constitue la technique la plus adéquate et la plus répandue pour identifier les argiles, minéraux de taille submicroscopique, mal cristallisés et hydratés, de formes lamellaires ou fibreuses, et souvent présentes en mélanges complexes d'espèces. Les appareillages développés sont variés, depuis les diffractomètres portatifs ou à éléments aisément interchangeables jusqu'aux ensembles lourds, hautement stabilisés et pourvus de systèmes informatisés de l'acquisition et traitement de données. Le critère minéralogique est basé sur le pourcentage moyen de minéraux gonflants (Smectites et inter-stratifiés) présents dans la phase argileuse.

La nécessité d'une analyse minéralogique des sols de notre terrain a été mentionnée dans les chapitres précédents vue que les analyses aux laboratoires et même les méthodes indirectes de calcul des paramètres de gonflement n'ont pas pu donner une explication persuasive du comportement des sols en pratique : deux zones de paramètres évalués proches, figurent pratiquement des degrés de gonflement distincts et ce ne peut être expliqué que par la détermination du pourcentage du minéral argileux qui servira de discriminateur. Se réalisant, 14 échantillons des sols en étude ont été analysés au laboratoire «*Argiles Et Paléoclimats*» de l'université de Liège, Belgique par le diffractomètre à rayon X de type D8-Advance, Bruker.

D'autre analyse complémentaire directement liées à l'analyse minéralogie peuvent contribuer énormément à l'utilisation du potentiel gonflant des argiles. Parmi ces analyses on cite:

- Forme et surface spécifique
- Capacité d'adsorption d'eau et de gonflement
- Capacité d'échange cationique



■ Echantillon (marne, argile)

Fig.41 : implantation des prélèvements analysés aux rayons X.

II. Essais de diffractométrie aux Rayons X :

II.1. Diffraction des rayons X

C'est la méthode la plus utilisée pour l'identification des assemblages argileux complexes essentiellement dans le cas des assemblages naturels dans les sols et les sédiments.

La diffraction des rayons X consiste à appliquer un rayonnement X de longueur d'onde ($0.1 < \lambda < 10\text{nm}$) sur un échantillon argileux orienté ou non orienté. Le rayonnement pénètre le cristal, il y a absorption d'une partie de l'énergie et excitation des atomes avec émissions de radiations dans toutes les directions. Les radiations émises par des plans atomiques qui sont en phases vont engendrer un faisceau cohérent qui pourra être détecté. La condition pour que les radiations soient en phase s'exprime par la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2d \sin\theta$$

Où :

n: nombre entier correspondant à l'ordre de la diffraction

λ : longueur d'onde du rayonnement utilisé

d: espace basal (espacement entre 2 plans parallèles successifs du réseau cristallin)

θ : angle de diffraction

Après diffraction, on obtient un spectre d'énergie du faisceau diffracté en fonction de l'angle de diffraction 2θ . Dans ce spectre, on peut convertir les valeurs angulaires en espace basal d (en angströms) en appliquant la Loi de Bragg et en utilisant la longueur d'onde $K\alpha$ de l'anode utilisée pour produire le rayonnement X incident.

L'identification des minéraux argileux consiste à faire plusieurs essais :

- Le premier essai (bulk test) se réalise sur la fraction passant le tamis **250 microns**. Dans cet essai les agrégats sont non orientés. Sur le diffractogramme obtenu sont représentées, toutes les minéralogies constituant l'échantillon de sol. L'ensemble des minéraux argileux présents est représenté par un ou plusieurs pics au niveau de l'espace basal 14 angströms.

On utilisant des coefficients correcteurs (**Thorez**) du *tableau 28*, sur les pics caractéristiques du diffractogramme, on peut déterminer le pourcentage des minéraux présent dans le sol. Il s'agit essentiellement, dans notre cas, de : *la calcite, le gypse, les argiles et le quartz*. D'autres minéraux sont présents mais en proportion insignifiante. La détermination du pourcentage de chaque minéral présent dans la fraction inférieur à 250 microns du sol est comme le suivant :

- Identification des minéraux présents à partir des pics caractéristiques de chaque minérale (figure 42).

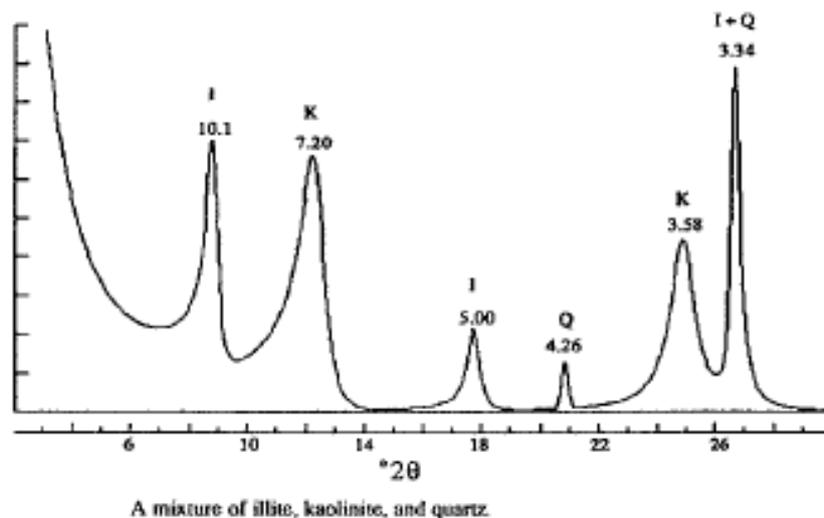


Fig.42 : Spectre de diffraction des rayons X d'un agrégat orienté : la carte d'identité des minéraux argileux (Morre & Reynolds, 1989).

- Détermination et correction des valeurs de pics en terme de *point count* pour chaque minéral (A),
- Calcul de la somme des valeurs de pics (*point count*) (B),
- Détermination du pourcentage de chaque minéral présent (C),

$$C = A/B * 100.$$

Une fois le pourcentage de la fraction argileuse est déterminé, on passe à la deuxième étape qui consiste à déterminer les minéraux argileux dans la fraction inférieure à deux microns. Après traitement à l'acide chlorhydrique concentré à 0.1 normal pour éliminer les carbonates. On rajoute de l'eau chaude à 60 ° pour éliminer les sulfates et à la fin on lave la prise d'essai avec de l'eau déminéralisée.

➤ Le deuxième essai se réalise sur la fraction inférieure à 2 microns après purification. En réalité on passe dans le diffractogramme l'échantillon à l'état naturel puis après saturation avec de l'éthylène glycol pendant 24 heures et à la fin après séchage au four pendant 4 heures à 450 °C. Trois diffractogrammes sont ainsi obtenus (fig.43).

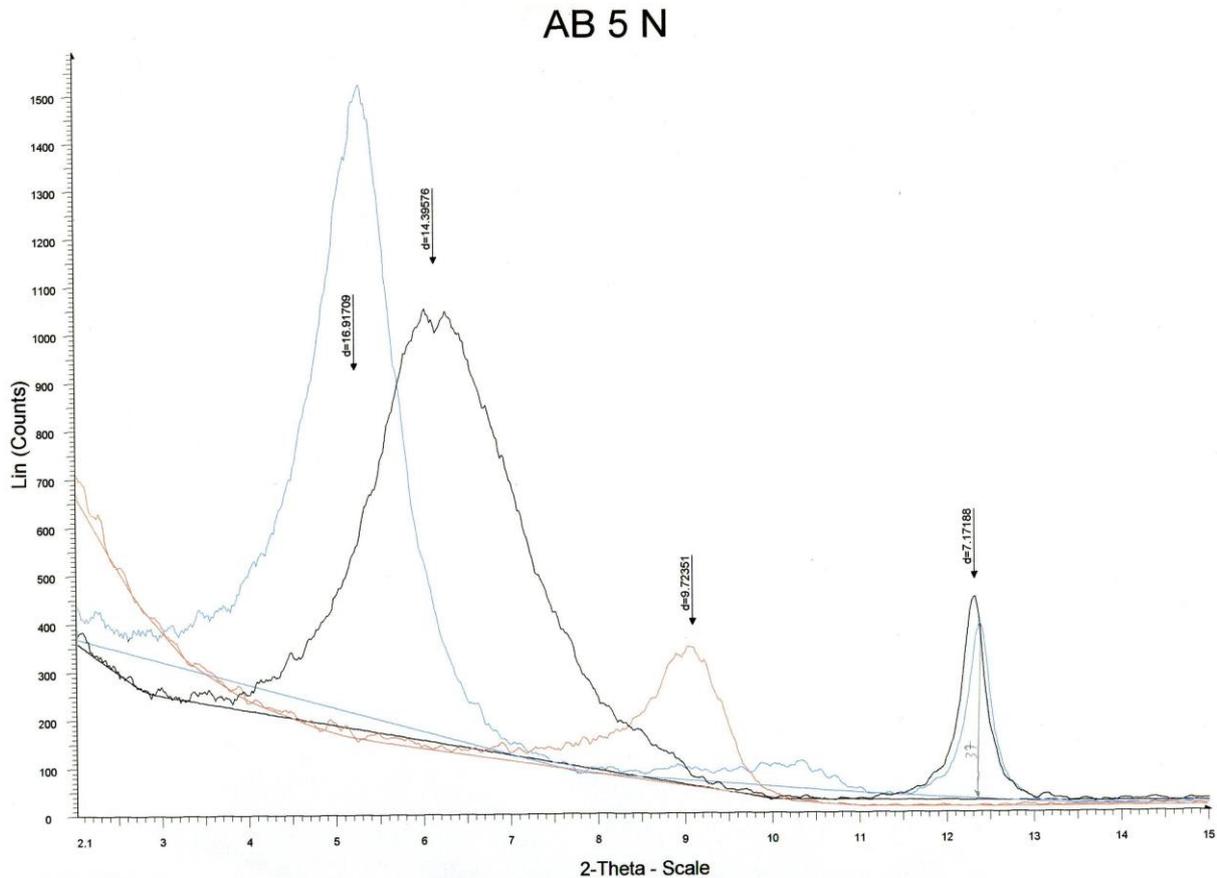


Fig. 43 : Diffractogramme l'échantillon N°05 secteur 04

- Échantillon à l'état naturel (noire)
- Échantillon après saturation avec de l'éthylène glycol (bleu)
- Échantillon après séchage (rouge).

Les 3 spectres des minéraux à l'état naturel, glycolé et après chauffage permettent d'identifier les différents types de minéraux argileux présents.

II.2. Détermination du pourcentage de la fraction argileuse des échantillons :

II.2.1. pourcentage d'argile globale :

La détermination du pourcentage de la fraction argileuse des échantillons consiste à appliquer la formule $C = A/B * 100$

Ech:1						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=3,34051	Quartz	26,66	111,00	1,00	111,00	12,54
d=3,02979	Calcite	29,46	238,00	1,65	392,70	44,37
d=4,48776	Argile totale	19,77	18,80	20,00	376,00	42,49
d=7,58853	Gypsum	11,65	13,00	0,40	5,20	0,58
Ech: 2						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=3,34020	Quartz	26,67	196,00	1,00	196,00	22,14
d=3,02881	Calcite	29,47	235,00	1,65	387,75	43,81
d=4,45870	Argile totale	19,80	15,30	20,00	306,00	44,95
Ech: 3						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=3,34174	Quartz	26,65	156,00	1,00	156,00	17,62
d=3,03062	Calcite	29,45	264,00	1,65	435,60	49,22
d=2,88772	feldspath	30,94	23,50	4,30	101,05	11,41
d=4,45680	Argile totale	19,91	20,20	20,00	404,00	45,65
Ech: 4						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=7,61083	gypse	11,62	128,00	0,40	51,20	7,15
d=4,48194	Argile totale	19,79	15,90	20,00	318,00	44,42
d=3,34435	quartz	26,63	26,70	1,00	26,70	3,72
d=3,03364	calcite	29,42	188,00	1,65	310,20	43,33
d=2,40299	dolomite	37,39	9,75	1,00	9,75	1,36
Ech: 5						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=7,61083	gypse	11,62	128,00	0,40	51,20	7,25
d=4,48194	Argile totale	19,79	15,90	20,00	318,00	45,03
d=3,34435	quartz	26,63	26,70	1,00	26,70	3,87
d=3,03364	calcite	29,42	188,00	1,65	310,20	43,93
Ech: 6						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=7,61083	gypse	11,62	128,00	0,40	51,20	6,92
d=4,48194	Argile totale	19,79	15,90	20,00	318,00	43,01
d=3,34435	quartz	26,63	26,70	1,00	26,70	3,61
d=3,03364	calcite	29,42	188,00	1,65	310,20	41,95
d=2,49386	muscovite	35,98	33,20	1,00	33,20	4,49
Ech: 7						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=4,48194	Argile totale	19,79	15,90	20,00	318,00	42,11
d=2,80439	feldspath	23,36	23,30	4,30	100,19	13,26
d=3,34435	quartz	26,63	26,70	1,00	26,70	3,53
d=3,03364	calcite	29,42	188,00	1,65	310,20	4,08
Ech: 8						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=4,48282	Argile totale	19,79	20,90	20,00	418,00	43,73
d=2,25182	gypse	20,88	23,30	0,40	9,32	0,97
d=3,85287	orthoclase	23,07	31,30	1,00	31,30	3,27
d=3,34293	quartz	26,64	84,70	1,00	84,70	8,86
d=3,03199	calcite	29,44	250,00	1,65	412,50	43,15
Ech: 9						

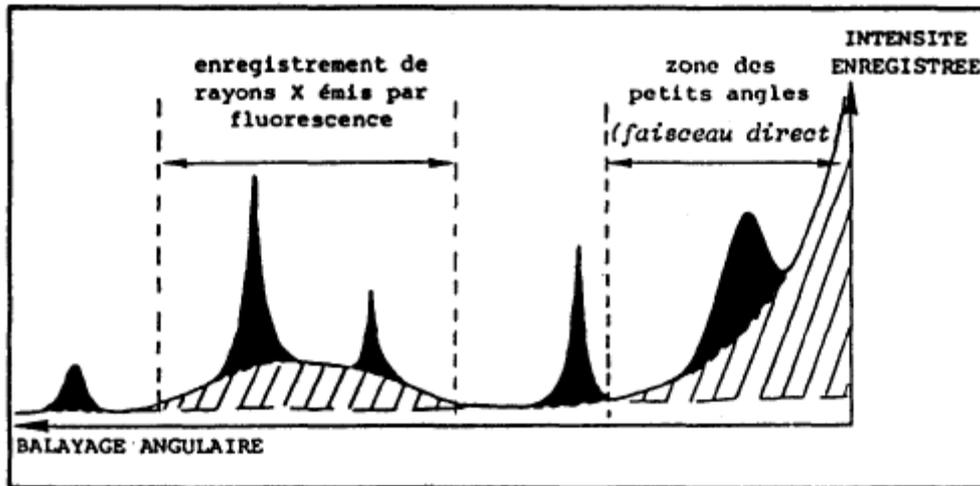
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=7,59871	gypse	11,64	119,00	0,40	47,60	5,66
d=3,34294	quartz	26,64	56,70	1,00	56,70	6,74
d=3,02974	calcite	29,46	216,00	1,65	356,40	42,39
d=4,45680	Argile totale	19,91	19,00	20,00	380,00	45,20
Ech: 10						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=4,24496	gypse	20,91	51,10	0,40	20,44	2,18
d=3,33642	quartz	26,70	166,00	1,00	166,00	17,74
d=3,02605	calcite	29,50	305,00	1,65	503,25	53,78
d=4,47222	Argile totale	19,84	12,30	20,00	246,00	26,29
Ech: 11						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=4,24496	gypse	20,91	51,10	0,40	20,44	2,18
d=3,33642	quartz	26,70	166,00	1,00	166,00	17,74
d=3,02605	calcite	29,50	305,00	1,65	503,25	53,78
d=4,47222	Argile totale	19,84	12,30	20,00	246,00	26,29
Ech: 12						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=4,46535	Argile totale	19,87	23,50	20,00	470,00	56,11
d=4,25929	gypse	20,84	36,90	0,40	14,76	1,76
d=3,34164	quartz	26,66	118,00	1,00	118,00	14,08
d=3,03164	calcite	29,44	139,00	1,65	229,35	27,38
d=2,69419	anhydrite	33,23	5,43	1,00	5,43	0,64
Ech: 13						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=4,46851	Argile totale	19,85	16,40	20,00	328,00	30,78
d=3,34148	Quartz	26,66	181,00	1,00	181,00	16,98
d=3,24139	feldspath K	27,50	26,60	4,30	114,38	10,73
d=3,03096	calcite	29,45	268,00	1,65	442,20	41,49
Ech: 14						
Caption	Legend	Angle 2-Theta	Intensity Count	FC	Intensité corrigée	Relatifs %
d=3,34148	Quartz	26,66	51,00	1,00	51,00	6,09
d=4,46851	Argile totale	19,87	23,50	20,00	470,00	56,16
d=3,03096	calcite	29,44	183,00	1,65	301,95	36,08
d=4,24496	gypse	20,84	35,00	0,40	14,00	1,67

Tab. 27 : calcul de pourcentage d'argile totale dans chaque prélèvement.

II.2.2. Identification des minéraux interstratifiés par diffraction des rayons :

L'interprétation des spectres de diffraction des rayons X doit suivre le schéma qui trace les étapes suivantes:

a) Dessiner le bruit de fond (méthode des tangentes) :



Exemples d'anomalies du bruit de fond continu

Fig. 44 : Mesure du bruit de fond (Holtzapfell, 1985).

b) Repérer les pics

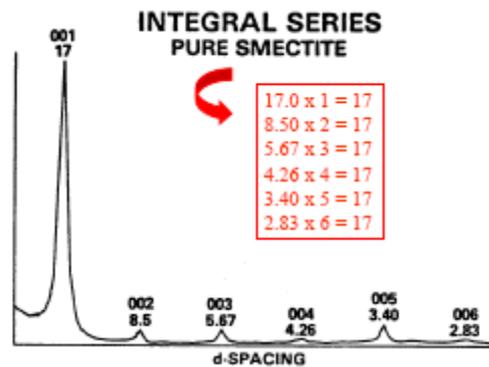


Fig.45 : Réflexion harmonique pour les minéraux argileux simples (Eslinger & Peaver, 1988).

c) Attribuer à chaque pic une valeur de **d** en fonction de la position angulaire et l'anode utilisée. Il existe des tables de conversion dans lesquelles on cherche la valeur de 2θ et on obtient directement la valeur de **d** correspondante. Il est également possible d'utiliser des règles pré-étalonnées selon la formule de Bragg.

d) Observer les déplacements des pics d'un traitement à un autre et identifier les minéraux présents en utilisant les tables de diagnose.

e) Mesurer l'intensité du pic de référence, i.e., généralement la réflexion (001), pour chaque minéral identifié.

Soit:

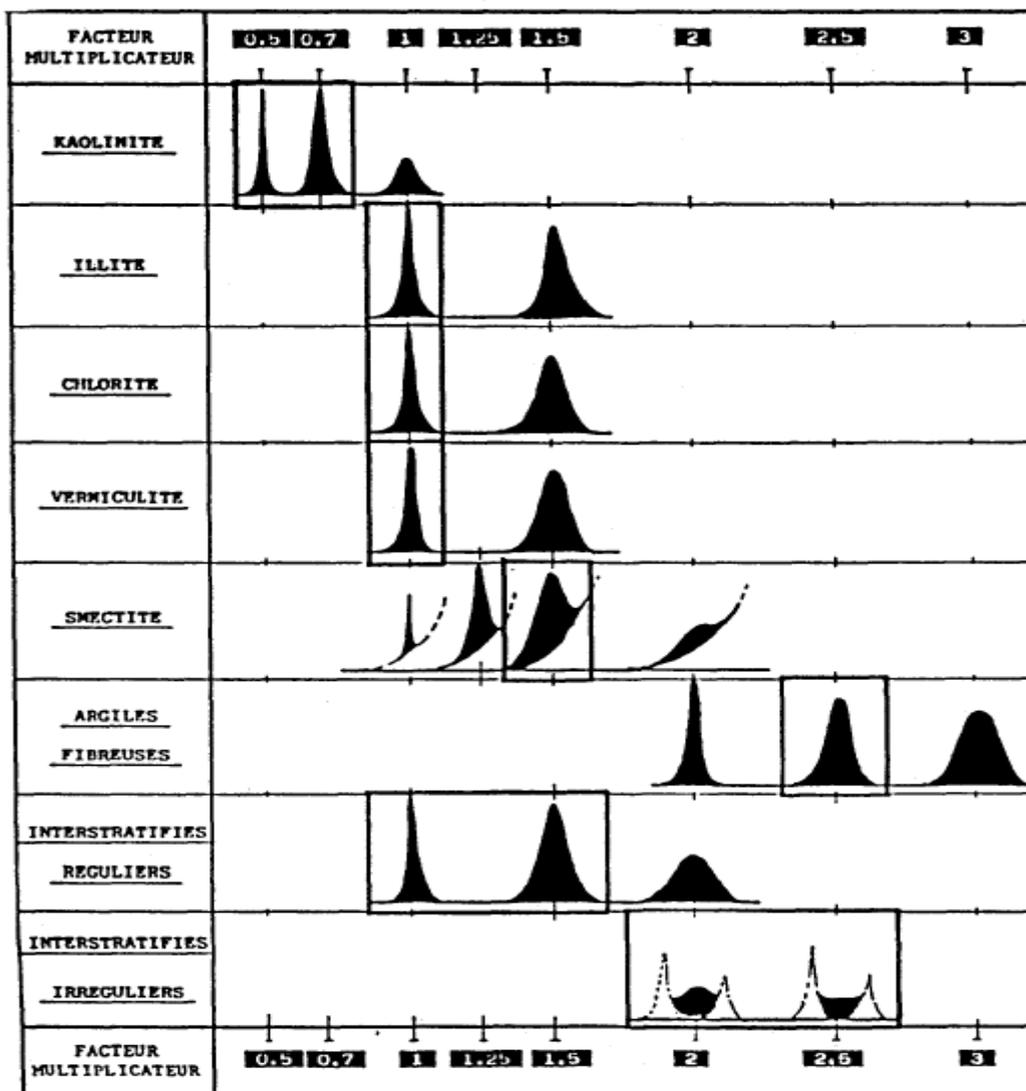
Illite	10A
Chlorite	14A
Vermiculite	14A
Smectite	17A
Kaolinite	7A
Palygorskite	10.4A
Sépiolite	12A

Toutes les mesures sont généralement effectuées sur le spectre EG.

f) Estimer semi-quantitativement l'abondance relative de chaque minéral identifié en multipliant l'intensité mesurée par un facteur correctif tenant en compte la forme du pic et donc l'état de cristallisation du minéral (Tab.27 et 28). Ce facteur tient aussi compte d'autres paramètres liés à la technique:

➤ L'élargissement expérimental des réflexions qui affectent surtout les réflexions étroites (surface limitée). Ceci explique le choix du facteur correctif de 0.5 ou 0.7 pour la kaolinite plutôt que 1 comme pour l'illite.

➤ Les variations d'incidences du faisceau sur la préparation, surtout pour les petits angles où la surface analysée est grande. Une part de la surface analysée n'est pas assimilable à un cercle goniométrique, on a donc un défaut d'alignement entre la source, l'échantillon et le détecteur. Cela induit une atténuation des intensités des réflexions aux petits angles par rapport aux autres.



Analyse semi-quantitative des minéraux argileux à partir de préparations orientées. Valeurs des facteurs multiplicateurs proposés pour les différents minéraux argileux, en fonction de la forme de la réflexion principale

Tab.28- Estimation semi-quantitative : facteur correctif à appliquer aux intensités mesurées (Holtzapf, 1985).

Pour l'intensité de l'illite mesurée à 10A, on choisit arbitrairement un facteur correctif de 1. Pour la kaolinite à 7A, on fixe généralement un facteur correctif multiplicatif plus petit de 0.5 ou 0.7 (vu degré d'organisation élevé, réflexion moins atténuée). Pour la smectite, en théorie, on lui attribue généralement un facteur correctif multiplicatif plus élevé de 1.5 à 2 (réflexion atténuée, faible degré d'organisation). Cependant, des essais de laboratoires ont montré que pour une même quantité de smectite et d'illite, la réflexion à 17A de la smectite était 4 à 5 fois plus importante que celle de l'illite (J. Thorez, comm. pers.). J. Thorez propose donc d'utiliser un facteur correctif de 0.2 à 0.25 pour les smectites.

Illite	x 1.00
10-14	x 0.40
14-14	x 0.40
Chlorite	x 0.34
Vermiculite	x 0.34
Smectite	x 0.25
Smectite Al	x 0.25
Kaolinite	x 0.70

Tab.29 – facteurs correctifs (Thorez)

II.3. Pourcentage des inter-stratifiés (présence des minéraux gonflant):

Le critère minéralogique est basé sur le pourcentage moyen de minéraux gonflants (**Smectites et interstratifiés**) présents dans la phase argileuse ; a partir des graphiques d'analyse aux rayons X (voir ANNEXE E) de 14 échantillons prélevés de la région étudiée. Les résultats de calcul sont présentés dans le tableau 29. L'abaque de la (Fig.46 - Thorez, 1986) permet d'estimer le taux de gonflement à partir de la mesure du paramètre v/p.

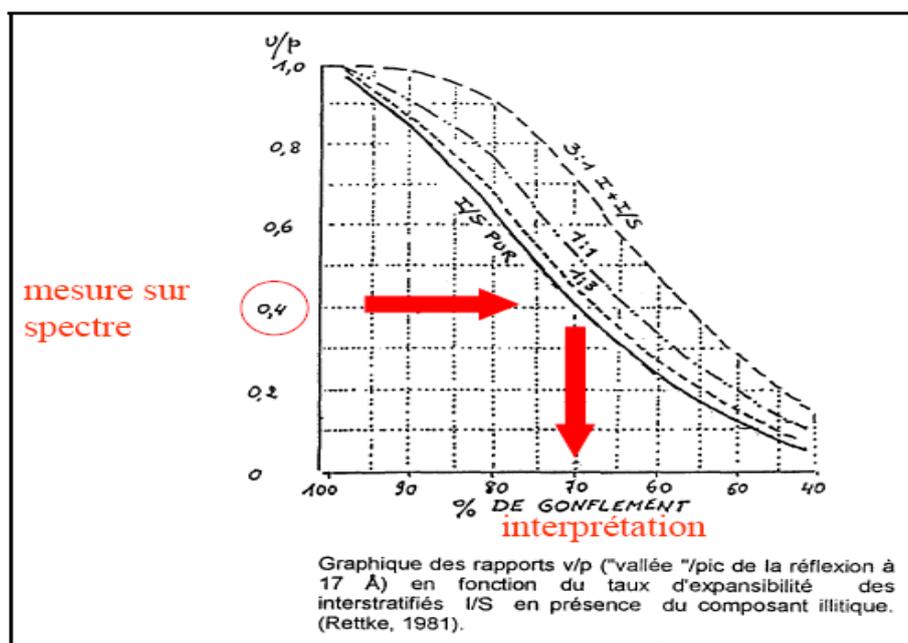


Fig.46 : Paramètre v/p et teneur en smectite dans un interstratifié illite-smectite (Thorez, 1986)

	pics (d)	minéral	intensité	intensité corri	pourcentage (%)	rapport (V/P)	% Gonflement
Ech 01							
	17,16	Smectite	80	20	30	0,4	70
	7,16	Kaolinite	70	52	70		
Ech 02							
	16,94	Smectite	81	20	35	0,46	74
	7,14	Kaolinite	52	36	65		
Ech 03							
	17,28	Smectite	82	20	50	0,63	82
	7,15	Kaolinite	29	20	50		
Ech 04							
	16,87	Smectite	140	35	55	0,86	93
	7,13	Kaolinite	40	28	45		
Ech 05							
	16,92	Smectite	140	35	57	0,88	94
	7,17	Kaolinite	37	26	43		
Ech 06							
	16,58	Smectite	142	35	58	0,89	95
	7,15	Kaolinite	35	25	42		
Ech 07							
	17,33	Smectite	80	20	43	0,6	79
	7,16	Kaolinite	38	27	57		
Ech 08							
	17,25	Smectite	86	21	49	0,7	85
	7,15	Kaolinite	32	22	51		
Ech 09							
	16,99	Smectite	130	32	43	0,8	88
	7,16	Kaolinite	62	43	57		
Ech 10							
	16,65	Smectite	122	30	40	0,77	87
	7,13	Kaolinite	63	44	60		
Ech 11							
	17,11	Smectite	45	11	20	0,22	60
	7,17	Kaolinite	61	43	80		
Ech 12							
	16,74	Smectite	52	13	15	0,38	68
	7,13	Kaolinite	105	73	85		
Ech 13							
	16,93	Smectite	128	32	53	0,79	88
	7,1	Kaolinite	40	28	47		
Ech 14							
	17,2	Smectite	50	12	50	0,34	66
	7,13	Kaolinite	17	12	50		

Tableau 30 : pourcentage de gonflement dans les interstratifiés.

III. Analyse et commentaire des résultats de minéralogie :

Les sols argileux ont un comportement très difficile à gérer et exige nécessairement de connaître le pourcentage de l'argile dans le sol à étudier et en une deuxième part le type du minéral composant cette argile et son pourcentage.

Pour les sols de secteur de Tébessa, le pourcentage de l'argile total varie entre 42.49% et 45.65%. C'est une teneur assez considérable qui donne une importance à l'étude géotechnique de ces sols vis-à-vis de leur caractère de gonflement. Ce dernier, comme a été mentionné, est fonction du type du minéral en composition.

Les résultats des diffractomètres montrent un pourcentage des smectites et interstratifiés qui varie entre 20% et 58% associés à la Kaolinite dont le pourcentage varie entre 50% et 85%.

L'existence de ces minéraux a participé à l'intensification du phénomène de gonflement dont le pourcentage maximum atteint 95%. D'où on doit insister sur l'approche minéralogique et que l'existence du minéral argileux (particulièrement la smectite et les interstratifiés) est le responsable du problème de retrait-gonflement des sols étudiés.

La variation de la teneur en ce minéral décide l'ampleur du gonflement et par suite le degré du danger qu'elle puisse induire. C'est d'ailleurs la variation de cette teneur en minéral qui attribue au sol un pourcentage de gonflement variable même à des propriétés physiques et granulométriques analogues. On a remarqué que l'augmentation du pourcentage du gonflement provoque une augmentation du potentiel et pression de gonflement pour les sols étudiés. Malheureusement une corrélation statistiquement fiable n'est pu être obtenue devant la banque de données (concernant la minéralogie) aussi maigre dont nous disposant.

Malgré que nous avons tenté d'introduire la minéralogie comme facteur correcteur entre les valeurs du gonflement déterminées par les méthodes indirectes, et les résultats d'essai au labo, la banque de données minéralogique jusqu'à présent n'est pas suffisante pour tirer des conclusions plus fiables.

La détermination des zones de sols gonflants doit faire intervenir la composition minéralogique pour se prévenir des conséquences graves du phénomène retrait-gonflement.

I. INTRODUCTION

Pour les praticiens, comprendre le mécanisme fondamental qui provoque le gonflement des argiles est secondaire, par contre, soupçonner au préalable le caractère gonflant d'une formation et pouvoir ensuite obtenir rapidement des estimations de la pression et de l'amplitude de gonflement serait d'un grand intérêt économique puisqu'elles permettent d'orienter les reconnaissances et informent les concepteurs sur le type de fondation à adopter.

Le présent travail s'inscrit dans le cadre d'une cartographie des zones expansives (carte d'aléa retrait-gonflement) où l'en identifie l'aspect gonflant des argiles pour donner au concepteur les moyens d'une réelle prise en compte du phénomène de gonflement.

Par définition, l'aléa retrait-gonflement est la probabilité d'occurrence dans l'espace et dans le temps des changements réversible de volume du sol support suite aux variations des conditions climatiques.

Une bonne délimitation de zones à sols argileux potentiellement gonflants comptée à une prévision précise des conditions climatique permet sans doute d'améliorer la qualité des cartes d'aléa prévues. Ces cartes seront réalisées sur la base d'un diagnostique qui fait intervenir plusieurs facteurs dans l'occurrence de phénomène soit sur la base des mesures, calcule, ou simplement observés lors des visites sur terrain.

II. Le Phénomène de retrait-gonflement dans la région de Tébessa :

Le phénomène de retrait-gonflement de certains sols argileux et des formations géologiques argileuses affleurantes provoquent des mouvements différentiels se manifestant le plus souvent par des désordres affectant les bâtiments et les superstructures. Sur le territoire de la Wilaya de Tébessa, ces phénomènes ont été mis en évidence à l'occasion des fissures et désordres observées au niveau de certaines cités (El Mardja, Rocade, BATIJEK...) suite à des périodes de sécheresses prolongées durant lesquelles le phénomène de retrait-gonflement à pris une ampleur importante.

Les variations de volume du sol ou des formations lithologiques affleurantes à sub-affleurantes sont dues, d'une part, à l'interaction eau/solide, aux échelles microscopiques et macroscopiques, et, d'autre part, à la modification de l'état de contrainte en présence d'eau. Ces variations peuvent s'exprimer soit par un gonflement (augmentation de volume), soit par un retrait (réduction de volume). Elles sont spécifiques à certains matériaux argileux, en particulier ceux appartenant au groupe des smectites.

Au cours de périodes humides, les argiles situées à faible profondeur sont souvent « déconsolidées », humidifiées ont épuisé leur potentiel de gonflement à l'état naturel. Mais elles sont dans un état éloigné de leur limite de retrait (teneur en eau à partir de laquelle toute diminution de cette teneur provoquera une fissuration du matériau argileux par dessiccation) et peuvent se rétracter si leur teneur en eau diminue de façon notable. Dans ce contexte, les sinistres surviennent surtout lorsqu'une période de sécheresse prolongée provoque l'apparition de pression interstitielle négative dans la tranche superficielle du sol soumis à l'évapotranspiration.

II.1. Facteurs intervenant dans le retrait-gonflement (concernant la cartographie).

Les phénomènes de retrait-gonflement sont dus pour l'essentiel à des variations de volume de formations argileuses sous l'effet de l'évolution de leur teneur en eau.

1. Ces variations de volume se traduisent par des mouvements différentiels de sols, susceptibles de provoquer des désordres au niveau du bâti.

Parmi les facteurs intervenant dans la réalisation de ce phénomène, on distingue classiquement des *facteurs de prédisposition* et des *facteurs de déclenchement*.

II.1.1. Facteurs de prédisposition

Les **facteurs de prédisposition** sont ceux dont la présence induit le phénomène de retrait-gonflement, mais ne suffit pas à elle seule à le déclencher. Ces facteurs sont fixes ou évoluent très lentement avec le temps. On distingue les facteurs internes qui sont liés à la nature du sol et des facteurs d'environnement qui caractérisent plutôt le site. Les facteurs de prédisposition permanents conditionnent en fait la répartition spatiale du phénomène. Ils permettent de caractériser la susceptibilité du milieu vis-à-vis du phénomène de retrait-gonflement.

a) Nature du sol

La nature lithologique du sol est un facteur prédominant dans le mécanisme de retrait-gonflement.

La procédure d'étude de la nature lithologique du sol est basée sur l'exploitation des cartes géologiques à l'échelle 1/50 000, et les logs stratigraphiques des sondages creusés pour l'exploration du territoire; elle comporte un inventaire des formations affleurantes à sub-affleurantes basé sur les critères géologiques. D'autre part, l'exploitation de la carte des sols à l'échelle 1/500 000 nous a fourni une description basée sur des critères pédologiques (sols) dont l'information à l'échelle du 1/50 000 n'est d'ailleurs pas disponible localement (Il est fait abstraction des éventuels remblais de faible épaisseur qui peuvent exister comme soubassement des bâtis sinistrés).

La majorité des dossiers consultés montre que « l'origine géologique » des sinistres est toujours représentée par une formation géologique argileuse et marneuse ce qui conforte le concept adopté. Cependant, il semble important de signaler qu'une carte géologique en tant que telle ne suffit pas à déterminer la répartition des sols argileux sensibles au retrait-gonflement. En effet, de telles cartes ne prennent pas toujours en compte les éventuelles transformations locales du sol, et les différents faciès des formations les plus superficielles ne sont pas toujours cartographiés avec précision. Or, concernant la nature des formations géologiques, les éléments qui influent sur la susceptibilité au retrait-gonflement sont en premier lieu la lithologie de la formation (c'est à dire principalement la proportion de matériaux argileux, autrement dit d'éléments fins inférieurs à 2 μm).

En moindre proportion, mais non négligeable, la géométrie de la formation argileuse influe sur la susceptibilité au retrait-gonflement. En effet, une formation sera d'autant plus sujette à ce phénomène qu'elle sera en position superficielle et de géométrie épaisse et continue.

Cela est dit, le facteur prédominant, qui détermine le degré de susceptibilité d'une formation argileuse au phénomène de retrait-gonflement, est lié à sa composition minéralogique. Une formation sera d'autant plus sensible au phénomène que sa fraction argileuse (au sens granulométrique) contiendra une forte proportion de minéraux argileux dits « gonflants ». En effet, certains minéraux argileux présentent, par rapport aux autres, une aptitude nettement supérieure vis-à-vis du phénomène de retrait-gonflement, les propriétés gonflantes du sol seront d'autant plus marquées que le pourcentage de minéraux expansifs (montmorillonite) sera élevé (Komine & Ogata, 1994 ; Tabani, 1999 et Xu et al., 2003). Il s'agit essentiellement des smectites (montmorillonites), de certains minéraux argileux interstratifiés, de la vermiculite et de certaines

chlorites. Cette composition minéralogique dépend étroitement des conditions de dépôt et d'évolution diagénétique (ensemble des processus qui affectent un dépôt sédimentaire initial pour le transformer en roche).

De façon plus quantitative, la connaissance de la composition minéralogique d'une formation argileuse s'opère directement par des analyses de caractérisation des minéraux argileux en laboratoire selon la méthode de diffractométrie aux rayons X (14 échantillons des sols argileux de profondeurs variant de 2-4m ont été analysés par XRD au laboratoire «*Argiles Et Paléoclimats*» de l'université de Liège, Belgique par le diffractomètre à rayon X de type D8-Advance, Bruker. On peut enfin caractériser, par des essais géotechniques en laboratoire, l'aptitude du matériau à absorber de l'eau, voire mesurer directement sa capacité de gonflement ou de retrait. Ces deux dernières approches (caractérisation minéralogique et évaluation du comportement géotechnique du matériau) présentent l'avantage majeur de fournir des résultats quantitatifs rigoureux, mais exigent un très grand nombre de mesures pour caractériser de manière statistique le comportement de chacune des formations, qui sont par nature hétérogènes.

b) Contexte hydrogéologique

Parmi les facteurs de prédisposition, les conditions hydrogéologiques constituent des facteurs environnementaux régissant les conditions hydrauliques *in situ*. Or, la présence d'une nappe phréatique rend plus complexe le phénomène de retrait-gonflement.

En effet, les conditions hydrauliques *in situ* (teneur en eau et degré de saturation) varient dans le temps, non seulement en fonction de l'évapotranspiration (dont l'action est prépondérante sur une tranche très superficielle de l'ordre de 1 à 2 m d'épaisseur), mais aussi en fonction des fluctuations de la nappe éventuelle (dont l'action devient prépondérante en profondeur). Ces variations hydriques des sols se traduisent, pour des formations argileuses sensibles, par des variations de leurs caractéristiques mécaniques.

La présence d'une nappe permanente à faible profondeur permet généralement d'éviter la dessiccation de la tranche de sol superficielle. Inversement, un rabattement de cette nappe (sous l'effet de pompages ou d'un abaissement généralisé du niveau), ou le tarissement naturel des circulations d'eau superficielles en période de sécheresse, aggrave la dessiccation de la tranche de sol soumise à l'évaporation.

c) Contexte géomorphologique

La topographie de surface constitue un facteur permanent de prédisposition et d'environnement qui peut conditionner la répartition spatiale du phénomène de retrait-gonflement.

La présence d'une pente favorise le ruissellement et donc le drainage, tandis qu'une morphologie plate sera d'avantage susceptible de recueillir des eaux stagnantes qui ralentiront la dessiccation du sol. Par ailleurs, un terrain en pente sera plus sensible à l'évaporation du fait de l'ensoleillement, qu'un terrain plat.

D'autre part, il arrive souvent qu'une maison construite sur un terrain en pente soit plus sensible au problème de retrait-gonflement, en raison d'une dissymétrie des fondations lorsque celles-ci sont descendues partout à la même cote. Le bâtiment se trouve alors enterré plus profondément du côté amont. De ce fait, les fondations situées à l'aval subiront des mouvements plus importants de la part du sol qui, étant en position plus superficielle, est souvent plus altéré et donc davantage sensible aux variations de teneur en eau.

d) Végétation

Il est désormais avéré que la présence de végétation arborée à proximité d'une maison peut constituer un facteur déclenchant du phénomène de retrait-gonflement, même s'il n'est souvent qu'un facteur aggravant de prédisposition. En effet, les racines soutirent par succion (mécanisme d'osmose) l'eau du sol. Cette succion crée un gradient de la teneur en eau du sol qui peut se traduire par une dépression locale autour du système racinaire. Ce phénomène de succion peut donc provoquer un tassement localisé du sol autour de l'arbre. Si la distance au bâtiment n'est pas suffisante, cela entraînera des désordres dans les fondations. On considère en général que l'influence d'un arbre adulte se fait sentir jusqu'à une distance égale à une fois et demi sa hauteur.

Il est à noter que les racines seront naturellement incitées à se développer en direction de la maison, puisque celle-ci s'oppose à l'évaporation et qu'elle maintient donc une zone de sol plus humide sous sa surface. Contrairement au processus d'évaporation, qui affecte surtout la tranche superficielle des deux premiers mètres, les racines d'arbres ont une influence jusqu'à 4, voire 5 m de profondeur. Le phénomène sera d'autant plus important que l'arbre est en pleine croissance et qu'il a, de ce fait, davantage besoin d'eau. Ainsi, on considère qu'un peuplier ou un saule adulte a besoin de 300 litres d'eau par jour en été (Habib, 1992).

e) Défauts de construction

Ce facteur de prédisposition, dont l'existence peut être révélée à l'occasion d'une sécheresse exceptionnelle, se traduit par une aggravation des désordres. Les visites répétées à des cités affectées par des désordres dues au phénomène de retrait-gonflement ont montré que des sinistres concernaient des maisons individuelles dépourvues de chaînage horizontal et fondées sur semelles continues peu ou non armées et peu profondes (40 à 80 cm).

II.1.2. Facteurs de déclenchement

Les **facteurs de déclenchement** sont ceux dont la présence provoque le phénomène de retrait-gonflement, mais qui n'ont d'effet significatif que s'il existe des facteurs de prédisposition préalables. La connaissance des facteurs déclenchants permet de déterminer l'occurrence du phénomène (autrement dit l'aléa et non plus seulement la susceptibilité).

a) Phénomènes climatiques

Les phénomènes météorologiques exceptionnels constituent le principal facteur de déclenchement du phénomène de retrait-gonflement. Les variations de teneur en eau du sol sont dues à des variations climatiques saisonnières. La profondeur de terrain affectée par les variations saisonnières de teneur en eau peut être considérable sous notre climat semi-aride, elle peut atteindre plusieurs mètres lors d'une sécheresse exceptionnelle (surtout estivale), ou dans un environnement défavorable (végétation proche).

Les deux paramètres importants sont les précipitations et l'évapotranspiration. En l'absence de nappe phréatique, ces deux paramètres contrôlent en effet les variations de teneur en eau dans la tranche superficielle des sols. On raisonne en général sur les hauteurs de pluies efficaces qui correspondent aux précipitations diminuées de l'évapotranspiration. Cette dernière est la somme de l'évaporation (liée aux conditions de température, de vent et d'ensoleillement) et de la transpiration (eau absorbée par la végétation). Ce paramètre même mesuré dans une station météorologique, sa répartition spatiale n'est pas connue car sa valeur dépend étroitement des conditions locales de végétation.

De surcroît, il est difficile de relier la répartition, dans le temps, des hauteurs de pluies efficaces avec l'évolution des teneurs en eau dans le sol. On observe, évidemment, qu'après une période de sécheresse prolongée, la teneur en eau dans la tranche superficielle de sol a tendance à diminuer, et, ceci, d'autant plus que cette période se prolonge. On peut établir des bilans hydriques en prenant en compte la quantité d'eau réellement infiltrée, ce qui suppose d'estimer, non seulement l'évapotranspiration, mais aussi le ruissellement comme est effectué dans notre étude climatologique¹. Mais toute la difficulté est de connaître la réserve utile des sols, c'est-à-dire leur capacité d'emmagasiner de l'eau et de la restituer ensuite (par évapotranspiration ou en la transférant à la végétation par son système racinaire). Le volume de cette réserve utile n'est généralement connu que ponctuellement et l'état de son remplissage ne peut être estimé que moyennement selon certaines hypothèses (on considère généralement qu'elle est pleine en fin d'hiver), ce qui rend extrêmement délicate toute analyse de ce paramètre à l'échelle du secteur.

b) Facteurs anthropiques

Il s'agit d'autres facteurs de déclenchement, qui ne sont pas liés à un phénomène climatique, par nature imprévisible, mais à une action humaine. En effet, les travaux d'aménagement, en modifiant la répartition des écoulements superficiels et souterrains, ainsi que les possibilités d'évaporation naturelle, sont susceptibles d'entraîner des modifications dans l'évolution des teneurs en eau de la tranche superficielle de sol. En particulier, des travaux de drainage réalisés à proximité immédiate d'une maison peuvent provoquer des mouvements différentiels du terrain

Dans le voisinage. Inversement, une fuite dans un réseau enterré peut entraîner un mouvement consécutif à un gonflement des argiles de l'encaissant. Par ailleurs, la présence de sources de chaleur en sous-sol (four ou chaudière), près d'un mur, peut, dans certains cas, aggraver, voire déclencher la dessiccation du sol à proximité et entraîner l'apparition de désordres localisés.

II.2. METHODOLOGIE ET PARAMETRES DE LA CARTOGRAPHIE

II.2.1. Cartographie des formations géologiques

La cartographie des formations argileuses au niveau du secteur d'étude est réalisée à partir de la carte géologique (1/50 000) et de quelques coupes de sondages consultées sur les rapports de Laboratoire des Travaux Publics de l'Est (L.T.P.E).

II.2.2. Caractérisation minéralogique et géotechnique des formations

La synthèse des notices des cartes géologiques et la carte des sols a permis de définir les caractéristiques lithologiques et minéralogiques des formations argileuses et argilo-marneuses, et, en particulier, de répertorier la présence d'argiles gonflantes. Les données bibliographiques disponibles ont été jugées insuffisantes pour permettre une hiérarchisation des formations sur la base de ce critère minéralogique la cause qui nous a amené à procéder à une campagne spécifique d'échantillonnage et d'analyse qui n'aurait de toute façon fourni que des résultats ponctuels, mais qui sont nécessairement représentatifs des formations considérées.

¹ voir chapitre II - p.26

II.2.3. Examen des autres facteurs de prédisposition ou de déclenchement

Les **facteurs ponctuels** de prédisposition ou de déclenchement que sont, notamment, la végétation arborée, les actions anthropiques ou les défauts de construction, n'ont pas été pris en compte, dans la mesure où leur impact est purement local et que leur répartition ne peut être cartographiée à l'échelle de l'étude.

Les **conditions climatologiques** n'ont pas fait l'objet d'un examen spécifique dans le cadre de la présente étude, bien qu'il s'agisse du principal facteur de déclenchement du phénomène.

La répartition spatiale des déficits pluviométriques est rendue impossible par l'absence de plusieurs stations météorologiques qui peuvent mettre en évidence les zones de la région d'étude les plus touchées. Une telle analyse, pour être fiable, suppose la connaissance préalable des valeurs de réserves utiles des sols en tous points du secteur, et la réalisation de bilan hydrologique, alors que dans notre cas, les données issues d'une seule station météorologique ne peuvent être discriminatives des zones de teneur en eau variée. Elles sont valables pour donner une estimation de l'état de saturation du sol à l'échelle régionale et le degré d'influence de la précipitation et l'évapotranspiration sur le comportement des sols argileux. Le critère climatologique ne peut pas être finalement pris en compte dans l'élaboration de la carte de l'aléa.

Le **contexte hydrogéologique** a fait l'objet d'une analyse qualitative de l'influence des eaux souterraines. Le rôle joué par ce facteur dans le déclenchement ou l'aggravation de certains sinistres apparaît plus ou moins à la lecture de certains rapports d'expertises. Ce rôle est cependant difficile à mettre en évidence à l'échelle de l'étude dans la mesure où il dépend souvent des conditions très locales. C'est pourquoi, ce critère ne peut pas non plus être retenu dans l'élaboration de la carte d'aléa.

Quant à la **géomorphologie**, il apparaît également que c'est un élément important qui conditionne la susceptibilité au retrait-gonflement. Ceci est mis en évidence par une concentration des sinistres sur les versants des vallées. Si cette concentration s'explique largement par la nature argilo-marneuse des formations qui affleurent dans ces secteurs, l'examen des rapports d'expertise montre qu'un nombre de ces sinistres survenus en zone de pente s'expliquent aussi par un défaut de conception ou de réalisation des fondations, les phénomènes de retrait-gonflement ne faisant que révéler ces défauts ou aggraver les désordres occasionnés. Pour cette raison il a été jugé préférable d'établir la cartographie en partant des contours des formations lithologiques plutôt que de se baser sur un découpage en unités géomorphologiques homogènes.

II.2.3. Paramètres à cartographier :

Il s'agit en particulier d'analyser l'aspect expansif des argiles en cartographiant la variabilité des paramètres de gonflement au niveau du secteur étudié. La carte obtenue doit faire ressortir les zones argileuses qui sont susceptibles d'être expansives. Afin d'apprécier cet aspect de comportement, nous exploiterons les résultats de l'étude qualitative et quantitative déjà réalisée² qui consiste à une identification du potentiel de gonflement des formations rencontrées en s'aidant des classifications disponibles dans la littérature se basant essentiellement sur la limite de liquidité W_L , l'indice de plasticité I_p et le coefficient de gonflement C_g . Le pourcentage de

2. Voir les chapitres I, II et III dans ce document

gonflement issu des analyses par diffraction aux rayons X sert de même à limiter les zones de gonflement à craindre.

II.2.4. Recensement et localisation géographique des sinistres :

Afin d'approcher la cartographie de l'aléa retrait-gonflement (qui correspond, rappelons-le, à la probabilité d'occurrence du phénomène), une carte d'inventaire des sinistres est la première prononcée comme résultat de nos visites et observations sur terrain ajoutées à des consultations de quelques rapports de L.T.P.E. Elle permet à l'échelle de la région étudiée de localiser les zones ayant déjà subi des désordres dus au potentiel élevé de gonflement des argiles en composition. Superposée aux cartes du potentiel de gonflement basé sur les paramètres à cartographier et la carte de pourcentage de gonflement, la carte d'inventaire va permettre un ajustement et une amélioration de la qualité de la carte d'aléa.

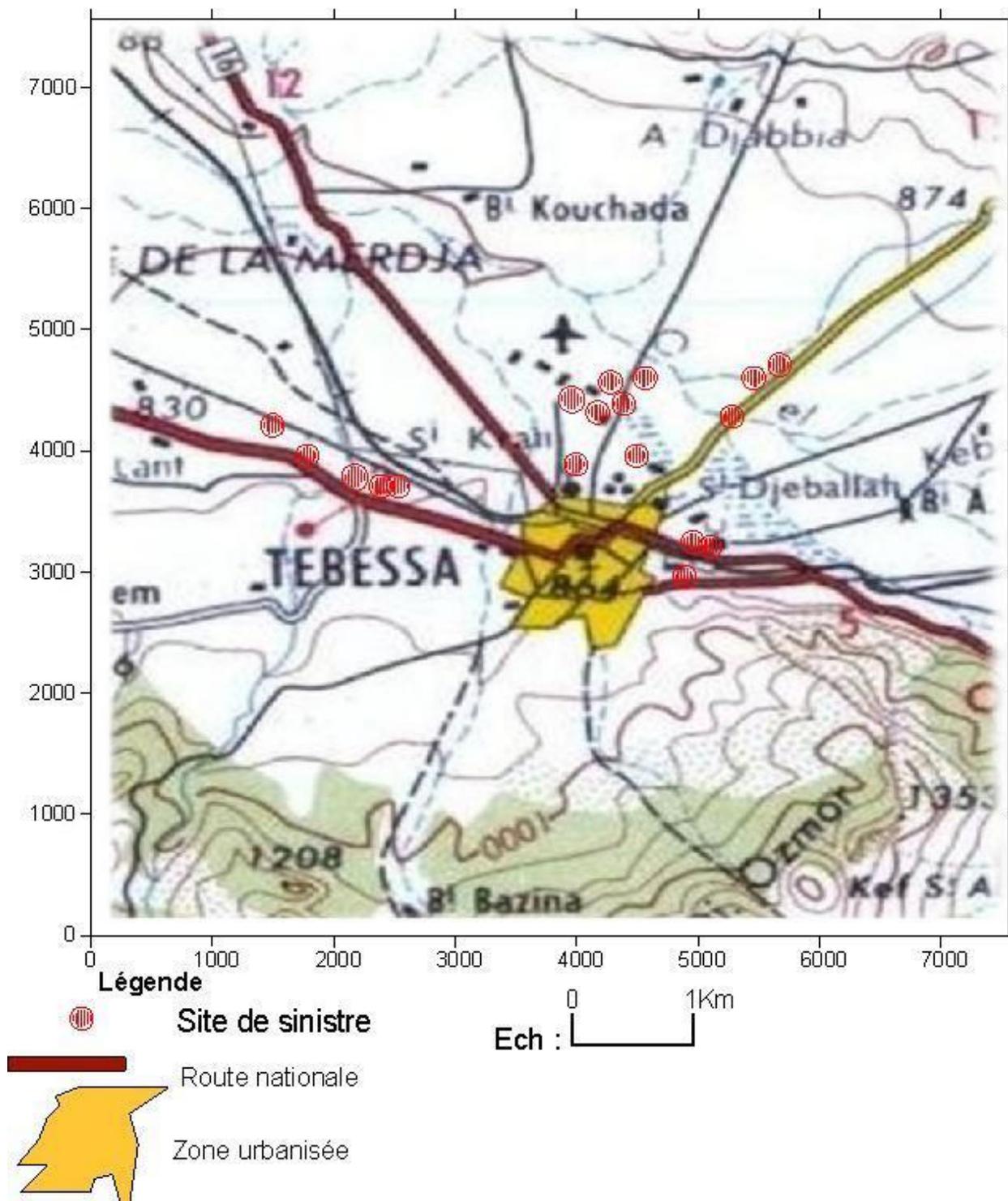


Fig.47 : carte d'inventaire des zones sinistrées.

L'inventaire des zones sinistrées s'est basé sur la collecte de toutes les informations disponibles au niveau de LTPE de Tébessa, la direction des travaux publics, des bureaux d'étude ainsi que des visites sur terrain faites par nous même. Ceci exclue des zones où le sinistre

n'a pas été déclaré ou que des fissurations de sol ont pris naissance dans des zones sans pertes vu qu'elles sont non urbanisées ou qui ne porte aucune valeur à recenser. C'est ce qui explique l'absence de points représentatifs de sinistres dans la partie Sud.

La plupart des sinistres sont marqués par la dégradation de la route (RN 10), la fissuration des dallages des bâtiments et trottoirs (BATIJEK). Plusieurs manifestations du phénomène de retrait-gonflement sont notées dans la zone d'El.Merdja connue par l'accumulation continue des eaux à sa surface (eaux de précipitation naturelle ou les eaux usées) et sa forme plane qui peut intercepté continuellement les radiations solaires pouvant influencer la variation du taux d'humidité.

II.2.5. Carte de l'aléa :

L'aléa retrait-gonflement du sol de notre étude est basé sur trois paramètres escompté être représentatifs du pourcentage de gonflement des argiles, à savoir : la limite de liquidité WI , l'indice de plasticité I_p , l'indice de gonflement C_g , et la pression de gonflement σ_g tirée des formules empirique pour avoir une idée sur l'ampleur de cette pression.

La carte de l'aléa basée sur les données de l'analyse minéralogique aux rayons X utilise les pourcentages des minéraux gonflants existants dans la phase argileuse des échantillons de la région étudiée pour limiter les zones de différents degrés d'aléa.

-cartographie des différents paramètres de gonflement :

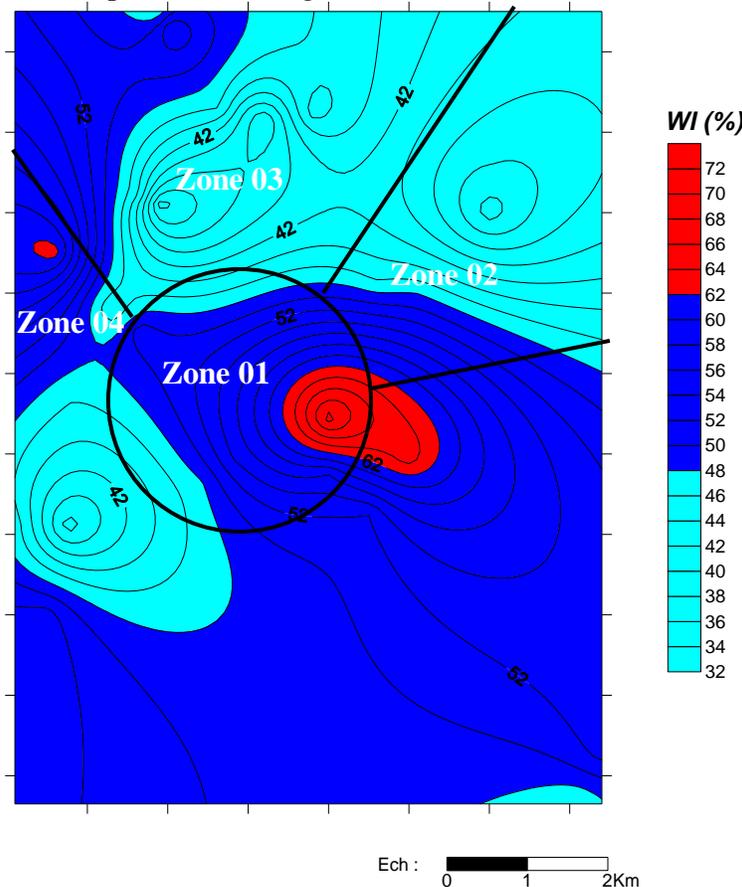


Fig. 48 : Cartographie du potentiel de gonflement en fonction de limite de liquidité d'après Ghen (1988).

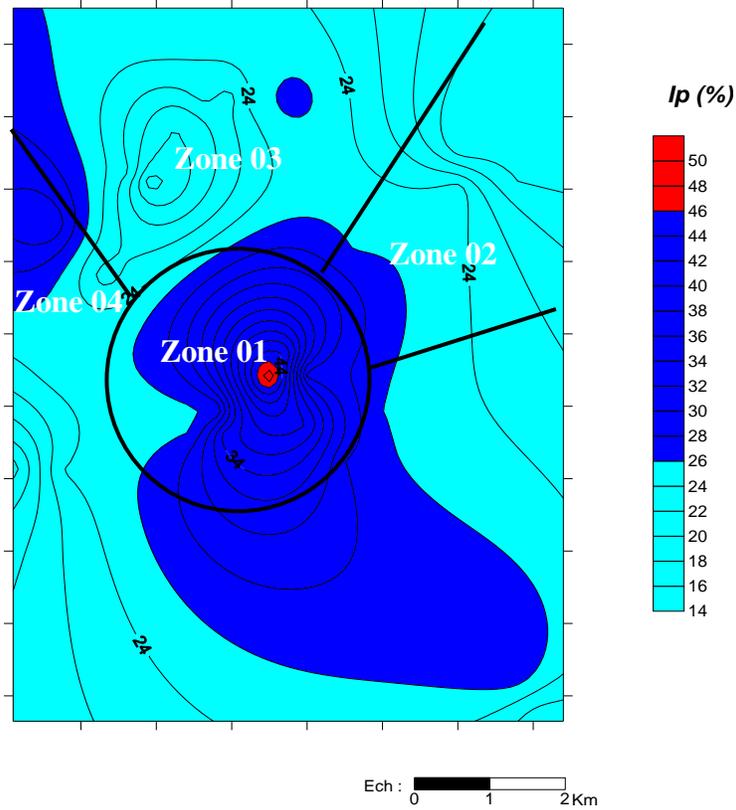


Fig. 49: Cartographie du Potentiel de gonflement en fonction de limite de plasticité d'après Holtz, Dakshanamurthy et Raman (1973).

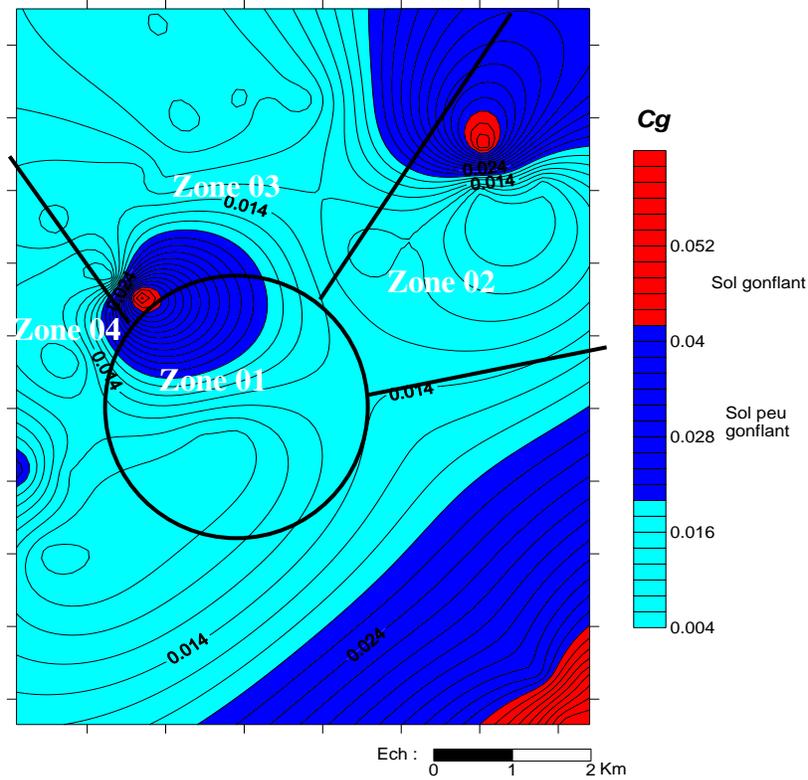


Fig.50 : Cartographie du Potentiel de gonflement en fonction des valeurs C_g

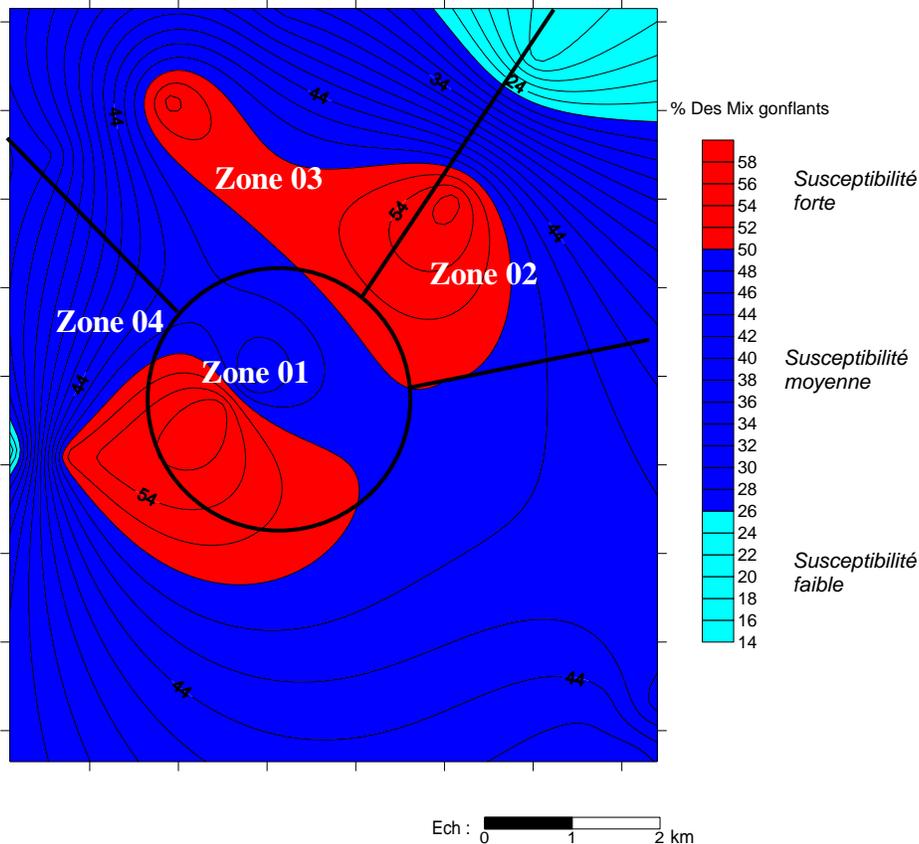


Fig.51 : Répartition des minéraux gonflants existants dans la région et susceptibilité d'aléa

- Pour valider la carte de susceptibilité d'aléa retrait-gonflement (fig.51) issue de la répartition spatiale du pourcentage des minéraux gonflants dans la région, il est indispensable de référencier à la pression de gonflement mesurée au laboratoire ainsi qu'aux zones de sinistres occasionnés.

Si les opérateurs se trouvent obligés de construire sur des sols gonflants, il est recommandé d'appliquer la série de mesures préventives :

- éviter toutes venues d'eau accidentelles, en renforçant l'étanchéité des canalisations, en mettant en place un drainage périphérique et en disposant un remblai compacté, avec des matériaux argileux non gonflants au-dessus des semelles car la règle d'or pour la construction sur ce genre de sol est « éviter à tout prix les variations différentielles de teneur en eau sous la construction ainsi qu'à son voisinage immédiat ».
- utiliser des canalisations flexibles, avec des joints parfaitement étanches, poser ces canalisations sur un lit de matériaux inertes
- Rechercher un niveau de fondation insensible aux variations de température et d'humidité.
- Meilleur raidissement de l'ouvrage.
- Éviter les dallages sur terrain plein.
- Proscrire la proximité des arbres et arbustes
- Adopter une liaison souple à l'arrivée et au départ des canalisations.

La solution radicale est d'éviter de construire sur des sols très gonflants. Il faut rappeler que la reprise en sous oeuvre est souvent très coûteuse et pas toujours efficace.

Conclusion Générale :

La présente étude concerne le phénomène de retrait-gonflement des sols de la région de Tébessa qui se manifeste par endommagements des ouvrages. Ces dommages se manifestent par des dégradations des routes (cas de RN10), des fissures dans les bâtiments et maisons individuelles (cas BATIJEK et d'El-Merdja, El-Kouif). Les pertes occasionnées s'élèvent à des dizaines de milliard de centimes. Il devient donc impératif d'approfondir l'état de connaissance sur les caractéristiques géotechniques et le comportement de ces sols.

Pour se faire, une démarche a été suivie pour diagnostiquer le problème selon une démarche allant du général au particulier :

Une première étude géologique à l'échelle régionale et locale basée sur les travaux de recherches de plusieurs auteurs (Dubourdieu, 1949, 1956 et 1959 ; Durozoy, 1956 ; Blés et Fleury, 1970 et J. M. Vila, 1980 et 1994 et des visites sur terrains) a permis à travers la description lithostratigraphique de l'environnement géologique de la région étudiée, de déterminer les zones dont les formations principales sont des argiles et des marnes.

L'aperçue géologique, au niveau des secteurs étudiés, affirme l'existence des formations argileuses et argilo-marneuses prédisposées de point de vu géotechnique à des problèmes de stabilité affectant les superstructures dues au phénomène de retrait-gonflement.

L'étude hydroclimatologique est réalisée sur les données climatiques issues de la station météorologique de Tébessa de 25 ans (1980 – 2005) et a montré que la région étudiée est d'un climat semi-aride de type continental (hiver froid et humide, et été chaud et sec) qui favorise la formation des minéraux argileux gonflants. Les déficits saisonniers en eau atteignent des ampleurs maximales, en conséquence, la teneur en eau des sols varie dans des proportions considérables et le gonflement résultant en surface est donc maximum. Les précipitations d'hiver ou durant les périodes exceptionnellement orageuses participent à la saturation des argiles et leur humidification continue, ce qui conduit à l'intensification du phénomène de gonflement. La température est extrêmement haute en été marquant parfois une extension de la période de sécheresse qui peut débiter avant l'été pour se terminer plusieurs jours après. C'est durant cette période que les argiles des terrains étudiés ont un comportement néfaste exprimé par des fentes de dessiccations de dimensions variables mais qui sont d'ampleur signifiant pour marquer des désordres au niveau des superstructures.

Le phénomène retrait-gonflement est étudié à travers une synthèse bibliographique portant sur l'aspect phénoménologique du gonflement et ses manifestations. La description des argiles (sols gonflants) est donnée à l'échelle macroscopique et microscopique, ce qui a permis de mettre en évidence plusieurs formes de gonflement. Lorsque le matériau est saturé, on se rend compte qu'il y a une interaction notable entre la particule argileuse, voire le feuillet pour les smectites, et les cations de l'eau interstitielle. Cette affinité induit à un gonflement d'autant plus important que le terrain contient des particules fines comme les smectites. D'où, il est nécessaire de pouvoir quantifier le gonflement possible à partir des essais d'identification ou d'essais en laboratoire ou in-situ.

Ces derniers conduisent à la détermination des paramètres caractéristiques du gonflement par une méthode directe (imbibition d'eau). La mesure de la pression de gonflement et du taux de gonflement au laboratoire dépend du type de matériel et de la

méthode utilisée, de l'état initial de l'échantillon et du chemin de contrainte suivi. L'influence de chacun de ces facteurs sur les paramètres du gonflement a été aussi analysée.

La méthode indirecte utilise des modèles empiriques très variés pour estimer le gonflement des sols. Les relations sont en général déterminées à partir d'échantillons remaniés dont le comportement n'est pas tout à fait identique à celui du matériau dans son état naturel. De plus, il semble que les lois mathématiques citées, qui sont significatives quand elles sont appliquées à un grand nombre de sols très différents au plan de la minéralogie et de la granulométrie, doivent être utilisées avec beaucoup de précautions sur des sols de natures voisines. Les modèles empiriques de gonflement sont très utiles en tant qu'indicateurs du potentiel de gonflement des sols, et sont significatifs lors d'études statistiques sur des sols différents, mais en aucun cas ne peuvent remplacer les essais directs de gonflement lors de l'étude pratique d'un sol donné.

Les essais d'identification ont montré que les sols étudiés sont de nature argile inorganiques plastiques.

L'application des formules empiriques déjà publiées qui utilisent trois paramètres (W_l , W , γ_d) et ceux qui utilisent deux paramètres (W_l , γ_d) donnent des résultats comparables aux données des essais de gonflement. Par contre, celles basées sur deux paramètres (W , W_l) donnent des valeurs incomparables aux résultats des essais directs.

Il en ressort de l'inventaire de ces approches qu'elles ne se basent ni sur les mêmes paramètres ni sur le même nombre. Leurs applications à des sols de la ville de Tébessa montrent qu'elles fournissent parfois des indications contradictoires, cependant elle a donné une idée claire sur le potentiel des sols gonflants de la région étudiée qui varie de moyen à élevé. Ce sont des formations potentiellement expansives signalant le danger de destruction des superstructures existantes ou projetées sur ces sols.

L'analyse statistique par ACP (Analyse en composante principale) a été réalisée dans le but de rechercher une corrélation entre les différents paramètres caractéristiques pour les sols de 27 sondages. L'analyse a signalé la nécessité d'ajouter d'autres paramètres permettant de distinguer des regroupements de sondages individualisés et de chercher d'autres corrélations surtout à des paramètres de nature différente (minéralogique, mécanique, granulométrique,...). L'ACP a montré aussi que la considération de la densité sèche dans les calculs est importante puisqu'elle influe les résultats en agissant d'une façon indépendante. Le danger de gonflement est signalé particulièrement en cinq sondages où nous estimons indispensable d'en analyser la minéralogie pour décider l'influence du minéral composant sur le comportement des argiles.

Pour se faire, une étude minéralogique détaillée portait sur 14 échantillons prélevés du site étudié, analysés par le diffractomètre à rayons X de type D8-Advance, Bruker, (université de Liège «Belgique»). Les résultats corroborent notre approche minéralogique en démontrant l'influence incontestable du minéral composant l'argile sur son potentiel de gonflement. Le pourcentage calculé de gonflement s'avère très important, même plus important qu'on imaginait, dû à la présence énorme du minéral de smectite (montmorillonite) très connu par son caractère expansif.

En fin, les descriptions quantitatives ainsi que qualitatives des caractéristiques de gonflement des argiles des sols étudiés ont servi de base pour diagnostiquer le problème de déformation des sols qui a sinistré quelques constructions. La meilleure façon pour

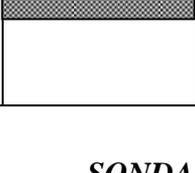
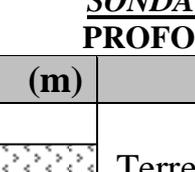
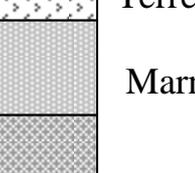
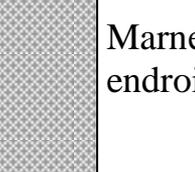
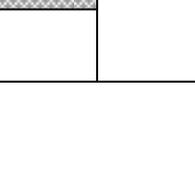
situer une zone à risque de gonflement est la cartographie de cet aléa qui malgré le manque d'une base de donnée riche en informations nécessaires pour un tel objectif, les cartes qui délimitent les zones expansives selon leur degré d'aléa ont été réalisés en se basant sur les paramètres calculés ou mesurés (la limite de liquidité W_l , l'indice de plasticité I_p , l'indice de gonflement C_g et le pourcentage des minéraux gonflants). Ces cartes montrent les zones ayant différent potentiel de gonflement élevé et peuvent servir de base pour les différents aménagements projetés dans la région.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aboubekr N., et Aissa Mamoune S. M., 2004** Stabilisation des sols gonflants par les sels
Conférence Internationale de Géotechnique – Beyrouth. Département de Génie Civil, Faculté des Sciences de l'Ingénieur, Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen, BP 230 Tlemcen (13000).
- Afes M., 1999** Stabilisation des sols gonflants : Cas d'une argile en provenance de Mila.
Thèse de doctorat. Institut National des Sciences Appliquées (I.N.S.A) de Lyon (France).
- AFNOR, Norme Française : XP P 94-091 Sols** : reconnaissance et essais - Essai de gonflement à l'oedomètre - Détermination des déformations par chargement de plusieurs éprouvettes.
- AFNOR, Norme Française : XP P 94-090-1 Sols** : reconnaissance et essais – Essai oedométrique - Partie 1 : Essai de compressibilité sur matériaux fins quasi saturés avec chargement par paliers.
- Alai Meunier 2003.** Argiles, Laboratoire « HYDR'ASA », UMR CNRS 6553, Université de Poitiers.
- Bahedi M., 1990** Mécanisme de déformation des argiles gonflantes sous l'effet des forces centrifuges et le calcul des semelles de fondation assise sur ces sols. Thèse de Ph.D Moscou.
- Bekkouche A., Aissa Mamoune S. M. et Djedid A., 2002** Technique de stabilisation des sols expansifs Journées d'Études sur les Sols Gonflants-JESG 27 Octobre 2002, Tlemcen Département de Génie Civil, Faculté des Sciences de l'Ingénieur, Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen, BP 230 Tlemcen (13000)
- Ben Jdidia M., Bouarada Z. et Khemakhem M., 2002** Traitement d'une argile gonflante par la chaux vive Journées d'études sur les sols gonflants-JESG 27 Octobre 2002, Tlemcen Institut Supérieur des Etudes Technologiques de Sfax, Tunisie I S E T de Sfax - BP 88 A- 3099 El- Bustan – Tunisie
- COSTET Jean et SANGLERAT Guy 1983,** Cours pratique de mécanique des sols, Dunod, Bordas, Paris,
- Cuisinier O., 2003** Comportement hydromécanique d'un sol gonflant compacté.
- Djedid A., Bekkouche A. et Aissa Mamoune S. M., 2001** Identification et prévision du gonflement de quelques sols de la région de Tlemcen (Algérie).
Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées, N°223 de juillet – août, pp 67-75.
Département de Génie Civil, Faculté des Sciences de l'Ingénieur, Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen, BP 230 Tlemcen (13000).
- Dubourdieu G. (1949).** Cart géologique au 1/50 000 feuille de Djebel ouenza, N° 125 notice explicature, Pub. Serv. Carte géol, Algérie.
- Dubourdieu G. (1956).** Etude géologique de la région de l'Ouenza (Confis Algéro-tunisie). Thèse. Sc. Paris Publ, serv. Carte géol, Algérie Beelt. N° 21. pp65.
- Djedid .A et al** « Identification et prévision du gonflement de quelques sols de la région de Tlemcen » (Algérie). (2001)B.L.P.C N°233.55.67-75.paris
- D.H.Robert et D.K.William** , 1991 « Introduction à la géotechnique », Editions de l'école
- F.Alain et R.Jean-François** , 1992 . Dictionnaire de Géologie . MASSON. p.352.
- Frédéric Bultel : Thèse** : «Prise en compte du gonflement des terrains pour les dimensionnement des revêtement des tunnels ».
- Holtz R.D., et Kovacs W.D (traduit par Jean Lafleur), 1996** Introduction à la géotechnique
Edition de l'École Polytechnique de Montréal.
- Khemissa M., et Mekki L** Caractérisation du gonflement des argiles expansives de M'sila (Algérie)
Laboratoire de Développement des Géomériaux, Université de M'sila (Algérie)
- Magnan J.P., 1980** Description, identification et classification des sols École nationale des ponts et chaussées
- M.Castany, 1966,** Traité pratique des eaux souterraines, Dunod. Élément d'hydrologie de surface. pp.3-103.

- Mohamad MRAD** « Modélisation du comportement hydromécanique des sols gonflants non saturés »
Thèse de Doctorat, École Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, INPL, p.244
- Pierre Mouroux, Patrick Margron, Jean-Claude Pinte** «La construction économique sur les sols gonflants». (Ingénierie-Géotechnique du BRGM).
- Pilot G., 1977** Méthode d'amélioration des propriétés géotechniques des argiles molles.
Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC).
- Vila, J.M, 1980.** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thes. Univ. Paris, Paris, 663p.*
- Vila, J.M.1994.** Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens : Trias allochtone, « glaciers de sel » sous-marins et vrais diapirs. *Trias '93 sous la direction de J.Dercourt, M. Tefiani et J.M Vila. Mém. Serv.Géol.Algérie, 6 , p-105-152.*
- Vila, J.M.2001.** Les avantages d'une approche multi-sources (biostratigraphie, sédimentologie, forages, profils sismiques et gravimétrie) pour l'étude de l'halocinèse créacé (« glaciers de sel », tectonique en radeaux et dômes de sel) et de l'halotectonique tertiaire (plissements des « glaciers de sel », genèse des dômes de sel-plis), des confins algéro-tunisiens. *Bull.Serv.géol.Algérie, vol.12,n°2, p.129-167*
- V. Merrien-Soukatchof, D. Amitrano, J.P. Piguet** « Elément de Géotechnique 2003 ».
- www.ulg.ac.be
www.univ-savoie.fr
www.lyc-du-batiment.fr
www.u-picardie.fr

**ANNEXE –A-
SONDAGE : 1(El-Djorf)**

Profondeur (m)	Description lithologique	
0.00		TERRE VEGETALE
1.00		
2.00		Tuf calcaire
3.00		
4.00		Marne
5.00		
6.00		
7.00		
8.00		
9.00		
10.00		

**SONDAGE :2(EL-Mardja)
PROFONDEUR :0.00-3.00**

Profondeur (m)	Description lithologique	Ø
0.00	Terre végétale, présence des racines.	Forage non destructif Ø 116
0.40		
1.00	Marne gypseuse blanchâtre	
3.00	Marne verdâtre très gypseuse par endroits	

SONDAGE : 3(Route ANNABA)**PROFONDEUR : 0.00-6.00**

Profondeur (m)	Description lithologique	Ø
0.00 0.40	TERRE VEGETALE	Forage non destructif Ø 116
4.00	ARGILE BRUNATRE	
6.00	ARGILE MARNEUSE BRUNATRE	

SONDAGE : 4(Rocade)**PROFONDEUR 6.00 m**

PROFONDEUR m	Description lithologique	Ø
0.00 0.50 1.00	Terre végétale, présence des racines Argile limoneuse brunâtre à débris de coquilles	Forage non destructif Ø 116
3.50	Argile marneuse brunâtre à trace de gypse	
4.30	Argile brunâtre à concrétion calcaire	
6.00	Tuf très graveleux blanchâtre à beigeâtre	

SONDAGE : 5 (Route d'ANNABA)
PROFONDEUR 6.00 m

PROFONDEUR m	Description lithologique	Ø
0.00 0.60	Terre végétale, (présence des racines).	Forage non destructif Ø 116
3.40	Argile brunâtre.	
6.00	Argile légèrement marneuse à traces de calcaire beigeâtre à brunâtre.	

SONDAGE : 6 (complexe)
PROFONDEUR 6.00 m

PROFONDEUR m	Description lithologique	Ø
0.00 2.50	Remblais.	Forage non destructif Ø 116
6.00	Argile marneuse brunâtre à jaunâtre.	

ANNEXE –B-
ESSAI DE GONFLEMENT A L'œdomètre
NF P 94-091

OBJECTIF: Déterminer la pression de gonflement afin d'apprécier le comportement d'ouvrages pouvant être affectés par la présence de matériaux gonflants.

PRINCIPE: L'essai s'effectue sur plusieurs éprouvettes de sol intact (classe 1 ou 2) provenant d'un même échantillon et prélevées sensiblement au même niveau. Chaque éprouvette de sol est placée dans œdomètre. On applique un effort différent mais maintenu constant sur chacune des éprouvettes et on mesure sa variation de hauteur :

- dans une première étape sans ajouter d'eau.
- puis dans une deuxième phase après avoir mis l'éprouvette en présence d'eau.

EQUIPEMENT NECESSAIRE: Le même équipement que celui de l'essai œdométrique. Il serait préférable d'utiliser un œdomètre à chargement par l'arrière muni d'un dynamomètre.



*œdomètre à
chargement par
l'arrière sans
dynamomètre*

MODE OPERATOIRE:

- Préparer au moins quatre éprouvettes, les peser et noter leurs hauteurs initiales H_0 .
- Sur la première éprouvette, appliquer une contrainte de 10kPa.
- A la seconde éprouvette, appliquer une contrainte dont la valeur est estimée de telle sorte que sa déformation axiale en présence d'eau soit quasi nulle.
- La troisième éprouvette sera soumise à σ_{v0} .
- Aux autres éprouvettes, les contraintes sont choisies afin d'avoir, dans une représentation graphique ($\lg \sigma ; \Delta H_f/H_i$), des points représentatifs répartis au mieux entre les valeurs des contraintes de gonflement σ et 10 kPa.
- Pour chacune des éprouvettes, noter la date et l'heure du début du palier de chargement.

Première étape (sans ajouter d'eau) : La contrainte est appliquée pendant au moins 2h et jusqu'à ce que la variation de hauteur de l'éprouvette entre deux lectures espacées de 1h soit inférieure à 10 μm . Noter la variation de hauteur (ΔH_i) obtenue en fin de la première étape et introduite l'eau dans le bac d'imbibition.

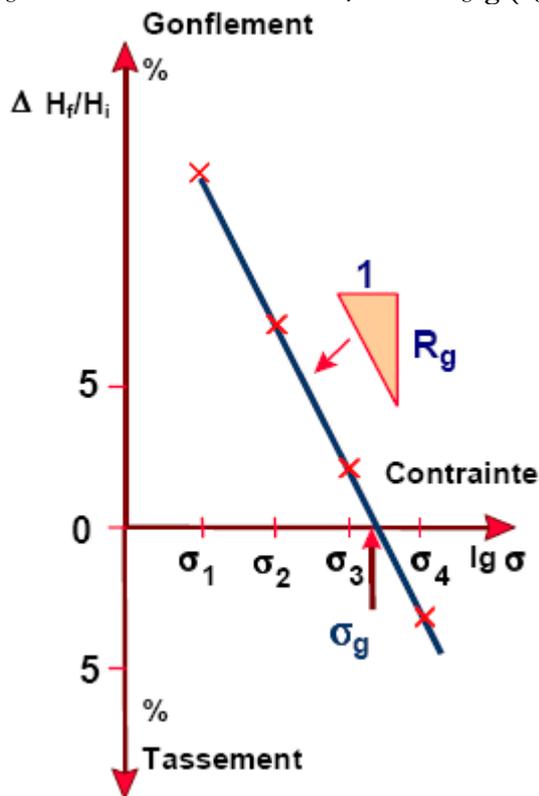
Deuxième étape (éprouvette en présence d'eau) : La contrainte est appliquée à l'éprouvette jusqu'à stabilisation de sa hauteur. Conventionnellement, la stabilisation de la déformation de l'éprouvette est atteinte si la variation de hauteur (ΔH_f) obtenue en fin d'essai et retirer le dispositif d'application de l'effort. L'éprouvette est pesée, puis mise à l'étuve pour déterminer sa teneur en eau finale selon la norme NF P 94-050.

Les lectures du déplacement vertical sont faites au voisinage de la série suivante : 1 min – 5 min – 30 min – 1h – 2h – 4h – 8h – 16h – 24h (au-delà les lectures sont espacées d'au moins 8h).

CALCUL ET RESULTATS: La hauteur de référence pour chaque éprouvette est celle déterminée juste avant la mise en eau : $H_i = H_0 - \Delta H_i$

Tracer la courbe (droite) déformation finale de chaque éprouvette $\Delta H_f/H_i$ en fonction de $\lg \sigma$ (diagramme semilogarithmique). Par convention, la contrainte qui correspond à une déformation nulle est la pression de gonflement σ_g .

La valeur absolue de la pente de cette droite est appelée **rapport** (ou **facteur**) de gonflement R_g . On a donc la relation : $\Delta H_f/H_i = - R_g \lg (\sigma_g/\sigma)$



ESSAI OEDOMETRIQUE

NF P 94-090-1 – (procédure sur sols gonflants)

OBJECTIF: Déterminer les paramètres de compressibilité d'un sol gonflant saturé soumis à des charges verticales par palier.

PRINCIPE: L'essai s'effectue sur une éprouvette de sol intact placée dans une enceinte cylindrique rigide. Un dispositif applique sur cette éprouvette un effort axial vertical, l'éprouvette étant drainée en haut et en bas et maintenue saturée pendant l'essai oedomètre.

La charge est appliquée par paliers maintenus constants successivement croissants et décroissants suivant un programme défini. Les variations de hauteur de l'éprouvette sont mesurées pendant l'essai en fonction de la durée d'application de la charge.

EQUIPEMENT NECESSAIRE:

- ◆ Cellule oedométrique ou moule de section 40 cm²
- ◆ Bâti de consolidation comportant un levier qui transmet les charges avec un rapport de 10
- ◆ Série de poids avec fendage.
- ◆ Matériel divers pour taillage des éprouvettes.
- ◆ Une balance précise au 1/100 g.



Oedomètre à chargement par l'avant

MODE OPERATOIRE:

Enduire l'intérieur de la tresse coupante de graisse non dégradable dans l'eau.

Découper l'échantillon en utilisant la tresse coupante et dresser les deux bases.

Déterminer les caractéristiques initiales (w , H_0 , D_0 , m_0, \dots)

Placer la cellule sur son plateau

Remplir le réservoir avec de l'eau distillée pour la saturation et l'observation de la variation de hauteur de l'éprouvette commence à partir de ce moment.

La charge est appliquée à l'éprouvette successivement à des contraintes voisines de $0.5\sigma'_{v0}$, $0.75\sigma'_{v0}$, σ'_{v0} , en suivant le gonflement jusqu'à apparition du premier tassement. Cette contrainte est notée σ_{v2} .

Poursuivre le chargement ensuite avec un taux d'accroissement de la contrainte ne dépassant pas 1 (sans déchargement intermédiaire).

L'essai est arrêté en respectant les deux critères suivants:

- obtention de 3 points alignés dans la courbe (Δh , $\log \sigma'_v$).
- $\sigma'_{v(n)} >$ contrainte effective verticale à laquelle sera soumis le sol après construction de l'ouvrage.

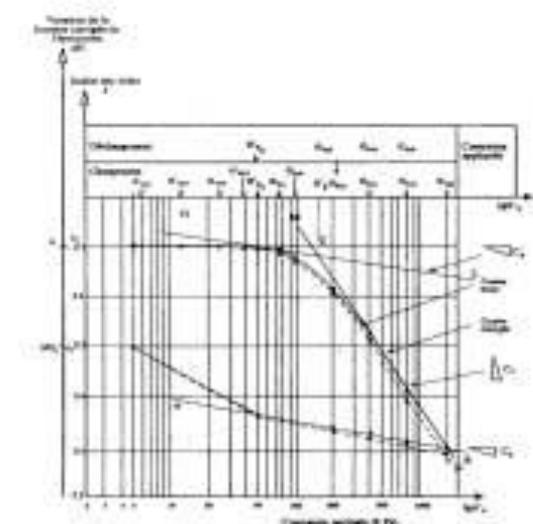
Le déchargement comporte au moins quatre paliers dont σ_{v2} et σ_{v1} (poids du dispositif d'application des charges).

Un palier dure 24 h normalement. Conventionnellement, la stabilisation de la déformation de l'éprouvette est atteinte si la variation de hauteur est de moins $10\mu\text{m}$ entre deux lectures espacées d'au moins 8h.

CALCUL ET RESULTATS:

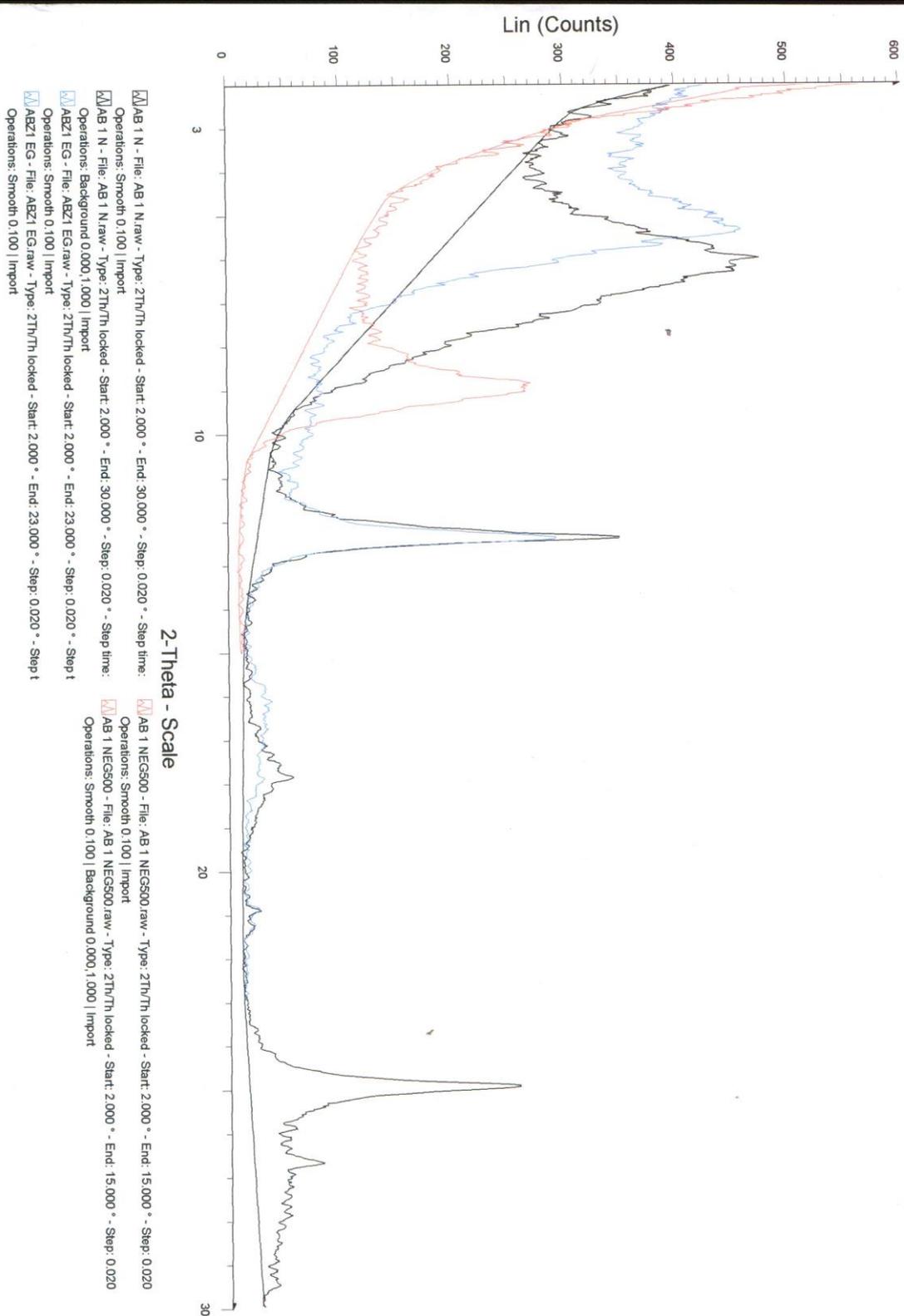
Après éventuellement une correction de la courbe :

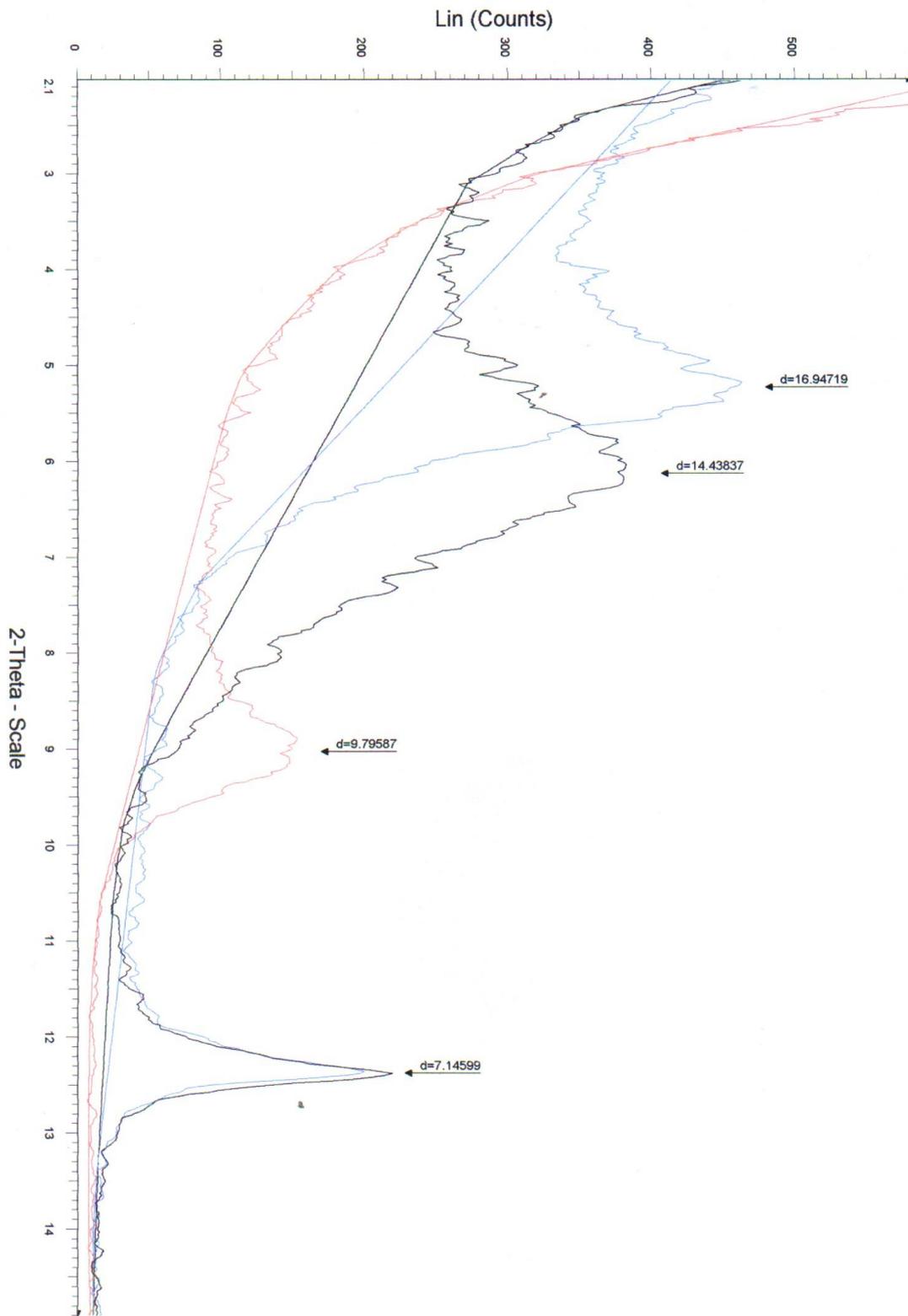
- L'indice de gonflement C_s est la pente de la droite **AB**.
- L'indice de compression C_c est la pente de la droite **MN**.
- La contrainte de préconsolidation σ'_p est la plus grande pression effective à laquelle a été soumis l'échantillon de sol au cours de son histoire. On la détermine par le point **C** intersection des droites **DL** et **MN**.



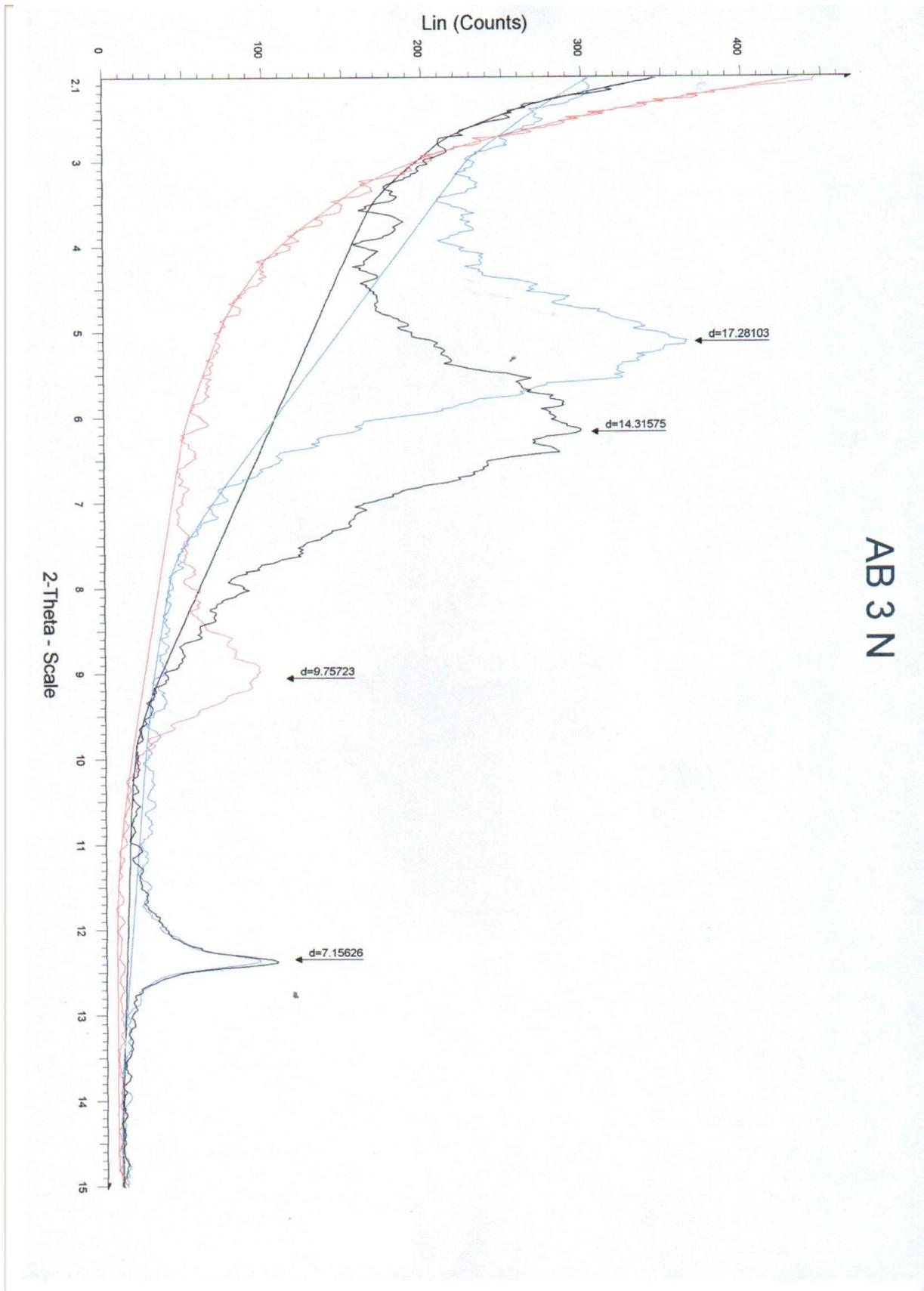
ANNEXE -E-

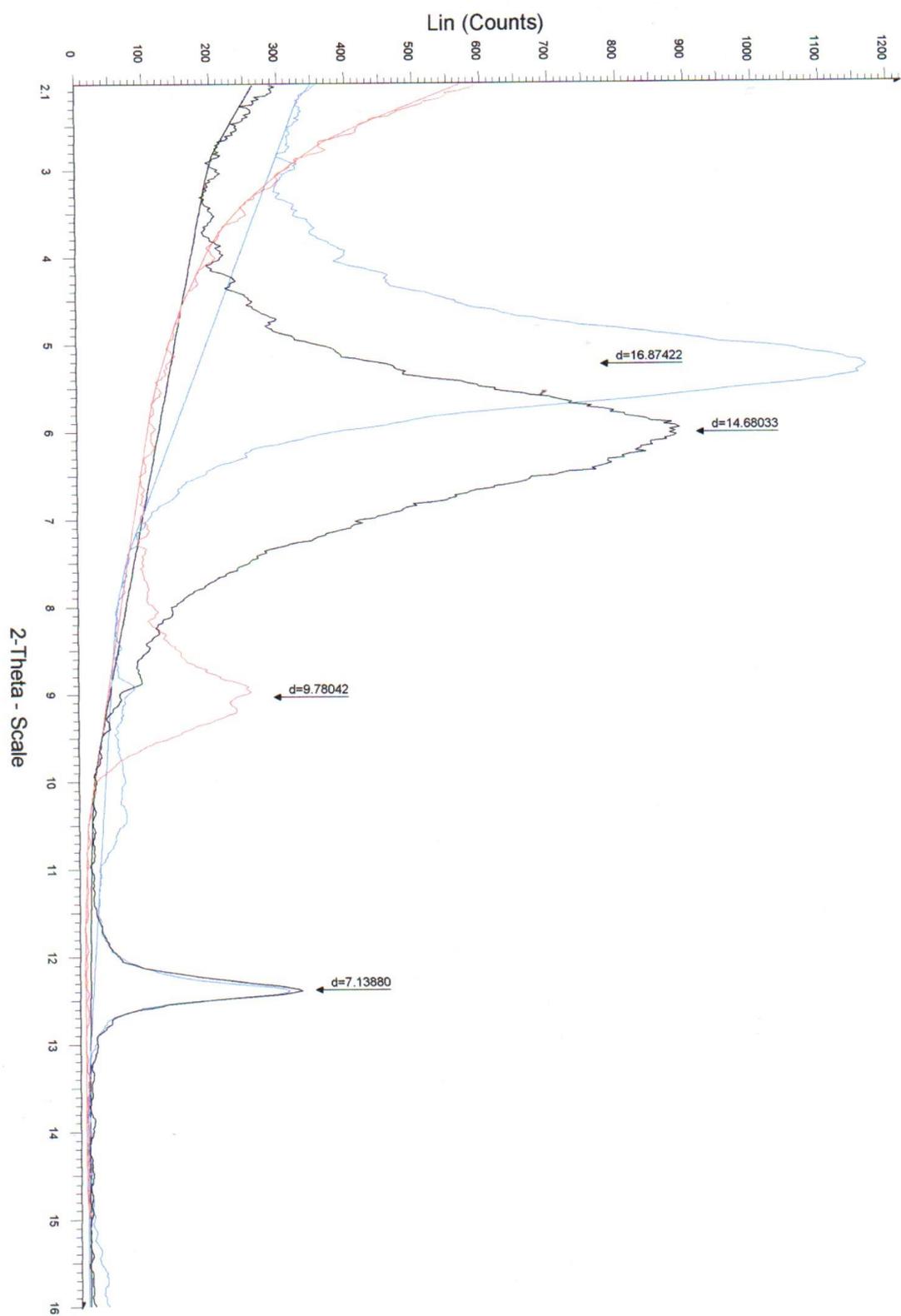
AB 1 N

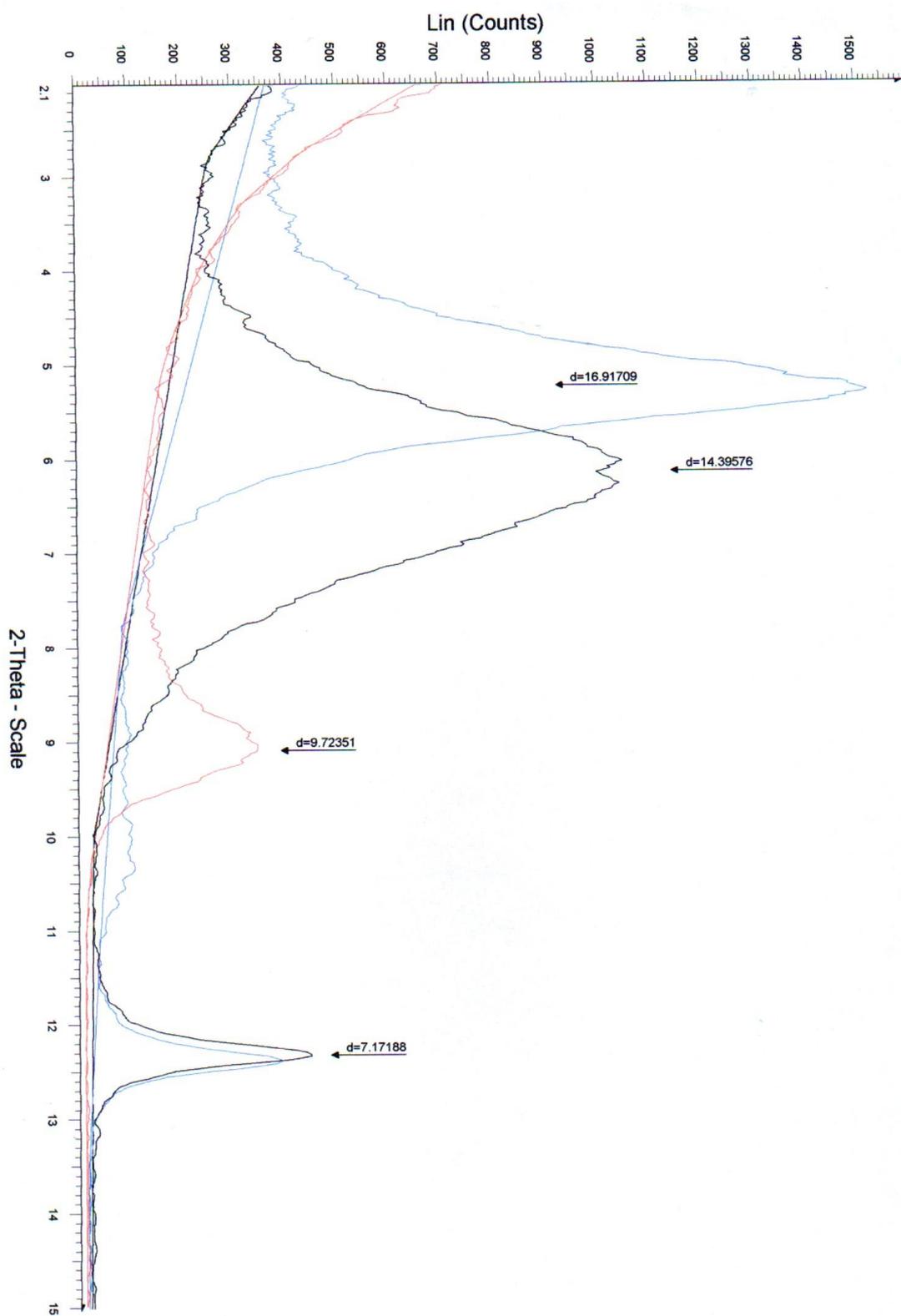




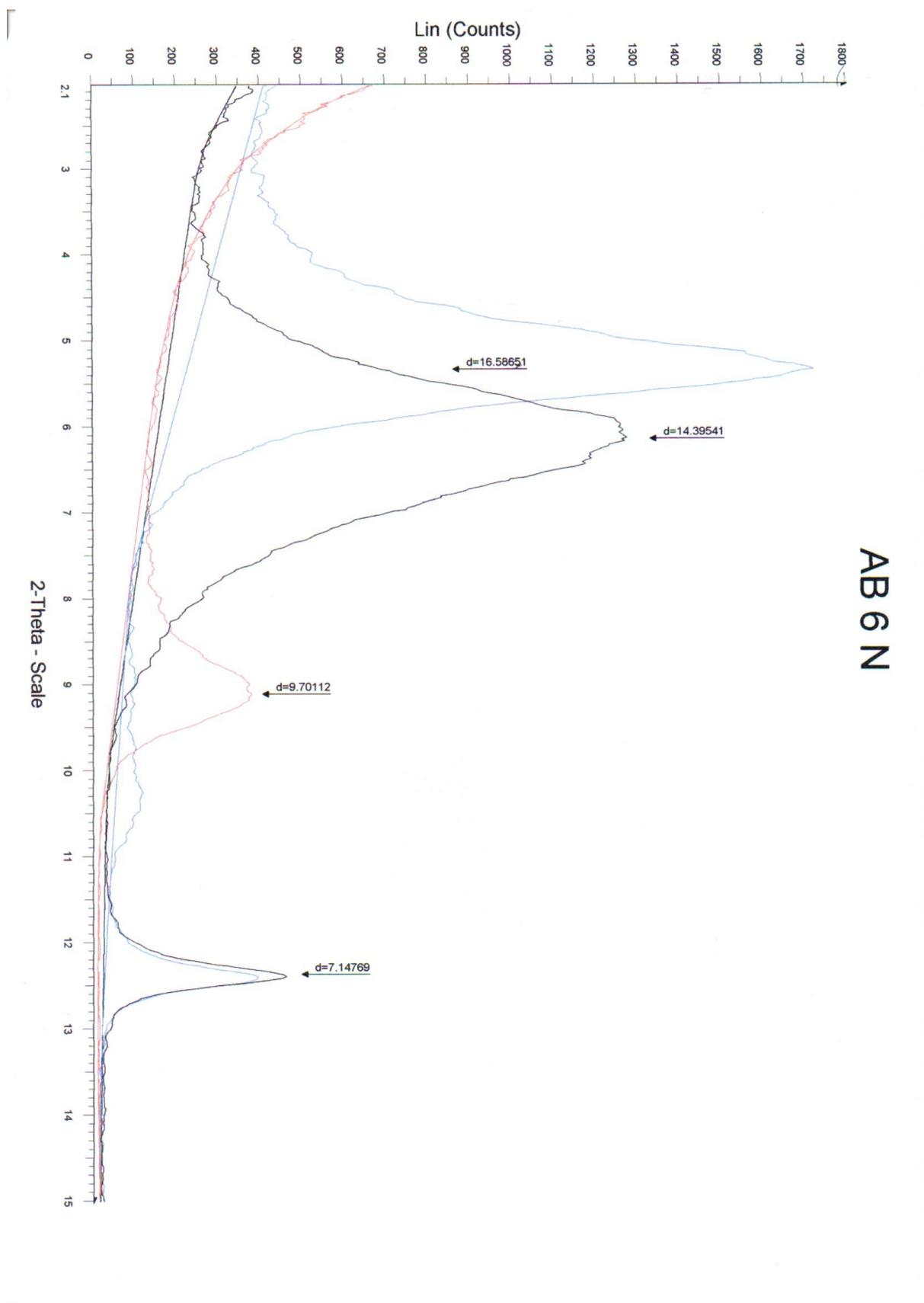
AB 2 N

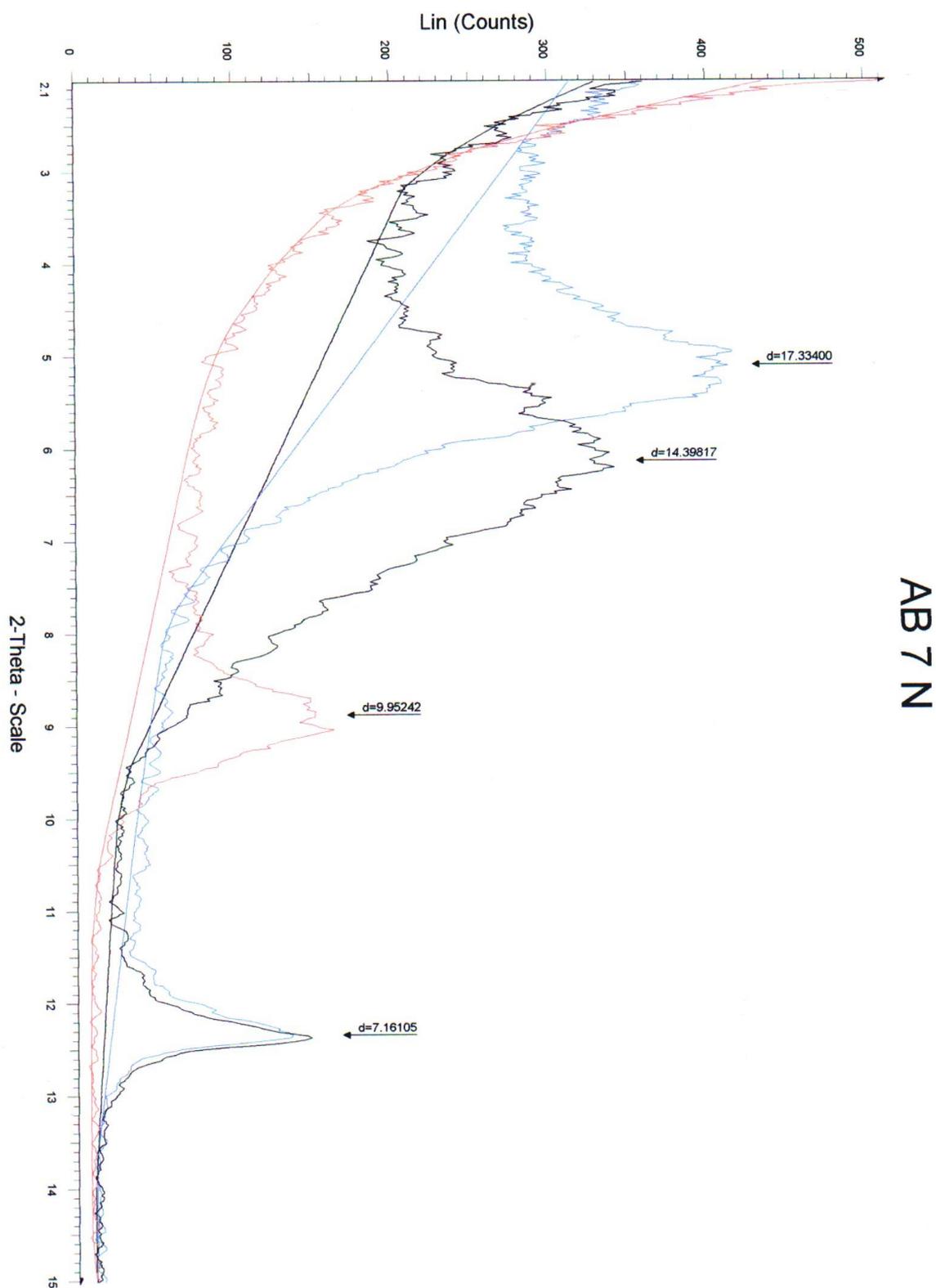


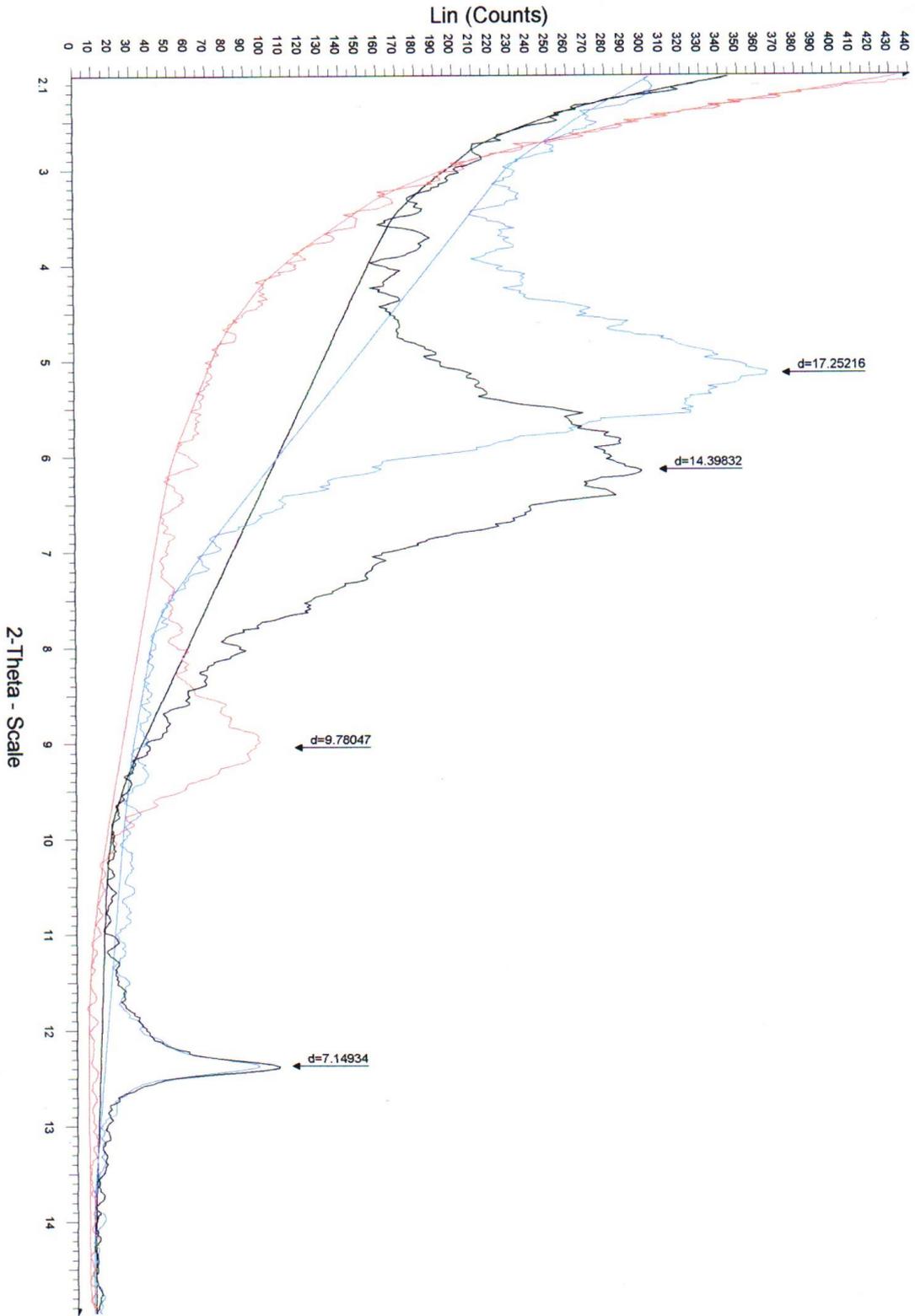




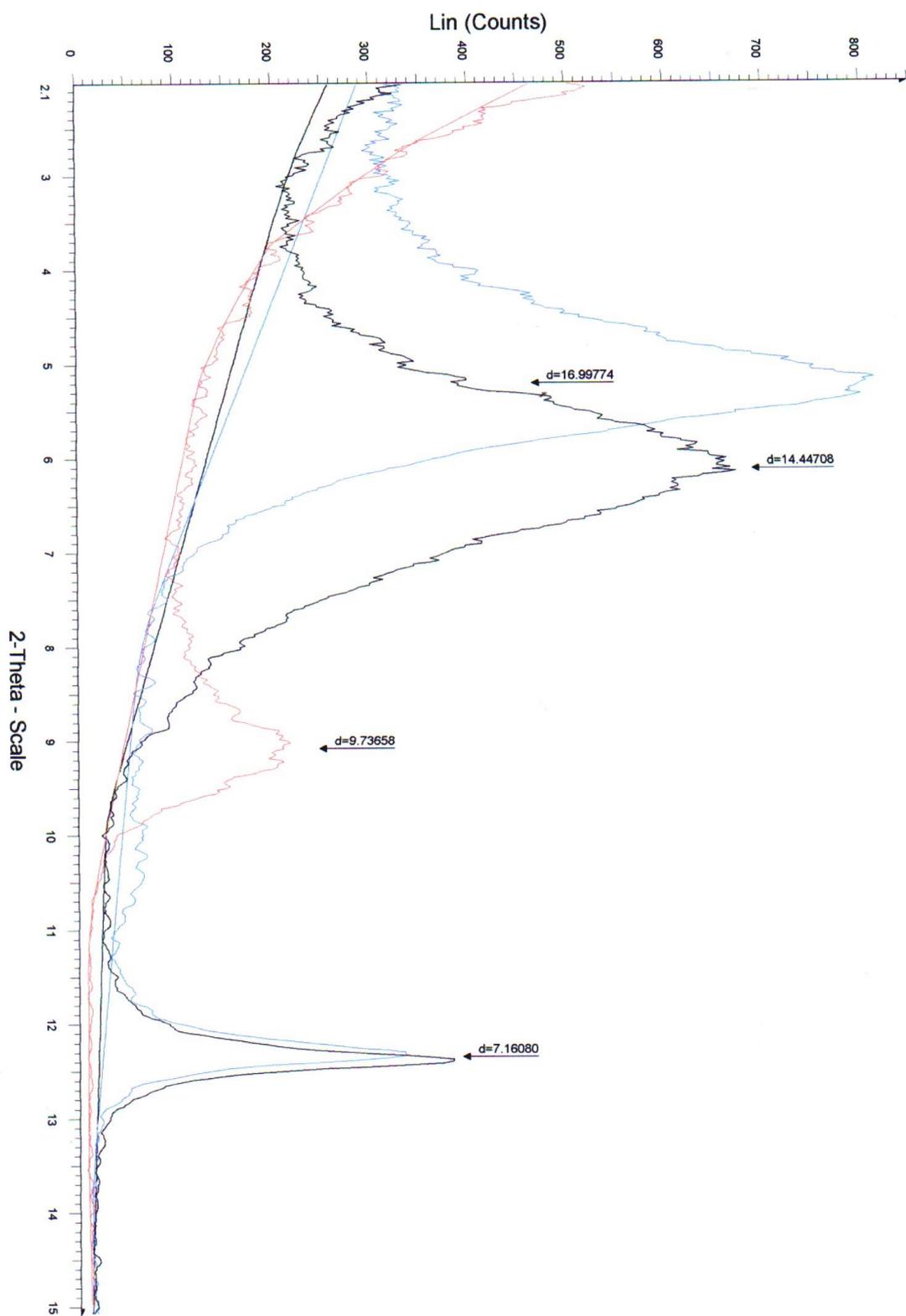
AB5N







AB 8 N



AB 9 N

