

Listes des tableaux :

	Page
Tableau1	Evolution de la population steppique (10 ³ hab.) 2
Tableau I.1:	L'occupation des terres de la zone de Zaâfrane 20
Tableau I.2 :	La structure de l'élevage dans la commune de Zaâfrane 22
Tableau I.3 :	Station climatologiques utilisés dans l'étude du climat de la région 22
Tableau I.4 :	Température moyenne mensuelle en °C 23
Tableau I.5 :	Nombre de jours mensuelle interannuelle de gelée(1985-2004)-station de Djelfa 24
Tableau I.6:	Nombre de jours mensuelle interannuelle de neige(1985-2004)-station de Djelfa 25
Tableau I.7 :	Evaporation moyenne mensuelle en mm 26
Tableau I.8 :	Vitesse moyenne des vents (m/s) 27
Tableau I.9:	Humidité moyenne mensuelle 28
Tableau I.10 :	Précipitation moyenne mensuelle 28
Tableau I.11 :	fréquences expérimentales au non dépassement 32
Tableau I.12 :	Test χ^2 33
Tableau I.13 :	Calcule de l'ETR par la formule de Turc(annuel) 37
Tableau I.14a:	Bilan d'eau par la méthode C.W Thornthwaite à la station de Djelfa(1985-2005) 38
Tableau I.14b	Bilan d'eau par la méthode C.W Thornthwaite à la station Ain Ouessera(1995- 2005) 39
Tableau I.15a	Bilan de l'eau par la méthode de Turc mensuelle à station de Djelfa (1985-2005) 40
Tableau I.15b	Bilan de l'eau par la méthode de Turc mensuelle à station de Ain Ouessera(1995-2005) 40
Tableau I.16	Résultats de l'évapotranspiration réelle par différentes méthodes 41
Tableau I.17	Ruissellement par la formule de Tixeront-Berkaloff 41
Tableau II.1	Paramètres morphométrique du sous-bassin Oued Djelfa-Hadjia 49
Tableau II.2	Caractéristiques morpho métriques du sous bassin de Kroireche 51
Tableau II.3	Evaluation de l'apport moyen interannuel 53
Tableau II.4	valeurs du coefficient de variation : 54
Tableau II.5	Apports solides 55
Tableau II.6a	Détermination des crues fréquentielles (bassin de Kroireche) 58
Tableau II.6b	valeurs des débits maxima fréquents(sous bassin de Kroireche) 59
Tableau III.1	Analyses des eaux de Oued El Malleh(Mai 2004) 90

Tableau III.2	Valeurs limites maximales des paramètres de rejet	91
Tableau III.3a	Analyses des eaux de Oued El Malleh(Octobre 2004)	92
Tableau III.3b	Analyses des eaux de Oued El Malleh(Octobre 2005)	92
Tableau III.4	Comparaison des résultats d'analyses des période (Mai-Octobre2005)	93
Tableau III.5	Norme de potabilité selon le décret du 20/12/2001 (France)	96
Tableau III.6	Résultats des analyses physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle de Zâafrane	97
Tableau III.7	variation des éléments majeurs des eaux de la nappe superficielle(2003-2005)	104
Tableau III.8	Coefficient de corrélation (r) entre les variables chimiques et la conductivité Electrique caractérisant les sols et des eaux de la nappe superficielle (Juillet.2003)	109
Tableau III.9:	Inertie dans les 5 premières composantes principales	110
Tableau III.10:	Matrice de corrélation des observations.	110
Tableau III.11	Corrélation entre variable et poids factoriels	111
Tableau III.12	Contribution des variables selon les axes factoriels	112
Tableau III.13	Solubilité de quelques sels solubles (en g/Kg de solution) en fonction de la température(Servant.1975).	116
TableauIII.14	Evaporation moyenne mensuelle (station O.N.M) Djelfa(Année2004et2005)	117
Tableau III.15	Statistiques des indices de saturations	122
Tableau IV.1a	Matrice de corrélation (profondeur du sols :20cm)	159
Tableau IV.1b	Matrice de corrélation (profondeur du sols :60cm)	159
Tableau IV.2	Résultats de la modélisation des variogrammes omnidirectionels	170
Tableau IV.3	Résultats des analyses géochimiques	173
Tableau V.1	Tolérance relative en ions chlorures des récoltes agricoles	183
Tableau V.2	Risque du S.A.R et de la salinité	185
Tableau V.3	Classification de Durand pour L'Afrique du Nord(cité par EL Gebali.1986)	189
Tableau V.4	Résultats d'analyses physico-chimique de l'horizon 25 Cm	193
Tableau V.5	Résultats des analyses de l'extrait 1/5 du sol de l'horizon 0-25Cm	194
Tableau V.6	Comparaison de la CE de l'eau d'irrigation et celle de drainage	195
Tableau V.7	Variation de l'humidité et la matière organique .	200
Tableau V.8	Comparaison des éléments majeurs contenus dans les boues urbaines et fumier de fermes	201

Tableau V.9	Analyse granulométrique et pourcentage du calcaire	202
Tableau V.10	Caractéristiques des données images prises pour l'étude.	211
Tableau V.11	Classification et codage des valeurs radiométriques des images NDVI	212
Tableau V.12	L'évolution de l'état biologique de la région d'étude.	214
Tableau VI.1	Les espèces chimique considérés dans le module carbonate	230
Tableau VI.2	Résultats de l'analyse granulométrique	235
Tableau VI.3	Résultats de l'analyse physico-chimique	236

Listes des figures

		Page
Figure 1	Situation géographique du domaine steppique	1
Figure I.1a	Carte des limites administrative de la wilaya de Djelfa	4
Figure I.1b	Les limites administrative de la wilaya de Djelfa	5
Figure I.2:	Carte de la situation géographique et limite de la commune de Zaafrane	6
Figure I.3	Contexte structurale de la zone d'étude(source O.R.G.M.2002)	8
Figure I.4	Extrait de la carte géologique de l'Algérie du Nord .	9
Figure I.5	Log stratigraphique de la région de Zâafrane	10
Figure I.6	Coupe géologique interprétative de la région de Zâafrane Et de de la région de Benyagoub	14
Figure I. 7	Carte d'occupation des sols de la zone d'étude	21
Figure I.8:	Variation de la température moyenne mensuelle (1985-2005) et(1995-2005)pour la station de Ain Ouessera	23
Figure I.9:	Nombre de jours mensuelle interannuelle de gelée Station de Djelfa (1985-2005)	24
Figure I.10	Nombre de jours mensuelle interannuelle de neige Station de Djelfa (1985-2005)	25
Figure I.11	Variation de l'évaporation moyenne mensuelle	25
Figure I.12	Vitesse moyenne mensuelle des vents	26
Figure I.13	Variation de l'humidité relative moyenne mensuelle	27
Figure I.14	Variation des précipitations moyennes mensuelles	28
Figure I.15	Coefficient de variation des précipitation moyenne mensuelle Station de Djelfa (1985-2005)	29
Figure I.16	Variation du coefficient pluviométrique Station de Djelfa (1985-2005)	30

Figure I.17	Ajustement des précipitations moyenne annuelles à la loi de Gauss	33
Figure I.18a	Corrélation linéaire (station Djelfa-Zâafrane)	36
Figure I.18b	Corrélation linéaire (station Djelfa-Ain Ouessera)	36
Figure I.18c	Corrélation linéaire (station Djelfa-Tâadmit)	36
Figure I.19	Bilan d'eau par la méthode de Cw.Thornthwaite(station :Djelfa)	39
Figure I.20a	Diagramme pluviothermique station de Djelfa(1985-2005)	40
Figure I.20b	Diagramme pluviothermique station de Ain Ouessera(1985-2005)	43
Figure I.21 :	Climagramme D'Emberger (Station de Djelfa)	46
Figure II.1	Situation du sous -bassin de Hadjia par rapport au bassin des Zahrezs et les bassins Hydrographiques de l'Algérie du Nord(A.N.R.H.2005)	48
Figure II.2	- Réseau hydrographique de la région Zâafrane	50
Figure II.3.a	Débits enregistrées à la station Rocher de Taadmit (1990-2004)	56
Figure II.3.b	Débits enregistrées à la station Rocher de Sel Période (1990-2004)	57
FigureII.4	Carte d'inventaire des points d'eau(Sidi Moussa M.F.1996)	61
Figure II.5	Exemple de log de forage captant le Barrémien et le Valanginien – Barrémien	62
Figure II.6	Exemple de log de forage captant l'Albien	63
Figure II.7	Exemple de log de forage captant le Turonien	64
Figure II.8.	Exemple de log de forage captant le Moi-plio-Quarenaire	65
Figure II.9 a	Courbe de descente palier1 (forage Z1)	66
Figure II.9 b	Courbe remontée palier1(forage Z1)	66
Figure II.10a	Courbe de descente palier2 (forage Z1)	67
Figure II.10 b	Courbe de remontée palier2 (forage Z1)	67
Figure II.11	Situation des sondages électriques	70
Figure II.12	Coupe géoélectrique A	71
Figure II.13	Coupe géoélectrique B	71
Figure II.14	Coupe géoélectrique C	72
Figure II.15	Coupe géoélectrique D	73
Figure II.16	Coupe géoélectrique E	73
Figure II.17	Coupe géoélectrique F	74
Figure II.18	Coupe géoélectrique G	75
Figure II.19	profondeur de la nappe superficielle de Zâafrane(A.N.R.H.1997)	76
Figure II.20	Carte des débits de la région de Zâafrane(Sidi Mousa.M.F .1996)	77
Figure II.21 a	Carte piézométrique de la nappe superficielle de Zâafrane (juillet 2003)	78

Figure II.21b	Carte piézométrique de la nappe superficielle de Zâafrane (juillet 2005)	79
Figure II.21c	Carte piézométrique de la nappe superficielle de Zâafrane (Avril 2005)	79
Figure II.21.d	Carte du niveau d'eau de la nappe superficielle de Zâafrane (juin 2004)	80
Figure II.22	Carte hypsométrique de la zone d'étude.	82
Figure II.23	Réalisation du MNT Par la méthode d'Interpolation inversement proportionnelle à la distance (Inverse Distance Weighting)	84
Figure II.25	Réalisation de MNT Par la méthode de triangulation irrégulière (TIN).	86
Figure II.26	Carte des pentes de la région de Zâafrane	87
Figure III.1	Situation des points de prélèvements	90
FigureIII.2	Variation de la DBO ₅ ,MES ,MVS ,Cr,NO ₃ ⁻ et PO ₄ ³⁻ des eaux De Oued El Mellah (Période : Mai et octobre 2004)	94
Figure III.3	a-Variation du débits journalier (station Rocher de sel –Mai -2004) b-Evaporation moyenne mensuelle (station de Djelfa -2004)	95
Figure III.4	Variation de la conductivité électriques	99
Figure III.5	Diagrammes triangulaires des eaux de la nappe superficielle de Zâafrane(Année :2003-2005)	103
Figure III.6	Tracé des moyennes des éléments majeurs de la nappe superficielle de Zâafrane (2003-2005)	104
Figure III.7	Localisation des points d'échantillonnage des sols	105
FigureIII.8.a	Carte de répartition des anions (eau de la nappe superficielle de Zâafrane(Juillet .2003)	106
FigureIII.8.b	Carte de répartition des anions (solution de sol Juillet .2003)	107
FigureIII.8c	Carte de répartition des cations (eau de la nappe superficielle de Zâafrane(Juillet .2003)	107
FigureIII.8d	Carte de répartition des cations (solution de sol Juillet .2003)	108
Figure III.9	Diagramme de Piper des eaux et des solutions de sols (Juillet 2003)	109
Figure III.10	Projection des variables sur le plan factoriel (1-2)	111
Figure III.11	Projection des individus dans le plan factoriel (1-2)	112
Figure III.12	Projection des variables sur le plan factoriel (1-3)	113
Figure III.13a	Carte de la conductivité électrique (période basses eaux)	114
Figure III.13b	Carte du niveau d'eau (période basses eaux)	114
Figure III.14a	Carte de la conductivité électrique (période hautes eaux)	115
Figure III.14b	Carte du niveau d'eau (période hautes eaux)	115
Figure III.15	Caractérisation du second facteur de l'A.C.P	116
Figure III.16	Variation des teneurs en sodium et chlorure dans les eaux de la nappe	117

superficielle de Zâafrane

Figure III.17a	Diagramme de Piper des eaux de la nappe superficielle de Zâafrane (Avril 2005)	118
Figure III.17b	Diagramme de Piper des eaux de la nappe superficielle de Zâafrane (juillet 2005)	118
Fig III.18a	Variation de l'indice de saturation de la dolomite et de la calcite	122
Figure III.18b	Variation de l'indice de saturation du gypse et de l'anhydrite	123
Figure III.18c	Variation de l'indice de saturation de l'aragonite et de l'halite	123
Figure III.19a.	Relation sodium –Chlorure	125
Figure III.19b	Echange de base	125
Figure III.20a-	Origine du sulfate	126
Figure III.20b	Origine du calcium	126
Figure III.21	Origine de la salinité en fonction des rapports caractéristiques	127
Figure III.22	Carte de situation des points d'échantillonnage	130
Figure III.23 a	Variation spatiales de la conductivité électrique(période basses eaux)	130
Figure III.23b-	Variation spatiales de la conductivité électrique(période hautes eaux)	131
Figure III.24.a .	Variation spatiales des chlorures (période basses eaux)	131
Figure III.24b	Variation spatiales des chlorures (période hautes eaux)	132
Figure 25a:	Variation spatiale du rapport caractéristiques (rSO_4^{2-}/rCl^-)	132
Figure 25b	Variation spatiale du rapport caractéristiques (rMg^{2+}/rCa^{2+})	133
Figure III.26a	Variation spatiale du sodium (période basses eaux)	134
Figure III.26b-. 	Variation spatiale du sodium (période hautes eaux)	134
Figure III.27a-	Variation spatiale des sulfates (période basses eaux)	135
Figure III.27 b	Variation spatiale des sulfates (période hautes eaux)	136
Figure III.28a-	Variation spatiale du calcium (période basses eaux)	136
Figure III.28b-. 	Variation spatiale du calcium (période hautes eaux)	137
Figure III.29a	Variation spatiale des nitrates (période basses eaux)	138
Figure III.29b-	Variation spatiale des nitrates (période hautes eaux)	138
Figure III.30	Variation des teneurs en nitrates	139
Figure IV.1	Le dispositif aléatoire d'échantillonnage	142
Figure IV.2	La nuée variographique	148
Figure IV.3	Le variogramme Expérimental.	149
Figure IV.4	le variogramme modélisé	149
Figure IV.5	Covariance et Variogramme	150
Figure VI.6:	Les caractéristiques du variogramme	152
Figure IV.7	Modèle linéaire	152
Figure IV.8	Modèle sphérique	153
Figure IV.9	Modèle exponentiel	153
Figure IV.10	Modèle gaussien	154

Figure IV.11-	Diagramme de Piper des solutions du sols.	160
Figure IV.12a	La nuée variographique de la conductivité électrique(profondeur 20Cm)	161
Figure IV.12b	La nuée variographique de la conductivité électrique(profondeur 60 Cm)	161
Figure IV.13 a-	Variogramme surfacique de la conductivité électrique(profondeur20Cm)	162
Figure IV.13b	Variogramme surfacique de la conductivité électrique(profondeur60Cm)	162
Figure IV.14a	Variogramme surfacique des chlorures (profondeur20Cm)	164
Figure IV.14 b	Variogramme surfacique des chlorures (profondeur60Cm)	164
Figure IV. 15 a	Variogramme surfacique du Sodium (profondeur20Cm)	164
Figure IV.15 b	Variogramme surfacique du Sodium (profondeur20Cm)	165
Figure IV.16 a.	Variogramme surfacique des Sulfates (profondeur20Cm)	165
Figure IV.16 b	Variogramme surfacique des Sulfates (profondeur60Cm)	165
Figure IV.17.a	Variogramme surfacique du Calcium (profondeur20Cm)	166
Figure IV.17b	Variogramme surfacique du Calcium (profondeur60Cm)	166
Figure IV.18 a	Variogramme surfacique des bicarbonates (profondeur20Cm)	166
Figure IV.18b	Variogramme surfacique des bicarbonates (profondeur60Cm)	167
Figure IV.19	Variogramme surfacique du magnésium (profondeur60Cm)	167
Figure IV.20a	Variogramme directionnel à 30° (Conductivité électrique profondeur 20Cm)	18
Figure IV.20b	Variogramme directionnel à 120° (Conductivité électrique profondeur 20Cm)	168
Figure IV.21a	Variogramme directionnel à 20° (Conductivité électrique profondeur 60Cm)	168
Figure IV.21 b	-Variogramme directionnel à 20° (Conductivité électrique profondeur 60Cm)	168
Figure IV22 a et b	:Variogramme directionnel du Sodium du chlorure Profondeur(20Cm) (direction40°)	170
Figure IV.23 a	Carte isovaleur de la conductivité électrique(profondeur 20Cm)	172
Figure IV.23 b	Carte isovaleur de la conductivité électrique(profondeur 60Cm)	172
Figure IV.24	Variation de la minéralisation ,du calcaire et gypse des extraits Aqueux de sols (le long de la séquence de Zaharez)	173
Figure IV.25 a	Carte isovaleur du sodium (profondeur 20Cm)	174
Figure IV.25b	Carte isovaleur du sodium (profondeur 60Cm)	174
Figure IV.26 a	Carte isovaleur des chlorures (profondeur 20Cm)	175
Figure IV.26b	Carte isovaleur des chlorures(profondeur 60Cm)	175
Figure IV.27 a-	Carte isovaleur du Calcium (profondeur 20Cm)	176
Figure IV.27b	Carte isovaleur du Calcium (profondeur 60Cm)	176

Figure IV.28a	Carte isovaleur des sulfates (profondeur 20 Cm)	177
Figure IV.28 b	Carte isovaleur des sulfates (profondeur 60Cm)	177
Figure IV.29.a	Carte du rapport caractéristique $r.SO_4^{2-}/r.Cl^-$ (Profondeur 20Cm)	178
Figure IV.29b	Carte du rapport caractéristique $r.SO_4^{2-}/r.Cl^-$ (Profondeur 60Cm)	178
Figure IV.30 a	Carte isovaleur des bicarbonates (profondeur 20Cm)	179
Figure IV.30b	Carte isovaleur des bicarbonates (profondeur 60Cm)	179
Figure IV.31a:	Carte isovaleur du magnésium (profondeur 20Cm)	180
Figure IV.31b	Carte isovaleur du magnésium (profondeur 60Cm)	180
Figure V.1	S.A.R et infiltration	185
Figure V.2	Aptitude des eaux de la nappe superficielle de Zaafrane à l'irrigation	187
Figure V.3	Valeurs moyennes de Conductivité électriques (période 2003-2005)	188
Figure V.4	Teneurs moyennes en chlorure et sodium (période 2003-2005)	188
Figure V.5	Teneurs moyennes des bicarbonates (période 2003-2005)	189
Figure V.6	Effet du S.A.R et de la salinité sur l'infiltration	190
Figure V.7	Dispositif expérimental	193
Figure V.8	Evolution de la conductivité électrique durant l'expérimentation	195
Figure V.9	Evolution du sodium durant l'expérimentation	196
Figure V.10	Evolution du calcium durant l'expérimentation	197
Figure V.11	Evolution des chlorures durant l'expérimentation	198
Figure V.12	Evolution des bicarbonates durant l'expérimentation	198
Figure V.13	Evolution du potassium durant l'expérimentation	199
Figure V.14	Diagramme caractéristique de la texture du sol	201
Figure V.15 (a-b-c-d-e-f)	Résultats de la simulation du transferts des polluants agricoles	207-208-209
Figure V.16	Image classée de l'NDVI (1987)	211
Figure V.17	Image classée de l'NDVI (2001)	212
Figure V.18	Carte des changement du NDVI	213
Figure VI.1	Conditions aux limites pour l'apport de soluté	225
Figure VI.2	Variation du potentiel de pression h (A) , de la teneur en eau à saturation Θ (B) , de la conductivité hydraulique K (C) et du flux d'eau v (D) le long du profil	239
Figure VI.3	(A) Variation de la température le long du profil (B) Variation de la production du CO_2 , le long du profil (C) Variation de la teneur du CO_2 suivant la profondeur (D) Variation de la production du CO_2 au cours du temps	240
Figure VI.4	(A) Variation de la Conductivité électrique le long du profil (B) Variation du pH, le long du profil (C) Variation de l'activité du calcium suivant la	241

	profondeur (D) Variation de l'activité des bicarbonates suivant la profondeur	
FigureVI.5	Variation de produit d'activité ionique (p.I.A.P) (A) :Calcite, (B) :Dolomite, (C) :Gypse	242
FigureVI.6	Variation du sodium (A) et du S.A.R (B) le long du profil	243
Figure VI.7	Variation du calcium (A) et du magnésium (B) le long du profil	243
Figure VI.8	Variation des chlorures (A) et du sulfate (B) le long du profil	244

Tables des matières

	Page
Introduction générale	1
<i>Chapitre I - Cadre physique</i>	
A- Situation géographique de la zone d'étude	4
1. Bref Aperçu sur la wilaya de Djelfa	4
a- Situation géographique	4
b- Caractéristiques physiques	5
🌤 le climat	5
🏔 le relief	5
B. Présentation de la commune de Zaâfrane	6
a- Localisation géographique	6
b- Aperçus historiques sur la commune de Zaâfrane	7
c- Données socio-économiques	7
d- L'emploi	7
C. Géologie et géomorphologie	7
1- Généralité	7
2- Stratigraphie	9
a- Le Trias	10
b- Le Jurassique	11
c- Le passage du Jurassique au Crétacé	11
d- Le Crétacé	11

✚ le Valanginien-Barrémien	11
✚ l'Aptien	11
✚ l'Albien	12
✚ le Cénomannien	12
✚ le Turonien	12
✚ le Sénonien	12
e- Le Tertiaire	12
f- Le Quaternaire	13
3- Tectonique	13
4- Géomorphologie	15
a- Les reliefs	15
b- Les dépressions	15
b-Les Dayas	16
c- Les glacis	16
✚ Les glacis du Quaternaire ancien	16
✚ Les glacis du Quaternaire moyen	16
✚ Les glacis du Quaternaire récent ou actuel	16
d-Les Formes éolienne	16
✚ Les dunes anciennes à matériaux non gypseux	17
✚ Les dunes anciennes à matériaux gypseux	17
✚ Les dunes actuelles ou vives	17
5- Pédologie :	18
a. Les sols minéraux bruts d'apport éolien	18
b. Les sols peu évolués d'apport alluvial	18
c. Les Vertisols	18
d. Les sols calcimagnésiques	18
e. Les sols isohumiques	18
f. Les sols hydromorphes	18
g. Les sols halomorphes	19
6- La végétation et occupation des terres	19
a. La zone montagneuse (forestière)	19
b. la zone de piémont et glacis terrasses (parcours)	19
c. La zone ensablée et Sebkha	20

d. Les zones agricoles	21
7- L'élevage	21
D- Climatologie	22
1- La température	23
2- La gelée	23
3- La neige	24
4- L'évaporation	25
5- Le vent	26
6- L'Humidité relative	27
7- Précipitation	28
a- Précipitation moyenne mensuelle	28
b- Précipitation moyenne annuelle	29
c- Application de la loi de Gauss à la série pluviométrique annuelle relevée à la station de Djelfa (1985-2005)	30
d-La régression linéaire	35
8- Evapotranspiration	37
a- La formule de Turc (moyenne annuelle)	37
b- La méthode de l'eau de C.W.Thornthwaite	37
9- Estimation du ruissellement	41
11-Rythme climatique	42
a- Diagramme pluviothermique	42
b- Calcul du coefficient d'aridité	43
c- Méthode de Stewart (1972)	44
d-Le quotient Q2 d'Emberger	45
e- Climagramme d'EMBERGER	45
Conclusion	46

Chapitre II- Hydrologie et hydrogéologie

A- Hydrologie	48
1- Réseaux hydrographiques	49
a- Les oueds à écoulement pérenne	50
b- Les oueds à écoulement spontané	50
2- Caractéristiques du sous- bassin de Kroirech :	51

a- Caractéristiques morphométriques	51
b- Estimation des apports	51
c- Irrégularité des apports	53
d- Transport solide	54
e- Etude des crues	56
B- Hydrogéologie	60
1- Introduction	60
2- Inventaire des points d'eau	60
3- Les formations aquifères profondes	60
a-Le Portlandien –Berriasien	61
b- Le Valanginien –Barrémien	61
c- L'Albien	63
d- Le Turonien	63
4- Les aquifères du tertiaire et le Quaternaire	64
5- Propriétés Hydrodynamiques	65
6- Etude géophysique	69
a- Principe de la méthode	69
b- Résultats de l'étude géophysique	70
7- Les nappes superficielles ou d'infero-flux	76
a- Carte des débits	77
b- Cartes piézométriques	77
8- Réalisation d'un modèle numérique de terrain (M.N.T)	80
a.1- Définition	81
a.2- Elaboration d'un MNT	81
a.3- Interpolation	82
a.3.1-Interpolation inversement proportionnelle à la distance (Inverse DistanceWeighting)	84
a.3.2-Interpolation bilinéaire (Rectangular interpolation)	84
a.3.3-Interpolation par triangulation irrégulière (TIN)	85
b- Carte des pentes	86
Conclusion	87

Chapitre III . Hydrochimie

1. Introduction	89
2- Etat des eaux de surfaces	89
3- Résultats des mesures et des analyses chimiques de l'eau	95
3.1 – Méthodes d'analyses	97
3.2- Analyse des résultats	98
3.3- Faciès chimique des eaux	103
4- Relation eau-sol	104
5- Analyse statistiques des données physico-chimiques	109
6- Thermodynamique	119
7- Origine des éléments chimiques	124
8- Etude des rapports caractéristiques	127
9- La Cartographie hydrochimique	128
a- Introduction	128
b-Les résultats obtenus	129
b ₁ -Carte de variation spatiales de la conductivité électriques	129
b ₂ -Cartes de variation spatiales des chlorures	131
b ₃ -Cartes de variations spatiales du Sodium	133
b ₄ -Cartes de variations spatiales des sulfates	135
b ₅ -Cartes de variations spatiales du calcium	135
b ₆ -Cartes de variations spatiales des nitrates	137

Conclusion

Chapitre IV- Variation spatiale de la salinité

1- Introduction	142
2- Echantillonnage	142
3- Préparation des échantillons du sols	142
4- Rappel bibliographique sur la géostatistique :	144
a- Introduction	144
b- Définition de la Géostatistique	144
c- Théorie des variables régionalisées	144
c-1- Bases conceptuelles	144
c-1.1. Le concept de fonction aléatoire	144
c.1.2. Notion de la variable régionalisée	145
c.1.3. But de la théorie des variables régionalisées	145

d- Hypothèse De Stationnarité	145
d.1. Stationnarité D'ordre 2	146
d.2. Hypothèse intrinsèque	147
e- Variogramme	147
e.1. Définition	147
e-2. Caractéristiques du variogramme	150
e-3. Ajustement à un modèle	152
e.3.1. Modèle linéaire	152
e.3.2. Modèle Sphérique	153
e..3.3. Modèle exponentiel	153
e.3.4 Modèle gaussien	154
f. L'anisotropie	154
g. Le Krigeage	155
g.1 Définition	155
g.2 Caractéristiques du Krigeage	155
g.3 Les types de krigeage	156
g.3.1 Le krigeage simple	156
g.3.2 Le Krigeage universel	157
h. Conclusion	158
5- Mise en œuvre et analyse des résultats	159
a-Les faciès chimiques des solutions du sols	159
b- Etude géostatistique	160
b.1. La nuée variographique (Variogram cloud)	160
b.2. Le variogramme « Surfamique »(Variogram Surface)	161
b.3. Le variogramme directionnel (Directional variogram)	167
b.4. Modélisation	169
b.5. Interpolation	170
Conclusion	180

Chapitre V- L'irrigation et la fertilisation des sols (risque de salinisation et pollution)

1-Introduction	182
----------------	-----

2- Ions phytotoxiques	182
3- Aptitude des eaux de l'aquifère superficiel de Zâafrane à l'irrigation	186
4- Etude expérimentale de salinisation des sols sous l'effet d'irrigation :	190
a- Matériel et méthode	190
b- Résultats et discussion	193
b-1. Evolution de la vitesse d'infiltration	194
b.2.Evolution de la conductivité	194
b.3. Evolution du Sodium	196
b.4. Evolution du calcium	196
b.5. Evolution des chlorures	197
b.6. Evolution des bicarbonates	198
b.7. Evolution du potassium	199
5- Valorisation du fumier de ferme dans la fertilisation et risque de pollution	199
6- Simulation du transfert de la pollution dans la zone non saturé	204
7- Utilisation de l'indice NDVI pour cartographié l'état du couvert végétal	210
Conclusion	214

Chapitre VI- Simulation de la salinisation du sol par le logiciel

HYDRUS 1.D

1-Introduction	216
2- Notion concernant les milieux poreux	216
2.1. Masse volumique sèche	216
2.2. La porosité	217
2.3. La teneur en eau volumique	217
2.4. Le potentiel de pression	217
2.5. La loi de Darcy	218
2.6. La conductivité hydraulique	218
2.7. Relations $\theta(h)$ et $K(h)$	218
2.7.a. Relation teneur en eau / potentiel de pression	219
2.7.b. Relation conductivité / potentiel de pression :	220
2.8. Modèle d'écoulement monophasique saturé/non saturé	220
2.9. La convection	221
2.10. La dispersion hydrodynamique	222

a. La diffusion moléculaire	222
2.11. L'extraction racinaire	222
2.12. Conditions initiales et aux limites	224
2.13. Le principe de la méthode aux éléments finis	226
2.14. Le transfert de soluté	227
3-Utilisation de Hydrus pour simuler la salinisation	229
3.1. Le logiciel Hydrus 1D	229
3.2. Site choisis	235
3.3. Processus de salinisation des sols	236
3.4. Les résultats obtenus	238
Conclusion	244
<i>Conclusion Générale</i>	245
<i>Références Bibliographiques</i>	249
<i>Annexes</i>	

INTRODUCTION GENERALE



Introduction générale :

Zehrez ELGharbi est une zone rare au niveau de la Méditerranée (D.G.F.2002), notamment de part l'étendue de sa superficie et de son bassin versant. Sa situation en zone aride est sans doute son atout principal, elle justifie le degré de rareté du milieu naturel d'un seul tenant soumis à pâturage extensif notamment d'ovins. C'est également un modèle représentatif de types de zones humides en milieu aride par la présence de plusieurs types de sols, de bioclimats et de formations végétales steppiques.

Cet écosystème connaît un équilibre délicat et très fragile. La mise en valeur des terres dans cette région, l'augmentation de la productivité par unité de surface, leurs conservation exige ici plus qu'ailleurs des études détaillées car la destruction d'un sol est souvent irréversible et entraîne des conséquences plus graves à court et à long terme. Notre zone d'étude est une partie des steppes algériennes, situées entre l'Atlas Tellien au Nord et l'Atlas Saharien au Sud (Fig. 1), couvrent une superficie globale de 20 millions d'hectares. Elles sont limitées au Nord par l'isohyète 400 mm qui coïncide avec l'extension des cultures céréalières en sec et au Sud, par l'isohyète 100mm qui représente la limite méridionale de l'extension de l'alfa (*Stipa tenacissima*) (Djebaili, 1978; Le Houerou et al., 1979; Djellouli, 1990).

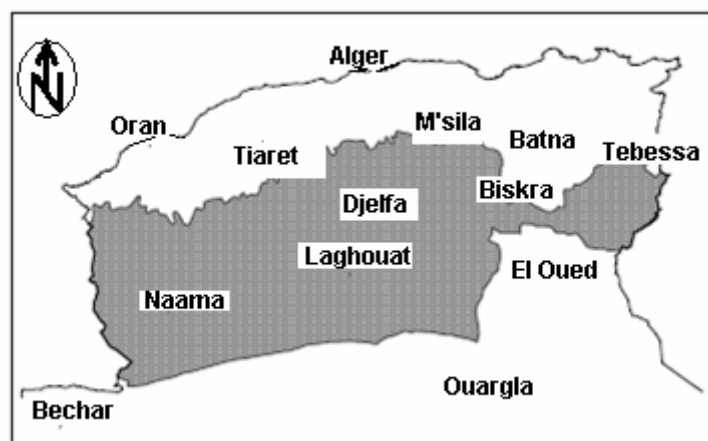


Figure 1 - Situation géographique du domaine steppique

Les étages bioclimatiques s'étalent du semi aride inférieur frais au aride supérieur frais. Les sols steppiques sont caractérisés par la présence d'accumulation calcaire, la faible teneur en matière organique et la forte sensibilité à l'érosion et à la dégradation (Djebaili et al, 1983). Les ressources hydriques sont faibles, peu renouvelables, inégalement réparties et anarchiquement exploitées. Les points d'eau sont au nombre de 6500 dont plus de 50% ne

sont plus fonctionnels (Bedrani, 1995). Les écosystèmes steppiques sont marqués par une grande variabilité interannuelle des précipitations. La diminution des précipitations est de l'ordre de 18 à 27% et la durée de la saison sèche aurait augmenté de 2 mois entre 1913-1938 et 1978-1990 (Djellouli et Nedjraoui, 1995). Des données récentes montrent que ces phénomènes ont provoqué d'énormes pertes: près de 600.000 ha de terres en zone steppique sont totalement désertifiées sans possibilité de remontée biologique et près de 6 millions d'hectares sont menacées par les effets de l'érosion hydrique et éolienne (Ghazi et Lahouati, 1997). La croissance démographique (Tableau 1) a concerné aussi bien la population sédentaire que la population éparsée. Cependant, on note une importante régression du nomadisme qui ne subsiste que de façon sporadique (Khaldoun, 1995). Les pasteurs ont modifié leur système de production en associant culture céréalière et élevage.

Tableau 1. Evolution de la population steppique (10^3 hab.)

Années	1954	1968	1978	1988	1998
Population totale	975.70	1255.48	1700.00	2500.00	3964.85
Population nomade	595.42	545.25	500.00	625.00	794.00
Population nomade %	52	43	29	25	20

Source :stat.agr.(1974),HCDS(1996) et ONS(1999).

Les différentes études (U.R.B.T., 1981; Le Houerou, 1985 ; Aidoud, 1989 ; Kacimi, 1996) ont montré que les parcours se sont fortement dégradés et que la production fourragère est équivalente environ 1/3 de ce qu'elle était en 1968, c'est à dire 533 millions d'UF. La charge pastorale potentielle serait d'environ 8 ha/1 eq-ovin et donc 10 fois supérieure à la charge réelle des parcours ce qui donne lieu à un surpâturage intense qui se manifeste par le maintien trop prolongé du troupeau sur les aires pâturées prélevant une quantité de végétation largement supérieure à la production annuelle. L'impact du surpâturage sur la végétation est important aussi bien sur le plan qualitatif que quantitatif. Sur le plan qualitatif, les bonnes espèces pastorales, celles dont l'indice d'appétibilité est supérieur à 6 (Nedjraoui, 1981) sont consommées avant d'avoir eu le temps de fructifier ou de former des repousses pour les saisons à venir. Leur système racinaire dépérit et elles disparaissent totalement du faciès en laissant la place à des espèces inadaptées telles que *Atractylis serratuloides* et *Peganum harmala*. Le résultat de cette transition régressive est la diminution de la richesse floristique et donc de la biodiversité (Kadi - Hanifi, 1998). Sur le plan quantitatif, le surpâturage provoque une diminution du couvert végétal pérenne et de la phytomasse. La phytomasse de l'alfa a

diminué de 2100 Kg MS/ha en 1976 à 572 Kg MS/ha (Aidoud et Nedjraoui, 1992 ; Slimani, 1998). Notre étude a pour objectifs, l'étude de la qualité des eaux d'un aquifère superficiel d'une région steppique (Zâafrane), voir les aptitudes de cette eau à l'irrigation et essayé de déterminer les facteurs influençant le chimisme des eaux par le biais de méthode statistiques (analyse en composante principale) en utilisant des logiciels S.I.G, cartographier la répartition spatiale des différents éléments chimique.

Le second volet de notre travail est consacré à l'étude de la variation spatiale de la salinité des sols à l'aide de méthodes géostatistiques. Pour comprendre le phénomène de salinisation et ses interactions complexes, nous nous sommes fixés comme premier objectif, l'étude de ce phénomène par un suivi expérimental de l'évolution de la salinisation d'un sol irrigué par une eau préparée à des degrés de salinité différentes. Le deuxième objectif est de simuler le transfert d'une solution (eau salé) au niveau de la zone non saturé à l'aide du logiciel HYDRUS 1D.

En Algérie, la zone aride représente près de 95% du territoire national dont 80 % dans le domaine hyperaride (Halitim.A.1988). Les ressources agricoles des zones arides sont limitées si on les compare aux populations qui y vivent. La rareté de l'eau et ses caractéristiques chimiques ainsi que les conditions climatiques évaporantes sont des facteurs limitants, l'extension de la production agricole par la réalisation de systèmes d'irrigation donc des études sur le problème de la salinité des eaux et des sols sont indispensables pour une meilleure rentabilité des projets de mises en valeurs entrepris dans les régions steppiques, que se soit dans le cadre du haut commissariat pour le développement de la steppes (H.C.D.S) ou des projets du plan national pour le développement (P.N.D.A).

L'Algérie se situe parmi les pays les plus pauvres en matière de potentialités hydriques, soit en dessous du seuil théorique de rareté fixé par la Banque Mondiale à 1000 m³ par habitant et par an. Si en 1962, la disponibilité en eau théorique par habitant et par an était de 1500 m³, elle n'était plus que de 720 m³ en 1990, 680 m³ en 1995, 630 m³ en 1998. Estimée à environ 500 m³ à l'heure actuelle, elle ne sera que de 430 m³ en 2020 et serait encore plus réduite ramenée aux ressources en eau mobilisables. La problématique de l'eau est indissociable du développement durable dans la mesure où l'eau doit permettre de répondre aux besoins des générations actuelles sans hypothéquer, par des effets peu ou non réversible, la capacité des générations futures à satisfaire les leurs. Il faudrait disposer entre 15 et 20 milliards de m³ par an, en réservant 70% à l'agriculture, pour parvenir à une sécurité alimentaire satisfaisante. C'est un défi titanesque lorsqu'on sait qu'on mobilise à peine au plus 5 milliards de m³ d'eau par an. (C.N.E.S.2002).

Chapitre I

Cadre physique

A- Situation géographique de la zone d'étude

1. Bref Aperçu sur la wilaya de Djelfa

a- Situation géographique

La wilaya de Djelfa, s'étend sur 32280 Km², localisée en plein cœur de l'espace steppique. Elle est la plus importante des wilayas par son étendue, de l'effectif animal et des différents travaux réalisés sur cette zone (aménagement du territoire). Elle est Située à environ 300 Km au Sud de la capitale (Alger), elle constitue une zone de transition entre les hautes plaines steppiques de l'Atlas Tellien et les débuts désertiques de l'Atlas Saharien (Figure I.1a et I.1b).

Elle est limitée :

- Au Nord par les wilayas de Médéa et de Tissemsilt ;
- A l'Est par les wilayas de M'sila et de Biskra ;
- A l'Ouest par les wilayas de Tiaret et de Laghouat ;
- Au Sud par les wilayas d'El Oued, de Ouargla et de Ghardaïa.

Elle est composée actuellement de 36 communes regroupées en 12 daïras.

La Wilaya de Djelfa est occupée par la grande confédération des Ouleds Naïl, qui regroupe plusieurs tribus. La population de la wilaya est de 805297 habitants, avec une forte concentration dans l'agglomération chef lieu qui englobe 601170 habitants soit 69,22 % de la population totale.

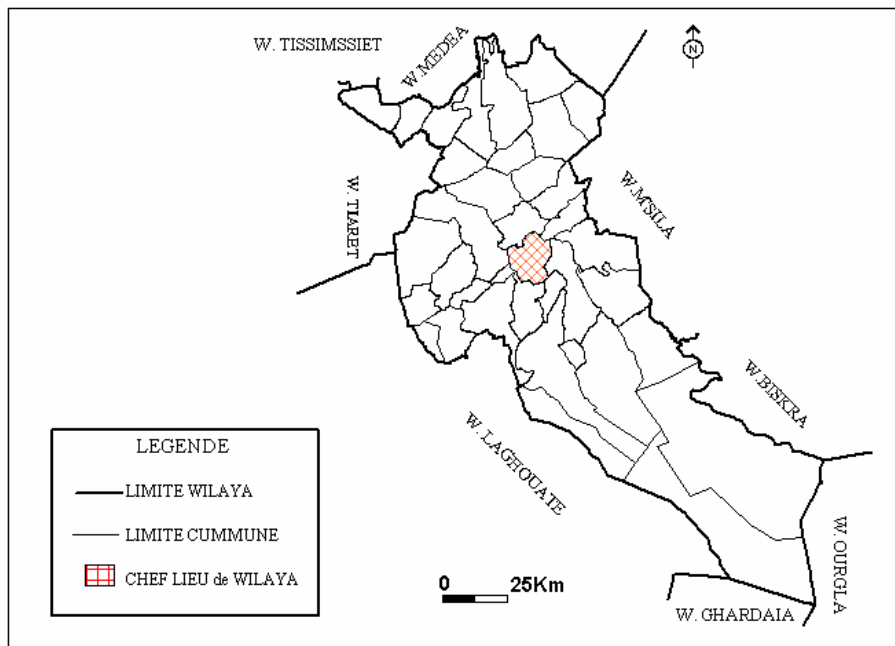


Figure I.1 a: Carte des limites administratives de la wilaya de Djelfa

Les zones éparses englobent une population de l'ordre de 173999 habitants soit 20,04 %. Par contre, elle compte très peu d'agglomération secondaire, environ 3,58 % de la population totale. Cependant la population nomade est estimée à 62163 individus soit 7,16 % de la population totale (O.N.S, 1998).

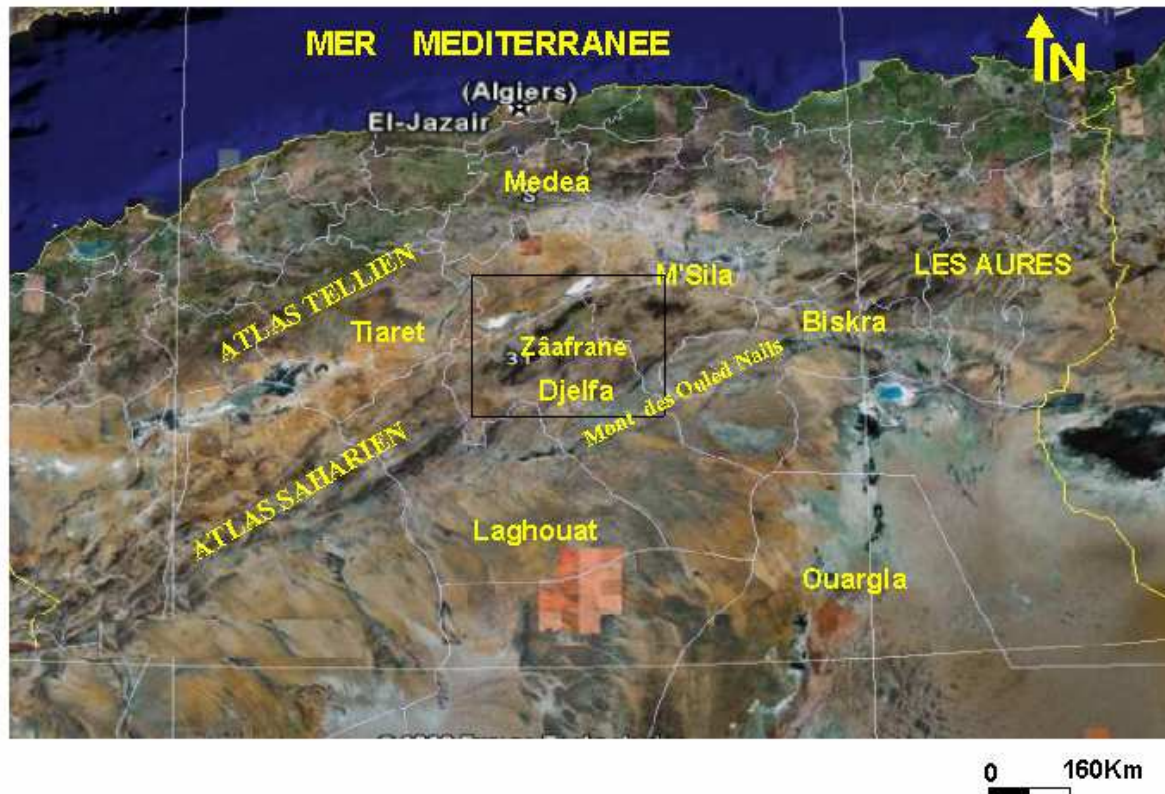


Figure I.1 b : Les limites administratives de la wilaya de Djelfa

(à partir d'une image satellite . Landsat 2003)

b- Caractéristiques physiques

Le climat

Le climat est de type semi-aride avec une nuance continentale (hiver froid, été chaud et sec), la pluviométrie varie de 350 mm au nord à moins de 200 mm au sud, avec 10 à 13 jours d'enneigement en moyenne et des vents dominants d'origine désertique, secs et chauds (sirocco pendant 20 à 30 jours en moyenne). (Berchiche.T et al, 1993).

Le relief

La wilaya de Djelfa est formée du Nord au Sud par plusieurs lignes de reliefs qui sont :

- La plaine de Ain Ouassera avec une altitude moyenne de 850 m ;
- Les dépressions de Zahrez El Gharbi et El Chargui avec une altitude de 850 m ;

- Les monts de Ouled Naïls, les plaines de Maïaleba et Mouilah à l'Est du chef lieu d'une altitude de 900 à 1200 m ;
- Au sud, il y a un plateau dont l'altitude varie de 400 à 800 m, ce vaste plateau comporte dans sa partie Nord-Est le Djebel Boukhil avec 1422 m d'altitude.

B. Présentation de la commune de Zaâfrane

a- Localisation géographique

La commune de Zaâfrane érigée en 1974, est située au Nord-Ouest de la wilaya de Djelfa à une altitude moyenne de 950 m. Elle est distante d'une soixantaine de Km du chef lieu de la wilaya vers le Nord et couvre une superficie de 116.650 ha, soit 3,61 % de la superficie totale de la wilaya (B. N. E. D. E. R, 1995.)

Les limites géographique da la commune de Zaâfrane :

- Au Nord, par la wilaya de Tiaret et la commune de Guernini ;
- Au Sud, par les communes de Ben Yakoub et de Ain El Ibel ;
- A l'Ouest, par les communes d'El Guedid et Charef ;
- A l'Est, par les communes de Hassi Bahbah, de Ain Mâabed et de Djelfa.

Ses coordonnées géographiques sont :

- Longitude Est : 2° 27' à 3° 05'
- Latitude Nord : 34° 32' à 35° 03'

Sa plus grande longueur Nord-Ouest / Sud-Est est de 61km et sa grande largeur Est / Ouest est de 54 Km (Figure I.2).

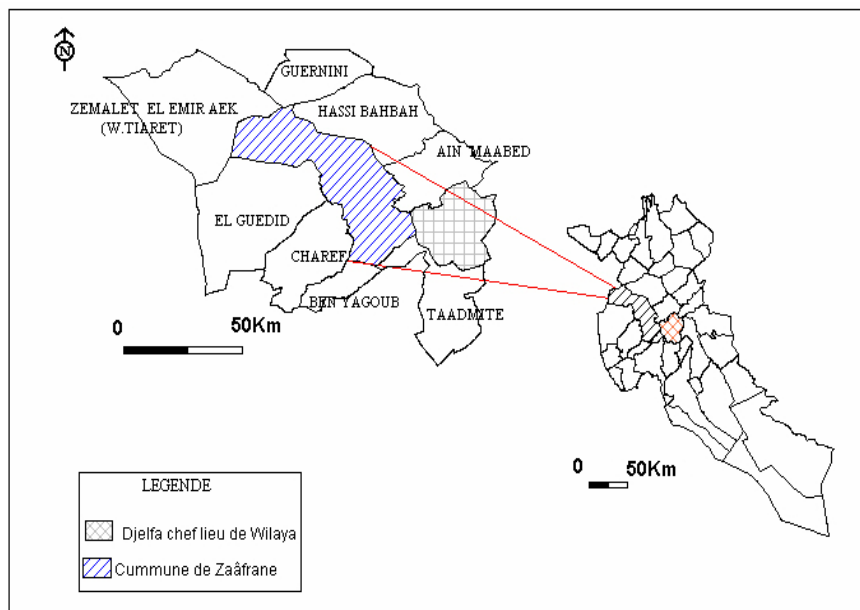


Figure I.2: Carte de la situation géographique et limite de la commune de Zaafrane

b- Aperçus historiques sur la commune de Zaâfrane

Selon la mémoire commune détenue par les personnes âgées, la commune de Zaâfrane est passée par trois appellations différentes. D'abord connue sous la dénomination "commune de Arch Ouled Si Ahmed" elle fut désignée, en référence au "grand marché du samedi (Souk Es Sebt), sous le nom de "sebt Ouled Si Ahmed" Ce Souk regroupait les éleveurs et les commerçants de toute la région. A partir de 1950, le nom de Zaâfrane a été donné à la zone cette fois en rapport avec l'abondance relative du "Zaâfrane" (Le safran) dans la région.

c- Données socio-économiques

Tout projet d'aménagement risque de connaître un échec, si la composante socio-économique n'est pas prise en considération (Oladeche. E, 1988), Le Houerou H.N et Froment (1979) ont montré que la mise en valeur du territoire en zone aride est avant tout un problème d'organisation et d'adhésion de la population.

Le noyau d'agglomération de Zaâfrane a été implanté au Nord du cordon dunaire à cause de la disponibilité des terres fertiles sur les zones d'épandage et la présence d'une nappe superficielle facilement accessible .La commune de Zaâfrane est une région steppique, dont l'activité économique principale est l'élevage ovin avec 32500 têtes (D.S.A 2003) et la céréaliculture en sec. La vocation principale est alors l'agro-pastoralisme.

d- L'emploi

La commune de Zaâfrane s'étend sur une superficie de 116650 ha et compte 13413 habitants avec une densité de 11,6 habitants / Km². La répartition par secteurs d'activités économiques révèle que 75 % de la population active est dans l'élevage et l'agriculture (D.P.A.T, 2002).

C- Géologie et géomorphologie

1- Généralité :

La zone d'étude appartient aux hautes plaines steppiques, c'est-à-dire une région limitée au Nord par l'Atlas Tellien et au Sud par l'Atlas Saharien (Figure I.3).

Le bassin des Zahreys est une entité hydrogéologique d'environ 5000 km² de superficie (Sidi Moussa M.F ,1996), il représente un bon exemple des dépressions fermées et salées le long de la bordure septentrionale de l'Atlas Saharien.



Figure I.3: Contexte structural de la zone d'étude (source O.R.G.M.2002)

Les roches mères de cette région sont sédimentaires et d'âge secondaire, tertiaire et surtout quaternaire (Flandrin J.1952; Cornet G.1952; Repal S.N 1952; Estorges P.1965; Mahrour M.1965; Pouget M.1980 ;Trayssac Y.1980). Nous pouvons distinguer dans cette région deux ensembles :

- Une partie centrale occupée par deux sebkhas :Zahrez El Gharbi et Zahrez El Chergui.
- Une partie montagneuse comprenant au Sud les chaînons des Ouleds Nails et au Nord les plissements de la dorsale de ce bassin (Guelt Es Stel –Oukat Chergui-Oukat Gharbi).

La structure profonde de ce bassin est celle d'un synclinorium. La géologie structurale est essentiellement marquée par les plissements tertiaires. Les séries du Crétacé constituent l'ossature des monts des Oules Nails. Le bassin de Zahrez proprement dit joue le rôle de structure subsidente (Figure I.4). La zone en aval du Zahrez Gharbie s'étend dans la région des hauts plateaux, sa longueur de l'ENE à l'WSW est de 160 km et sa largeur varie de 24 à 44 km, un cordon dunaire de 2 km de large en moyenne et une hauteur relative de 20m

environ s'étend le long de la rive Sud du Chott. Cette zone de dunes s'étale avec quelques interruptions locales le long de toute la cuvette. Sur les pentes montagneuses presque toutes les successions des séries du Crétacé affleurent. La partie centrale de la cuvette presque plate est couverte par les formations du Quaternaire dont l'épaisseur est souvent considérable.

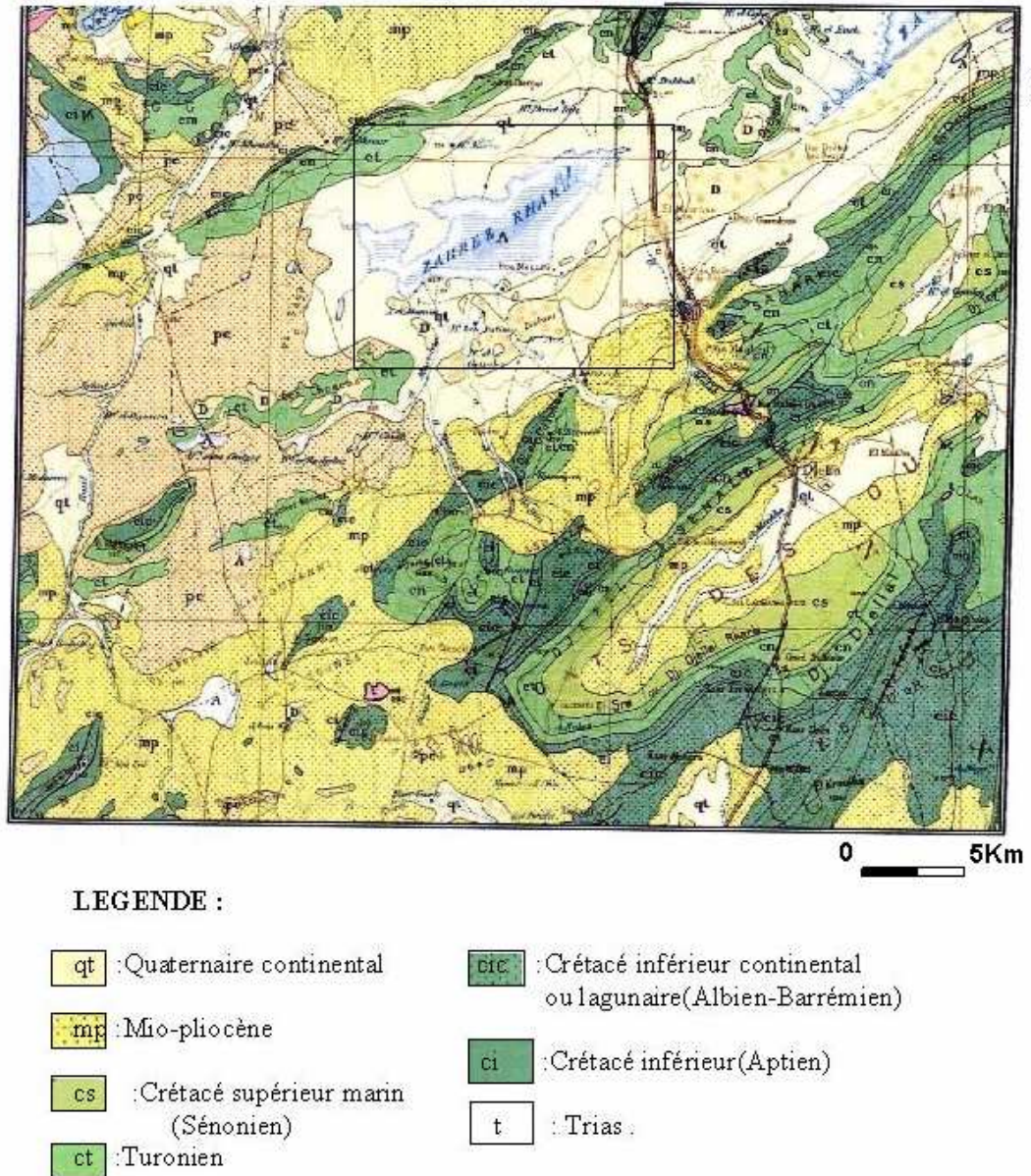


Figure I.4 : Extrait de la carte géologique de l'Algérie du Nord.

(source: Service de la carte géologique.1952)

2- Stratigraphie :

Les principales unités lithologiques qu'on observe dans la zone d'étude sont les suivantes (Figure I.5) :

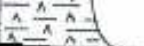
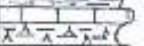
Puissance (mètre)	ETAGES	FORMATIONS	LITHOLOGIE LOG	DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUE
180m	Miocène-Quaternaire	Sable		Sable et argiles sableuses
130m	Sénouien	Argiles et gypses		Argiles sableuses et gypses
130m	Turonien	Calcaires		Calcaires clairs fissurés
140m	Cénomaniens	Marnes et gypses		Marnes calcaires et gypses
peut atteindre 350m	Albien	Grès		Grès rougeâtres avec intercalations de calcaires et marnes
200m	Aptien	Argiles		Argiles calcaires avec intercalations de gypses et de grès
>300m pour dépasser 1000m par endroit	Valanginien-Barrémien	Grès		Grès à dragées de Quartz avec intercalations de calcaires et de marnes et débris de bois silicifiés
250m	Portlandien-Berriasien	Calcaires et marnes		Calcaires incrustés d'ostreidés Calcaires marneux Marnes feuilletées

Figure I.5: Log stratigraphique de la région de Zaâfrane

a- le Trias :

Cette formation secondaire apparaît en diapir ou en injection dans les fractures. Le Trias est formé d'argiles schistosées gypseuses et salées et constitue une source importante de

sels solubles et de gypses dans les régions arides. Le Rocher de Sel au Nord de Djelfa en est un exemple très typique à côté de nombreux petits massifs entre les séries jurassiques.

b- le Jurassique :

Il s'agit de nombreux affleurements à faciès variés mais à dominance de calcaires durs et dolomitiques alternant avec de minces bancs de marnes. Cette formation peut atteindre des dizaines de mètres d'épaisseur dans l'Atlas Saharien.

c- le passage du Jurassique au Crétacé :

Les formations qui indiquent le passage du Jurassique au Crétacé apparaissent au niveau des monts de Ouleds Nails (aux environs de Benyagoub et à la limite Ouest du Synclinal de Djelfa) dans les djebels Meassène Guefla ,El Mahreg jusqu'au djebel Taouzata, il apparaît à la faveur d'une grande faille. Cette série fait environ 250 m d'épaisseur. Elle peut être subdivisée en deux unités égales d'épaisseur dont la limite est marquée par une surface taraudée ferrugineuse. Les faciès observés sont monotones, les séquences de quelques mètres des marnes feuilletées à la base, puis des marnes calcaires en gros rognons ou nodules, au dessus un banc calcaire fossilifère sommital à surface incrustée d'ostréidés .Ces calcaires sont riches en lamellibranches, échinoderme ,annélides,bryozoaires et algues diverses .Cette formation affleure au cœur de l'anticlinal.

d- le Crétacé :

 le Valanginien-Barrémien :

La série du Valanginien –Barrémien est la même que celle de Benyagoub et de l'Atlas Saharien en général. Elle affleure sur les deux flancs, Nord et Sud, de l'anticlinal des djebels Méassène Guefla, Taouzata et Kef Haouas. Elle est représentée par une série grésocarbonatée, composée de calcaire souvent dolomitique s'alternant avec des grés compacts rougeâtre et des grés blanchâtres à jaunâtres très friables ainsi que des argiles. La puissance de cette série dépasse par endroit les 1000 mètres.

 l'Aptien :

Il est bien représenté dans toute la région puisqu'il affleure tout au tour du synclinal de Djelfa et aux environs de Djebel Bouskkine. Généralement dans l'Atlas Saharien, cette série est carbonatée mais dans la région de Djelfa c'est surtout des bancs d'argiles calcineuses et des argiles avec intercalations de grés et de gypse ainsi que des bancs de calcaires à orbitolines, là où la série est complète, les formations de l'Aptien peuvent atteindre et même dépassent les 200 mètres d'épaisseur mais elles ne dépassent pas les 50 mètres au niveau du djebel Djellal El Chergui.

l'Albien :

Nous rencontrons les formations de l'albien au Sud de Zâafrane au niveau du djebel Bousekkine, au cœur de l'anticlinal de Kef EL Rihane, dans les environs de Charef et au tour du synclinal de Djelfa. C'est une série gréseuse, elle est formée de grès massif rougeâtre à grains fin à moyen et légèrement argileuse pour l'Albien inférieur. Concernant l'Albien supérieur c'est essentiellement un ensemble de calcaires à intercalations de marnes grises, jaunâtres et vertes. La série complète de l'Albien fait 350 mètres en moyenne. Au djebel Djelal El Chergui elle est à une puissance de 535 mètres.

le Cénomaniien :

Le Cénomaniien est très bien représenté au Sud de Zâafrane, au niveau de la chaîne des Ouleds Nails. Il affleure aux environs de Charef qui est une commune limitrophe de Zâafrane et encadre tout le synclinal de Djelfa .C'est une alternance de bancs calcaires gris, beiges et jaunes, des marnes jaunes, vertes et blanchâtres et des marnes gypseuses avec des petits bancs de gypses blanchâtres. La puissance de la série est d'environ 140 mètres dans les monts des Ouleds Nails mais par endroit elle dépasse les 200 mètres d'épaisseur.

le Turonien :

Il est représenté par des calcaires clairs gris ou gris-jaunes dolomitiques et très fissurés. On y rencontre des intercalations d'argiles, de grés et du gypse .Dans la partie supérieur de la série, les calcaires deviennent marneux feuilletés. L'épaisseur de la série complète est d'environ 130mètres alors qu'au niveau du Djebel Djellal El Gharbi sa puissance dépasse 150mètres.

le Sénonien :

Nous le rencontrons, surtout au cœur du synclinal de Djelfa, sur les bordures et sous les affleurements Miopliocène et du Quaternaire. En outre, on le trouve dans les différents synclinaux au Nord de Djelfa. C'est essentiellement une alternance de banc de calcaires–marneux et des marne jaunes et grises parfois gypseuses. Dans sa partie inférieure les calcaires ont une tendance à être dominants. La totalité de la série du Sénonien dépasse les 130 mètres dans les monts des Ouleds Nails.

e- le Tertiaire :

Le tertiaire est très bien présent dans la région de Zâafrane, certains auteurs le nomme le tertiaire continentale, il n'a fourni aucun fossile pour le dater avec plus de précision. Il est présent dans les parties basses et plates du bassin versant. Dans les monts des Ouleds Nails, il est rencontré dans l'axe du synclinal de Djelfa, les affleurements du tertiaire sont des formes

très irrégulières en certains endroits et sont érodés par les eaux de ruissellement, ainsi donc les formations actuelles du quaternaire ont pris leurs places. C'est essentiellement des marnes rouges, sableuses avec des grès et conglomérats rouges avec des épaisseurs très variables.

f- le Quaternaire :

C'est essentiellement du Quaternaire récent qui est rencontré dans notre zone d'étude. Il occupe les parties plates que se soit dans la région des Zahrezs ou soit dans les synclinaux des monts des Ouled Nails. Il est représenté par des dunes de sable dans les bordures Nord et Sud des Zahrezs dans une bande régulière qui fait 2 km de large et par des alluvions des Oueds qui généralement sont entaillées dans le Miopliocène dans lesquels les graviers et cailloutis prévalant avec des limons gris foncés. Il faut noter aussi la présence de croûte calcaire dans les alentours des Chott. Les alluvions du Quaternaire ont une faible puissance dans la région (environ 15m dans le synclinal de Djelfa).

3- Tectonique :

La structure géologique actuelle des monts des Ouled Nails et la région des Chott est issue des plissements tertiaires de l'orogénèse Alpine. Les séries du Crétacé qui constituent l'ossature de ces monts ont été plissées selon une direction SW-NE.

En effet, dans le sous bassin versant de Oued Djelfa –Hadjia nous rencontrerons une série d'axes synclinaux et anticlinaux (Figure I.6) dont la succession est d'Est en Ouest :

- A la limite Ouest, l'anticlinal de Charef, son axe est rempli par les formations gréseuses de l'Albien inférieur et les deux flancs par l'Albien supérieur et le Cénomanién.
- Le synclinal aux environs Sud –Est de Charef à cœur Turonien.
- L'anticlinal de Kef El Rihane ayant la même formation axiale et les même sur les flancs que celui de Charef.
- Le synclinal très chamboulé de djebel Bousekkine, cette zone est très tectonisée puisqu'on trouve des failles importantes de direction E-W et N-S, ce qui fait que ce synclinal est subdivisé en plusieurs compartiments.
- L'anticlinal des Djebels Meassène Guefla et Taouzata à cœur Portlandien –Berriasien. Le flanc NW est coupé par le Valanginien-Barrémien seulement (Figure I.6).
- L'anticlinal de djebel El Oust (Nord de Djelfa) qui est divisé en deux compartiments, le premier à l'Ouest et le second à l'Est. Le cœur de ces deux anticlinaux est occupé par l'Albien inférieur et les flancs par l'Albien supérieur et le Cénomanién.

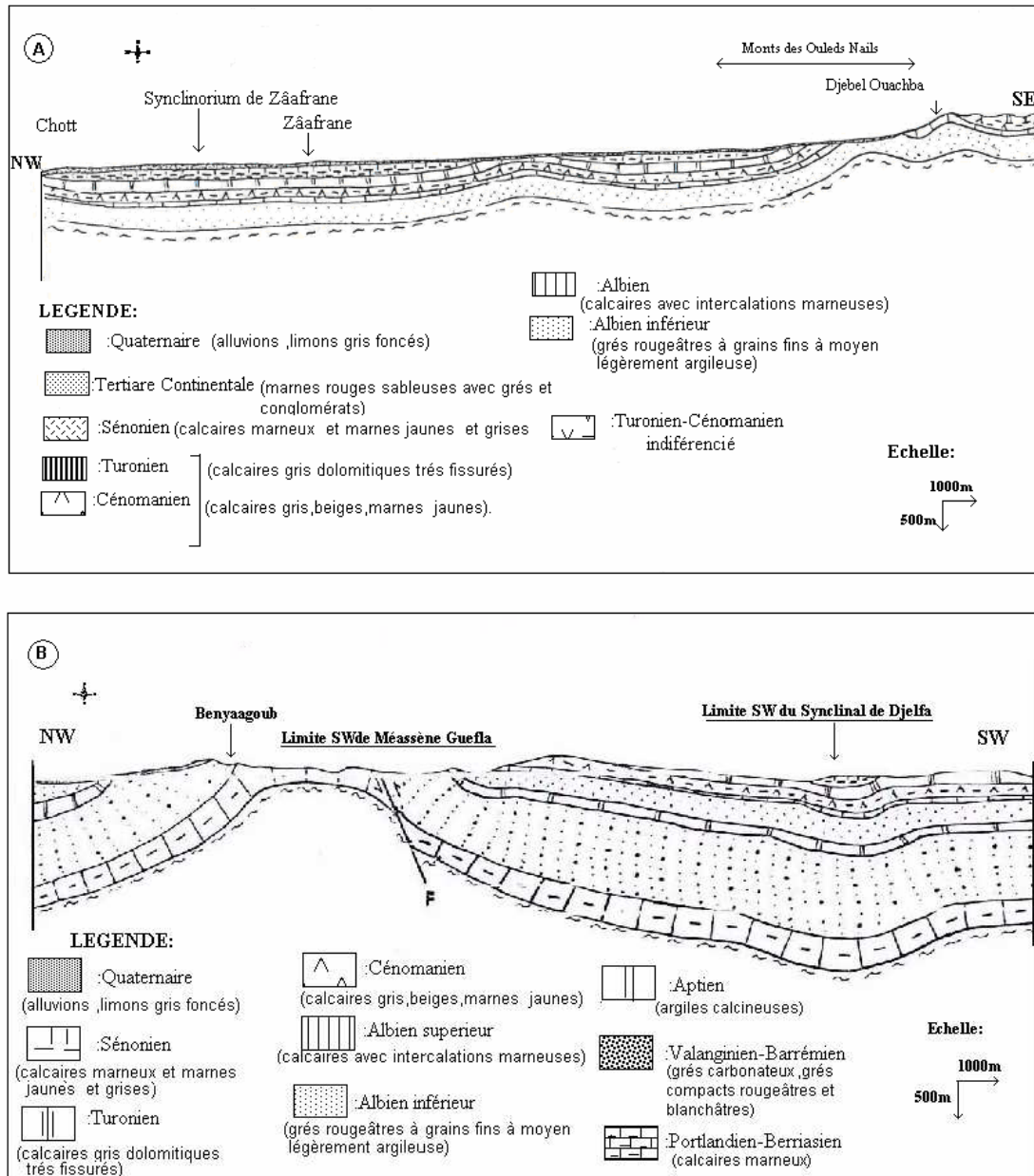


Figure I.6 : Coupe géologique interprétative de la région de Zaâfrane (A) et de la région de Benyaagoub(B) (source :Sidi.Moussa.MF.1996)

- Une succession de petits axes anticlinaux et synclinaux plus au Nord. Le cœur des axes synclinaux est occupé par le Sénonien ou des formations plus récentes (Mæstrichtien et Campanien), celui des anticlinaux est essentiellement formé de Turonien. Tous ces axes suivent l'orientation générale de l'Atlas Saharien (NE-SW).

En outre parmi les structures importantes au niveau dans la zone d'étude, il faut souligner la diapir de Rocher de sel. La direction des principales failles est parallèles à celle de l'Atlas Saharien. Les failles transversales sont d'une importance secondaire. Nous rencontrons une faille qui change de direction du SW-NE au N-S. C'est celle qui fait apparaître le Portlandien -Berriasien.

4-Géomorphologie :

Du point de géomorphologique, la plaine de Zaâfrane dont la pente est inférieure à 3% est caractérisée par une diversité d'unités géomorphologiques décrite par Pouget (1980) et Aidoud A (1984). A la fin du Villafranchien, les conditions climatiques (relative aridification) et un certain répit orogénique ont permis la formation d'une croûte dure et extrêmement résistante à l'érosion : c'est la dalle Moulouyenne (Ruellan.1970 ; Pouget M 1980). Cette dernière sera soumise à une forte érosion est disloquée dans certaines zones. Il peut en résulter des cassures qui favorisent la formation de fosses de subsidences telles que le bassin des Zahrezs. Ce dernier a subi ultérieurement un surcreusement par érosion éolienne (Trayssac .Y.1980). La dalle moulouyenne va être donc plus ou moins déformée et isolée du relief.

a- les reliefs

Ce sont des formes structurales liées à la tectonique et sculptées par l'action combinée de l'eau, du gel et du vent (Aidoud. A, 1984). C'est l'ensemble des inégalités de la structure terrestre.

- Au centre de la zone d'étude est localisée, Djebel El Ouachba avec une altitude de 1269 m ;

Entre la dépression de Zahrez El Gharbi au Nord et les hauts-plateaux au Sud, il existe des appointements nous citons comme exemples:

- Kef El Hamira avec une altitude de 1341 m ;
- Kef Haouas avec une altitude de 1395 m ;
- Berad El Aich et Djbel Drheima avec une altitude de 1044 m.

b- les dépressions :

Selon Tricart et Cailleux (1969), il s'agit de dépressions salées riches en argiles dont la différence essentielle réside dans le mode d'alimentation, le Chott est alimenté uniquement par les eaux de ruissellement. Alors que la Sebkha est alimentée par les eaux souterraines,

pour Pouget (1980) la Sebkha est un vaste synclinorium aménagé en dépression endoréique, elle correspond à une vaste machine évaporante qui reçoit les eaux de ruissellement, la végétation est absente car elle est éliminée par la très forte salinité. En hiver, elle se transforme en lac salé où l'eau peut atteindre 1m de hauteur, en été elle se manifeste par des efflorescences blanches sur le sol (croûte saline). Selon Halitim A .(1988), les dépressions salées sont constituées par une zone centrale , la plus basse qui est la Sebkha (sans végétation) entourée par le Chott très salé, mais où pousse une végétation d'halophytes. Dans le chott l'eau ne stagne que peu de temps et sur une faible épaisseur par rapport à la Sebkha. Ce dernier terme est employé pour désigner l'ensemble de la dépression fermée salée quand le chott est peut représenté .Dans les autres cas, le terme Chott est employé seul. Le bassin des Zahrezs fait partie du système des grands chotts qui va du Chott Chergui à l'Ouest au Chott Djerid à l'Est en Tunisie.

b- les Dayas :

Elles sont localisées essentiellement au Sud du cordon dunaire, sur des surfaces encroûtées avec une profondeur faible. Ce sont des petites dépressions fermées et peuvent être utilisées pour la céréaliculture, comme Daït El Etchana, Daït Azziz et Daït Bessissa.

c-les glacis :

Ils sont définis comme des surfaces plus ou moins planes, parmi les quelles on distingue :

 les glacis du Quaternaire ancien :

Ils ont une disposition élevée par rapport aux autres formations planes, la pente est de 1 à 3% et la croûte calcaire est fortement présente.

 les glacis du Quaternaire moyen :

Ils sont marqués par un ensablement important et une présence plus ou moins importante de croûtes calcaires que les glacis précédents.

 les glacis du Quaternaire récent ou actuel :

Ils sont caractérisés par une accumulation alluviale où la croûte calcaire est moins importante.

d- les Formes éolienne :

Suivant les travaux de Pouget. M, (1980) et Bendali & al (1986) in (Raachi.M 2004), dans le Sud de Zahrez El Gharbi, il existe un important cordon dunaire qui s'allonge dans une

même direction au long de la bordure Nord de l'Atlas saharien et il couvre une superficie de 5900 ha. Parmi les types de dunes, il y a :

 les dunes anciennes à matériaux non gypseux

Ce sont des placages de sable piégés contre les reliefs, ils sont constamment remaniés par les ruissellements et le vent, ils sont identiques aux dépôts éoliens rencontrés sur le glacis septentrional.

 les dunes anciennes à matériaux gypseux

Ce type de dune est plus important que le précédent, vu son extension dans le bassin du Zahrez, ce qui indique que les nappes phréatiques sub-affleurantes, localisées entre le cordon dunaire et la sebkha sont à l'origine de la cimentation des grains de sable par la remontée de sel et de gypse sous l'effet capillaire.

 les dunes actuelles ou vives

Se sont :

- **les cuvettes ensablées** : Se sont des dépressions localisées entre les champs de microdunes ou les nappes de sable ;
- **les voiles sableux** : Ils présentent un dépôt sableux discontinu, peu épais plus ou moins mobile. Ces dépôts favorisent le développement des psammophytes annuelles telles que *Plantago albicans* (Lelma) ;
- **les nappes de sables** : C'est une accumulation de sable continue dont l'épaisseur varie de 10 cm et plus, localisée dans la dépression et colonisée généralement par *Thymelea microphylla* (Methnan) ;
- **les microdunes** : Ce sont des accumulations de sable d'épaisseur variable, mais supérieur à 1 m de hauteur et sont plus ou moins fixées par les psammophytes vivaces comme *Aristida pungens* (Drin);
- **les barkanes** : Ce sont des accumulations très importantes de sable fin, formant des dunes continentales ou cordon dunaire qui s'étend sur environ 200 km de longueur et 5 à 7 km de largeur avec une hauteur de 18m en moyenne. Ils constituent un des éléments topographiques majeurs de la plaine et une coupure fondamentale entre le Nord et le Sud de la commune de Zaâfrane.
- **les nebkas** : c'est une accumulation de sable fin, piégée par des obstacles naturels de petites dimensions, tels que les touffes et les arbustes adaptées comme *Retama retem* (R'tem) et *Ziziphus lotus* (Cedra).

5-Pédologie :

D'après Pouget. M, (1980) et la carte pédologique de la zone d'étude réalisée par le B.N.E.D.E.R en 1995, les types de sols rencontrés dans notre zone d'étude, sont les suivants :

a- les sols minéraux bruts d'apport éolien :

Ce sont les dunes et les microdunes vives du cordon dunaire. La granulométrie se caractérise par l'absence de toute la fraction inférieure à 50 microns (argile, limon fin et limon grossier) avec une teneur en calcaire faible (0 à 3%) celle du gypse négligeable (sable essentiellement siliceux) et un taux de matière organique insignifiant (inférieur à 0.2%).

b- les sols peu évolués d'apport alluvial :

Ce sont des sols d'alluvions calcaires, de texture variable suivants les Oueds et leur situation d'épandage (aval ou amont). Ils se localisent le long du piémont de l'Atlas Saharien et dans les zones d'épandage des Oueds. Ce sont des sols intéressants pour la mise en valeur.

c- les Vertisols :

Ce sont des sols halomorphe, ils se localisent dans une petite dépression dans la zone d'épandage de l'Oued Kroireche. Ce sont des sols aptes à la céréaliculture.

d- les sols calcimagnésiques :

Les sols bruns calcaires xériques à croûte calcaire : ce sont des sols à texture grossière localisés sur les glacis encroûtés du Zahrez El Gharbi et sur l'Atlas Saharien. Ce sont des sols qui conviennent au parcours. Les sols gypseux à encroûtement de surface, situés sur les dunes et les nebkas de sables gypseux en bordure du Zahrez, ne conviennent pas aux cultures et ne constituent que de maigres terrains de parcours.

e- les sols isohumiques :

Ce sont des sols sablo-éoliens siliceux, très peu calcaires, localisés en bordure Nord et Sud du Zahrez El Gharbi et sur les glacis encroûtés, ils constituent d'excellents parcours mais ne conviennent guère aux cultures céréalières (texture trop sableuse).

f- les sols hydromorphe :

Sols a Gley salés, texture sableuse, ils se localisent dans les dépressions interdunaires avec présence de nappe peu salée, il est possible d'utiliser ces sols pour des cultures maraîchères, cependant l'intensité et la force de l'érosion ne favorisent pas l'utilisation de ces sols. Les

sols à encroûtement gypseux avec une texture sablo-limoneuse et amas sont localisés en dépression en bordure des dunes, ils sont utilisés actuellement sous formes de petits jardins.

g- les sols halomorphes :

-  Sols salins modaux : ce sont des sols alluvionnaires à structure généralement grossière souvent recouvert des dépôts sableux éoliens. La nappe superficielle peu profonde (1 à 3 m) est responsable de la salure très élevée, elle se localise en bordure Sud du Zahrez Gharbi de part et d'autre de l'agglomération de Zaâfrane.
-  Les sols salins à encroûtement gypseux de nappe: ils ont une texture limono-sableuse avec encroûtement et amas gypseux, ils forment une frange étroite et continuent en bordure du Zahrez Gharbi.
-  Les sols salins à alcalins : ce sont des alluvions calcaires à texture fine ou moyenne (argile-limon). Ils se localisent dans les zones d'épandage des principaux Oueds et plus particulièrement au Nord du cordon dunaire. La possibilité de mise en valeur agricole existe sur ces sols, surtout pour les céréales et les plantations pastorales (*Atriplex*).

6- La végétation et occupation des terres :

En ce qui concerne la végétation, on peut distinguer sur le territoire de la commune, 4 types d'occupation (B.N.E.D.R 1995) :

a- la zone montagneuse (forestière) :

Cette formation occupe environ 16228 ha, soit 13,91 % de la superficie totale de la commune (Tableau I.1). Elle est située dans la zone centrale (Djebel El Ouachba et Barad El Aich) ainsi qu'à la limite sud de la commune (Djebel Taouzara et Ben Chehiba). Cette couverture végétale est constituée principalement par le *Pin d'Alep* associé au Chêne vert à l'Oxycedre et parfois à l'Alfa.

b- la zone de piémont et glacis terrasses (parcours) :

Les terres de parcours occupent (60697 ha) soit 52,03 % de la surface totale. C'est un espace constitué d'espèces naturelles pérennes plus ou moins résistantes présentant une ressource énergétique pour le cheptel. En plus de l'alfa qui couvre une superficie de 14500 ha (soit 12,43 % de la superficie totale (Tableau I.1). Les principales espèces rencontrées sont :

- *Aristida pungens* (Drin) ; *Ziziphus lotus* (Cedra).
- *Artémisia herba alba* (Chih) ;

- *Artémisia campestris* (Dgouft) ;
- *Artrophytum scoparium* (Remth) ;
- *Atriplex halimus* (Guetaf) ;
- *lygium spartum* (Sennagh) ;
- *Peganum harmala* (Harmel) ;
- *Stepa tenassecima*
- *Retama retam* (R'tem) ;
- *Thyméléa microphylla* (Methnan) ;

Tableau I.1: L'occupation des terres de la zone de Zaâfrane

Zones de parcours		Zones de cultures		Zones forestières		Zones Improductives (Sebkha, Ensablées)		Total commune	
ha	%	ha	%	Ha	%	ha	%	ha	%
60697	52,03	14175	12,15	16228	13,91	25550	21,90	116650	100

Source : La Subdivision de Zaâfrane, (2003).

c- la zone ensablée et Sebkha :

L'érosion éolienne touche pratiquement l'ensemble du territoire de la commune et devient plus intense au niveau de la zone du Zahrez. La superficie des zones ensablées couvre environ 90 % de ces zones qui sont comprises dans le cordon dunaire et qui s'allonge dans une direction Sud-Ouest / Nord-Est sous forme d'une chaîne sableuse. Les massifs dunaires sont fixes en quelques endroits par une végétation adaptée (*Tamarix glloca*, *Aristida pengens* et *Retama retam*, etc.) et pour la Sebkha, elle est Constituée principalement par le Zahrez El Gharbi. Cette zone s'étend au Nord de l'agglomération de Zaâfrane sous forme d'une grande dépression inondable pendant les périodes pluvieuses (Figure I.7).

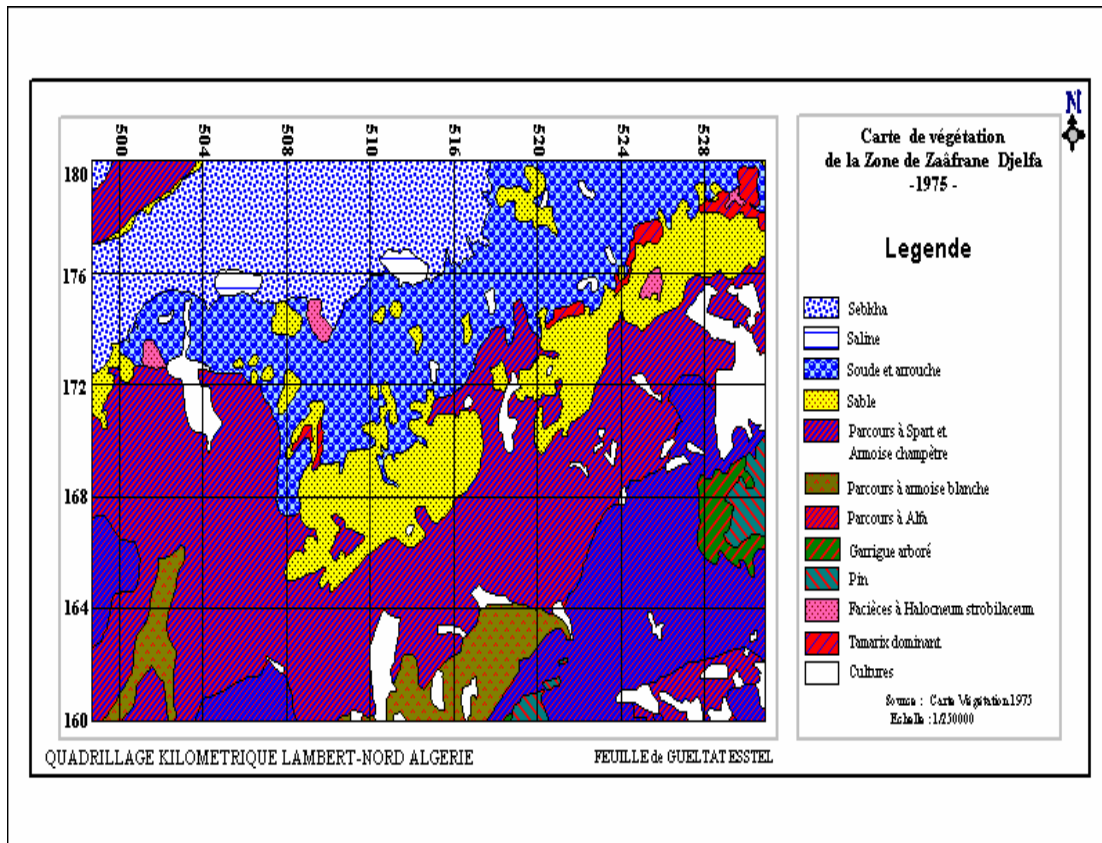


Figure I. 7: Carte d'occupation des sols de la zone d'étude (Source Khader.M.2003)

Le taux de salinité avoisine les 300 à 400 gr/l, dans plusieurs endroits, durant les périodes estivales. (Pouget. M, 1980). Ces deux zones sont considérées comme des terres improductives et couvrent environ 25550 ha soit 21,90 % de la superficie totale de la commune (Tableau I.1).

d- les zones agricoles

L'agriculture au niveau de la commune est plutôt caractéristique des zones steppiques. Elle couvre environ 14175 ha, soit 12,15 % de la superficie totale (Tableau I.2). Elles occupent les zones d'épandage (oueds et dayas), la grande partie de ces terres est orientée vers la céréaliculture, le reste est réservée à l'agriculture irriguée : Maraîchage et arboriculture.

7- L'élevage

L'espace pastoral dans la commune de Zaâfrane couvre une superficie de 60697 ha et représente 50% de la moitié de la superficie totale de la commune. Cet immense espace lui confère sa vocation pastorale avec un cheptel de 34200 têtes (Tableau I.2). L'activité pastorale a ses exigences à savoir l'eau est un couvert végétal riche en plante fourragères,

cette pratique à des répercussions environnementales par l'épuisement des parcours (la nappe alfatière) et détérioration de la qualité des eaux surtout des aquifères superficielles.

Tableau I.2 : La structure de l'élevage dans la commune de Zaâfrane

Espèce	Ovine	Caprine	Bovine	Cameline	Equine	Totale
Nombre de têtes	32500	1700	1670	260	590	36720
%	88.50	4.63	4.54	0.70	1.59	100

A.P.C de Zaâfrane,(2003)

D- Climatologie :

Le climat de la steppe centrale se caractérise par une longue saison estivale sèche est chaude et une saison hivernale pluvieuse et froide .La valeur des précipitations est très faible et très variable d'une année à l'autre au point de vue quantité et répartition .Les régimes thermiques sont relativement homogènes et traduisent un climat de type continental. Pour étudier le climat de la région on s'est basé sur deux stations climatologiques équipés pour mesurer plusieurs paramètres et possédant les séries les plus complètes ; celle de Djelfa et de Ain ouessera (Tableau I.3)

Tableau I.3 : Station climatologiques utilisés dans l'étude du climat de la région

Station	Coordonnées	Paramètres Mesurés	Période
Djelfa	X=7.841° Y=34.691°	-Précipitation- température- évaporation- vitesse vent – humidité –neige- gelée	1985-2005
Ain Ouessera	X= 5.971° Y=35.463°	Précipitation- température- évaporation- vitesse vent – humidité	1995-2005
Zaâfrane	X=7.104° Y=35.135°	Précipitation	1969-1985
Taadmit	X=8.379° Y=34.29°	Précipitation	1970-1990

1- la température :

La température est un paramètre climatique déterminant qui intervient dans toutes les formules utilisées pour l'estimation de l'évapotranspiration. Les données du tableau I.4 et de la figure I.8 montrent que la température moyenne mensuelle est élevée entre les mois de juin et septembre (saison sèche) avec un maximum de l'ordre de 26.67°C (station de Djelfa) et 27.25°C (station de Ain Ouessera) observé au mois de juillet ; tandis que la saison froide est caractérisée par des valeurs minimales pouvant atteindre 4.49°C et 6.73°C pour les stations de Djelfa et Ain Ouessera, obtenues au mois de janvier.

Tableau I.4 : Températures moyennes mensuelles en °C

Station	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juit	Août	Sep	Oct	Nov	Dec
Djelfa	4.49	6.2	9.262	12.052	16.94	22.69	26.67	26.22	20.738	15.452	9.399	5.743
Ain Ouessera	6.73	7.74	10.5	12.41	18	23.52	27.25	26.49	21.39	16.39	10.12	7.41

Source :O.N.M Djelfa (2005)

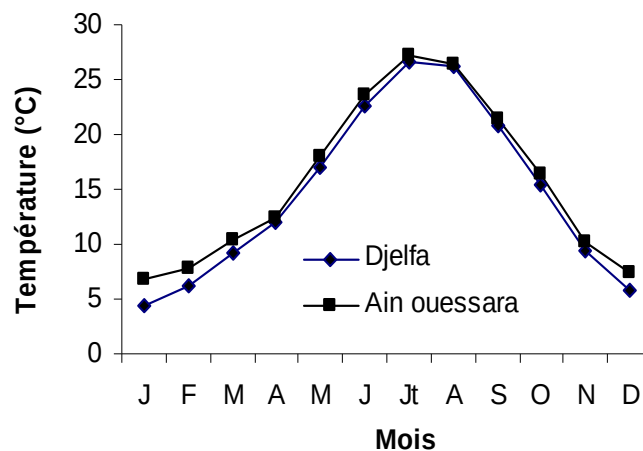


Figure I.8: Variation de la température moyenne mensuelle (1985-2005 et (1995-2005) pour la station de Ain Ouessera

2- la gelée :

La gelée agit négativement sur la structure du sol (empêchant l'aération du sol). Le risque de gelée blanche commence lorsque le minimum moyen de la température tombe au dessous de 10°C et dure tant que ce minimum reste inférieur à cette valeur (Seltzer P.1946).

L'analyse du tableau I. 5 et de la figure I. 9 montre que les gelées blanches sont absentes entre Mai et Septembre. Les périodes allant de Janvier à Avril et d'Octobre à Décembre se caractérisent par des gelées avec un maximum de 12.2 jours obtenu au cours de la saison hivernale (Janvier). Il est à noter que la moyenne annuelle de gelée blanche à Djelfa est de 32 jours.

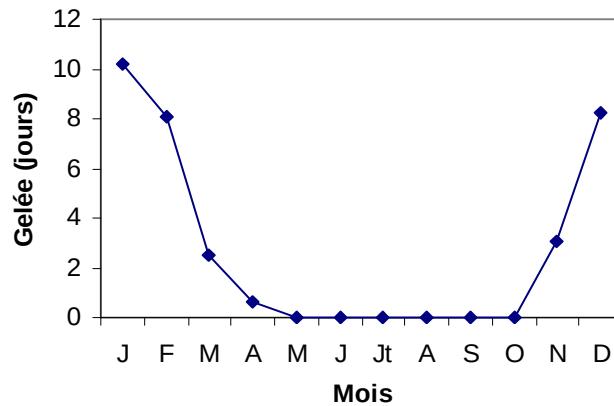


Figure I.9: Nombre de jours mensuelle interannuelle de gelée
Station de Djelfa (1985-2005)

Tableau I.5 : Nombre de jours mensuels interannuelle de gelée
(1985-2004)-station de Djelfa

Mois	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juit	Août	Sep	Oct	Nov	Dec
Gelée (jours)	12.2	8.04	2.52	0.61	0	0	0	0	0	0	3.09	8.23

Source :O.N.M Djelfa (2005)

3- la neige :

Durant la période de (1985-2005), il y a eu des jours enneigés. Cependant les années 1997,1998 et 2000 sont caractérisées par une absence totale de neige, ce qui correspond à une moyenne annuelle de 0.61 jour d'enneigement par an. Le tableau I.6 et la figure I.10 montrent un maximum de jours enneigées en Janvier avec 2.67 jours

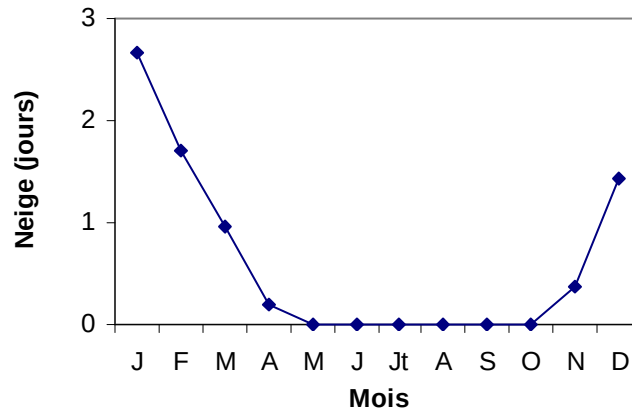


Figure I.10: Nombre de jours mensuels interannuelle de neige
Station de Djelfa (1985-2005)

Tableau I.6: Nombre de jours mensuels interannuelle de neige
(1985-2004)-station de Djelfa

Mois	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juit	Août	Sep	Oct	Nov	Dec
Neige (jours)	2.67	1.71	0.95	0.19	0	0	0	0	0	0	0.38	1.43

Source : O.N.M Djelfa (2005)

4- L'évaporation :

L'évaporation est l'ensemble des pertes par transformation de l'eau en vapeur quelque soit le facteur mis en jeu. L'évolution de l'évaporation mensuelle interannuelle, calculée sur la base des valeurs mensuelles durant la période d'étude est représentée par la figure I.11 et le tableau I.7.

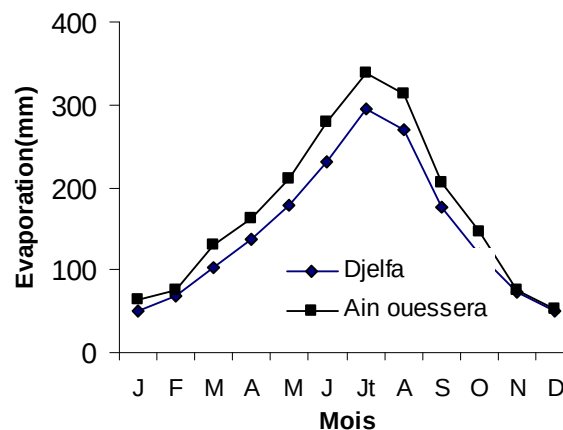


Figure I.11 : Variation de l'évaporation moyenne mensuelle

Tableau I.7 : Evaporation moyenne mensuelle en mm

Station	Jan	Fev	Mar	Avr	Mar	Jui	Juit	Août	Sep	Oct	N	Dec
Djelfa	51.09	67.90	102.01	136.33	178.05	231	294.85	269.86	175.95	118.62	72.14	50.62
Ain Ouessera	63.92	75.21	131.1	162.14	210.91	278.19	338.02	312.01	205.04	145.3	74.98	52.4

Source : O.N.M Djelfa (2005)

Il apparaît que les variations saisonnières sont bien marquées avec un minimum dans la période hivernale observée au mois de Décembre de l'ordre de 50.62 mm (station de Djelfa) et 52.4 mm (station de Ain ouessera) alors que l'évaporation maximale enregistrée durant la période sèche atteignant une valeur de 294.85 mm (station de Djelfa) et 338.02 mm (station de Ain Ouessera) au mois de Juillet. L'évaporation moyenne annuelle est de l'ordre de 145.70 mm (station de Djelfa) et 170.76 mm (station de Ain Ouessera), la tranche d'eau évaporée annuellement est presque toujours supérieure à la quantité totale de pluie tombée et cet excès croît avec l'aridité du climat (C.E.M.Z.A ,SD).

5- le vent :

C'est un élément climatique qui permet la déplacement du sable et d'autres particules fines et joue le rôle d'agent d'érosion, de transport et d'accumulation. Ce facteur est susceptible d'influencer les processus d'évaporation et d'évapotranspiration. La fréquence et la direction des vents varient en fonction des saisons; en hiver se sont les vents pluvieux du Nord-Ouest qui dominant et parfois le vent sec froid de direction Nord .En été le sirocco (vent sec et chaud) souffle du Sud et plus fréquemment au mois de Juillet et ramène parfois des pluies orageuses (A.N A.T, 1987).

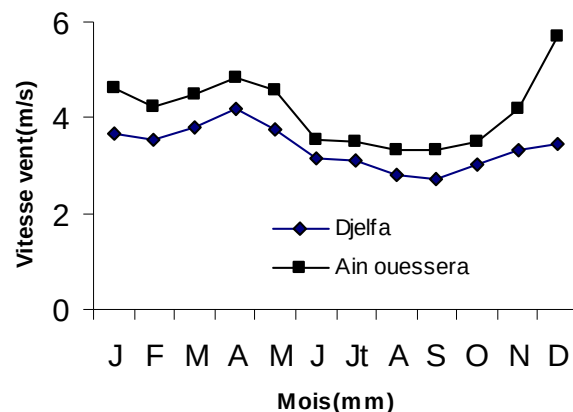


Figure I.12 : Vitesse moyenne mensuelle des vents

Tableau I.8 : Vitesse moyenne des vents (m/s)

Station	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juit	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
Djelfa	3.68	3.52	3.8	4.20	3.75	3.15	3.10	2.781	2.73	3.00	3.32	3.43
Ain Ouessera	4.63	4.21	4.51	4.84	4.59	3.54	3.48	3.33	3.33	3.49	4.2	5.7

Source : O.N.M Djelfa (2005)

La figure I.12 et le tableau I.8 montrent que la variation saisonnière de la vitesse du vent durant la période d'observation reste quasi constante, il est à signaler que la valeur maximale de la vitesse du vent ne dépasse pas 4.2 m/s observée pendant le moi d'Avril tandis que la valeur minimale 2.73 m/s est observée au mois de Septembre à la station de Djelfa. Pour ce qui est de la station de Ain Ouessara la valeur maximale est enregistrée au mois de Décembre (5.7m/s), tandis que la valeur minimale est de l'ordre de 3.33 m/s relevée au mois d'Août et Septembre donc cette zone est plus exposée au vent de sable.

6- l'humidité relative :

Ce paramètre est conditionné par la direction des vents et la différence de température. Les résultats (figure I.13 et tableau I.9) montrent qu'un minimum est atteint au mois de Juillet avec une valeur de 35% (station de Djelfa) et 34.27% (station de Ain Ouessera) durant la saison sèche (Juin à Août) l'humidité relative ne dépasse pas les 50%, alors que pendant la saison froide on enregistre des valeurs plus élevées avec un maximum de 78.18 % au mois de Janvier.

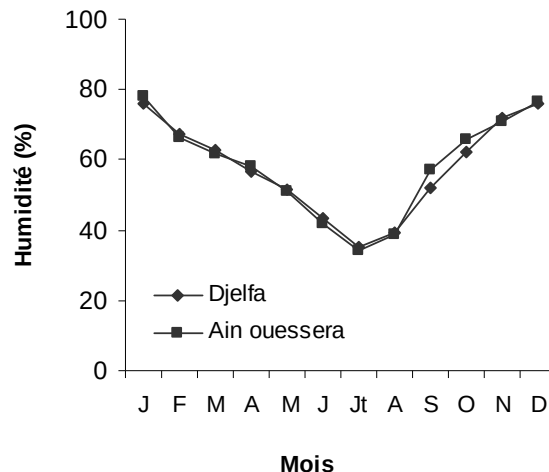


Figure I.13 : Variation de l'humidité relative moyenne mensuelle

Tableau I.9: Humidité moyenne mensuelle

Station	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juit	Août	Sep	Oct	Nov	Dec
Djelfa	76.047	67.57	62.71	56.85	51.57	43.57	35	39.05	52.05	62.24	71.86	76.05
Ain Ouessara	78.18	66.19	61.59	58.01	51	42.07	34.27	38.71	57.02	66	71	76.5

Source : O.N.M Djelfa (2005)

7- précipitation :

Dans les régions steppiques la pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 290 mm mais la notion de moyenne ne reflète guère la réalité dans ces régions à cause de la très grande variabilité de la quantité de pluie, à titre d'exemple en 1953, il n'est tombé que 25 mm de précipitation dans la région de Ain Ouessera.

a- précipitation moyenne mensuelle :

Comme le montre le tableau I.10 et la figure I.14, l'évolution des précipitations moyennes mensuelles révèle une période pluvieuse qui s'étend de Septembre à Janvier avec un maximum pouvant atteindre 38.61 mm obtenu à la station de Djelfa ; tandis que la valeur minimale pouvant atteindre 4.65 mm enregistrée au mois de Juillet à la station de Zâafrane.

Tableau I.10 : Précipitation moyenne mensuelle

Station	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juit	Aout	Sep	Oct	Nov	Dec
Djelfa	38.61	26.69	28.43	27.57	38.081	19.429	8.04	19.6	33.38	22.29	27.81	29.47
Ain Ouessera	24.5	14.1	14.5	21.6	23	8.26	8.25	19.7	27.4	35.45	21	24
Zâafrane	20.88	14.08	25.6	30.15	26.24	15.45	4.65	9.61	17.78	16.04	23.94	10.79
Taadmit	22.23	12.44	15.78	14.2	17.44	8.57	6.43	8.09	12.83	16.58	22.16	12.5

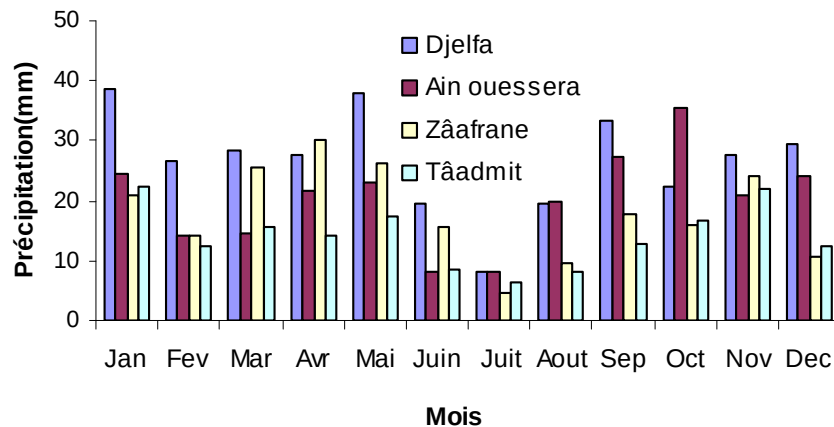


Figure I.14 : Variation des précipitations moyennes mensuelles

Le coefficient de variation défini comme étant le rapport de l'écart type sur la moyenne des précipitations enregistrées.

$$C_v = \frac{\sigma_x}{\bar{X}}$$

Avec :

C_v : coefficient de variation

σ_x : écart –type de la série donnée

$\bar{X}$: pluviométrie moyenne pour une période de n année

Le calcul du coefficient de variation pour la série de données la plus longue, celle de la station de Djelfa (Figure I.15), montre que les plus fortes valeurs concernent les mois de Janvier, Mai et Septembre, par contre les dispersions des pluies mensuelles les plus faibles se situent en saison sèche dont le coefficient de variation atteint une valeur minimale en Juillet égale à 0.33 ceci peut être expliqué par la faiblesse des précipitations estivales.

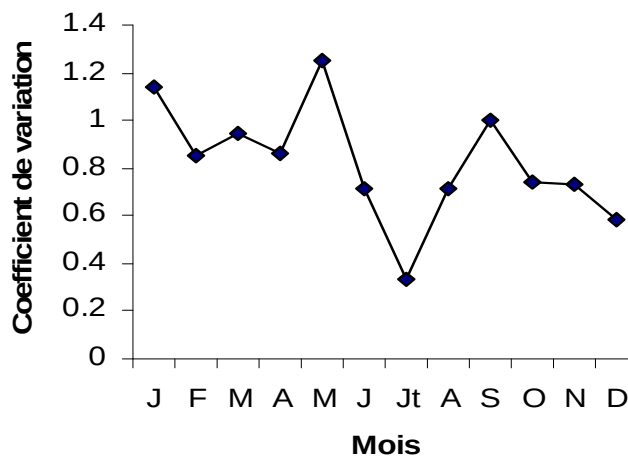


Figure I.15: Coefficient de variation des précipitations moyennes mensuelles Station de Djelfa (1985-2005)

b- précipitation moyenne annuelle :

Le coefficient pluviométrique a un rôle considérable pour la détermination des années excédentaires; plus ce coefficient est grand ($H > 1$) plus l'année correspondante est excédentaire. Mathématiquement, il se traduit par l'équation :

$$H = \frac{H_i}{\bar{H}}$$

Avec H : coefficient pluviométrique

H_i : pluviométrie de l'année donnée

$\bar{H}$: pluviométrie moyenne pour une période de n année

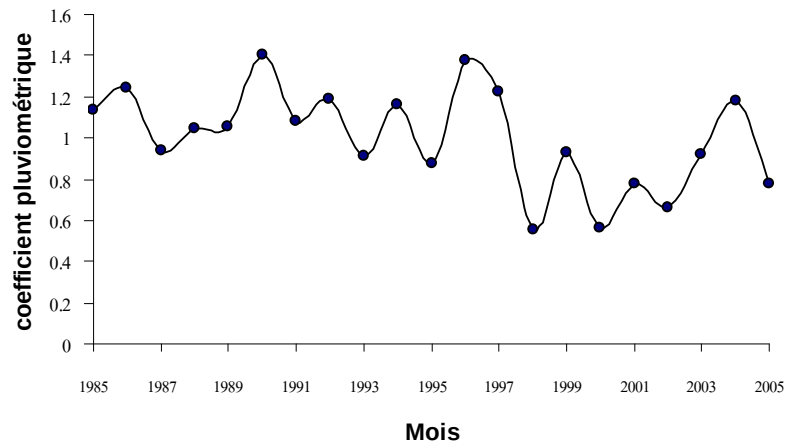


Figure I.16 : Variation du coefficient pluviométrique
Station de Djelfa (1985-2005)

L'observation de la figure I.16 montre que l'année hydrologique 1997-1998 et 1999-2000 sont les deux années les moins pluvieuses, ce qui correspond à des années déficitaires ($H < 1$), alors que l'année 1989-1990 est l'année la plus pluvieuse avec un coefficient pluviométrique $H = 1.40$.

c- application de la loi de Gauss à la série pluviométrique annuelle relevée à la station de Djelfa (1985-2005).

Une série chronologique est dite homogène si elle présente la caractéristique aléatoire simple. Ce qui suppose, l'absence de toute organisation à l'intérieur de la série, ou si la propriété statique de l'erreur de mesure affectant ses observations est invariable au cours de la période d'observation. Pour cela on a appliqué un test statistique d'homogénéisation des précipitations annuelles d'une période de 20 ans enregistrées à la station de Djelfa, c'est le test de persistance de World –Wolfonitz (auto corrélation), il a pour but de voir s'il existe entre les valeurs successives une dépendance de premier ordre (Maoui.A.1999).

Soit la suite chronologique x_i , i variant de 1 à n .

L'hypothèse nulle étant l'absence de persistance et l'hypothèse alternative étant l'existence d'un effet de persistance.

On considère la série y_i ; $y_i = x_i - \bar{x}$, on calcule le coefficient d'auto corrélation .

$$r = \frac{\sum_i^n y_i \cdot y_{(i+1)}}{\sum_i y_i^2}$$

i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
y _i	37.13	67.03	-27.57	07.23	09.73	120.86	116.13	53.73	-34.87	46.73
i	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
y _i	-45.17	111.73	64.73	-149.27	-23.57	-170.47	-87.37	-113.47	-30.97	49.73

$$\sum y_i^2 = 135527.1$$

$$r = 0.032$$

Si on suppose l'hypothèse nulle et si n est grand, seules les grandes valeurs de r conduisent au rejet de l'hypothèse nulle et comme $r = 0.032$, donc on a un effet de persistance.

Plusieurs auteurs affirment que la loi de Gauss s'adapte au mieux à l'ajustement des précipitations annuelles en Algérie (Laborde J.P ,1997 . Taouzi M.et Laborde J.P.,2000), c'est pour cela que nous avons procédé à l'ajustement de la série de 20 ans (1984-2004) de précipitations annuelles enregistrées à la station de Djelfa .

La loi normale de Gauss admet pour fonction de répartition

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{1}{2}u^2} du \quad \text{avec } u = \frac{H - \bar{H}}{\sigma_H}$$

Avec :

H : pluviométrie de l'année considérée

$F(x)$: la probabilité pour que la variable aléatoire H soit inférieur à $\bar{H}$

σ_H : écart-type de l'échantillon considéré

$\bar{H}$: pluviométrie moyenne pour une période de n années

Pour procéder à la vérification graphique de la bonne adéquation de la loi de Gauss, il faut au préalable évaluer les fréquences expérimentales des différentes observations. Les valeurs de l'échantillon sont rangées par ordre croissant et la fréquence expérimentale au non dépassement sera estimée par la relation suivante :

$$F(H_i \%) = \frac{i - 0.5}{n}$$

Où i : numéro du rang

n : taille de l'échantillon.

La figure I.17 et le tableau I.11 montrent la disposition des 20 points des modules pluviométriques en face de leurs fréquences expérimentales.

Tableau I.11 : fréquences expérimentales au non dépassement

Année	i (rang)	Hi (mm)	F (Hi)%	Année	i (rang)	Hi (mm)	F (Hi)%
2000	1	155.80	2.50	1989	11	336.00	52.50
1998	2	177.00	7.50	1985	12	363.40	57.50
2002	3	212.80	12.50	1994	13	371.00	62.50
2001	45	238.90	17.50	2004	14	376.00	67.60
1995	5	281.10	22.50	1992	15	380.00	72.50
1993	6	291.40	27.50	1997	16	391.00	77.50
2003	7	295.00	32.50	1986	17	393.30	82.50
1987	8	298.70	37.50	1996	18	438.00	87.50
1999	9	302.70	42.50	1991	19	442.4	92.5
1988	10	333.50	47.50	1190	20	447.13	97.50

Détermination des caractéristiques empiriques de l'échantillon :

- La moyenne $\bar{H} = \frac{\sum H_i}{n} = 326.25 \text{ mm}$
- L'écart type $\sigma_H = \sqrt{\frac{\sum (H_i - \bar{H})^2}{n-1}} = 82.32 \text{ mm}$
- La variance $\sigma^2 = 6776.58 \text{ mm}$
- Le coefficient de variation $C_v = \frac{\sigma_h}{\bar{H}} = 0.25$

Puisque le coefficient de variation est inférieur à 0.5, l'échantillon présente une distribution normale, donc l'application de la loi de Gauss est possible. A partir de H et $\bar{H}$, il est facile de tracer la droite figurative de la loi de Gauss ainsi ajustée, dite droite théorique de Henry à l'aide de deux valeurs quelconques (Figure I.17)

$$F(H) = 0.5 \longrightarrow u = 0.5$$

$$\text{D'où } \frac{H - \bar{H}}{\sigma_H} = 0 \longrightarrow H = \bar{H} = 326.25 \text{ mm}$$

$$F(H) = 0.99 \longrightarrow u = 2.33$$

$$\text{D'où } \frac{H - \bar{H}}{\sigma_H} = 2.33 \longrightarrow H = \bar{H} + 2.33\sigma_H$$

$$H = 326.25 + 2.33 (82.32) = 518.05$$

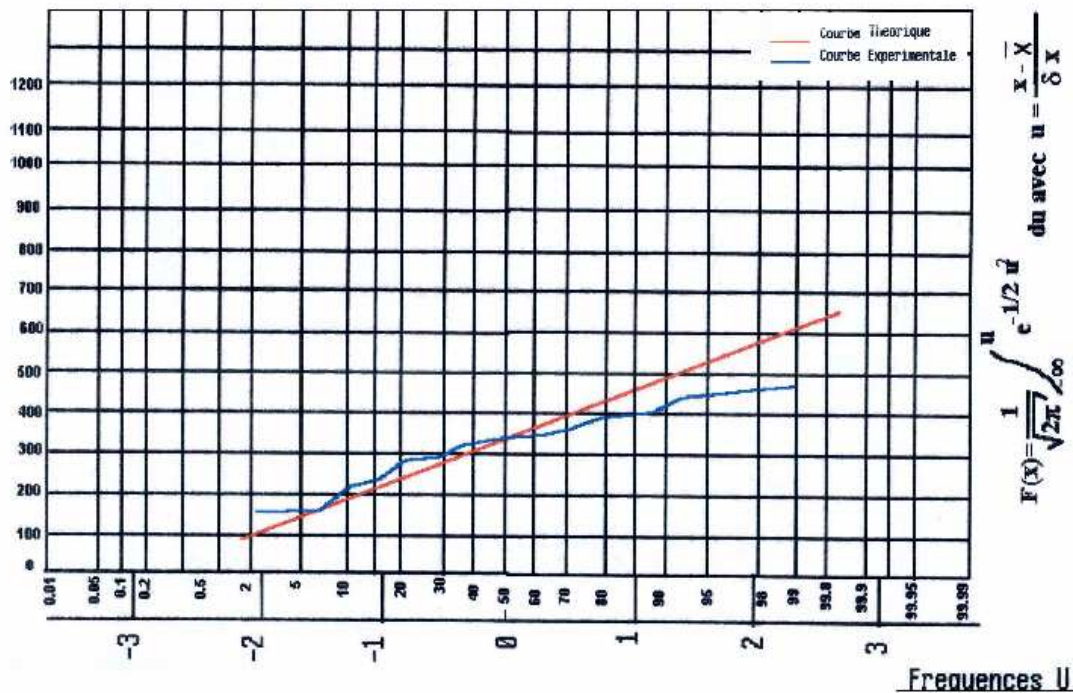


Figure I.17: Ajustement des précipitations moyennes annuelles à la loi de Gauss

Application du test χ^2 de K.Pearson :

D'une façon générale, on juge l'adéquation d'une loi à un échantillon par le test χ^2 , variable aléatoire dont la distribution a été étudiée par K.Pearson. Pour procéder à ce test, on doit commencer par découper les classes (Tableau I.12) pour les valeurs correspondantes aux fréquences 0.125; 0.425 et 0.775

Tableau I.12 : Test χ^2

Classe	Limites des classes (mm)	Effectif réel (n_i)	Effectif théorique ($n_{i'}$)
1	$155.8 < H \leq 212.8$	3	5
2	$212.2 < H \leq 298.7$	5	5
3	$298.7 < H \leq 393.3$	9	5
4	$393.3 < H$	3	5

A partir de ce tableau, on tire comme valeur expérimentale du test χ^2

$$\chi = \frac{\sum (n_i - n_{i'})^2}{n_{i'}} = 2.00$$

Le degré de liberté : $\nu = k - p - 1$ avec $k = 4$ (nombre de classe) et $p = 2$ nombre de paramètres ajustés (moyennes et écart-type).

D'où $\nu = 4 - 2 - 1 = 1$

D'après la distribution de χ^2

$P(\chi^2) = P(2,0)$ a un degré de liberté inférieur à 0.1. Donc on a 90% de chance de voir l'hypothèse vérifiée d'adéquation mais également 10% de chance de se tromper.

$90\% < P(\chi^2) < 10\%$

Donc l'adéquation est satisfaite et la loi normale peut être adoptée, ce qui ne veut pas dire qu'un ajustement à une autre loi soit forcément mauvais.

- Calcul de la période de retour ou de récurrence théorique :

Mathématiquement on peut écrire :

$$T = \frac{1}{F_1} \quad \text{si } F_1 < 0.5$$

$$T = \frac{1}{F} \quad \text{si } F_1 > 0.5 \text{ avec } F = 1 - F_1$$

T : période de retour (an)

F_1 et F : Fréquence au non dépassement (an^{-1})

- En 1999-2000

La hauteur de pluie est minimale et égale à 155.80 mm correspond donc à une variable :

$$u_{1999-2000} = \frac{H_{1999-2000} - \bar{H}}{\sigma_H} = -2.07$$

Pour $u = -2.07 \longrightarrow F_1 = 0.025$

$$T = \frac{1}{0.025} = 40 \text{ ans}$$

C'est donc en moyenne tous les 40 ans qu'on peut rencontrer une pluie inférieure à celle observée en 1999-2000 (155.80 mm).

- En 1989-1990, on a enregistré une hauteur de pluie maximale 447.13 mm, ce qui correspond à une variable :

$$u_{1989-1990} = \frac{H_{1989-1990} - \bar{H}}{\sigma_H} = 1.46$$

Pour $u = 1.46 \longrightarrow F_1 = 0.94$

$$T = \frac{1}{1 - 0.94} = 17 \text{ ans}$$

Dans tous les 17 ans, on rencontre une pluviométrie supérieure à celle de l'année 1989-1990 à la station de Djelfa.

d- la régression linéaire :

L'analyse de la corrélation permet d'étudier et de mesurer par un coefficient le degré d'association entre deux variables (corrélation simple). Les séries de précipitations moyennes annuelles des stations (Djelfa, Ain Ouessera, Tâadmit et Zââfrane). La droite de régression Y en X est définie comme étant la droite donnant la meilleure estimation de Y par une valeur donnée de X.

$$Y = ax + b$$

Avec a : la pente de la droite obtenue

b : l'ordonnée à l'origine

r : coefficient de corrélation

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i y_i) - n \bar{x} \bar{y}}{(n-1) \sigma_x^2}$$

$$b = \bar{y} - r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \bar{x}$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i y_i) - n \bar{x} \bar{y}}{(n-1) \sigma_x \sigma_y}$$

Les figures (I.18a, I.18b et I.18c) montrent que les meilleures corrélations sont celles qui lient les stations de Djelfa à la station de Tâadmit ($r = 0.73$) et la station de Djelfa à celle de Zaâfrane ($r = 0.68$), par contre la station de Ain Ouessera située à 100 km par rapport à celle de Djelfa se corrèle moins bien avec cette dernière ($r = 0.54$).

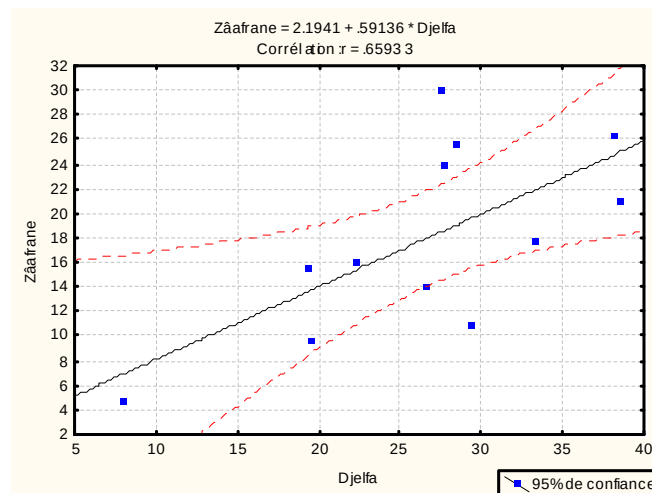


Figure I.18a : Corrélation linéaire (station Djelfa-Zaâfrane)

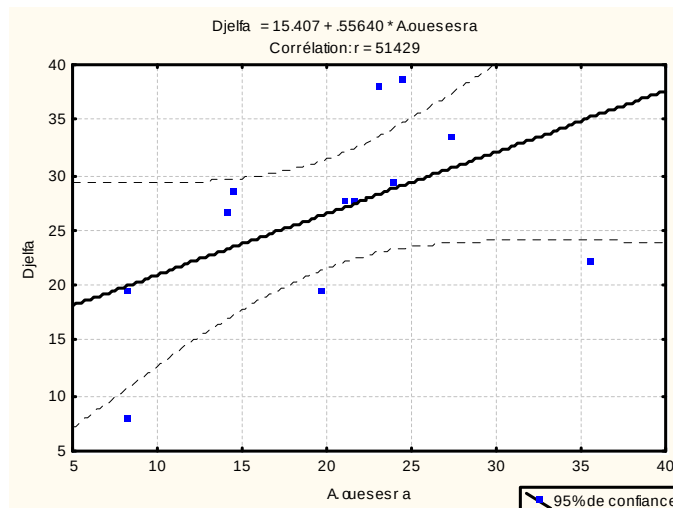


Figure I.18b : Corrélation linéaire (station Djelfa-Ain Ouessera)

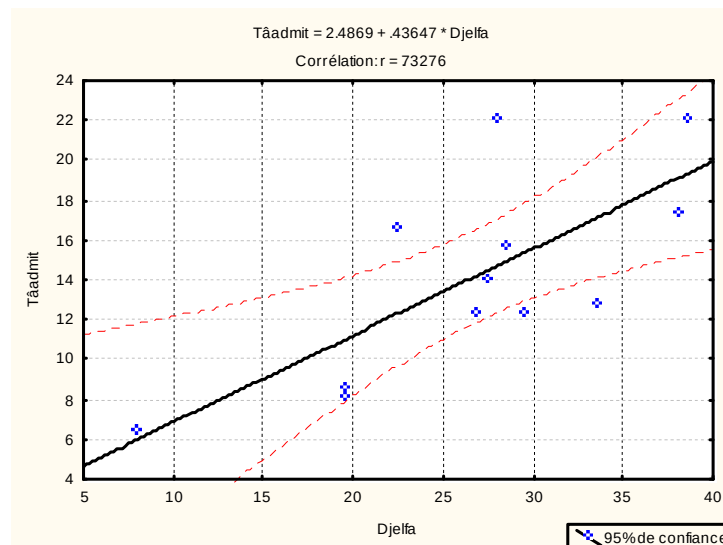


Figure I.18c : Corrélation linéaire (station Djelfa-Tâadmit)

8- Evapotranspiration :

Elle est définie comme étant l'ensemble des pertes par transformation de l'eau en vapeur quelque soit le facteur mis en jeu. Autrement dit, c'est la somme de l'évaporation (phénomène physique) et de la transpiration du couvert végétal (phénomène biologique). On distingue l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle. L'évaluation de ces paramètres est effectuée par des formules empiriques :

a- la formule de Turc (moyenne annuelle) :

Turc L. adapte à la famille des courbes D ou $ETR = f(P, T)$ établie à partir des observations faites sur 254 bassins versants situés sous tous les climats du globe, l'expression suivante (Réménieras G., 1980) :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{Avec :}$$

P : précipitation moyenne annuelle .

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3$$

T : température moyenne annuelle (°C)

ETR : évapotranspiration réelle (mm)

Les résultats sont consignés dans le tableau I.13 :

Tableau I.13 : Calcul de l'ETR par la formule de Turc (annuel)

Station	P (mm)	t° (C)	L	ETR (mm/an)
Djelfa	319.41	14.65	823.46	313.14
Ain Ouessra	241.8	15.66	883.51	246.73

b- la méthode de l'eau de C.W.Thornthwaite :

Cette méthode est basée sur la notion de réserve facilement utilisable (R.F.U). On admet que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau . Cette eau peut être reprise par l'intermédiaire des végétaux suivant les terrains. Pour notre cas on prendra une RFU de 30mm, résultat donné par l'application de la formule de Hallaire (1967) :

$$R = [(C-F)/100].h.d + 30\text{mm}$$

Avec :

R : réserve en eau du sol

C : capacité au champ

h :profondeur du sol

d :densité apparente

Les 30 mm représentent l'enracinement capillaire.

Hallaire donne des valeurs à (C-F) suivant la nature du sol à savoir :

- sols sableux : C-F = 5%
- sols limoneux : C-F = 10à 15%
- sols argilo-limoneux : C-F= 20%

A défaut de mesures, la densité apparente est prise égale à 1. Pour la profondeur nous avons retenu une moyenne, en réalité les racines peuvent descendre beaucoup plus bas et en particulier dans les régions arides (profondeur pouvant dépasser 30 mètres parfois même 100 mètres : Tamaris) (Stamboul M.2002)

$$ETP_{corrigé} = 16 \left(10 \cdot \frac{t}{I} \right)^a \cdot K$$

$$\text{Avec : } I = \left(\frac{t}{5} \right)^{1.5} \text{ et } I = \sum_{i=1}^{12} i$$

$$a = \frac{1.6}{100} I + 0.5$$

t : température moyenne mensuelle en ° C

i : indice thermique mensuel

I : somme des indices mensuels

K : coefficient d'ajustement mensuel.

Tableau I.14a: Bilan d'eau par la méthode C.W Thornthwaite à la station de Djelfa (1985-2005)

Paramètre	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	totale mm/an
P (mm)	33.38	22.3	27.8	29.5	38.61	26.7	28.4	27.6	38	19	8.04	19.6	319.41
T°(C)	20.74	15.5	9.4	5.74	4.49	6.20	9.26	12.1	17	23	26.7	26.22	14.65
ETP _{corrigé} (mm)	96.75	57.3	23.3	10.6	7.37	11.86	27.1	43.4	82	130	171	157.9	818.11
RFU (mm)	0	0	4.55	23.4	30	30	30	14.1	0	0	0	0	132.09
ETR (mm)	33.37	22.3	23.3	10.6	7.37	11.85	27.1	43.4	52	19	8.03	19.6	278.55
Déficit (mm)	63.38	35	0	0	0	0	0	0	30	111	163	138.3	539.5
Excédent (mm)	0	0	0	0	24.64	14.85	1.36	0	0	0	0	0	40.85

Tableau I.14b : Bilan d'eau par la méthode C.W Thornthwaite à la station Ain Ouessera(1995- 2005)

Paramètre	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	totale mm/an
P(mm)	27.4	35.5	21	24	24.5	14.1	14.5	21.6	23	8.3	8.25	19.74	241.8
t (°C)	31.39	16.4	10.1	7.41	6.73	7.74	10.5	12.4	18	24	27.3	26.49	15.6625
ETP _{corrigé} (mm)	98.72	59.6	23.9	14	12.23	14.92	30.1	42.1	86	135	175	158.9	850.774
RFU (mm)	0	0	0	10	22.27	21.45	0	0	0	0	0	0	53.72
ETR (mm)	27.4	35.5	21	14	12.23	14.92	35.9	21.6	23	8.3	8.25	19.74	241.8
Déficit (mm)	71.32	24.1	2.89	0	0	0	0	20.5	63	127	167	139.2	614.77
Excédent (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Le bilan hydrique de Thornthwaite (Tableau I.14a , I.14b et figure I.19) montre :

- le déficit agricole (DA) se remarque à partir du mois de Mai et se poursuit au mois de Novembre, pour la station de Djelfa. A la station de Ain Ouessera le déficit se fait sentir à partir du mois d'Avril et se poursuit au mois de Novembre.
- la RFU se reconstitue durant le mois de Novembre et s'épuise au mois de Mai (station de Djelfa), tandis qu'à la station de Ain Ouessera la recharge de la RFU ne commence qu'à partir du mois de Décembre pour s'épuiser au mois de Mars.

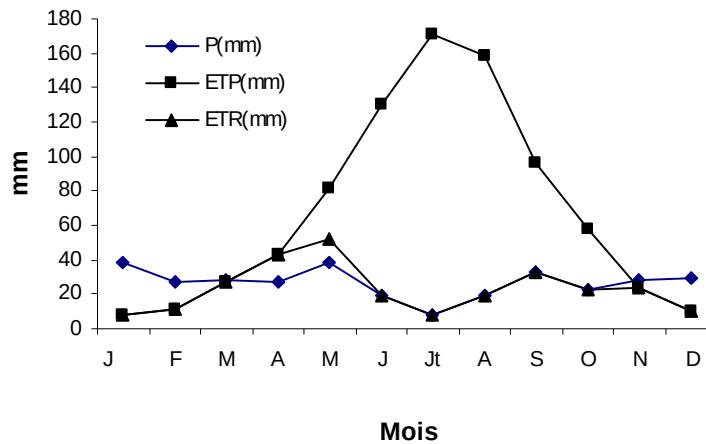


Figure I.19: Bilan d'eau par la méthode de Cw.Thornthwaite (station : Djelfa)

c- la formule de Turc mensuelle :

Cette formule nécessite la connaissance de la température de l'air et la radiation globale ou la durée d'insolation. Elle est valable pour une humidité relative de l'aire Hr supérieure à 50%. Les résultats sont regroupés dans les tableaux I.15a et I.15b.

$$ETP = 0.40 \frac{T}{T + 15} (I_g + 50) k$$

ETP : évapotranspiration moyenne mensuelle en mm

T : température moyenne mensuelle en ° C

I_g : la radiation solaire globale, moyenne des mois considérés en calories/cm²/j

K : coefficient = 1 si Hr > 50%, pour les mois de Juin, Juillet et Août l'humidité relative est

inférieure à 50% dans notre donc on doit calculé le coefficient d'ajustement K par :

$$K = \left(1 - \frac{50 - H_r}{70} \right)$$

Tableau I.15a : Bilan de l'eau par la méthode de Turc mensuelle à station de Djelfa (1985-2005)

Paramètre	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	totale mm/an
P(mm)	33.38	22.29	27.81	29.47	38.61	26.69	28.43	27.57	38.08	19.43	8.04	19.6	319.41
t(°C)	20.74	15.45	9.39	5.74	4.49	6.20	9.26	12.05	16.94	22.69	26.67	26.22	14.65
I _g (cal/cm ² /j)	501.66	350.38	258.44	200.96	226.5	374.73	424.8	500.2	599.14	630.8	652.7	580.8	-
ETP (mm)	128.03	81.25	47.40	27.78	25.48	43.83	72.49	98.04	137.71	178.7	217.7	184.6	1242.94
ETR(mm)	33.37	22.29	27.81	27.78	25.48	26.69	28.43	27.57	38.08	19.42	8.03	19.6	304.55
Déficit(mm)	94.65	58.96	19.59	0	0	17.14	44.05	70.47	99.63	159.2	209.6	165	938.33
excédent(mm)	0	0	0	1.68	13.13	0	0	0	0	0	0	0	14.81

Tableau I.15b : Bilan de l'eau par la méthode de Turc mensuelle à station de Ain Ouessera(1995-2005)

Paramètre	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	totale mm/an
P(mm)	27.4	35.45	21	24	24.5	14.1	14.5	21.6	23	8.26	8.25	19.74	241.8
t°(C)	21.39	16.39	10.12	7.41	6.73	7.74	10.5	12.41	18	23.52	27.25	26.49	15.66
I _g (cal/cm ² /j)	501.7	350.4	258.4	201	226.5	374.73	424.81	500.2	599.1	630.8	652.7	580.8	-
ETP(mm)	129.7	83.62	49.7	33.2	34.26	51.02	78.204	99.64	141.6	184.6	221.2	186.9	1293.58
ETR(mm)	27.4	35.45	21	24	24.5	14.1	14.5	21.4	23	8.26	8.25	19.74	241.8
déficit(mm)	102.3	48.17	28.7	9.19	9.75	39.91	63.7	78.04	118.6	176.3	212.9	167.1	1054.71
Excédent(mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

D'après le tableau I.16 , les résultats des méthodes de Turc et Thornthwaite mensuelles donnent des valeurs assez proches entre elles et semblent satisfaisantes malgré que la méthode de Turc mensuelle ne tiens pas compte de la réserve du sol, mais prend en considération la variation mensuelle des précipitations et températures.

Tableau I.16 : Résultats de l'évapotranspiration réelle par différentes méthodes

Méthodes	ETR (mm/an) Station de Djelfa	ETR (mm/an) Station de Ain Ouessara
Thornthwaite	278.55	241.75
Turc annuelle	313.14	241.75
Turc mensuelle	304.44	246.73

9- Estimation du ruissellement :

Le ruissellement est en fonction de l'intensité de la pluie, de la pente, de la vitesse d'infiltration et de la capacité d'absorption des différentes formations. Tixeront et Berkaloff ont donné en 1961 la relation permettant de calculer une valeur approchée du ruissellement (les résultats obtenus sur les bassins Tunisiens donnent une erreur inférieure à 10% si les précipitations ne dépassent pas les 600 mm). Avec :

R : ruissellement

P : précipitations

ETP : Evapotranspirations potentielle calculée par la méthode de Thornthwaite

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

La formule de Tixeront-Berkaloff modifiée par Romantchouk (1974) appliquée aux stations de Djelfa et Ain Ouessera a donné les résultats trouvés dans le tableau I.17.

$$R = \frac{P^3}{3} \quad \text{où } P : \text{précipitation moyennes en mètre}$$

R : ruissellement en mètres

Tableau I.17 : Ruissellement par la formule de Tixeront-Berkaloff

Station	Tixeront-Berkaloff (mm/an)	Tixeront-Berkaloff modifié (mm/an)
Djelfa	7.03	10.8
Ain Ouessera	2.81	4

10- Estimation de l'infiltration :

Pour le calcul de l'infiltration, on utilise l'équation fondamentale du bilan hydrologique :

$$\begin{aligned} P &= ETR + R + I \\ \text{D'où : } I &= P - ETR - R \end{aligned}$$

Avec P : précipitation moyenne annuelle en mm
ETR : évapotranspiration en mm

I : infiltration

L'application numérique a donné les résultats réunis dans le tableau

On en déduit le bilan hydrologique du tableau.

Station	P (mm)	ETR (mm)	R (mm)	I (mm)
Djelfa	319.41	278.55	10.8	30.06

Pour ce qui est de la station de Ain Ouessera, entre le ruissellement et l'ETR, on a 246.45 mm ce qui dépasse les précipitations donc le bilan est négatif et l'ETP et l'ETR ont été sûrement surestimés ce qui nécessitera donc l'utilisation d'autres moyens de mesure pour une meilleure quantification de ces paramètres.

11- Rythme climatique :

a- diagramme pluviothermique :

Selon BAGNOULS et GAUSSEN (1953), un mois est considéré comme sec, si le total des précipitations (P) exprimées en millimètre est égal ou inférieur au double de la température moyenne (T) du mois, exprimée en degré centigrade ($P \leq 2T$). Les diagrammes pluviothermiques (Figure I.20a et I. 20b) montrent deux périodes , l'une sèche elle s'étant du mois de Juin à Août et l'autre pluvieuse de Mai à Septembre typiques du climat méditerranéen ; elles durent 6 mois allant de mi-Mai à Septembre et d'octobre à mi-Novembre. Une période humide de mi-Novembre jusqu'au mois d'Avril; ce qui correspond à un climat de type méditerranéen.

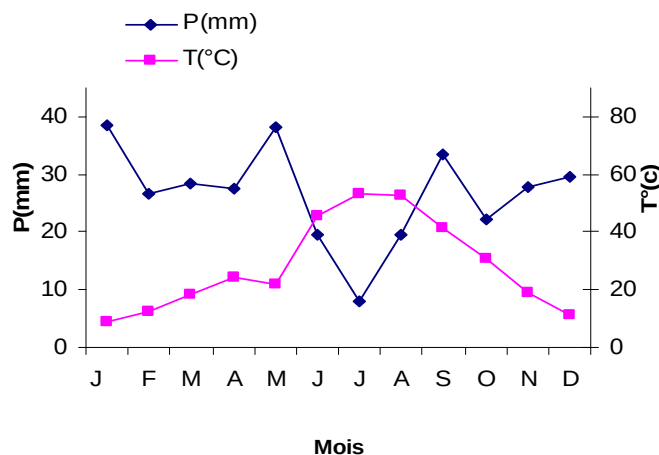


Figure I.20a : Diagramme pluviothermique station de Djelfa (1985-2005)

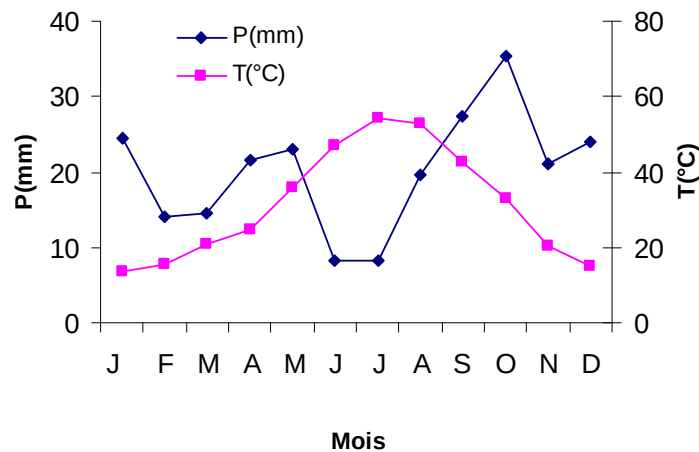


Figure I.20b : Diagramme pluviothermique station de Ain Ouessera (1985-2005)

b- calcul du coefficient d'aridité :

Pour le calcul des indices climatiques et vu l'absence de station météorologique à Zaâfrane, nous avons pris en considération les données climatiques de la station la plus proche, en l'occurrence la station de Djelfa (O. N. M). Pour extrapoler les données existantes pour Zâafrane, nous avons utilisé le gradient altitudinal pluviométrique adopté par Djebaili. S, (1984) qui est de l'ordre 20 mm / 100 m pour la steppe Sud Algéroise, le gradient thermique utilisé est celui de Seltzer. P, (1946) qui est de 0,7 °C / 100m pour M est de 0,4°C / 100 m. Sachant que la commune de Zâafrane est située à 850m d'altitude, tandis que la station (O.N.M) de Djelfa elle se trouve à 1150m.

Le coefficient d'aridité sert à préciser le type de climat de la zone étudiée. Pour le quantifier, on applique la formule suivante :

$$A = \frac{P}{T + 10} \quad \text{Formule de De Martonne (1923)}$$

Avec :

P : précipitation moyenne annuelle (mm)

T : température moyenne annuelle (°C)

A : coefficient d'aridité.

Les différentes valeurs de A sont données dans le tableau suivant :

Valeurs de (A)	Type de climat
>20	Climat humide de montagne
10-20	Climat semi-aride
5-10	Climat steppique
<5	Climat hyper-aride

L'application numérique donne :

Station	Coefficient (A)
Djelfa	12.95
Ain Ouessera	9.41
Zâafrane	11.27

Donc la région d'étude appartient à un climat semi aride et steppique caractérisé par une saison humide froide et une saison sèche chaude.

c- méthode de Stewart (1972)

On tient compte ici d'un indice pluviométrique Q_2 calculé à partir de la relation suivante :

$$Q_2 = 3,43 \times P / (M - m)$$

- Q_2 : Quotient pluviométrique;
- P : Pluviosité moyenne annuelle exprimée en mm ;
- $M-m$: amplitude thermique ; M et m sont exprimées en degré Celsius

Pour : $10 < Q_2 < 50$ Climat semi aride

$$Q_2 = 3,43 \times P / (M - m)$$

$Q_2 < 2$ Climat désertique

Les résultats obtenus :

Djelfa : 49.9

Ain Ouessera : 40.31

Zâafrane : 41.81

d-le quotient Q_2 d'Emberger :

Il est classique d'utiliser le quotient d'Emberger pour caractériser les bioclimats méditerranéens :

$$Q_2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2}$$

P : précipitation moyenne annuelle en mm

M : moyenne des températures maximales du mois le plus chaud

m : moyenne des températures minimales du mois le plus froid

e- climagramme d'EMBERGER

EMBERGER, (1955) a cherché une expression synthétique du climat méditerranéen, capable de rendre compte de la sécheresse, donc il a établi le quotient pluviométrique

d'EMBERGER (Q_2). En Algérie DJEBAILI. S, (1984), a montré que la dernière formulation du quotient pluviométrique (Q_2) peut s'écrire :

$$Q_2 = 3,43 \times P / (M - m)$$

- Q_2 : Quotient pluviométrique d'EMBERGER ;
- P : Pluviosité moyenne annuelle exprimée en mm ;
- $M-m$: amplitude thermique ;
- M et m sont exprimées en degré celsius.

Le Q_2 de la zone d'étude est égal à 26,19 correspondant à l'étage aride supérieur à variante thermique hiver froid (Figure I.21).

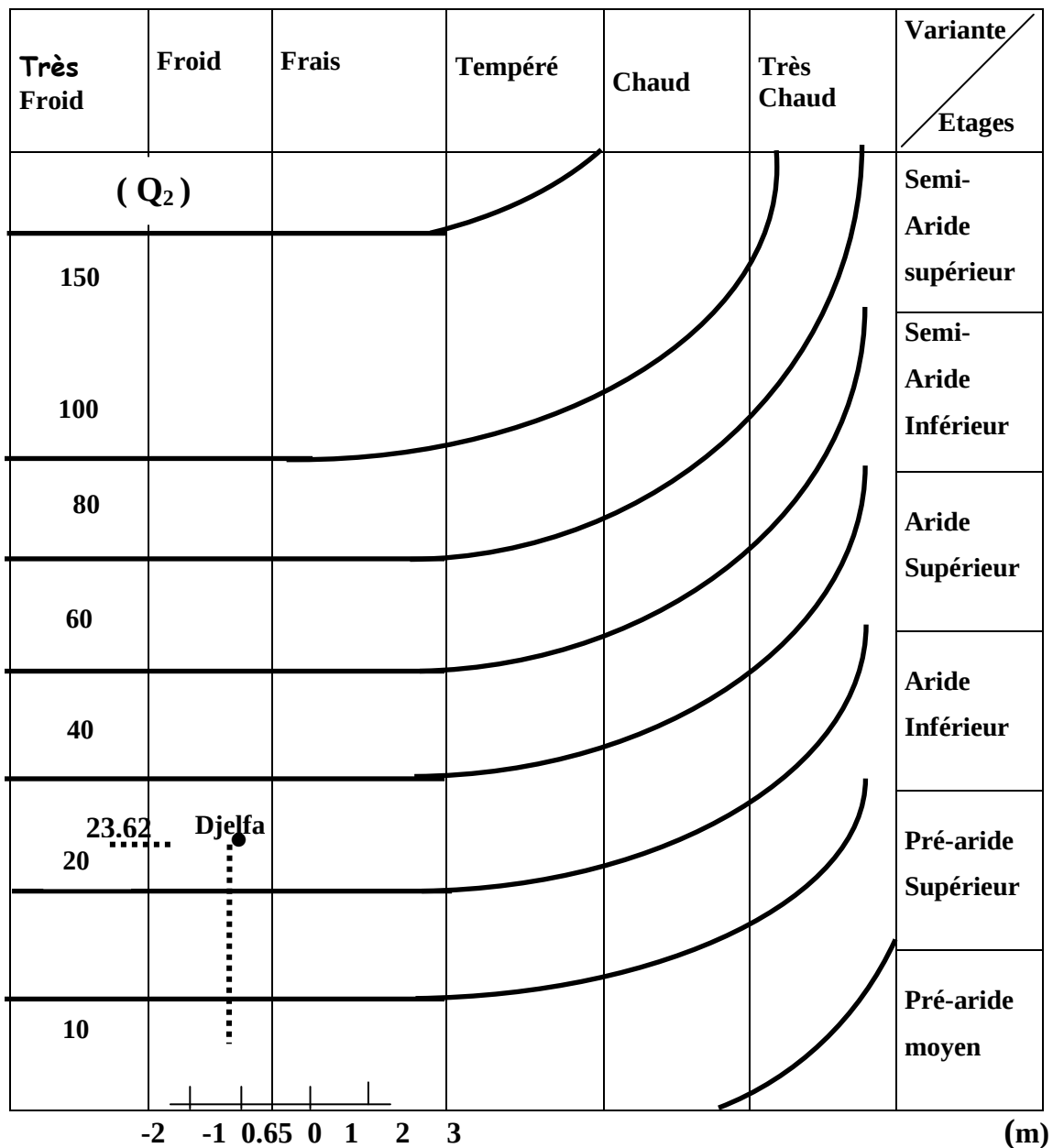


Figure I.21 : Climagramme d'Emberger (Station de Djelfa)

Conclusion :

De cet aperçu, nous pouvons conclure le suivant :

1) le Crétacé marneux et calcaires forment en général le cadre montagneux de la région avec quelques appointements triasiques.

2) Au niveau des plaines, des affleurements formés de roches tertiaires (grés) assez dures apparaissent. Cependant la quasi totalité des régions basses est constituée par des dépôts quaternaires provenant des roches tendres (marne et argiles rouges), arrachés par l'érosion des zones montagneuses. Ces formations, aussi bien dures que tendres se caractérisent par la présence de sels (calcaire, gypse et sels solubles), qui auront des conséquences sur la composition chimique des eaux superficielles et de surfaces. Du point de vue géomorphologique, en plus des reliefs, les dépressions présentes dans la région sont des Chotts et dayas. La partie Nord de la zone d'étude est occupée par une vaste Sebkha, le Zahrez Gharbie, comme on peut voir des petites dépressions fermées (dayas) qui se localisent au Sud du cordon dunaire. Ce dernier s'allonge le long de la bordure Nord de l'Atlas Saharien. Pour ce qui est des sols, ils sont typiques des zones arides dans lesquelles on peut observer les trois grands types d'accumulations de sels (calcaires, gypses et sels solubles). Les sols observés couvrent une large gamme des sols fréquents dans ces régions, se sont des sols du type minéraux bruts, calcimagnésiens, isohumique, hydromorphe et halomorphe et des vertisols. Le climat méditerranéen entre le semi-aride et l'aride supérieur est confirmé par un nombre de caractéristiques :

- Une pluviométrie moyenne annuelle très irrégulière ne dépassant pas les 300mm.
- Une saison estivale chaude et sèche et un hiver froid.
- Des vents fréquents favorisant le transport éolien.

L'estimation du bilan d'eau montre que la période de recharge s'effectue au Mois de Novembre et commence à s'épuiser au mois de Mai. Avec déficit d'écoulement et agricole important. L'étude des différents termes du bilan hydrologique a montré que l'évapotranspiration représente 87%, tandis que l'infiltration et le ruissellement représentent respectivement 10 et 3% des précipitations enregistrées. Le ruissellement faible et l'évapotranspiration importante fait que la percolation probablement inexistante au-delà d'une certaine profondeur. Ainsi les processus liés à la dynamique de l'eau seraient limités sous le climat actuel aux horizons superficiels et à des zones de fortes concentrations d'eau, telles que les Sebkha et les dayas. Par conséquent, les conditions évaporantes qui règnent dans la région le caractère aléatoire de la percolation de l'eau à travers le sol, réduisent le lessivage des sels favorisant ainsi l'accumulation saline.

Chapitre II

Hydrologie Hydrogéologie

A- Hydrologie

La commune de Zâafrane se trouve dans le sous –bassin versant de l’Oued Djelfa – Hadja qui est codé « 17.02 » (Figure II.1). Ce sous bassin a été nommé ainsi vu que les oueds de Djelfa et Hadja sont les plus important de la région .Il appartient au grand bassin versant des Zahrezs qui compte 06 sous –bassins versants. Les paramètres morphométriques de ce sous bassin sont regroupés dans le tableau II.1.

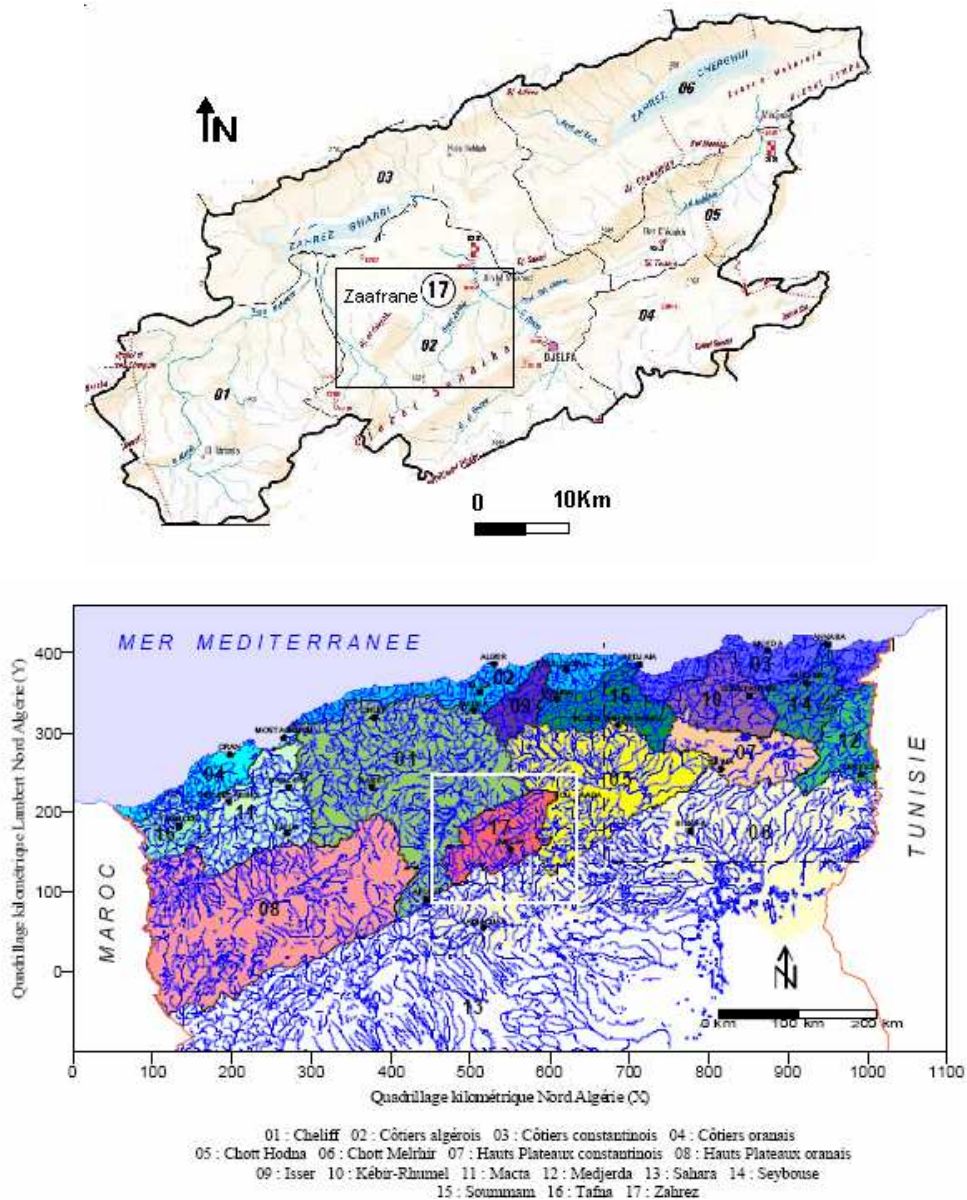


Figure II.1- Situation du sous –bassin de Hadja par rapport au bassin des Zahrezs et les bassins Hydrographiques de l’Algérie du Nord (A.N.R.H.2005)

Tableau II.1 –Paramètres morphométriques du sous-bassin Oued Djelfa-Hadjia

surface Km ²	Périmètre Km	Longueur Km	Largeur Km	Kc	Altitude Max (m)	Altitude Min (m)	Altitude moy (m)	Indice Pente (%)	Ig
2386	254	103.39	23.08	1.45	1598	828	1210	0.74	0.47

Notons que l'indice de compacité (Kc) nettement supérieur à 1, donc il s'agit d'un bassin peut compacte. Par conséquent, il est allongé d'où la concentration des eaux à l'exutoire est assez lente. La grande dénivellation entre le point culminant et l'exutoire, la nature argilo-sableuse des terrains qui prédominent et la nudité des terrains (couvert végétal très faible) facilitent l'érosion au niveau des pentes.

1- Réseaux hydrographiques

Le chevelu hydrographique de sous bassin Oued Djelfa –Hadjia à une longueur totale de 1157.25 km (Rapport GTZ/ANRH). La majorité des Oueds sont secs pendant toute l'année sauf à l'occasion de pluviométrie importante entraînant des crues. Les seuls Oueds qui coulent durant de long du mois et parfois gardent leur pérennité durant toute l'année, sont l'Oued Djelfa-Mellah le long de 40 km et la longueur totale de ses affluent est de l'ordre de 652.25 km. Le deuxième Oued c'est l'Oued Hadjia qui parcourt 34 km, la longueur totale de ses affluents est de 161.50Km.

L'apport moyen annule à l'exutoire de se sous bassin est de l'ordre de $328,136.10^6 m^3$ et la densité de drainage elle est de 0.32. Rappelons que :

$$A = P .S .Ce$$

Avec :

A : l'apport annuel moyen en m³

P : précipitation moyenne annuelle (mm)

S : surface du bassin (Km²).

Ce : coefficient d'écoulement.

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A}$$

D_d: densité de drainage

$\sum_{i=1}^n L_i$: longueur totale des talwegs d'ordre i (Km)

A : surface du bassin versant (km²)

Le bassin du Zahrez El Gharbi constitue le niveau de base des écoulements régionaux. Les oueds qui naissent le long de la bordure Nord de l'Atlas Saharien coulent en direction de la cuvette endoréique du bassin du Zahrez Gharbi et Chargui, du Sud vers le Nord (Figure II.2). Dans la région de Zaâfrane, deux types d'oueds existent :

a- Les oueds à écoulement pérenne

Ces oueds traversent les plaines et le cordon dunaire pour atteindre la dépression de Zahrez El Gharbi, qui collecte les eaux des plateaux et des plaines ainsi que les eaux de son impluvium, ce sont : Oued Mesrane et Oued Hadjia.

b- Les oueds à écoulement spontané

Ces oueds traversent différentes zones pour atteindre le cordon dunaire, ils naissent à partir du versant montagneux sud, leur écoulement spontané est dû aux orages. Dans notre zone, les oueds les plus importants sont Oued Rekeb, Oued Ziouch et Oued Korirech. Les eaux de ce dernier seront exploitées par la construction d'un petit barrage de moins de 2 millions de m³. En effet, on va s'intéresser de près des caractéristiques hydromorphométriques et des apports de se sous bassin.



Figure II.2- Réseau hydrographique de la région Zaâfrane

2- Caractéristiques du sous- bassin de Kroirech :

a- Caractéristiques morphométriques

Situé en aval du bassin versant de l'Oued-Djelfa Hadja, le sous bassins de Kroirech présente les caractéristiques morphométriques suivantes :

Tableau II.2- Caractéristiques morpho métriques du sous bassin de Kroireche

Paramètres	Résultats
Géométriques :	
-surface S (km ²)	170
-Périmètre P(km)	58.00
-indice de compacité	01.25
Rectangle équivalent :	
-longueur L (km)	20.06
-largeur l (km)	08.055
Relief :	
-indice de pente globale Ig	10.82
Altitudes :	
-Maximale Hmax (m)	1281
-Minimale Hmin (m)	925
- Dénivelée spécifique Ds (m)	142.08
-Pente moyenne (%)	04.10
Réseau hydrographique :	
-densité de drainage Dd	00.56
- temps de concentration Tc (h)	08.85
-vitesse de ruissellement (km/h)	02.824
-longueur talweg L (km)	25

b- Estimation des apports :

En Algérie de nombreuses formules de empiriques sont utilisées, pour l'estimation de l'apport moyen interannuel (Harfouche.A.2006), parmi ces formules on a :

- La formule de Samie :

$$L_e = P^2 (2.93 - 2.2\sqrt{S})$$

Où :

L_e : lame d'eau écoulée en mm

P : module interannuel en m

L'apport moyen interannuel est donné par la relation :

$$A = L_e . S$$

Où S est la surface en m^2 du bassin versant

- La formule de DERI I :

$$A = 0.915.P^{2.684}.S^{0.842}$$

Où :

A : apport moyen interannuel en $10^6 m^3$

P : module interannuel en m

S : superficie en m^2

- La formule de DERI II :

$$A = 0.31P^{3.032}.S^{1.016}$$

- La formule de l'A.N.R.H :

$$A = 0.513P^{2.687}.D_d^{0.5}.S^{0.842}$$

Où :

D_d : densité de drainage.

- La formule de Coutagne I :

Elle donne le déficit d'écoulement D tel que :

$$D = P - aP^2$$

Avec :

P : précipitation moyenne en mm

La formule de Coutagne I n'est applicable que si :

$$1/8a < P(m) < 1/2a$$

Avec :

$$a = \frac{1}{0.8 + 0.14T_0}$$

Où :

T_0 : température moyenne dans la zone d'étude.

On trouve la lame d'eau écoulee :

$$Le = P - D = a.P^2$$

Les résultats sont rassemblés dans le tableau II.3 :

Tableau II.3 : Evaluation de l'apport moyen interannuel

Formule	Apport moyen ann. (hm ³)
Samie	03.93
DERI I	02.63
DERI II	01.42
A.N.R.H	01.09
Coutagne I	05.13
Moyenne	02.84

L'indice de pente globale Ig qui est de l'ordre de 10.82 m/km et la longueur de plus long talweg qui est égale à 25 km, explique l'importance de l'apport moyen annuel de sous bassin .

c- Irrégularité des apports :

A défaut d'informations hydrométriques, la variabilité annuelle caractérisée par le coefficient de variation Cv, est estimé par des formules empiriques :

- La formule de Padoune :

Etablie pour les Oueds d'Algérie, fournit la relation :

$$Cv = K \frac{0.93}{M_0^{0.23}} \quad \text{Avec } 0.25 < K < 1$$

M₀ : Débit ou Module spécifique en l/s/Km²

- La formule de Skolovsky-Chevelev :

Cette formule tant destinée pour les régions arides et semi-arides :

$$Cv = 0.78 - 0.029 \log M_0 - 0.063 \log(S+1)$$

Où :

S : superficie du bassin en km²

M₀ : débit spécifique en l/s/km²

- La formule de Urgiprovdokmoz :

Cette formule a été établie sur la base des données de l'apport de 21 bassins de petits Oueds de l'Algérie du Nord.

$$Cv = \frac{0.70}{M_0^{0.125}}$$

Les résultats sont regroupés dans le tableau suivant :

Tableau II.4 : valeurs du coefficient de variation :

Formule	Coefficient de variation
Padoune	0.76
Skolovsky-Chevelev	0.69
Urgiprovodkmoz	0.74
Moyenne	0.73

d- Transport solide :

Les apports solides sont importants en Algérie et sont dus à des précipitations mal réparties et soudaines, favorisées par un couvert végétal très réduit surtout dans une région steppique. A défaut de données de transport solide, notre étude porte sur des formules empiriques établies à cet égard et dont on a choisis les plus adaptées (Harfouche.2006) :

- Formule de Tixeront :

Celle-ci a été établie sur la base de corrélations faites entre l'apport moyen liquide annuel et la perméabilité grâce à des données d'observations sur des Oueds en Algérie et en Tunisie. Cette formule donne l'apport solide moyen annuel en suspension en t / km²/an.

Elle est exprimé par :

$$A_s = \alpha.L_e^{0.15}$$

Où :

A_s : apport solide moyen annuel en suspension en t/km²/an.

L_e : lame d'eau écoulée en mm,

α : Paramètre caractérisant la perméabilité du bassin versant .

- La formule de Gavrilovic :

Cette formule élaborée en ex-Yougoslavie s'applique avec succès pour la détermination des transports solides des Oueds d'Algérie.

$$q_s = q_{sp} \cdot C_{crm} \text{ (m}^3\text{/km}^2\text{/an)}$$

$$q_{sp} = T.P\pi\sqrt{Z^3}$$

Où :

P : pluie moyenne interannuelle (mm).

Z : coefficient d'érosion relatif tablé en fonction de la description du bassin versant.

T : coefficient thermique.

$$T = \left(\frac{t_0}{10} + 0.1 \right)^{0.5}$$

Où :

t_0 : température moyenne annuelle (°C)

q_{sp} : Taux de production annuelle de matériaux (charriage compris) en (m³/km²/an)

C_{rm} : coefficient de rétention tenant compte des discontinuités spatio-temporelles dans le flux des matériaux arrachées aux versants, avec :

$$C_{rm} = \frac{(P.H_{moy})^{0.5}}{0.25(L + 10)}$$

Avec :

P : périmètre en km du bassin versant ;

H_{moy} : Altitude moyenne en m

L : longueur du thalweg principal en km.

- La formule préconisée par L'A.N.R.H :

Cette formule donne la valeur annuelle du transport solide en fonction des apports liquides :

$$A_s = 4.28.A^{1.05} \text{ en } (10^3 t)$$

Où :

A_s : apport solide total ;

A : apport liquide (10⁶ m³) déterminé précédemment.

Tous les résultats obtenus sont résumés dans le tableau II.5 :

Tableau II.5 : Apports solides

Formule	Apport global t / km ² /an
Tixeront	691
Gavrilovic	347
A.N.R.H	69
Moyenne	369

Bien que évalué par des formule empiriques, les résultats du tableau II.5 montrent que le transport solide est un facteur important dans la région, qu'il faut prendre en considération avant la réalisation d'un barrage, car les apports solides vont influencer sans doute la capacité de stockage du futur ouvrage par un taux d'envasement élevé.

e- Etude des crues :

Les débits des crues ont une influence directe sur le régime hydrologique particulièrement en Algérie où les Oueds passent d'un débit de crues nul à un débit de crues exceptionnel. Cette irrégularité pourrait être illustrée dans les données de jaugeage de deux stations, celle du Rocher de sel et celle de Tâadmit où les débits enregistrés fluctuent en général entre 0.013 à 2.13 m³/s (Figure II.3a et II.3b), ces cours d'eau sont la plupart du temps secs, ce qui est le cas dans les régions arides. Cependant, des crues exceptionnelles dépassant parfois les 100 m³/s sont observées, ces pics sont expliqués par le caractère orageux des précipitations dans ces régions. De ce fait, l'évolution de la crue obéit principalement à la puissance et l'intensité de l'averse, sa vitesse est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie et par les paramètres morphométriques du bassin.

A cause de l'inexistence de station hydrométrique dans les bassins versants et des Oueds étudiés, les formules empiriques ont été utilisées pour la détermination des débits de crues maximales (Ministère de l'hydraulique ., 1988).

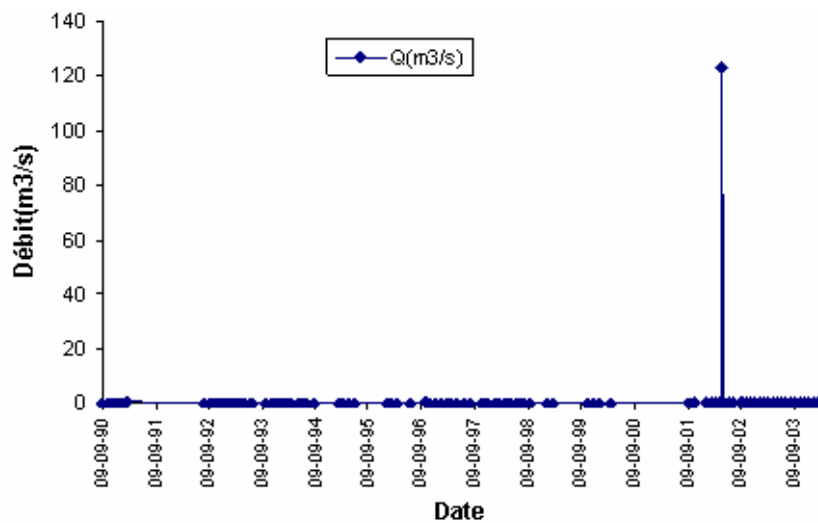


Figure II.3a -Débits enregistrés à la station de Tâadmit Période 1990-2004

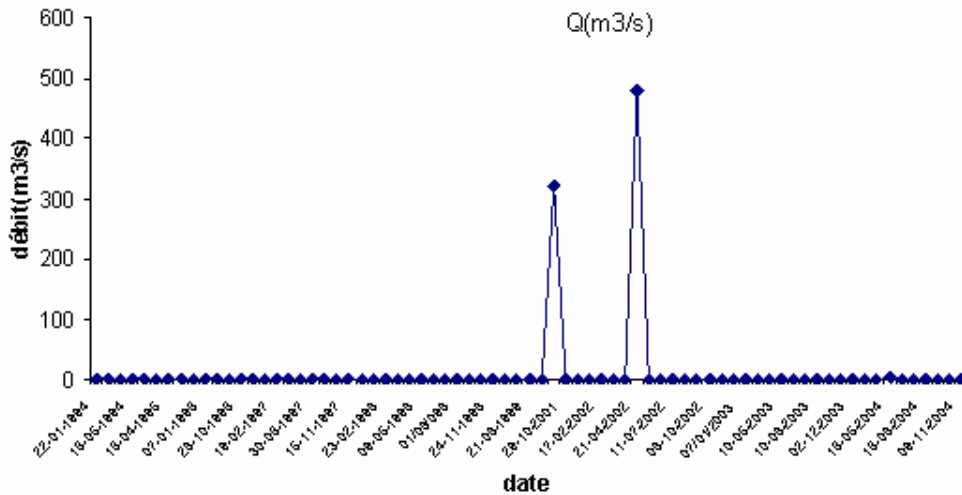


Figure II.3b-Débits enregistrés à la station Rocher de Sel Période (1990-2004)

- La formule de Giandotti :

$$Q_{\max}(\%) = \frac{170.S.\sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}}{4\sqrt{S} + 1.5L} . P_{tc}$$

Où :

$Q_{\max}(\%)$: débit maximum de crue en m^3/s de même fréquence que celle de la pluie de courte durée ;

S : superficie du bassin en km^2

L : longueur du thalweg principal en km.

H_{moy} et H_{min} : altitudes moyennes et minimales en m.

P_{tc} : pluie fréquentielle de courte durée, correspondante au temps de concentration.

- Formule de Sokololsky :

$$Q_{\max}(\%) = \frac{0.28.P_{tc}.\alpha.S}{T_c} . f$$

Où :

α : coefficient de ruissellement du bassin versant pour la crue considérée de fréquence donné ($0.6 < \alpha < 0.8$) ;

T_c : temps de concentration en heures ;

f : coefficient de forme de l'hydrogramme de crue

$$f = \frac{(m+1)(n+1)}{(n+1) + (m+1)}$$

m, n : coefficients dépendants de la taille et de la nature du thalweg principal.

Ptc, S et Tc ont été définis précédemment.

- La formule de Mallet –Gautier :

Cette formule n'est valable que pour les fréquences supérieures à 2%

$$Q_{\max}(\%) = 2K \cdot \log(1 + AP) \cdot \frac{S}{\sqrt{L}} \cdot (1 + 4 \log T - \log S)$$

Où :

T : période de retour en années

P : module interannuel en m.

A et K : Paramètres constants variant avec la taille du bassin.

L'ensemble des résultats sont consignés dans les tableau II.6a :

Tableau II.6 a : Détermination des crues fréquentielles (bassin de Kroireche)

Période de retour T(an)	10	20	50	100	1000
Fréquences (%)	0.1	0.05	0.02	0.01	0.001
Formules	Débits maxima fréquentsiels (m ³ /s)				
Giandotti	122.50	137.53	142.25	157.00	171.3
Sokolovsky	171.60	192.66	199.27	219.95	239.97
Maillet – Gautier	---	---	---	372.87	478.20

Sur la base de tous ces résultats, les valeurs adoptées pour les débits maxima fréquents sont regroupés dans le tableau II.6b :

Tableau II.6b : valeurs des débits maxima fréquents (sous bassin de Kroireche)

Période de retour (an)	Fréquences (%)	Valeurs adoptées Q max (m ³ /s)
10	0.1	147.05
20	0.05	165.09
50	0.02	170.76
100	0.01	374.91
1000	0.001	444.73

B- Hydrogéologie :

1-Introduction

L'exutoire de tout le bassin versant des Oueds Djelfa –Hadjia est matérialisé par le Chott Zahrez El Gharbi, donc tous les écoulements superficiels ont tendance à se diriger directement vers cette dépression. Le Quaternaire, où généralement les formations de recouvrement sont peu épaisses mais très étendues et leur faciès est essentiellement sableux, tous ces éléments sont des atouts qui montrent que la région de Zaâfrane située au bord du Chott Zahrez El Gharbi est assez riche en eau souterraine. A travers ce chapitre nous essayerons d'identifier tous les aquifères de la région.

2- Inventaire des points d'eau :

Dans la région de Zaâfrane la majorité des points d'eau sont des puits qui sont concentrés autour du chef lieu de la commune. Ils servent à irriguer les terres et à l'alimentation en eau potable de la population. Nous dénombrons, d'après l'inventaire effectué par les techniciens de l'A.N.A.R.H en 1993 (Figure II.4), plus 362 puits , 5 sources et un forage celui réalisé en 1996 pour capter les calcaires du Turonien et dont les eaux se sont avérées salées.

3- Les formations aquifères profondes :

L'approvisionnement en eau dans la wilaya de Djelfa est principalement assuré par la mobilisation des eaux souterraines. Cependant on constate que le degré de connaissance de ces ressources en eaux souterraines est en majorité méconnu à ce jour par défaut d'une couverture d'études hydrogéologiques complètes sur le territoire de cette wilaya. Seulement trois nappes ont fait l'objet d'études hydrogéologiques : il s'agit des nappes de Ain Ouessera, du Zahrez et du synclinal de Djelfa avec un potentiel respectif de 28,50 et 40 Hm³/an (A.N.A.T .2002).

Les nappes du Crétacé sont bien individualisées dans notre zone d'étude et souvent en charge. Elles ne sont généralement que sur le flancs des montagnes, car dans le synforme, leur profondeur d'enfouissement est trop grande. L'importance de ces nappes est liée au degré de fissuration et de karstification des roches et elles sont de plus récentes au plus anciennes :

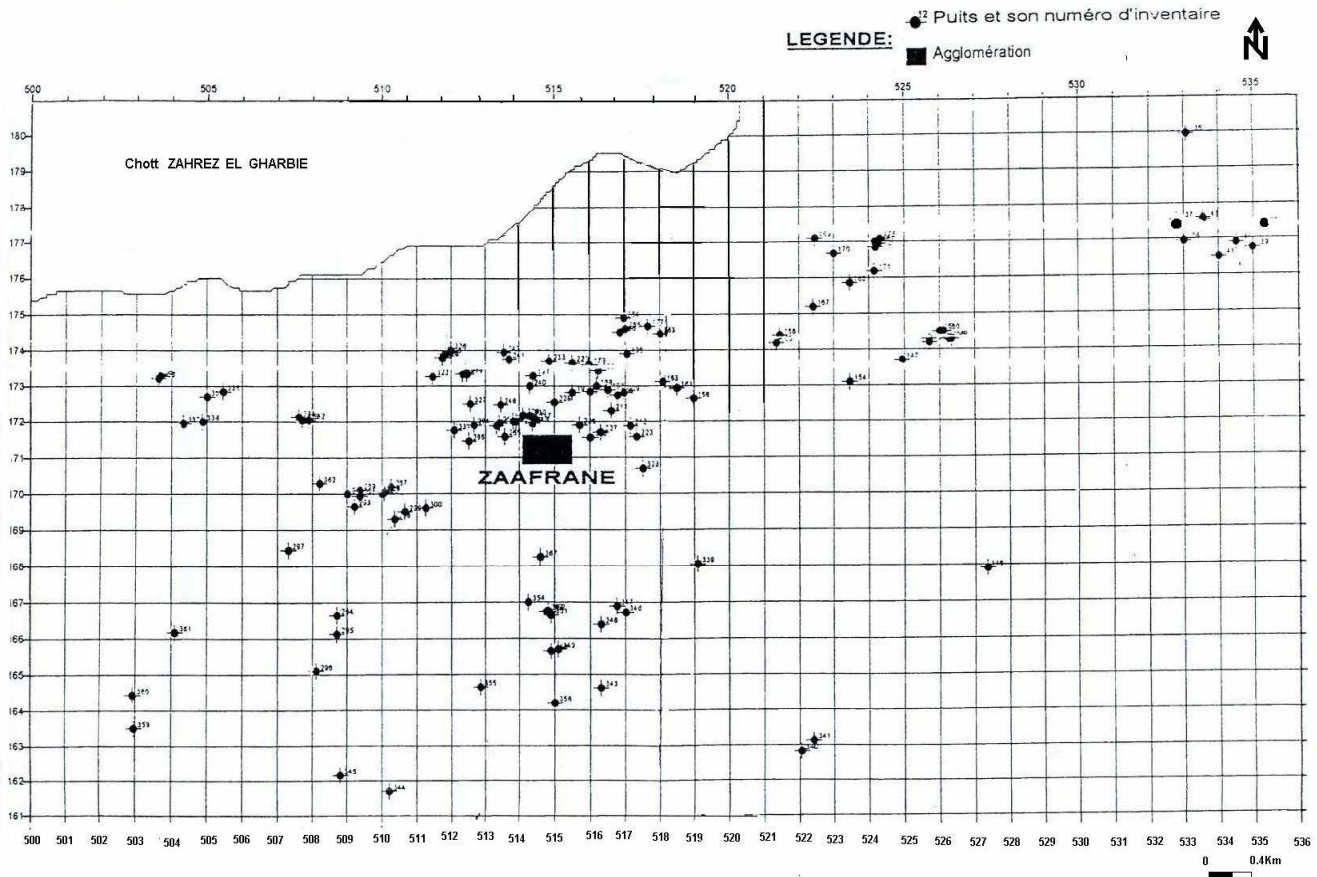


Figure II.4 – Carte d'inventaire des points d'eau (Sidi Moussa M.F. 1996)

a- Le Portlandien –Berriasien :

Les faciès qui le caractérisent sont :

-  marnes feuilletées à la base.
-  calcaire au sommet

Les calcaires sont très durs et très fracturés mais vu qu'ils sont situés dans un anticlinal les eaux ont tendance de s'écouler profondément vers le synclinal de Djelfa au SE ou vers le synclinal de Kef EL Rihane au NW. Ces calcaires donnent quelques sources aux environs de Benyagoub (Ain Djaid, Ain Mguet et Torba).

b- Le Valanginien -Barrémien :

Le Barrémien est gréseux avec des grains fins et moyens. L'infiltration des eaux de précipitation est favorisée par une porosité moyenne et une fissuration dense sur une grande épaisseur et une très vaste surface d'affleurement. Il forme, en général, une nappe captive

dont le toit est constitué par les dépôts marins de l'Aptien. Quand à sa profondeur d'enfouissement, elle n'est pas un obstacle à l'exploitation de cet aquifère et il donne de bons débits. Les grès et les calcaires du Valanginien-Barrémien sont perméables. La circulation des eaux se fait par trois modes connus : les interstices et les fractures pour les grès, par fracturation ainsi que par chenaux pour les calcaires. Le substratum est représenté par les calcaires très durs du Portlandien-Berriasien. Entre ces deux formations existe une communication par failles et fissures. Cette nappe est libre au niveau des affleurements et captive sous le synclinaux de la région (Figure II.5).

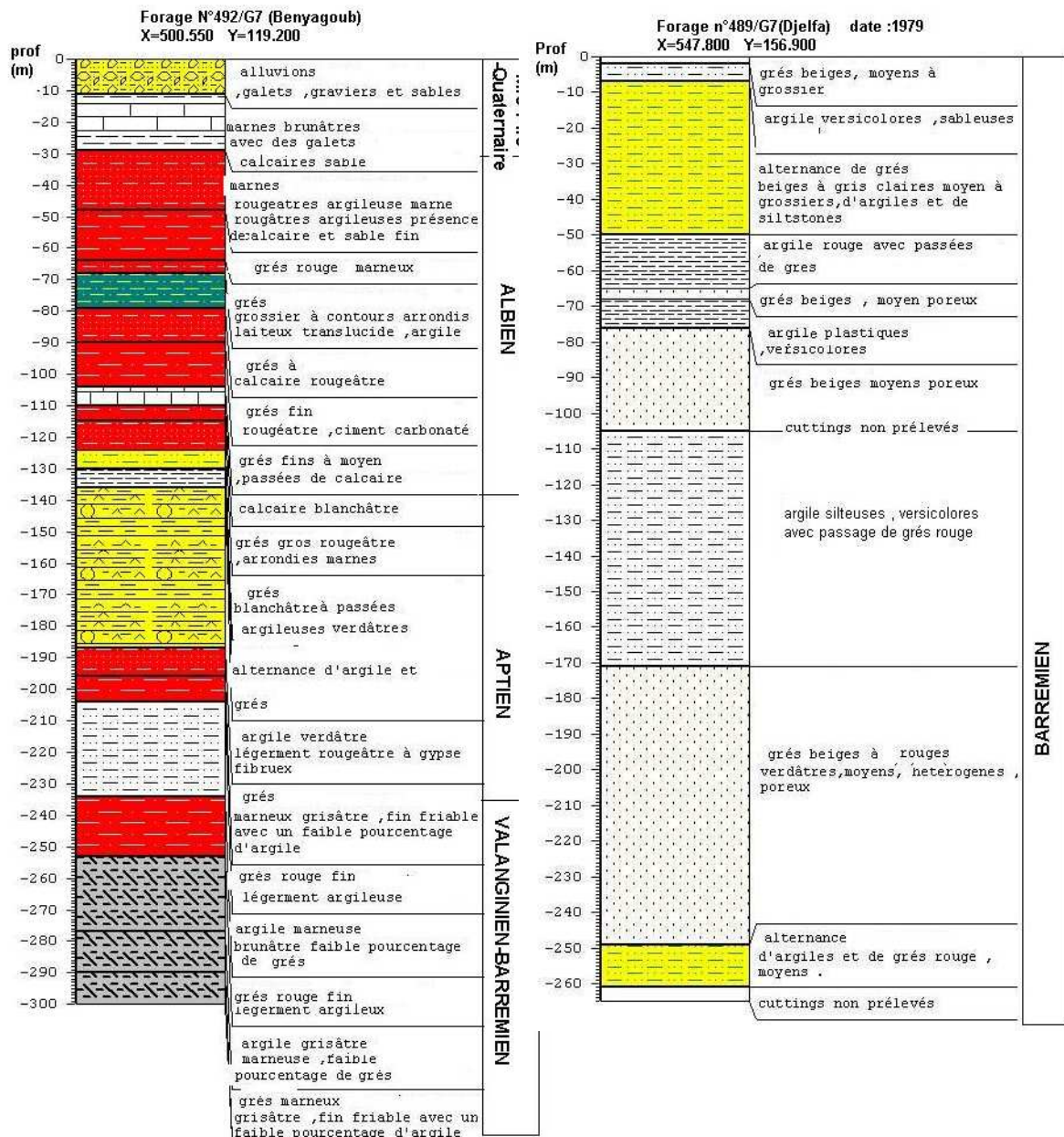


Figure II.5- Exemple de log de forage captant le Barrémien et le Valanginien –Barrémien

c- L'Albien :

Les grés et les calcaires de l'Albien sont perméables .La circulation des eaux se fait par interstices et par fractures pour les grés et par fracturation ainsi que par chenaux pour les calcaires. Cette nappe est libre au niveau des affleurements, captive sous le synclinal de Djelfa ou au niveau de la région de Zaâfrane. Le substratum de cette nappe est représenté par l'Aptien argileux (Figure II.6)

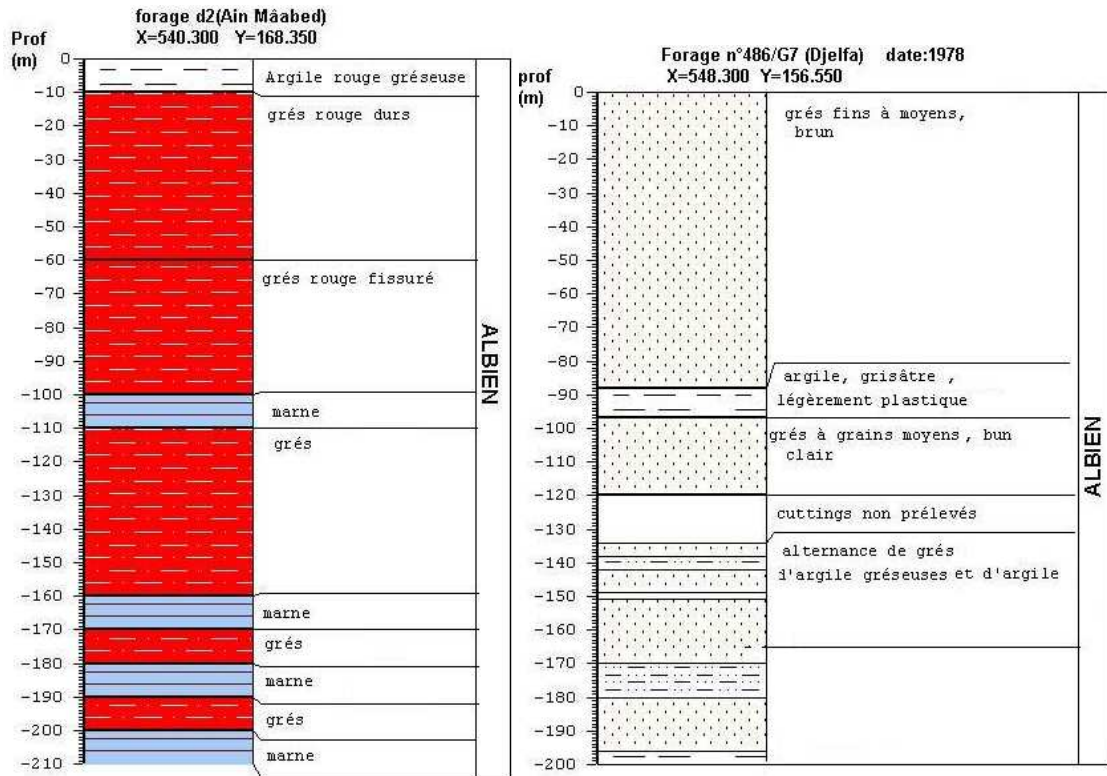


Figure II.6.-Exemple de log de forage captant l'Albien

d- Le Turonien :

Il débute par une épaisse dalle calcaire, surmontée par une alternance de bancs de calcaires argileux et de marnes. Les diaclases et fissures sont très denses et les figures et indices de karstification sont bien développés. Les forages implantés dans cet aquifère fournissent un bon débit. Le Cénomanién argilo-gypseux constitue le substratum des calcaires du Turonien, ce réservoir est libre au niveau des affleurements, captif dans les synclinaux (Figure II.7)

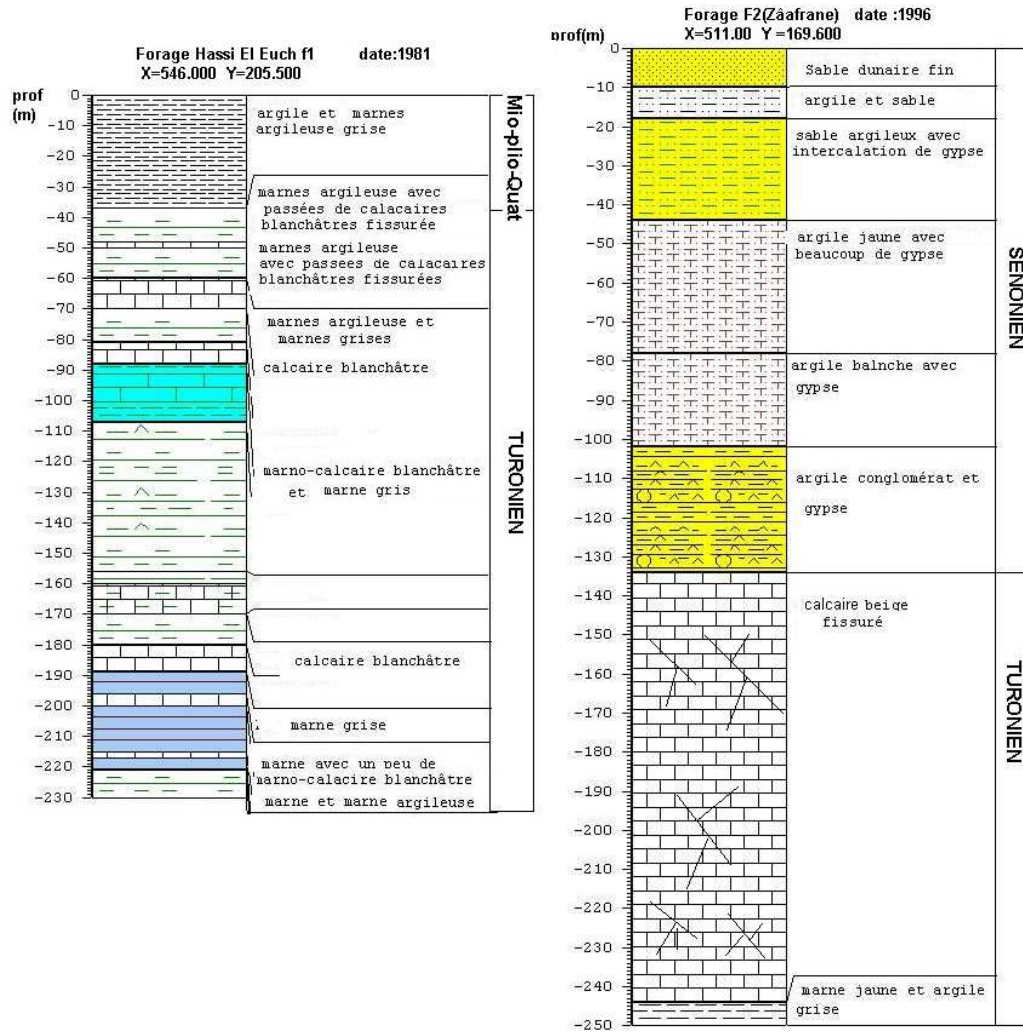


Figure II.7-Exemple de log de forage captant le Turonien

4- Les aquifères du tertiaire et le Quaternaire :

Cet ensemble qui est appelé communément Mioplio-Quaternaire est représenté par des formations assez grossières (conglomérats , graviers , galets et grès) très perméables , la circulation des eaux se fait uniquement par interstices .Cette nappe est libre et son substratum est représenté par les formations argileuse du Sénomien (Figure II.8)

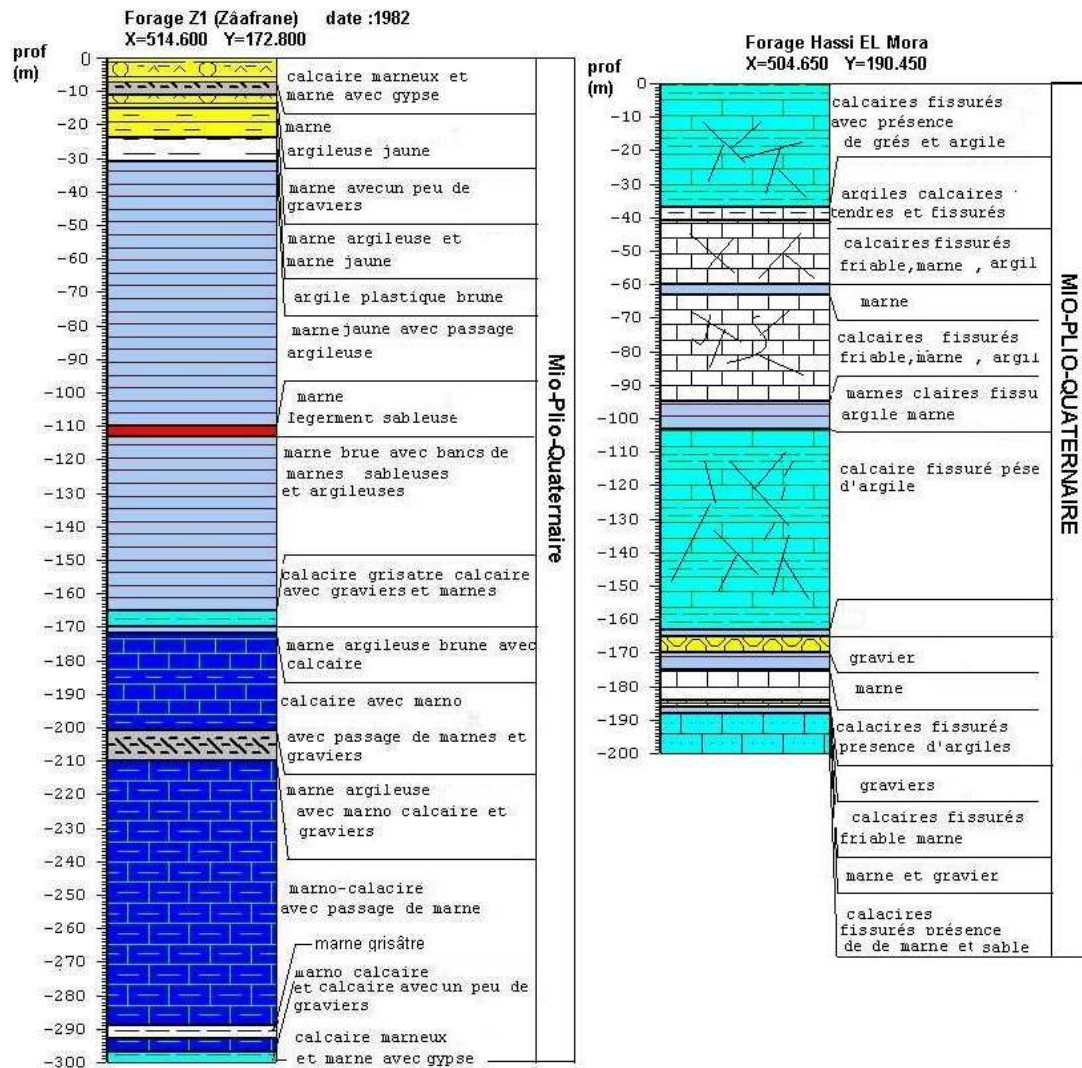


Figure II.8- Exemple de log de forage captant le Mio-plio-Quaternaire

5 - Propriétés Hydrodynamiques :

Nous nous sommes intéressés aux données des essais par pompage du forage Z1, réalisé dans la région de Zaâfrane en 1982 pour capter les formations aquifères du Crétacé, ce forage est prévu pour 300m (figure II.8).

Les essais se sont déroulés comme suit :

- Un premier palier: une descente de 25 Heures et une remontée enregistrée pendant 25 heures
- Un second palier : une descente enregistrée pendant 24 heures et une remontée de 24 heures.

En absence d'un piézomètre, nous n'avons pas pu utilisé les méthodes généralement applicables à un aquifère multicouche. Par ailleurs, la stabilisation au bout de 20 minutes de pompage ne permet pas une analyse exacte de la situation, les valeurs de la transmissivité et

de la perméabilité que nous allons calculer devront être considérées comme valeurs « approchées ». L'utilisation du logiciel aquitest, nous a permis le choix de la méthode d'interprétation (méthode de recouvrement de Theis–Jacob) et le calcul des paramètres hydrodynamiques (Figures 9a, 9b, 10a et 10b).

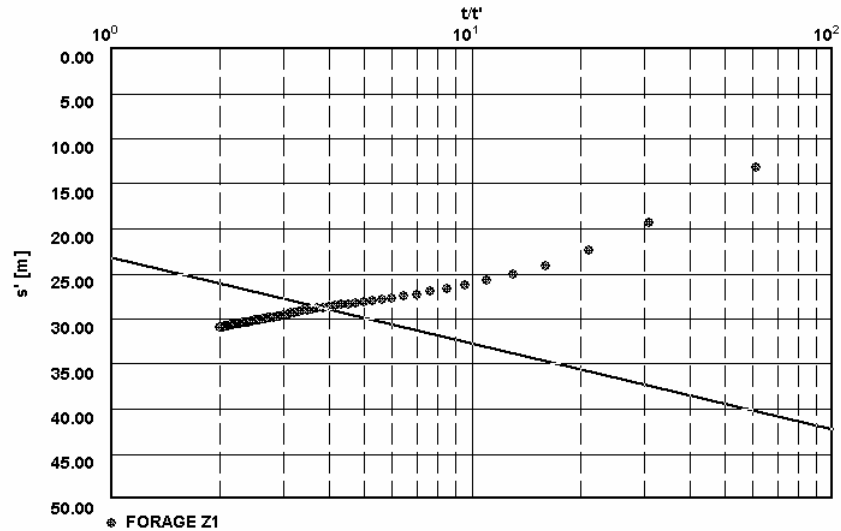


Figure II.9a - Courbe de descente palier1 (forage Z1)

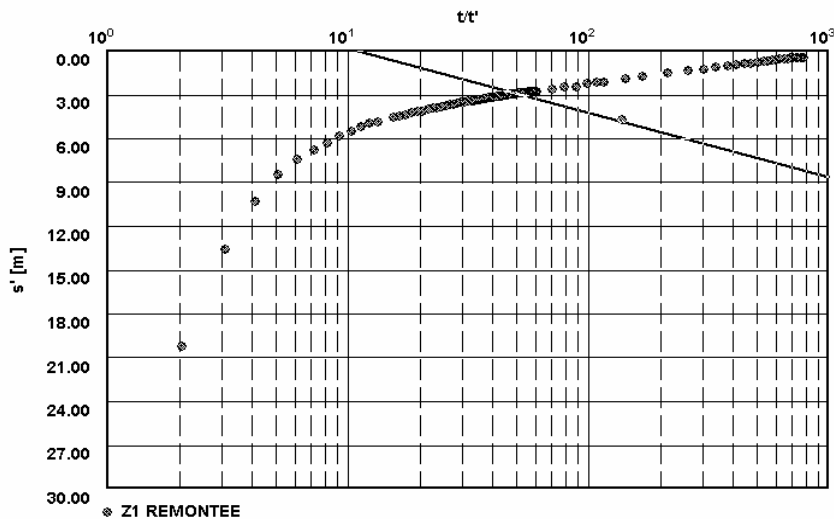


Figure II.9b – Courbe remontée palier1 (forage Z1)

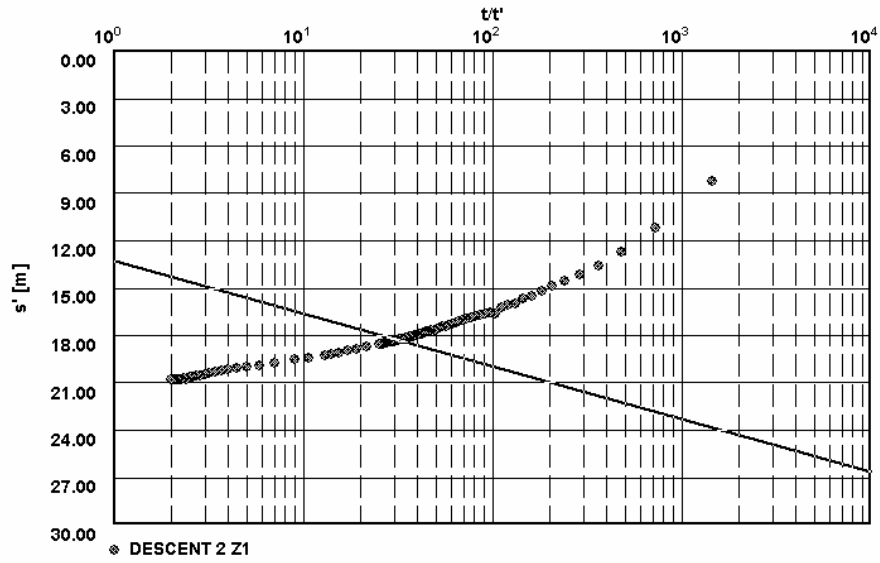


Figure II.10 a- Courbe de descente palier2 (forage Z1)

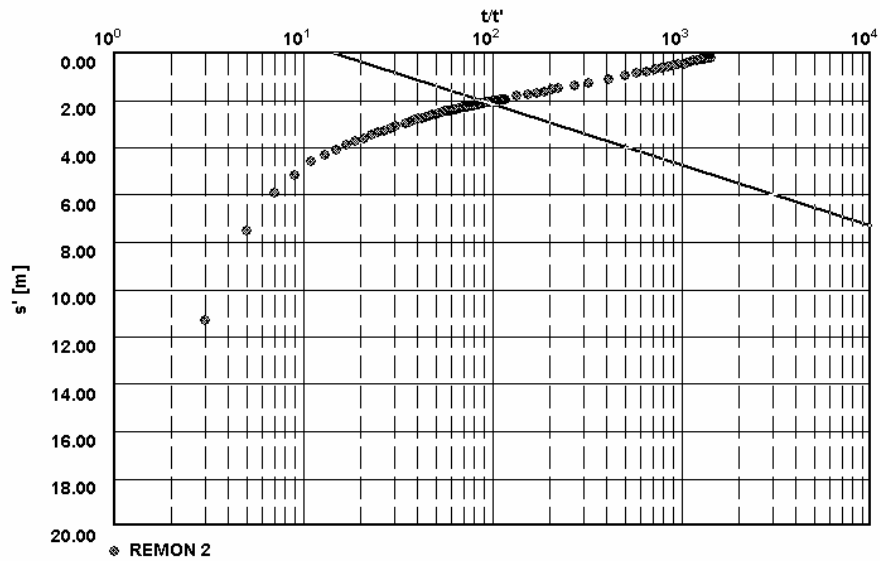


Figure II.10b - Courbe de remontée palier2 (forage Z1)

En absence de piézomètre, on ne dispose comme mesure de rabattement de la nappe que des mesures effectuées dans le forage lui-même. On réalise le pompage en relevant régulièrement les niveaux piézométriques pendant l'abaissement et la remontée du niveau de l'eau. On peut estimer les paramètres hydrodynamiques (transmissivité et conductivité hydraulique). A l'aide des données du forage seulement, les valeurs de s (rabattement) mesurées ne sont pas analogues aux rabattements mesurés dans les piézomètres d'observations, ces rabattements sont dus seulement à la formation aquifère proprement dite s'écoulant en régime laminaire. Les rabattements des forages sont influencés par l'effet de puits entraînant l'apparition en période de pompage (régime turbulent), d'une perte de charge globale qui se superpose à la perte de charge globale qui serait imposée par le milieu poreux supposé capté dans les conditions idéales (Portet.F.2003).

La méthode de recouvrement (recovery method)

D'après Theis (1935), le rabattement résiduel après arrêt de pompage est :

$$s' - \frac{Q}{4\pi T} [W(u) - W(u')] \quad \text{où : } u = \frac{r^2 S}{4Tt}, \quad u' = \frac{r^2 S'}{4Tt'} \quad (1)$$

Avec :

Q : débit constant

T : Transmissivité

r : distance séparant le forage du piézomètre d'observation.

s' : rabattement résiduel

S et S' : coefficient d'emmagasinement durant le pompage et le recouvrement.

t, t' : le temps de début de pompage et le temps d'arrêt de pompage, respectivement

En utilisant l'approximation de $W(u)$ donnée par la méthode de Jacob-Cooper l'équation (1) devient :

$$s' - \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt}{r^2 S} - \ln \frac{4Tt'}{r^2 S'} \right) \quad (2)$$

Quant S et S' sont égaux et constants et T constante, l'équation (2) devient :

$$s' - \frac{2.3Q}{4\pi T} \log \left(\frac{t}{t'} \right) \quad (3)$$

Quand S et S' sont constants et non égaux et T est constant, la droite par les points (données de rabattements) coupe l'axe des temps là où $S' = 0$ et où $t/t' = (t/t')_0$

Et par conséquent l'équation (2) devient :

$$0 - \frac{2.3Q}{4\pi T} \left[\log\left(\frac{t}{t'}\right)_0 - \log\frac{S}{S'} \right] \quad (4)$$

Puisque $2.3Q/4\pi T \neq 0$ et donc $\log(t/t')_0 - \log(S/S') = 0$, de là $(t/t')_0 = S/S'$

On peut déterminer les valeurs relatives de S . Pour analyser les données on place en ordonnée (échelle logarithmique) les valeurs de s' (rabattement résiduel) et en abscisse on place les valeurs du rapport t/t' (durée totale du pompage sur le temps de l'arrêt du pompage).

Les résultats obtenus sont rassemblés dans le tableau suivant :

Palier	Transmissivité (m ² /min)	Conductivité hydraulique (m/min)
Descente 1	$1.26.10^{-2}$	$9.37.10^{-5}$
Remontée 1	$2.11.10^{-2}$	$1.56.10^{-4}$
Descente 2	$2.79.10^{-2}$	$2.07.10^{-4}$
Remontée 2	$3.61.10^{-2}$	$2.26.10^{-4}$

6- Etude géophysique :

Le but de l'étude géophysique est de déterminer les paramètres physiques (résistivité et épaisseur) des formations géologiques et leurs extensions latérales, les structures géologiques locales, localiser les couches susceptibles de constituer des aquifères et de déterminer les meilleurs emplacements pour l'implantations d'ouvrages de captages. Cette étude a été entreprise en 2002. Ces travaux ont consisté à la réalisation de 25 sondages électriques verticaux en ligne AB = 6000m.

a- Principe de la méthode :

La prospection géophysique par sondage électrique vertical qui permet l'étude indirecte du sous-sol, elle est basée sur la lecture de la résistivité apparente des formations traversées par un courant électrique continu injecté à partir de la surface du sol par l'intermédiaire d'un quadripôle AMNB de type Schlumberger .

$$\rho_a = \frac{\pi(S^2 - a^2/4) \Delta V}{a i}$$

Où $\pi(S^2 - a^2/4)/a = K$ d'où : $\rho_a = K \Delta V/I$

Avec :

ρ_a :résistivité apparente en Ohm-mètre .

K : coefficient géométrique dépendant de la position des électrodes AMNB

I : intensité du courent en milliampères injectée entre A et B

ΔV : tension en millivolts enregistrée entre M et N.

L'examen des variations de la résistivité apparente en fonction du demi allongement AB Conduit à la détermination des résistivités vraies et des épaisseurs respectives des formations traversées par le courant.

b- Résultats de l'étude géophysique :

L'inexistence de données hydrogéologiques et géologiques ne nous permet pas d'attribuer de lithologie et des ages aux différents terrains sédimentaires mis en évidence par la géophysique. Pour cela, nous raisonnerons dans ce rapport en termes de paramètres physiques (résistivités et épaisseurs des couches).

Les coupes A ,B,C,D,E et F sont orientées du Nord-Ouest vers le Sud –Est, la coupe G est dirigée de l'Est vers l'Ouest (Figure II.11).

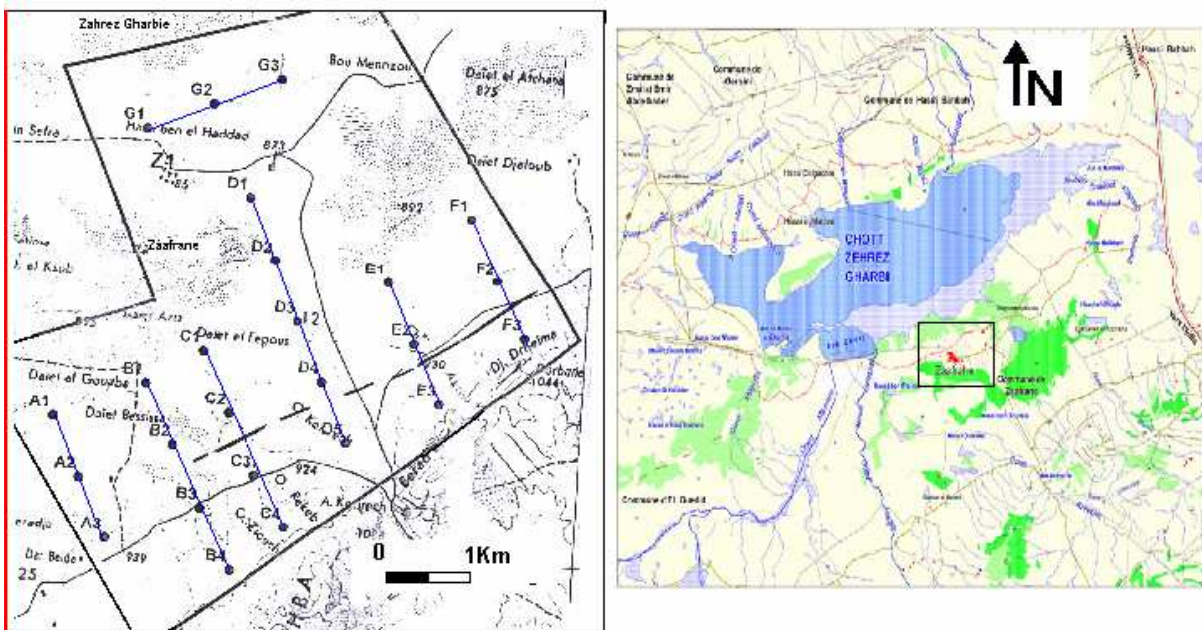


Figure II.11 : Situation des sondages électriques

Coupe A et B (Figure II.12 et II.13)

Elle montrent l'existence de 2 terrains ; le terrain superficiel de faible résistivité 10 à 20 ohm-mètre, probablement, argileux dont la puissance varie de 250 m au sondage B3 à plus de 550 m au sondage B2. Au dessous, apparaît le toit d'une couche résistante de 90 à 270 ohm-mètre pouvant constituer un aquifère potentiel.

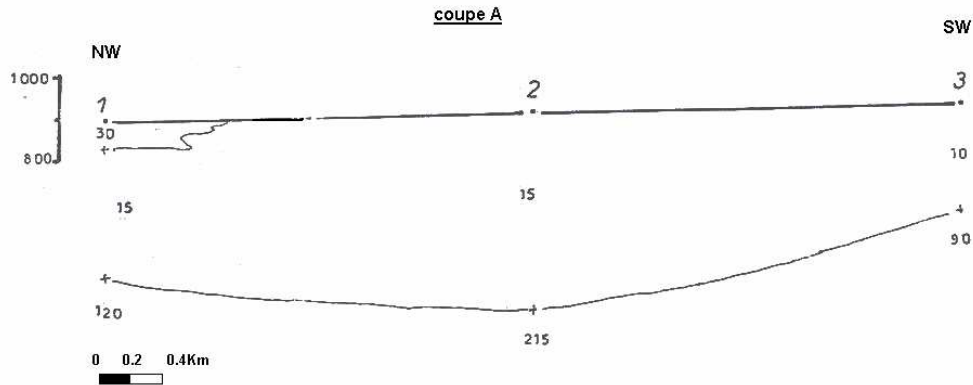


Figure II.12- Coupe géoélectrique A

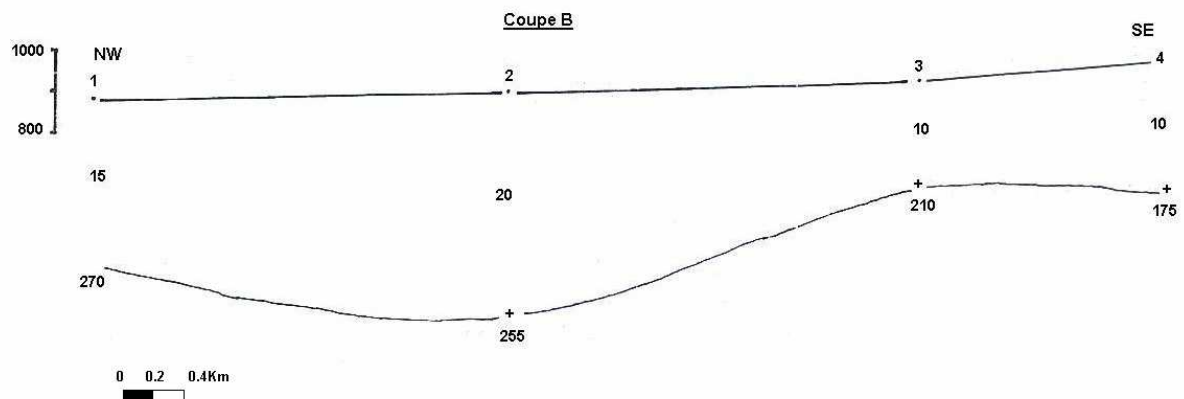


Figure II.13- Coupe géoélectrique B

Coupe C (Figure II.14) :

Etablie à partir de 04 sondages électriques, cette coupe montre l'existence d'une faille entre le sondage C2 et C3. Le bloc du Sud-Est en surrection est constitué par un terrain de faible résistivité 10 ohm-mètre, qui repose sur le toit d'un terrain de résistivité allant de 190 à 230 ohm-mètre. Le bloc du Nord-Ouest affaissé est composé de 02 terrains de faible résistivité à moyenne 15 à 60 ohm-mètre. Le banc sédimentaire superficiel présente une épaisseur d'environ 700m au sondage C1.

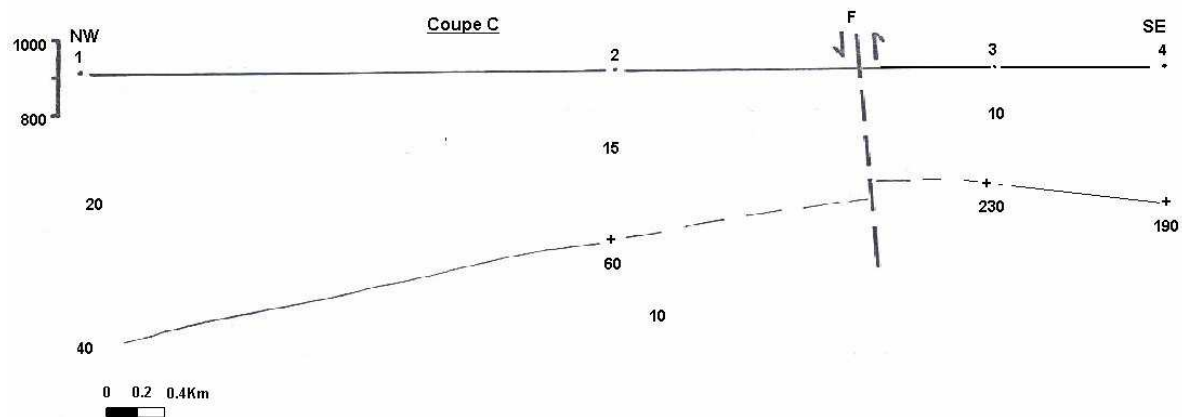


Figure II.14-Coupe géoélectrique C

Coupe D (Figure II.15) :

Elle est constituée par deux terrains : le terrain superficiel très conducteur de 10ohm-mètre plus au moins érodé. Entre le sondage D3 vers le sondage D1, il amorce un pendage d'environ 15° vers le Nord-Ouest, ce qui lui donne une épaisseur maximale de 83ohm-mètre au sondage D1. Au dessous est révélé le toit d'un terrain faiblement conducteur 40 à 60 ohm-mètre.

Coupe E (Figure II.16) :

Etablie sur la base de 03 sondages électriques, elle montre deux terrains affectés par une faille située entre le sondage E2 et le sondage E3. Le compartiment affaissé montre les mêmes terrains (conducteur à peu conducteur que ceux de la coupe D ainsi que ceux de la coupe C bloc descendant). Le compartiment en surrection illustre les mêmes formations que celles de

la coupe C, bloc ascendant, avec en plus, un terrain superficiel résistant 90ohm-mètre mis en évidence par le sondage E3.

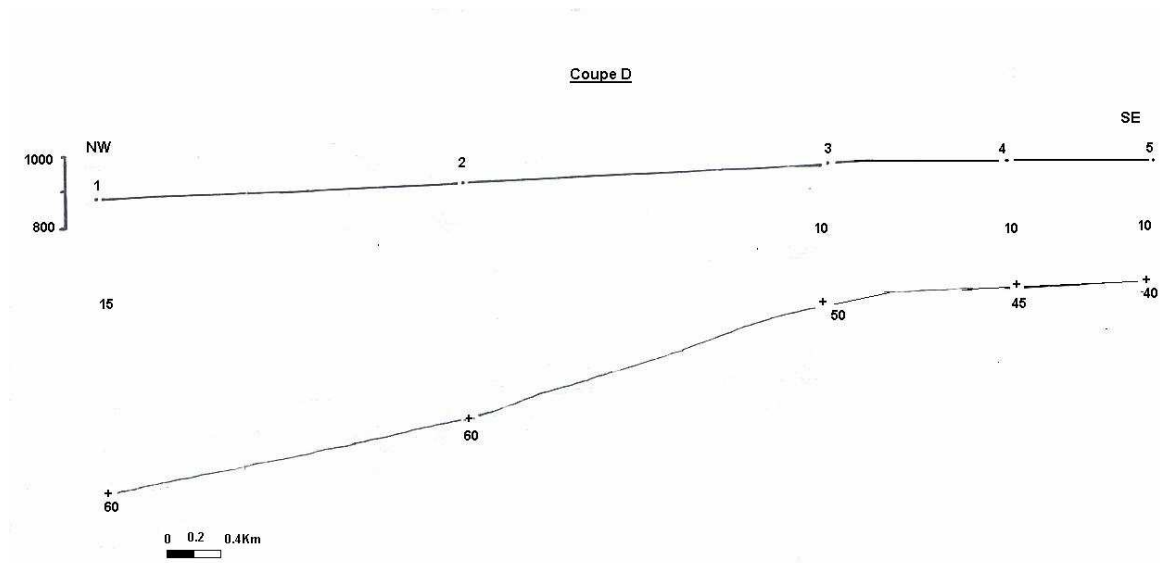


Figure II.15-Coupe géoélectrique D

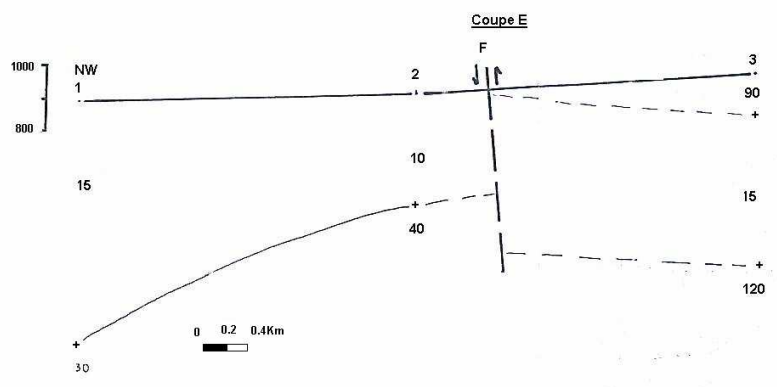


Figure II.16-Coupe géoélectrique E

Coupe F (Figure II.17)

Elle est analogue aux coupes C et E. Elle est constituée de 02 terrains affectés par une faille située entre le sondage F2 et le sondage F3. Le bloc affaissé illustre des dépôts conducteurs, alors que le compartiment surélevé est composé d'un terrain conducteur de 10 ohm-mètre d'une puissance d'environ 350 m qui recouvre le toit d'une formation résistante 125 ohm.mètre probablement aquifère .

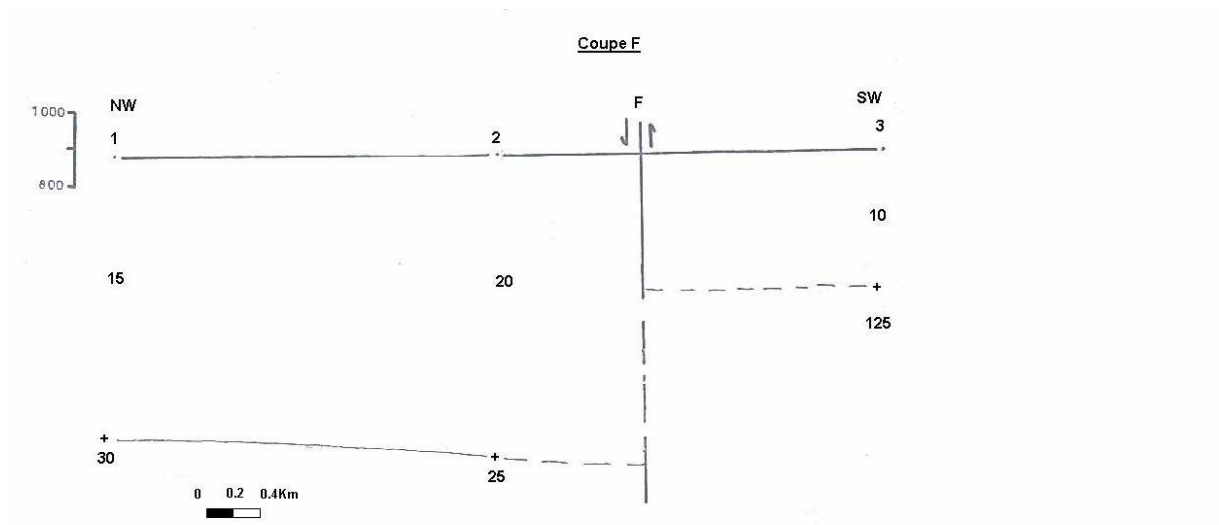


Figure II.17- Coupe géoélectrique F

Coupe G (Figure II.18) :

Cette coupe établie à partir de 03 sondages électriques analogues aux coupes A et B. Elle met en évidence l'existence de deux terrains : le terrain superficiel d'une épaisseur maximale de 450 m est conducteur de 15 à 25 ohm-mètre et il repose sur le toit d'une formation résistante de 90 à 180 ohm –mètre apte à contenir de l'eau .

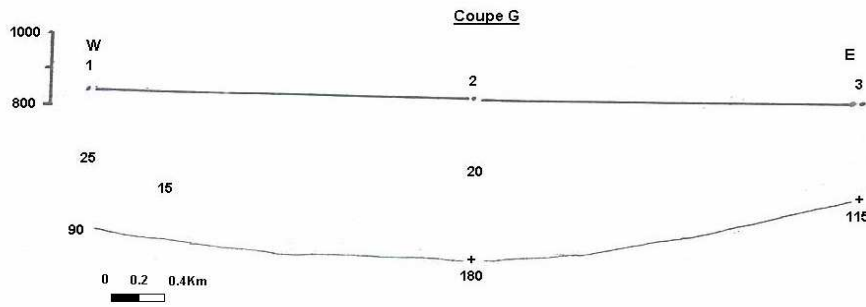


Figure II.18- Coupe géoélectrique G

Les failles ayant affectés les terrains (coupe C, E et F) constituent une même structure disposée en relais, elle est orientée Nord-Est et Sud –Ouest conforme à l’orientation des structures majeures de la région.

L’analyse des coupes géoélectriques permet de dire que :

- Les contrastes de résistivité ont mis en évidence l’existence de deux terrains de comportement électrique différents. En général, un terrain conducteur à peu conducteur (marne et argile) qui recouvre le toit d’une formation résistante probablement aquifère.
- Les phases tectoniques compressives sont à l’origine des failles et des plis d’orientation transversales et régissent les écoulements des eaux infiltrées. Les eaux auront tendance à converger et à s’accumuler dans les zones axiales des cuvettes qui sont très productives quand la profondeur des nappes n’est pas un obstacle à leur exploitation.
- La proposition de 10 forages d’exploration (piézomètres) à transformer en ouvrages de production en cas de résultats probants.

7- les nappes superficielles ou d'infero-flux :

Ce type de nappes est très intéressant dans la mesure où il constitue des réserves renouvelables, ces nappes superficielles à l'instar de celle de Zaâfrane, sont étroitement liées aux terrains alluviaux et colluviaux développés au sein des bassins et des zones déprimées et aux alentours des dayas, sebkhas et chotts. Selon la DHW (direction d'hydraulique de la Wilaya), il existe 6100 puits traditionnels à l'échelle de la wilaya de Djelfa qui peuvent mobiliser $0.1570 \text{ Hm}^3/\text{an}$ (A.N.A.T .2002).

Il existe deux type de nappes (Figure II.19) :

- Celle qui occupe toute la cuvette du Zahrez El Gherbi et se prolonge vers le sud pour atteindre la région de Djebana, Kef Beradja, Daït Bessisa jusqu'à Daït El Djeloup. La profondeur de ces nappes varie entre 0 et 6 mètre.
- La profondeur de la nappe du Zahrez El Gherbi varie entre 6 et 30 mètre et elle occupe la partie Nord-Ouest de Zaâfrane. Cette nappe constitue la principale source en eau du synclinal du Zahrez el Gherbi et constitue un grand réservoir alimenté principalement par Oued Touil.

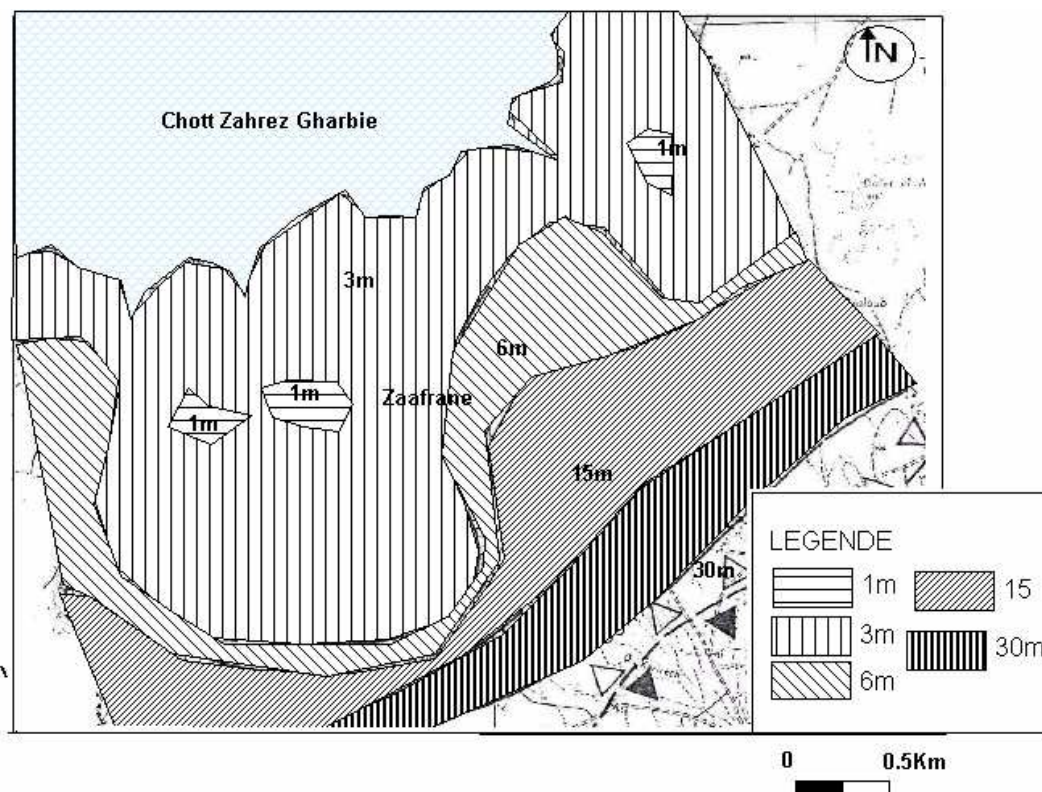


Figure II.19- profondeur de la nappe superficielle de Zaâfrane (A.N.R.H.1997)

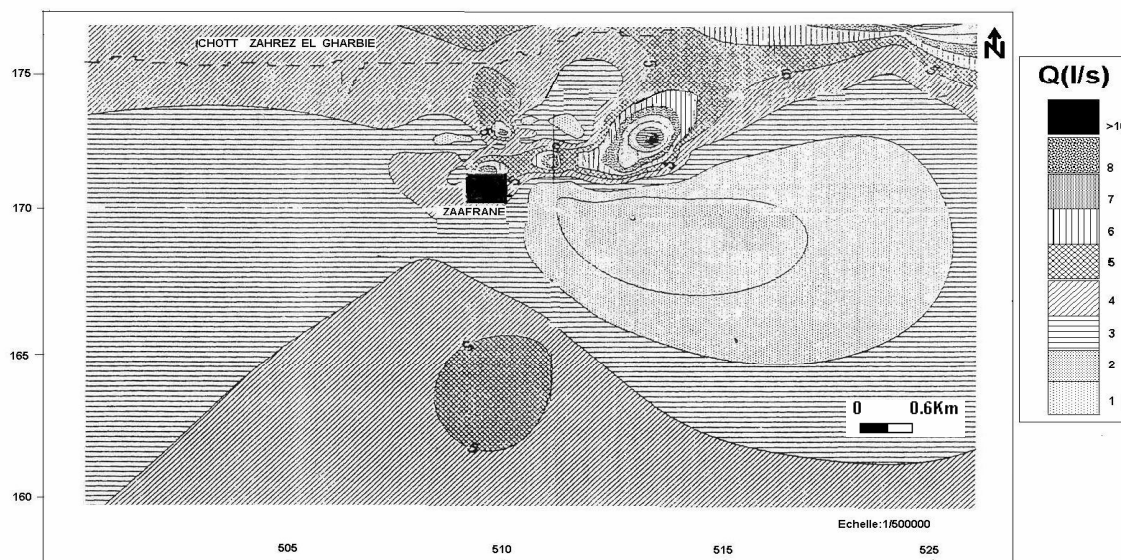


Figure II.20 – Carte des débits de la région de Zaâfrane (Sidi Mousa.M.F .1996)

a- carte des débits :

Cette carte concerne la nappe du Mioplio-Quaternaire et elle montre la répartition spatiale des débits maximums des puits de la région. On note l'absence de forage captant l'aquifère profond. Les débits maximum des puits varient de 1 l/s à 11 l/s. La zone à fort débit, comme nous pouvons le constater en examinant la carte des débits (figure II.20), se trouve à l'ENE de Zaâfrane à 4 Km à vol d'oiseau. Cette zone est caractérisée par des débits variant entre 6 et 11 l/s. Le chef lieu de la commune se distingue par des débits oscillant entre 4l/s et 8l/s. Nous notons, au Sud de Zaâfrane, l'existence d'une zone à débits allant de 5l/s à 6 l/s.

b- cartes piézométriques :

Les cartes piézométriques (Figures II.21 a, b, c et d) montrent, en général, un sens d'écoulement SE-NW. Mais en analysant les niveaux statiques du réseau piézométrique de la région de Zaâfrane, nous constatons qu'il n'existe pas de sens préférentiel de diminution ou d'augmentation de la profondeur des niveaux piézométriques. Ceci ne peut être expliqué que par l'existence d'un synclinorium (les synclinoriums sont généralement caractérisés par

plusieurs sens préférentiels (Sidi Moussa.M.F.1996). Cependant la structure d'un synclinal favorise l'accumulation des eaux de surfaces et souterraines, provenant des massifs montagneux entourant la zone d'étude. Donc un sens d'écoulement Sud-Nord influencé par la topographie de la région et ce qu'on essayera de voir par la réalisation d'un modèle numérique de terrain. La Sebkhia qui constitue un exutoire des Oueds Mesrane, Hadjia et Kroireche. A cet effet, les eaux de l'aquifère superficielles sont exposées à un risque élevé de salinisation (contamination par sel), soit par infiltration des eaux de ruissellement très salées au niveau des dépôts terrigènes du Néogène et Quaternaire, soit par certains affleurements des formations aquifères du Crétacé. La fissuration et la karstification des formations calcaires et grès formant le cadre montagneux (monts des Oules Nails) limitant la zone de Zâafrane au Sud peut constituer une source d'alimentation de l'aquifère superficielle. Les cours d'eaux comme Oued Hadjia peuvent drainer la nappe surtout en période d'étiage (Figures.II 21 a et II.21 b).

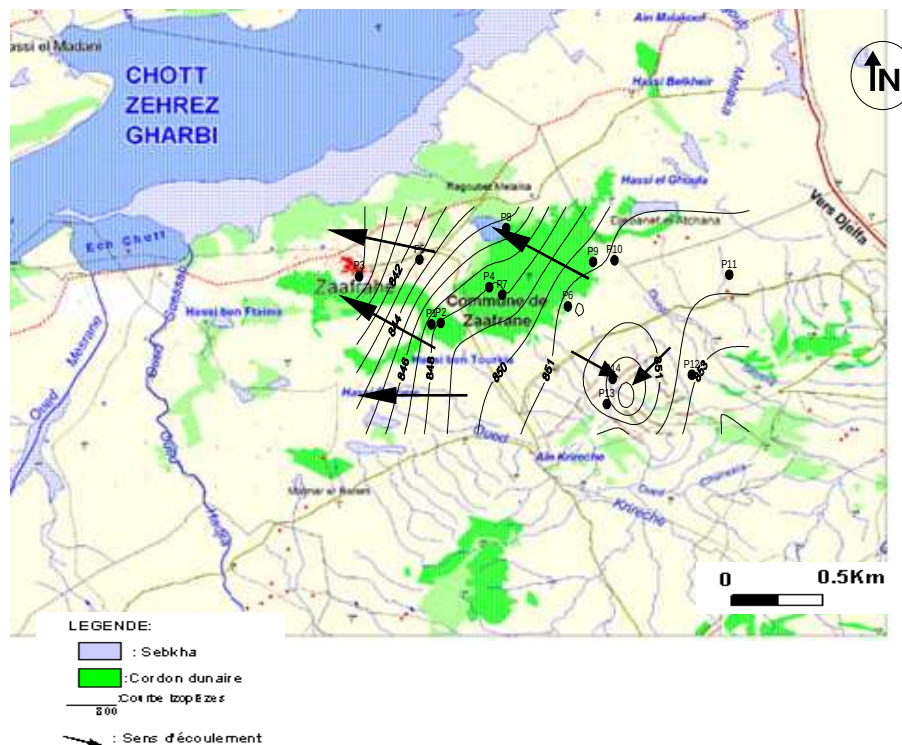


Figure II.21 a – Carte piézométrique de la nappe superficielle de Zaâfrane (juillet 2003)

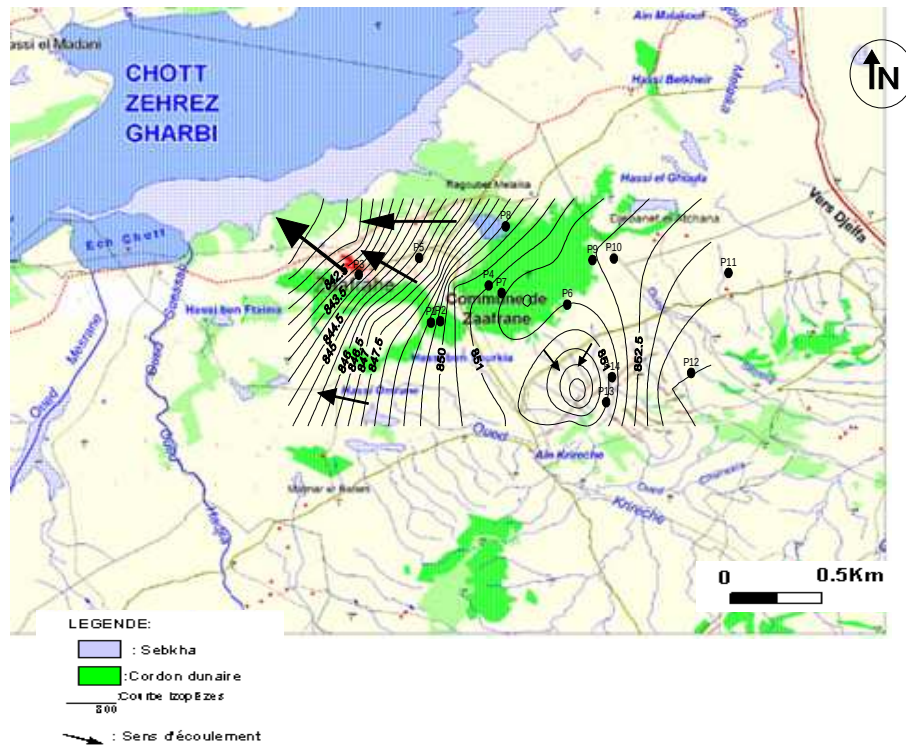


Figure II.21b –Carte piézométrique de la nappe superficielle de Zaâfrane (juillet 2005)

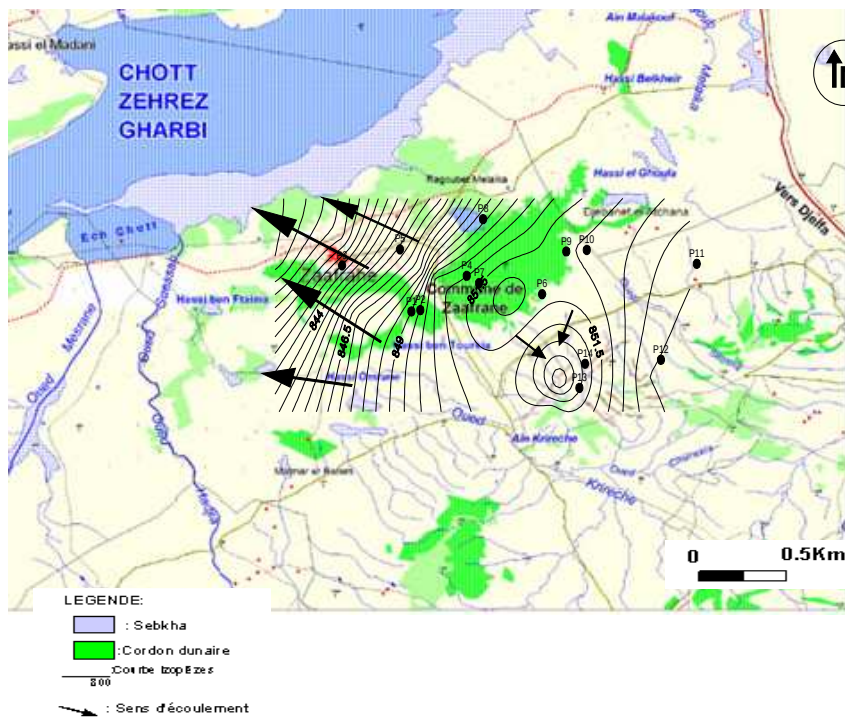


Figure II.21c-Carte piézométrique de la nappe superficielle de Zâafrane (Avril 2005)

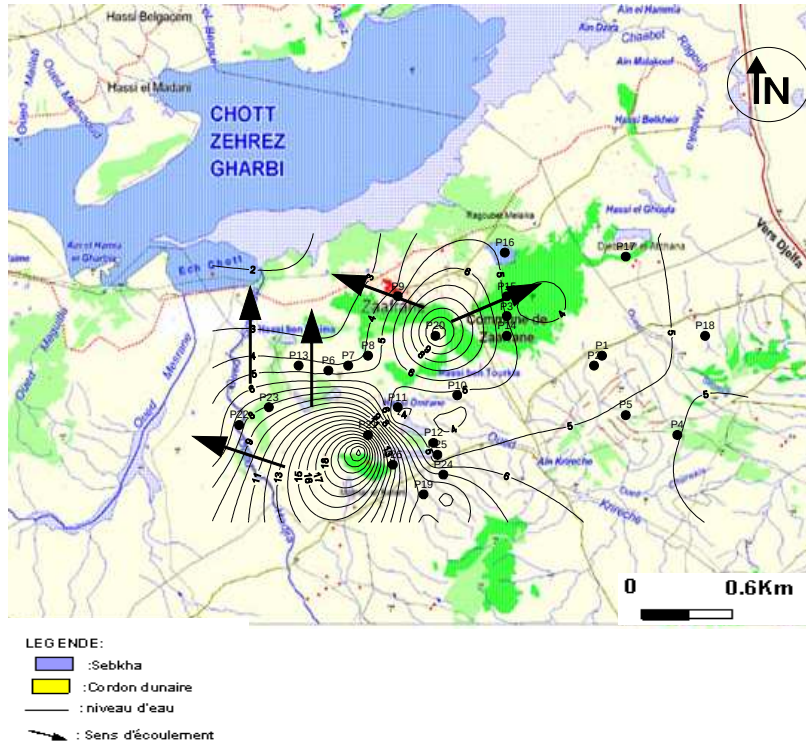


Figure II.21.d- carte du niveau d'eau de la nappe superficielle de Zaâfrane (juin 2004)

Les cônes des dépressions observés sur les cartes piézométriques et la carte du niveau d'eau (fig.II.21 d), sont probablement liés à la concentration des puits (Carte d'inventaire) et donc une exploitation intensive surtout dans la zone du cordon dunaire.

8- Réalisation d'un modèle numérique de terrain (M.N.T)

Les courbes de niveaux consistent à joindre les points d'égales altitudes. Ces courbes ont été obtenues par la numérisation de la carte topographique feuille de Zaâfrane 1/50000 à l'aide du logiciel Map Info 6.5.

Les courbes de niveaux sont la manière la plus facile et la plus répandue pour représenter et refléter le relief. Elles permettent l'établissement du MNT (Modèle Numérique de Terrain) et ces produits dérivés en occurrence :

- La carte hypsométrique
- La carte des pentes

Dans notre cas, l'acquisition des points est réalisée par la numérisation de courbes de niveaux à partir d'une carte topographique de Zaâfrane feuilles n°312 à une échelle de 1/50.000. Après

interpolation des points d'égales altitudes, on a pu constater que notre zone d'étude est caractérisée par quatre classes d'altitudes (Figure II.22) qui sont :

- **Classe 1** : 828 m et 912 m ;
- **Classe 2** : 912 m et 995m ;
- **Classe 3** : 995 m et 1079m ;
- **Classe 4** : 1079 m et 1162 m ;

a - Modèles Numériques de Terrain et ces produits dérivés

a.1 - Définition

Un modèle numérique de terrain (MNT) est une représentation numérique du terrain en terme d'altitude. Il fournit des renseignements non seulement sur les formes du relief mais également sur leur position. Un MNT peut être relié à un ou plusieurs systèmes de coordonnées. De façon concrète, on peut dire qu'un MNT est constitué de points connus en coordonnées (peu importe les systèmes de références choisis) qui donnent une représentation partielle du terrain. La surface topographique étant continue, il faut choisir une méthode d'interpolation qui déterminera l'altitude de points quelconques en fonction des altitudes des échantillons initiaux.

A partir du MNT, il est possible de tirer de nombreuses informations précisant le modèle du terrain. Le MNT étant une représentation numérique de la surface topographique, il est possible, à l'aide d'algorithmes informatiques, de retirer du MNT des informations sans effectuer de mesures sur le sol lui-même.

La pente et l'orientation sont obtenues à partir des dérivées premières de l'altitude. Les dérivées secondes nous renseignent sur les courbures du terrain. On différencie les courbures dans le plan horizontal (courbures des courbes de niveau) et les courbures dans le plan vertical (courbures des lignes de plus grande pente).

L'ensemble de ces informations représente les produits dérivés du MNT. La pente et son orientation sont des données fondamentales puisque c'est à partir d'elles que seront déterminés le réseau hydrographique ainsi que d'autres paramètres hydrologiques.

a.2 - Elaboration d'un MNT

Pour élaborer un MNT, on passe par plusieurs processus qu'on va les décrire ; Les techniques qui permettent de fournir des données utiles à la création d'un MNT sont variées et l'on retrouve parmi elles : le levé topographique, la photogrammétrie, l'interférométrie radar, le laser altimètre et l'interpolation de courbes de niveau à partir de

cartes existantes. Pour lancer le calcul de MNT, quelle que soit la méthode de construction de MNT et le logiciel, on a besoin de points cotés et de lignes caractéristiques du terrain. Toutes les données utilisées pour l'élaboration du MNT doivent être connues en coordonnées X, Y, Z dans un référentiel donné. Pour obtenir un fichier d'interpolation (le GRID "GRD"), on a besoin des points connus en X.Y.Z. A cet effet, il était nécessaire de transformer les lignes en points à l'aide du logiciel VERTICAL MAPPER, le Poly2point nous a permis de transformer les Polylines en points avec les mêmes attributs.

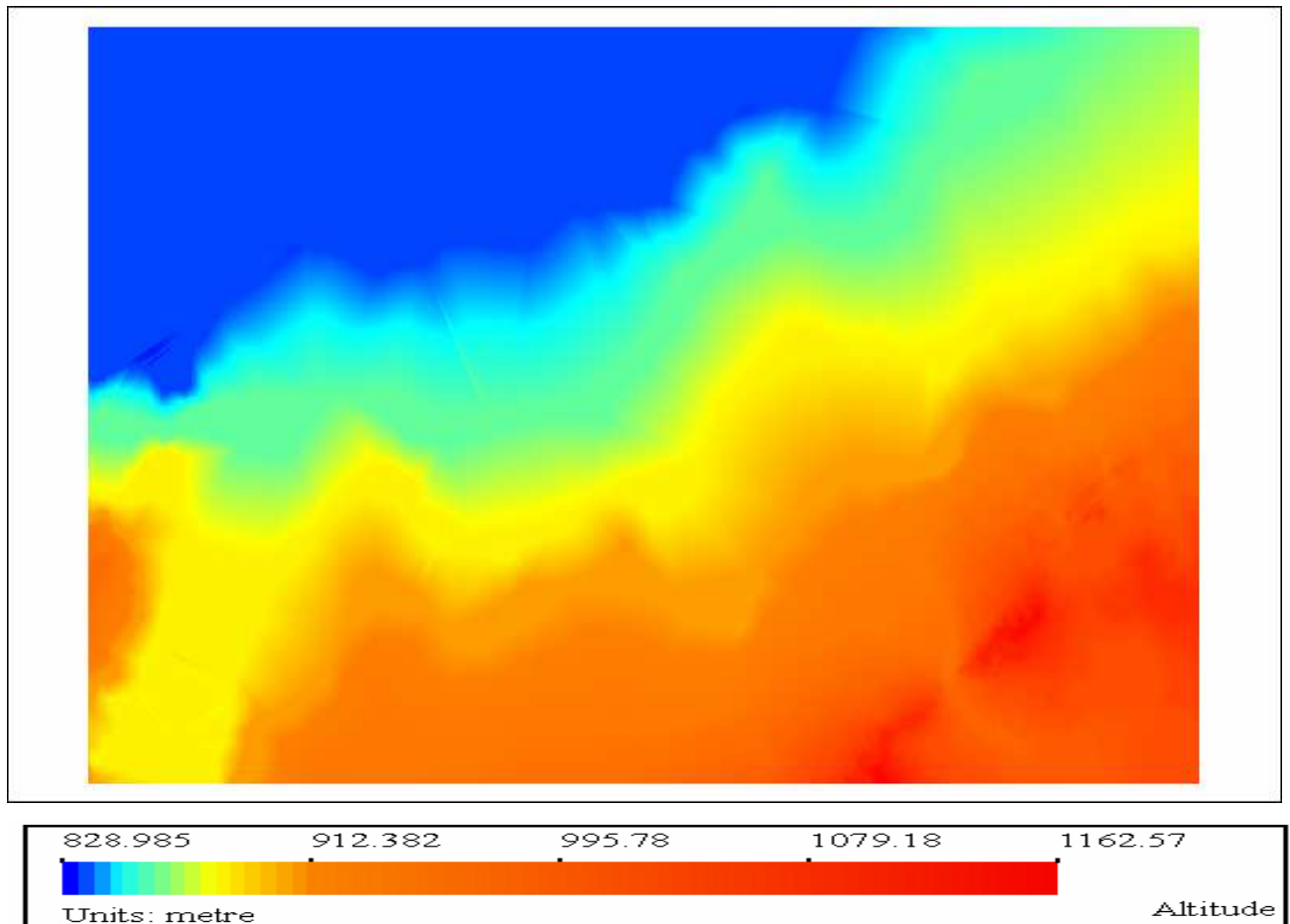


Figure II.22- Carte hypsométrique de la zone d'étude.

a.3- Interpolation :

L'interpolation est nécessaire quelle que soit la structure d'échantillonnage choisie. Elle est utilisée lors de la construction du MNT pour déterminer, par le calcul, l'altitude de points qui n'ont pas été mesurés sur le terrain. Les points mesurés sur le terrain sont des échantillons à partir desquels vont être estimés les nœuds des grilles raster, les points contenus dans les facettes triangulaires des modèles TIN ou encore les points situés entre deux profils.

L'interpolation permet de passer d'un semis de données brutes, disposées de façons aléatoires, à un échantillonnage régulier (MNT raster). En revanche, dans le cas d'un échantillonnage irrégulier, l'interpolation est simplement un moyen de calculer des points intermédiaires ne faisant pas partie des échantillons de départ.

L'interpolation permet également de changer de format de MNT. C'est ainsi que l'on pourra passer d'un modèle TIN à un MNT raster. On peut différencier les méthodes d'interpolation exactes qui permettent de conserver les valeurs des données initiales dans l'information finale et les méthodes approximatives qui induisent une erreur résiduelle en chaque point de l'échantillon initial. En fonction de la méthode d'interpolation on obtiendra, pour un point interpolé donné, des altitudes différentes. Pour ne pas se servir d'un MNT qui serait trop éloigné de la réalité il faut bien connaître les méthodes employées.

A chacune des formes de représentation citées ci-dessus sont associées de multiples méthodes d'interpolation; en général elle sont classées en deux grandes catégories:

- **Les méthodes globales:** Elles tiennent compte de toute l'information disponible pour interpoler l'altitude et génèrent des fonctions continues, généralement des fonctions polynomiales ou Splines.
- **Les méthodes locales:** Elles ne tiennent compte que du voisinage du point du calcul.

Dans le cadre de ce travail, on a jugé utile d'exploiter les différentes méthodes utilisées par le logiciel VERTICAL MAPPER qui met 5 méthodes d'interpolation à disposition:

- par pondération inverse à la distance (*Inverse Distance Weighting*)
- par triangulation avec lissage (*TIN -based*) qui est une triangulation de Delaunay
- par interpolation rectangulaire qui utilise les 4 points les plus proches (*bi-linear*)
- par méthode géométrique du plus proche voisin (*Natural Neighbour*) ou (diagrammes de Voronoï).

a.3.1 - Interpolation inversement proportionnelle à la distance (*Inverse Distance Weighting*)

Cette technique associe à chaque nœud de la grille une valeur qui est calculée par moyenne pondérée (ou non) des valeurs des points qui se trouvent à proximité du nœud. Cette

pondération est linéairement inverse à la distance de chaque point et du nœud considéré. (Figure II.23).

Cette technique est contrôlée par un certain nombre de paramètres, qui vont influencer le résultat.

- Rayon de recherche : Ce paramètre définit la taille du rayon de recherche autour de chaque nœud de la grille à l'intérieur duquel les points seront sélectionnés et inclus dans le calcul d'interpolation.
- Rayon d'affichage : définit la distance autour du lot de données où la grille va être calculée.
- Minimum et Maximum de points : définit le nombre min. ou max. de points à prendre en compte pour calculer l'interpolation.

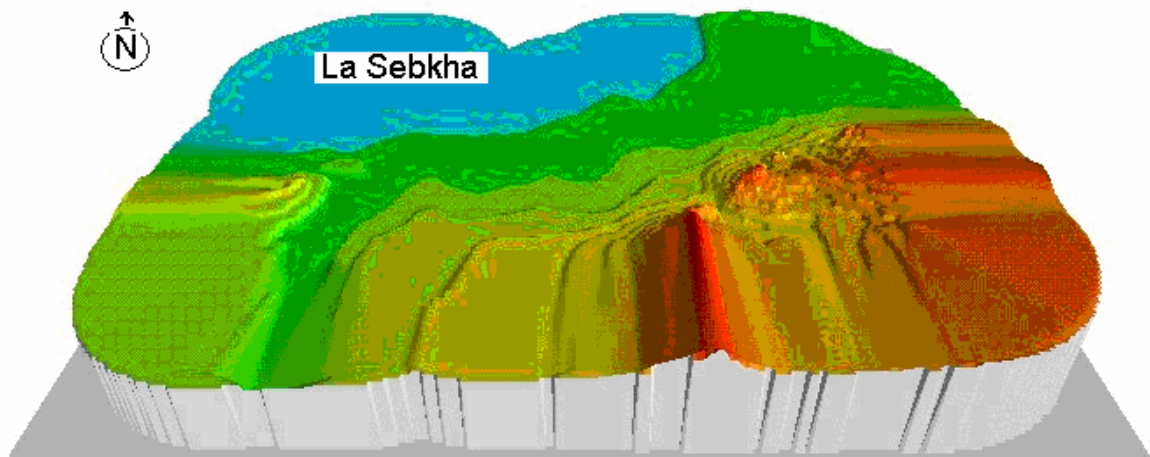


Figure II.23- Réalisation du MNT Par la méthode d'Interpolation inversement proportionnelle à la distance (*Inverse Distance Weighting*)

a.3.2 -Interpolation bilinéaire (Rectangular interpolation)

Cette technique associe un cercle à chaque nœud de la grille. Ce cercle est divisé en 4 quadrants, à l'intérieur desquels le point le plus proche est sélectionné. Ces points sélectionnés vont servir à affecter une valeur au nœud de la grille (Figure II.24). Cette méthode est utilisée quand la distribution spatiale des points à interpoler est régulière et où la valeur de chacun d'entre eux n'est pas à prendre en compte. (Changement du pas d'un MNT par exemple.)

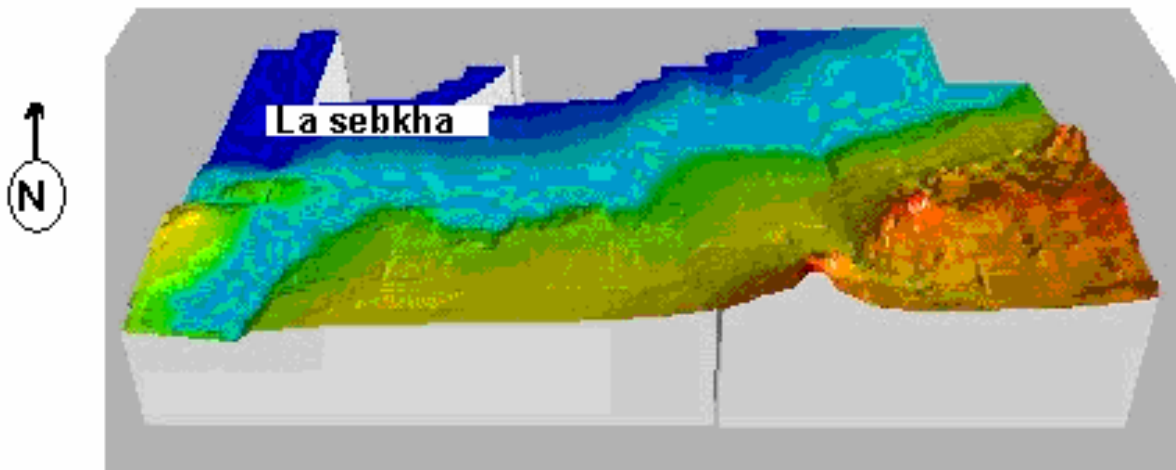


Figure II.24- Réalisation de MNT Par la méthode Interpolation Bilinéaire (Rectangular interpolation)

a.3.3 -Interpolation par triangulation irrégulière (TIN)

La triangulation de Delaunay est appliquée pour construire des grids avec des données qui ne nécessitent pas de moyennes locales. Les MNT sont de bons exemples. La triangulation irrégulière utilise un réseau de triangles aussi équilatéraux que possible qui vont connecter les points du lot de données. Cette triangulation est appelée triangulation de Delaunay. Cette solution est très utile pour travailler sur des lots de données de répartition spatiale quelconque où l'on souhaite faire participer chaque information à la constitution du résultat. Cette triangulation est produite par un procédé qui connecte tous les points originaux par un réseau de triangles réguliers, aussi équilatéraux que possible. C'est la règle de Delaunay qui fixe que chaque triangle formé définit un cercle circonscrit qui ne contient aucun autre sommet de triangle (Figure II.25).

Une expression polynomiale lisse alors la surface suivant les X et Y lisse alors pour chaque face de triangle (option «5th order Solution ») afin de déterminer la valeur de chaque facette du grid. L'autre option « Linear Solution », calcule l'attribut de chaque point de chaque face en résolvant l'équation linéaire du plan.

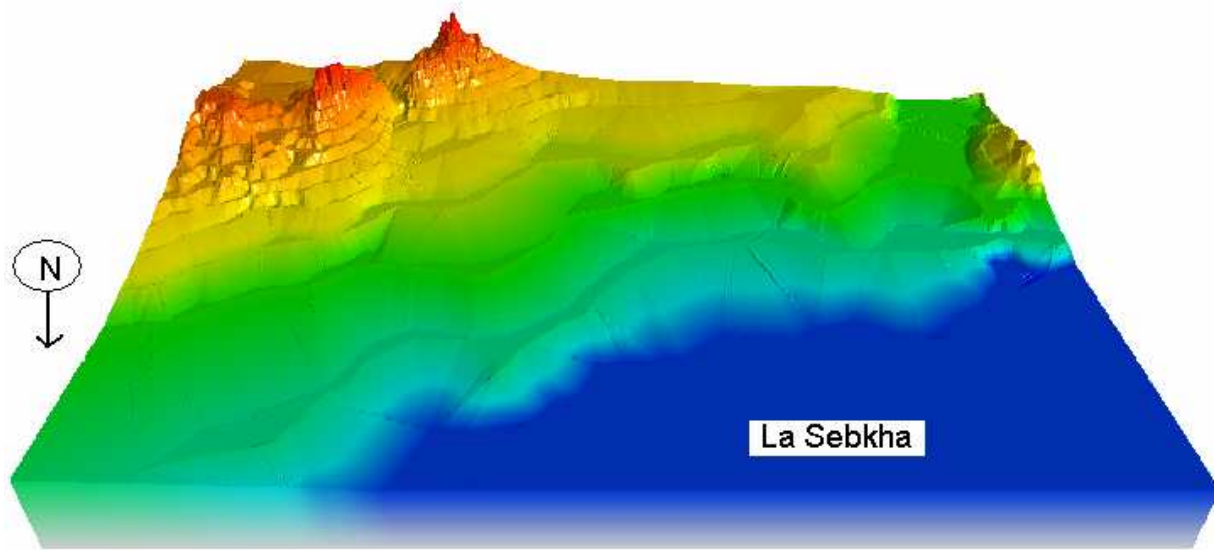


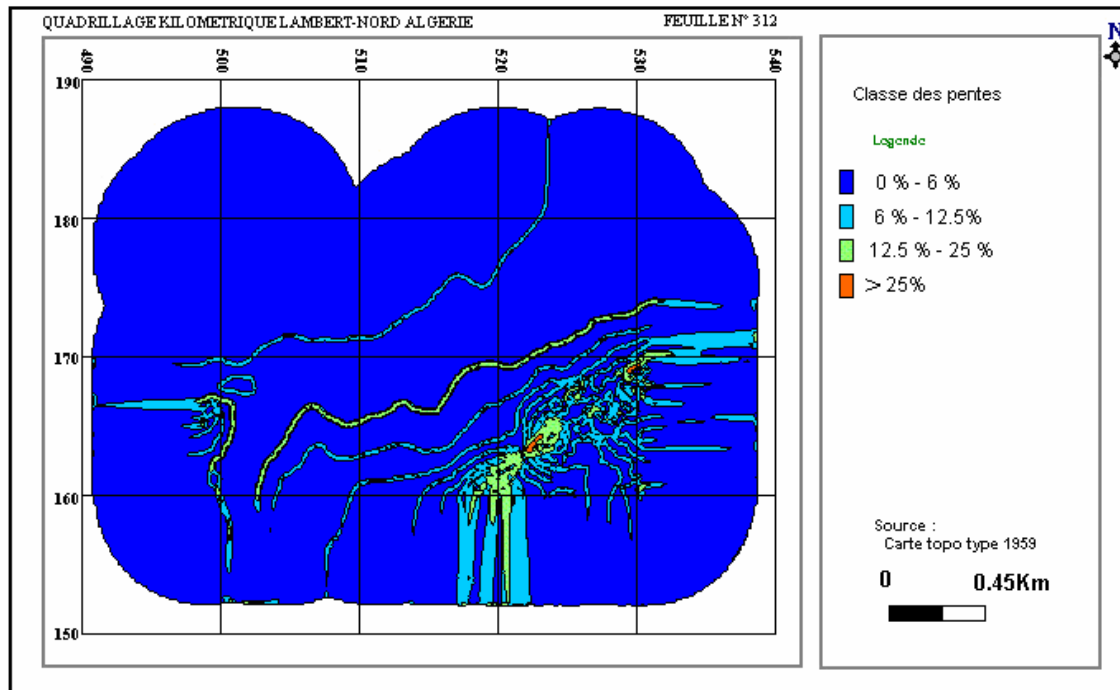
Figure II.25: Réalisation de MNT Par la méthode de triangulation irrégulière (TIN).

b -Carte des pentes

La pente est un paramètre primordial qui intervient dans la détermination de beaucoup d'indices hydrologiques. Une carte des pentes de qualité est d'une grande importance pour pouvoir analyser correctement un bassin versant. Il faut néanmoins savoir que la pente ne peut pas se définir sans dire à quel élément géographique elle correspond. En effet il existe deux types de pentes : la pente linéaire et la pente surfacique qui s'applique quant à elle aux versants. Cette pente dépend de l'échelle de travail (Figure II.26).

Pour un territoire donné, la carte des pentes indique la pente surfacique en chacun des pixels. Cette carte sera différente en fonction de la taille du pixel. Avec la donnée d'un modèle numérique de terrain à valeurs discrètes, la pente moyenne d'une maille est calculée et déduite directement du M.N.T en effectuant la moyenne des dénivelées sur le voisinage (fenêtre) de cette maille.

Figure II.26 – Carte des pentes de la région de Zâafrane



L'examen du modèle numérique de terrain, réalisé par différentes méthodes d'interpolation, montre une diminution de la côte en se dirigeant vers la Sebkha, ce qui va influencer sans doute les écoulements dans la direction Sud –Nord.

Conclusion :

La région de Zaâfrane est comme toutes les régions arides a un réseau hydrographique formé d'Oueds à écoulements temporaires. Cependant des crues exceptionnelles sont enregistrées suites à des averses d'où l'idée de la construction de petits barrages pour régulariser ces Oueds. En ce qui concerne les eaux souterraines, l'aquifère le plus important, de part l'étendue de ses affleurements et sa lithologie assez grossière, est le Mioplio-Quaternaire. Parmi les autres réservoirs, plus anciens et profonds, les calcaires du Turonien qui ont été reconnus par deux forages. Le niveau piézométrique de l'aquifère superficiel est très variable du fait que la région est située dans un synclinorium. Le sens d'écoulement généralement Sud-Nord est influencé par la topographie comme le montre le modèle numérique de terrain (M..N.T). La Sebkha, qui se trouve à la plus basse altitude, est un exutoire pour la majorité des cours d'eau qui s'écoulent dans la région et donc une alimentation de l'aquifère superficiel de Zaâfrane qui se situe aux piémonts des monts des Ouleds Nails.

Chapitre III

Hydrochimie

1- Introduction

La composition chimique d'une eau joue un rôle important dans la détermination de sa qualité et donc la possibilité de son utilisation pour l'alimentation en eau potable ou d'autres usages (irrigation, industrie...etc.). La chimie de la nappe superficielle de Zaâfrane est influencée par l'effet de la dissolution des formations géologiques, les rejets domestiques et l'activité agricole. En raison de l'utilisation multiple de ces eaux, cette étude a été menée afin de contrôler l'état actuel de la chimie des eaux, voir son évolution dans le temps, dans l'espace et en fonction de la variation des paramètres physico-chimiques de l'eau. Nous avons essayé de comprendre l'origine de la salinité des eaux de cet aquifère situé dans un contexte favorable au phénomène de salinité.

2- Etat des eaux de surfaces :

La wilaya de Djelfa et particulièrement, la ville de Djelfa a connu une croissance démographique importante. Elle dépasse les 300000 habitants (URBATIA.2006). Par conséquent, une charge polluante importante qui vient de s'ajouter aux rejets de la zone industrielle et qui va se déverser directement dans l'Oued El Malleh. Le réseau hydrographique de cet Oued est endoréique composé d'affluents soumis à un régime saisonnier. Les plus importants sont les Oueds Messka, El Hadid, El Kirane, Mguennah, Lozène, Agba et Sidi Slimane (Trayssac.1980). L'Oued El Malleh traverse la ville de Djelfa du Sud-Est vers le Nord en direction de notre zone d'étude et entre en contact avec le Trias du Rocher de sel d'où sa salure élevée (Kulke.1978) .

Le travail réalisé par A.Sasoui en 2006, avait pour but, l'étude de la pollution de cet Oued qui est devenu un exutoire pour les divers rejets de la ville de Djelfa. Les 5 points d'échantillonnage (Figure III.1) sont distants de 3 km : le premier est localisé à la sortie des eaux de la station d'épuration (à l'arrêt) qui se trouve à la sortie de la ville et le dernier point se trouve près du village de Ain Mâabed. Les résultats des analyses sont indiqués dans le tableau III.1

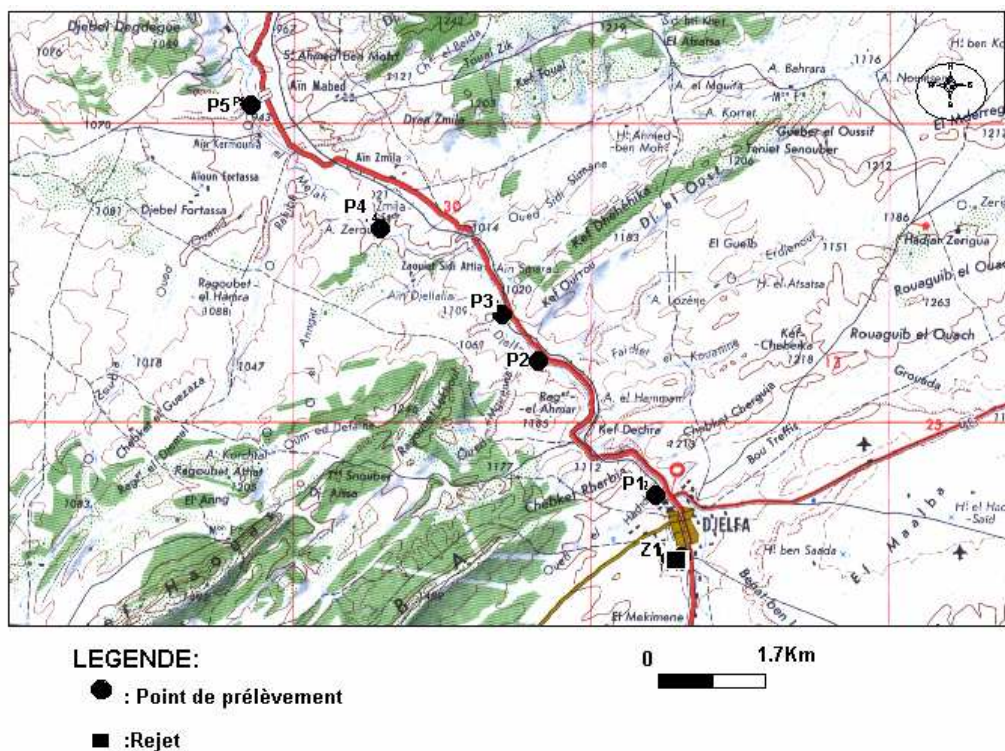


Figure III.1 : Situation des points de prélèvements

Tableau III.1: Analyses des eaux de Oued El Malleh (Mai 2004)

Eléments	Points	P1	P2	P3	P4	P5
T° (eau)		19	19	22	23	24
pH		8.12	8.05	8.9	9.5	7.7
Conductivité(ms/cm)		4.7	4.5	4.2	4	4.1
DBO ₅ (mg/l)		380	150	80	20	50
MES(mg/l)		2300	1800	2300	100	2300
Matières en suspension						
MVS(mg/l)		1500	1200	1500	68	1600
Matières volatiles sèches						
NO ₃ ⁻ (mg/l)		64	54	62.4	45.4	30.5
NH ₄ ⁺ (mg/l)		0.327	0.253	0.0576	0.0051	0.0014
PO ₄ ³⁻ (mg/l)		0.612	0.486	0.485	0.03	0.007
Cr (mg/l)		0.057	0.038	0.021	0.009	0.008

A partir des résultats regroupés dans les tableaux III.3 a et III.3 b, nous constatons que :

- La pollution dans l'Oued est très importante et les concentrations des polluants dépassent les normes des rejets (tableau III.2) aux points 1.2.3.
- Les points 4 et 5 ne sont pas considérés très pollués.
- L'augmentation de la concentration des polluants au point 5 est peut être due aux rejets d'eaux usées de l'agglomération de Ain Mâabed dans l'Oued.
- L'élimination des polluants surtout les polluants organique est très importante le long de l'Oued.

Tableau III.2: Valeurs limites maximales des paramètres de rejet

Paramètres	Valeurs limites Maximales	Paramètres	Valeurs limites Maximales
Température (°C)	30	Mercure (mg/l)	0.01
pH	5.5-8.5	Nickel (mg/l)	5
MES (mg/l)	30	Plomb (mg/l)	0.5
DBO ₅ (mgO ₂ /l)	40	Cuivre (mg/l)	3
DCO(mg/l)	120	Zinc (mg/l)	0.5
DBO/DCO(mg/l)	3	Fer (mg/l)	5
Azote Kjeldahl (mg/l)	40	Huiles et graisses (mg/l)	20
Phosphates (mg/l)	2	Hydrocarbures (mg/l)	20
Cyanure (mg/l)	0.1	Phénols (mg/l)	0.5
Aluminium (mg/l)	5	Solvants organiques (mg/l)	20
Chrome 3+(mg/l)	3	Chlore actif (mg/l)	1
Chrome 6+(mg/l)	0.1	Détergents(mg/l)	2
Cadmium (mg/l)	0.1	Tensioactif anionique (mg/l)	10
Manganèse (mg/l)	1	PCB(mg/l)	0.001

A.Ikem et al .2003

Deux campagnes de prélèvement (octobre 2004 et octobre 2005) ont été effectuées sur les mêmes points et sur le rejets de la zone industriels (Z1). Les concentrations des polluants dans les rejets industriels (Z1) sont très importantes dépassant les normes et elles sont en majorité des éléments supérieurs aux teneurs du point P1. La part de la pollution organique est très importante. En effet, les concentrations de la DBO₅ et des MES (matières en suspensions) des

rejets industriels sont trois fois supérieures à celles du point P1, mais cette forte charge n'est pas la seule source, les rejets domestiques contiennent aussi de très fortes concentrations de matière organique.

Tableau III.3a: Analyses des eaux de Oued El Malleh (Octobre 2004)

Points	P1	P2	P3	P4	P5	Rejet (Z1)
pH	7.15	7.65	7.56	7.33	7.35	6.96
C.E(ms/cm)	2.81	2.58	2.83	2.57	2.65	23.28
NO ₃ ⁻ (mg/l)	45.5	42.7	40.89	37.5	36.9	83.4
NO ₂ ⁻ (mg/l)	0.29	0.074	1.53	0.23	0.57	1.96
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	0.685	0.404	0.385	0.096	0.031	0.81
DBO ₅ (mg/l)	120	20	10	20	19	470
MES (mg/l)	1000	700	700	200	200	3100
MVS (mg/l)	700	500	500	150	100	800
Cr (mg/l)	0.034	0.025	0.006	0.0004	0.0003	0.14
Pb (mg/l)	0.026	0.012	0.013	0.026	0.027	0.044
Zn (mg/l)	0.024	0.011	0.098	0.024	0.034	0.064

Tableau III.3b: Analyses des eaux de Oued El Malleh (Octobre 2005)

Points	P1	P2	P3	P4	P5	Rejet (Z1)
pH	7.46	8.12	8.32	8.37	8.64	8.58
C.E (ms/cm)	3.82	3.16	3.63	3.88	3.777	17.68
NO ₃ ⁻ (mg/l)	49.6	45.1	44.85	43.9	43.8	90.0
NO ₂ ⁻ (mg/l)	0.58	0.472	0.98	0.64	0.78	1.02
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	1.88	2.117	0.744	0.27	0.11	1.33
DBO ₅ (mg/l)	270	100	1700	20	30	800
MES (mg/l)	2400	1700	1200	1800	900	1500
MVS (mg/l)	2000	1400	1700	1500	500	8600
Cr mg/l)	0.078	0.016	0.038	0.006	0.0025	0.225
Pb (mg/l)	0.046	0.042	0.038	0.062	0.063	0.45
Zn (mg/l)	0.052	0.026	0.024	0.093	0.048	0.36

Tableau III.4 : Comparaison des résultats d'analyses des période (Mai-Octobre2005)

Points	P1		P2		P3		P4		P5	
période	Mai	octobre	Mai	Octobre	Mai	Octobre	Mai	Octobre	Mai	Octobre
pH	8.12	7.15	8.05	7.65	8.9	7.56	9.5	7.53	7.7	7.35
C.E(ms/cm)	4.7	2.81	4.5	2.58	4.2	2.83	4.0	2.57	4.1	2.65
DBO ₅ (mg/l)	380	120	150	20	80	10	20	20	50	19
MES(mg/l)	2300	1000	1800	700	2300	700	100	200	2300	200
MVS(mg/l)	1500	700	1200	500	1500	500	68	150	1600	100
NO ₃ ⁻ (mg/l)	64.00	45.00	54.00	42.7	62.4	40.89	45.4	37.5	30.5	36.9
PO ₄ ³⁻ (mg/l)	0.612	0.523	0.486	0.404	0.485	0.385	0.03	0.096	0.007	0.062
Cr(mg/l)	0.05	0.024	0.038	0.025	0.04	0.006	0.009	0.0004	0.008	0.0003

Une comparaison entre les prélèvements du mois de mai et d'octobre nous a permis de faire les constatations suivantes (Tableau III.4) :

- La pollution est plus importante en été (Mai) qu'en automne (Octobre). Ceci est en relation avec le volume d'eau. Les concentrations des polluants augmentent quand le débit d'eau est faible (Pain & al 2003, Olias & al 2006). En mai l'évaporation est très importante et l'Oued est presque à sec.

La figure III.2 montre que

- La pollution organique (DBO, MES, MVS) est beaucoup plus importante en Mai qu'en Octobre et sa dégradation est plus faible .L'autoépuration est meilleure en hiver et en printemps (en temps de pluies il y a dilution du polluants (Fytianos.2002).
- Toutefois, la décantation de la MES est meilleure en Mai., ceci est en rapport avec le débit du cours d'eau. Les eaux stagnantes se décantent plus rapidement.
- La concentration Cr est plus importante en Mai qu'en octobre. Cette variation est probablement due aux processus physico-chimiques qui sont en fonction des variations du pH et de la température ainsi que des variations du débit des eaux.
- La pollution est plus importante en été (Mai) qu'en automne (Octobre) .Ceci est en relation avec le volume d'eau. Les concentrations des polluants augmentent quand le débit d'eau est faible (Pain & al 2003, Olias & al 2006) .En mai l'évaporation est très importante (Figure III.3) et l'Oued est presque à sec.

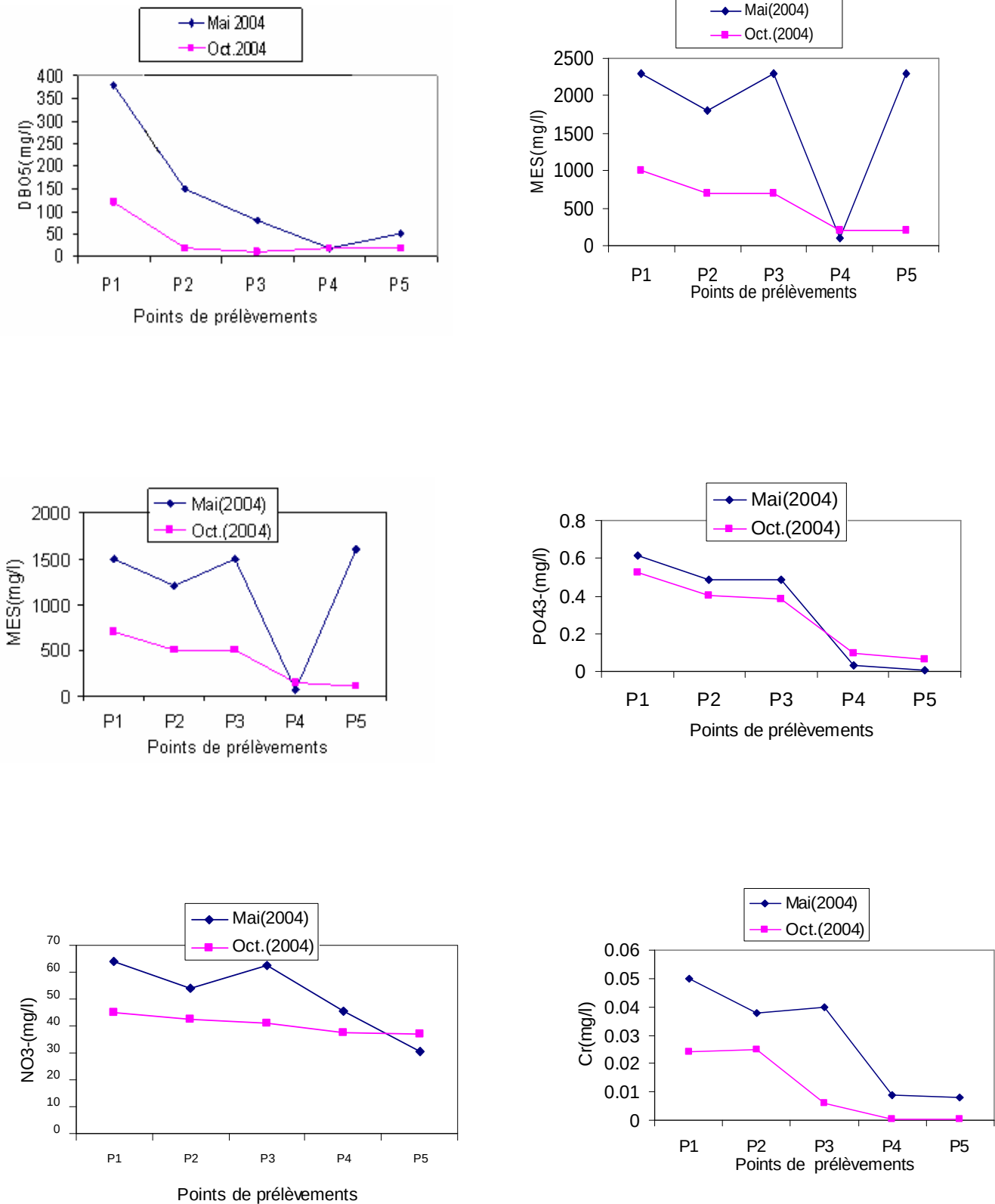


Figure III.2 : Variation de la DBO₅, MES, MVS, C, NO₃⁻ et PO₄³⁻ des eaux de Oued El Mellah (Période : Mai et octobre 2004)

La figure III.3 montre que le premier prélèvement a précédé une crue de 2 m³/s, alors que le second prélèvement (octobre 2004) est venu juste après une crue dépassant 1m³/s, donc la dilution de la charge polluante est plus importante dans la période d'octobre. L'évaporation mensuelle comme l'indique le graphique, dépasse les 200mm au mois de mai, tandis qu'au mois d'octobre elle n'est que de 70mm.

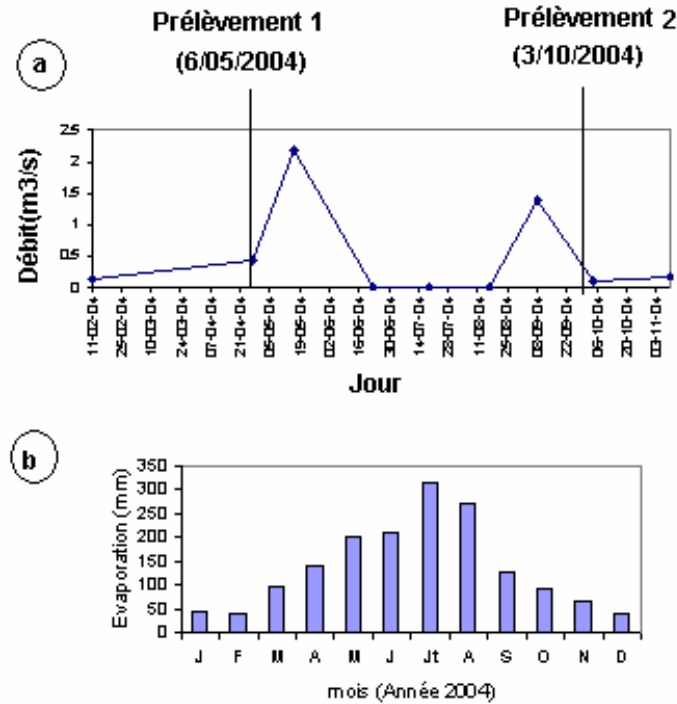


Figure III.3 : a- Variation du débits journalier (station Rocher de sel –Mai -2004)
b- Evaporation moyenne mensuelle (station de Djelfa -2004)

3- Résultats des mesures et des analyses chimiques de l'eau :

Les analyses physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle de Zâafrane ont montré une grande concentration des éléments chimiques. Ces dernières dépassent les normes de potabilité dans la majorité des cas. Afin de bien montrer et comprendre ces variations, deux représentations des données ont été réalisées :

- l'une statistique, présentant les valeurs maximales, moyennes, minimales et les écarts types ;

- l'autre montre les valeurs naturelles non influencées par l'effet des pluies (dilution), ni par l'effet de l'évaporation (concentration des éléments chimiques), ni par l'effet de la pollution.

Ces teneurs ont été représentés par deux paramètres : l'intervalle de la répartition des concentrations et la valeur naturelle la plus représentative de l'eau.

Ces données sont présentées sous forme d'un tableau (Tableau.III.6), où les différentes concentrations sont reportées.

Une discussion sur l'origine, l'évolution et le rôle des éléments chimiques sera traitée dans un paragraphe à part.

Tableau III.5 Norme de potabilité selon le décret du 20/12/2001 (France)

Paramètres	Valeur Maximale Admissible	Paramètres	Valeurs maximales admissibles
Couleur (u. Pt Co)	15	Aluminium Total en mg/l d'Al	0.2
Turbidité (u.NTU.)	2	Mercure en $\mu\text{g/l}$ de Hg	1
pH à 20 ° C	> 6.5 et < 9	Cadmium en $\mu\text{g/l}$ de Cd	5
Résidu sec mg/l	1500	Chlorures en mg/l de Cl^-	200
Conductivité en $\mu\text{mho/cm}$ à 20 °C	< 400 (conseillée)	Cyanures totaux en $\mu\text{g/l}$	50
Chlore libre résiduel en mg/l	< 0.1 (référence)	Sulfates en mg/l de SO_4^{2-}	250
Oxydabilité au KMnO_4 à chaud en 10 mn en mg/l	5	Calcium mg/l de Ca^{2+}	< 100 (référence)
Dureté totale (TH en degré français)	15 ° (conseillée)	Magnésium mg/l de Mg^{2+}	50
Titre Alcalimétrique Complet (en degré français)		Sodium mg/l de Na^+	150
Nitrates en mg/l de NO_3^-	50	Potassium mg/l de K^+	12
Nitrites en mg/l de NO_2^-	0.1	Anions HCO_3^- mg/l	-
Pesticides et apparentés Total en $\mu\text{g/l}$	0.5	Fluor mg/l de F	1.5

(1) normes maximales admissibles des eaux destinées à la consommation humaine selon les conseils des communautés européennes du 15 juillet 1980 in Rodier (1996).

(2) valeurs guides des eaux superficielles correspondent aux valeurs impératives du décret du 30/12/2002 (Tableau III.5) in (Dominique Moll.2006)

Tableau III.6 : Résultats des analyses physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle de Zaâfrane

Paramètres		pH	T (°C)	CE (µs/cm)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)
Paramètres Statistiques	Moyenne	7.57	18.50	3371.96	124.89	61.24	233.061	6.24	170.89
	Ecart-type	0.36	1.32	1859.33	53.52	26.54	73.03	4.69	61.18
	Minimum	6.92	15.1	980	45.74	15.48	73.03	0.04	82.96
	Maximum	8.64	22	10820	378.5	257	480.00	18.037	433.1
Normes		6.5<pH<9.5 (1)	<25 (1)	<400(1)	100 (1)	50(1)	150(1) et(2)	12(1) et(2)	-
Valeur naturelles	Intervalle	7-7.65		1400-2600	100-200	28-52	100-300	0.5-4	300-500
	Valeurs	7.2		1600	120	30	180	2	370
Nombre d'observation		80	84	107	107	107	107	107	107
Paramètres		Cl ⁻ (mg/l)		SO ₄ ²⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SIO ₂ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	B (mg/l)	PO ₄ ³⁻ (mg/l)
Paramètres Statistiques	Moyenne	396.40		299.73	48.34	36.10	0.793	0.416	0.254
	Ecart-type	184.096		104.32	29	18.28	0.295	0.148	0.102
	Minimum	91.90		77.51	1.306	18.9	0.45	0.15	0.13
	Maximum	1032.30		850.8	98.63	78.96	1.5	0.64	0.4
Normes		200 (1) et (2)		250(1)	50(1) et(2)	-	1.5 (1)et(2)	1(1)	2.68(1)
Valeurs naturelles	Intervalle	60-300		100-300	0-40	5-10	0.2-0.8	0-1	0-0.5
	Valeurs	180		150	0	5	0.4	0	0
Nombre d'observation		107		107	80	78	13	41	13

3.1-Méthodes d'analyses :

Avant d'entamer l'interprétation des résultats, nous essayons à travers un aperçu de donner les méthodes analytiques utilisées lors de la partie expérimentales de notre travail. Après mesure in situ de la conductivité par un conductivimètre digital BAMASCO K250 et du pH par un pH-mètre HANAN type 9321, les échantillons sont placés dans des bouteilles en plastique et conservés à une température de 4°C. Les teneurs de calcium, sodium et potassium sont déterminées par spectrophotométrie d'émission de flamme JENWEY-PEP7. Les chlorures sont déterminés par volumétrie selon la méthode de Mohr, pour la dureté totale elle est obtenue par Complexométrie (Rodier.1996). La dureté magnésienne est déterminée par différence de la dureté calcique, cette dernière est obtenue par spectrophotométrie à flamme. Le dosage des bicarbonates est réalisé par titrimétrie, on a travaillé sur un volume précis d'échantillons (50 ml) sur lequel on a fait agir une solution de concentration connue d'acide

sulfurique H_2SO_4 (1 /50) N, la réaction qui se produit est due à la neutralisation des ions de bicarbonate par les ions H^+ de l'acide sulfurique. La méthode néphélométrique est utilisée pour la détermination de la teneur des sulfates avec un spectrophotomètre UV-visible de marque BEKMAN DU 520 réglé à une longueur d'onde de 420 nm et étalonné avant chaque détermination de concentration des sulfates qui est reliée à la turbidité de la suspension (BaSO_4). La silice est dosée avec une méthode colorimétrique utilisant le molybdate d'ammonium, l'acide oxalique et une solution étalon de silice. Après une préparation de série d'étalons, l'absorbance est lue sur une longueur d'onde $\lambda = 430 \text{ nm}$ (Tradat.1992). Les nitrates sont dosés par colorimétrie et le KNO_3 est utilisé pour préparer les étalons. La longueur d'onde est fixée à $\lambda = 475 \text{ nm}$ pour la lecture de l'absorbance. Le dosage du fluore, bore et orthophosphate est réalisé par une méthode colorimétrique à l'aide d'un coffret test spectroquant la lecture est faite à l'aide d'un spectrophotomètre adapté .Il est à noter que des dilutions ont été faites sur tous les échantillons prélevés avant chaque mesure et elles sont prises en considération lors des calculs des concentrations des nitrates à partir de la courbe d'étalonnage. L'association ionique (paires d'ions) est le type d'interactions souvent le plus rencontré dans les eaux naturelles en donnant des complexes (Valles.2002). Les complexes peuvent être mise en évidence par différentes techniques notamment des techniques spectroscopiques. Ces complexes peuvent être chargés ou électriquement neutres, les complexes ou paires d'ions se forment plus volontairement avec certaines espèces chimiques qu'avec d'autres ainsi les chlorures, le potassium ou le sodium sont peu enclins à la formation des complexes. En revanche, les carbonates et les bicarbonates, les sulfates, le calcium forment volontiers des complexes. Par ailleurs, lors de l'analyse chimique on mesure la concentration totale dissoute ; toutes formes confondues, par exemple, avec des techniques spectroscopiques. La salinité des eaux de l'aquifère superficielle de Zaâfrane, nous a obligé de travailler avec une balance ionique de 10%.

3.2.Analyse des résultats :

L'examen des résultats donné par le tableau III.6montre :

 **La conductivité électrique :** Elle est liée à la présence des espèces ioniques en solution. Les valeurs mesurées ont été corrigées par rapport à une température standard de 25°C Les résultats obtenus montre une moyenne de $3371.96\mu\text{S}/\text{cm}$, ce qui reflète la salinité élevée des eaux de l'aquifère superficielle de Zââfrane ,vu le contexte géologique dans lequel se trouve la région ,limitée au Nord par la Sebkha de Zahrezs Gharbi en plus des formations triasiques qui borde la région plus au Sud (Rocher de Sels).L'écart –type important (1859.33) reflète la variation des valeurs des

valeurs de la conductivité électriques, qui fluctuent de 850 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 10820 $\mu\text{S}/\text{cm}$ comme valeurs maximales (Figure III.4), où la proximité du point d'eau de la Sebkha joue un rôle important dans l'augmentation de la minéralisation des eaux (Maoui, 2004).

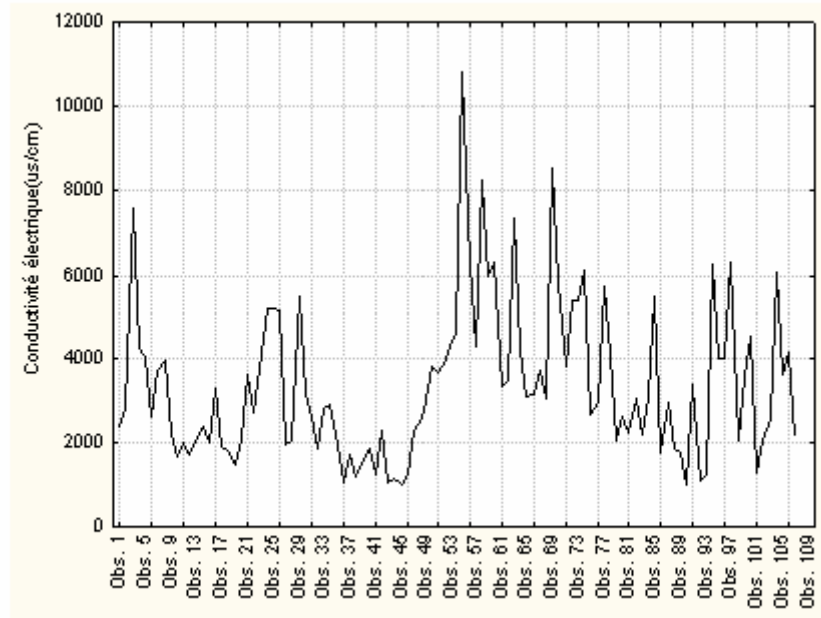
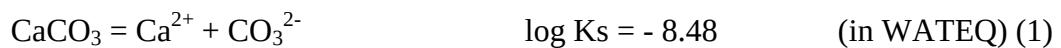


Figure III.4 -Variation de la conductivité électrique

🌈 **Potentiel d'Hydrogène (pH)** : C'est un paramètre qui détermine l'acidité ou l'alcalinité d'une eau ainsi que l'état d'équilibre des éléments chimiques dans les diagrammes Eh-pH. Les valeurs du pH sont dans la limite des normes de potabilité et elles sont dans l'intervalle des valeurs naturelles.

🌈 **Calcium (Ca^{2+})** : la présence des ions Ca^{2+} dans l'eau est liée principalement à deux origines naturelles : Soit la dissolution des formations carbonatées (CaCO_3), soit la dissolution des formations gypseuses (CaSO_4).



Le tableau III.6 montre que la plupart des points d'eau de la nappe présentent des concentrations supérieures à la norme de potabilité des eaux. Les moyennes dépassent les normes et les valeurs naturelles ce qui indique que ces eaux sont moins influencées par la dissolution des formations carbonatées et gypseuses.

🚧 **Magnésium (Mg^{2+})** : Ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium (magnésite et dolomite).

Magnésite : $MgCO_3 = Mg^{2+} + CO_3^{2-}$ $\log K_s = 2,98$ (in WATEQ) (3)

Dolomite: $CaMg(CO_3)_2 = Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_3^{2-}$ $\log K_s = -17,09$ (in WATEQ) (4)

L'évolution des teneurs n'est pas identique à celle du calcium, des teneurs élevées sont observées au niveau de la nappe superficielle et il peuvent atteindre 257 mg/l, tandis que les plus faibles ne dépassent pas les 15 mg/l.

La comparaison des concentrations avec les normes de potabilité montre qu'une grande partie des points d'eau possède des teneurs supérieures à la limite de potabilité. Les valeurs naturelles sont différentes de la moyenne des eaux de la nappe superficielle où les apports de Mg^{2+} à partir des formations évaporitiques sont importants.

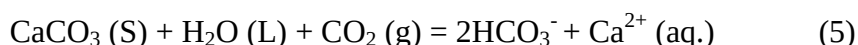
🚧 **Chlorure (Cl) et Sodium (Na^+)** : Les teneurs sont variables (écart type : 73.03 mg/l pour le sodium et 184.096 mg/l pour les chlorures), cela est dû à la dissolution rapide des formations évaporitiques riches en halite ;

Les teneurs en chlorures sont très corrélées avec celles du sodium ($r = 0,98$), ce qui confirme l'origine salifère de ces deux éléments. Les teneurs naturelles en chlorures présentent des valeurs importantes comparativement à celle du sodium, à cause des caractéristiques spéciales de cet élément qui ne rentre pas dans les phénomènes de précipitation chimique, ne s'adsorbe pas par les formations géologiques et qui est très mobile. Les teneurs du sodium et du chlorure présentent en général des valeurs supérieures aux normes de potabilité avec une moyenne de l'ordre de 396.40 mg/l pour les chlorures et 233.061 mg/l pour le sodium. Dépassant donc les valeurs naturelles, les forts apports salifères à partir des formations évaporitiques sont à l'origine de ces teneurs élevées.

🚧 **Potassium (K^+)** : En général le potassium provient de l'altération des formations silicatées (gneiss, schiste), ces formations métamorphiques ne sont pas présentes dans notre zone d'étude, comme il peut provenir des argiles potassiques et de la dissolution des engrais chimiques (NPK). Les concentrations observées ne dépassent pas en

général la norme, comparativement aux valeurs naturelles de cet éléments et celles enregistrées lors de nos campagnes d'analyses sont supérieures .La forte concentration de cet élément dans la nappe superficielle peut être liée à la dissolution des lentilles gypseuses.

✚ **Bicarbonates (HCO_3^-)** : La présence des bicarbonates dans l'eau est due à la dissolution des formations carbonatées (cipolin, calcaire) par des eaux chargées en gaz carbonique. La somme des équations de dissolution est donnée comme suit :



Les valeurs moyennes obtenues sont proches des valeurs naturelles. Cependant des Variations sont enregistrées autour des valeurs moyennes ce qui indique une hétérogénéité des origines des bicarbonates (l'écart type est de l'ordre 61.36 mg/l) dans la nappe superficielle.

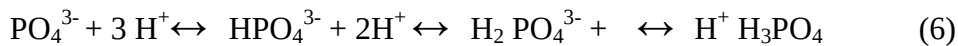
✚ **Sulfates (SO_4^{2-})** : La présence des ions sulfates dans l'eau est liée à la dissolution des formations gypseuses selon la relation (2). Les teneurs moyennes de cet élément dans les eaux de la nappe superficielle dépassent les valeurs naturelles, donc les apports en sulfates sont importants à partir des formations gypseuses. La forte concentration de cet élément dans la nappe superficielle, dépassant les normes de potabilités est liée à la dissolution des lentilles gypseuses.

✚ **Nitrates NO_3^-** : représentent la forme la plus oxygénée de l'azote, c'est une forme très soluble. Leur présence dans les eaux souterraines est liée à l'utilisation intensive des engrais chimiques. La pollution organiques liée a l'activité pastorale qui prédomine dans la région, la mauvaise protection des puits, l'absence de réseaux d'assainissement au niveau des fermes, sont des facteurs qui contribuent à l'augmentation des teneurs des nitrates. Les concentrations enregistrées au niveau de la nappe superficielle dépassent en moyenne les 40 mg/l et peuvent atteindre les 98.63 mg/l(Maoui.2004).

✚ **Silicium (Si)** : La silice dans la nature se trouve sous forme SiO_2 , d'origine essentiellement naturelle, liée aux formations silicatées (sables et grés qui représentent 27 % de l'écorce terrestre) ainsi que les silicates en provenances de roches

métamorphiques et magmatiques. Elle se dissout dans l'eau sous forme de $\text{Si}(\text{OH})_4$, la limite de solubilité de l'acide silicique (acide faible) formé est 0.140g/l et cette solubilité augmente très fortement avec la température et la pression. Les teneurs enregistrées, les valeurs naturelles (36.10mg/l), la prédominance de la fraction sableuse dans le sols de la région (Maoui.2004), l'aridité du climat sont des facteurs favorisant la dissolution de la silice dans les eaux de l'aquifère superficiel.

 **Phosphate (PO_4^{3-})** : Le phosphate peut se trouver sous différentes formes oxydées, méta HPO_3 , pyro $\text{H}_4\text{P}_2\text{O}_7$ et ortho H_3PO_4 , en milieu aqueux, les formes méta et pyro tendant vers la forme ortho pour des pH de 5 à 8. Les réactions chimiques entre les différentes formes de phosphate sont données par :



Les teneurs des ortho phosphates ne dépassant pas la norme de potabilité et sont dans la limite des valeurs naturelles des nappes superficielles.

 **Fluorure (F^-)** : Le fluor n'existe pas à l'état libre mais sous forme de fluorures en association avec d'autres éléments : fluorure de calcium (CaF_2), cryolite (Na_3AlF_6) et fluorapatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$). Cet élément est très présent dans les eaux des aquifères du Sahara septentrionale Algérien (Achour.2004). Lorsqu'il est présent à de fortes concentrations (dépassant les 1.5 mg/l) peut causer des problèmes de santé (détérioration de la dentition). Cet élément n'est analysé que sur 13 échantillons, les résultats obtenus dépassent généralement la valeur naturelle (0.4 mg/l) et pas la norme de potabilité, d'où la nécessité de multiplier les contrôles de cet élément, connaissant ses effets néfastes pour la santé humaine.

 **Bore (B)** : Il existe sous différentes formes dans les eaux naturelles (borate de calcium, acide borique ou iodure de bore, contrairement aux autres oligo-éléments, le bore dans les plantes agit comme une hormone ou servirait du moins à la synthèse des phytohormones. La toxicité de cet élément se fait sentir à partir de 15 à 20 mg/l de Bore sanguin (sa présence dans le sang humain) (Falcu.2002). Les teneurs de bore enregistrées dans les eaux de la nappe superficielle ne dépassent pas le 1mg/l, donc elles ne dépassent pas la norme.

3.3 Faciès chimiques des eaux :

Le report de 107 puits sur le diagramme triangulaire ne montre pas une grande variabilité du faciès chimique des eaux. Ces derniers sont positionnés entre 2 pôles (Figure III.5) :

- Le pôle salifère qui se caractérise par un faciès chloruré sodique, liés à l'existence de formations évaporitiques très fréquentes dans la région. On le voit surtout dans les échantillons de la campagne de Novembre 2004.

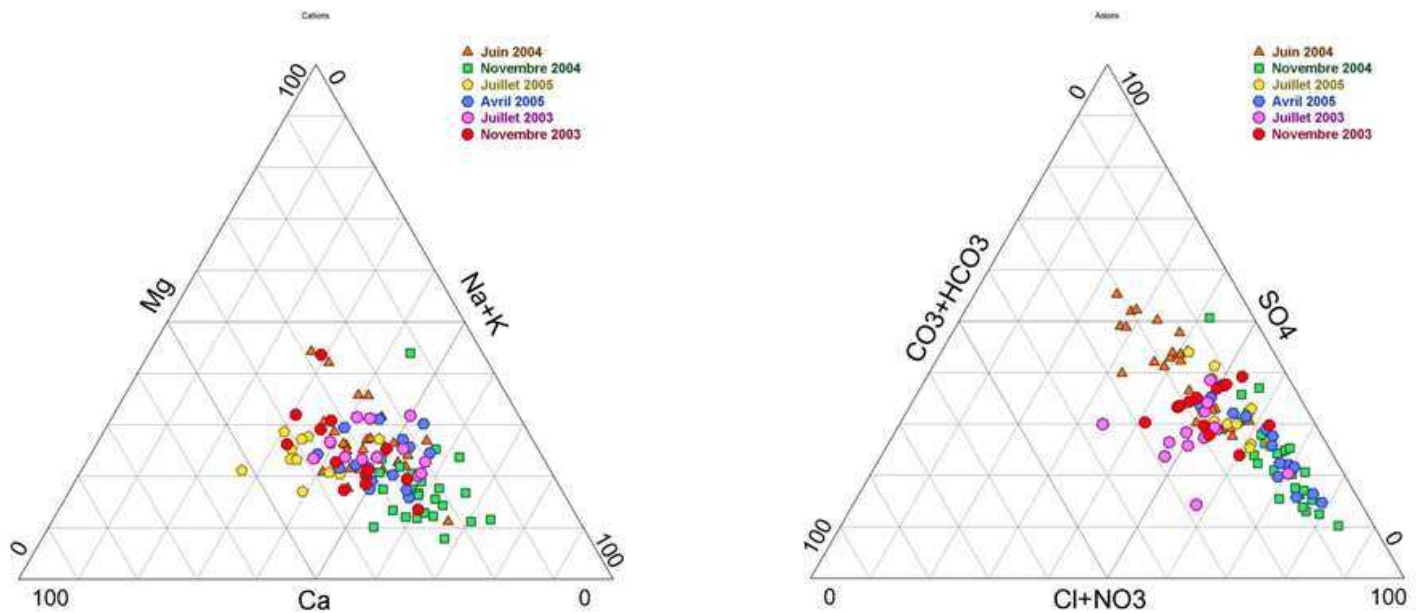


Figure III.5 : Diagrammes triangulaires des eaux de la nappe superficielle de Zaâfrane (Année : 2003-2005)

- Le pôle gypseux est caractérisé par des eaux sulfatées calciques et magnésiennes. Le lessivage des formations triasiques contribue à l'enrichissement des eaux de l'aquifère superficiel en sulfates. La composition anionique est caractérisée par une dominance chlorurée tel que $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ pour plus de 82% des eaux étudiées et à dominance sulfatée tel que $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$ pour 17 % des eaux et cela confirme les résultats obtenus par Halitim .1988.

La composition cationique se caractérise par une dominance sodique pour plus de 85% des échantillons et elle est à dominance calcique pour 12% des cas étudiés et le magnésium domine pour 2% des cas.

La comparaison des moyennes et des écart-types des éléments chimiques majeurs, pour les 107 échantillons des eaux prélevées à partir des puits captant l'aquifère superficiel de

Zaâfrane (Tableau III.7 et Figure III.6), montre que le sodium et les chlorures ont des valeurs moyennes plus importantes, comparativement aux autres éléments majeurs, la même constatation faite pour les valeurs des écarts-types, ce qui confirme la prédominance du faciès chloruré sodique et la variation des concentrations des chlorures et du sodium suivant les périodes (hautes et basses eaux).

Tableau III.7 : variation des éléments majeurs des eaux de la nappe superficielle (2003-2005)

Paramètres	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻
Moyenne (méq/l)	6.245	5.103	10.133	0.160	2.802	11.166	6.244
Ecart -type	2.676	2.212	3.176	0.121	1.003	5.186	2.173
Minimum (méq/l)	2.287	1.290	3.957	0.001	1.360	2.589	1.615
Maximum (méq/l)	18.927	14.175	20.870	0.462	7.100	29.079	12.408

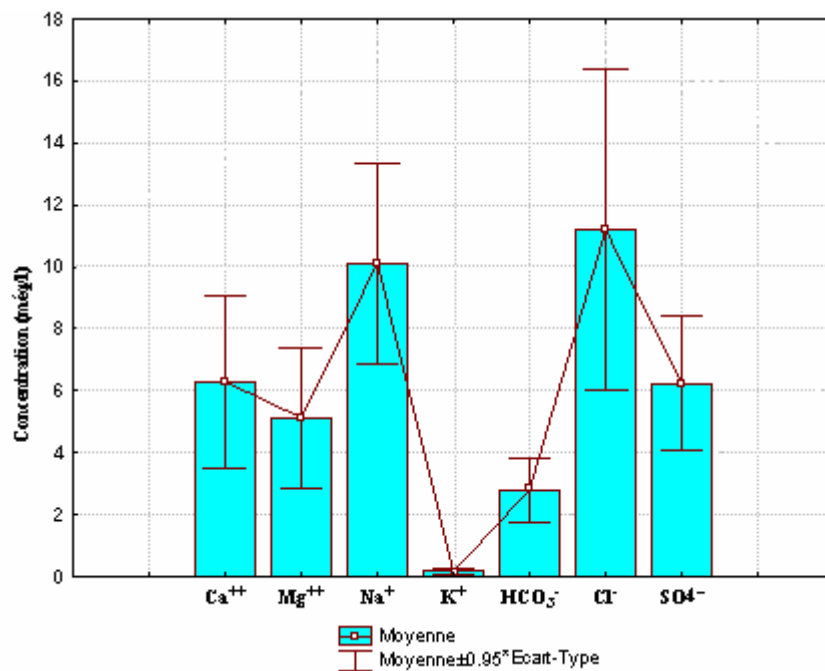


Figure III.6 : Tracé des moyennes des éléments majeurs de la nappe superficielle de Zaâfrane (2003-2005)

4- Relation eau-sol :

Dans le but de faire une comparaison entre la minéralisation des eaux de l'aquifère superficiel et celle des solutions des sols, des échantillons du sol sont prélevés en même temps avec des échantillons des eaux de puits captant la nappe superficielle de Zaâfrane. Ces puits sont localisés dans des exploitations agricoles de la région (Figure III.7). Les

échantillons du sol sont traités par la méthode du rapport 1/1(U.S.S.L.1954). Les résultats sont des solutions du sol qu'on peut analyser par les différentes méthodes analytiques.

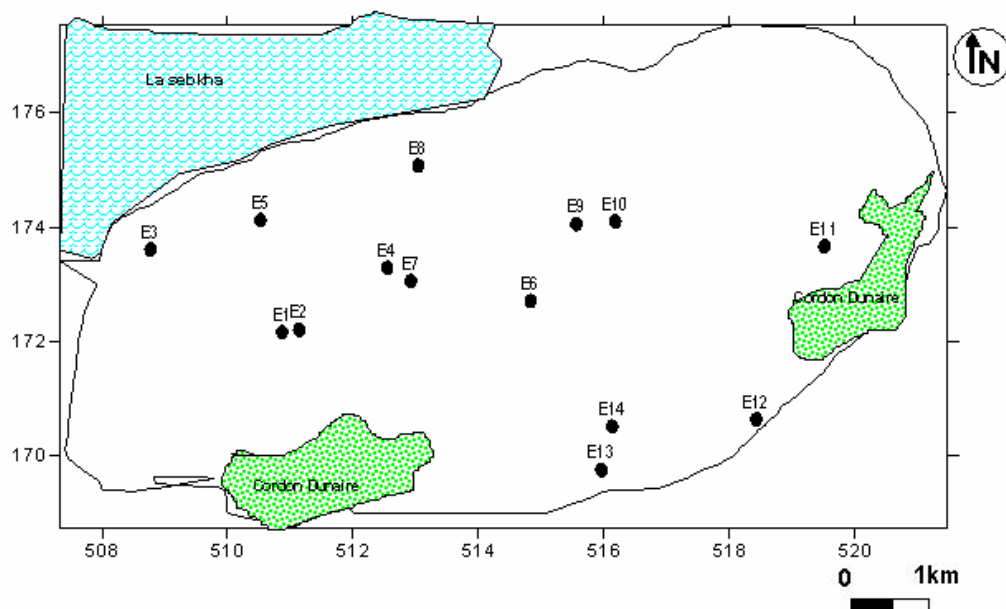
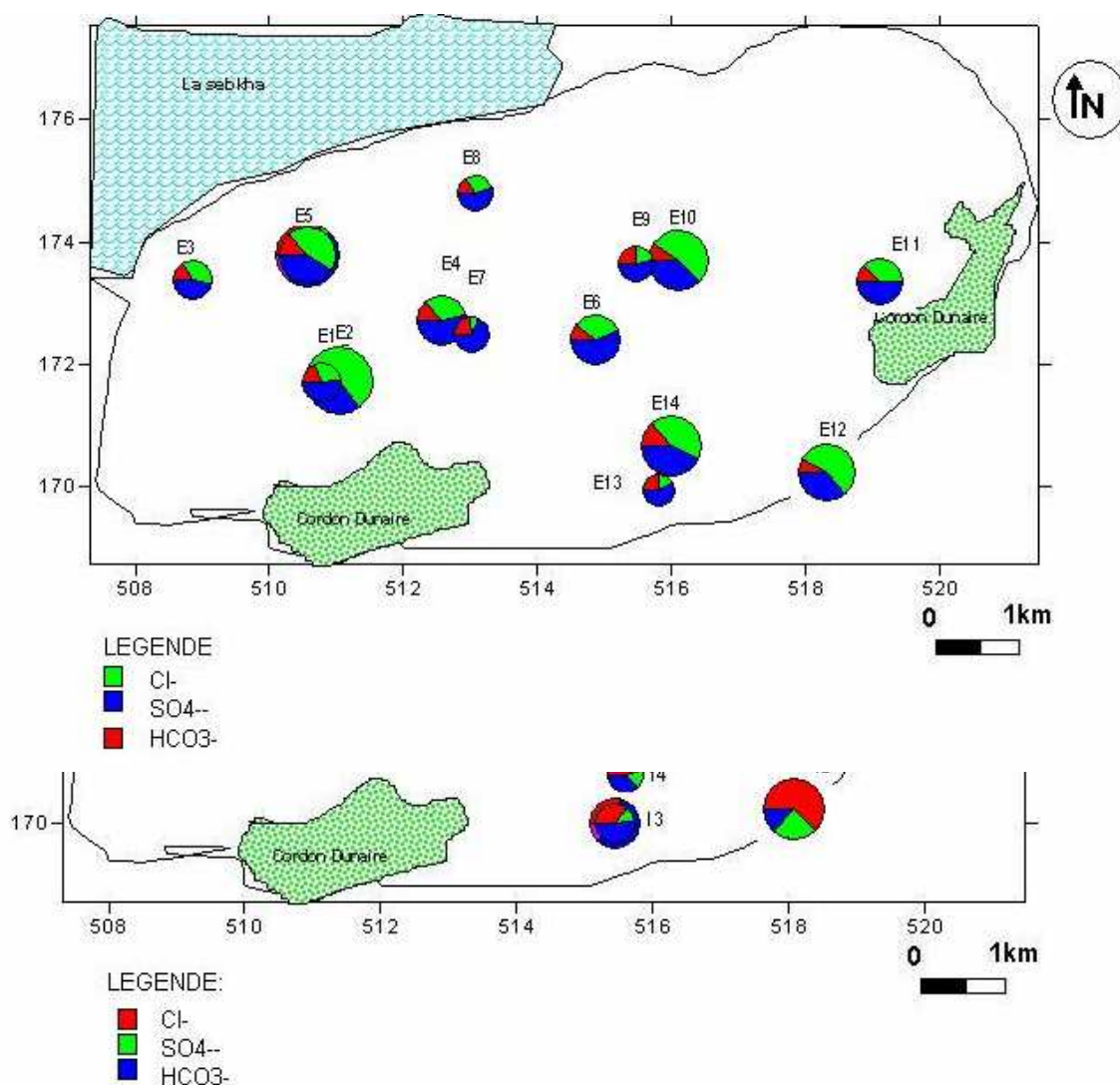


Figure III.7 : Localisation des points d'échantillonnage des sols

Les cartes de répartition des cations et des anions des solutions des sols et des eaux de la nappe superficielle (figure III.8a, 8b, 8c et 8d), montrent en premier lieu une minéralisation plus élevée des solutions du sol comparativement à celle des eaux de la nappe superficielle. Les ions Cl^- et SO_4^{2-} sont les plus dominants, que se soit pour les eaux de la nappe superficielle ou pour les solutions du sol. Le sodium et à degré moindre le calcium sont les plus abondants comme cations. Une certaine concordance entre les bilans ioniques de certains échantillons de sols et des eaux de l'aquifère superficiel est observée, surtout pour les points 11, 12, 5 et 3. Les résultats confirment la salinité élevée des sols de cette région steppique, donc une quantité élevée de sels solubles à l'eau, qui vont influencer directement le chimisme des eaux de la nappe superficielle. En étudiant les sols de cette région aride Halitmi (A(1988) a conclu qu'un certain nombre de sels (NaCl , CaSO_4 , MgSO_4 , CaCO_3) contrôlent la dynamique des ions Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , Mg^{2+} , ces sels se répartissent différemment dans la topo séquence. Dans un autre paragraphe nous allons essayer par le biais de la modélisation thermodynamique de prévoir, théoriquement, la nature des sels susceptibles de précipiter dans une eau de composition donnée (les eaux de la nappe superficielle de Zaâfrane dans notre cas).



La comparaison des teneurs en bicarbonates au niveau des eaux de la nappe superficielle avec celles des solutions du sol montre que les eaux des puits sont plus riches en bicarbonates, ce qui n'est pas le cas des solutions. En effet, les ions HCO_3^- et CO_3^{2-} sont moins abondants dans les sols salés (Dommergues et Mangenot.1970).

Figure. III.8 a : Carte de répartition des anions (eau de la nappe superficielle de Zâafrane (Juillet .2003)

FigureIII.8 b : Carte de répartition des anions (solution de sol Juillet .2003)

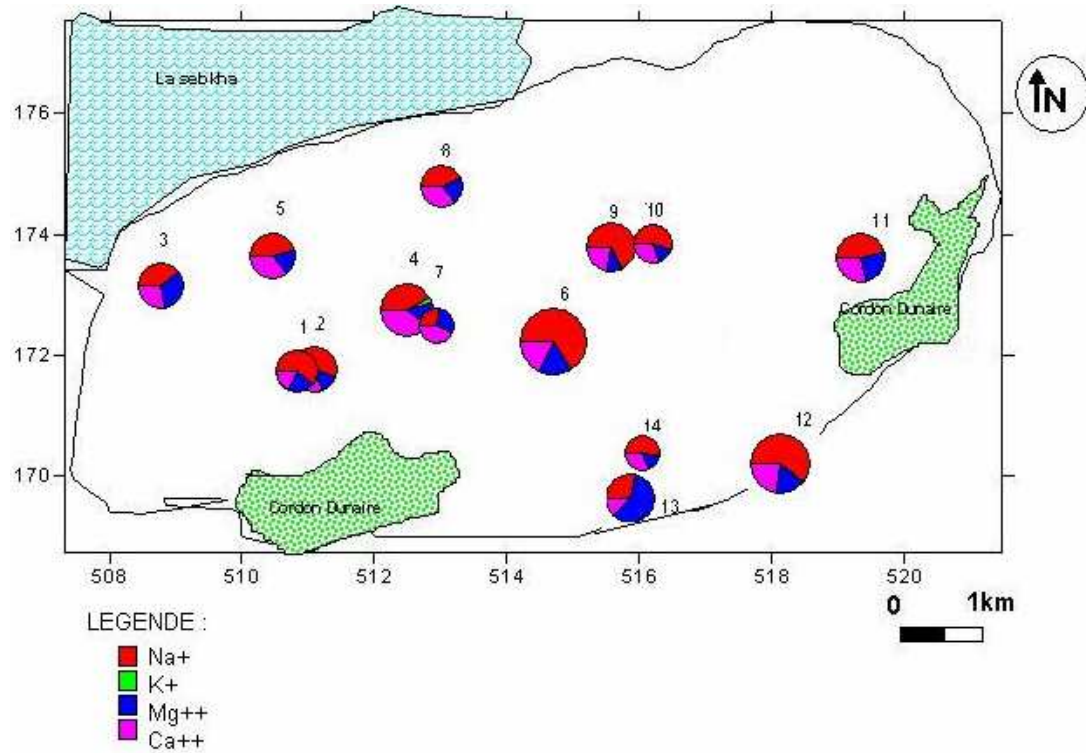


Figure III.8 c : Carte de répartition des cations (eau de la nappe superficielle de Zâafrane (Juillet .2003)

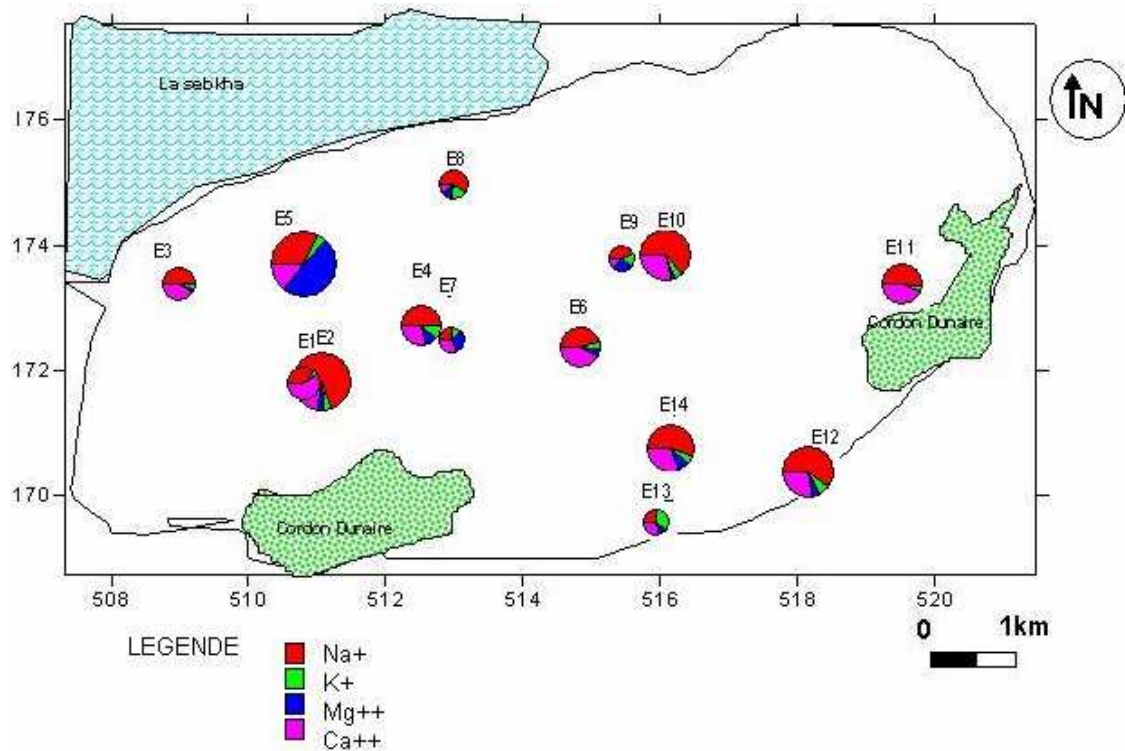


Figure III.8 d : Carte de répartition des cations (solution de sol Juillet .2003)

Le diagramme de Piper (Figure III.9) montre en général que le faciès est du type chloruré sodique et sulfaté calcique. Les corrélations entre les éléments majeurs et la conductivité électrique des solutions du sol et des eaux de la nappe superficielle montrent une forte liaison entre le sodium et chlorure d'une part et le calcium et les sulfates d'autre part (Tableau III.8).

Les coefficients de corrélation les plus significatifs relient aussi le sodium au chlorure et au calcium et relient les sulfates au calcium, sodium et chlorure. Les diagrammes de rayons X effectués sur des horizons des sols salés de la région de Zahrez par A. Halitim ont montré de plus du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{nH}_2\text{O}$), de la calcite (CaCO_3), du quartz et d'autres sels solubles qui sont l'halite (NaCl), l'hexahydrate ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) et la thénardite (Na_2SO_4), en plus des sels hygroscopiques détectés à l'aide de la microsonde dans les croûtes lamellaires riches en halite. Il s'agit du MgCl_2 et du CaCl_2 . Ces sels vont influencer le chimisme des eaux de la nappe superficielle après lessivage. Ce qui explique les résultats des corrélations entre les différents éléments majeurs.

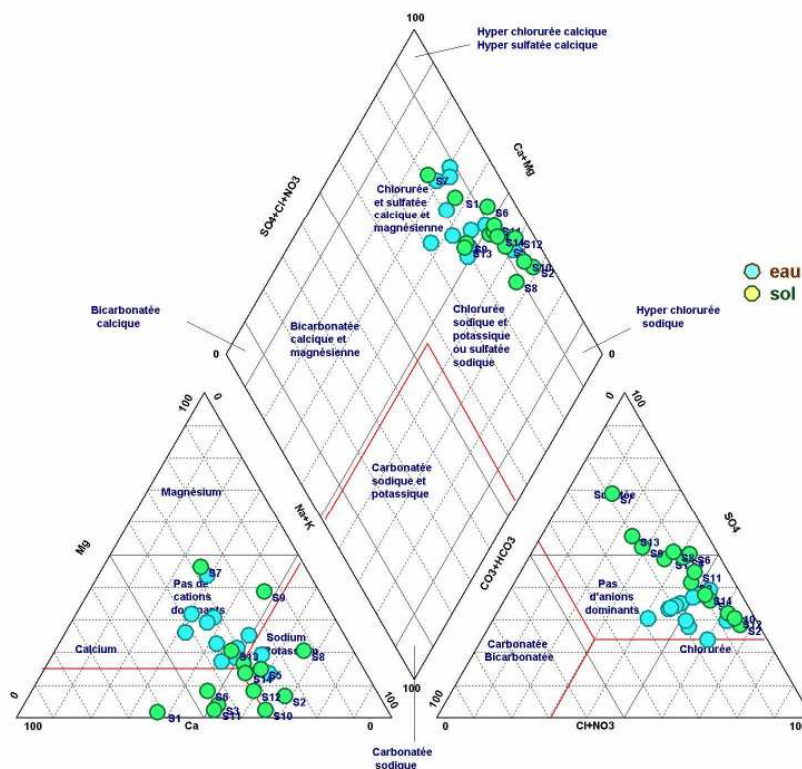


Figure III.9 : Diagramme de Piper des eaux et des solutions de sols (Juillet 2003)

Tableau III.8: Coefficient de corrélation (r) entre les variables chimiques et la conductivité électrique caractérisant les sols et des eaux de la nappe superficielle (Juillet.2003) ($n=28$)

Paramètres	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	CE
Na ⁺	1.000	0.193	0.644	-0.034	-0.008	0.960	0.638	0.818
K ⁺	0.193	1.000	0.163	-0.421	-0.528	0.251	0.550	0.189
Ca ⁺⁺	0.644	0.163	1.000	-0.310	-0.073	0.736	0.688	0.813
Mg ⁺⁺	-0.034	-0.421	-0.310	1.000	0.482	-0.082	-0.354	-0.151
HCO ₃ ⁻	-0.008	-0.528	-0.073	0.482	1.000	-0.127	-0.291	0.071
Cl ⁻	0.960	0.251	0.736	-0.082	-0.127	1.000	0.629	0.829
SO ₄ ⁻	0.638	0.550	0.688	-0.354	-0.291	0.629	1.000	0.688
CE	0.818	0.189	0.813	-0.151	0.071	0.829	0.688	1.000

5- Analyse statistiques des données physico-chimiques :

Afin de décrire la variation des différents éléments chimiques, nous avons procédé à une analyse en composante principale (A.C.P). L'objet principal de l'analyse factorielle est de faire figurer des points dans un espace euclidien de faible dimension par rapport à la dimension d'origine. Le but de la représentation graphique est de suggérer, éclairer, ce que le calcul numérique ne permet pas de saisir. On fera donc des représentations graphiques unidimensionnelles ou bidimensionnelles selon les cas des figures, car on ne peut saisir des représentations de plus de trois dimensions (la dimension 3 pour la visualisation d'un nuage de points n'est pas aisée ; on se contentera des dimensions d'ordre inférieur) (Ramousse R.2002). Une A.C.P a été pratiquée sur 80 individus (analyses) et 12 paramètres. Le tableau III.9 donne les valeurs propres et l'inertie, les deux premier facteurs fournissent une inertie expliquée de 54.05 % qui semble assez bonne compte tenu de l'inertie moyenne. Toutefois le pourcentage cumulé tend lentement vers 10% ce qui traduit la complexité des influences qui s'exerce sur le chimisme des eaux.

Tableau III.9: Inertie dans les 5 premières composantes principales

Axes factoriels	Valeurs propres	Pourcentage Total de la variance	Cumule des valeurs Propres	Pourcentage Cumulé
1	4.178	34.821	4.178	34.821
2	2.308	19.229	6.486	54.050
3	1.555	12.961	8.041	67.011
4	1.176	9.798	9.217	76.809
5	0.754	6.281	9.971	83.090

Tableau III.10: matrice de corrélation des 107 observations.

Variable	pH	CE	np	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	T	NO ₃ ⁻
pH	1.000	-0.298	-0.106	-0.305	-0.182	0.061	-0.168	-0.189	-0.084	-0.101	0.124	-0.235
CE	-0.298	1.000	-0.074	0.794	0.704	0.415	0.465	0.348	0.610	0.349	-0.272	0.391
np	-0.106	-0.074	1.000	-0.144	-0.169	-0.061	-0.258	-0.064	-0.166	-0.109	0.568	0.135
Ca ⁺⁺	-0.305	0.794	-0.144	1.000	0.625	0.152	0.515	0.397	0.500	0.457	-0.286	0.443
Mg ⁺⁺	-0.182	0.704	-0.169	0.625	1.000	0.195	0.222	0.473	0.418	0.488	-0.214	0.449
Na ⁺	0.061	0.415	-0.061	0.152	0.195	1.000	0.020	0.057	0.678	0.025	-0.031	-0.105
K ⁺	-0.168	0.465	-0.258	0.515	0.222	0.020	1.000	0.006	0.369	0.028	-0.451	0.137
HCO ₃ ⁻	-0.189	0.348	-0.064	0.397	0.473	0.057	0.006	1.000	-0.156	0.619	-0.167	0.622
Cl ⁻	-0.084	0.610	-0.166	0.500	0.418	0.678	0.369	-0.156	1.000	-0.160	-0.144	-0.241
SO ₄ ⁻	-0.101	0.349	-0.109	0.457	0.488	0.025	0.028	0.619	-0.160	1.000	-0.136	0.615
T	0.124	-0.272	0.568	-0.286	-0.214	-0.031	-0.451	-0.167	-0.144	-0.136	1.000	-0.078
NO ₃ ⁻	-0.235	0.391	0.135	0.443	0.449	-0.105	0.137	0.622	-0.241	0.615	-0.078	1.000

L'examen de la matrice de corrélation des 80 échantillons (Tableau III.10) montre que les coefficients de corrélations les plus significatifs sont ceux de la conductivité électrique avec le calcium ($r = 0.793$), le magnésium ($r = 0.707$) et les chlorures ($r = 0.610$) et à un degré moindre entre la conductivité des sulfates ($r = 0.362$) et la conductivité du potassium et sodium ($r = 0.415$ et $r = 0.465$). Les tables de Fischer donnent pour un nombre d'échantillon $n = 80$ et un nombre de variable $p = 12$, un coefficient de corrélation ($r_{\text{théorique}} = 0.3779$) pour un seuil $\alpha = 0.001$. Cela nous permet donc de dégager les couples suivants : Ca^{2+} - Cl^- ($r = 0.5$), Ca^{2+} - K^+ ($r = 0.515$), Ca^{2+} - NO_3^- ($r = 0.443$), Ca^{2+} - SO_4^{2-} ($r = 0.457$), Mg^{2+} - SO_4^{2-} ($r = 0.488$), Mg^{2+} - Cl^- ($r = 0.418$), NO_3^- - HCO_3^- ($r = 0.449$), np - T ($r = 0.568$), Na^+ - Cl^- ($r = 0.678$), K^+ - Ca^{++} ($r = 0.515$), SO_4^{2-} - HCO_3^- ($r = 0.619$), SO_4^{2-} - NO_3^- ($r = 0.615$), Ca^{++} - NO_3^- ($r = 0.443$), Mg^{2+} - NO_3^- ($r = 0.443$).

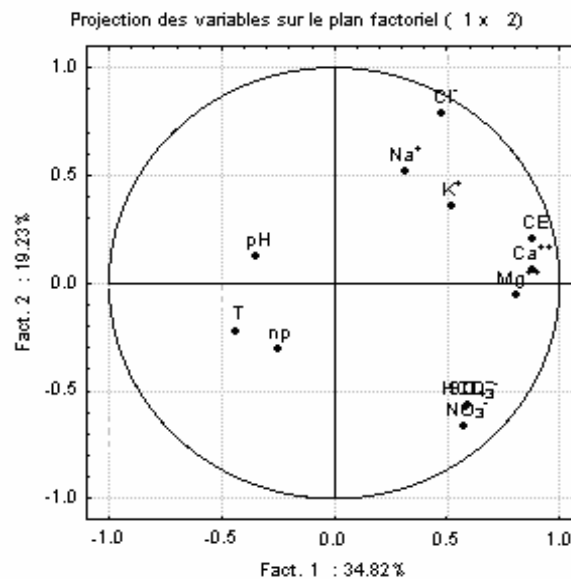


Figure III.10 : Projection des variables sur le plan factoriel (1-2)

Tableau III.11: Corrélation entre variable et poids factoriels

Paramètre	Fact. 1	Fact. 2	Fact. 3	Fact. 4	Fact. 5
pH	-0.351	0.122	-0.070	0.667	-0.621
CE	0.880	0.206	0.229	-0.085	-0.068
np	-0.250	-0.306	0.712	-0.383	-0.164
Ca ⁺⁺	0.874	0.063	0.046	-0.174	-0.186
Mg ⁺⁺	0.807	-0.052	0.137	0.154	-0.053
Na ⁺	0.310	0.522	0.463	0.433	0.258
K ⁺	0.516	0.357	-0.369	-0.413	-0.367
HCO ₃ ⁻	0.585	-0.570	-0.003	0.252	0.194
Cl ⁻	0.478	0.789	0.314	0.032	0.010
SO ₄ ⁻	0.592	-0.563	-0.033	0.307	-0.023
T	-0.435	-0.221	0.719	-0.032	-0.203
NO ₃ ⁻	0.575	-0.661	0.055	-0.066	-0.135

La conductivité électrique qui traduit la minéralisation est bien corrélée avec le facteur 1 (Tableau III.11) à l'exception des bicarbonates et du potassium, les autres éléments majeurs présentent une bonne corrélation avec le facteur 1. Ce qui nous permet de considérer ce facteur comme facteur de minéralisation. Dans le plan factoriel (I-II) (Figure III.10), on note une opposition entre l'ensemble des éléments chimiques constituant la minéralisation des eaux au pH, à la température et le niveau piézométrique.

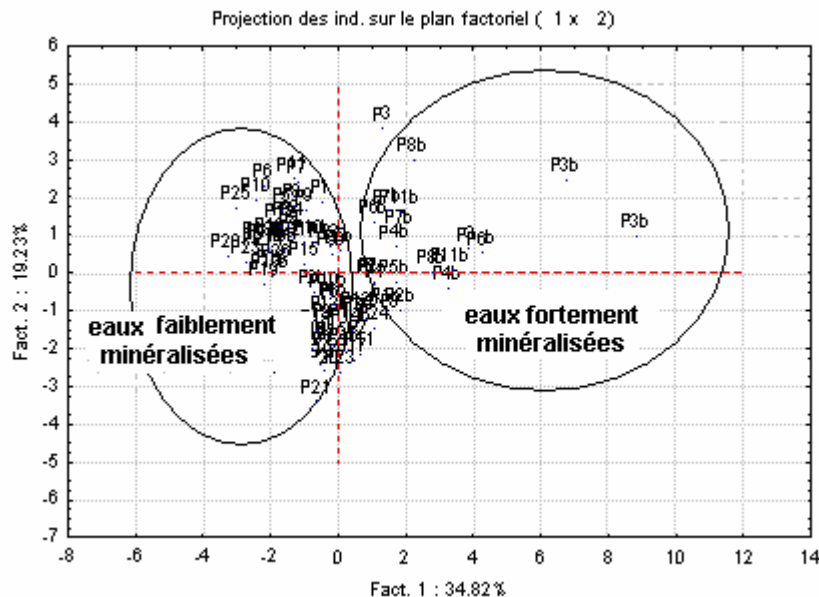


Figure III.11 : Projection des individus dans le plan factoriel (1-2)

La projection des individus, dans le plan factoriel (1-2) (Figure III.11) montre une opposition entre les eaux faiblement minéralisées et les eaux fortement minéralisées comme ceux des puits P3 et P3b ,P8b et P6b.

Tableau III.12: Contribution des variables selon les axes factoriels

Paramètre	Facteur 1	facteur 2	facteur3	facteur4	facteur5
pH	0.029	0.006	0.003	0.379	0.511
CE	0.185	0.018	0.034	0.006	0.006
np	0.015	0.041	0.326	0.125	0.036
Ca ⁺⁺	0.183	0.002	0.001	0.026	0.046
Mg ⁺⁺	0.156	0.001	0.012	0.020	0.004
Na ⁺	0.023	0.118	0.138	0.159	0.089
K ⁺	0.064	0.055	0.087	0.145	0.179
HCO ₃ ⁻	0.082	0.141	0.0004	0.054	0.050
Cl ⁻	0.055	0.270	0.064	0.001	0.000
SO ₄ ⁻⁻	0.084	0.137	0.001	0.080	0.001
T	0.045	0.021	0.332	0.001	0.055
NO ₃ ⁻	0.079	0.189	0.002	0.004	0.024

Les variables donnant les meilleurs contributions sur l'axe factoriel 2 sont les bicarbonates, les chlorures, le sodium, les sulfates, les bicarbonates et les nitrates (Tableau III.12), donc le facteur 2 peut être considéré comme facteur caractérisant le lessivage des formations évaporitiques et calcaires qui sont très répandues dans la région.

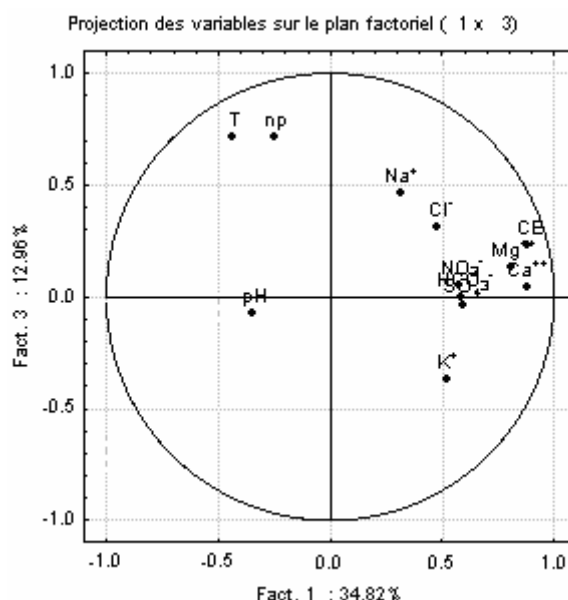


Figure III.12 : Projection des variables sur le plan factoriel (1-3)

En faisant la projection des variables dans le plan factoriel 1-3 (Figure III.12), nous avons constaté que la température et le niveau piézométrique s'opposent aux éléments majeurs. La température et le niveau piézométrique suivis du sodium et du chlorure présentent les meilleures contributions selon l'axe factoriel 3. Le faciès chloruré sodique prédomine dans les eaux de la nappe superficielle de Zaâfrane, ces deux éléments chimiques (Na^+ et Cl^-) sont décalés par rapport aux autres éléments majeurs qui s'opposent au niveau piézométrique et la température. On peut considérer donc le facteur 3 comme étant un facteur de dissolution de l'halite (sa solubilité est de l'ordre de 263.5g/Kg) dans les eaux de nappe superficielle suivant les saisons.

Caractérisation des 3 premiers facteurs de l'A.C.P :

La comparaison entre la minéralisation, traduite par la conductivité électrique, pour une période de hautes eaux et de basses eaux (Figures III.13 et III.14), montre que la diminution du niveau piézométrique s'accompagne par une augmentation de la minéralisation des eaux de la nappe superficielle, notons que les puits P3, P3b, P1b, P1b, P2b, P4b, P6b et P7b ont les plus minéralisées (**Figure III.9**), donc une salinité plus élevée. Plus au Sud se sont les eaux des puits P4, P5, P24 et P25 qui montrent aussi une salinité élevée. Dans les puits où on enregistre une forte minéralisation, le niveau d'eau est le plus proche de la surface.

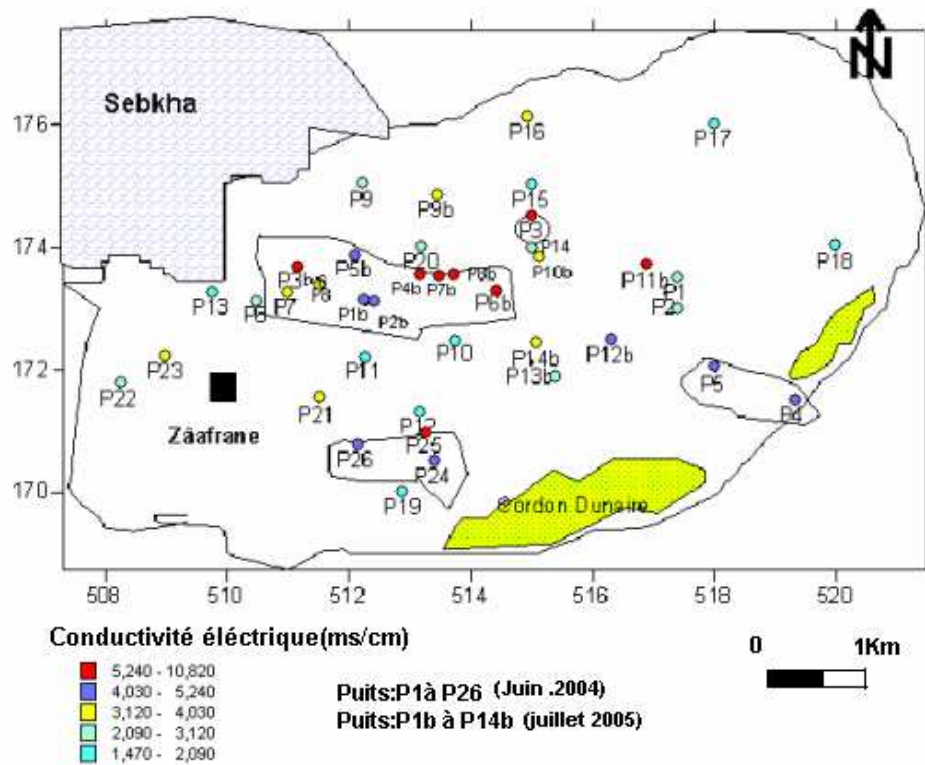


Figure III.13 a : Carte de la conductivité électrique (période basses eaux)

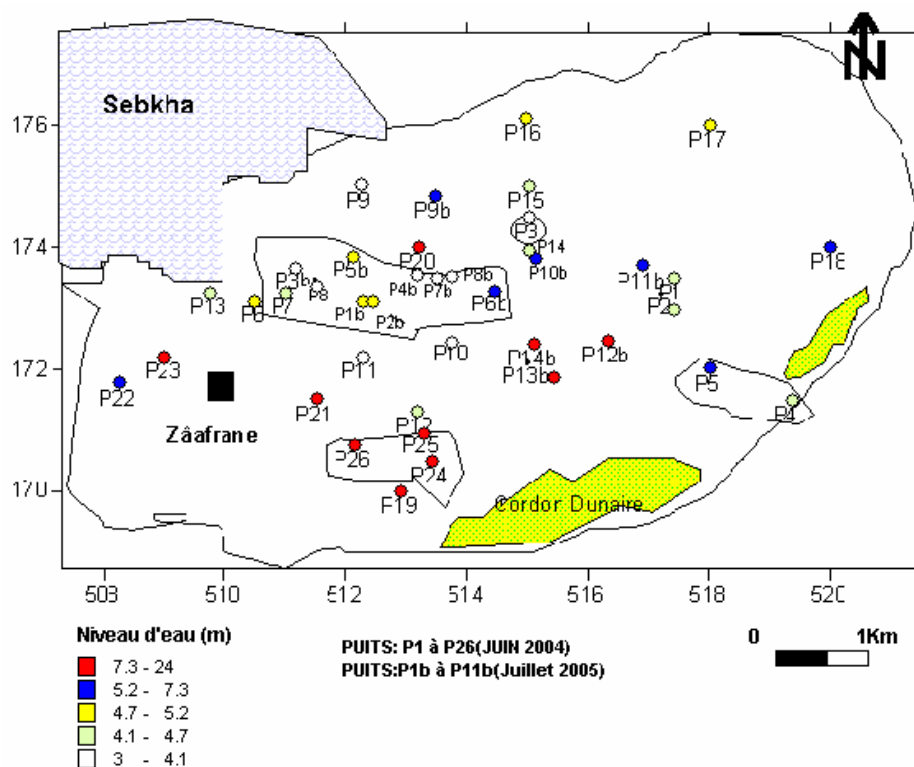


Figure III.13b : Carte du niveau d'eau (période basses eaux)

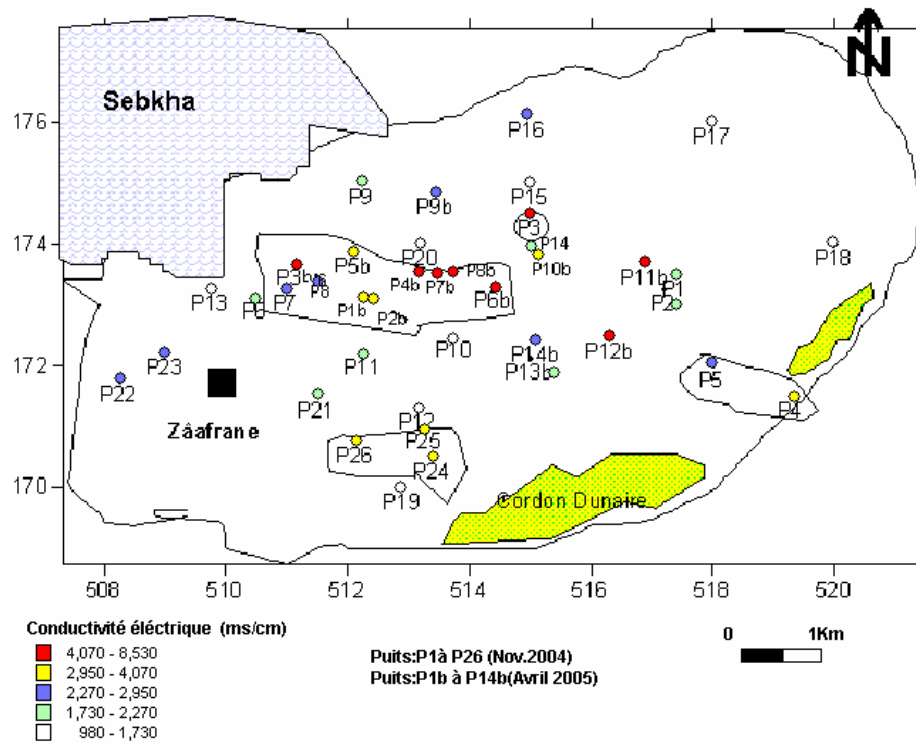


Figure III.14 a : Carte de la conductivité électrique (période hautes eaux)

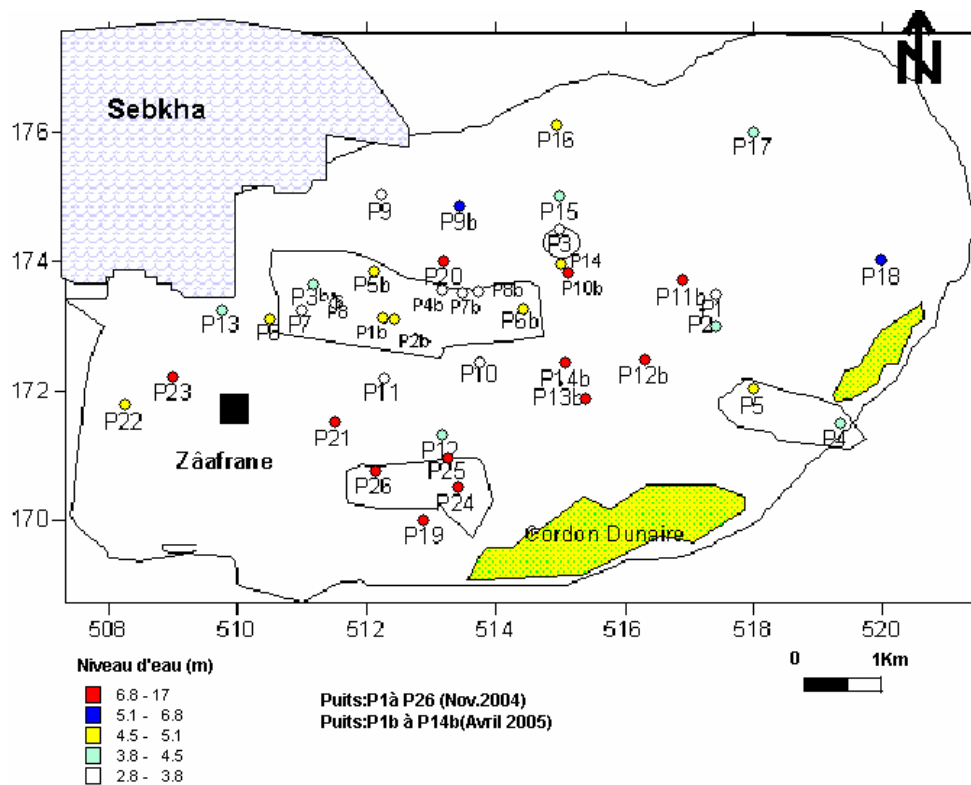


Figure III.14b : Carte du niveau d'eau (période hautes eaux)

Tableau III.13 : Solubilité de quelques sels solubles
(en g/Kg de solution) en fonction de la température(Servant.1975).

Température(°C)	NaCl	Ca Cl ₂	MgCl ₂	Na ₂ SO ₄	CaSO ₄	MgSO ₄
0	263.4	373	346	44.9	1.756	211
10	263.6	394	349	82.6	1.926	236
20	264.4	427	351	160.	2.016	262
30	267.2	535	365	325.0	2.120	313

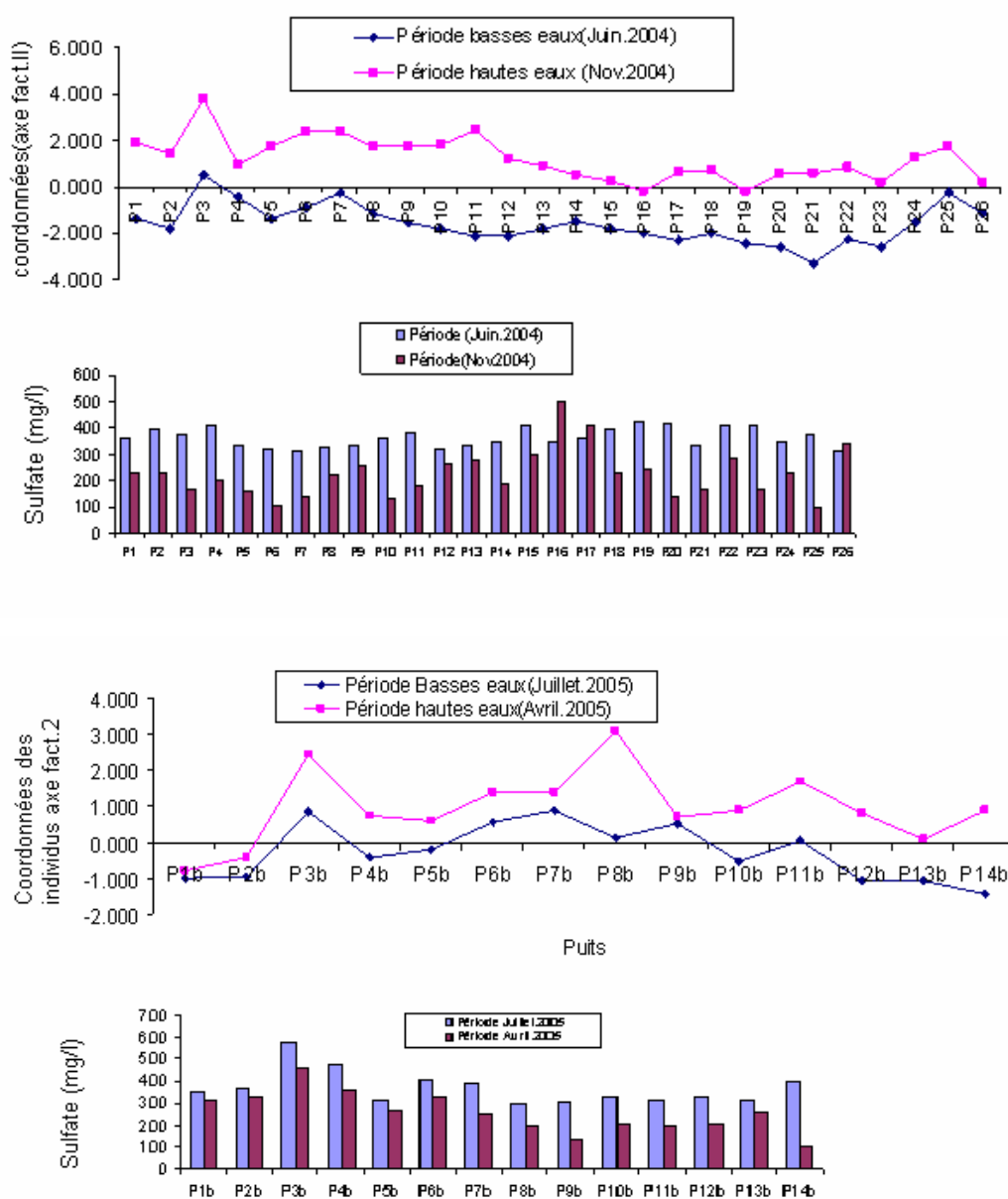


Figure III.15 - Caractérisation du second facteur de l'A.C.

Les coordonnées des individus selon l'axe factoriel II (Figure III.15), diffèrent suivant les périodes, cette différence est observée aussi sur l'évolution des teneurs en sulfates entre deux périodes. Dans la majorité des points on peut observer une des teneurs importantes en sulfates en période de basses eaux, suite aux lessivages des formations évaporitiques riches en sels solubles : gypses ($\text{CaSO}_4, \text{nH}_2\text{O}$), l'hexahydrate ($\text{MgSO}_4, 6\text{H}_2\text{O}$) et la thénardite (Na_2SO_4). La solubilité de sels est étroitement liée à la température comme le montre le tableau III.13.

On considère le facteur 3 comme étant un facteur de dissolution de l'halite. La solubilité de sel dans l'eau comparativement à d'autres sels (calcite, Na_2SO_4 , MgSO_4 ...) dépend peut de la température (tableau III.14), mais elle est étroitement liée à l'évaporation (Halitim.A.1988).

Tableau III.14 : Evaporation moyenne mensuelle (station O.N.M) Djelfa

Année	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
2004	36	74	94	84	91	114	171	212	259	138	40	26
2005	42	39	98	140	201	209	315	271	126	92	67	41

Le tableau III.14 montre que pendant les mois de juin, juillet et Août, l'évaporation moyenne mensuelle dépasse les 200mm, ce qui favorise donc la dissolution de l'halite en période de basses eaux. Sur la figure III.16, on observe nettement une augmentation des teneurs en sodium et chlorure dans les eaux de nappe superficielle au mois de juillet.

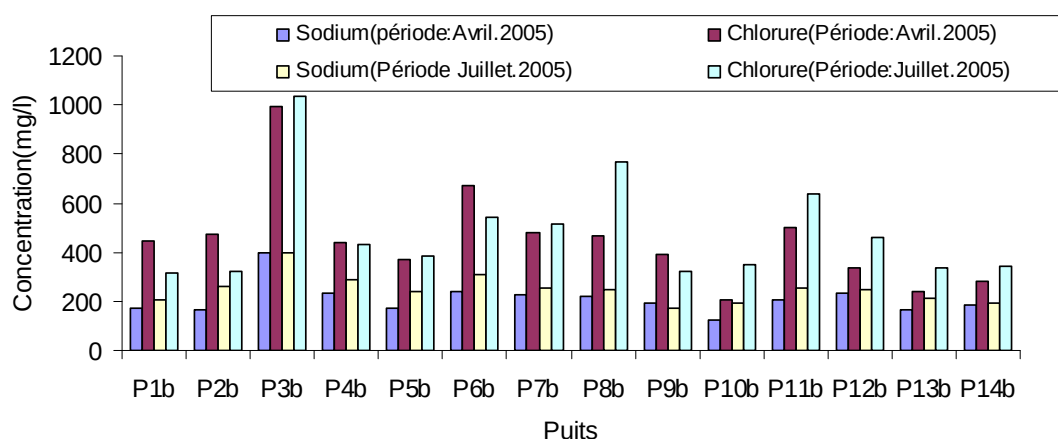


Figure III.16 : Variation des teneurs en sodium et chlorure dans les eaux de la nappe superficielle de Zaâfrane

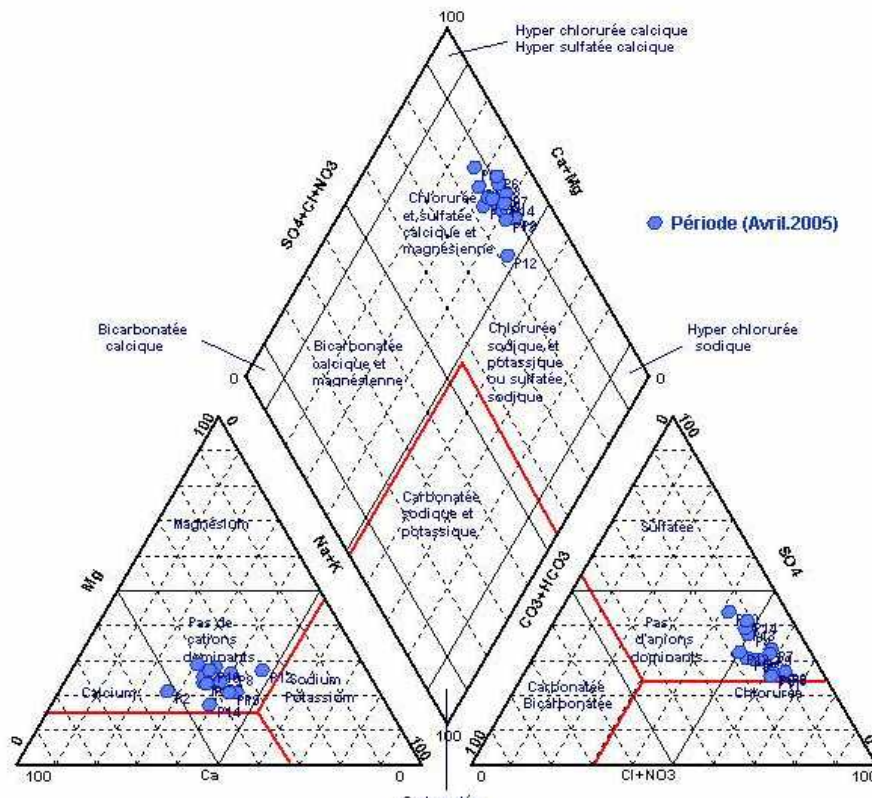


Figure III.17a : Diagramme de Piper des eaux de la nappe superficielle de Zaâfrane (Avril 2005)

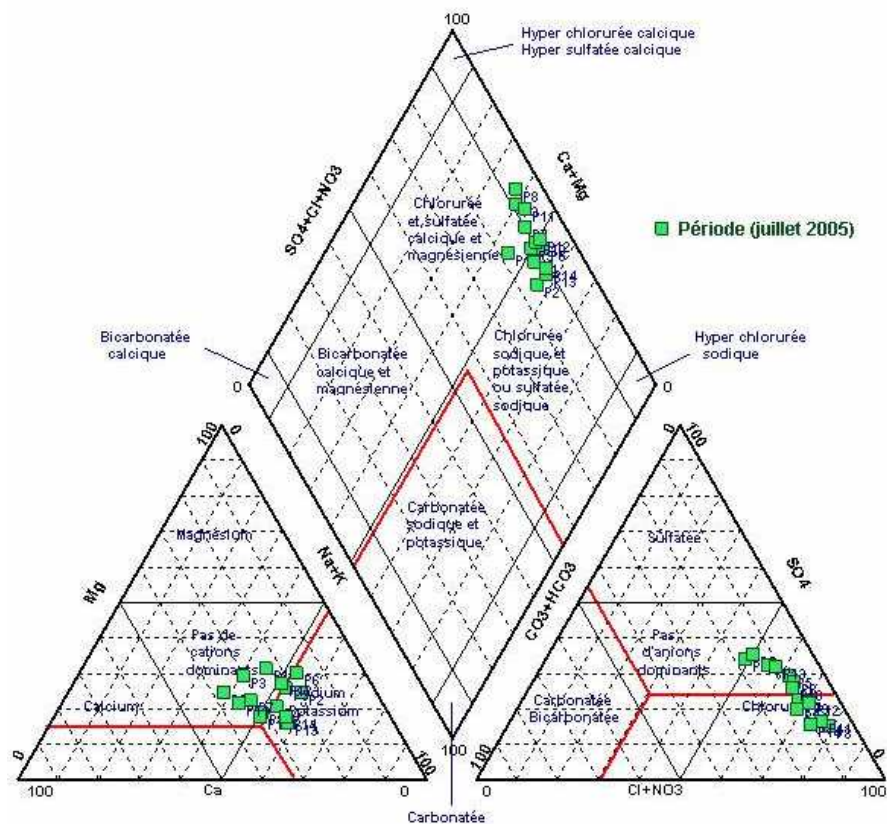


Figure III.17b : Diagramme de Piper des eaux de la nappe superficielle de Zaâfrane (juillet 2005)

L'évolution vers le pôle chloruré sodique pour la majorité des échantillons, comme le montre le diagramme de Piper (Figure III.17 a et b), s'observe dans les eaux de la campagne du mois de juillet 2005. Cette évolution peut être expliquée par une accentuation de la dissolution de l'halite liée à la diminution de niveau piézométrique de la nappe superficielle, dans la période de basses eaux, qui se caractérise aussi éventuellement par une forte évaporation favorisant la précipitation de l'halite.

6 -Thermodynamique :

Dans cette partie, nous essayerons de prévoir théoriquement la nature des sels susceptibles de précipiter dans les eaux de la nappe superficielle de Zaâfrane à partir de considérations thermodynamiques.

Le calcul thermodynamique des équilibres chimiques des eaux rend compte des interactions électrostatiques entre les différents ions « i » en présence. Ces dernières sont représentées par l'activité ionique (Fritz .1975). Pour une solution idéale, l'activité et la molarité sont égales. En pratique, la déviation par rapport au cas précédent est présentée par γ_i :

$$a_i = \gamma_i m_i \quad (1)$$

a_i et m_i sont respectivement l'activité et la molarité des ions considérés.

Le calcul du coefficient d'activité d'une espèce ionique s'effectue par deux formules qui dépendent de la force ionique I

$$I = 1/2 \left(\sum_i m_i Z_i^2 \right) \quad (2)$$

m_i et Z_i sont respectivement la molarité et la charge de l'ion i considéré.

Pour une solution concentrée ($I < 0,1$) le coefficient d'activité d'une espèce ionique peut être calculé à l'aide de la loi de DEBYE-HUCKEL :

$$\log \gamma_i = - \frac{AZ_i^2 I^{1/2}}{1 + a_i^0 B I^{1/2}} - C_i I \quad (3)$$

Avec :

Z_i : la charge de l'ion i

a_i^0 : paramètre de taille de l'ion i

A et B : constantes de Debye-Huckel, caractéristiques du solvant et dépendant de la température et de la pression.

I : force ionique de la solution

C_i : paramètre caractéristique de l'ion i

Pour des solutions non diluées ($I < 0,5$), le coefficient d'activité est défini par l'équation de DAVIES (Davies.1962) :

$$\log \gamma_i = -AZ_i^2 \left(\frac{I^{1/2}}{1 + I^{1/2}} - 0,3I \right) \quad (4)$$

Notion d'indice de saturation

L'équilibre d'une solution avec la matrice encaissante est calculé à l'aide de l'indice de saturation IS :

$$IS = \log \left[\frac{PAI}{K_s} \right] \quad (5)$$

PAI : le produit d'activité ionique

Ks : le produit de solubilité calculé du minéral considéré. Le Ks est déterminé de façon thermodynamique

$$\ln K_s = -\frac{\Delta G^0}{RT} \quad (6)$$

ΔG^0 : enthalpie libre standard de réaction (J.mol^{-1})

R : constante des gaz parfaits ($1,987 \cdot 10^{-3} \text{ kcal.mole}^{-1}$)

T : température à l'échelle Kelvin. ($T = 273,15 + 25^\circ\text{C}$)

Une solution est en équilibre avec une phase minérale lorsque $IS = 0$ (flux de dissolution égal au flux de précipitation). La solution est dite sous-saturée lorsque $IS < 0$ et sursaturée lorsque $IS > 0$. Vu l'imprécision dans les mesures des paramètres physico-chimiques in situ et l'analyse des éléments chimiques, la saturation est obtenue dans un domaine plus large :

$$-0,5 < IS < 0,5 \quad (7)$$

La constante d'équilibre K_{eq} :

Elle est relative à l'énergie fournie ou demandée lors d'une réaction chimique (mise en solution ou précipitation) et elle est calculée selon la relation suivante :

$$\ln(k_{eq}) = -\frac{\Delta G^0}{RT} \quad (8)$$

$$\log(k_{eq}) = -\frac{\Delta G^0}{1,364} \quad (9)$$

ΔG^0 : l'énergie libre exprimée en kcal.mol⁻¹ à une température de 25°C et une pression de 1 atmosphère.

La variation d'énergie libre ΔG^0 est la différence entre la somme des énergies des éléments qui sont produits par la réaction moins la somme des énergies des éléments entrant dans la réaction.

La comparaison de la constante d'équilibre avec la constante standard permet de donner une idée sur l'état de saturation des éléments chimiques, plus les valeurs sont supérieures à la valeur standard est plus les éléments sont à l'état de sursaturation, par contre lorsqu'elles sont inférieures à la valeur standard elles sont à l'état de sous saturation.

Donc l'indice de saturation atteint une valeur zéro quand la saturation est en équilibre avec une phase solide. Un indice de saturation positif indique une sursaturation et un indice négatif une sous saturation vis-à-vis des minéraux (Awemesso.1990)

$$\Delta G^0 = \sum G(\text{produits}) - \sum G(\text{réactifs}) \quad (10)$$

La constante d'équilibre peut être calculée aussi à partir des activités ioniques des éléments chimiques dans une réaction :



a, b, c et d : nombre de moles

A, B, C et D : les éléments chimiques

$$K_{eq} = \exp\left(-\frac{\Delta G^0}{RT}\right) = \frac{aC^c . aD^d}{aA^a . aB^b} \quad (12)$$

a : l'activité ionique de chaque élément chimique

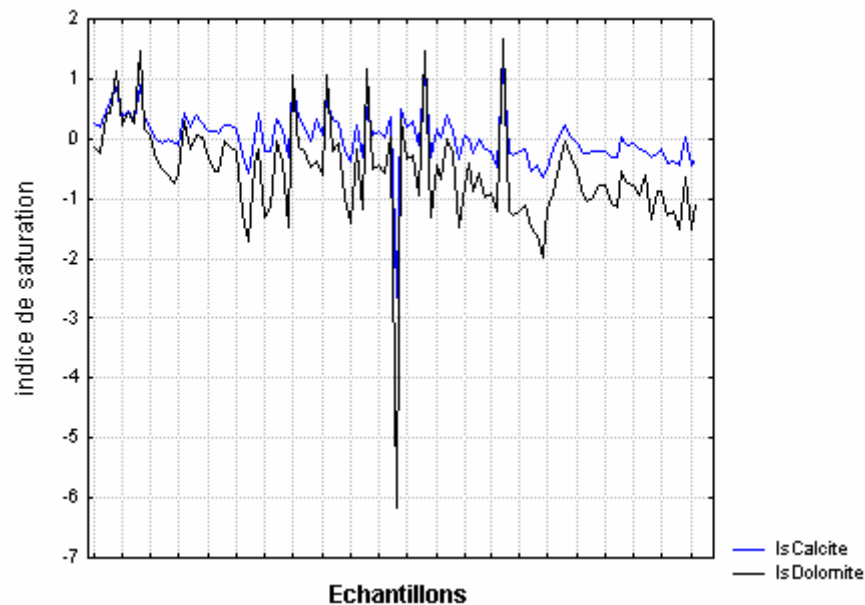
Les 6 minéraux suivants : calcite, dolomite, gypse, anhydrite, halite et aragonite influencent la composition chimique des eaux de l'aquifère superficiel de Zâafrane mais à des degrés variables (tableau III.15)

Le niveau piézométrique de la nappe superficielle qui fluctue entre 1 à 10 m, explique les faibles indices enregistrés pour les quatre minéraux également la dilution de leurs concentrations en questions par les eaux de l'aquifère superficiel et la basicité du pH de ces eaux (Debieche .2002)

Tableau III.15 : Statistiques des indices de saturations

Paramètre	Indice	IsCalcite	IsDolomite	IsGypse	IsAnhydrite	IsAragonite	Is halite	IsQuartz
Moyenne		0.021	-0.552	-1.030	-1.26	-0.126	-5.71	0.78
Ecart-type		0.44	0.89	0.23	0.23	0.44	0.31	0.20
Val.minimale		-2.64	-6.18	-1.65	-1.89	-2.79	-6.37	1.22
Val. maximale		1.2	1.67	-0.42	-0.67	1.05	-5.04	0.48

Le groupe des carbonates présente des degrés de saturation différents : la dolomite est souvent à l'état de sursaturation avec un indice qui varie entre -6.18 et 1,67 (Figure III.18a). Cette dernière est suivie par la calcite et de l'aragonite (Figure III.18c) avec un indice de saturation qui varie entre -2.64 et 1.2 indiquant la variation entre un état à l'équilibre et un état de sursaturation. Les formations carbonatées fournissent les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} , ces derniers vont se combiner avec le CO_2 de l'atmosphère et donner des minéraux carbonatés.



FigIII.18a- Variation de l'indice de saturation de la dolomite et de la calcite

Le groupe des évaporites est sous-saturé par rapport à l'anhydrite, le gypse et largement sous-saturé vis à vis de l'halite (-5.04 à -6.37) (Figure III.18b et III.18c).

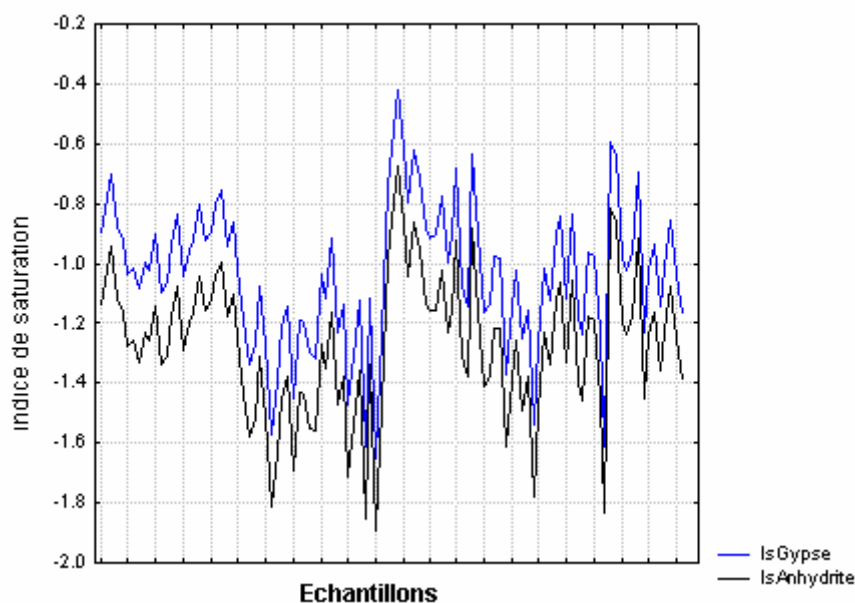


Figure III.18b : Variation de l'indice de saturation du gypse et de l'anhydrite

L'augmentation des valeurs de l'indice de saturation des minéraux évaporitiques s'observe au niveau de la zone d'étude près des lentilles évaporitiques. Les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation, même avec des ions Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-} à forte concentration dans l'eau. La constante d'équilibre des minéraux évaporitiques (NaCl (1,58) ; CaSO_4 (-4,85)), d'où une tendance à la dissolution de ces minéraux. Ce qui permet aux éléments évaporitiques de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées. Par contre pour les minéraux carbonatés, la constante d'équilibre est plus faible (Dolomite (-17,09), Calcite (-8,48)), ce qui produit une précipitation rapide des éléments chimiques.

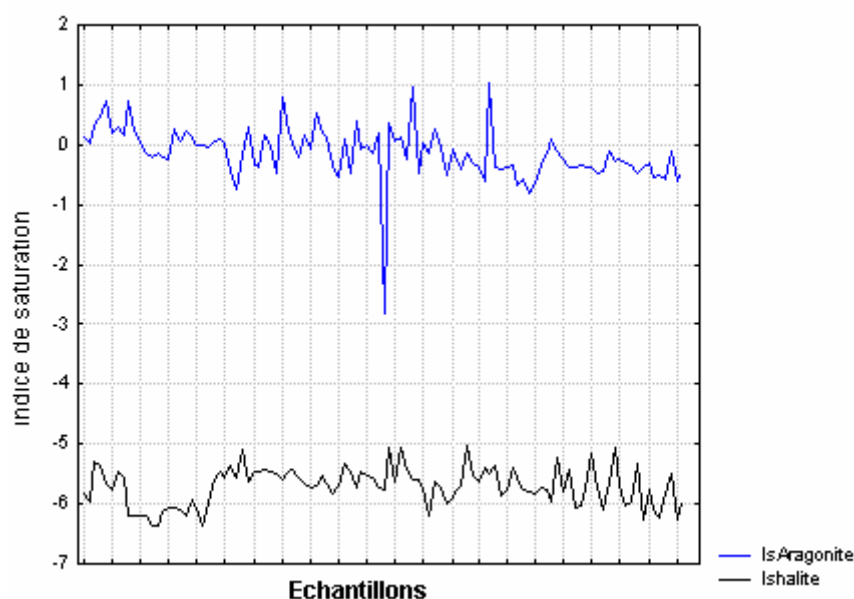


Figure III.18 c : Variation de l'indice de saturation de l'aragonite et de l'halite

Le groupe des silicates (quartz) présente toujours un état de sursaturation (0.48 à 1.22), lié vraisemblablement au lessivage des formations Mioplio-Quaternaire riches en sable. Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau indique, que seul les minéraux carbonatés tendent à précipiter, surtout sous la forme de dolomite, de calcite et aragonite. Alors que les minéraux évaporitiques, en l'occurrence, l'halite le gypse et l'anhydrite, tendent à la dissolution.

7- Origine des éléments chimiques :

Nous essayons de déterminer l'origine géologique des éléments chimiques à partir de la bonne corrélation qui existe entre eux. Les régressions effectuées utilisent les données de toutes les analyses réalisées au cours du suivi (de juin 2003 à Juillet 2005). Deux relations principales seront examinées :

Le couple Na^+ - Cl^-

Ces deux éléments chimiques dans les eaux naturelles sont souvent liés à la dissolution de l'halite (NaCl). L'évolution de Na^+ est étudiée en fonction des teneurs en chlorure, car ce dernier est considéré comme un traceur stable et conservatif des évaporites, très soluble, entrant rarement dans les précipitations salines, n'intervenant pas dans les phénomènes d'oxydoréduction et peu influencé par l'intervention des bactéries (Debieche ,2002).

La représentation graphique de l'évolution des teneurs en sodium en fonction des concentrations en chlorures sur une échelle logarithmique (Figure III.19a), montre deux processus :

- pour les fortes concentrations du chlorure (> 10 méq/l) : on observe une répartition stoechiométrique des ions Na^+ avec les ions Cl^- , indiquant l'origine chlorurée sodique commune (Halite) de ces deux éléments chimiques.
- Pour les faibles concentrations en chlorure (< 20 méq/l) : on observe un excès des teneurs en sodium par rapport à la pente 1, cela s'explique par l'existence d'une autre origine pour les ions sodiques qui a fait accroître la concentration du sodium par rapport à celle des chlorures. Cet apport supplémentaire pourrait provenir de l'altération des silicates sodiques (feldspaths). Mais, vu que cet excès en Na^+ est accompagné par un déficit en Ca^{2+} par rapport à HCO_3^- et SO_4^{2-} (Figure III.19b), l'augmentation des teneurs en Na^+ peut s'expliquer par un échange de base lié aux minéraux argileux qui fixent un ion Ca^{2+} après libération de deux ions Na^+ . La projection des différents points sur le diagramme $\text{Ca}^{2+} / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) - \text{Na}^+ / \text{Cl}^-$

(Figure III.19b) montre que 43 % des points d'eau subissent un échange de base, 41 % des points présentent l'état naturel et 17 % un excès en Ca^{2+} par rapport aux ions HCO_3^- et SO_4^{2-} dû sûrement aux formations gypseuses qui fournissent plus d'ions Ca^{2+} que ne peut consommer l'effet de la précipitation chimique ou l'effet de la fixation du calcium par les argiles.

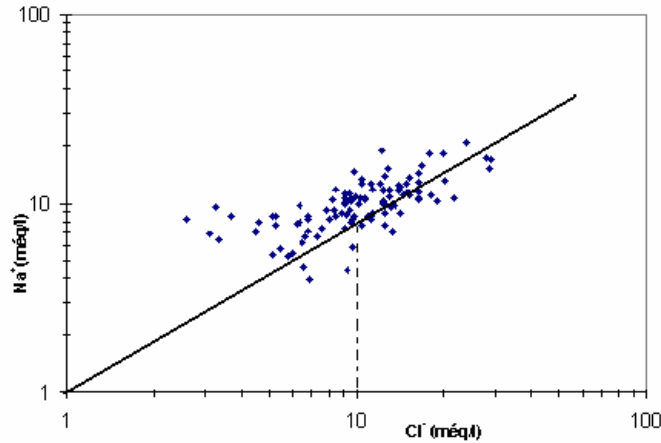


Figure III.19a.- Relation sodium –Chlorure

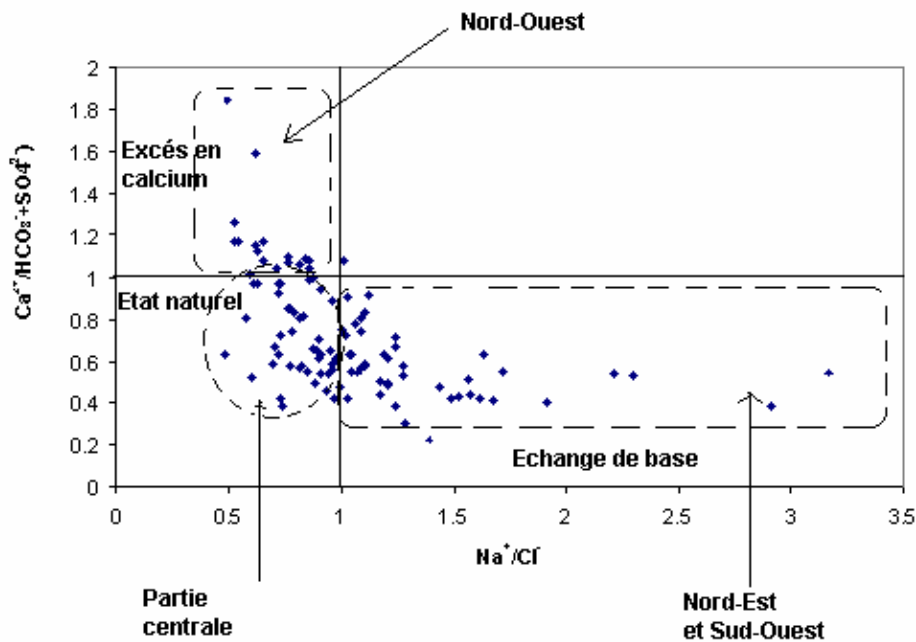


Figure III. 19b -Echange de base

Les éléments $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$

On examine ici l'origine du calcium en fonction de deux éléments chimiques (bicarbonates et les sulfates) qui indiquent ses deux origines principales (carbonates et le gypse) (Figure III.20 a et b). La représentation graphique de l'évolution du calcium en

fonction des bicarbonates, montre un ensemble des points qui se positionnent au dessus de la droite à pente 1, indiquant l'origine évaporitique des ions du calcium. Ces points présentent un excès des teneurs en Ca^{2+} , interprété comme le résultat de la mise en solution du gypse. Pour déterminer l'évolution du calcium en fonction de ces deux éléments, une représentation graphique des teneurs en Ca^{2+} en fonction de $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ a été réalisée (Figure 20 III.b), cette dernière fait apparaître deux évolutions : un excès exponentiel en Ca^{2+} , indiquant l'origine évaporitique de Ca^{2+} par le gypse et d'autre part, on observe une évolution linéaire, interprétée comme le résultat de la dissolution des formations carbonatées. Ces deux représentations nous montrent que la dissolution des ions calcium à partir des évaporites est plus importante que celle des carbonates et que les fortes concentration en Ca^{2+} ($> 10\text{még/l}$) sont plus liées à la dissolution des évaporites (gypse).

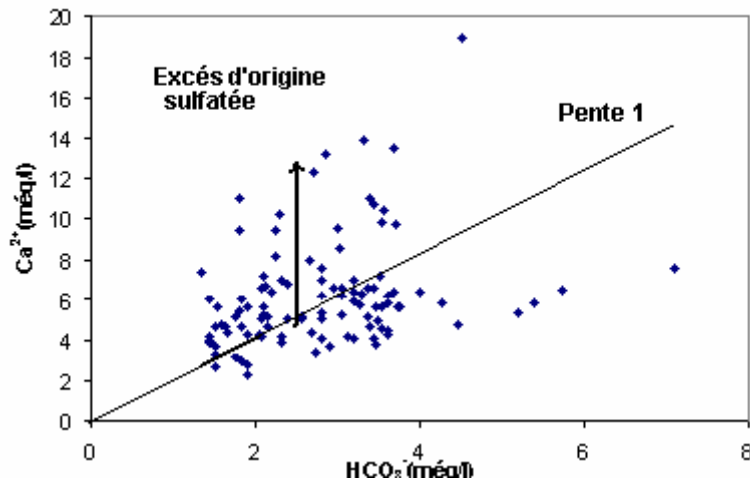


Figure III.20 a- Origine du sulfate

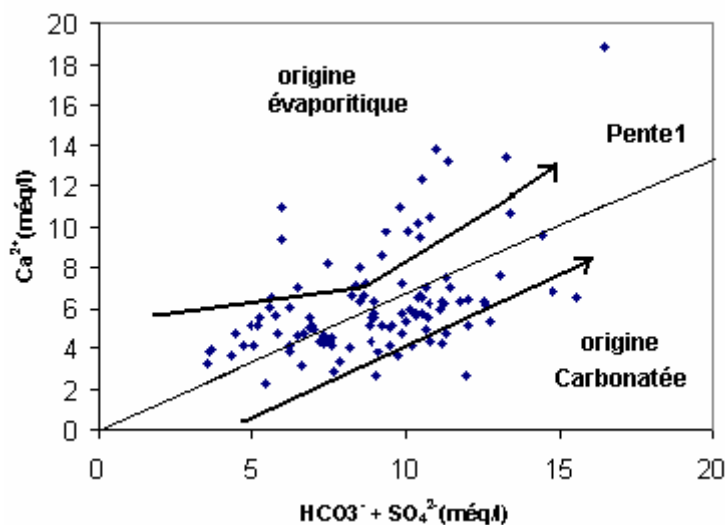


Figure III.20 b : Origine du calcium

8- Etude des rapports caractéristiques

Deux rapports caractéristiques ($\text{HCO}_3^-/(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ et $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$) sont utilisés pour déterminer l'évolution des éléments chimiques en fonction de la conductivité.

La relation $\text{HCO}_3^-/(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ – conductivité électrique

Nous constatons ici une diminution exponentielle du rapport en fonction de la conductivité, bien que deux pôles sont observés (Figure III.21a). La prédominance du pôle évaporitique sur le pôle carbonaté est affirmée, ce pôle apparaît pour les fortes conductivités ($> 3000 \mu\text{S}/\text{cm}$) et rassemble la majorité des points. **Ce graphe** nous permet de dire que d'une part, plus la conductivité augmente plus elle est liée aux ions évaporitiques (Cl^- et SO_4^{2-}) et d'autre part sa diminution entraîne sa liaisons avec les ions bicarbonates comme c'est le cas du points P5b.

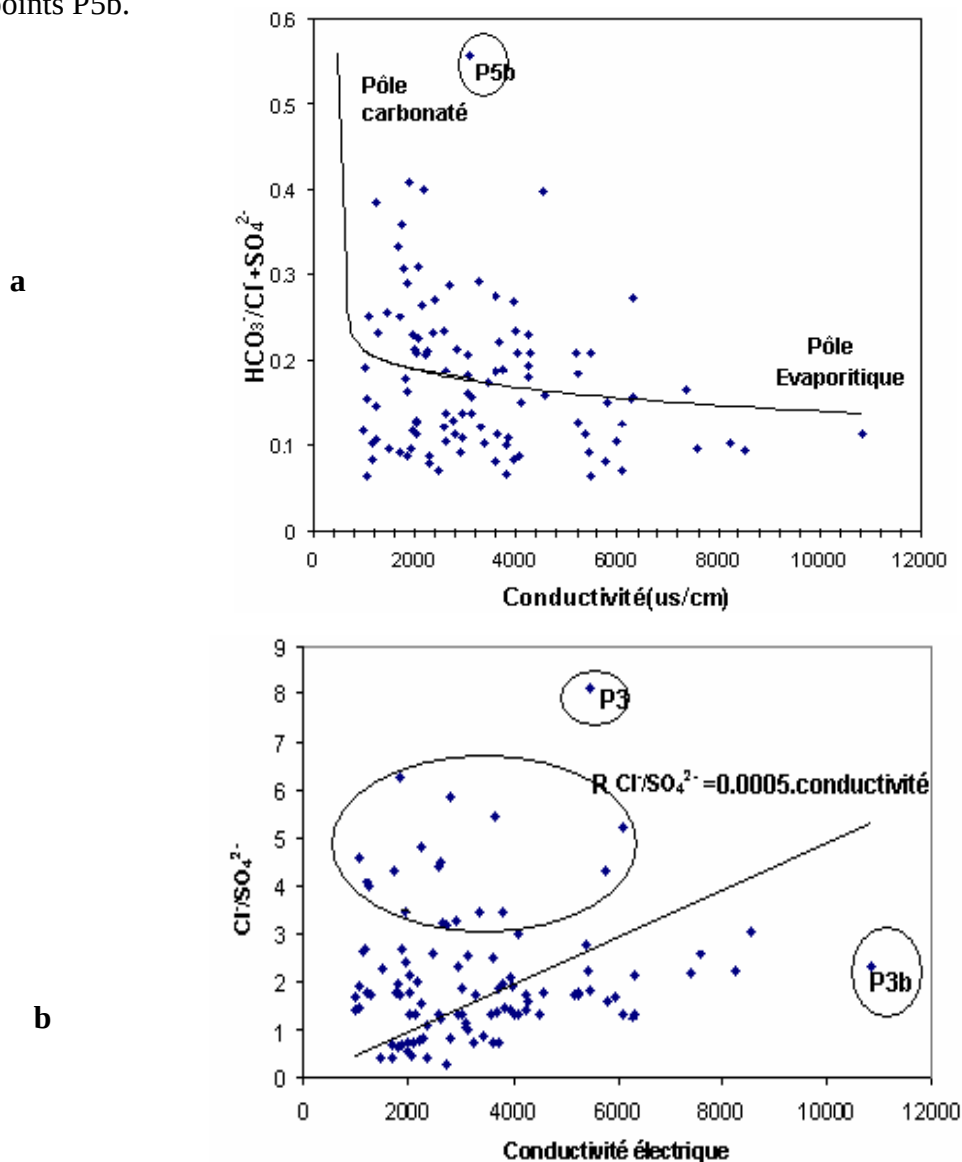


Figure III.21- origine de la salinité en fonction des rapports caractéristiques

La relation $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ - conductivité électrique

Ce rapport nous permet de déterminer la manière selon laquelle évolue la dissolution des ions évaporitiques (Na^+ marqueur de l'halite et SO_4^{2-} marqueur du gypse) en fonction de la conductivité. Le report des points sur le graphique (Figure III.21b) nous montre que la totalité des points présente un rapport supérieur à 1, indiquant une dominance des ions salifères par rapport à ceux des gypses. Une relation linéaire de ce rapport en fonction de la conductivité a été présentée pour la majorité des points selon la relation suivante :

$$R(\text{Cl}^- / \text{SO}_4^{2-}) = 0,0005 \text{ conductivité}$$

Deux points ont manifesté un écart net de la droite, il s'agit des points P3 et P3b en plus de 18 autres échantillons, le reste des points indiquent une stabilité du rapport à 2.6 et que l'augmentation de la conductivité est liée seulement à la quantité des ions dissous dans l'eau.

9 - La Cartographie hydrochimique :

Pour voir la variation spatiale des paramètres hydrochimiques des eaux de l'aquifère superficiel de Zâafrane, nous avons optés pour l'utilisation du logiciel Map-info7.5 , qui est l'un des outils des systèmes d'information géographiques, pour lesquelles nous avons consacré un rappel bibliographique dans le paragraphe suivant :

a - Introduction

L'association entre cartographie et informatique, s'est développée dès la fin des années 60 avec l'apparition des logiciels d'aide à l'établissement des cartes. Ainsi, la cartographie numérique est née et a permis d'effectuer un très grand nombre de travaux classiques par ordinateur. En effet, avec le mariage de la cartographie et de l'informatique, se traduisant par un développement croissant et rapide du matériel et des logiciels, on a confié à l'ordinateur l'une des tâches les plus fastidieuses du cartographe est la gestion de l'information géographique numérisée. L'ordinateur est devenu alors l'auxiliaire précieux du géographe et son assistant pour la production cartographique et l'analyse spatiale. C'est alors que le concept de « Système d'Information Géographique » le S.I.G est né.

Un système d'information géographique se définit à l'heure actuelle de manière générale comme un environnement informatisé de traitement d'information spatiale numérique et multivarié (Burrough, 1998 ; Caloz et Collet 1997).

Le système d'information géographique ou système d'information géospatial se réfère donc autant aux concepts de l'analyse spatiale qu'aux outils informatiques, à savoir les

équipements et les logiciels. Le système d'information géographique prend en compte les dimensions des variables qui peuvent être d'ordre thématiques, spatiales et/ou temporelles. L'aspect temporel constitue un domaine de recherche en plein développement dans les S.I.G (Bédard et al .1996)

b- Les résultats obtenus :

Après avoir placé les points des échantillonnage (puits), sur une carte topographique au 1/50000^{ème} géo référencier et scanné, nous avons procédé à l'introduction des données hydrochimiques des campagnes d'analyses de juin 2004 et juillet 2005 : périodes de basses Eaux et Novembre 2004 et Avril 2005 : périodes de hautes eaux (Figure III.22).

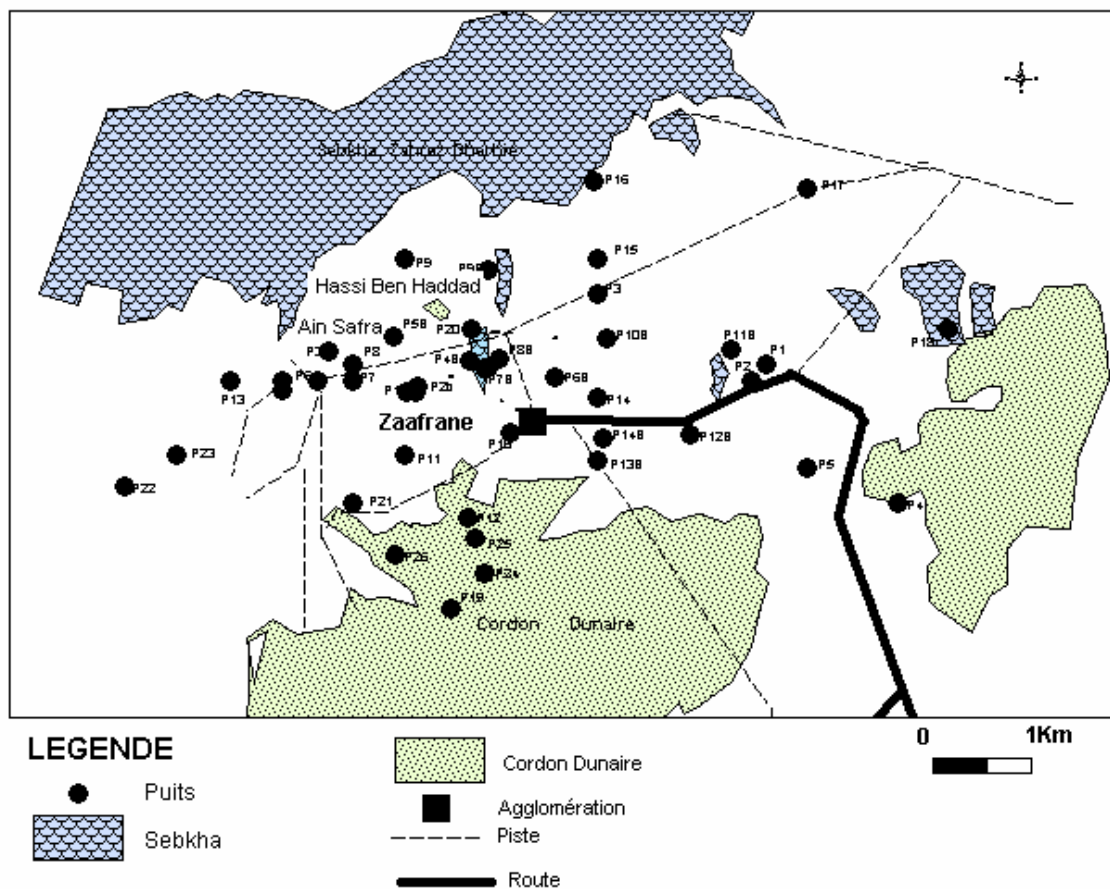


Figure III.22 : Carte de situation des points d'échantillonnage

Nous avons obtenus les cartes thématiques suivantes :

b₁- Cartes de variations spatiales de la conductivité électrique :

L'observation des deux cartes de la variation de la conductivité électrique des basses et hautes eaux (figure III.23a et b), montre des zones de fortes minéralisations au Sud -Ouest et

au Nord –Est et à un degré moins élevée au Nord –Ouest. Notons qu’au tour des points P3, P23 et P26, on enregistre les valeurs les plus élevées de la conductivité électrique .Les valeurs les plus faibles sont enregistrées dans la partie Est. Les deux cartes thématiques (basses et hautes eaux) montrent une diminution de la conductivité électrique dans la période de hautes eaux , donc une diminution de la minéralisation des eaux de l’aquifère superficiel, les pluies d’automne vont provoquer une certaine dilution des sels d’où la diminution de la minéralisation. En se dirigeant vers le Nord –Ouest la minéralisation des eaux de l’aquifère augmente, ce qui explique les valeurs de la conductivité électrique enregistrées , à l’exception des puits P7, P8, P9, P9b où la minéralisation est plus faible. Le sens d’écoulement Sud -Est –Nord –Ouest (chapitre hydrogéologie) favorise des apports en sels après le lessivage des formations triasiques situées au Sud de la zone d’étude (Rocher de sels en particulier).

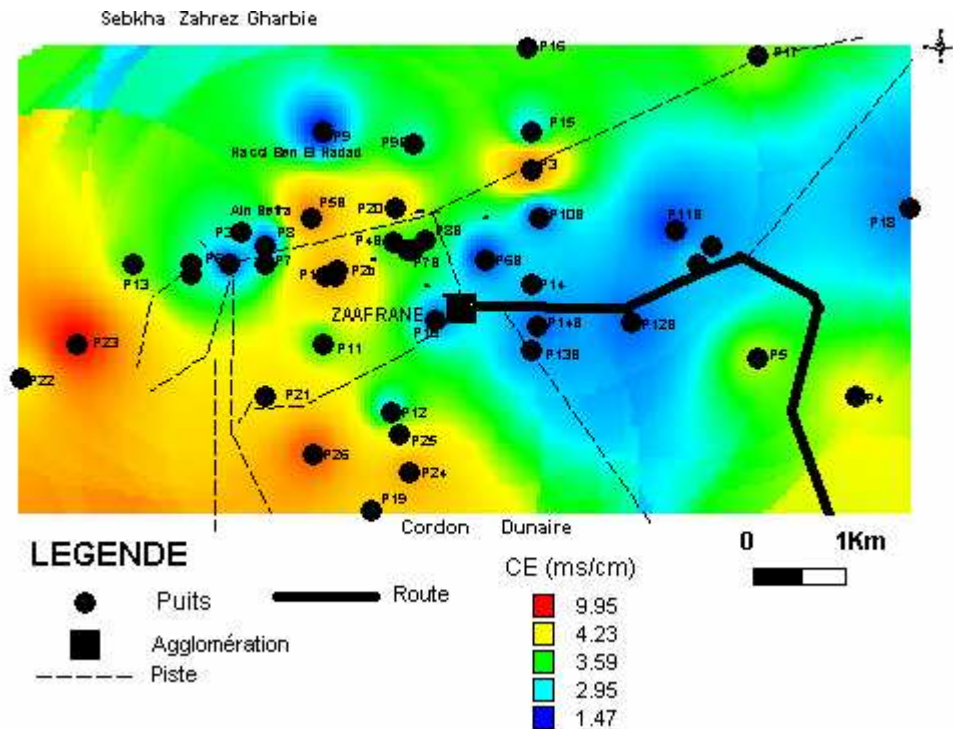


Figure III.23 a-. Variation spatiales de la conductivité électrique (période basses eaux)

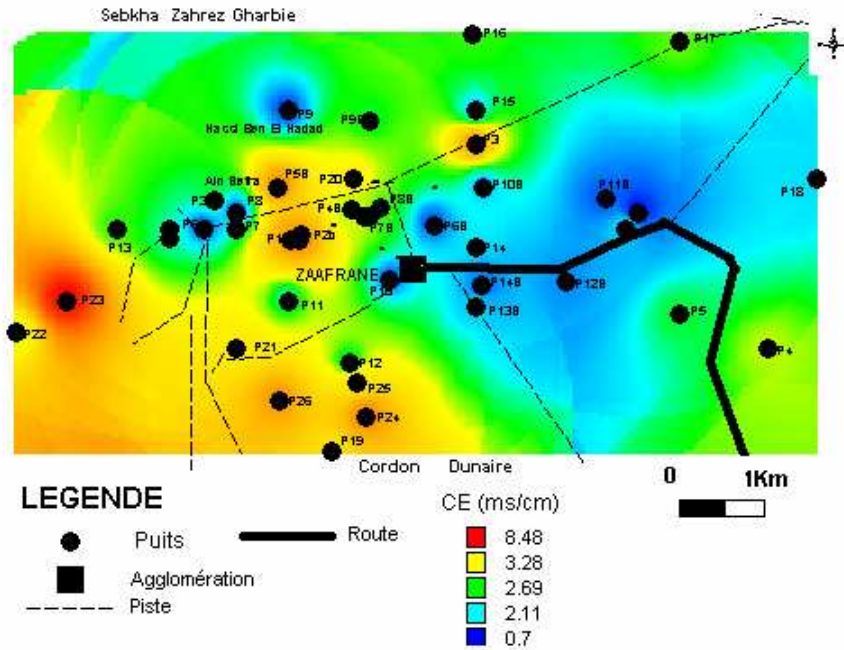


Figure III.23b-.Variation spatiales de la conductivité électrique (période hautes eaux)

b₂ - Cartes de variation spatiale des chlorures :

La variation spatiale des chlorures (Figure III.24 a et b) diffère suivant les périodes. Dans la partie Nord –Ouest, on note une dilution des teneurs en Chlorures en période de hautes eaux, le niveau de la nappe très proche de la surface après les précipitations d’automne, ce qui va engendrer une diminution de la salinité, suite à la dilution des sels dans les eaux de la nappe superficielle.

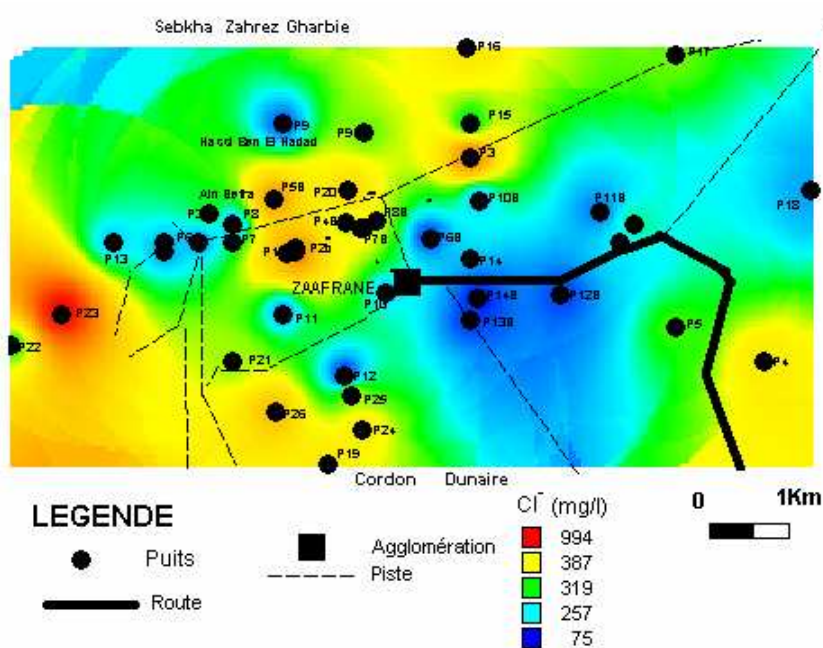


Figure III.24.a .Variation spatiales des chlorures (période basses eaux)

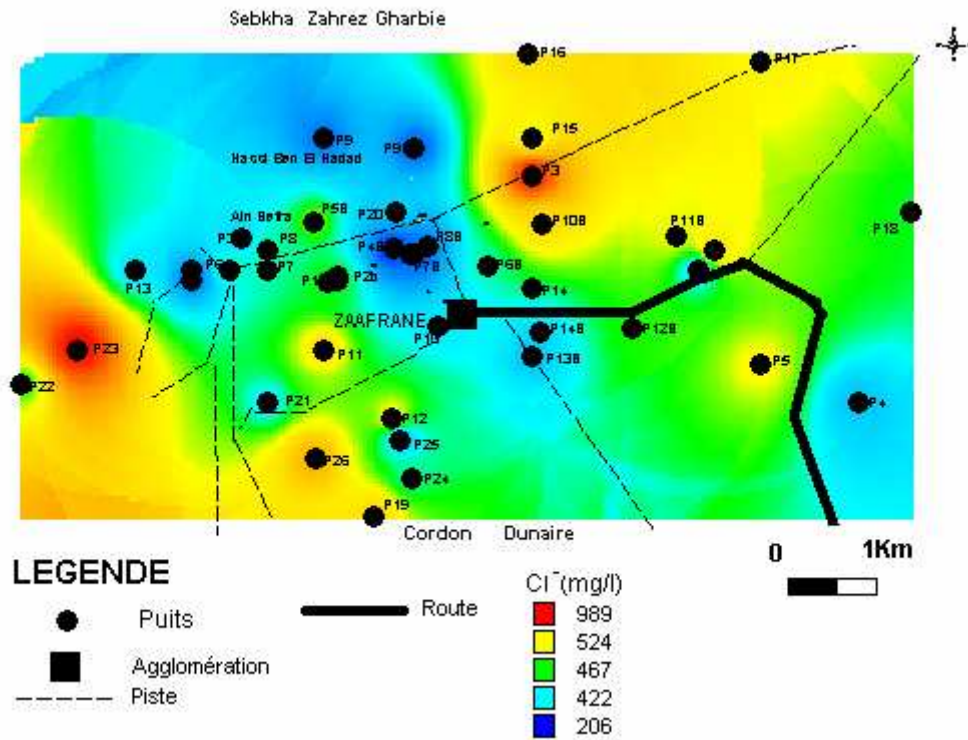


Figure III.24b -Variation spatiales des chlorures (période hautes eaux)

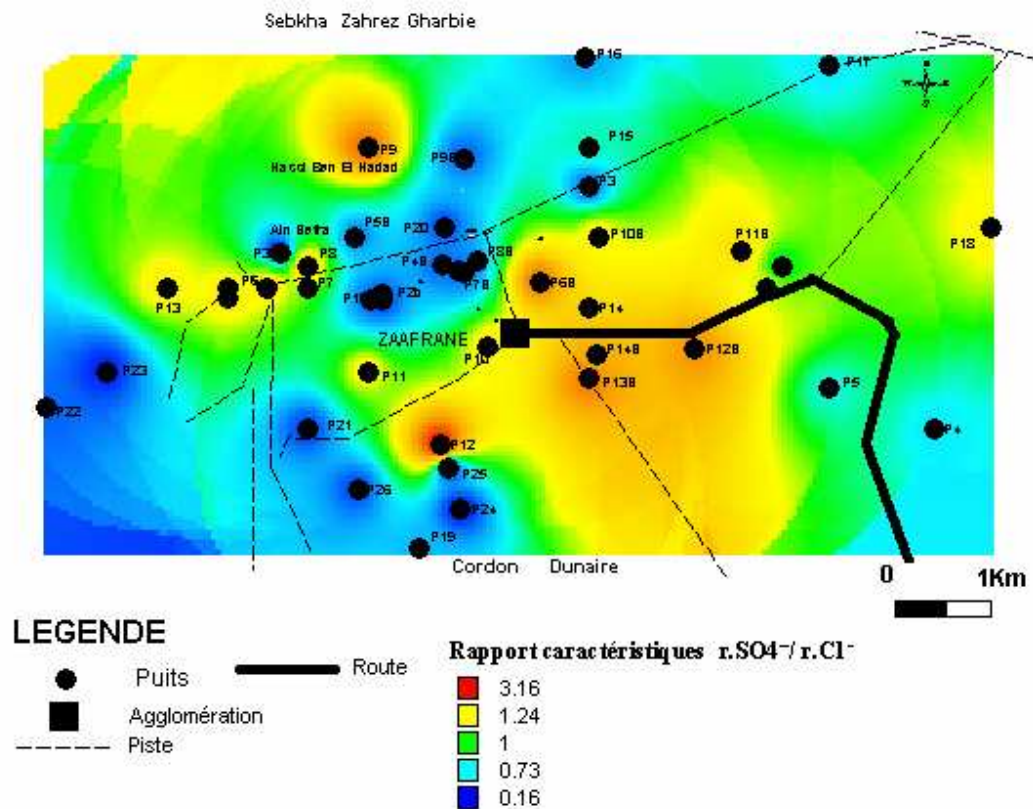


Figure III. 25 a:Variation spatiale du rapport caractéristiques (rSO_4^{2-}/rCl^-)

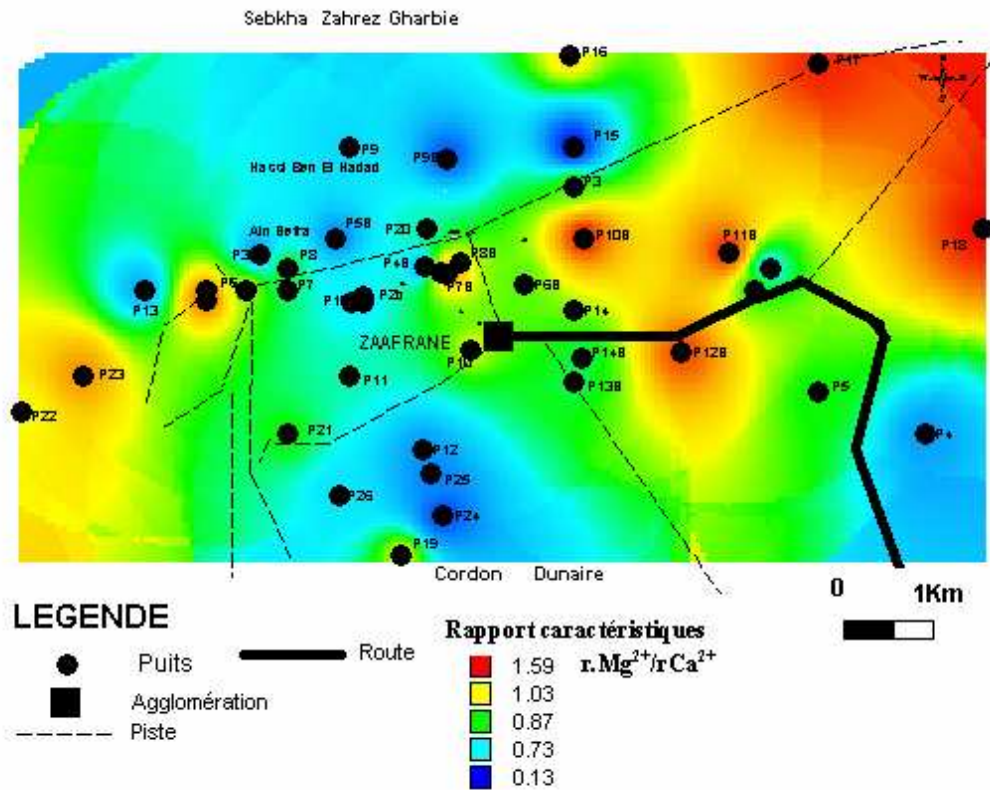


Figure III.25b : Variation spatiale du rapport caractéristiques (rMg^{2+}/rCa^{2+})

La carte du rapport caractéristique $r.SO_4^{2-}/r.Cl^-$ (Figure III. 25a) indique une diminution de ce rapport dans la direction Nord Est à Nord –Ouest, c'est-à-dire dans la direction de l'écoulement, donc la salinité des eaux de l'aquifère superficiel de Zaâfrane est acquise par les lessivages des formations triasiques situées plus Sud. La figure III.25 b montre une augmentation du rapport $r.Mg^{2+}/rCa^{2+}$ dans la direction Nord –Ouest puisque la solubilité des ions Mg^{2+} est plus grande que celle des ions Ca^{2+} .

b₃- Cartes de variations spatiales du Sodium :

La comparaison entre la carte de basses et hautes eaux (Figures III.26a et b) révèle, une diminution des teneurs en sodium dans la partie Nord et Nord –Ouest et Sud –Est autour du puits P23, la concentration de sodium reste élevée même en période de hautes eaux. Le phénomène de dilution par les eaux de pluies surtout des averses automnales, contribue à la diminution des teneurs en sodium, provenant de la dissolution des évaporites et particulièrement l'halite. La modélisation géochimique a montré que les eaux de la nappe superficielle de Zâafrane présentent une sous-saturation vis-à-vis de l'halite, donc une dissolution de ce minérale dans les eaux de nappe superficielle, d'où les teneurs élevées en sodium enregistrées.

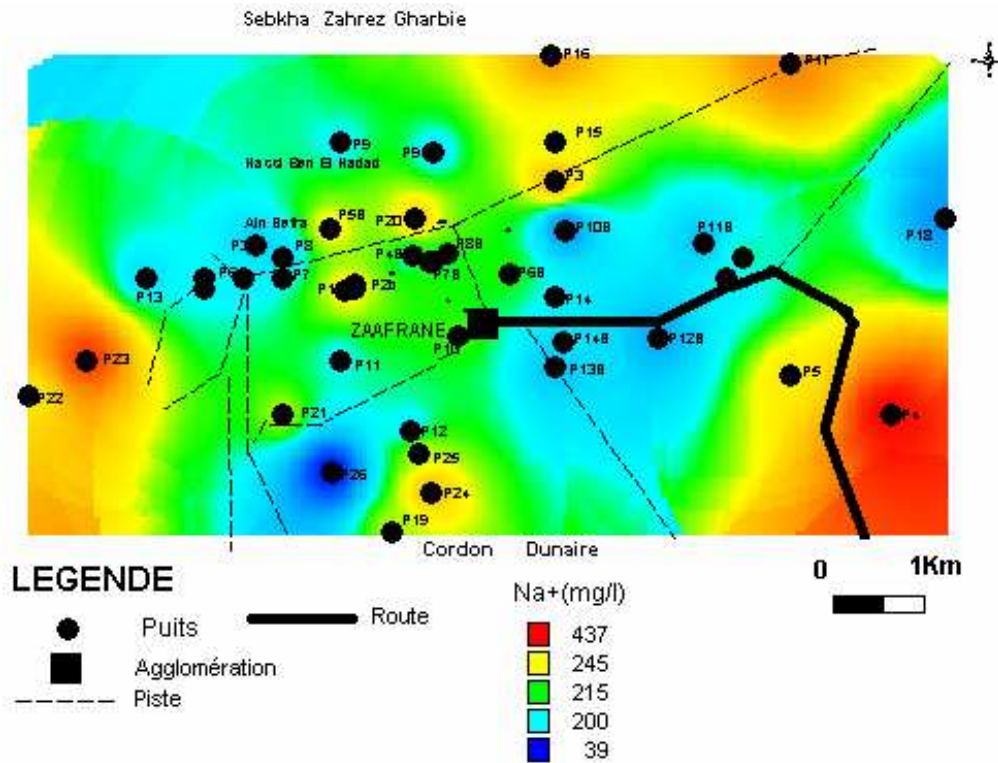


Figure III.26a-.Variation spatiale du sodium (période basses eaux)

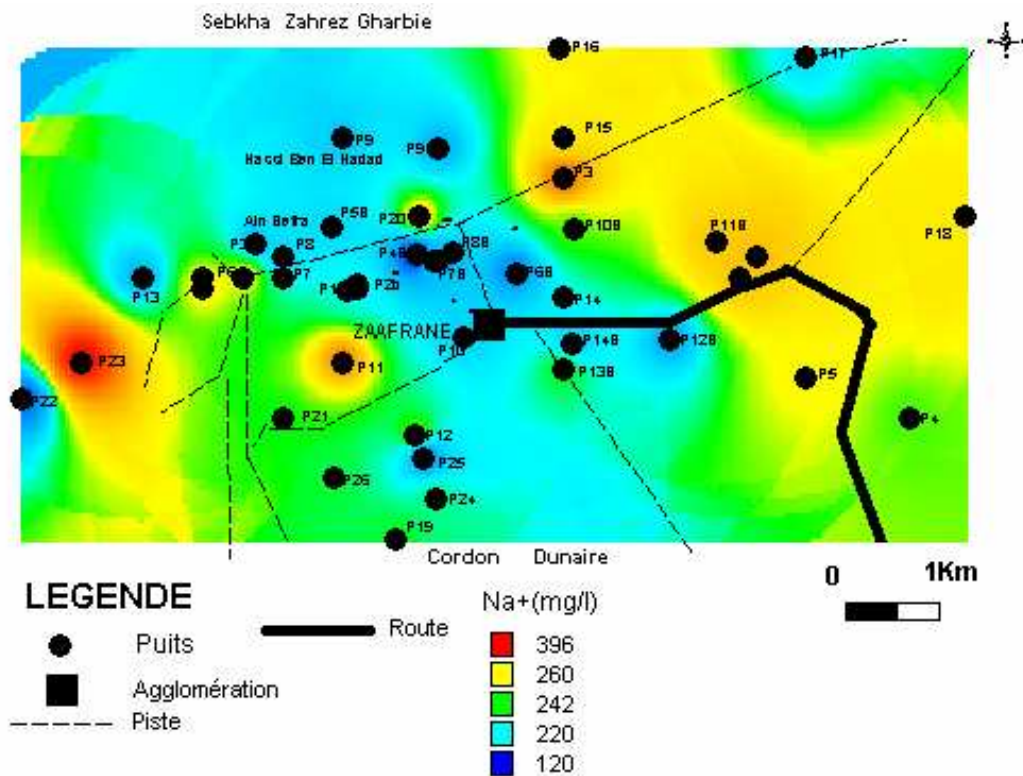


Figure III.26b : Variation spatiale du sodium (période hautes eaux)

b₄ - Cartes de variations spatiales des sulfates :

En comparant les cartes de la variation spatiale des sulfates des deux périodes, basses et hautes eaux (Figures III.27a et b), on peut voir une diminution des teneurs en sulfates dans la partie Nord Est et Sud –Est en période de hautes eaux. Le gypse, le sulfate de calcium et le sulfate de sodium sont des sels très fréquents dans les sols et les formations géologique de la région. La solubilité de sels est influencée par la température comparativement à l'halite (NaCl) qui a une précipitation liée étroitement à l'évaporation (Servant.1975, Eswaran et Al .1980 ; Vergouven.1980).(Voir tableau III.13). Donc on a une tendance à une diminution des teneurs des sulfates en période de hautes eaux.

b₅- Cartes de variations spatiales du calcium :

Les carte d'évolution du calcium entre le deux périodes de basses et de hautes eaux (Figure III.28 a et b) indique une diminution des concentrations de calcium dans les eaux de la nappe superficielle en période de hautes eaux dans la partie Nord –Est et Sud –Est. C'est une tendance qu'on a observée dans le cas des sulfates, donc le calcium a probablement une origine évaporitique.

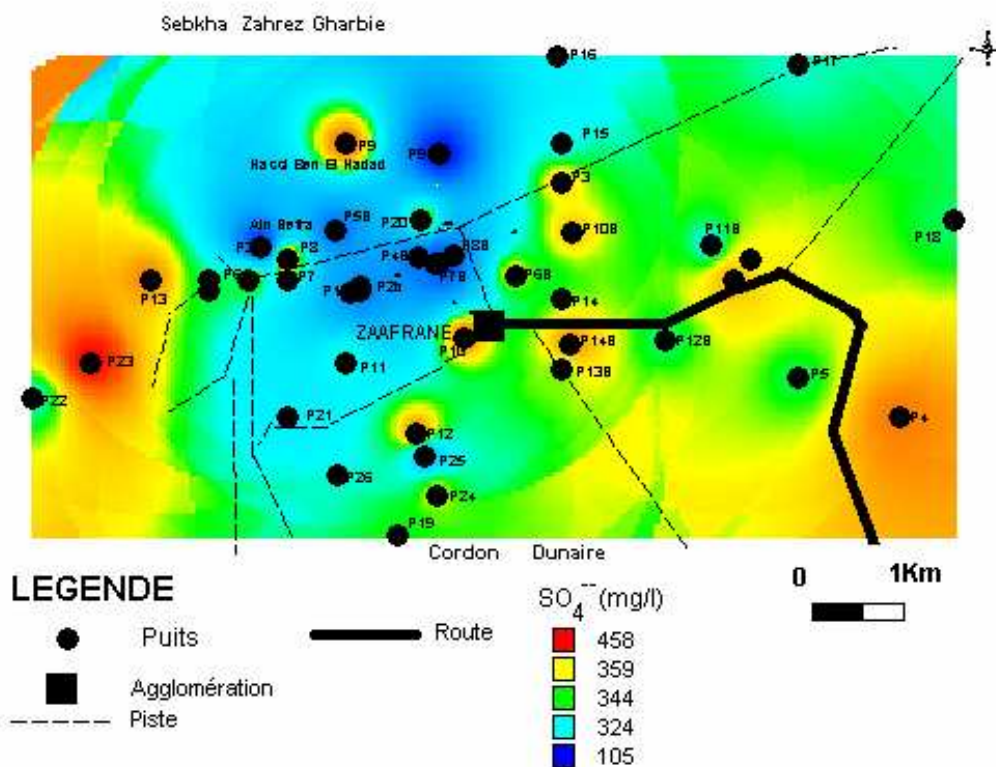


Figure III.27a : Variation spatiale des sulfates (période basses eaux)

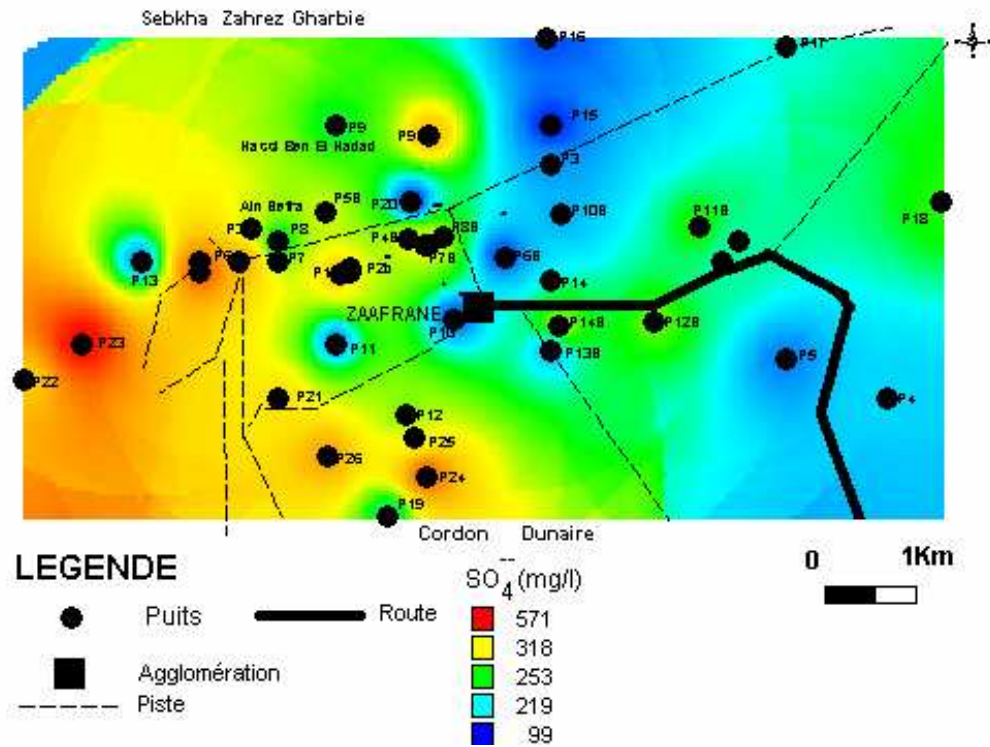


Figure III.27 b : Variation spatiale des sulfates (période hautes eaux)

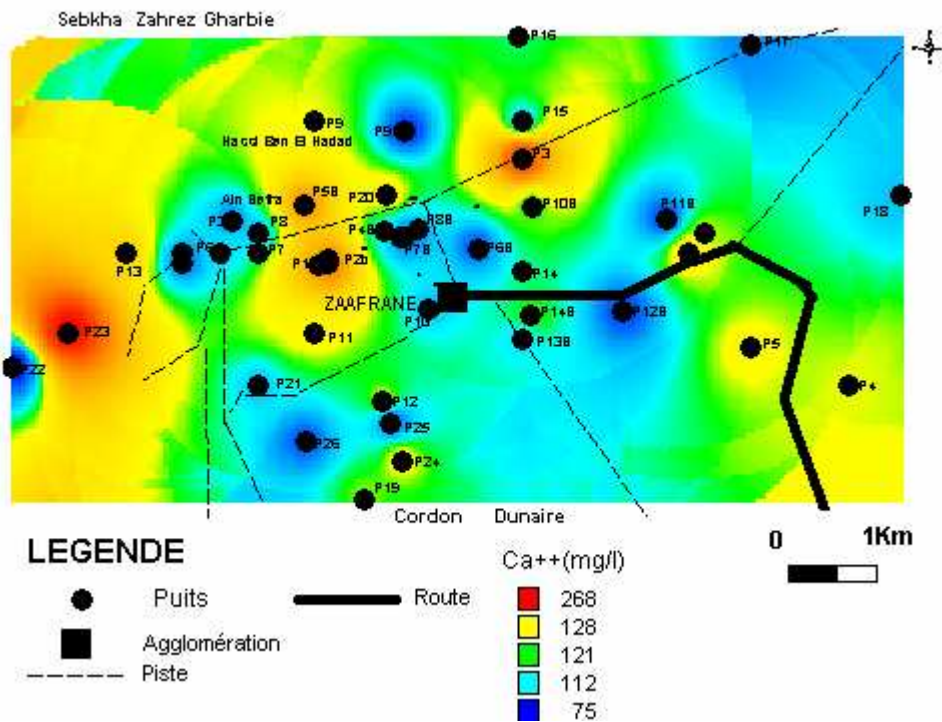


Figure III.28 a : Variation spatiale du calcium (période basses eaux)

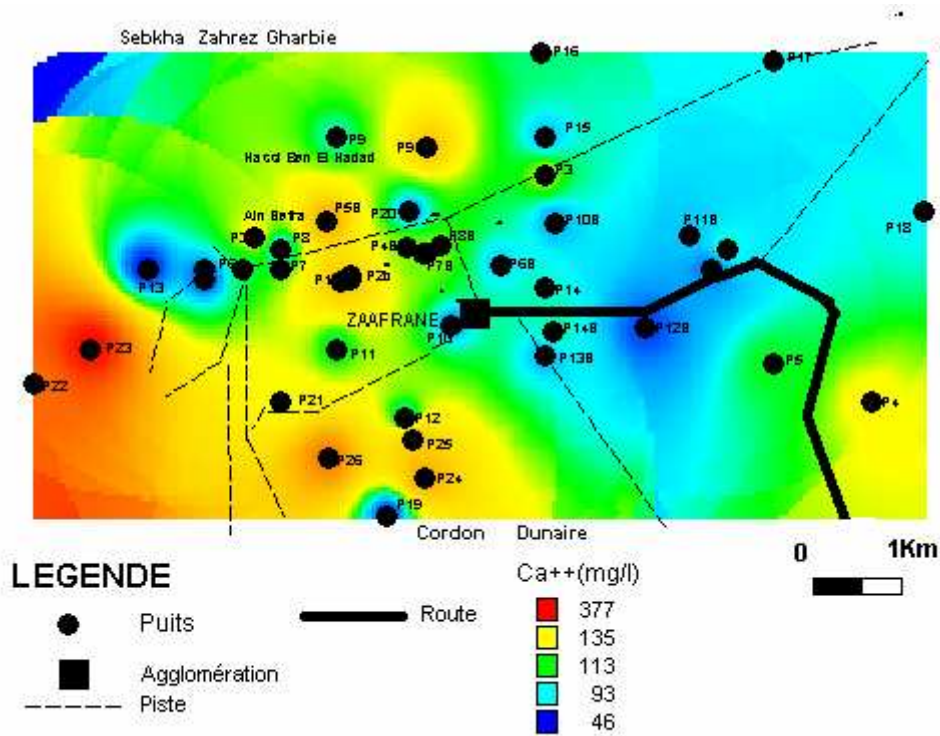


Figure III.28b : Variation spatiale du calcium (période hautes eaux)

b₆- Cartes de variations spatiales des nitrates :

L'examen des deux cartes de l'évolution des nitrates (Figures III.29 a et b) montre la diminution des teneurs en nitrates dans la zone Nord –Est et Sud-Est en période de hautes eaux. Cette diminution est constatée également, autour du puit P13 localisé de Ain Safra. Les nitrates ont une origine minérale (utilisation d'engrais) ou organique. La mauvaise protection des puits est à signaler dans la zone d'étude, l'absence de réseaux d'assainissement et la texture sableuse des sols (Maoui.A.2004) favorisent une pollution diffuse à partir de la surface. Les nitrates sont le produit final de l'oxydation des dérivées azotées, sous l'action des bactéries de type nitrobacter. Les nitrates ont aussi une grande mobilité qui leur permet la possibilité de pénétrer dans les sols et atteindre les aquifères même profonds et ils peuvent avoir aussi une origine minérale par l'application excessive des engrais azotés.

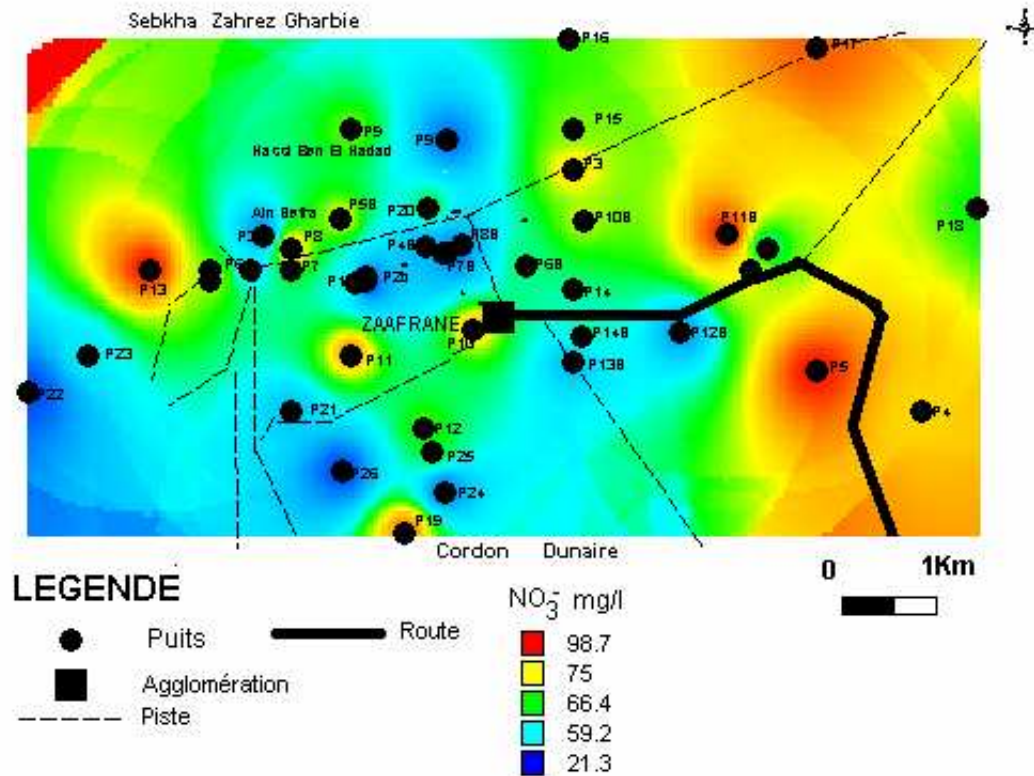


Figure III.29a : Variation spatiale des nitrates (période basses eaux)

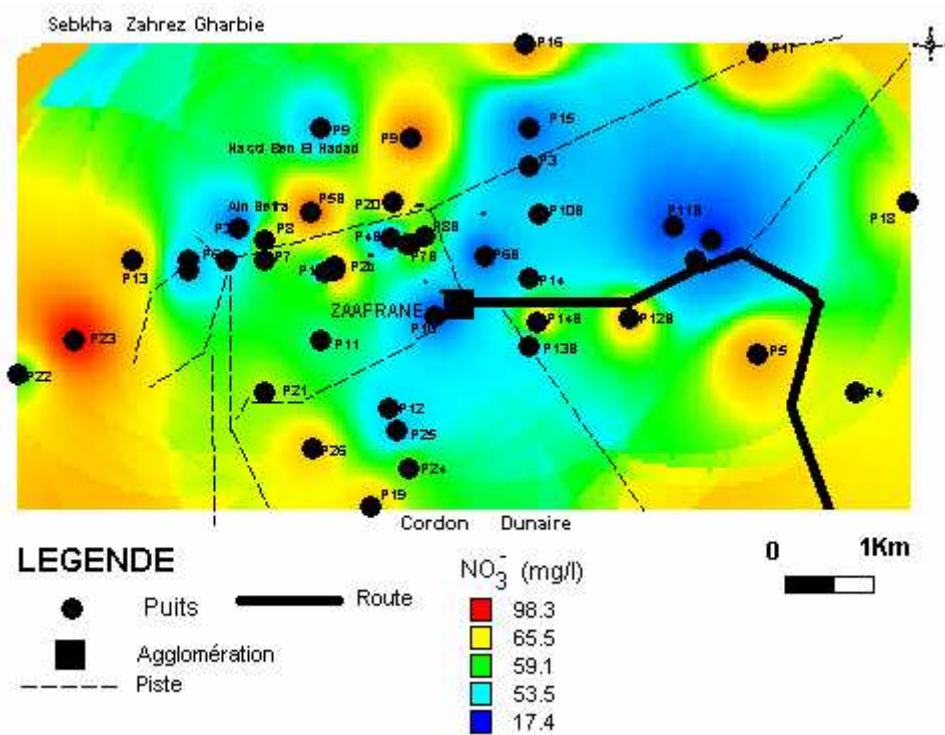


Figure III.29b : Variation spatiale des nitrates (période hautes eaux)

Dans notre région d'étude, des projets de mise en valeur des terres sont entrepris depuis la fin des années 90, où des amendements sont pratiqués afin d'améliorer les rendements mais les quantités d'engrais utilisés ne peuvent nuire à la qualité des eaux, donc l'origine organique est la plus probable, surtout que la majorité des points d'eau sont mal protégés et l'absence de réseau d'assainissement. Les teneurs les plus élevées en nitrates sont enregistrées durant la période de basses eaux (Figure III.30) où ils dépassent les 90 mg/l comme c'est le cas du puits P12, une diminution sensible est observée durant la période de hautes eaux. L'une des sources d'azote dans les eaux souterraines est l'hydrolyse des composés azotés des êtres vivants (urines, rejets...) et des engrais utilisés dans l'agriculture intensive. Les pluies ont pour effet de diluer la concentration des contaminants, elles vont entraîner une modification de la répartition des temps de séjour et inévitablement du rendement épuratoire. L'autoépuration est meilleure en hiver et en printemps par la dilution des polluants (Fytianos.K et Al 2002) .

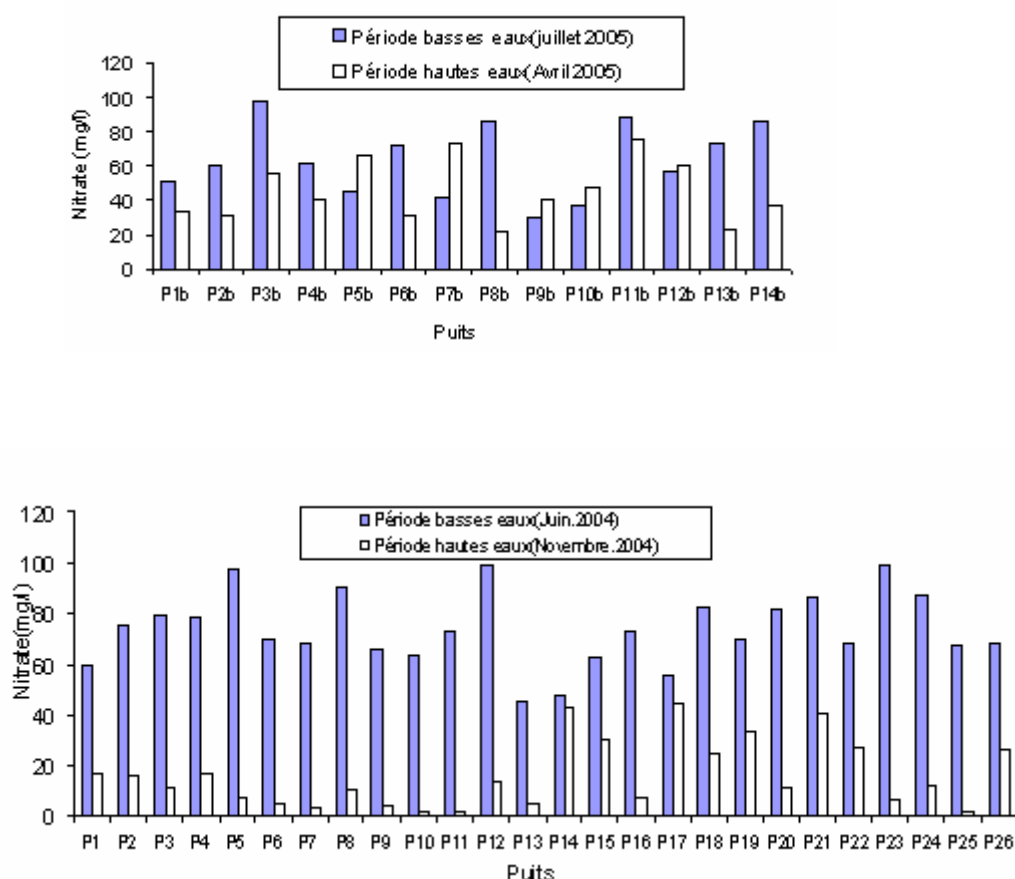


Figure III.30 : Variation des teneurs en nitrates

Conclusion :

Dans cette partie, nous nous sommes intéressés à l'étude de l'hydrochimie de l'aquifère superficiel de Zaâfrane. Les résultats obtenus dans cette étude sont :

- Une prédominance du faciès chloruré sodique pour les eaux de la nappe superficielle et les solutions du sol,
- De point de vue statistique, les éléments chimiques des eaux de la nappe superficielle présentent une bonne corrélation entre le sodium et les chlorures d'une part et entre le calcium et les sulfates d'autre part, confirmant l'influence des formations évaporitiques sur le chimisme des sols et des eaux de la régions.
- L'analyse en composante principale nous a permis de déterminer trois facteurs influençant le chimisme des eaux de l'aquifère superficiel, à savoir un facteur f1 de minéralisation, un facteur f2 caractérisant le lessivage des formations évaporitiques et calcaires et un facteur f3 caractérisant la dissolution de l'halite.
- La comparaison des indices de saturation obtenus par modélisation géochimique appliquée sur 107 échantillons, nous a permis d'obtenir les résultats suivants :
 - ✓ une sursaturation vis-à-vis de la dolomite, suivie de la calcite et de l'aragonite, donc une précipitation de ces éléments chimiques dans l'eau.
 - ✓ Pour le groupe des évaporites est sous saturé par rapport à l'anhydrite, le gypse et largement sous-saturé vis à vis de l'halite ($-5.04 < IS < -6.37$) .
 - ✓ Les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous saturation, d'où une tendance à la dissolution de ces minéraux.
 - ✓ L'étude de l'origine des éléments chimiques par les rapports caractéristiques a montré l'existence d'un échange de base pour 43% des échantillons et 41% d'entre eux présentent un excès de calcium. De plus nous avons pu constater la dominance salifère de l'halite.
- A l'aide de systèmes d'informations géographiques, on a dressé des cartes thématiques de la variation spatiale de la conductivité électriques, chlorures, sodium, sulfates, calcium et nitrates, pour deux périodes (basses et hautes eaux). Après analyse des cartes thématiques, nous avons pu conclure :
 - ✓ Une minéralisation élevée au Sud-Ouest et Nord –Ouest, cette minéralisation diminue en période de hautes eaux.
 - ✓ La variation spatiale des éléments chimiques diffère. D'autre part, les chlorures et le sodium diminue au Nord –Ouest en période de hautes eaux, qu'on a

attribué à la dilution suite aux pluies d'automne qui réduisent la minéralisation des eaux. Une diminution est observée dans la partie Nord –Est. Les cartes du calcium ont montré la même tendance que celle des sulfates, donc les deux éléments peuvent avoir une même origine (évaporitiques).

- ✓ Le rapport caractéristique $r \text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ diminue dans le sens d'écoulement d'où la salinité des eaux de l'aquifère superficiel est acquise par le lessivage de formations triasiques situées au sud de la région d'étude.
- ✓ La variation spatiale des nitrates montre une diminution des teneurs de ces éléments dans la partie Nord –Est et Sud-Est en période des hautes eaux. Ces teneurs élevées en nitrates sont attribuées à une pollution organique diffuse à partir de la surface.

Chapitre IV

Variation spatiale de la salinité

1. Introduction :

Dans le but d'étudier la variation spatiale de la salinité des sols, 60 échantillons sont prélevés à deux profondeurs différentes ; 20 et 60 cm. Aux résultats des analyses physico-chimiques obtenus, nous avons effectué un traitement géostatistique à l'aide du logiciel Variowin.2d, qui nous a permis en outre du calcul des variogrammes de surface, la modélisation du variogramme et le krigeage qui est l'une des méthode d'interpolation permettant le traçage des carte d'isovaleurs pour chaque paramètre étudié.

2-Echantillonnage

Nous avons utilisé un dispositif d'échantillonnage aléatoire (Figure IV.1) sur une grille de 6 sur 9 km en ayant un nombre d'échantillon dépassant la centaine (120 échantillons dont 60 pour les profondeurs 20cm et 60 pour les profondeurs 60cm).

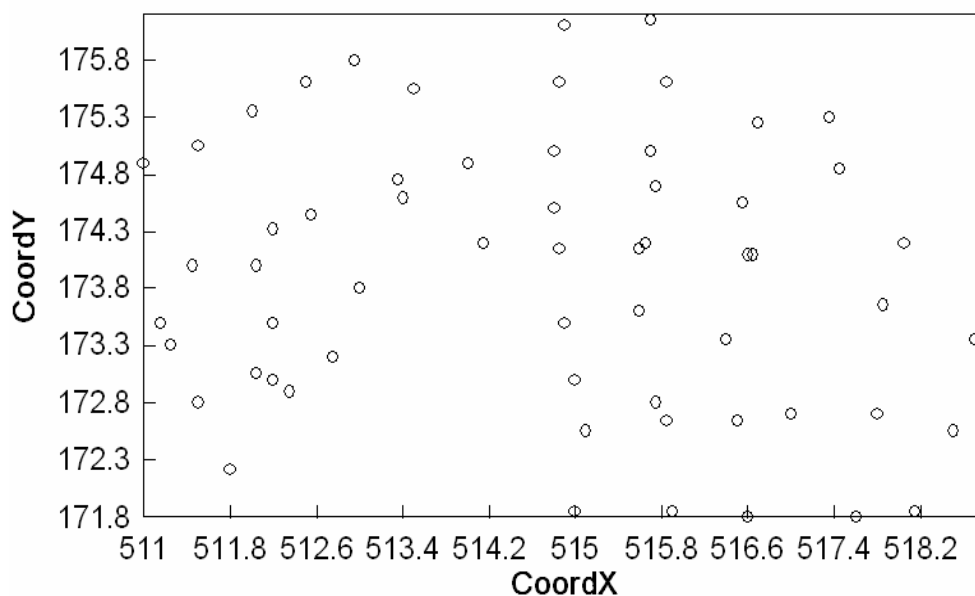


Figure IV.1: le dispositif aléatoire d'échantillonnage

3- Préparation des échantillons du sol

Les échantillons de terre sont séchés à l'air libre pendant deux (02) jours après broyage des mottes de terre, puis tamisées avec un tamis de 2 mm. Afin de déterminer de la salinité des échantillons du sol, on a mesuré les conductivités, les pH et effectuer les analyses physico-chimiques des extraits du sol avec le rapport 1:1. La méthode la plus fiable c'est la pâte saturée mais en raison du nombre des échantillons qui dépasse la centaine, on a choisi le rapport 1:1 ; pour plus de commodité et une rapidité des déterminations. Nous avons adopté le mode opératoire suivant donné par Aubert (1968), et cité par Aubert (1983) :

Après avoir placé, dans un Becher de 1000 ml à agitation, 250g de terre tamisée à la maille de 2 mm et 250 ml d'eau distillée exactement mesurée (fiolle jaugée), nous avons agité le mélange 2 heures dans l'agitateur rotatif. Laisser reposer une heure, filtrer ce mélange avec un papier filtre. Enfin, on effectue les mesures de la conductivité électrique, du pH et du bilan ionique du filtrat. Après avoir préparé les extraits des tous les échantillons du sol, des analyses ont été effectuées sur les extraits du sol 1:1 comme il suit :

Le pH est mesuré au pH-mètre (type MINI 80). La CE est déterminée à l'aide d'un conductimètre (type CORV 62), en dS/m à la température ambiante, puis elle est convertie à la température 25°C.

En matière d'irrigation, on exprime le plus souvent la salinité par la mesure de la conductivité électrique de l'eau ou de l'extrait du sol. L'unité ancienne est le mmho/cm. A savoir que :

$$1\text{mmho/cm} = 1\text{ dS/m. (Rodier ,1996).}$$

$$\text{CE} / K f (t^{\circ}) = \text{mmho /cm.}$$

Avec :

CE : conductivité électrique mesurée au conductimètre.

K : coefficient de la cellule de l'appareil.

F (t) : facteur correctif pour convertir à la conductivité électrique à 25°.

La dureté totale est déterminée par la méthode complexométrique par titrage à l'EDTA en présence de noir d'eriochrome T, ceci dans un milieu tamponné à 10. Le calcium Ca^{++} est dosé par complexométrie par titrage à l'EDTA en présence d'un indicateur colorée (murexide) et à un pH =12. Connaissant la dureté totale d'une part et la dureté calcique d'autre part, on peut calculer la dureté magnésienne par différence, cette dernière peut être convertie en mg/l. Les chlorures Cl^- sont déterminés par volumétrie selon la méthode de Mohr, en faisant précipiter le chlorure d'argent par réaction des ions chlorures avec le nitrates d'argent et en présence K_2CrO_4 comme un indicateur.

Les cations : sodium, potassium et calcium sont déterminés par spectrophotomètre d'émission de flamme (type JANWAY PEP 7). La teneur des sulfates SO_4^{--} est déterminée par néphélométrie, en utilisant un spectrophotomètre UV (vis BAKMAN/DU520) réglé à une longueur d'onde de 420 nm est étalonné avant toute détermination de la concentration des sulfates qui est reliée à la turbidité de la suspension (BaSO_4). Les bicarbonates sont dosées par volumétrie, en utilisant du H_2SO_4 (0.02N) comme solution titrante et l'orange de méthyle comme indicateur.

4- Rappel bibliographique sur la géostatistique :

a- Introduction :

La géostatistique est connue depuis près de 40 ans. Tout a commencé dans les mines d'or du Witwatersrand où Daniel Krige proposa une correction statistique à la manière traditionnelle pour estimer la teneur d'un bloc de minerai à partir d'un nombre limité d'échantillons pris autour du bloc à exploiter (Dagbert, 2000).

La théorie des variables régionalisées était formulée 10 ans plus tard par Georges Matheron qui introduisit un outil pour analyser la continuité spatiale des teneurs appelé " le variogramme " et une méthode d'estimation basée sur le variogramme appelée "le Krigeage" d'après le nom de D. Krige (Dagbert, 2000). Depuis, cette approche a trouvé de l'ampleur et la vulgarisation dans presque toutes les branches de la science, particulièrement en sciences de l'eau où pour la première fois le journal de l'école des mines de Paris a mis des applications de la géostatistique dans l'estimation des paramètres hydrogéologiques des nappes aquifères.

La géostatistique a donc démontré sa puissance de traitement des données et de contrôle des teneurs, ainsi que de la qualité de la régionalisation.

b- Définition de la Géostatistique

Le terme "géostatistique" désigne l'étude statistique des phénomènes naturels liés à l'espace. G.MATHERON, 1962 fut le premier à utiliser de façon extensive ce terme et on retiendra sa définition qui précise l'outil probabiliste employé:

« La géostatistique est l'application du formalisme des fonctions aléatoires à la reconnaissance et à l'estimation des phénomènes naturels. Un phénomène naturel peut souvent être caractérisé par la répartition dans l'espace d'une ou plusieurs variables dites régionalisées».

c- Théorie des variables régionalisées

c-1-Bases conceptuelles

c-1.1. Le concept de fonction aléatoire

Une variable aléatoire (V.A) est une variable qui prend un certain nombre de valeurs numériques selon une certaine loi de probabilité, comme une teneur de cuivre $Z(X_i)$ en un point (X_i) ou l'ensemble des teneurs $Z(X)$ pour toutes les implantations (X) intérieurs au gisement. La variable régionalisée $Z(X_i)$ peut être considérée comme une réalisation particulière de l'ensemble des V.A appelée une fonction aléatoire; et on la note $Z(X)$.

Cette définition de la fonction aléatoire (F.A) traduit le double aspect aléatoire et structuré

d'une variable régionalisée.

c.1.2. Notion de la variable régionalisée

Le terme " régionalisée " a été proposé par G.MATHERON en 1963 pour qualifier un phénomène se déployant dans l'espace (et/ou dans le temps) et y manifestant une certaine structure. Une variable caractérisant un tel phénomène est appelée "variable régionalisée"

Du point de vu mathématique une V.R est une fonction $Z(X)$ donnant la valeur au point (X) (de l'espace 1,2 ou 3 dimensions) d'une caractéristique Z du phénomène naturel étudié. Généralement ces fonctions ont un comportement spatial (ou temporel) bien trop complexe pour se laisser décrire d'expression analytique classique. C'est pour cela, il a été proposé des hypothèses de travail telles que la stationnarité et hypothèse intrinsèque et d'ergocité pour faciliter la compréhension et le formalisme de telles fonctions. On appelle variable régionalisée ; une réalisation particulière présentant une structure spatiale où un certain déterminisme inconnu, mais non quelconque (Yahiaoui, 1991).

La nature n'est pas entièrement « imprévisible » deux observations situées l'une près de l'autre, devraient en moyenne, se ressembler davantage que deux observations éloignées. Soit deux points X et $X+h$ séparés d'une distance h , mathématiquement, on dispose d'une certaine fonction définie sur un espace métrique et prenant ses valeurs dans R (éventuellement R^n ou C), cette fonction traditionnellement notée $Z(X)$ est appelée variable régionalisée ; des mesures de teneurs minières, d'altitudes, de teneurs en polluant et de la salinité sont autant d'exemples de variables régionalisées scalaires : la mesure du vent est un exemple de variable régionalisée vectorielle à 2 dimensions, ou si l'on préfère variable régionalisée complexe. (Chauvet.1992).

c.1.3. But de la théorie des variables régionalisées

MATHERON (1963) a résumé le but de la théorie des variables régionalisées en trois points essentiels :

- D'établir les bases théoriques, permettant de rendre compte des caractéristiques structurales des phénomènes naturels sous une forme mathématique appropriée.
- Elle couvre l'ensemble des possibilités allant des surfaces (ou courbes) les plus lisses jusqu'aux plus accidentées.
- De fournir les moyens pratiques pour la résolution des divers problèmes de l'estimation qui se posent à partir d'un échantillonnage fragmentaire.

d- Hypothèse De Stationnarité

Statistiquement parlant, la stationnarité d'un phénomène exprime son homogénéité spatiale dans le fait qu'il se répète lui même en quelque sorte dans l'espace (Azouzi, 1993).

L'inférence statistique de la loi de probabilité de la F.A, à partir d'une seule réalisation, n'est possible que si l'hypothèse de stationnarité est vérifiée. En chacun des points; on ne dispose le plus souvent que d'une seule réalisation. L'hypothèse attribue au fait d'accepter que l'ensemble des K mesurées ponctuelles de la fonction Z dans l'espace, puissent représenter K réalisations de la variable aléatoire Z en chaque points pris individuellement.

Soit : $Z(X)$, $Z(X+h)$ un couple de points mesurés respectivement aux positions X et X+h.

h : étant un vecteur qui sépare les deux points de mesure.

Chaque valeur prise par $Z(X)$ traduit une réalisation $Z(x)$ de la variable $Z(X)$ où X est une position fixée.

La fonction aléatoire $Z(X)$ est dite stationnaire, si les deux premiers moments de sa loi de probabilité sont invariants par translation, c'est à dire l'espérance mathématique et variance ou covariance soit une constante sur tout le champ.

Dans ce cas on parle de stationnarité d'ordre 2

d.1. Stationnarité D'ordre 2

La stationnarité d'ordre 2 concerne seulement les accroissements de la fonction aléatoire. Dans ce cas, en plus de la constance de l'espérance e mathématique :

$$E[Z(x)] = m \quad \forall \quad X \quad \dots\dots\dots(1)$$

On suppose que la covariance de chaque couple de la V.A, $Z(X)$, $Z(X+h)$ existe et ne dépend que de l'interdistance h (Bouhouhou, 1991).

$$C(h) = E[Z(X + h).Z(x)] = m^2 \quad \forall \quad X \quad \dots\dots\dots(2)$$

L'existence et la stationnarité de la covariance impliquent alors l'existence et la stationnarité de la variance et du variogramme.

$$VAR[Z(X + h) - Z(x)] = \gamma(h) \quad \text{Indépendante de X} \dots\dots\dots(3)$$

h : pouvant être un vecteur à 2 ou 3 dimensions.

$\gamma(h)$: variogramme

d.2. Hypothèse intrinsèque

Elle se traduit par le fait que pour tout vecteur h , l'accroissement $[Z(X+h) - Z(X)]$ possède une espérance mathématique et une variance indépendante du point X . On a:

$$E[Z(X + h) - Z(x)] = 0 \dots\dots\dots(4)$$

$$VAR[Z(X + h) - Z(x)] = 2.\gamma(h)\dots\dots\dots (5)$$

Dans ce cas, la F.A correspondante est dite fonction aléatoire intrinsèque F.A.I.

La fonction $\gamma(h)$ s'appelle Semi-variogramme mais appelée communément Variogramme. Il faut noter aussi que parfois l'hypothèse intrinsèque n'est pas vérifiée sur tout l'étendu de l'espace du phénomène étudié, alors on se contente uniquement d'une hypothèse quasi-intrinsèque où la stationnarité des accroissements est localement vérifiée pour des distances (h) inférieur à une limite (a) , et on définit ainsi des voisinages glissants à l'intérieur desquels l'espérance et covariance (ou variogramme) peuvent être considérés comme stationnaires et ou l'information disponible est suffisante pour en faire l'inférence (Azouzi, 1993) .

On voit ainsi comment on a passé en affaiblissant l'hypothèse de stationnarité à l'hypothèse intrinsèque puis à hypothèse quasi-intrinsèque, tout cela pour faciliter l'inférence statistique.

e- Variogramme

e.1- Définition

De l'équation précédente (5), $\gamma(h)$ se déduit égale à:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} Var[Z(X + h) - Z(X)] \dots\dots\dots(6)$$

Compte tenu de $E[Z(X + h) - Z(x)] = 0 \dots\dots\dots(7)$

On peut écrire que:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} .E[Z(X + h) - Z(X)]^2 \dots\dots\dots(8)$$

Donc $\gamma(h)$ est le demi accroissement quadratique moyen entre deux points distant de h .

Cette fonction $\gamma(h)$ est calculée à partir de l'ensemble des couples des points expérimentaux, étant donné que $2 \gamma(h)$ est considérée comme la moyenne arithmétique des écarts quadratiques entre deux mesures expérimentales $[Z(X_i), Z(X_i+h)]$ implantées en 2 points quelconques distant du vecteur h :

$$2.\gamma(h) = \frac{1}{N(h)} \sum [Z(X_i + h) - Z(X_i)]^2 \dots\dots\dots(9)$$

$N(h)$ étant le nombre de couples expérimentaux $[Z(X_i), Z(X_i+h)]$ distant de h .

La technique du variogramme développée par G .MATHERON et son école dans le cadre des relations de voisinage consiste en fait à évaluer et à discuter la corrélation au sens statistique du terme entre les éléments voisins: On cherche à observer et interpréter l'évolution de cette corrélation lorsque la distance entre éléments associés croître progressivement.

En fait, on essaie de caractériser la structure spatiale d'un phénomène naturel donné par l'outil variogramme et c'est **la première étape** indispensable à toute étude géostatistique.

La figure ci-après (Figure IV.2), représente ainsi pour toute paire de points de données (X, Y) le nuage de corrélation entre l'écart quadratique $[Z(X) - Z(Y)]^2$ et la distance $\|X - Y\|$, appelé nuée variographique, est un premier outil d'interprétation de données, exhaustif, qui permet de mettre en évidence les valeurs « anormales ». les hétérogénéités d'échantillonnage, éventuellement les tendances. Il apporte une information brute qui ne fait l'objet d'aucune intervention de l'utilisateur ; c'est une image entièrement objective de l'information disponible.

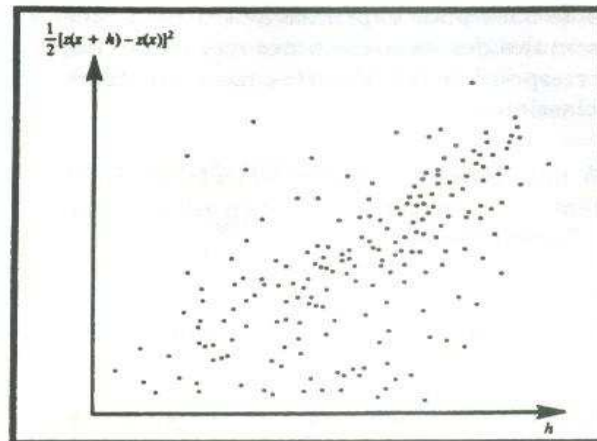


Figure IV.2 : La nuée variographique

Le variogramme expérimental (Figure IV.3) consiste à faire dans chaque classe de distance (h) , la moyenne des écarts quadratiques correspondante. Pour chaque classe on obtient donc une valeur unique, l'écart quadratique moyen et le nuage de corrélation initiale est maintenant résumé par une fonction définie pour un petit nombre de valeurs de distances.

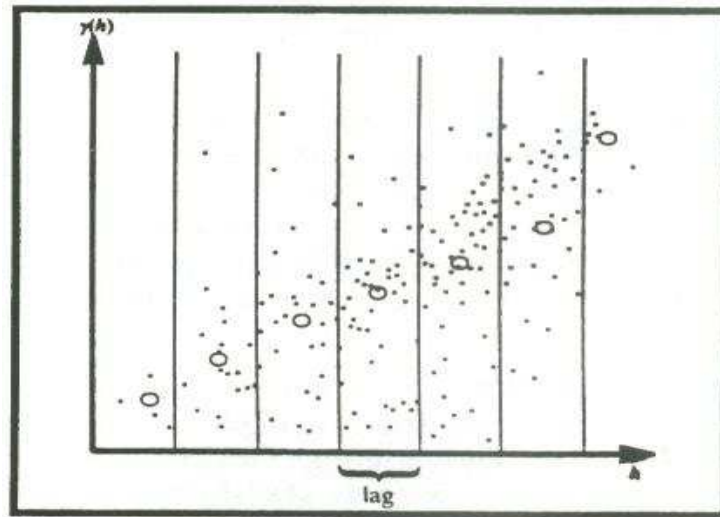


Figure IV.3- Le variogramme Expérimental.

L'ultime phase de l'analyse variographique consiste donc à ajuster « au mieux » sur le variogramme expérimental une courbe d'expression théorique connue ; cette fonction est appelée variogramme modélisé (Figure IV.4). L'usage est de se limiter à un jeu assez restreint de modèle de base, on cite les modèles exponentiels, sphériques, puissance, linéaire et à effet de pépité qui correspond à des données sans structure spatiale (Matheron, G.1965).

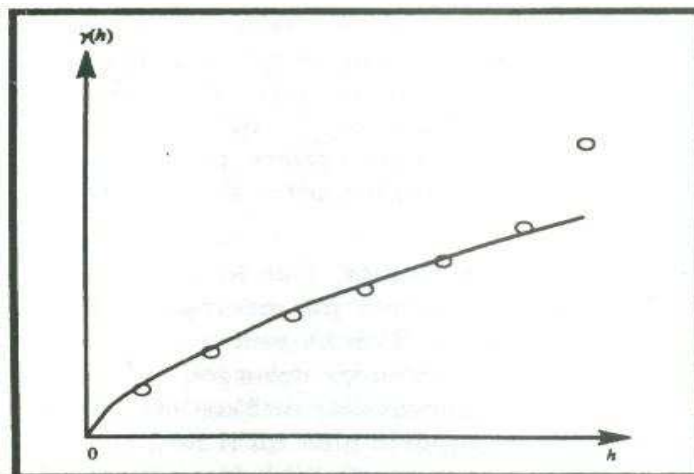


Figure IV.4 : le variogramme modélisé

Il faut noter que le variogramme calculé pour différentes classes de directions géographiques, permet de mettre en évidence **l'isotropie** ou **l'anisotropie** du phénomène: par exemple **la portée (Length)** d'un variogramme qui représente la distance au delà de laquelle le variogramme se stabilise et au delà de laquelle les mesures ne sont plus corrélées; cette portée peut changée d'une direction à une autre manifestant ainsi une anisotropie quelconque.

Remarque:

Notons avant de passer à l'estimation du variogramme et son interprétation graphique, que toutes les opérations géostatistiques depuis la caractérisation structurale (autocorrelation) jusqu'à l'estimation, s'effectuent aussi bien avec l'outil variogramme que l'outil covariance. Cette dernière s'applique dans le cadre de la stationnarité d'ordre 2 qui suppose l'existence d'une covariance et donc d'une variance à priori finie (Azouzi, 1993).

Quand la covariance existe le variogramme existe, et ces 2 outils structuraux équivalents se déduisent l'un de l'autre par la relation suivante (Figure IV.5) :

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \dots \dots \dots (10)$$

$C(0)$: variance = $\text{var}(Z(X)) = \gamma(\infty)$

$C(h)$: covariance

$\gamma(h)$: variogramme

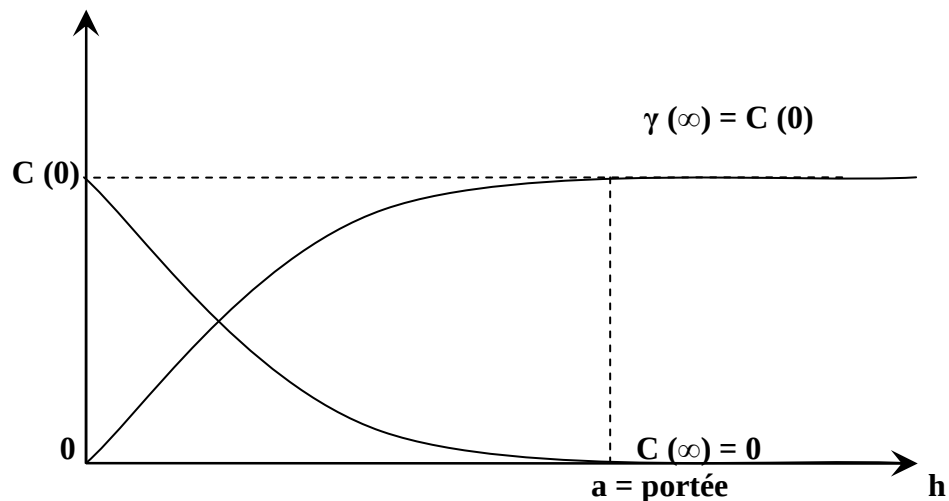


Figure IV.5 : Covariance et Variogramme

Si nous connaissons la covariance, le variogramme est simplement sa symétrie avec une translation.

e-2. Caractéristiques du variogramme

Un variogramme est caractérisé par trois paramètres essentiels: La portée (Length), le palier (Scale) et l'effet de pépité (nugget effect).

La portée

Dans un grand nombre des cas pratiques, la corrélation entre deux points variables $Z(x)$ et $Z(x+h)$ s'affaiblit aux grandes distances.

$$C(h) \longrightarrow 0 \quad \text{Quand} \quad h \longrightarrow \infty$$

Soit en pratique : $C(h) \approx 0$ dès que $(h) > a$ = portée, la distance à partir de laquelle on peut considérer $C(h) \approx 0$ est appelée « portée ». Cette portée caractérise la transition entre l'état de corrélation spatiale ($|h| < a$), (Voir Figure VI.5 : Covariance et Variogramme).

La portée est définie donc comme étant la distance à laquelle le variogramme rejoint en pratique son asymptote, ou à partir de laquelle le variogramme devient constant. C'est la distance d'autocorrelation. On peut dire aussi que la portée est la distance à partir de laquelle le palier est atteint. Cependant, dans le cas où le phénomène étudié ne possède pas de variance finie, le variogramme ne possédera jamais d'asymptote horizontale.

Le palier

Ce paramètre définit le comportement à l'infini du variogramme qui pourra être ou non, borné autour d'une valeur (palier) égale à la variance sur l'ensemble des données, dans ce cas, la stationnarité d'ordre 2 est vérifiée.

Il faut noter que le comportement d'un variogramme pour une valeur élevée du palier (h) indique que le champ a une variance infinie, et qu'une fonction de covariance n'existe pas; seule l'hypothèse intrinsèque est acceptable, en effet quand $VAR\{Z\}$ est finie, le variogramme arrive à une asymptote égale à cette variance, que l'on appelle "palier" du variogramme.

La valeur de palier donne ainsi la distance en deçà de laquelle les mesures sont corrélées et au delà de laquelle elles sont indépendantes.

L'effet de pépité

Parfois le variogramme (Figure IV.6) présente une ordonnée à l'origine non nulle qu'on appelle **effet de pépité** qui correspond à une forte concentration locale d'une teneur (en l'occurrence l'or). On dit alors que la variable est très irrégulière car entre deux points expérimentaux très proches il y a un écart de variance au moins égale à l'effet de pépité C (Delhomme, 1976) qui est dû à la fois aux erreurs de mesure et au microrégionalisation (ou microvariabilité) que l'échantillonnage n'a pas pu cerner.

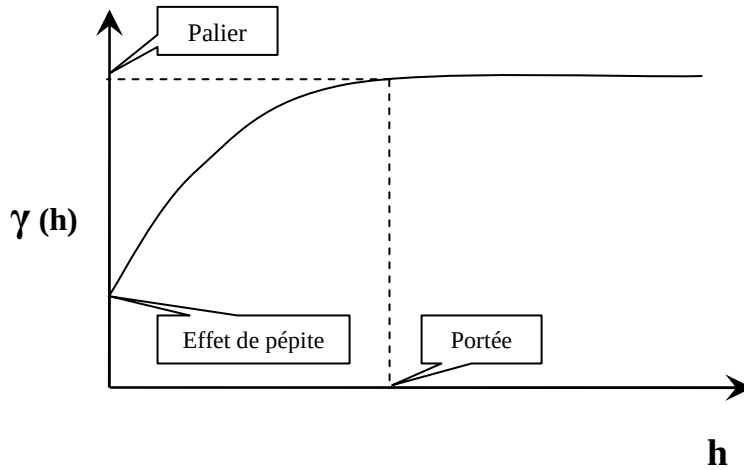


Figure VI.6: Les caractéristiques du variogramme

e-3. Ajustement à un modèle

Pour pouvoir bien exploiter le variogramme et d'en tirer le maximum d'informations sur la structure spatiale du phénomène, il est nécessaire d'approximer le graphe du variogramme par un modèle théorique connu.

Il y a 4 types de modèles d'ajustement du variogramme à savoir :

e.3.1. Modèle linéaire $\gamma(h) = w.(h)^\delta \dots \dots \dots (11)$

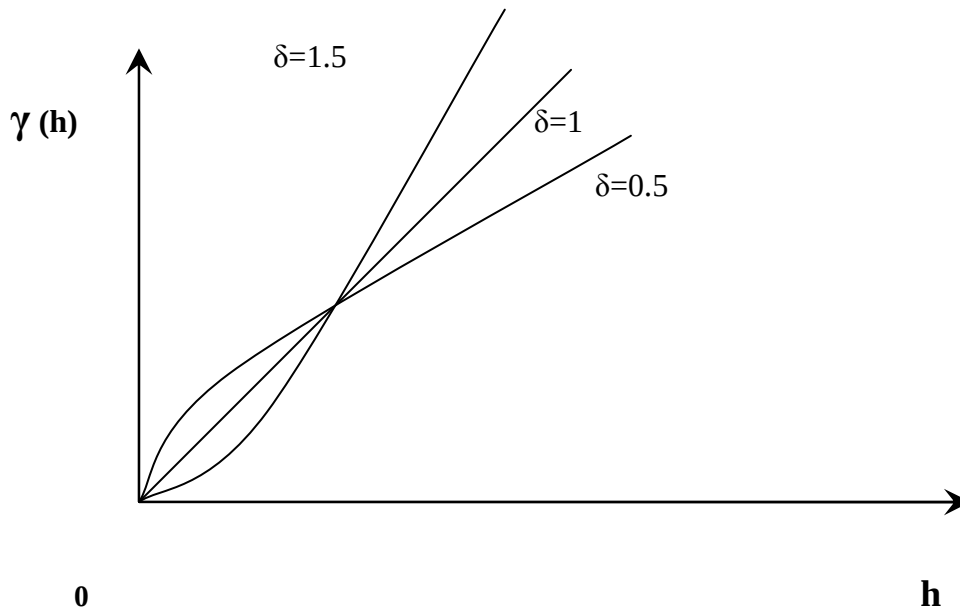


Figure IV.7 : Modèle linéaire

C'est un schéma sans palier.

$$\gamma(h) = w. \left[\frac{3}{2} \cdot \frac{h}{a} - \frac{1}{2} \cdot \frac{h^3}{a} \right]$$

e.3.2. Modèle Sphérique

$$\gamma(h) = w \left(1 - \frac{h}{a}\right)^2, \quad h \leq a \quad \dots\dots\dots(12)$$

$$\gamma(h) = w, \quad h > a \quad \dots\dots\dots(13)$$

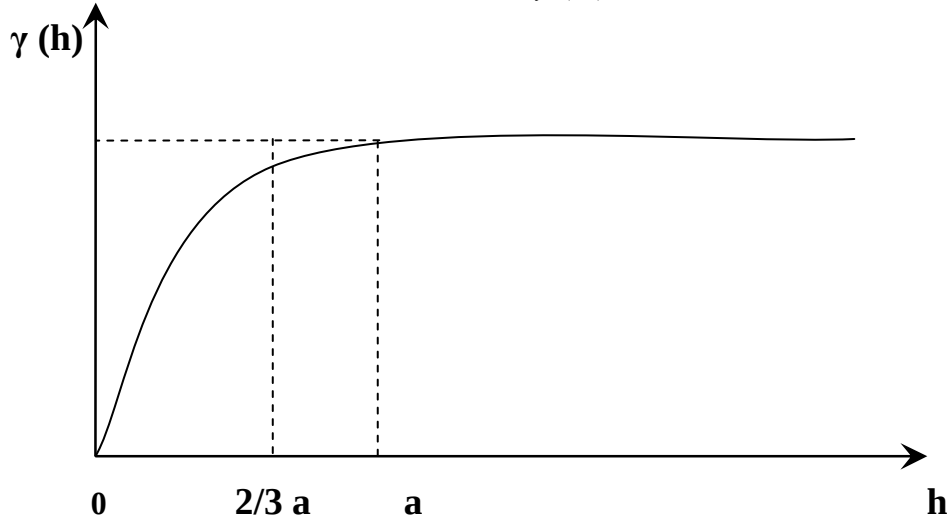


Figure IV.8 : Modèle sphérique

C'est un schéma de transition à palier avec un comportement linéaire à l'origine.

$$\gamma(h) = w \cdot \left[1 - e^{-\frac{h}{a}}\right]$$

e.3.3 . Modèle exponentiel

$$\dots\dots\dots(14)$$

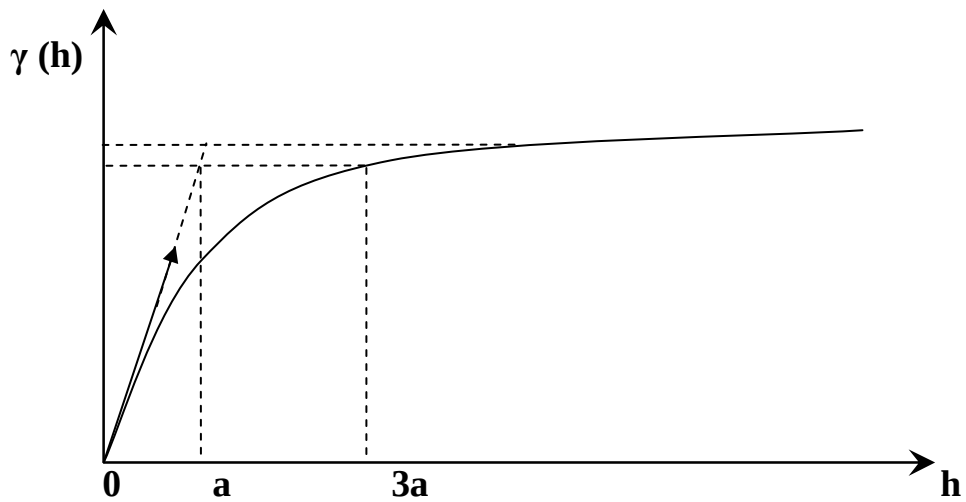


Figure IV.9 : Modèle exponentiel

C'est un schéma de transition à palier avec un comportement Linéaire à l'origine.

e.3.4. Modèle gaussien

$$\gamma(h) = w.[1 - (e^{-\frac{h}{a}})^2] \dots\dots\dots(15)$$

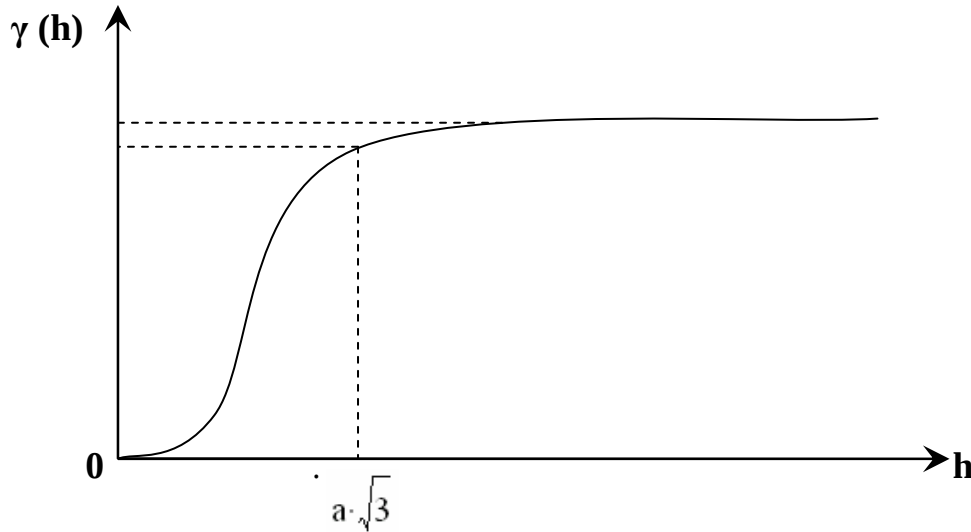


Figure IV.10 : Modèle gaussien

C'est un schéma de transition à palier avec un comportement parabolique à l'origine.

f. L'anisotropie

Les variogrammes directionnels avec des classes distance sont calculés, dans différentes classes de direction en fonction de l'orientation du vecteur. Dans la pratique, on ajoute au choix ; du pas de distance et du pas d'angle et on repartit les couples en différentes classes selon ces deux critères. Ces calculs sont indispensables pour analyser l'anisotropie des données (Gascuel-Odeux et Al.1990). On parle de phénomène d'anisotropie lorsque la variabilité n'est pas la même dans toutes les directions et par conséquent, l'existence d'une direction privilégiée vis-à-vis du phénomène étudiée (Freycon V. Sebastien B.1991).

Le variogramme de surface donne les deux principales directions d'anisotropie. L'établissement des variogrammes selon les deux directions permet de déterminer le rapport d'anisotropie après ajustement des variogrammes expérimentaux.

En géostatistique, on peut modéliser aisément que les anisotropies géométriques dont les caractéristiques sont :

- l'observation dans diverses directions des paliers, et des composants péptitiques identiques mais des portées différentes.
- les portées maximales (ag) et minimales (ap) s'observent selon deux directions orthogonales.

- on peut rendre les portées identiques (égale à (ag)) suivant toutes les directions en multipliant le composant de la portée parallèle ap par le facteur (ag/ap).

Bref, les portées décrivent une ellipse dont l'axe majeur est orienté parallèlement à (ag).

$$\frac{(a_{\theta} \cdot \cos \theta)^2}{a_g^2} + \frac{(a_{\theta} \cdot \sin \theta)^2}{a_p^2} = 1$$

g. Le Krigeage

Le Krigeage porte le nom de son précurseur, l'ingénieur minier sud-africain D.G. Krige. Dans les années 50, Krige a développé une série de méthodes statistiques empiriques afin de déterminer la distribution spatiale des minerais à partir d'un ensemble de forages.

C'est cependant le français Matheron qui a formalisé l'approche en utilisant les corrélations entre les forages pour en estimer la répartition spatiale. C'est lui qui a baptisé la méthode « Krigeage» (Gratton, 2002).

g.1. Définition :

Le Krigeage est une méthode stochastique d'interpolation spatiale qui prévoit la valeur d'un phénomène naturel en des sites non échantillonnées par une combinaison linéaire sans biais et à variance minimale des observations du phénomène en des sites voisins (Baillargeon, 2005). L'idée de base du Krigeage est de prévoir la valeur de la variable régionalisée étudiée en un point non échantillonné X_0 par une combinaison linéaire de données ponctuelles adjacentes :

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(x_i) \dots\dots\dots(16)$$

Les poids λ_i associés à chacune des valeurs régionalisées observées sont choisis de façon à obtenir une prévision non biaisée et de variance minimale. Ces poids dépendent de la localisation des observations et de leur structure de dépendance spatiale. En fait, le krigeage est le nom donné à la meilleure prévision linéaire sans biais c'est pour cette raison qu'il est appelé un estimateur optimal, linéaire non biaisé, **BLUE** (best linear unbiased estimate).

g.2. Caractéristiques du Krigeage

1 - Il est linéaire, c'est à dire que l'estimation de Z en X_0 est une combinaison linéaire des valeurs expérimentales Z_i aux points X_i .

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(x_i) \dots\dots\dots(17)$$

Z_0^* : est l'estimation de la valeur Z_0 au point X_0 (l'astérisque indique qu'il s'agit d'une estimation).

λ_i : Les poids de l'estimateur que constitue le krigeage.

$Z(x_i)$: valeurs expérimentales aux points X_i .

2 - Il est non biaisé, ou l'absence totale d'erreur d'estimation, c'est à dire avec une espérance mathématique des erreurs d'estimation nulles.

$$E[(Z_0^* - Z_0)] = 0 \dots\dots\dots (18)$$

3 - Il prend en compte une condition d'optimalité, par exemple; l'estimateur est dit "optimal", si l'erreur d'estimation ($Z_0^* - Z_0$) est minimum; comme la valeur réelle Z_0 est inconnue, On minimise l'espérance mathématique de cette erreur d'estimation en erreur quadratique moyenne minimale; c'est à dire avec une variance des erreurs minimale.

$$E[(Z_0^* - Z_0)^2] = \text{VAR}[(Z_0^* - Z_0)] \text{ minimum} \dots\dots\dots (19)$$

g.3. Les types de krigeage

g.3.1. Le krigeage simple

Il consiste toujours comme on l'a dit à estimer la valeur de Z_0^* par la somme pondérée des autres valeurs de Z_i disponibles dans le cadres des hypothèses déjà citées, en déterminant les coefficient de pondérations λ_i

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(X_i) \dots\dots\dots (20)$$

Et on a dit aussi qu'un phénomène est stationnaire si sa fonction aléatoire ou du moins ses 2 premiers moments (moyenne. variance..) sont invariants par translation.

Le Krigeage simple s'effectue donc dans la condition de non biais où l'espérance mathématique est supposée être constante égale à m .

L'équation du krigeage simple est soumise aux deux conditions:

$$\text{Condition de non biais: } E[(Z_0^* - Z_0)] = 0 \rightarrow \lambda_i = 1 \dots\dots\dots (21)$$

$$\text{Condition d'optimalité: } E[(Z_0^* - Z_0)^2] = \text{minimum} \dots\dots\dots (22)$$

Par le développement de $E[(Z_0^* - Z_0)^2]$ on a :

$$E[(Z_0^* - Z_0)^2] = \sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j \gamma(X_i - X_j) + 2 \sum_i \lambda_i \gamma(X_i - X_0) \dots (23)$$

$$\begin{cases} \sum_j \lambda_j \gamma(X_i - X_j) + \mu = \gamma(X_i - X_0) \\ \sum_j \lambda_j = 1 \end{cases} \dots (24)$$

En remplaçant l'expression (24) dans l'équation (23) on obtient :

$$VAR[Z_0^* - Z_0] = E[(Z_0^* - Z_0)^2] = \sum_i \lambda_i \gamma(X_i - X_0) + \mu \dots (25)$$

Et l'écart -type d'estimation

$$\delta = \sqrt{VAR(Z_0^* - Z_0)} = \sqrt{\sum_i \lambda_i \gamma(X_i - X_0) + \mu} \dots (26)$$

En fin de compte pour obtenir la valeur estimée par Krigeage simple, il suffit seulement de remplacer les λ_i trouvés par le système du Krigeage dans l'expression de départ:

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(X_i) \dots (27)$$

En utilisant l'écart type d'estimation, On peut même spécifier l'intervalle de confiance d'une valeur Krigée.

Dans l'hypothèse d'une distribution normale l'intervalle de confiance à 95 % s'écrit :

$$Z_0^* = \sum \lambda_i^i \cdot Z_i \pm 2 \delta \dots (28)$$

g.3.2. Le Krigeage universel

Ce type de Krigeage est utilisé dans le cas des phénomènes non stationnaires où l'hypothèse intrinsèque n'est plus vérifiée et par conséquent la moyenne n'est plus constante, elle est fonction de x, appelée dérive m(x) (Azouzi, 1993)

$$E(Z_x) = m(X) \dots (29)$$

Cette dérive m(x) peut prendre la fonction suivante :

$$m(X) = \sum_K a^k F^k(X) \dots \dots \dots (30)$$

F(x) peut être un polynôme du type par exemple si x et y désignent les coordonnées d'un point du plan, on aurait :

$$m(X) = a_0 + a_1 X + a_2 Y + a_3 X^2 + a_4 XY + \dots \dots \dots (31)$$

On a l'estimateur du Krigeage qui est toujours de la forme:

$$Z_0^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z_i \dots \dots \dots (32)$$

Mais la condition de non biais est différente:

$$E(Z_0^*) = E(Z_0) \dots \dots \dots (33)$$

$$E\left(\sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z_i\right) = E(Z_0) \dots \dots \dots (34)$$

La démarche de calcul des équations du Krigeage universel est identique à celle du Krigeage simple. En minimisant la variance de l'estimation $VAR(Z_0^* - Z_0)$ sous la condition de non biais et en introduisant les K multiplicateurs de Lagrange ($\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_k$) on aboutit au système suivant:

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum \lambda_j \gamma(X_i - X_j) + \sum_K \mu_K F^K(X_i) = \gamma(X_i - X_0) \quad i=1, \dots, n \quad \dots \dots \dots (35) \\ \sum \lambda_i F^k(X_i) = F^k(X_0) \quad \dots \dots \dots (36) \end{array} \right.$$

$$\sum \lambda_i F^k(X_i) = F^k(X_0) \dots \dots \dots (36)$$

Avec :

$$\delta^2 = Var(Z_0^* - Z_0) = \sum_i \lambda_i \cdot \gamma(X_i - X_0) + \sum_k \mu_k F^k(X_0) \dots \dots \dots (37)$$

h. Conclusion

En terme nous résumons cette partie par les conclusions suivantes :

- L'analyse variographique est une étape préalable au krigeage qui permet de l'estimer. Cette analyse est en fait l'étude du comportement spatial de la variable régionalisée examinée.

- Le Krigeage est la méthode optimale, au sens statistique, d'interpolation et d'extrapolation. C'est la méthode d'estimation la plus précise. Contrairement à toutes les autres méthodes, elle permet aussi de calculer l'erreur d'estimation.

5. Mise en œuvre et analyse des résultats :

a- Les faciès chimiques des solutions du sol :

Le diagramme de piper (Figure IV.11) montre la prédominance du faciès chloruré sodique, ce qui est en accord avec les résultats des analyses des eaux de la nappe superficielle. Ceci à un lien avec la présence des formations évaporitiques dans les sols de la région en particulier l'halite .Les matrices de corrélations (tableau IV.1 a et b) montrent que la conductivité électrique est fortement liée au sodium et aux chlorures.

Tableau IV.1a : Matrice de corrélation (profondeur du sols :20 cm)

Variable	Na ⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	SO ₄ ⁻⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CE
Na ⁺	1.000	-0.114	0.378	0.801	0.774	0.986	0.723	0.906
Mg ⁺⁺	-0.114	1.000	-0.065	-0.293	-0.038	-0.072	0.117	-0.153
K ⁺	0.378	-0.065	1.000	0.297	0.159	0.388	0.382	0.277
Ca ⁺⁺	0.801	-0.293	0.297	1.000	0.692	0.799	0.586	0.868
SO ₄ ⁻⁻	0.774	-0.038	0.159	0.692	1.000	0.718	0.551	0.657
Cl ⁻	0.986	-0.072	0.388	0.799	0.718	1.000	0.724	0.904
HCO ₃ ⁻	0.723	0.117	0.382	0.586	0.551	0.724	1.000	0.741
CE	0.906	-0.153	0.277	0.868	0.657	0.904	0.741	1.000

Tableau IV.1 b : Matrice de corrélation (profondeur du sols :60 cm)

Variable	Na ⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	SO ₄ ⁻⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CE
Na ⁺	1.000	-0.132	0.236	0.724	0.730	0.991	0.810	0.722
Mg ⁺⁺	-0.132	1.000	-0.331	-0.232	-0.291	-0.079	0.009	-0.030
k ⁺	0.236	-0.331	1.000	0.303	0.230	0.234	0.250	0.308
Ca ⁺⁺	0.724	-0.232	0.303	1.000	0.701	0.728	0.484	0.732
SO ₄ ⁻⁻	0.730	-0.291	0.230	0.701	1.000	0.658	0.563	0.507
Cl ⁻	0.991	-0.079	0.234	0.728	0.658	1.000	0.794	0.733
HCO ₃ ⁻	0.810	0.009	0.250	0.484	0.563	0.794	1.000	0.638
CE	0.722	-0.030	0.308	0.732	0.507	0.733	0.638	1.000

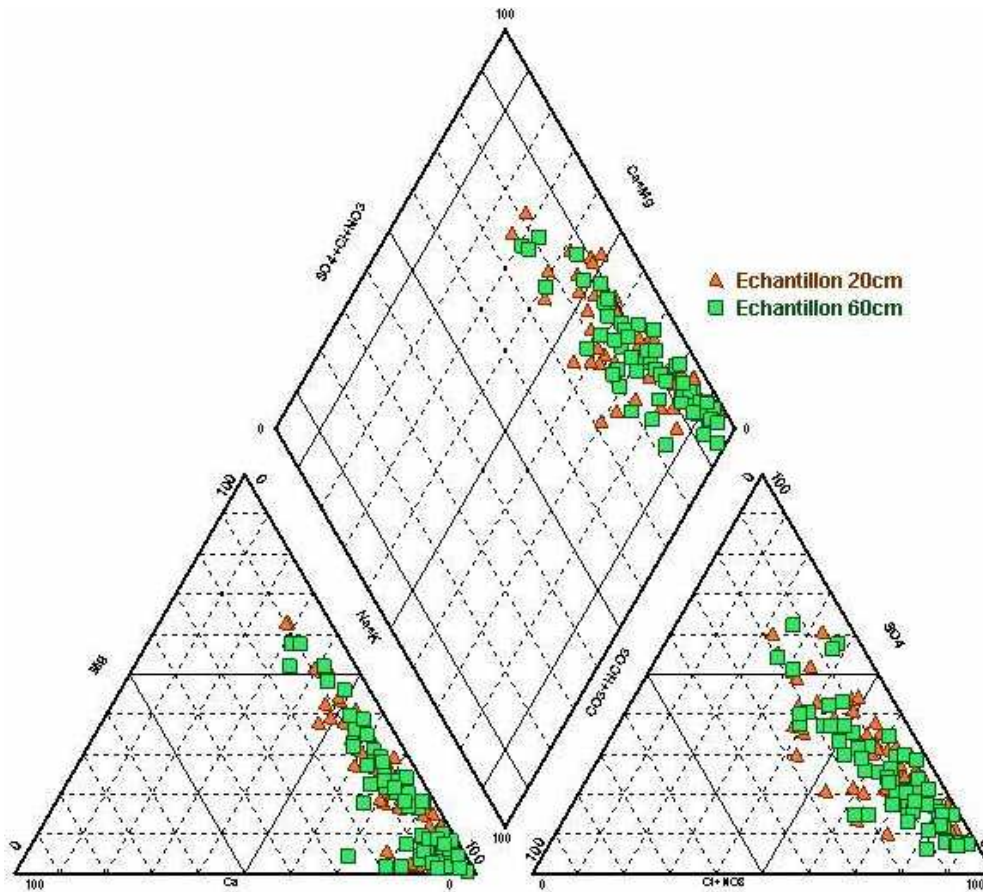


Figure IV.11-. Diagramme de Piper des solutions du sols.

b- Etude géostatistique :

Nous avons utilisé le logiciel Variowin 2.2 crée par Pannatier .Y(1996), pour l'analyse spatiale des données ,ainsi que la modélisation et la création de variogrammes .

b.1. La nuée variographique (Variogram cloud) :

La nuée variographique montre la valeur de la dissimilarité $\gamma(h)$ pour toutes les paires de points. Chaque point correspond donc à une paire de points de mesure. En abscisse, on trouve la distance h entre les échantillons : plus un point se trouve sur la droite du variogramme, plus il correspond à des points éloignés. En ordonnée le $\gamma(h)$ comme nous l'avons vu correspond à la dissimilarité entre les points .La nuée variographique permet de visualiser les échantillons présentant des valeurs anormales .Dans les cas les plus évidents , le nuage est séparé en deux groupes distincts : le groupe supérieur dénotant automatiquement une anomalie avec un des points de mesure .Cependant ,le nuage n'est pas toujours séparé en

deux parties, mais cela ne veut pas dire qu'il n'y a pas de valeurs « anormales » (Figure IV.12 a et b).

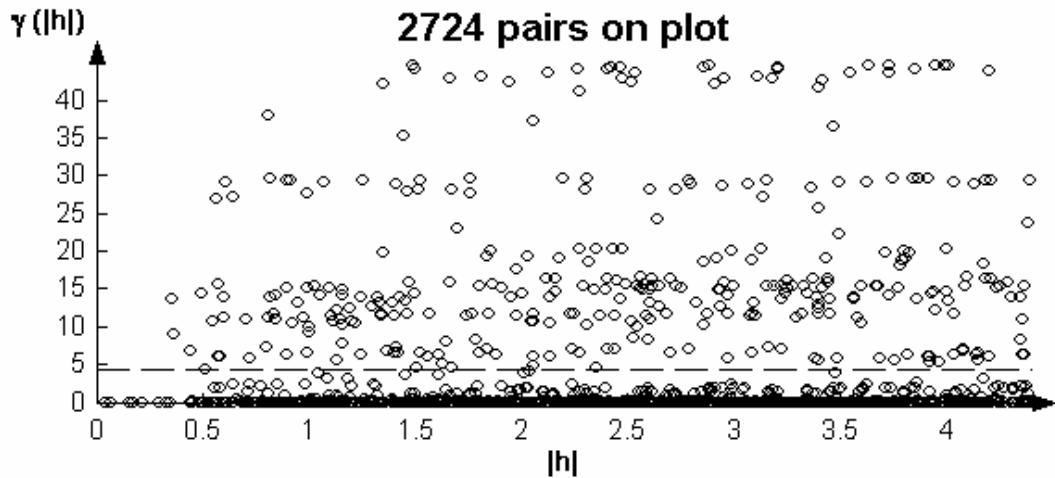


Figure IV.12 a - La nuée variographique de la conductivité électrique (profondeur : 20 cm)

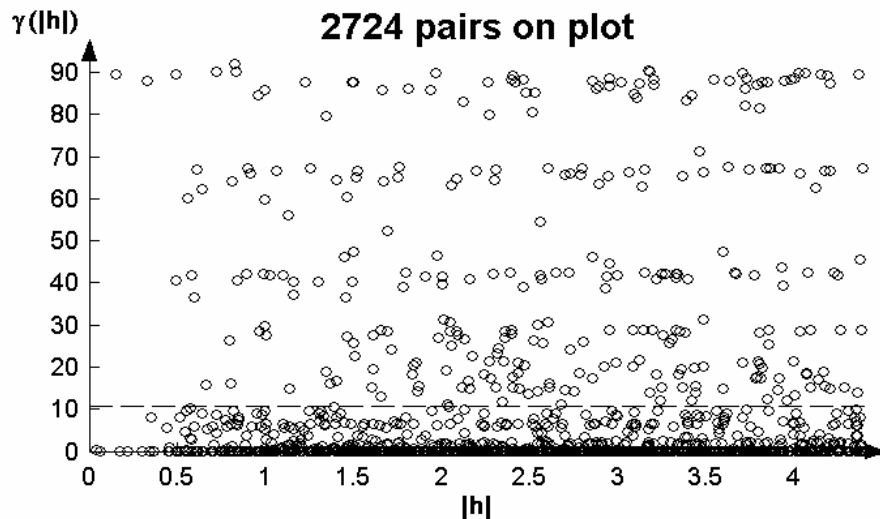


Figure IV.12 b -La nuée variographique de la conductivité électrique (profondeur : 60 cm)

b.2. Le variogramme « Surfacing » (Variogram Surface) :

Le variogramme de surface, permet l'identification des directions principales d'anisotropie du comportement spatial de la variable. En d'autres termes, il permet de voir dans quelle direction la continuité spatiale de la variable est la meilleure. Ce Variogramme est en trois dimensions et il permet donc de contenir toute l'information variographique. On trouve, en effet, en abscisse l'écartement Est -Ouest entre deux points et en ordonnée l'écartement Nord -Sud, alors que le $\gamma(h)$ est simulé par différentes couleurs : le bleu correspondant à une faible dissimilarité entre les points. Pour détecter la direction de plus

forte continuité spatiale, il faut considérer le variogramme comme un cercle trigonométrique et comme centre la cellule centrale (de distance 0.0). Il faut ensuite observer les angles à partir de 0° jusqu'à 180° (la moitié supérieure du variogramme). Un petit $\gamma(h)$ indiquant une faible dissimilarité, il faut détecter l'angle sur lequel les cellules présentent le plus petit $\gamma(h)$, plus simplement où on trouve plus de cellules bleues. C'est moins probable de trouver deux points alignés exactement dans la direction donnée par le variogramme surfacique, il faut donc donner un certain seuil de tolérance à l'angle de manière à ce qu'un nombre suffisant de paires puisse être pris en considération. Le seuil de tolérance est au contraire trop élevé, le variogramme ne présentera plus les caractéristiques de la direction donnée. Il faut à nouveau faire plusieurs essais jusqu'à l'obtention d'un variogramme satisfaisant. Fixer la tolérance angulaire à 90° permet de prendre en considération toutes les directions et on obtiendra un variogramme omnidirectionnel dans lequel figurent toutes les paires (Lambert.1999).

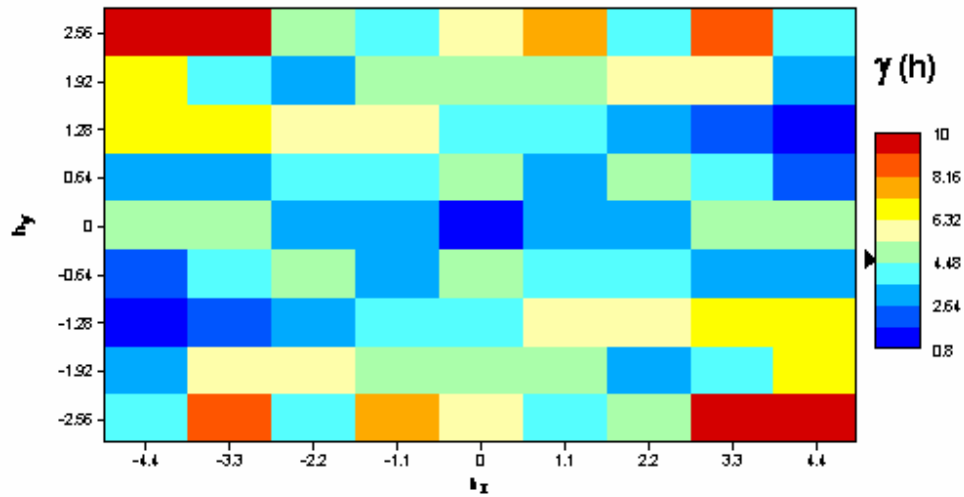


Figure IV.13 a-. Variogramme surfacique de la conductivité électrique (profondeur : 20Cm)

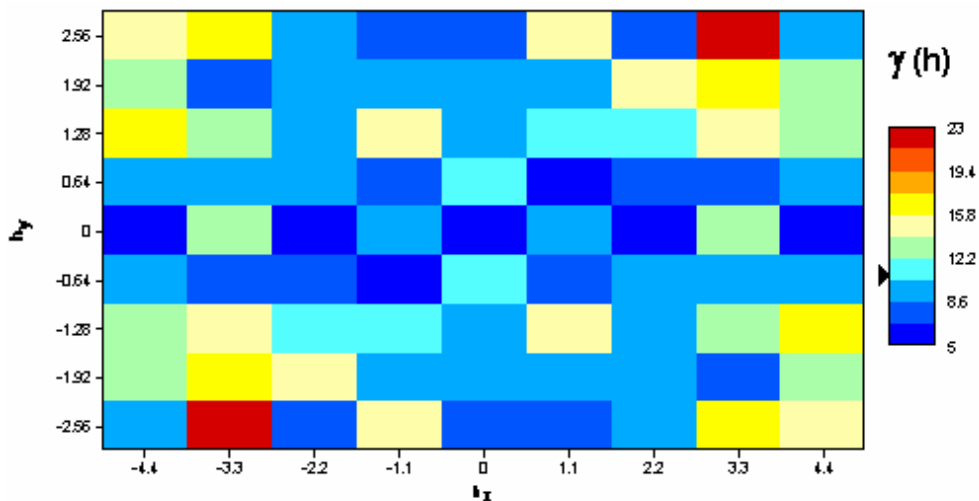


Figure IV.13b - Variogramme surfacique de la conductivité électrique (profondeur : 60Cm)

Le variogramme surfacique en figures IV.13 a et b montre que la conductivité électrique a un comportement anisotrope dans la direction 30° (Nord-Est). En d'autres termes, la meilleure continuité spatiale s'observe dans la direction 30°. On peut encore dire que c'est dans cette direction que l'auto corrélation entre les points est la meilleure. Cependant, dans la direction perpendiculaire (120°) la continuité n'est pas aussi bonne, on remarque aussi que la continuité spatiale dans l'ensemble n'est pas très élevée (valeurs de $\gamma(h)$ relativement fortes) et qu'à faible distance, la variation entre les valeurs mesurées est assez importante ($\gamma(h) > 0.8$), ce qui indique qu'à ce stade il y a déjà un effet de pépité élevé. La figure (IV.13 b) montre que la conductivité électrique a un comportement légèrement anisotrope dans les directions 20° et 60°, mais aussi dans les directions perpendiculaires 110° et 150° et par conséquent, les directions d'anisotropie détectées vont s'annuler en donnant un comportement isotrope à notre variable. Les valeurs fortes du $\gamma(h)$ indiquent une continuité spatiale moins élevée et un effet de pépité élevé.

Les variogrammes surfaciques des chlorures (Figures IV.14.a et b) montrent une anisotropie dans la direction 40° (Nord –Est), les plus fortes valeurs de $\gamma(h)$ indiquent une forte dissimilarité des teneurs en chlorures dans la partie Nord-Ouest. Notons aussi une légère anisotropie dans la direction 130° pour le variogramme surfacique de la profondeur 60 cm.

Une même direction de l'anisotropie que celle des chlorures est observée sur les variogrammes surfaciques du sodium (Figures IV.15 a et b), ayant toujours des valeurs élevées du $\gamma(h)$ dans la partie Nord -Ouest.

Les sulfates (Figures IV.16 a et b) présentent des variogrammes surfaciques avec des valeurs du $\gamma(h)$ moins élevées comparativement aux chlorures et au sodium et une anisotropie très nette dans la direction 35°.

Le calcium (Figures IV.17 a et b) montre une anisotropie dans la direction 45° et une dissimilarité moins élevée $\gamma(h)$ ne dépassant pas 24000 dans la partie Nord-Ouest.

Après examen des variogrammes surfaciques des bicarbonates (Figures IV.18 a et b), nous avons observé une anisotropie dans la partie Nord –Est dans la direction 35° et une forte valeur du $\gamma(h)$ dans la direction 70°. Le variogramme de profondeur 60 cm indique une légère anisotropie dans la direction 90. Le variogramme surfacique du magnésium (Figure IV.19) ne montre pas une continuité spatiale nette, d'où l'absence d'anisotropie.

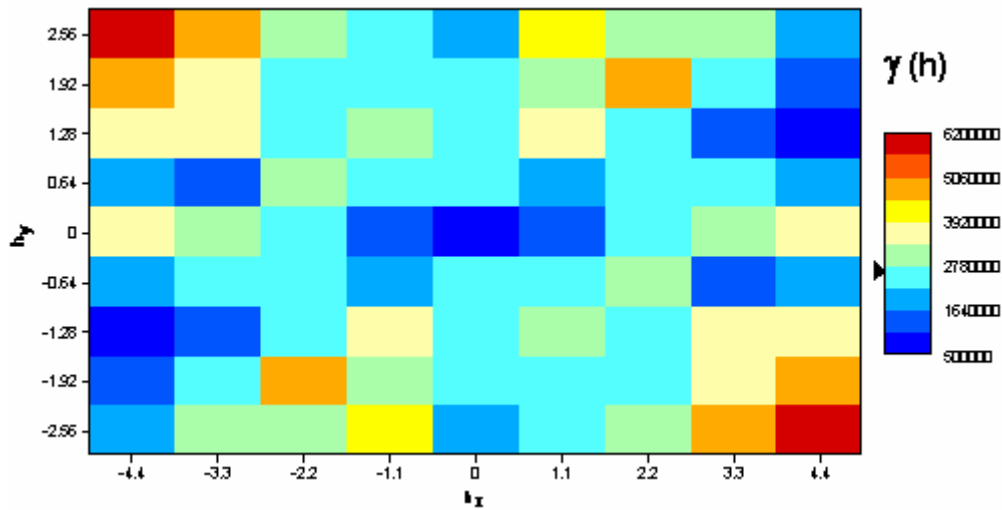


Figure IV.14a-.Variogramme surfacique des chlorures (profondeur : 20cm)

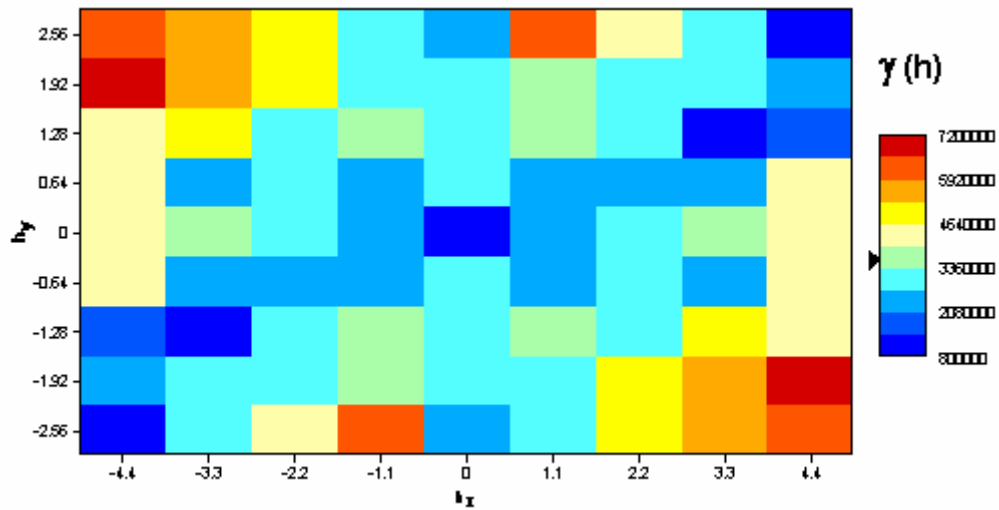


Figure IV.14 b-.Variogramme surfacique des chlorures (profondeur :60 cm)

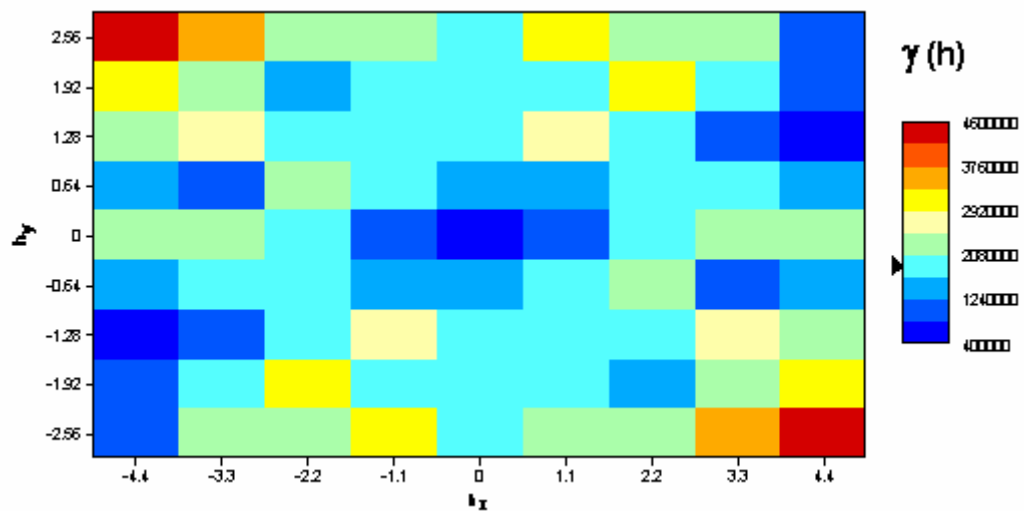


Figure IV. 15 a-.Variogramme surfacique du Sodium (profondeur :20 cm)

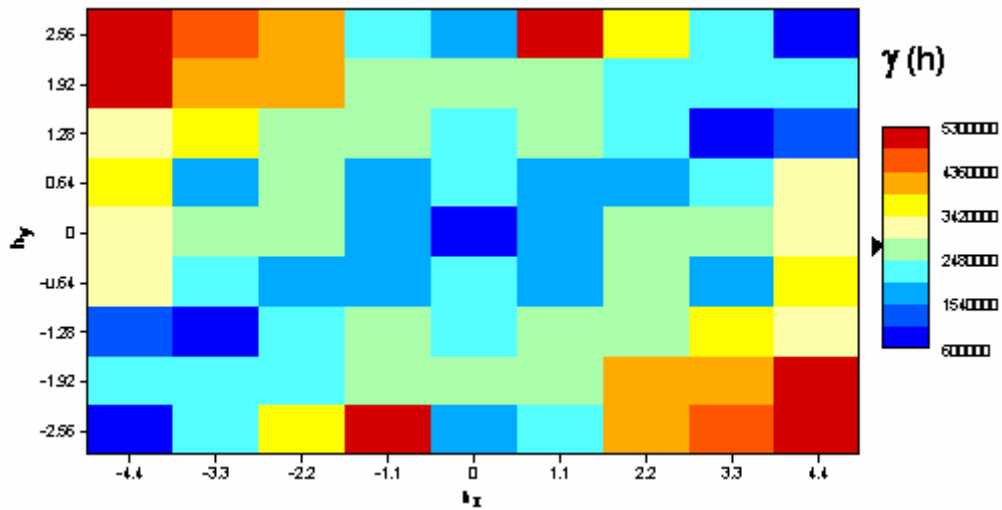


Figure IV.15 b-. Variogramme surfacique du Sodium (profondeur : 20 cm)

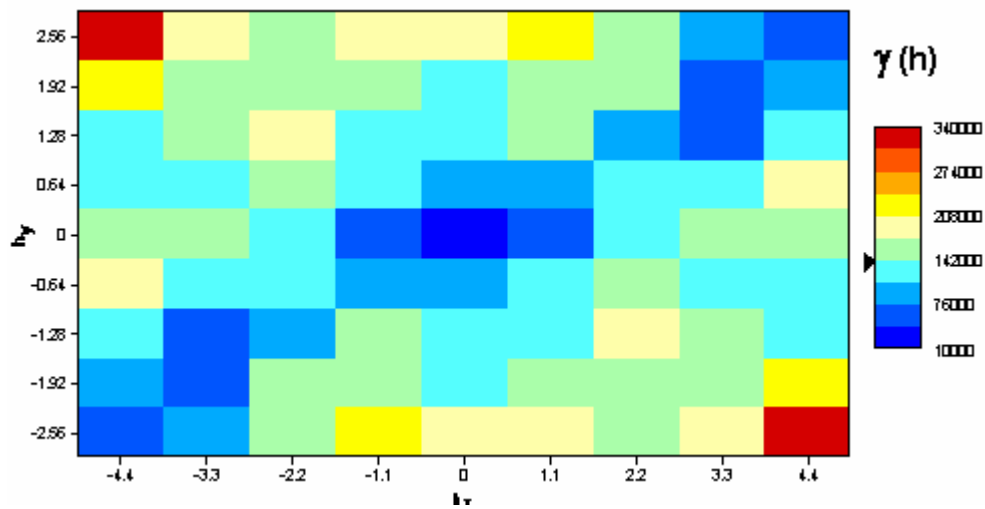


Figure IV.16 a. Variogramme surfacique des Sulfates (profondeur : 20 cm)

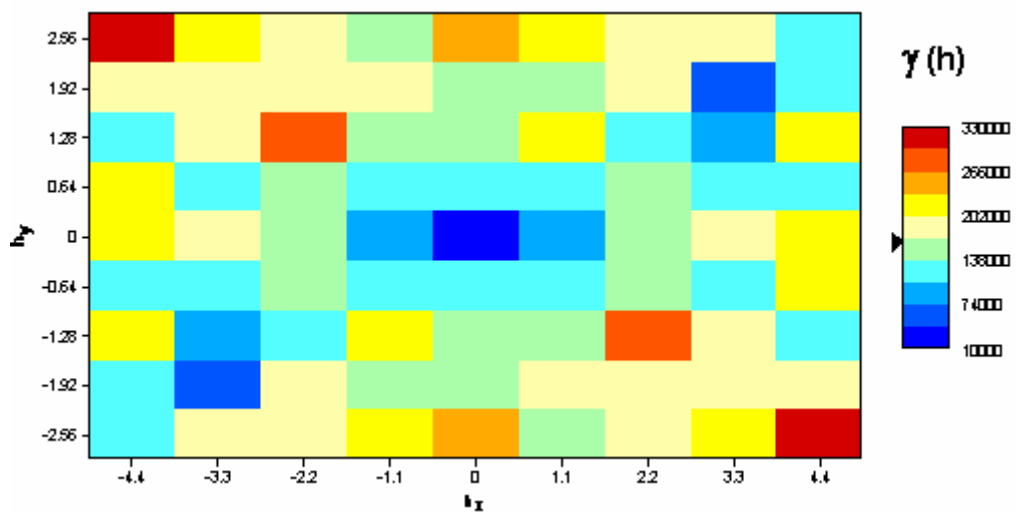


Figure IV.16 b-. Variogramme surfacique des Sulfates (profondeur : 60 cm)

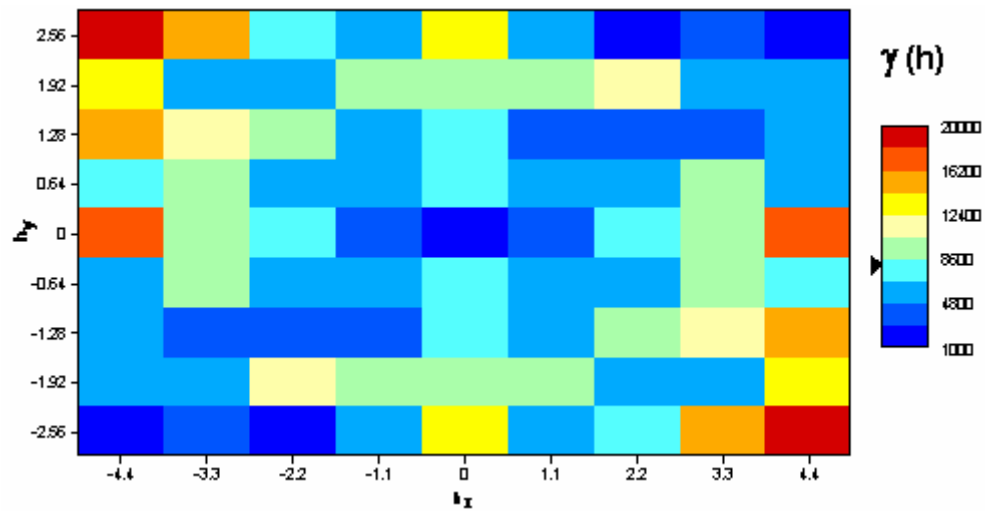


Figure IV.17.a-.Variogramme surfacique du Calcium (profondeur : 20 cm)

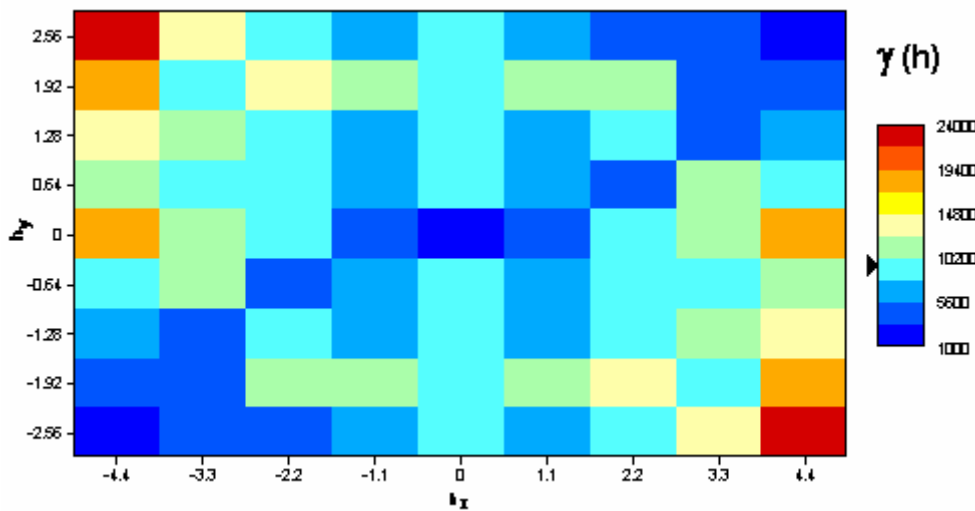


Figure IV.17b-.Variogramme surfacique du Calcium (profondeur : 60 cm)

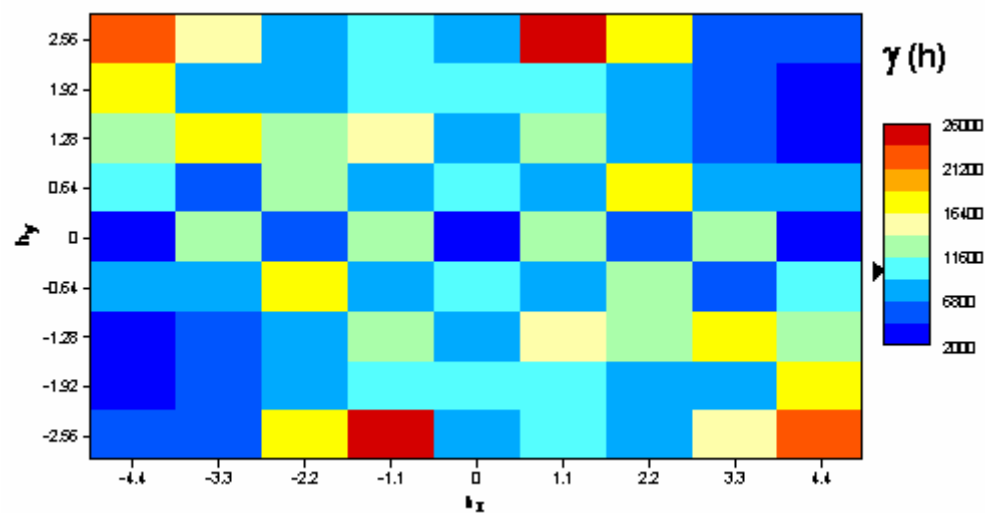


Figure IV.18 a-Variogramme surfacique des bicarbonates (profondeur : 20 cm)

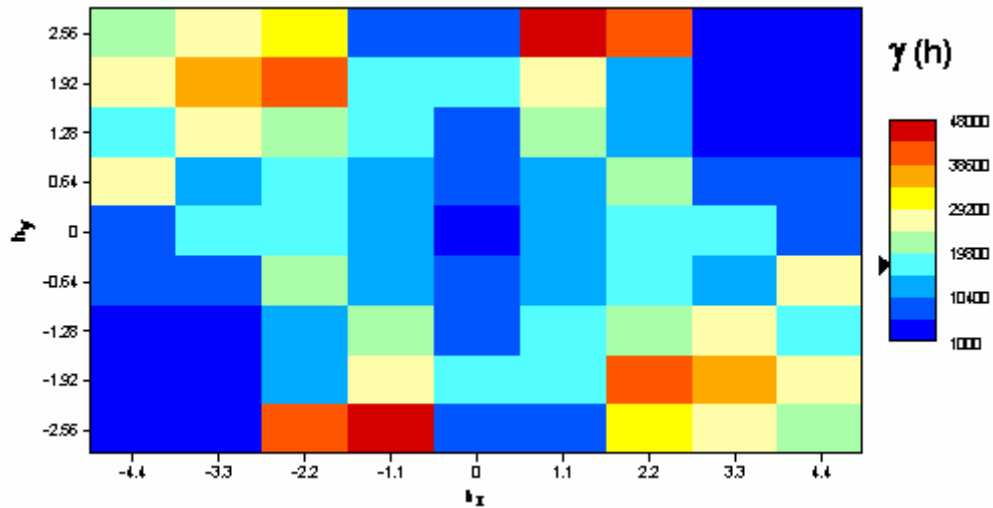


Figure IV.18b--Variogramme surfacique des bicarbonates (profondeur : 60 cm)

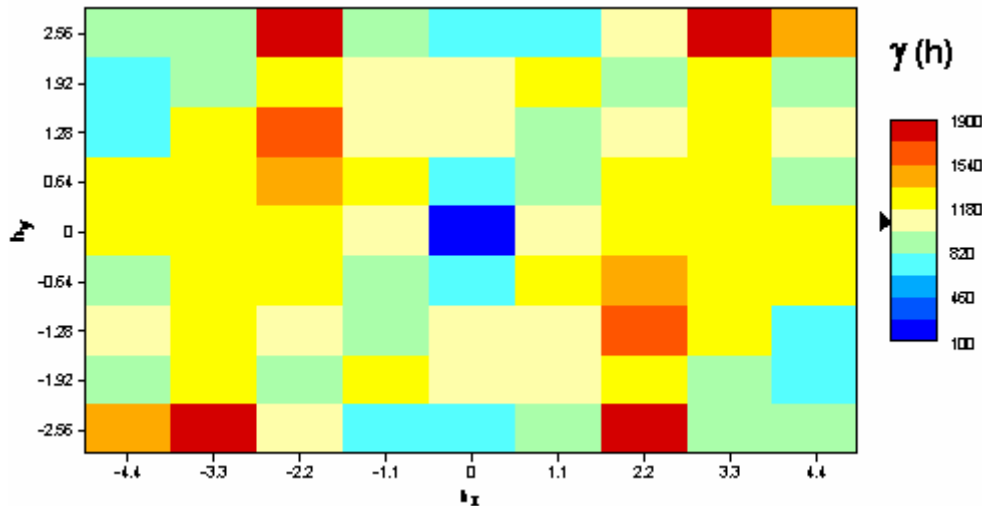


Figure IV.19--Variogramme surfacique du magnésium (profondeur : 60 cm)

b.3 . Le variogramme directionnel (Directional variogram) :

Une fois les directions principales d'anisotropie sont déterminées, nous allons pouvoir calculer les variogrammes expérimentaux relatifs à chaque orientation, en fixant la tolérance angulaire. Cela nous permettra de prendre en considération toutes les directions et obtenir un variogramme omnidirectionnel dans lequel figurent toutes les paires (Figures IV.20 a et b).

Le variogramme directionnel de la conductivité électrique pour une profondeur de 60 cm (Figures IV.21 a et b) montre un effet de pépité important, donc une variation à courte distance d'où l'existence d'une micro régionalité et une largeur du lag trop faible laissait apparaître trop de pics. Ces variations indésirables peuvent être masquées en augmentant la largeur du lag.

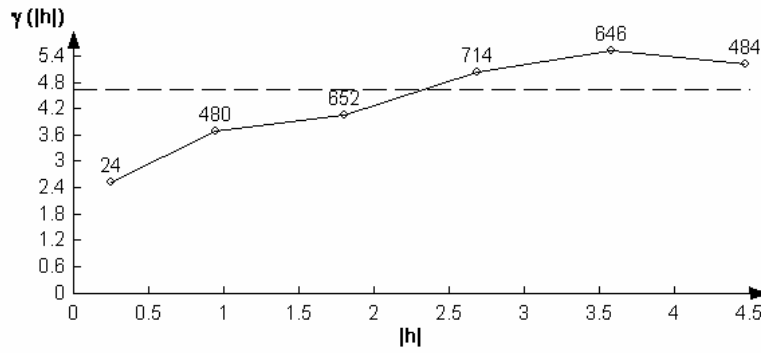


Figure IV.20a- Variogramme directionnel à 30° (Conductivité électrique profondeur : 20 cm)

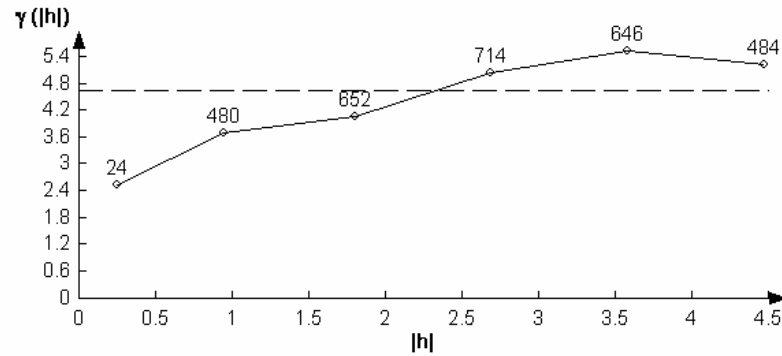


Figure IV.20b- Variogramme directionnel à 120° (Conductivité électrique profondeur : 20 cm)

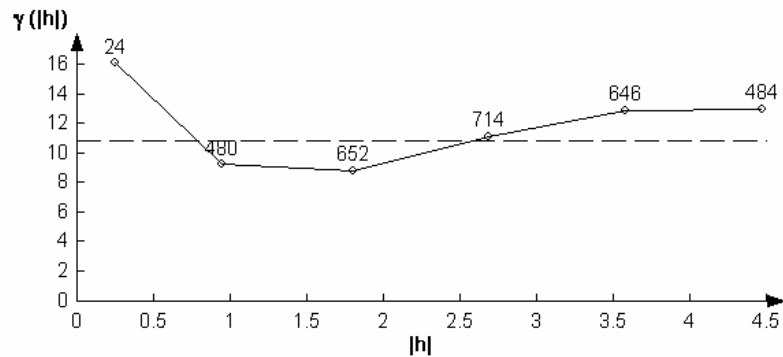


Figure IV.21 a. Variogramme directionnel à 20° (Conductivité électrique profondeur : 60 cm)

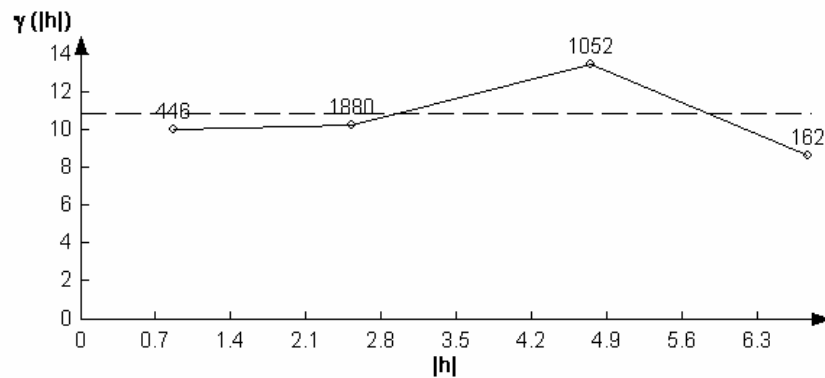


Figure IV.21 b-. Variogramme directionnel à 20° (Conductivité électrique profondeur : 60 cm)

b.4. Modélisation :

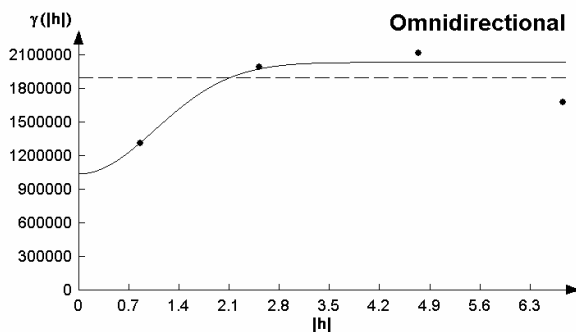
Après la création du variogramme, il va falloir le modéliser selon la direction, les paramètres sont modifiés dans la fenêtre modélisation du logiciel (Variowin 2.D). Selon la forme du variogramme, nous choisissons l'un des modèles (sphérique, gaussien, exponentiel, linéaire). Chaque fois qu'un paramètre est changé, le modèle est recalculé et les modifications apparaissent immédiatement sur le graphique. L'indice I.G.F (indice of goodness fit) est le résultat d'une fonction calculée à chaque fois que le modèle est modifié. Elle donne une mesure de la qualité de la modélisation et plus la valeur est proche de zéro, le modèle est meilleur. L'opération se fait pour les deux variogrammes, celui de la direction de l'anisotropie α et celui de la direction perpendiculaire $\alpha+90^\circ$, pour la détermination de l'anisotropie seul le range (plateau du variogramme) doit changer et la valeur de l'anisotropie est calculée en faisant le rapport des deux ranges. Il faut connaître les paramètres spécifiés lors de la modélisation (anisotropie, angle, type du modèle, portée, étendue) car ils devraient être introduits dans le Logiciel Surfer lors de la procédure d'interpolation. L'ensemble des résultats est rassemblé dans le tableau IV.2 et en examinant les résultats de la modélisation, on remarque que l'effet de pépité est élevé pour tous les éléments (Figure IV.22) d'où la probabilité de présence d'un microrégionalité. Les variogrammes directionnels qui sont ajustés par un modèle gaussien montrent une autocorrélation régionale entre les différents couples (pour chaque élément) « **a** » (portée ou range en km), cette distance a été prise comme limite pour le maillage (gridding), le palier (sill) indique la variance totale de ce paramètre et sa dispersion résiduelle.

En comparant les valeurs de la portée obtenues pour les deux profondeurs du sol, on peut dire que la structure spatiale des éléments (conductivité, sodium, chlorures, calcium et sulfates) pour une profondeur du sol de 60 cm, montre une autocorrélation régionale entre les différents couples jusqu'à des distances **a** (portée), respectivement 5.55, 4.85, 4.16, 4.63 et 5.2 km, alors que cette distance diminue pour les mêmes éléments à une profondeur du sol de 20 cm (2.98, 2.59, 3.75, 3.05 et 3.8 km), donc l'autocorrélation régionale entre les couples se fait à une distance limite plus faible comparativement aux premiers couples (échantillons de la profondeur du sol 60 cm).

Tableau IV.2: Résultats de la modélisation des variogrammes omnidirectionnels

Echantillons (profondeur 20 Cm)						
Variable	Direction	Nugget	I.G.F	Sill	Range	Range(+90°)
CE	30	3.16	$4.17.10^{-3}$	1.822	2.98	1.82
Na ⁺	40	$1.04.10^6$	$2.47.10^{-3}$	998070	2.59	2.35
Cl ⁻	40	$1.81.10^6$	$6.08.10^{-3}$	$1.25.10^6$	3.75	3.47
Ca ⁺⁺	45	5430.31	$8.52.10^{-2}$	2510.29	3.05	2.32
SO ₄ ⁻⁻	35	70410	$3.35.10^{-3}$	101450	4.16	3.8
HCO ₃ ⁻	35	7522.53	$8.35.10^{-3}$	3367.47	2.88	2.35
Mg ⁺⁺	0	255.71	$3.88.10^{-3}$	729.3	0.85	-
Echantillons (profondeur 60 Cm)						
Variable	Direction	Nugget	I.G.F	Sill	Range	Range(+90°)
CE	20	9.07	$1.82.10^{-2}$	3.169	5.55	5.55
Na ⁺	1.071	$1.60.10^6$	$1.07.10^{-2}$	$1.77.10^6$	4.85	4.71
Cl ⁻	40	$1.89.10^6$	$6.53.10^{-3}$	$2.34.10^6$	4.16	3.7
Ca ⁺⁺	45	5705.7	$1.47.10^{-2}$	6010.33	4.63	3.4
SO ₄ ⁻⁻	35	102935	$5.51.10^{-3}$	10210 ²	5.2	4.33
HCO ₃ ⁻	35	4041	$2.41.10^{-2}$	15211.8	2.506	2.63
Mg ⁺⁺	0	790.203	$6.23.10^{-3}$	336.747	2.63	-

a)



b)

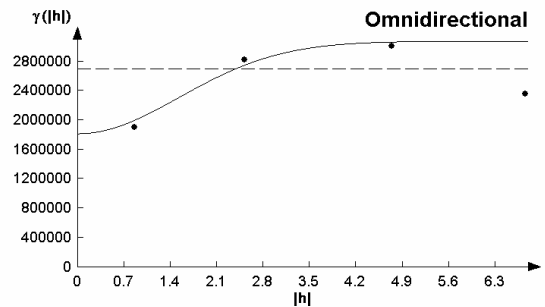


Figure IV 22 a et b : Variogramme directionnel du Sodium du chlorure

Profondeur : 20 cm (direction 40°)

b.5. Interpolation :

L'étude de l'analyse structurale par la construction du variogramme et sa modélisation ainsi que la régionalisation via une cartographie est assurée par certaines opérations du programme **Surfer** (version 8).

Le Surfer est un programme servant à la réalisation des représentations graphiques en deux et trois dimensions. Il peut convertir toute information numérique où data en représentation graphique «out standing contour», image, surface...dont tous les aspects virtuels peuvent être personnalisés pour produire exactement la représentation qu'on veut réaliser.

La régionalisation des paramètres chimiques, physiques n'ont été autant jamais plus faciles et rapides que celles fournies par le programme Surfer.

L'exécution du programme permet de visualiser le menu et ces options, qui sont illustrés ci-après:

Le fichier « Grid » utilise la commande « Gridding data », pour crée le classeur Grid à partir d'un fichier data XYZ. Comme méthode de « Gridding » le Surfer emploie en plus d'autres techniques d'interpolation (Inverse Distance to a power, Natural Neighbor, Polynomial Regression...etc). La méthode du krigeage avec variogramme indiquant la structure spatiale correspondante à la répartition réelle du phénomène étudié. Cette méthode donne de très bons résultats pour la majorité des data XYZ, alors pour produire un fichier « Grid » à partir d'un fichier data XYZ, il faut:

- Créer un fichier en forme data suivant les coordonnées XY et de la variable étudiée Z en colonnes séparées.
- Choisir l'option data « Grid » en choisissant le nom du fichier data Grid. Dans cette étape, on introduit les coordonnées X et Y (minimum et maximum) et faire les « Spacing appropriés » (dans notre cas on a pris 0.5 km) pour X et Y; Il faut assurer que le « Gridding method » est de type Kriging.
- La visualisation des cartes se fait par la commande « Map », «Contour Map » puis «New Contour Map » et faire ouvrir le fichier Grid qui a été déjà crée. L'option « Contour Map Properties » s'affiche en spécifiant les « Fill Contours » et « Color Scale » puis sur «Smooth Contours » et par l'option « Levels » on choisit « Yes » pour toutes les courbes.
- La réalisation des variogrammes se fait par l'option « Grid », « Variogram » puis «New Variogramme ».
- L'ajustement du variogramme se fait par l'option «Model » en spécifiant les différentes caractéristique dans le menu « Variogram properties » telles que « Max lag Distance, Number of lags, Lag width et Vertical scale...». Ce logiciel de S.I.G, nous propose une dizaine de méthodes d'interpolations. Le krigeage nous permet de d'obtenir des cartes d'isovaleurs même avec un nombre réduit de points.

Les cartes de la répartition spatiale de la conductivité électriques (Figure IV.23 a et b), montrent une augmentation de cette dernière et par conséquent, de la minéralisation en se dirigeant vers le Nord, c'est-à-dire en se rapprochant de la Sebkhah. La présence de microrégionalité surtout dans la partie Nord, confirme l'effet de pépite important indiqué par les variogrammes directionnels .

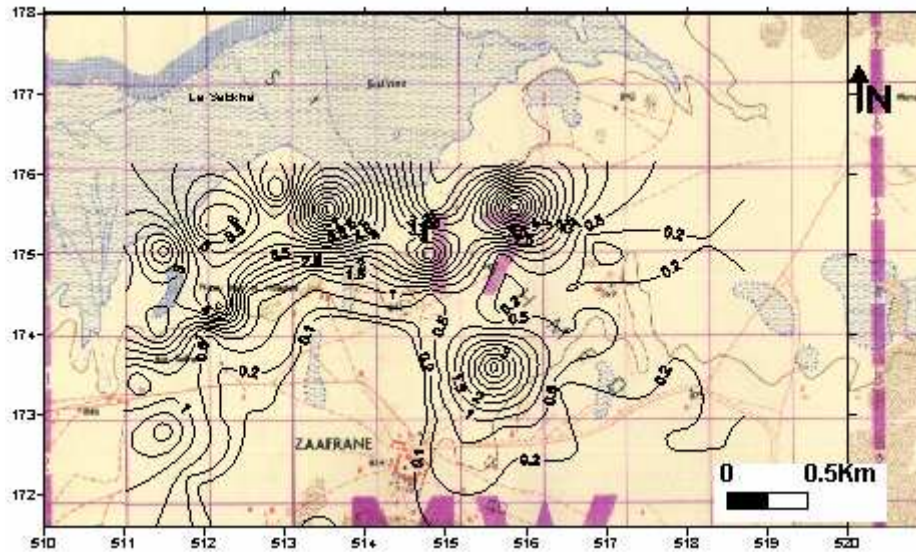


Figure IV.23 a : Carte isovaleur de la conductivité électrique (profondeur : 20 cm)

Juillet 2005

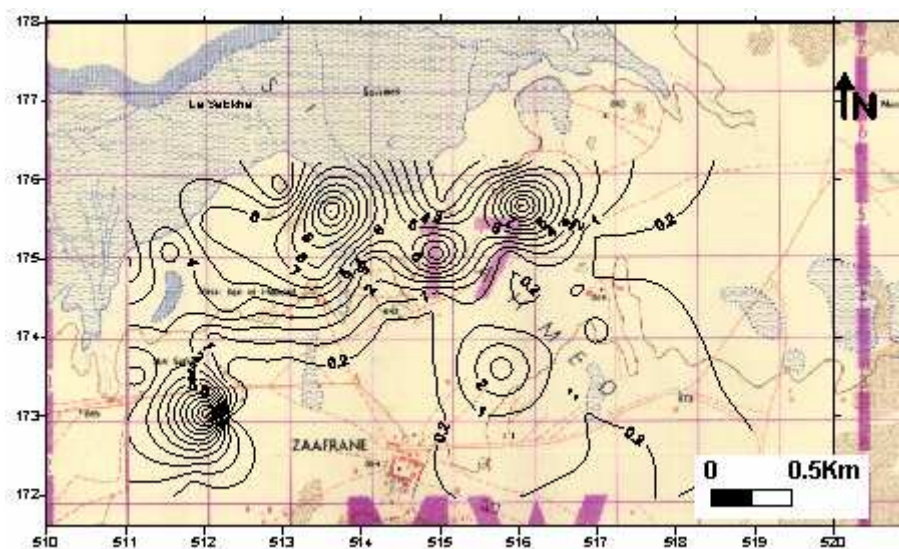


Figure IV.23 b-Carte isovaleur de la conductivité électrique (profondeur : 60 cm)

Juillet 2005

L'affleurement de lentilles évaporitiques est à l'origine de ce micro zonage. Une légère anisotropie dans la partie Nord- Est s'étend au Sud –Ouest ce qui confirme la tendance donnée par le variogramme surfacique. La figure IV.24 montre l'augmentation de la minéralisation globale et les éléments majeurs des extraits des solutions des sols d'amant en aval le long de la séquence de Zahrezs(Halitim .1988). Les chlorures et le sodium varient dans le même sens que la conductivité électrique, ils se concentrent plus en amont qu'en aval et les

sulfates se concentrent dans la partie médiane de la séquence dans les sols à encroûtement gypseux de nappe. De même pour le potassium et le calcium, tandis que les bicarbonates ne montrent pas de variation d'un point à un autre de la séquence.

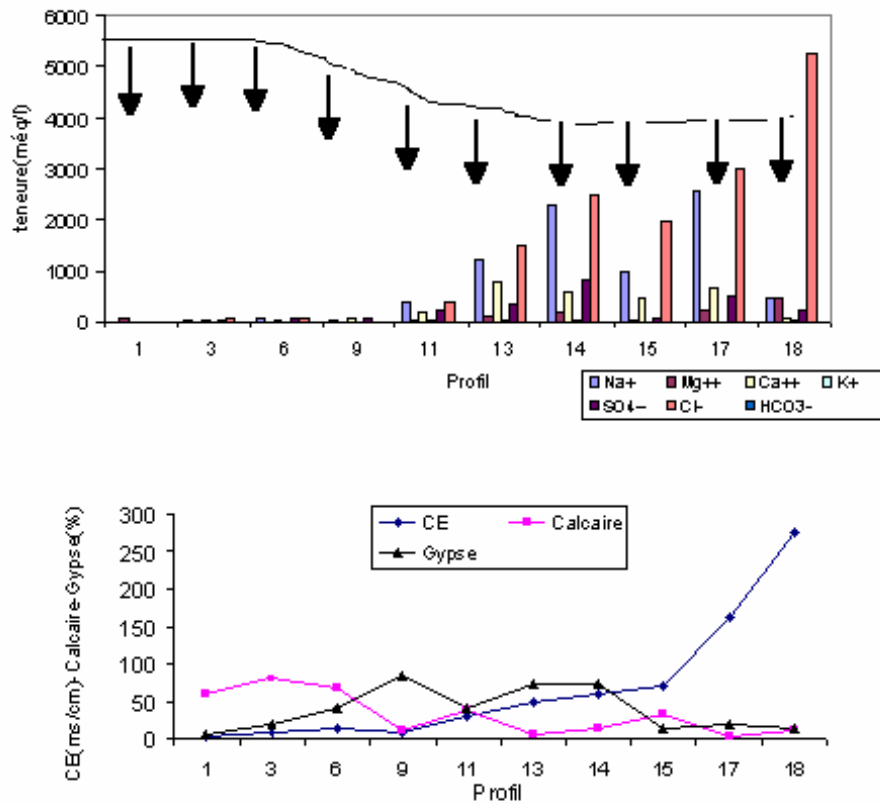


Figure IV.24.- Variation de la minéralisation, du calcaire et gypse des extraits aqueux de sols (le long de la séquence de Zaharez) in Haltim(1988)

Tableau IV.3:Résultats des analyses géochimiques

Echantillon du sol (profondeur 20 cm)								
Variable	Na ⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	SO ₄ ⁻⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CE
Moyenne	1081.099	69.765	16.600	76.225	560.532	1356.100	237.392	1.258
Ecart -type	1387.568	30.323	8.037	90.909	377.507	1653.018	102.025	2.172
Valeur minimale	70.262	12.458	3.904	16.369	73.251	213.000	91.500	0.147
Valeur maximale	6287.681	117.791	37.397	340.617	1662.941	7455.000	793.000	9.620
Echantillon du sol (profondeur 60 cm)								
Variable	Na ⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	SO ₄ ⁻⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CE
Moyenne	1373.220	69.505	15.6419686	89.3657	580.815	1666.725	253.658	1.916
Ecart -type	1684.864	33.1606	7.90773329	98.087	409.309	1917.4838	132.826	3.320
Valeur minimale	71.578	14.359	4.89891	16.369	61.9191	213	152.5	0.136
Valeur maximale	7183.665	117.902	35.40703	348.825	1612.816	8094	884.5	13.59

En examinant le tableau IV.3, on peut dire que le maximum de salinité se trouve dans la partie inférieure (profondeur du sol à 60 cm), cette distribution est observée dans les sols à croûte et

encroûtement calcaires et dans les sols à encroûtement gypseux de surface des parties amant et médiane de la séquence de Zahrez (Halitim .1988). Ce type de profil salin a été qualifié de descendant par Servant (1975); il indique en général que le sol a subi une phase de lixiviation des sels solubles. Donc une minéralisation plus importante dans le profil inférieur (60 cm) que dans le profil supérieur (20 cm). Les cartes d'isovaleurs du sodium (Figures IV.25 a et b) montrent une légère anisotropie dans la direction Nord-Est - Sud-Ouest et la forte dissimilarité est observée dans la partie Nord-Ouest, où les teneurs en sodium augmentent en se dirigeant vers la Sebkha, confirmant les résultats donnés par le variogramme de surface. Ceci indique aussi un effet de pépité élevé, ce qui explique la micro régionalisation qui apparaît sur les cartes, liées à la présence de lentilles évaporitiques dans la région.

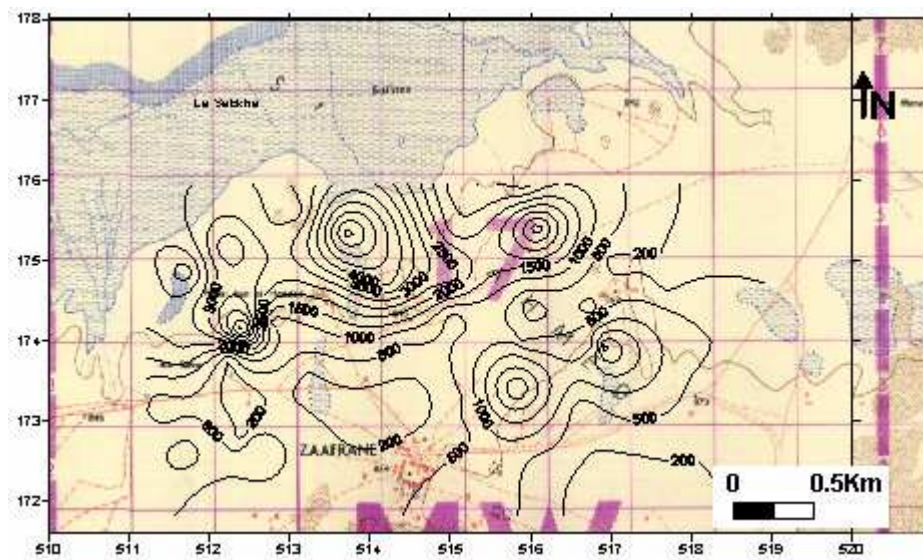


Figure IV.25 a- Carte isovaleur du sodium (profondeur : 20 cm) juillet 2005

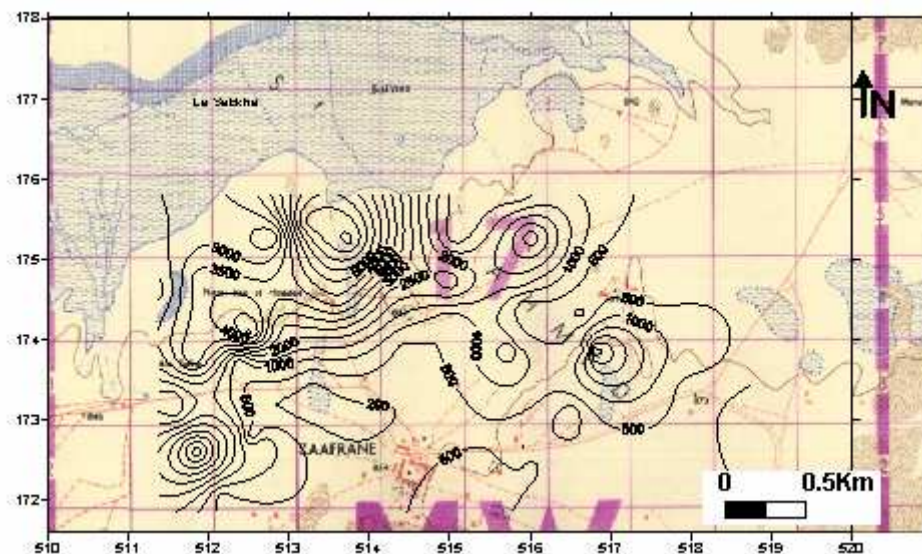


Figure IV.25b : Carte isovaleur du sodium (profondeur : 60 cm) juillet 2005

Nous remarquons également, une certaine similitude dans la variation spatiale des chlorures (Fig.IV.26 a et b) et celle du sodium avec toujours une légère anisotropie dans la direction Nord-Est- Sud-Ouest donc ces deux éléments peuvent avoir une même origine liée à la lixiviation des sels solubles (halite en particulier), très présents dans les formations évaporitiques de la région.

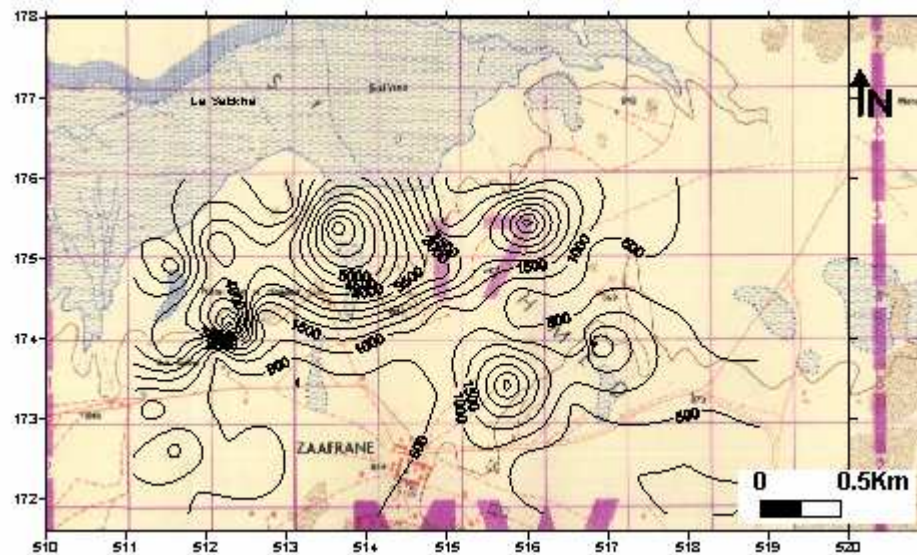


Figure IV.26 a : Carte isovaleur des chlorures (profondeur : 20 cm) juillet 2005

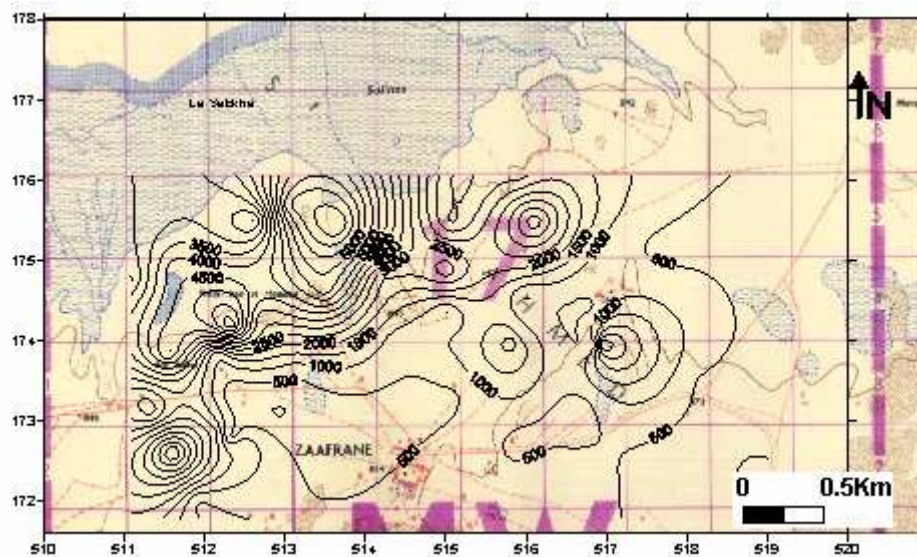


Figure IV.26b -Carte isovaleur des chlorures (profondeur : 60 cm) juillet 2005

Les cartes d'isovaleurs du calcium (Figures. IV.27 a et b) indiquent une anisotropie dans la direction Nord-Est-Sud-Ouest et une augmentation des concentrations en calcium dans les solutions des sols en se dirigeant vers le Nord –Ouest. Les deux cartes montrent aussi une microrégionalité dans la partie Sud –Est où les teneurs en calcium dépassent les 100 mg/l.

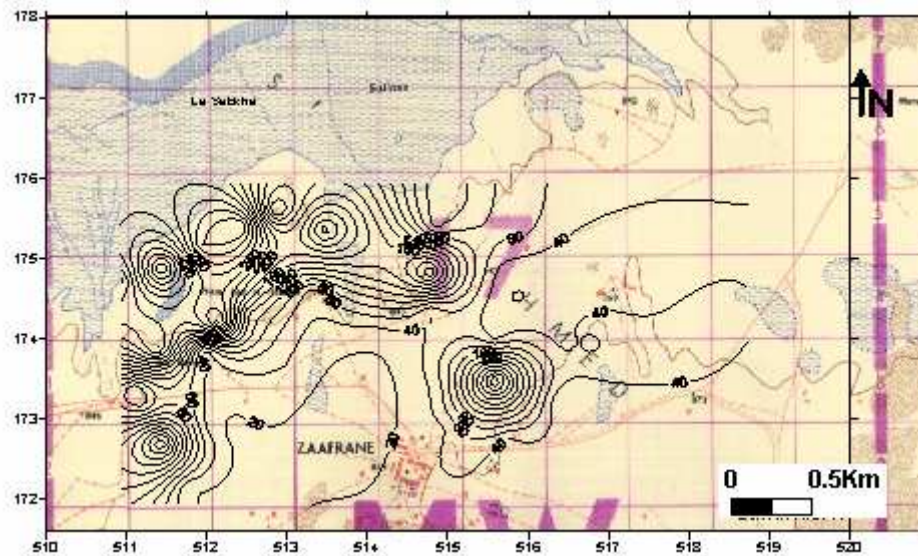


Figure IV.27 a-: Carte isovaleur du Calcium (profondeur : 20 cm) juillet 2005

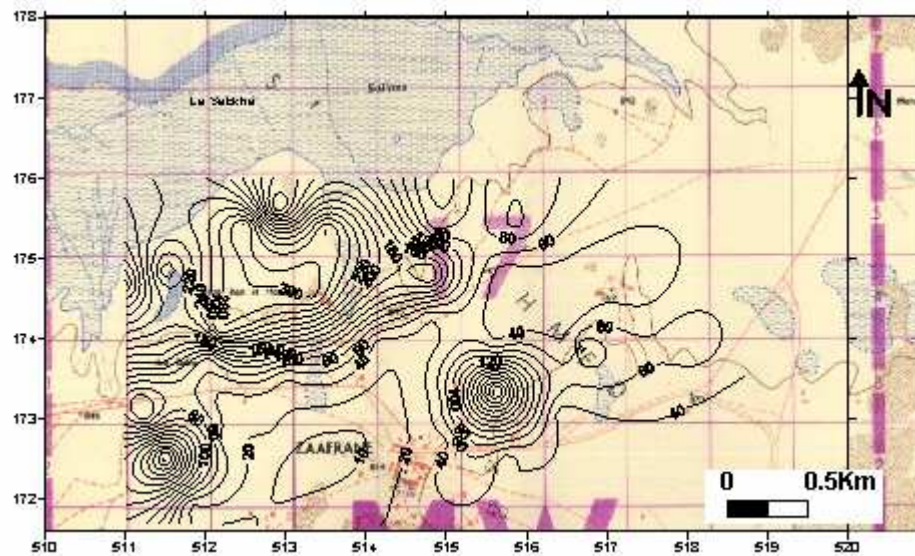


Figure IV.27b-: Carte isovaleur du Calcium (profondeur : 60 cm) juillet 2005

Les sulfates ont un comportement spatial (Figures IV.28 a et b), qui se caractérise par une anisotropie dans la direction Nord-Est –Sud-Ouest et une microrégionalité dans la direction Sud-Est. Les teneurs sont élevées en sulfates, en allant dans la direction Nord – Ouest, liées à la lixiviation des sels comme le gypse présent dans les sols de la région, ce qui a été confirmé par analyse des solutions sols. Ce dernier dépasse parfois les 70% et sa présence a été également confirmée par les rayons X (Halitim.1998).

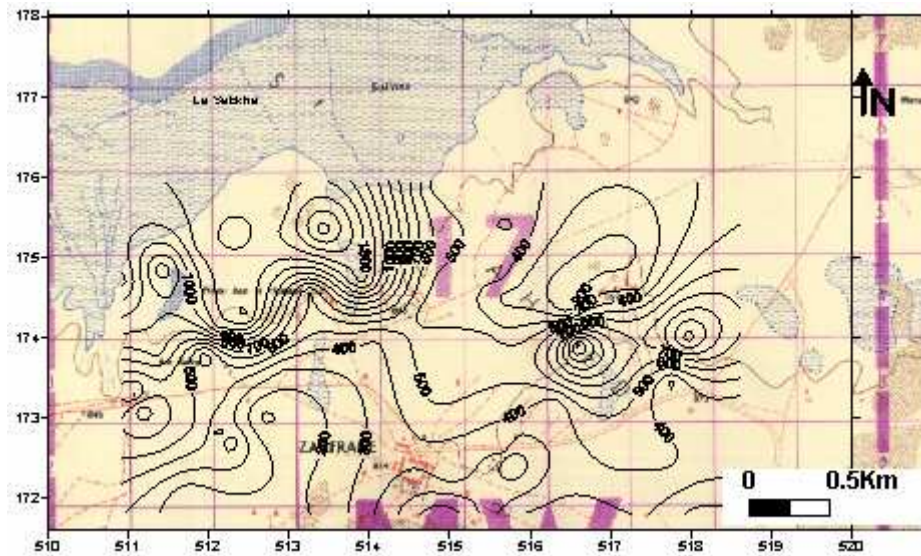


Figure IV.2 8a- Carte isovaleur des sulfates (profondeur : 20 cm) juillet 2005

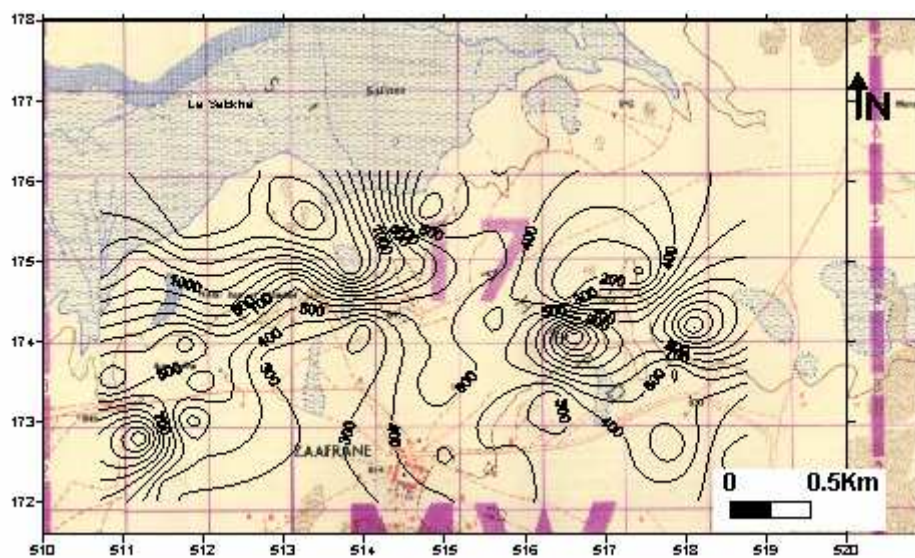


Figure IV.28 b -Carte isovaleur des sulfates (profondeur : 60 cm) juillet 2005

Les figures IV.29a et IV.29b montrent que le rapport $r.SO_4^{2-}/r.Cl^-$ diminue dans le sens de l'écoulement, qui est en général Sud-Nord (chapitre II), d'où une augmentation de teneurs des chlorures et sodium et donc la salinité des sols est liée aux lessivages des formations évaporitiques, en particulier les formations triasiques situées au Sud de la région d'étude (Rocher de Sel). Notons aussi que la Sebkh est un exutoire naturel de Oued El Mellah qui vient du Sud, après avoir été en contact avec le trias du Rocher de Sel.

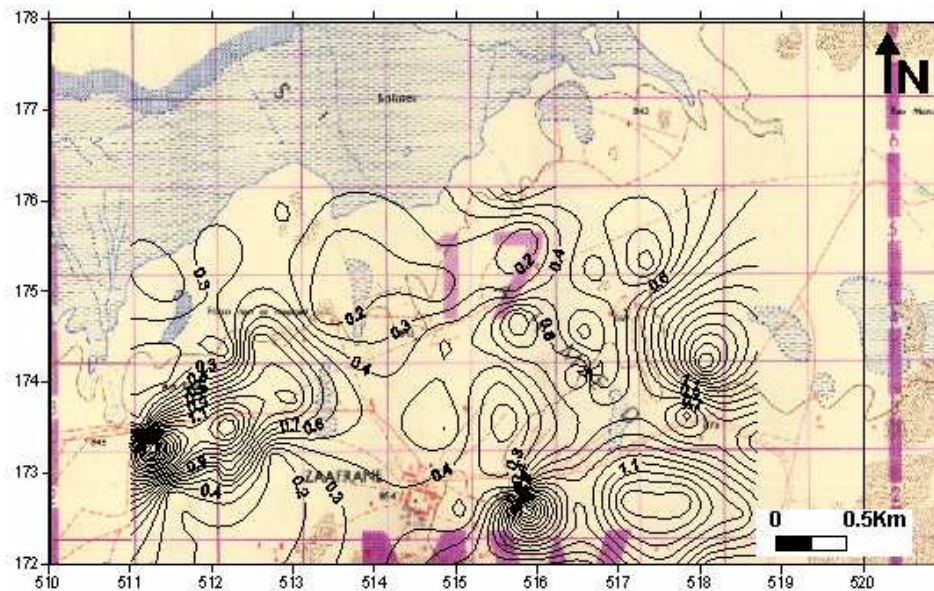


Figure IV29.a.- Carte du rapport caractéristique $r.SO_4^{2-}/r.Cl^-$ (Profondeur : 20 cm) juillet 2005

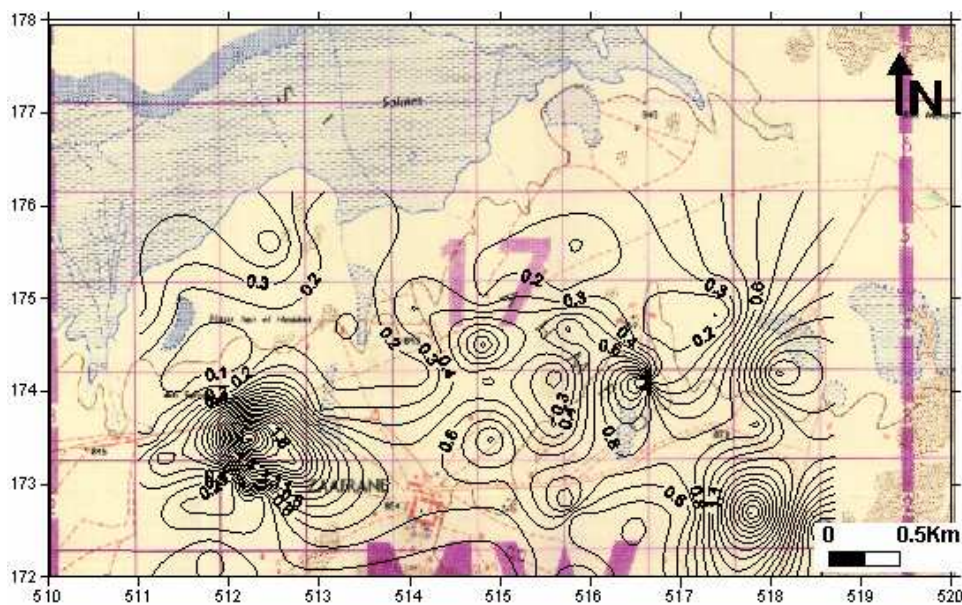


Figure IV29b.- Carte du rapport caractéristique $r.SO_4^{2-}/r.Cl^-$ (Profondeur : 60 cm) juillet 2005

Les bicarbonates (Figures IV.30 a et b) présentent une continuité spatiale plus nette que les autres éléments, dans la direction Nord-Est –Sud-Ouest. Une microrégionalisation est moins apparente avec une augmentation de la concentration des bicarbonates dans la direction Nord-Ouest. Les concentrations en bicarbonates sont en moyenne de l'ordre de 250 mg/l. Notons que le faciès bicarbonaté est rarement présent dans ces sols salés.

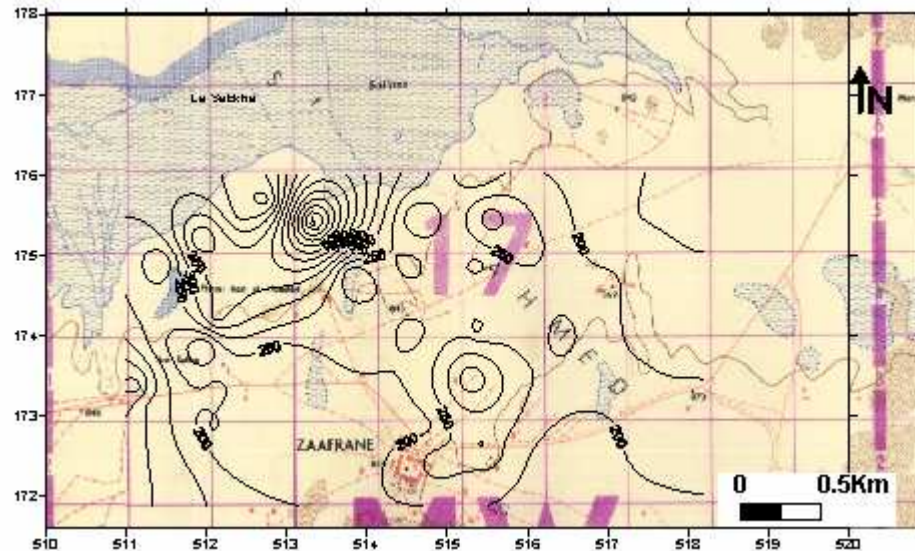


Figure IV.30 a -: Carte isovaleur des bicarbonates (profondeur : 20 cm) juillet 2005

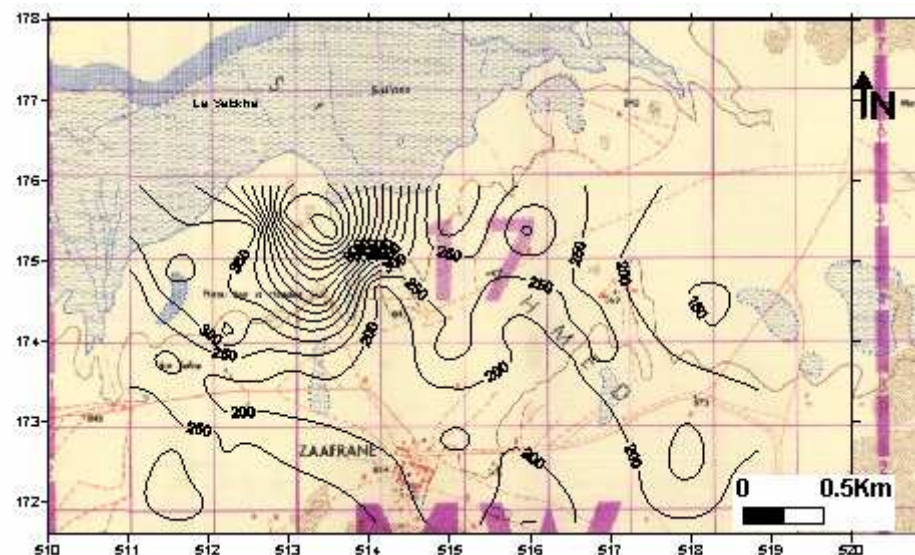


Figure IV.30b- Carte isovaleur des bicarbonates (profondeur : 60 cm) juillet 2005

Le magnésium (Figures IV.31 a et b) ne présente aucune anisotropie et les concentrations en magnésium dans les solutions du sol augmentent dans la direction Nord-Ouest. Nous remarquons une certaine stabilité dans les teneurs en magnésium pour les deux profondeurs à 20 et 60 cm et il est de l'ordre de 69 mg/l. L'analyse des sols par rayon X a révélé en plus de la calcite, du gypse, du quartz, de l'halite, la présence de l'hexahydrate ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) (Halitim, 1988), qui constitue l'une des sources de magnésium.

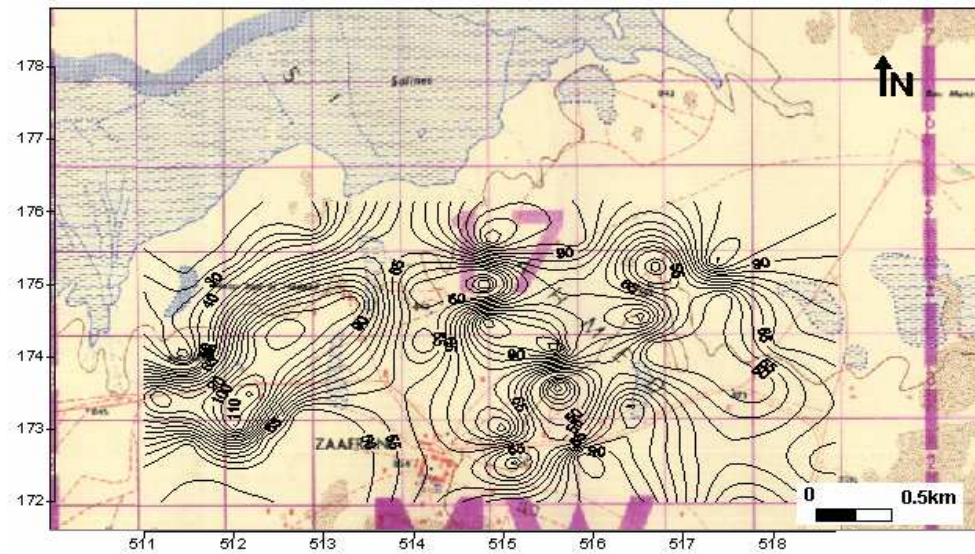


Figure IV.31 a: Carte isovaleur du magnésium (profondeur : 20 cm) juillet 2005

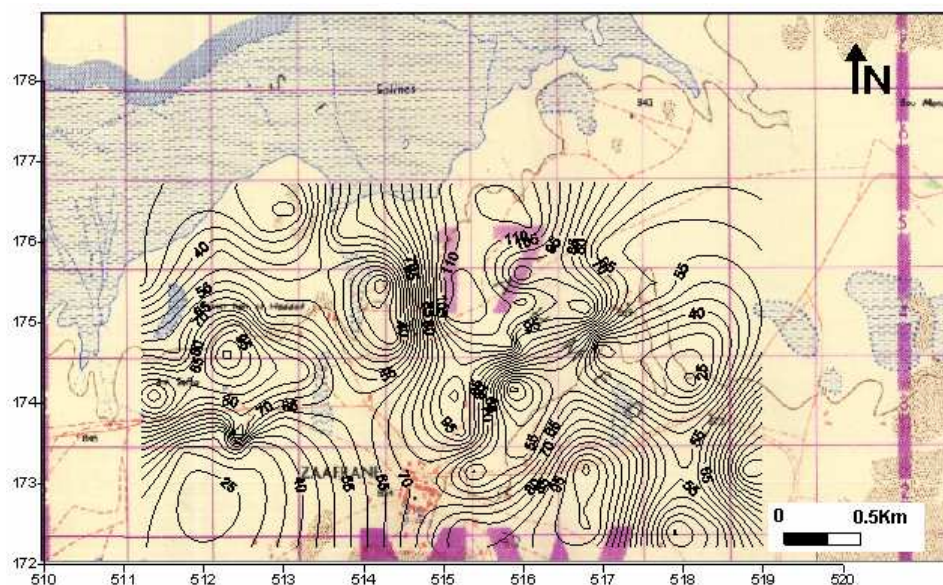


Figure IV.31b : Carte isovaleur du magnésium (profondeur : 60 cm) juillet 2005

Conclusion :

L'application de la régionalisation stochastique, dans le cadre d'un S.I.G, sur la base de la géostatistique et en utilisant la variographie pour étudier la structure spatiale des variables étudiées (conductivité électrique et éléments majeurs des solutions des sols) et le krigeage comme outil d'interpolation, nous a permis de voir une dominance structurale de la forme gaussienne, avec une portée de 0.88 à 5.55 km dans sa majorité. Un effet de pépité

élevée dans la majorité des variogrammes modélisés, ce qui explique la microrégionalisation présente après interpolation. Ces microrégions ne sont liées à la présence de lentilles évaporitiques où la présence d'une anisotropie généralement dans la direction Nord-Est Sud-Ouest d'où une certaine continuité spatiale, ce qui n'est pas le cas dans la direction Nord – Ouest où on note une dissimilarité entre les valeurs. La tendance globale des cartes obtenues par krigeage montre une augmentation de la minéralisation des solutions du sol. En se dirigeant vers le Nord–Ouest, la salinité est acquise par le lessivage des formations évaporitiques situées aux Sud de la zone d'étude, ceci est confirmé par le rapport caractéristique $r.\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$.

Chapitre V

L'irrigation et fertilisation des sols (risque de salinisation et pollution)

1. Introduction :

La salinité des eaux et des sols constitue un handicap majeur, pour tous les projets de mise en valeur entrepris dans les régions steppiques et arides. Nous allons essayer à travers ce chapitre d'étudier l'aptitude des eaux de la zone d'étude à l'irrigation et les effets de l'irrigation avec une eau salée sur le sol. En outre de la salinité des sols, le manque de matières organiques dans les sols de la région ne permet pas d'espérer de bons rendements, alors les opérations de fertilisations avec des engrais organiques (fumier de ferme souvent abandonné) sont utiles. En respectant, les besoins du sol, de la plante et de la période d'épandage, nous évitons tout risque de pollution, ainsi nous allons étudier la dégradation du couvert végétale par le biais de la télédétection.

2. Ions phytotoxiques

Les ions toxiques les plus communs dans les eaux d'irrigation sont :

- Bore (B)
- Chlorure (Cl^-)
- Sodium (Na^+)

Le sodium et le chlorure sont habituellement absorbés par les racines. Lorsque l'absorption se fait par les feuilles le taux d'accumulation est plus grand. L'absorption directe se produit habituellement dans des systèmes d'irrigation par arrosage dans des conditions de faible humidité et de hautes températures. La convenance de concentration de ces anions dépend du type de récolte, de l'état de croissance, de la concentration en ions, du climat et de l'état des sols (Figure V.1).

Niveaux de toxicité pour des ions spécifiques (méq/l)			
	Bore	Chlorure	Sodium
Nul	< 1	1 – 3	> 3
Léger à Modéré	< 3	3 – 9	> 9
Sévere	<4< 3	3 4-10 – 9	>10> 9

source: Norme des eaux d'irrigation Morris et Devitt(2001)

Le bore peut être toxique à très faible concentration. Une concentration en bore inférieure à 1mg/l est essentielle pour le développement des plantes, mais des niveaux plus élevés peuvent poser des problèmes pour les plantes sensibles. La plupart des plantes montrent des problèmes de toxicité quand la concentration du bore excède 2mg/l. La source principale du bore anthropogène vient des effluents domestiques (niveau moyen de 1mg/l) lors de l'usage des

produits tels que le perborate en tant qu'agent de blanchissement (c.-à-d. le bore peut être trouvé en eau usagée urbaine à des niveaux de concentration aussi élevés que 5mg/l en pays secs) avec un niveau moyen de 1mg/l. Des contrôles des sols et de l'eau peuvent être effectués par des laboratoires afin de découvrir tous les constituants pouvant être toxiques.

Tableau V.1 : Tolérance relative en ions chlorures des récoltes agricoles.

<i>Sensibilité</i>	<i>Chlorure (mg/l)</i>	<i>Récoltes affectées</i>
Sensible	<178	Amande, abricot, prune
Modérément sensible	178-355	Raisin, poivre, patate, tomate
Modérément tolérant	355-710	Luzerne, orge, grain (maïs), concombre
Tolérant	>710	Chou-fleur, coton, sésame, betterave à sucre, tournesol

Source: (ANZECC.2000)

Une grande quantité d'ions sodium dans l'eau affecte la perméabilité des sols et pose des problèmes d'infiltration. (Miller et Donahue, 1999; Ayers et Westcot, 1976; Bauder, 2001; Bauder et Brock, 2001; Buckman et Brady, 1967; Chen et Banin, 1975; Falstad, 2000; Frenkel et al., 1978; Hanson et al., 1999; Hardy et al., 1983). Ceci est dû au fait que le sodium présent dans le sol en forme échangeable remplace le calcium et le magnésium adsorbés sur les argiles de sol et cause la dispersion des particules dans le sol (c.-à-d. si le calcium et le magnésium sont les cations prédominants adsorbés sur le complexe d'échange du sol, le sol tend à être facilement cultivé et a une structure perméable et granulaire). Cette dispersion a comme conséquence l'altération des agrégats des sols. Le sol devient alors dur et compact (lorsqu'il est sec) réduisant ainsi les vitesses d'infiltration de l'eau et d'air, affectant ainsi sa structure. Ce problème est également relié avec plusieurs facteurs tels que le taux de salinité (voir ci-dessous) et le type de sol. Par exemple les sols sableux ne subiront pas de dommage si facilement en comparaison aux plus lourds quand ils sont irrigués avec de l'eau à haut SAR. L'index utilisé est le rapport d'adsorption du sodium (SAR) qui exprime l'activité relative des ions de sodium dans les réactions d'échange dans les sols. Cet indice mesure la concentration relative du sodium par rapport au calcium et au magnésium.

Le SAR est défini par l'équation suivante :
$$S.A.R = \frac{Na^{+}}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}}$$

Les concentrations de : Ca^{++} , Mg^{++} et Na^{+} sont en méq/l

Sodium et récoltes

Les hautes teneurs en sodium deviennent un problème lorsque la vitesse d'infiltration est réduite à un tel taux que la récolte n'a pas assez d'eau disponible ou lorsque la conductivité hydraulique du profil de sol est trop basse pour fournir un drainage adéquat. D'autres problèmes, pour les récoltes, provoqués par un excès de Na, sont la formation de lit de croûte de graines, une saturation temporaire à la surface du sol, un pH élevé et une possibilité accru de présence de maladies, des herbes, d'érosion des sols, de manque d'oxygène et de disponibilité nutritive insatisfaisante.

<i>Tolérance</i>	<i>SAR de l'eau d'irrigation</i>	<i>Récolte</i>
Très sensible	2-8	Fruits, noix, citron, avocat
Sensible	8-18	Haricot
Résistance modérée	18-46	Trèfle, avoine, riz
Résistant	46-62	Blé, orge, tomates, betteraves

	SAR	Notes
Nul	< 3.0	Pas de restriction sur l'utilisation d'eau
Léger à modéré	3.0 - 9.0	Entre 3 et 6, une attention particulière doit être portée sur les récoltes sensibles. Entre 6 et 8 du gypse doit être utilisé. Récoltes non sensibles. Des échantillons de sol doivent être prélevés et examinés tout les 1 ou 2 jours pour déterminer si il y a une augmentation des teneurs en Sodium.
Élevé	>9	dommage severe

Source: (ANZECC.2000)

Relation entre le SAR et l'indice de salinité :

A un SAR donné, le taux d'infiltration augmente avec certaines conditions comme, notamment, la salinité. Donc le SAR et la conductivité devraient être utilisés en combinaison pour évaluer des problèmes potentiels Ayers and Tanji (1981).

Tableau V.2 – Risque du S.A.R et de la salinité

SAR/Risque de salinité pour l'eau d'irrigation					
SAR de:	0-3	3-6	6-12	12-20	20-40
et CE (dS/m) de:					
Nul	>0.7	>1.2	>1.9	>2.9	>5.0
Léger	0.7	1.2	1.9	2.9	5.0
Modéré	0.2	0.3	0.5	1.3	2.9
Sévère	<0.2	<0.3	<0.5	<1.3	<2.9

D'après le tableau V.2, une eau très faiblement salée, avec un SAR faible doit être évitée. En revanche, une eau très salée (CE : 1.5-3.00), avec un SAR au-dessus de 4 doit être soigneusement gérée. Il est recommandé que, une fois par an, les sols doivent être soumis à des tests afin de détecter d'éventuel problème dû au sodium. Plus la salinité sera élevée, plus l'indice SAR pourra poser des problèmes d'infiltration. Mais, plus la salinité sera basse, plus les problèmes d'infiltration seront indépendants de la valeur du SAR. (Hanson et al., 1999. Figure V.1). Les averses de pluie peuvent réduire la salinité des sols et, par conséquent, augmenter l'indice SAR et affecter la pénétration d'eau dans ces sols.

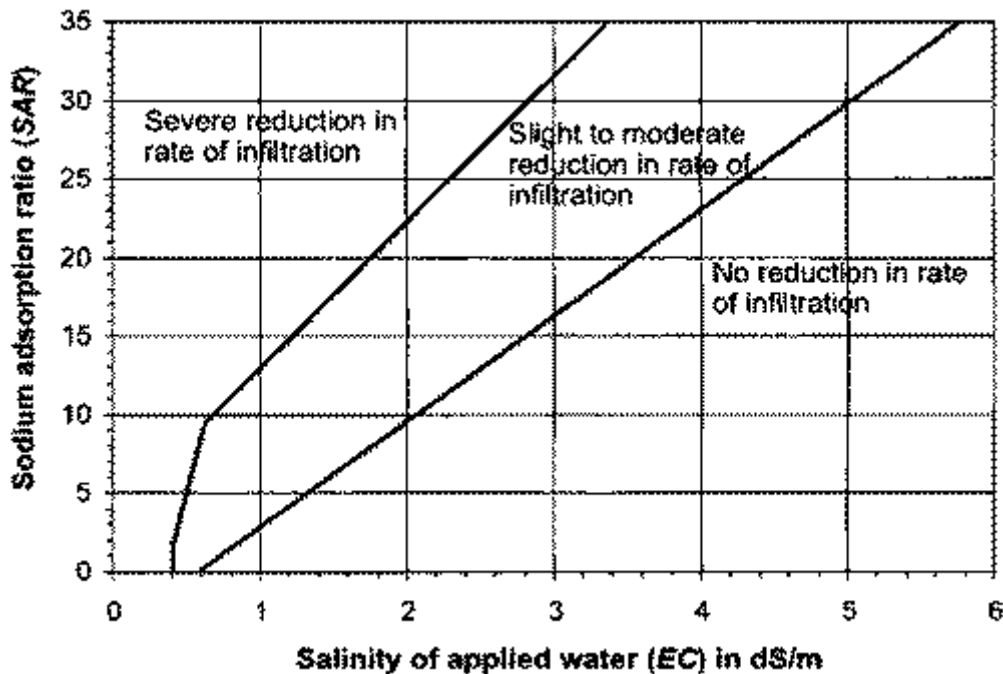


Figure V.1 :S.A.R et infiltration

Risques des bicarbonates pour l'eau d'irrigation

Une forte teneur en carbonate (CO_3^{2-}) et en bicarbonate (HCO_3^-) augmente la valeur du S.A.R (environ $> 3-4$ méq /l ou $> 180-240$ mg/l).

Les ions carbonate et bicarbonate combinés au calcium ou au magnésium précipiteront sous forme de carbonate de calcium (CaCO_3) ou carbonate de magnésium (MgCO_3) dans des conditions de sécheresse .Lorsque la concentration de Ca et de Mg décroît, en comparaison la teneur sodium et l'indice SAR deviennent plus importants. Ceci causera un effet d'alcalisation et augmentera le pH. Par conséquent, lorsqu'une analyse d'eau indique un pH élevé, ce peut être un signe d'une teneur élevée en ions carbonate et bicarbonate.

Carbonate de Sodium Résiduel (RSC)

Le RSC se calcule grâce à l'équation suivante:

$$\text{RSC} = (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{+2})$$

C'est un autre moyen de calculer la teneur en sodium grâce au Mg et au Ca. Cette valeur peu apparaître dans certains rapports d'analyse d'eau.

Si le RSC < 1.25 , l'eau peut être utilisée pour l'irrigation

Si le RSC > 1.25 , l'eau n'est pas appropriée à l'irrigation.

Risques des Bicarbonates (HCO_3^-) pour l'eau d'irrigation (méq/l)			
	Nul	Léger à Modéré	Sévère
(méq/l)	<1.5	1.5-7.5	>7.5
RSC	<1.25	1.25 to 2.5	>2.5

3. Aptitude des eaux de l'aquifère superficiel de Zaâfrane à l'irrigation :

D'après Boulain (1972), le S.A.R (sodium absorption ratio), n'est pas indépendant de la salinité globale ,et pour juger le danger d'alcalisation d'une eau, on peut utiliser le graphique dans lequel figure le S.A.R en ordonné (Figure V.2), l'interprétation du graphique à l'aide de la classification des eaux donnée par (Valiron.1983,Louvier.1976) montrent que les eaux de l'aquifère superficiel sont très chargées et sont donc de qualité médiocre à mauvaise, mais pouvant être utilisées sous certaines conditions : sols très perméable, bon lessivage, plantes tolérantes très bien le sel.

Selon Durand (1984), les américains ont proposé 5 classes de la qualité de l'eau qui sont les suivantes :

Avec, la CE en mmohs/cm à 25°C/

- C1 : $CE < 0.25$ eau faiblement minéralisée
- C2 : $0.25 < CE < 0.75$ eau à salinité moyenne
- C3 : $0.75 < CE < 2.25$ eau à forte salinité
- C4 : $2.25 < CE < 5$ eau à très forte salinité
- C5 : $5 < CE < 20$ eau à salinité excessive

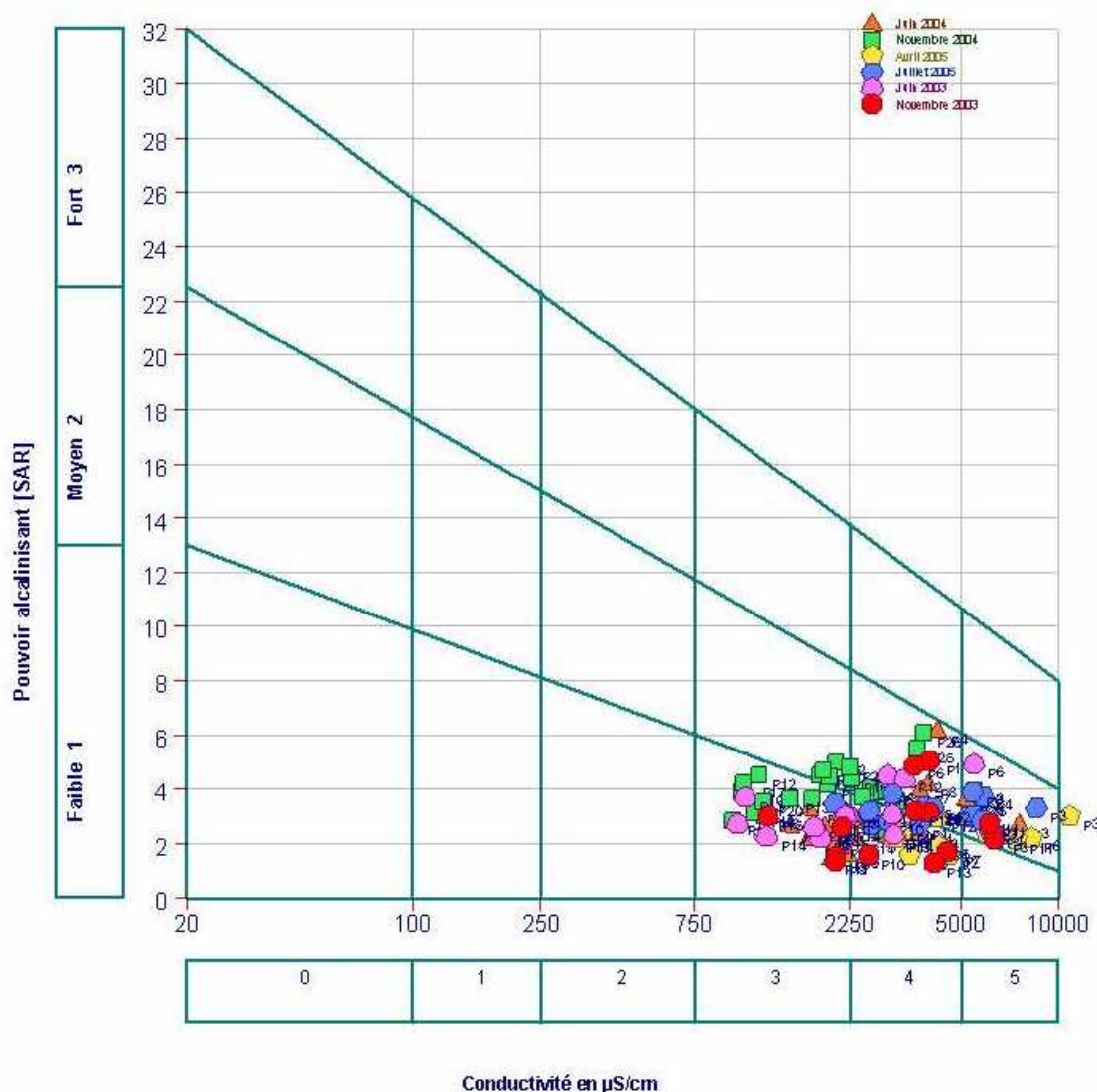


Figure V.2- Aptitude des eaux à l'irrigation

Le graphique (FigureV.3) montre que la majorité des échantillons ont une conductivité dépassant les 2.5 mmohs /cm, donc les eaux de cet aquifère superficiel sont à très forte salinité.

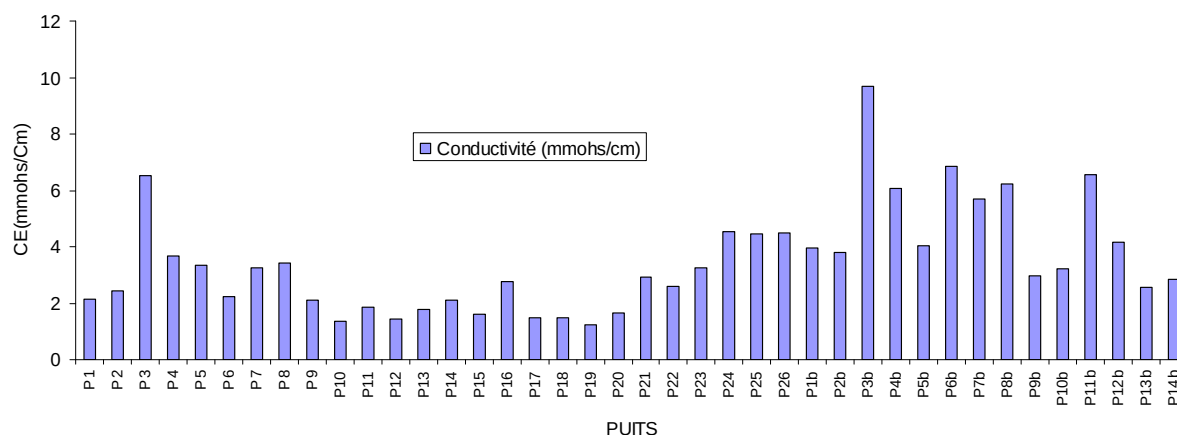


Figure V.3 : Valeurs moyennes de Conductivité électriques (période 2003-2005)

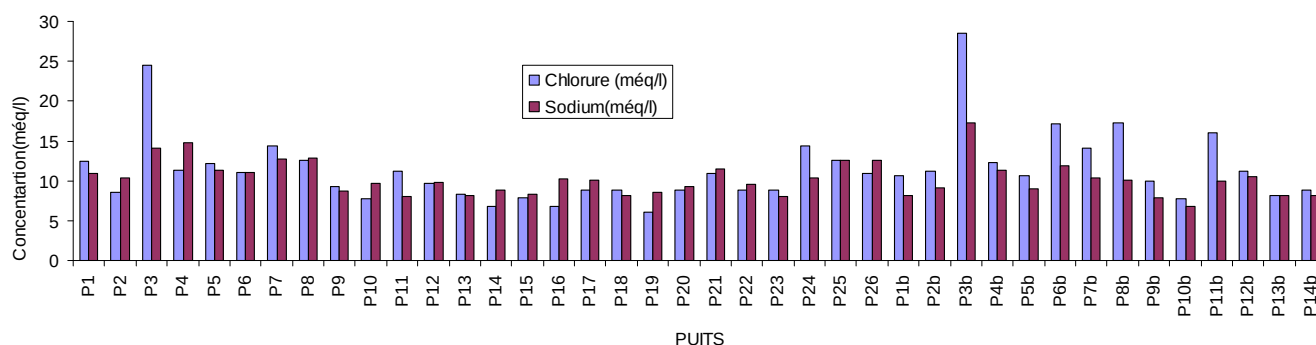


Figure V.4 : Teneurs moyennes en chlorure et sodium (période 2003-2005)

Les teneurs moyennes des chlorures et sodium (Figure V.4) dépassent dans la majorité des cas les 10mg/l, donc le risque de toxicité des plantes par ces deux éléments n'est pas écarté d'où la nécessité de choisir des plante tolérante au sels et choisir des sols ayant une bonne perméabilité et de conditions de drainage.

Parmi les classifications tenant compte de la salinité totale des eaux, la classification de Durand établie pour l'Afrique du Nord est exceptionnelle. Elle présente l'avantage pratique de tenir compte non seulement de la teneur en sel de l'eau mais aussi du type de sol, des cultures et des conditions d'irrigation et de drainage. Nous présentons dans le tableau V.3, les limites

tolérées de la conductivité de l'eau d'irrigation relative à un nombre de groupes de sels et végétaux soit :

- 5 groupes de sols
- 3 groupes de végétaux

Le groupement des végétaux est basé sur leur tolérance à la conductivité du sol (CE).

Tableau V.3: Classification de Durand pour L'Afrique du Nord (cité par EL Gebali.1986)

Texture du sol	Groupe de tolérance des végétaux (CE mmohs/cm)					
	CE < 4.0	CE 4.0-10.0	CE > 10			
			Dattier	Culture-Maraîchère	Fourrage	Grande culture
Sol Sableux	2.5	6.5	15-20	8	12.0	10.0
Sableux Limoneux	1.6	4.0	6-10	4.5	7.0	6.0
Sol limoneux	1.0	3.0	8.0		5.0	4.5
Argilo-limoneux	0.8	2.0	6.0		3.5	3.0
Argile	0.4	1.0	3.0	1.2	1.8	1.6

La texture sableuse domine dans les sols de la région (Khader.2003), alors même les eaux ayant une conductivité dépassant les 10mmohs/cm peuvent être utilisés, mais en optant pour des cultures appropriés.

Les bicarbonates ne dépassent pas le seuil des 7.5 méq/l (Figure V.5) (voir tableau des normes) et par conséquent, les risques liés à cet élément ne sont pas élevés. Avec l'absence du carbonate de sodium résiduel (R.S.C) le risque d'alcalinisation diminue.

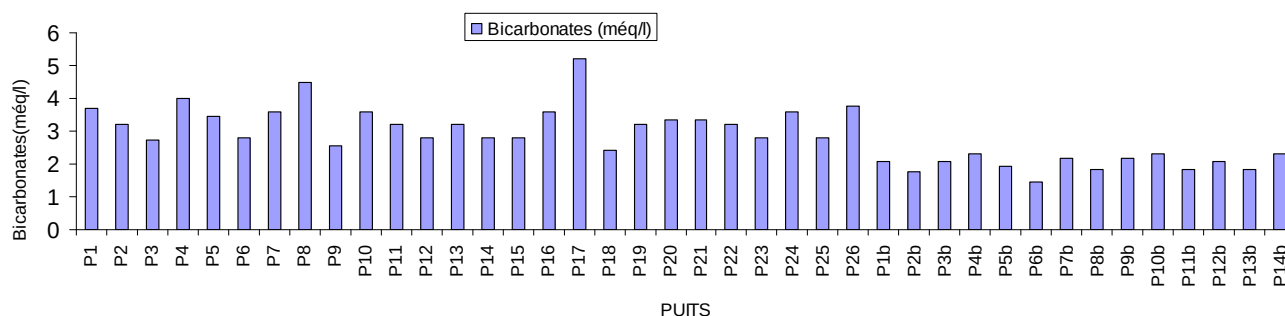


Figure V.5 : Teneurs moyennes des bicarbonates (période 2003-2005)

Pour voir les effets du S.A.R sur l'infiltration, on peut dire que les faibles valeurs du S.A.R n'ont pas influencé sur l'infiltration malgré la salinité élevée des eaux de l'aquifère superficiel (Figure V.6). Cependant, des problèmes liés au sodium ne sont pas écartés surtout pour les échantillons où on enregistre un $S.A.R > 4$ et une conductivité dépassant les 3mmohs/cm.

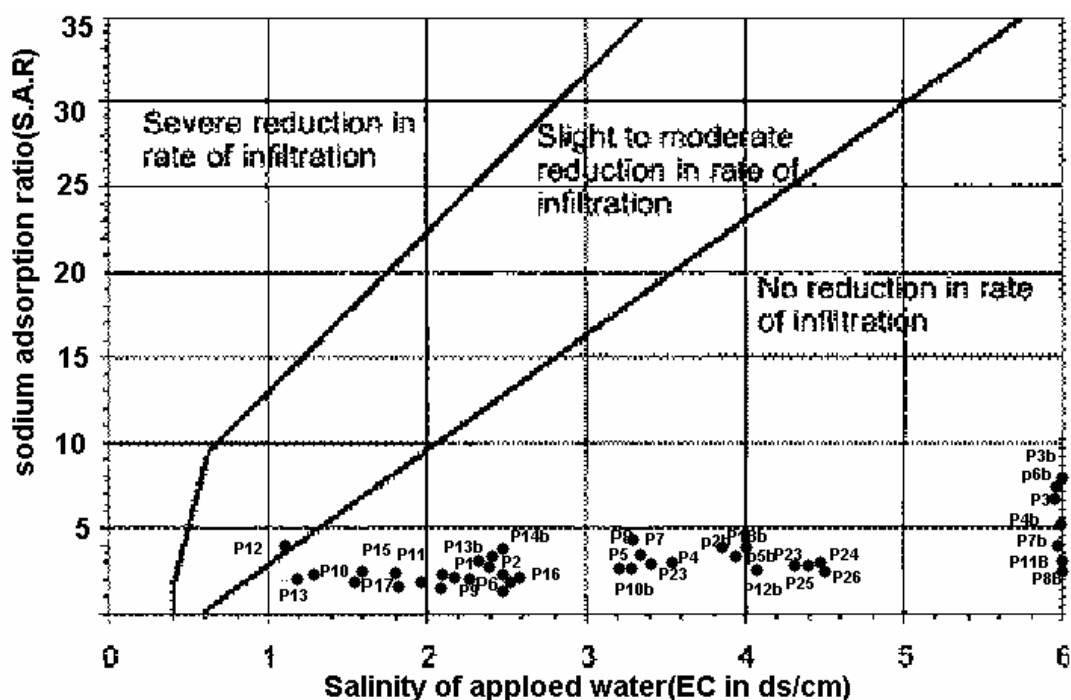


Figure V.6 .Effet du S.A.R et de la salinité sur l'infiltration

4-Etude expérimentale de salinisation des sols sous l'effet d'irrigation :

a- Matériel et méthode :

Pour suivre l'évolution de la salinisation du sol, nous avons prélevé un échantillon de sol à partir d'un site situé au verger de monsieur Bouzidi Rabah. Les descriptions de l'horizon de surface sont données par Hadroug,2003 :

Nom du profil :Bouzidi Rabah

Date de description : 25/05/2003

Coordonnées : longitude : 2° 50' 91'', latitude 34° 50'' 76''

Altitude : 857.10m

Topographie : plat

Drainage : bon

Végétation : verger

Roche mère : quaternaire

Classification du profil pédologique : C.P.C.S (1967) : sol à minéraux brut d'apport alluvial

Le prélèvement de la terre est effectué à une profondeur maximale de 25 à 30 cm (nous nous intéressons de la zone racinaire), le sol prélevé est placé à l'air libre pendant une période de 7 jours pour séchage. Après séchage, une réduction des mottes est réalisée (manuellement par les doigts), une élimination de tous les résidus organiques (racines, végétaux,...) et cailloux, à la fin, on tamise sur maille de 2 mm. Après la préparation de l'échantillon de terre, des analyses physicochimiques complémentaires sont réalisées sur un échantillon de sol à savoir :

- Une analyse granulométrique
- Un dosage de la matière organique
- Le dosage du calcaire total
- Le bilan ionique

Après, nous avons formé des colonnes en forme de cylindre, à partir de du plastique avec des compresses en bas, entouré par un filet moustiquaire. Ces colonnes sont remplies avec de la terre séchée et tamisée, puis elles sont mises (au même niveau de hauteurs) sur un support métallique, en plaçant en dessous des pots en plastique pour récupérer les eaux de drainage. Des solutions salines sont préparées afin d'être utilisées comme eau d'irrigation, par pesée de différentes quantités de sels (NaCl et $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (voir tableau ci-dessous), puis les mélanger avec de l'eau distillée. Le volume total de solution préparée pour chaque traitement était 2.5l.

En se basant sur les formules suivantes :

$$\text{Ca} + \text{Na} = 10 \text{ CE} \quad \text{et} \quad \text{SAR} = \text{Na}^+ / [\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]^{1/2}$$

Sachant que la Σ cation = Σ anions = a x CE (avec a = 10)

Pour les 5 valeurs de la CE et du SAR, on obtient les équations suivantes :

Eau d'irrigation	CE (mmohs/cm)	SAR	Equations
D1	0.15	8	$\text{Na}^2 + 32\text{Na} - 48 = 0$
D2	0.5	12	$\text{Na}^2 + 72\text{Na} - 360 = 0$
D3	2	22	$\text{Na}^2 + 242\text{Na} - 4840 = 0$
D4	2	8	$2\text{Na}^2 + 625\text{Na} - 937.5 = 0$
D5	0.15	25	$\text{Na}^2 + 32\text{Na} - 640 = 0$

Sachant que $\Delta = b^2 - 4ac$, on détermine les deux racines X_1 et X_2 qui sont les doses de Na^+ et Ca^{2+} en méq/l.

**Chapitre V : L'irrigation et la fertilisation des sols
(risques de salinisation et pollution)**

Na ⁺ (méq/l)	Ca ²⁺ (méq/l)	Na ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)
1.435	0.064	33.018	1.288
4.693	0.306	107.961	6.120
18.574	1.425	427.210	28.512
1.492	0.007	34.335	0.142
13.933	6.006	320.465	121.33

Les quantités de NaCl et de Ca Cl₂ 2H₂O utilisées dans l'expérimentation sont les suivantes :

CE	SAR	(NaCl (mg/l)	Ca Cl ₂ 2H ₂ O(mg/l)
0.15	8	83.982	4.737
0.5	12	274.597	22.492
2	22	1086.599	104.785
2	8	815.095	445.905
0.15	25	87.332	0.524

Nous mettons, ensuite, les eaux d'irrigation préparées dans des bouteilles en plastique, fermées par des bouchons troués et liés à des goutteurs. Ces goutteurs sont équipés par des diffuseurs pour le contrôle de la dose d'irrigation (réglage du débit, démarrage et arrêt de l'irrigation).

Chaque bouteille contenant la solution saline est destinée à irriguer une colonne déterminée pendant toute la période d'essai. On démarre par une irrigation goutte à goutte pendant une durée de 5 à 7 jours pour recueillir à la fin de chaque prélèvement un volume de drainage compris entre 190-200 ml et l'irrigation est arrêtée après midi et à la fin de chaque semaine pour éviter des incidents imprévus.

Les analyses des eaux de drainage de chaque prélèvement sont faites au fur et à mesure de l'expérimentation. Les analyses pratiquées sur chaque échantillon sont :

- En premier temps, la mesure de la conductivité électrique et le pH.
- Le dosage des ion : Cl⁻, HCO₃⁻ par titrimétrie
- Le dosage du Na⁺, K⁺ et Ca²⁺ par spectrophotomètre à flamme.

A la fin de la période d'essai (45 jours), les colonnes de la terre sont divisées et chacune en deux horizons égaux (horizon haut et horizon bas) (Figure V.7), elles vont être ouvertes verticalement et leurs sols sont soumis à un séchage à l'air libre.

Pour faciliter l'interprétation, nous avons adopté les abréviations suivantes :

- D1, D2, D3, D4 et D5 : doses d'irrigation correspondantes à traitement donné
- D6: Eau distillée sans addition de solution saline.

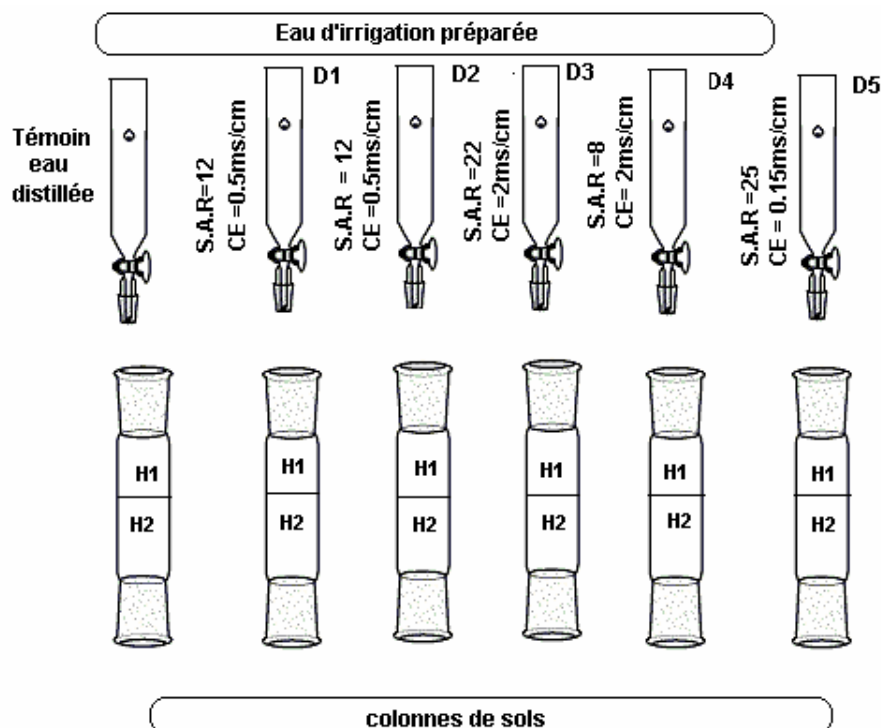


Figure V.7- Dispositif expérimental

b- Résultats et discussion :

L'échantillon du sol analysé est relativement riche en calcaire, avec un pourcentage de 12.82% (Tableau V.4). La teneur en matière organique est faible ce qui explique que le sol est pauvre en cette matière et l'humidité relative est faible (0.71%). La classification des différentes fractions minérales (en pourcent), de l'horizon du sol étudié sur le triangle des textures d'après le soil survey manuel (1961), cité par Durand (1984), indique que le sol a une texture limono -sableuse alors c'est un sol riche en sable, ce qui confirme qu'il y a une perméabilité élevée et une capacité de rétention faible .

Tableau V.4 : Résultats d'analyses physico-chimiques de l'horizon 25 cm

Analyse	pH	CE	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
Essais		(ds/m)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)
1	7.38	0.37	2.22	1.42	0.81	0.24	2.62	1.05	0.79
2	7.40	0.34	2.15	1.34	0.73	0.38	2.50	1.1	0.80

Les résultats des analyses physico-chimiques (Tableau V.5), montre que notre échantillon de sol a un pH neutre et légèrement alcalin. Selon l'échelle de classification des sols de Durand (1984), la conductivité électrique indique que le sol est non salin.

Tableau V.5 : Résultats des analyses de l'extrait 1/5 du sol de l'horizon 0-25 cm

Elément	Ca CO ₃ %	C.O %	M.O %	H %	Argile (%)	Limon (%)	Sable (%)
Essai 1	12.5	0.72	1.22	0.68	9.5	11.5	65.3
Essai2	13.15	0.41	0.70	0.75	10.2	11.1	64.8
Moyenne	12.82	0.56	0.96	0.71	9.85	11.3	65.05

b-1. Evolution de la vitesse d'infiltration :

La vitesse d'infiltration dépend de plusieurs facteurs, entre autres, la teneur en ions de l'eau d'irrigation. Plusieurs auteurs (Halitim.1973, Ayers et Wescot.1988) ont montré qu'un taux de sodium élevé dans l'eau d'irrigation contrarie la perméabilité, donc la vitesse d'infiltration. Le calcium favorise une floculation des argiles et par conséquent une amélioration de la vitesse d'infiltration. Les colonnes traitées, par D6 (eau distillée seulement), D1 et D4, elles contiennent peu de sodium et ont montré une vitesse d'infiltration élevée, tandis que la vitesse d'infiltration des colonnes irriguées par D2 et D5 (solution contenue des quantités élevée de sodium) était faible. Servant (1986) a montré que la perméabilité d'un sol s'abaisse suite à une saturation du complexe absorbant en ion Na⁺, qui s'hydrolyse et il a un effet défloculant et dispersant de l'argile. Le milieu devient compact, donc plus l'eau d'irrigation est chargée en sodium plus la vitesse d'infiltration diminue, suite à un abaissement de l'aération du sol qui devient imperméable.

b.2. Evolution de la conductivité :

L'évolution de la conductivité électrique des eaux de drainage du 1^{er} au 7^{ème} prélèvement (Figure V.8) nous permet de faire les constations suivantes :

- La CE marque des niveaux élevés au 1^{er} prélèvement pour tous les traitements, elle passe de 3.3ds/m ,enregistré pour le témoin D6, à 5.53 ds/m enregistré pour la colonne irriguée par D4.

- En comparant la CE des eaux d'irrigation à celle des eaux de drainage, on remarque que la CE de cette dernière monte brutalement (Tableau V.6)
- Les valeurs les plus élevées de CE correspondent aux échantillons irrigués par les solutions les plus concentrées D3 et D4 ; leurs courbes sont toujours supérieures à celles correspondantes aux autres traitements.
- L'allure des courbes montre qu'au fur et à mesure que les prélèvements s'effectuent, on assiste à une diminution progressive de la CE, pour les différents traitements jusqu'à atteindre 0.85ds/m, enregistrée au niveau du témoin D6 au dernier prélèvement.

Tableau V.6: Comparaison de la CE de l'eau d'irrigation et celle de drainage

Traitement	D1	D2	D3	D4	D5	D6
CE(ds/m)à 25°C–eau d'irrigation	0.15	0.50	2	2	0.15	0.01
CE(ds/m)à 25°C–eau de drainage	3.49	3.81	3.52	5.53	3.42	3.30

Ces constatations sont expliquées comme suit :

- Au cours du 1^{er} prélèvement, l'eau salée est utilisée pour l'irrigation et en traversant la colonne elle entraîne les sels se trouvant dans le sol, une raison pour laquelle l'eau de drainage est riche en sels solubles , d'où les niveaux sont élevés de CE au 1^{er} prélèvement. Cette observation est valable pour tous les traitements.
- Cette augmentation est d'autant plus marquée que l'eau utilisée pour l'irrigation est plus concentrée , ce qui est le cas pour l'eau de drainage correspondante aux traitements D3 et D4 qui sont les solutions les plus salines.
- La diminution progressive de la CE des différentes eaux de drainage est liée à un lessivage continu des sols aux niveaux des colonnes.

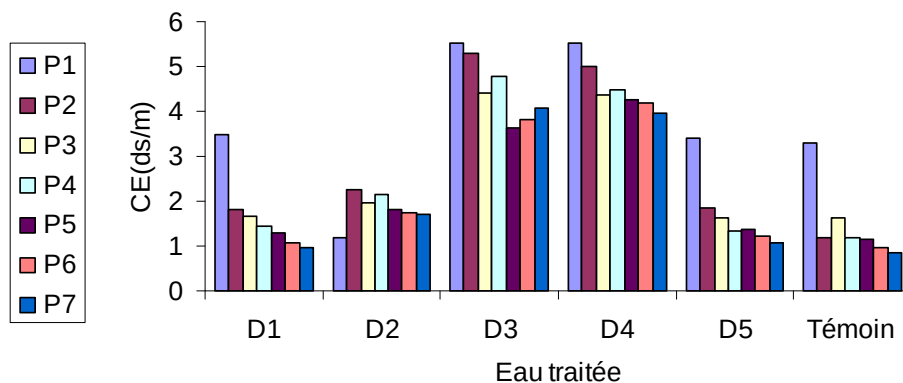


Figure V.8 : Evolution de la conductivité électrique durant l'expérimentation

b.3. Evolution du Sodium :

L'examen de l'évolution du sodium (Figure V.9), résulte le suivant :

- Au premier prélèvement (première semaine) , on remarque des quantités importantes de Na^+ dans les eaux de drainage, notamment dans les eaux correspondantes aux traitements D3, D4, D5 et D6 (témoin) et une valeur maximale est enregistrée, elle est de l'ordre de 21.95 méq/l correspondante à l'eau drainante D4 .
- Ces quantités diminuent progressivement à la fin de l'expérimentation.
- L'eau de drainage du témoin a subi une régression continue, en se terminant par une valeur minimale comprise entre 0.4 et 0.8 méq/l.

Les eaux d'irrigation, en traversant les colonnes, drainent dans leurs chemins des quantités importantes de sels, notamment le Na^+ . Sachant que les eaux d'irrigation contiennent préalablement des quantités différentes de cet élément. Le sodium présent dans les eaux de drainage provient à la fois du sol et des eaux d'irrigation, ce qui justifie les concentrations élevées de cet élément dès le premier prélèvement et ces concentrations sont d'autant plus grandes que les eaux d'irrigation sont plus salées. Au fur et à mesure que les prélèvements s'effectuent, le sol s'appauvrit de plus en plus en Na^+ . Dans les derniers prélèvements, la plus grande partie de Na^+ se trouve lessivée, ce qui explique les faibles quantités de Na^+ à la fin de l'expérimentation .On conclue, que le sodium a un comportement très dynamique dans le sol, ce qui peut engendrer des effets négatifs sur le sol et les cultures.

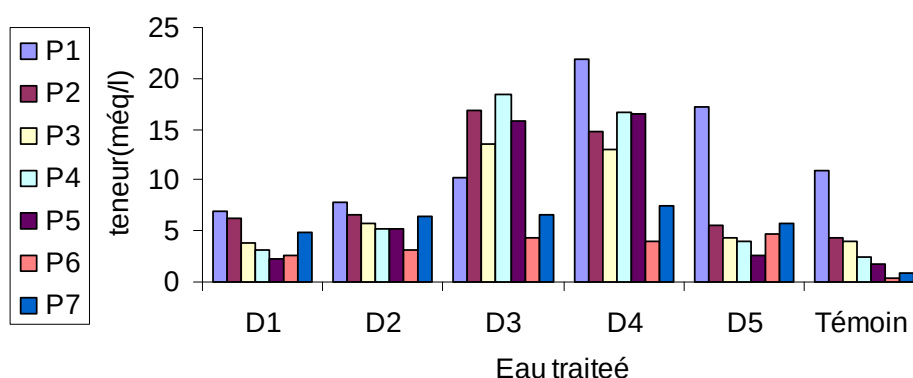


Figure V.9 : Evolution du sodium durant l'expérimentation

b.4. Evolution du calcium :

Les résultats de l'évolution des teneurs en calcium, au niveau de chaque colonne, (Figure V.10) indiquent :

- Au premier prélèvement, la teneur en ions Ca^{2+} était relativement faible, ces teneurs augmentent au deuxième prélèvement.

- Du deuxième au dernier prélèvement, on note des fluctuations importantes, en se terminant par des teneurs faibles dans la dernière semaine.
- Un maximum de Ca^{2+} est enregistré à la 3^{ème} semaine dans les eaux de drainage du traitement D4, égal à 24.12még/l , et un minimum de 1.09még/l est enregistré au niveau de l'eau de drainage du traitement D6 (témoin).

Au niveau des premiers prélèvements, les cations Ca^{2+} des eaux de drainage ont deux origines : une partie provenant du lessivage du sol de la colonne et l'autre partie provient des eaux d'irrigation ayant subi un apport de Ca^{2+} , justifiant ainsi la disponibilité de Ca^{2+} dans les premiers prélèvements. La diminution de quantité de Ca^{2+} , dans les derniers prélèvements et les fluctuations dans la libération de cet élément par le sol, sont dues au calcium bivalent, qui est moins mobile que le sodium monovalent (Doggar.1986). Les teneurs élevées de Ca^{2+} sont observées dans les eaux de drainages provenant des colonnes traitées par des eaux d'irrigation D3 et D4 (contenant du $\text{CaCl}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ en grande quantité). Notons que dans les derniers prélèvements, des faibles concentrations sont enregistrées, suite à l'élimination de grandes quantités de Ca^{2+} du sol. Le résultat final est le Ca^{2+} est moins dynamique que le Na^+ .

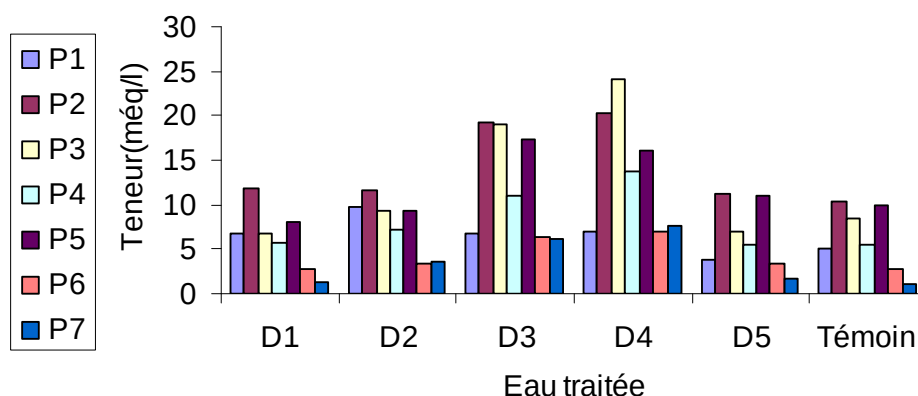


Figure V.10 : Evolution du calcium durant l'expérimentation

b.5. Evolution des chlorures :

Les eaux d'irrigation sont très riches en chlorures, car les sels utilisés dans ces essais sont des sels chlorurés (NaCl et $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), ce qui justifie les niveaux élevés en cet élément dans tous les traitements excepté le témoin (Figure V.11). Grâce à son activité dans le sol, le chlorure est lessivé facilement (la plus grande partie de Cl^- est lessivé dans les premières semaines). Les valeurs maximales sont enregistrées aux eaux de drainages correspondantes

aux traitements D3 et D4 (eau d'irrigation fortement saline). La diminution des teneurs en chlorures dans les derniers prélèvements est observée, surtout au niveau des colonnes irriguées par des eaux ayant des concentrations moins élevées en sels (D1, D2, D5 et D6).

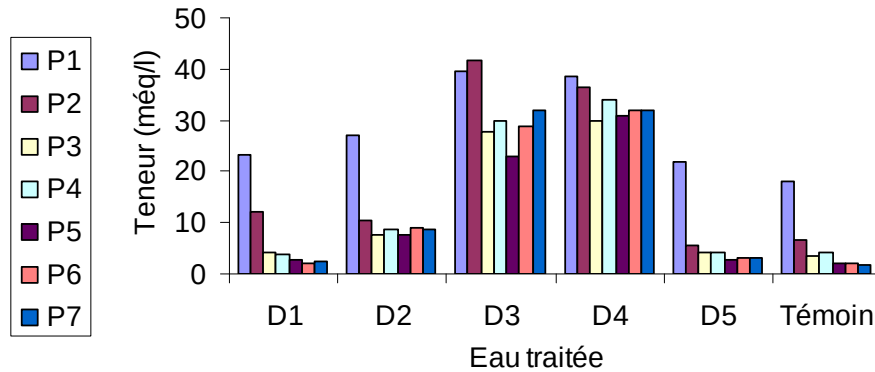


Figure V.11 : Evolution des chlorures durant l'expérimentation

b.5. Evolution des bicarbonates :

Les eaux de drainage correspondantes aux traitements D2, D3 et D4 montrent une augmentation des concentrations en bicarbonates du premier au second prélèvement, puis une diminution du deuxième au troisième prélèvement (Figure V.12). Une évolution quasi constante des bicarbonates marquant ainsi un maximum de 14.13mg/l dans l'eau de drainage récupérée de la colonne irriguée par D3 en cinquième semaine. Finalement une régression dans les teneurs en bicarbonates enregistrées continue, jusqu'à la fin de l'essai, avec un minimum à 6.33mg/l pour les eaux récupérées de la colonne traitée par D1.

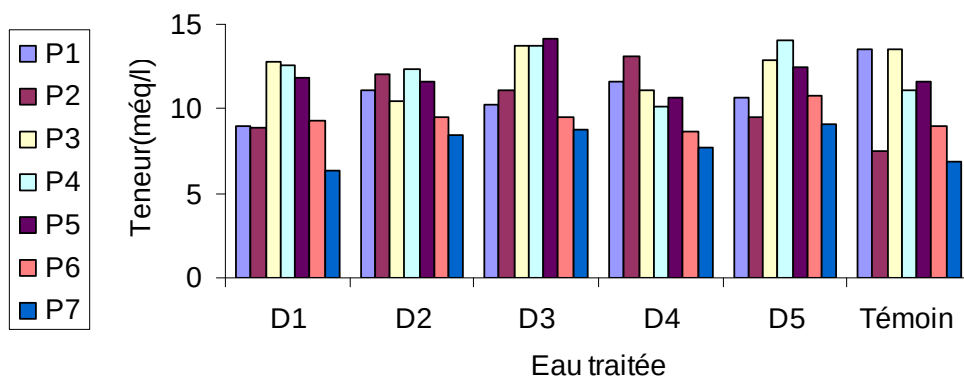


Figure V.12 : Evolution des bicarbonates durant l'expérimentation

b.6. Evolution du potassium :

L'eau d'irrigation est dépourvue du potassium, dont les teneurs trouvées dans les eaux de drainage proviennent du sol des colonnes. La figure V.13 montre une régression des teneurs en potassium durant les 4 premières semaines, puis une augmentation dans la concentration en potassium est observée dans les eaux de drainages des dernières semaines, avec une valeur maximale de 8.23még/l enregistrée au niveau du 7^{ème} prélèvement, correspondant au traitement D3.

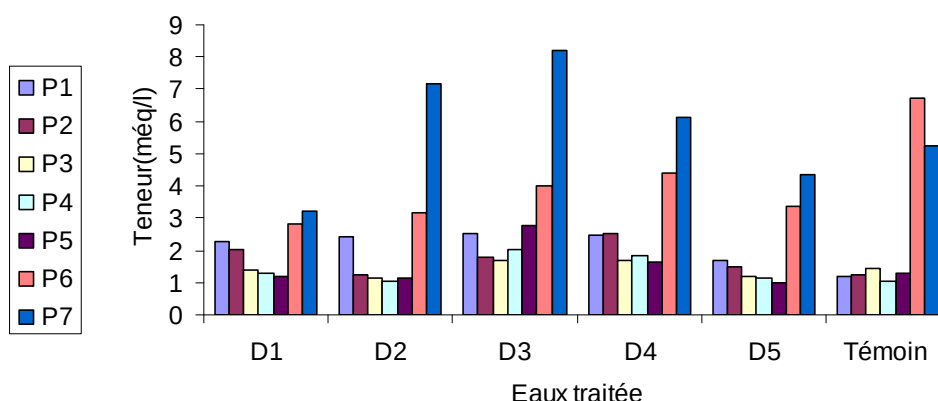


Figure V.13 : Evolution du potassium durant l'expérimentation

A défaut de moyen analytique, on n'a pas pu compléter le bilan ionique, pour le dosage des sulfates par la méthode gravimétrie. Après précipitation sous forme de sulfates de baryum, les résultats n'étaient pas satisfaisants et le magnésium est obtenu par différence, donc on a préféré de ne pas interpréter les résultats obtenus pour ces deux éléments.

5. Valorisation du fumier de ferme dans la fertilisation et risque de pollution :

Des analyses du sol ont été réalisées, dans le but de connaître les caractéristiques des sols de notre région d'étude par le laboratoire de pédologie de l'H.C.D.S (haut commissariat pour le développement de la steppe). Un manque de matière organique est observé dans les sols de la région de Zaâfrane (Tableau V.7). Des études ont montré qu'un sol perd annuellement de 900 à 1800 kg d'humus par hectare (Fondation de l'eau .1990), par la décomposition des matières organiques par des microorganismes. Cette perte annuelle doit être compensée par des apports organiques combinés des résidus de culture. La région d'étude est concernée par les projets de mise en valeur, entrepris dans le cadre du programme P.N.D.A (Plan national de développement) et alors une valorisation du fumier de fermes ou autres résidus de l'activité d'élevage ,dans les opérations de fertilisations, pourra améliorer

l'humus des sols de la région , qui enregistre une carence en matière organique d'une part, et d'autre part pour réduire le risque de pollution organique qui menace les eaux des puits où on a enregistré des teneurs en nitrates dépassant les 50mg/l.

Tableau V.7 : Variation de l'humidité et la matière organique.

Profil	Pof cm	Humidité cm	MO %	Profil	Pof cm	Humidité cm	MO %
H1-1	20	4,25	4,65	H2-10	20	11,6	3,25
H1-2	10	24,9	3,6	H2-11	50	3,1	1
H1-3	10	0,95	1,65	H3-1	20	8,12	4,5
H1-4	20	1,65	1,8	H3-2	20	27,8	4,2
H1-5	30	0,65	1,4	H3-3	20	2,55	1,4
H1-6	20	4,35	4,2	H3-4	40	7,3	1,85
H1-7	15	10,75	3,5	H3-5	40	3,45	1,2
H1-8	30	0,45	0,5	H3-6	20	16,75	3,75
H1-9	20	3,35	1,8	H3-7	20	23,75	4,1
H1-10	10	2,5	2,25	H3-8	40	3,75	0,3
H1-11	30	0,85	0,95	H3-9	20	12,35	1,23
H2-1	30	12,78	4,8	H3-10	20	10	2,45
H2-2	20	25,1	4,6	H3-11	60	3,25	0,85
H2-3	20	3,15	2,1	H4-1	20	14,75	4,1
H2-4	20	3,5	2,05	H4-2	20	30,4	3,2
H2-5	60	2,2	1,55	H4-3	20	4,35	0,8
H2-6	20	12,4	4,85	H4-4	20	6,9	1,3
H2-7	10	15,8	4,75	H4-5	20	6,25	0,5
H2-8	70	2,23	0,8	H4-6	20	15,15	3,2
H2-9	20	8,45	2,25	H4-7	20	43,3	3,7

Le fumier de ferme est riche en matière organique (Tableau V.8), cependant avant son épandage sur les sols, on doit tenir compte de certains facteurs :

- La texture du sol
- Le complexe argilo-Humique
- Le pH
- L'état de l'oxydo-réduction.

Ce sont les sols à texture équilibrée (Figure V.14)) qui sont les plus favorables à l'épandage des boues. Les sols sableux comme c'est le cas de notre zone d'étude (Tableau V.9), surtout s'ils sont acides sont moins favorables. Les sols mal drainés ou à tendance hydromorphe interdisent pratiquement tout apport de boue en raison de l'évolution défavorable de la matière organique et de la contamination possible de l'aquifère.

Tableau V.8: Comparaison des éléments majeurs contenus dans les boues urbaines et fumier de fermes

	Boue Urbaine stabilisée Solide	Fumier de ferme
Matière sèche (%)	25-40	18-22
Matière organique (%)	35-60	60-70
Azote totale (%)	2-4	1.5-2.5
Acide Phosphorique(%)	2-7	0.5-1.2
Potasse(%)	0.5	1.5-4.0
Chaux(%)	4-8	1.0-1.5
Magnésie(%)	0.3	0.4

Source (Fondation de l'eau –Limoge .1990)

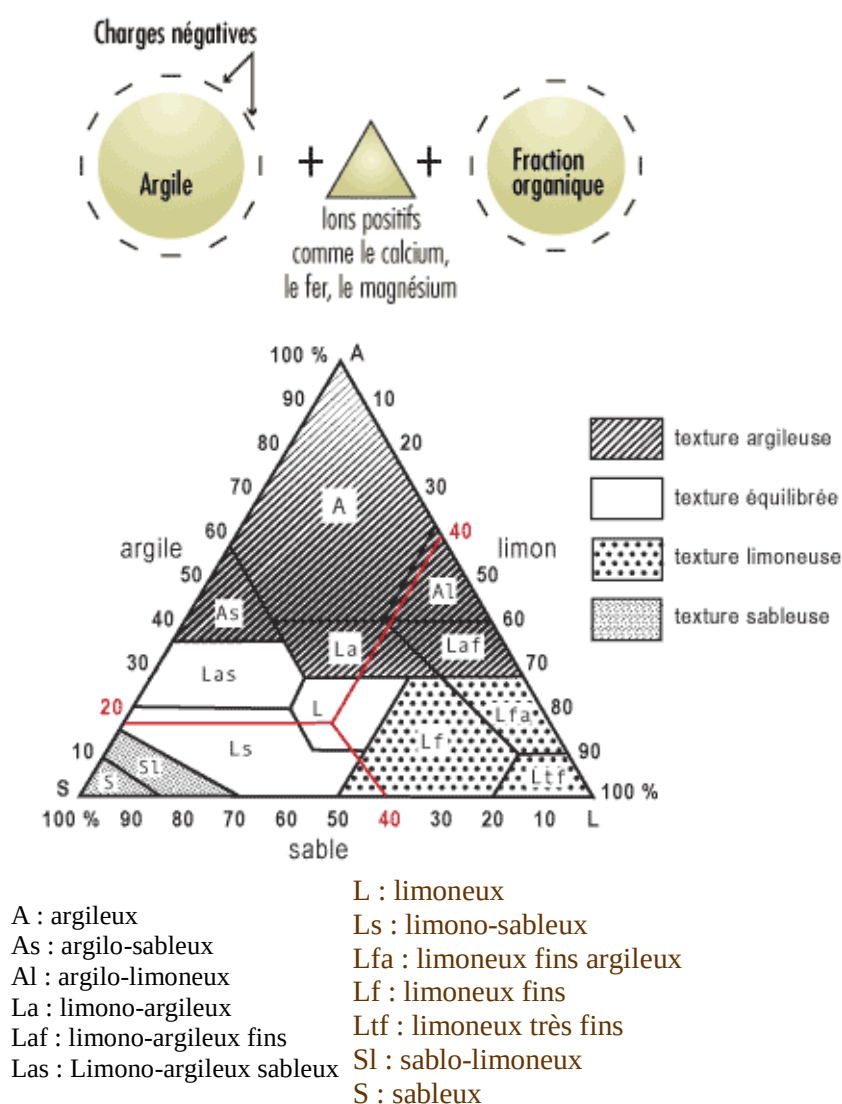


Figure V.14 .Diagramme caractéristique de la texture du sol

**Chapitre V : L'irrigation et la fertilisation des sols
(risques de salinisation et pollution)**

Tableau V.9: Analyse granulométrique et pourcentage du calcaire

Horizon	Sable %	Limon %	Argile %	pHEAU	pHKCL	Ca Co3 Total	CaCo3 actif
H1-1	56,38	42,01	1,61	7,75	7,34	28,44	17,5
H1-2	45,25	51,21	3,54	8,56	8,03	10	7,5
H1-3	65,46	34,54	0	7,64	7,39	14,2	16,5
H1-4	69,75	30,25	0	7,55	7,19	14	15
H1-5	77,35	22,65	0	7,36	7,08	15,6	12,5
H1-6	60,06	38,64	1,3	7,38	6,95	13,2	21,5
H1-7	55,47	44,53	0	8,56	8,14	13,8	5,5
H1-8	88,17	11,83	0	7,26	6,78	15,6	2,5
H1-9	60,43	38,27	1,3	7,25	6,8	15,2	15,75
H1-10	57,77	42,23	0	7,66	7,33	14,215	16,425
H1-11	76,97	23,03	0	7,25	6,8	15,6	9,5
H2-1	56,06	40,08	3,86	7,78	7,44	18,96	15,5
H2-2	77,86	21,68	0,46	8,04	7,65	14	11,5
H2-3	65,77	33,71	0	7,56	7,04	13,2	21,5
H2-4	65,69	34,31	0	7,6	7,29	14,8	17,5
H2-5	74,29	25,71	0	7,03	6,82	15	10
H2-6	50,5	46,43	3,07	7,46	7,05	11	32,5
H2-7	44,26	51,68	4,06	8,17	7,87	16,2	6,5
H2-8	65,22	34,78	0	7,33	7	15	5
H2-9	48,27	48,5	3,23	7,65	7,29	19	32,5
H2-10	50,02	40,91	2	8,09	7,76	18	37,5
H2-11	74,57	25,43	0	7,46	7,06	15	2,5
H3-1	45,49	48,63	5,88	7,92	7,52	17,58	12,25
H3-2	35,45	57,23	7,32	8,07	7,6	15,5	12
H3-3	51,91	48,09	1,52	8,1	7,86	14,6	24,5
H3-4	60,89	39,11	0	7,72	7,42	16	22,5
H3-5	55,99	44,01	0	7,85	7,45	14,4	9,5
H3-6	38,83	53,58	7,59	7,53	7	11,2	31,5
H3-7	33,31	59,46	7,23	8,05	7,66	17,6	7
H3-8	59,05	40,95	0	8,05	7,77	18,4	7,5
H3-9	38,27	55,5	6,23	7,85	7,35	26	41,25
H3-10	42,61	50,29	7,1	8,26	7,88	22	47,5
H3-11	52,95	47,05	0	7,44	7,08	13	10,5
H4-1	33,81	57,8	8,39	8,04	7,72	25,28	15,5
H4-2	30,3	61,34	8,36	8,05	7,17	17	14,5
H4-3	47,75	52,25	2,8	8,43	8,05	38	47,5
H4-4	52,02	46,75	1,23	7,95	7,45	15	31,25
H4-5	53,47	46,53	0	7,93	7,45	16	13,5
H4-6	23,35	66,16	10,49	7,55	7,05	12,1	42
H4-7	25,2	66,24	8,56	8,05	7,68	18	8,5

Le complexe argilo-Humique définit le pouvoir du sol à fixer les ions en solution (ions H^+ , NH_4^+ , PO_4^{3-} et ion métallique) comme une résine échangeuse d'ions, ce qui permet à l'eau du sol de se recharger en éléments épuisés par absorption des racines ou par lessivage. Le calcium du sol va constituer ce qu'on appelle un pont calcique.

En effet, la réaction chimique par la mise en commun d'électrons, le calcium va se lier à l'humus et à l'argile, pour former le complexe argilo-humique (CAH). En retenant, certaines pollutions, le complexe joue un rôle prépondérant. Cependant, il est bon de savoir que cette capacité, appelée pouvoir épurateur, est très limitée. La capacité d'échange de cations (C.E.C) détermine la quantité maximale d'ions que peut retenir un échantillon du sol. Le C.E.C est très faible pour les sols sableux. Les conditions d'oxydo-réduction et le pH influencent directement la stabilité chimique et la solubilité des composés fixant notamment les ions métalliques.

L'utilisation des boues dans la fertilisation, doit tenir compte des besoins des cultures, de l'état de développement des cultures et des conditions atmosphériques, afin d'éviter la destruction des végétaux et la contamination des eaux superficielles et souterraines. Toutes les formes d'azote (azote organique, ammoniacque, nitrites, etc) sont susceptibles d'être à l'origine des nitrates par un processus d'oxydation biologique. Les nitrates sont très solubles (Normand et Al.2001). Quand les nitrates sont épandus sur un sol nu ou gelé, ils s'infiltrent avec les pluies ou sont lessivés en surface. Au contraire, épandus au printemps et à la bonne dose, ils sont absorbés par les plantes cultivées. La migration des nitrates est nettement plus rapide sur les surfaces cultivables laissées à nues pendant l'hiver. Les rejets des collectivités surtout si les réseaux d'assainissement sont défectueux ou parfois absent comme c'est le cas de notre zone d'étude et peuvent aussi concourir à l'enrichissement des eaux en nitrates.

La pollution dans les aires rurales est généralement diffuse, elle est le résultat de:

- un excès de matières organiques végétales en décomposition sur et dans le sol après la récolte ou après un déboisement.
- un épandage d'engrais azotés en quantité supérieure aux besoins des plantes cultivées: engrais chimiques (nitrates de potasse, scories, ...) et engrais organiques (fumier, lisier, boues de Stations d'Épuration...)

Le temps de transfert d'un polluant chimique à la nappe varie de quelques jours à plusieurs années (Bonvoisin .2001). Il dépend principalement de:

- L'épaisseur de la zone non saturée, c'est à dire la profondeur de la surface piézométrique.
- La perméabilité du réservoir (fissuration) ou le pouvoir de filtration.
- Les caractères du polluant.

Les terrains à perméabilité d'interstices (sables, grès) connaissent un temps de transfert très court. Les roches à perméabilité de fissures (calcaires) connaissent un temps de transfert élevé. Le soluté traverse la zone non saturée, et d'abord le sol, caractérisée par la présence d'oxygène, de minéraux argileux et matières organiques.... Les réactions adsorption/désorption entraînent un retard dans le transfert du polluant. Ces deux phénomènes sont favorisés par la présence d'argiles, oxydes et hydroxydes, et par les constituants organiques. L'adsorption prédomine sur la désorption. Les métaux sous forme ionique sont retenus par échanges d'ions ou adsorption, par les argiles, acides humiques et hydroxydes. Par suite du phénomène de désorption, les cations sont libérés progressivement. La pollution persiste dans l'eau souterraine, longtemps après l'introduction du polluant. Cette rémanence peut durer des mois, voire des années (Desbordes.2001). En zone saturée, la vitesse de propagation du soluté n'est pas identique à celle de l'eau souterraine. Elle dépend du type de polluant, en particulier de sa viscosité, et de sa concentration (phénomène de diffusion). Le débit de la nappe et les fluctuations de la surface piézométrique jouent également un rôle.

6. Simulation du transfert de la pollution dans la zone non saturée :

Agri-Risk simule le transport de l'eau et des contaminants dans la zone non saturée du sol. Il est donc nécessaire de définir le profil de sol jusqu'à la nappe phréatique ou du moins jusqu'à une profondeur au-delà de laquelle on considérera que l'activité biochimique du sol est négligeable et que les flux d'azote et de pesticides ne peuvent plus être atténués. Le profil est défini jusqu'à une profondeur de 1.2 m. L'écoulement n'est pas limité en profondeur et un flux de recharge de la nappe est calculé.

Chacune des couches du sol est définie par :

- sa texture
- son contenu en matière organique

Le climat contient toutes les informations nécessaires à la génération des précipitations, à la gestion de l'évapotranspiration et au calcul des températures de l'air et du sol

Les différents types de climats sont représentés sous forme de liste. Les climats sont caractérisés par les précipitations mensuelles moyennes, les températures mensuelles moyennes et les évaporations mensuelles moyennes. À partir des caractéristiques du climat une chronique de climat est déterminée pour chacune des simulations.

 La végétation :

La végétation est définie par :

- La date de début de croissance
- La date de fin de croissance
- Le besoin en azote
- Le besoin en eau
- La profondeur des racines à la fin de la saison

 Les types de rotation :

Il y a 3 types de rotations des cultures dans Ag-Risk. Avant chaque simulation il faut choisir le type utilisé pour la simulation. Les différents types de simulation sont les suivants (sur 12 ans):

- 2 ans de culture / 1 an repos
- 3 ans de culture / 1 an de repos
- Monoculture (sans repos)

Les applications de fertilisants sont caractérisées par :

- La date d'épandage
- Le type de fertilisant
- La dose appliquée

Considérant la variabilité spatiale des paramètres et facteurs conditionnant les processus hydrologiques, ceux du cycle de l'azote et du destin des pesticides, une approche de modélisation stochastique est utilisée dans Ag-Risk. Parmi les différentes approches stochastiques de modélisation, la technique de Monté Carlo a été retenue. Elle consiste à réaliser un ensemble de simulations déterministes pures pour chacune desquelles les valeurs de paramètres sont tirées aléatoirement (tirage Monté Carlo) dans les distributions statistiques déclarées des valeurs naturelles de chaque paramètre. Cet ensemble de simulations est considéré représentatif de l'ensemble des conditions locales statistiquement susceptibles d'être rencontrées dans l'espace étudié.

Afin d'obtenir une interface simple tout en conservant la variabilité spatiale, tous les paramètres fournis par l'utilisateur sont considérés comme ayant une distribution normale avec un écart-type de 10 % de la valeur fournie. Certains paramètres internes utilisent cependant d'autres distributions. Tels, par exemple les contenus en argile, limon et sable des

**Chapitre V : L'irrigation et la fertilisation des sols
(risques de salinisation et pollution)**

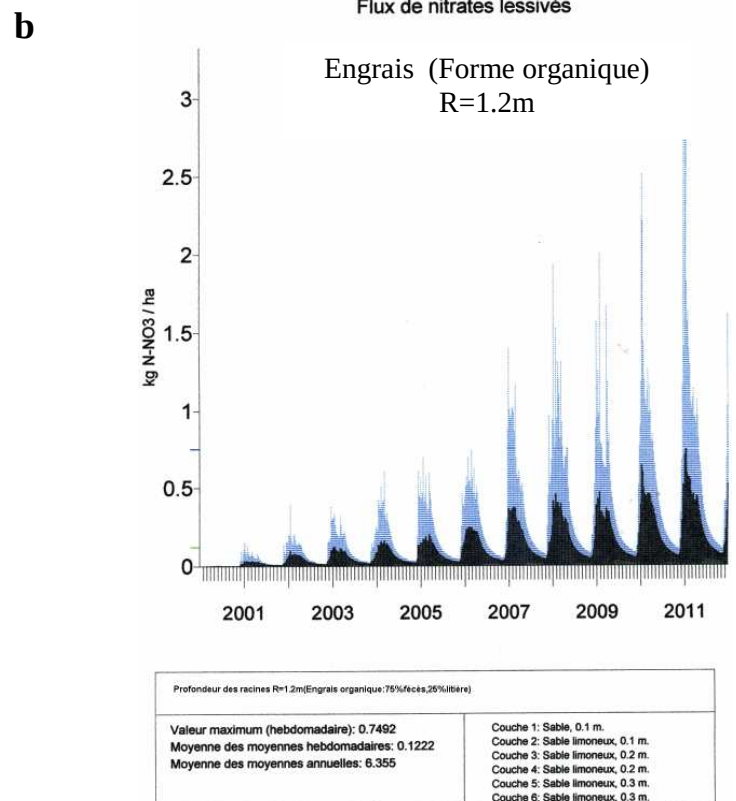
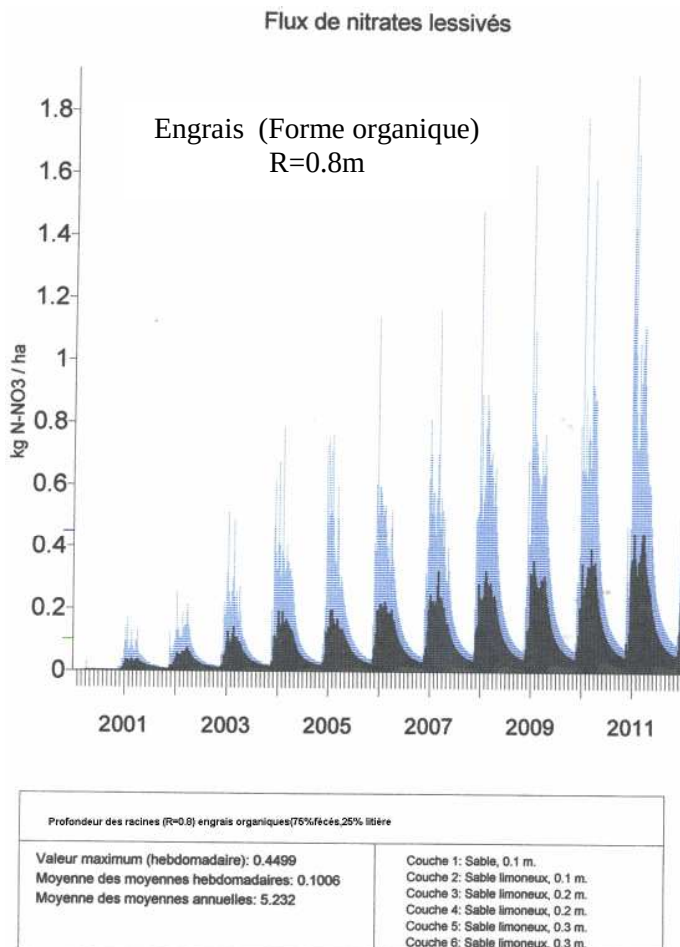
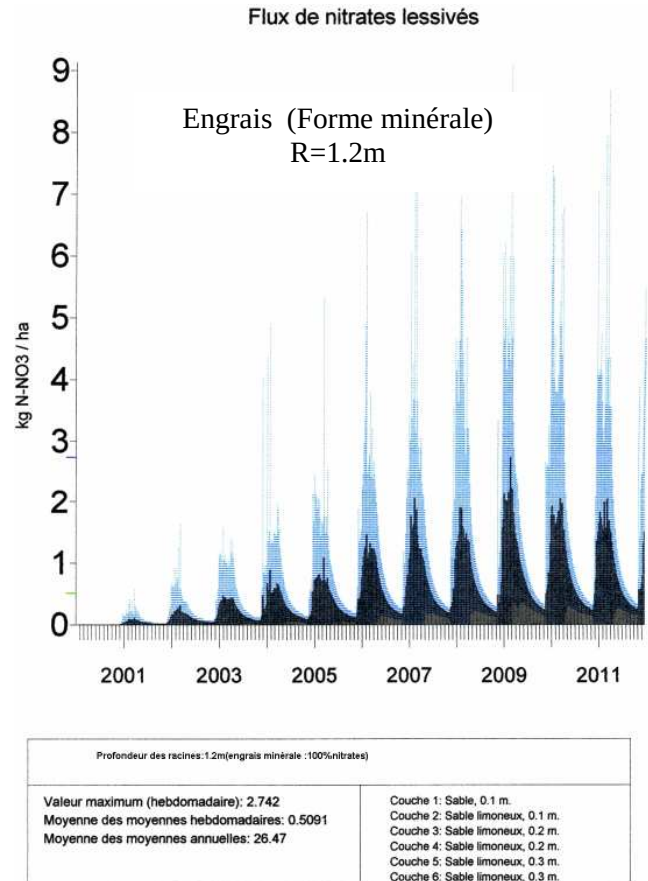
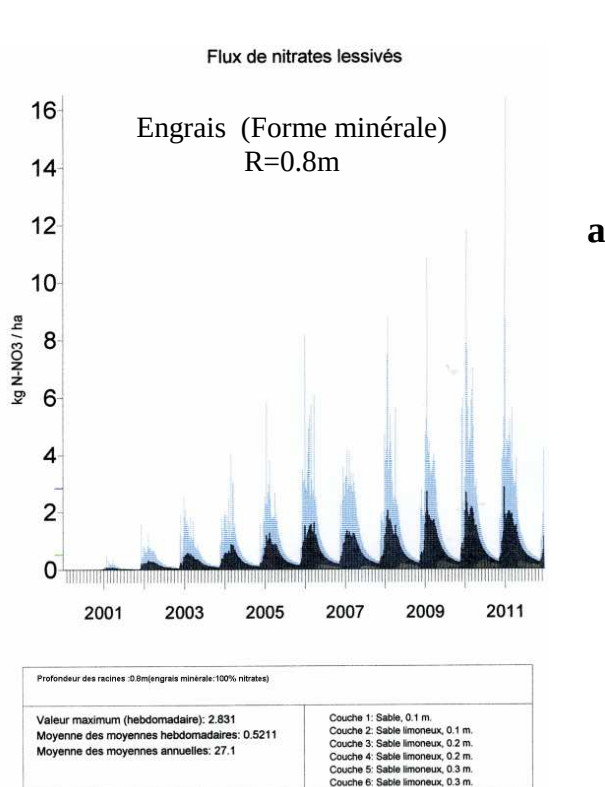
textures qui sont représentées à l'aide d'une distribution uniforme et la conductivité hydraulique qui est représentée à l'aide d'une distribution log normale.

On tenant compte de la texture du sol et du climat de la région d'étude, on a introduit les données suivantes :

Site	Epaisseur (cm)	Contenu en matière organique (%)
Couche1 sable	10	2.5
Couche2 (sable limoneux)	10	1.25
Couche3 (sable limoneux)	20	0.625
Couche 4 (sable limoneux)	20	0.3125
Couche 5 (sable limoneux)	30	0.15625
Couche 6 (sable limoneux)	30	0.0781

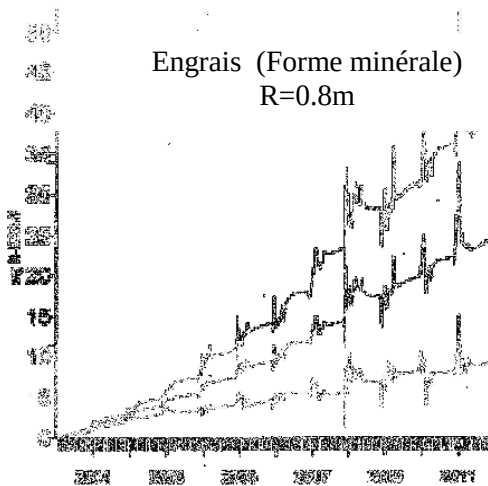
Date d'émergence des cultures	Date de maturité des cultures	Besoin en azote (Kg/N/Kg)	Profondeur des racines(m)	Type de rotation
15 -Mars	15-Aout	100	1.2 et 0.8	2ans de culture /1an de repos

Date d'épandage	Type de fertilisant	Dose appliquée (kg/N/Ha)
100 % à l'automne 15-Nov	100 NO ₃ ⁻ (Minérale) 75%féces-25% litière(organique)	100



Concentration en nitrates dans l'eau d'irrigation

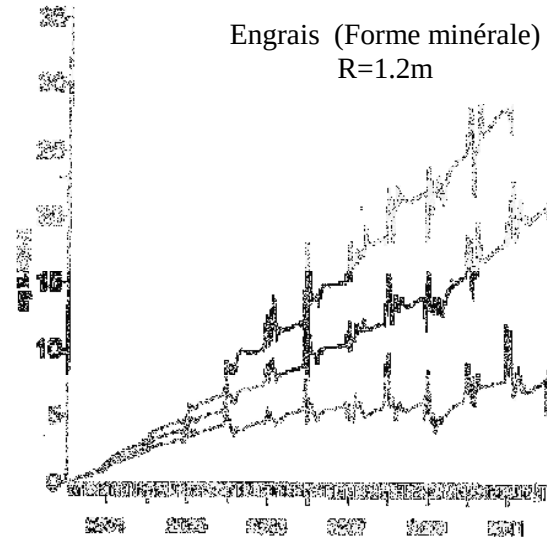
Engrais (Forme minérale)
R=0.8m



Valeur maximum hebdomadaire: 48.5	Couche 1: Sable 0.1 m
Moyenne des moyennes hebdomadaires: 14.4	Couche 2: Sable limoneux 0.1 m
	Couche 3: Sable limoneux 0.2 m
	Couche 4: Sable limoneux 0.2 m
	Couche 5: Sable limoneux 0.3 m
	Couche 6: Sable limoneux 0.3 m

Concentration en nitrates dans l'eau d'irrigation

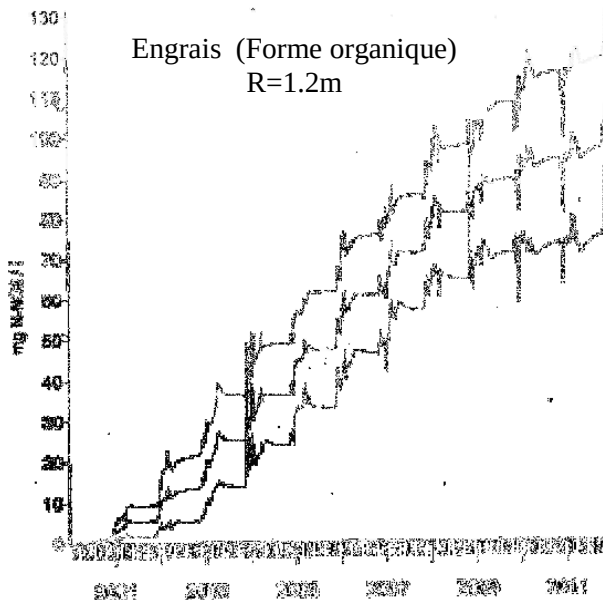
Engrais (Forme minérale)
R=1.2m



Valeur maximum hebdomadaire: 22.5	Couche 1: Sable 0.1 m
Moyenne des moyennes hebdomadaires: 7.5	Couche 2: Sable limoneux 0.1 m
	Couche 3: Sable limoneux 0.2 m
	Couche 4: Sable limoneux 0.2 m
	Couche 5: Sable limoneux 0.3 m
	Couche 6: Sable limoneux 0.3 m

Concentration en nitrates dans l'eau lessivée

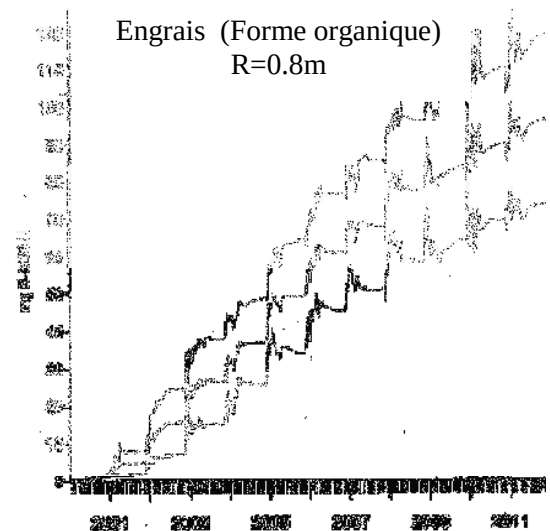
Engrais (Forme organique)
R=1.2m



Valeur maximum hebdomadaire: 107.6	Couche 1: Sable 0.1 m
Moyenne des moyennes hebdomadaires: 61.68	Couche 2: Sable limoneux 0.1 m
	Couche 3: Sable limoneux 0.2 m
	Couche 4: Sable limoneux 0.2 m
	Couche 5: Sable limoneux 0.3 m
	Couche 6: Sable limoneux 0.3 m

Concentration en nitrates dans l'eau d'irrigation

Engrais (Forme organique)
R=0.8m



Valeur maximum hebdomadaire: 135.5	Couche 1: Sable 0.1 m
Moyenne des moyennes hebdomadaires: 75.5	Couche 2: Sable limoneux 0.1 m
	Couche 3: Sable limoneux 0.2 m
	Couche 4: Sable limoneux 0.2 m
	Couche 5: Sable limoneux 0.3 m
	Couche 6: Sable limoneux 0.3 m

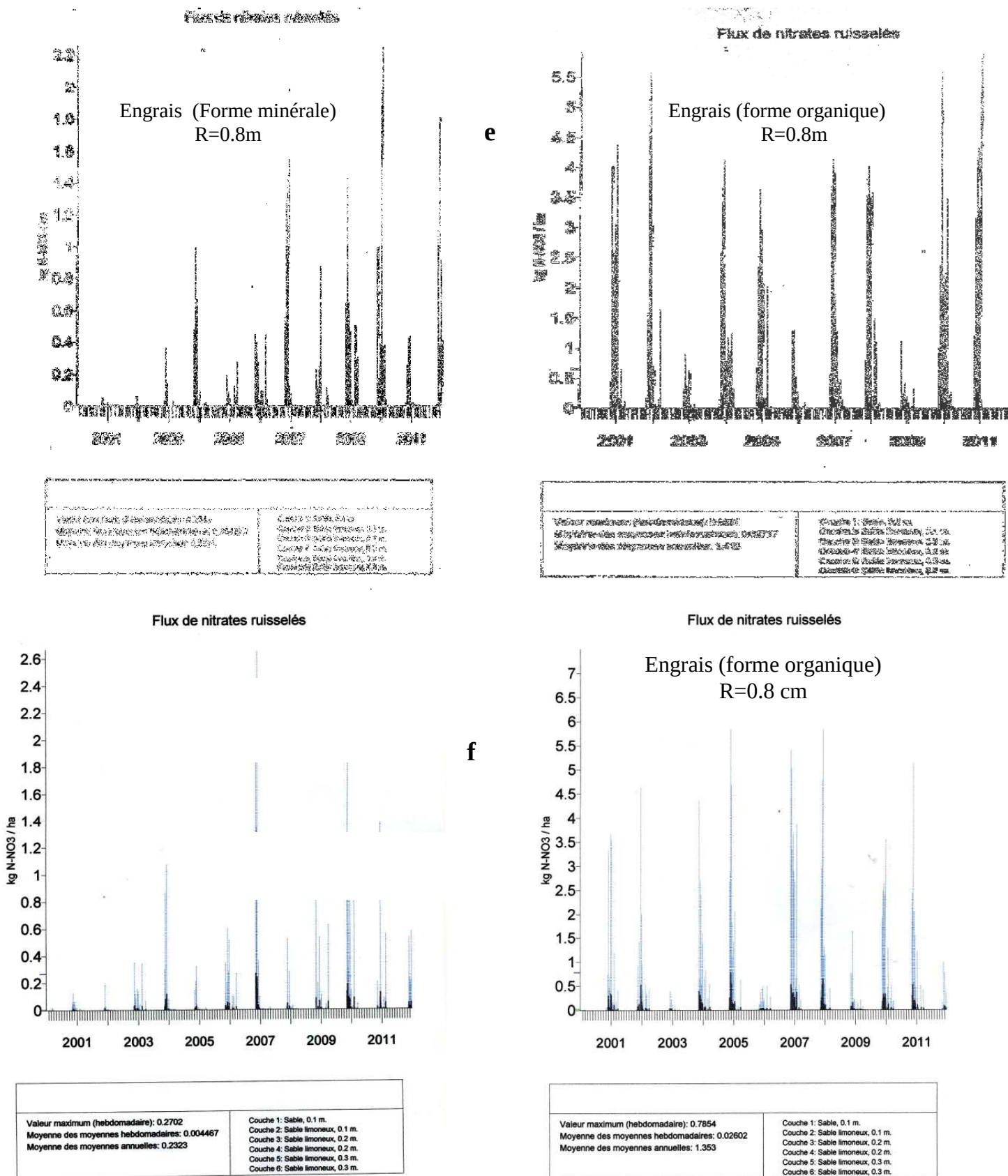


Figure V.15 (a-b-c-d-e-f)- Résultats de la simulation des transferts des polluants agricoles

Une simulation du transfert des nitrates dans la zone non saturée sur une période de 11 ans (Figure V.15 a, b, c, d, e et f) a montré que l'utilisation d'engrais à 100% de nitrates va donner un flux de nitrates lessivés annuel moyen de l'ordre de 27.1 kg/Ha, pour des cultures ayant une profondeur des racine égale à 0.8m. Si la profondeur des racines est de l'ordre de 1.2 m ; le flux de nitrates lessivés est de 26.47 kg/Ha. Le flux de nitrates lessivés diminue considérablement si on utilise un engrais organique (75% fèces et 25% de litière), où la moyenne annuelle du flux de nitrates lessivés ne dépasse pas le 6 kg/Ha. La concentration moyenne des moyennes hebdomadaires des nitrates dépassent les 50 mg/l, si on utilise un engrais minéral, elle ne dépasse pas les 6mg/l après utilisation d'un engrais organique. De même pour le flux de nitrates ruisselés où la moyenne des moyennes annuelles dépasse 1.3 kg/Ha après utilisation d'un engrais à 100% de NO_3^- et elle est de 0.23 kg/Ha après utilisation d'un engrais organique. La valorisation du fumier de ferme et des résidus organiques dans les opérations de fertilisation du sol pauvre en matière organique, comme celui de notre zone d'étude, présente moins de danger dans notre cas, comparativement aux engrais. Cependant, des précautions doivent être prises en considération par l'agriculteur, il doit tenir compte des quantités utilisées, de la période d'utilisation, des caractéristiques du sol pour espérer un meilleur rendement et éviter le risque de contamination des aquifères superficiels et profonds. Dridi.M et Toumi .C (1999) ont montré que l'apport du fumier de ferme et des boues ne changent pas de façon déterminante la réserve en eau, mais il a un effet direct sur la stabilité physique des sols, les apports permettent aux sols d'avoir plus de macropores, donc la plante peut développer un système racinaire et probablement, mieux explorer le sol et utiliser les éléments fertilisants dont la plante a besoin.

7- Utilisation de l'indice NDVI pour cartographier l'état du couvert végétal :

Le travail réalisé par Khader.M (2003), visait à cartographier l'état des parcours steppiques dans la région semi aride de Djelfa (Algérie), en comparant les indices de végétation normalisés (NDVI) dérivés d'images satellite couvrant la même zone en deux dates différentes. L'étude portait sur la zone de Zaâfrane au nord de la ville de Djelfa.

Pour rendre comparables ces indices, des prétraitements géométrique et atmosphérique ont été appliqués aux données images utilisées. La comparaison entre les NDVI générés pour chacune des deux dates a permis de ressortir la carte de changement dans la zone d'étude. L'analyse des résultats obtenus fait constater que les évolutions survenues sont de type régressif et progressif. Les changements régressifs sont dus à la baisse de la radiométrie de l'image qui est un signe de dégradation de la couverture végétale. Dans le cas du changement

progressif, la radiométrie de l'image a augmenté entre les deux dates. Cela veut dire que l'état de la couverture végétale est amélioré. La cartographie des changements dans la zone étudiée a nécessité l'utilisation des images satellites prises à des dates séparées.

A cet effet, deux scènes Landsat-TM et ETM+ couvrant la zone d'étude le 24 mars 1987 et le 11 avril 2001 ont été utilisées (Tableau V.10). Il s'agit de la scène 195/36 du quadrillage Landsat de l'Algérie. Les conditions géométriques de prises de vue des deux scènes sont données dans le tableau qui suit :

Tableau V.10: Caractéristiques des données images prises pour l'étude.

Scène	Date	Heure	Elévation solaire	Azimut solaire	Taille du pixel (m)
195/36	11-04-1987	09h42	51°75	127°09	28,5 x 28,5
195/36	24-03-2001	09h41	49°40	139°00	30x30

Source : Khader.2003

Après la normalisation atmosphérique, nous avons procédé au traitement des images par la production de l'indice de végétation normalisé (NDVI) pour chaque date afin de montrer l'état de la végétation dans la zone d'investigation (Figure V.16 et V.17).

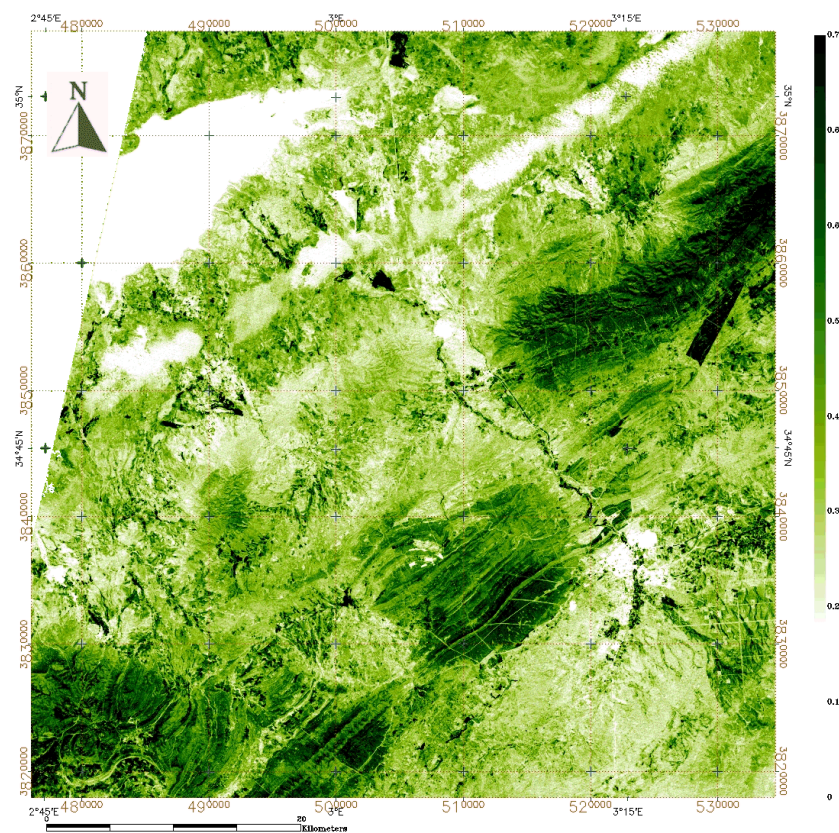


Figure V.16- Image classée de l'NDVI (1987) *Source : Khader.2003*

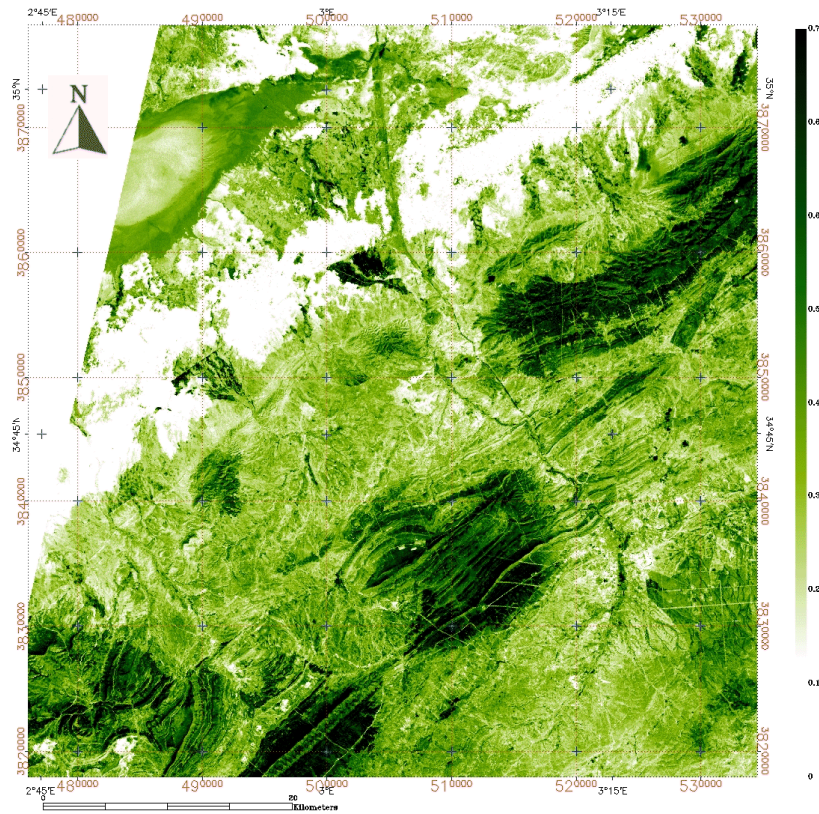


Figure V.17- Image classée de l'NDVI (2001)

Source :Khader.2003

L'échelle de couleur adaptée pour la visualisation de l'indice de végétation (NDVI) s'étale du niveau sombre jusqu'au rouge vif. La végétation saine et dense occupe les fortes valeurs de l'NDVI et prend la couleur rouge. La dégradation de cette dernière jusqu'à son absence se manifeste par une dégradation des nuances de l'NDVI du rouge vif au noir.

Sur la base de cette palette, les valeurs radiométriques des deux NDVI ont été regroupées et codées selon trois classes différentes (tableau V.11) :

Tableau V.11: Classification et codage des valeurs radiométriques des images NDVI

Classe de couleur	Type de classe	code
du rouge vif au marron	végétation saine et active	1
du jaune au vert	végétation moins dense à dégradée	2
du cyan au noir	absence de la végétation	3

Source : Khader.2003

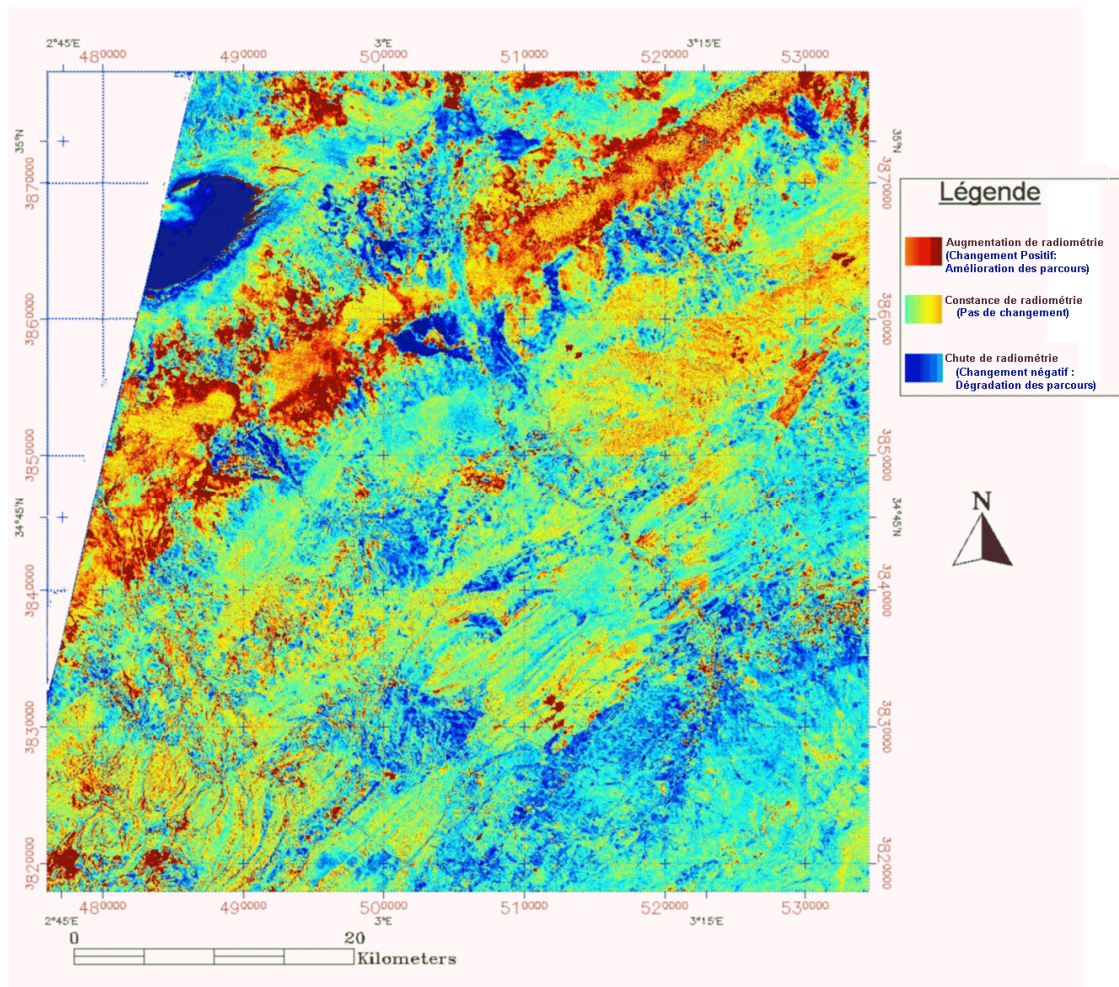


Figure V.18--: Carte des changements de NDVI

Source : Khader.2003

La comparaison entre ces classes a été réalisée par l'application d'une simple division pour faire sortir uniquement les zones qui ont subi des changements (Figure V.18) entre les dates d'acquisition des images.

Sur une superficie de 47679 hectares, le taux de régression enregistré sur une période de 14 ans est de 31,01 % de la superficie totale, ce qui explique une intense dégradation due principalement à l'action climatique et la pression anthropozoïque par le surpâturage et la mise en culture des parcours à armoise. Parcours à Sparte et Armoise champêtre (Tableau V.12). En revanche et malgré que le taux de progression enregistré durant la même période est de 10,07% seulement, il paraît encourageant, du fait qu'il s'agit surtout d'une progression au niveau du cordon dunaire sous l'effet des travaux d'aménagement pastorale réalisés dans le cadre de la lutte contre la désertification menés d'une part par l'INRF, consistant à la fixation

mécanique et biologique des dunes et d'autre part les plantations pastorales à base d'*Atriplex canescens* au niveau du cordon dunaire, *Atriplex halimus* et *canescens* au bordure de la sebkha, les mises en défens contrôlées des parcours par l'HCDS et la remontée biologique des région Sud-est enregistrée au tour du retenu collinaire réalisée durant les années 90. Alors que les 60% de la superficie totale, parmi lesquelles la Sebkha représente 14%, sont restées intactes par le fait de l'absence de l'action défavorable de l'homme d'une part et d'autre part la mise de défens de ces parcours.

Tableau V.12 : L'évolution de l'état biologique de la région d'étude.

	Superficie (has)	Pourcentage
Régression intense	3896	8,17
Régression modérée	10980	22,84
Stable	28090	58,91
Progression	1206	2,53
Progression	3597	7,54
Superficie totale	47679	100

Source : Khader.2003

Conclusion :

A travers ce chapitre, nous avons pu mettre le point, en premier lieu, sur les problèmes de la salinité des eaux qui constitue un problème majeur dans les régions arides et semi arides.

Les eaux de l'aquifère superficiel de Zaâfrane sont de qualité médiocre pour l'irrigation, bien que les valeurs du S.A.R enregistrées ne sont pas élevées, donc pas de problème d'infiltration. Un étude expérimentale de salinisation (préparation d'une solution saline et l'utiliser pour irriguer une colonne de sol), nous a permis de comparer la vitesse de drainage des différentes solutions salines, ainsi que la dynamique de différents éléments.

Les sols de la zone d'étude sont très pauvres en matières organiques, cette carence peut être réglée par la valorisation du fumier de ferme et les rejets d'élevage dans des opérations de fertilisations. L'utilisation du logiciel Agri-Risk (utilisant des modules du logiciel Agri-flux) simulant le transfert des polluants organiques à travers la zone non saturée et en tenant compte de la nature de l'engrais, du climat et de la période d'épandage, a montré que la

concentration et le taux de nitrate lessivé sont moins élevés si on utilise un engrais organique.

La comparaison des NDVI dérivés des images satellitaires traitées a permis d'obtenir la carte du changement. L'analyse des résultats a montré l'impact de la dégradation dans la zone étudiée, cette zone a connu une régression radiométrique ; résultat d'un changement dans l'état de la végétation lié à des facteurs multiples. Cela n'a pas empêché quand même l'amélioration de quelques parcours surtout au niveau des sites touchés par l'aménagement pastoral (cordon dunaire, à la périphérie de la sebkha et des retenus collinaires).

Chapitre VI

Simulation de la salinisation du sol par le logiciel HYDRUS 1D

1. Introduction :

La dégradation de la qualité des sols et les eaux constitue un danger sérieux pour la durabilité des systèmes irrigués, il est devenu absolument nécessaire de développer des modèles de simulation en vue d'évaluer les effets à long terme des pratiques agricoles sur la qualité des sols et des eaux (Lahlou et Al .1998). Dans ce chapitre, nous allons étudier l'évolution d'une eau d'irrigation à travers un profil dans la zone d'étude, à l'aide du modèle HYDRUS 1D qui simule le mouvement d'un ou plusieurs solutés dans la zone non saturée.

2. Notions concernant les milieux poreux :

L'objectif de ce paragraphe est de rappeler les bases théoriques de l'écoulement d'eau et du transport de solutés dans les milieux poreux variablement saturés, ainsi que de présenter le code numérique retenu pour modéliser le transfert d'eau et des solutés.

Le milieu poreux est l'ensemble de grains solides ou d'agrégats autour desquels existent des espaces vides appelés pores, qui peuvent être interconnectés ou non.

Lorsque nous abordons l'étude expérimentale et la modélisation des transferts dans un milieu poreux, il faut définir l'échelle de travail : micro, macro ou mégascopique, correspondante chacune aux pores, laboratoire et terrain (Vauclin, 1994).

Nous allons travailler à l'échelle macroscopique (du cm^3 au m^3). A cette échelle, les phénomènes sont décrits par des équations dont les variables et les paramètres sont représentatifs de grandeurs moyennes au sein du continuum de milieu poreux. Afin de pouvoir considérer le milieu poreux comme un continuum, nous utilisons l'approche du Volume Élémentaire Représentatif (VER), qui consiste à affecter à un point mathématique de l'espace la valeur moyenne des propriétés d'un volume de sol (de Marsily, 1980).

2.1. Masse volumique sèche :

La masse volumique sèche, ρ_d , est définie comme le rapport entre la masse des solides et volume total de sol.

$$\rho_d = \frac{M_s}{V_t} \quad [\text{ML}^{-3}] \quad (1)$$

où M_s est la masse de la phase solide [M] et V_t le volume total apparent [L^{-3}].

Elle est en général de l'ordre de 1,4 à 1,7 g.cm⁻³ pour les sols sableux et de 1 à 1,5 g.cm⁻³ pour les sols argileux.

2.2. La porosité :

La porosité, ε , constitue un indice du volume relatif des vides dans le sol et est définie comme le rapport du volume des vides au volume total de sol.

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad [-] \quad (2)$$

où ρ_s représente la masse volumique des solides.

2.3. La teneur en eau volumique :

Dans les milieux non saturés, nous définissons la teneur en eau volumique à l'échelle d'un VER,

$$\theta = \frac{\text{volume d'eau contenu dans un VER}}{\text{volume total du VER}} \quad [-] \quad (3)$$

La teneur en eau d'un sol varie entre une valeur minimale (la teneur en eau résiduelle, θ_r [-]), et une valeur maximale (la teneur en eau à saturation, θ_s [-]). Cette dernière est en principe égale à la porosité, toutefois, dans les conditions naturelles, un sol ne parvient jamais à la saturation totale, car il reste toujours de l'air piégé (Musy et Soutter, 1991).

2.4. Le potentiel de pression :

Dans le milieu poreux, à chaque teneur en eau, correspond une répartition des phases air et eau à l'intérieur du VER (de Marsily, 1980). La phase d'eau étant continue, les pressions s'y égalisent à une cote donnée et il en résulte un potentiel de pression (h) unique :

$$h = \frac{P_{\text{eau}}}{\rho g} \quad [L] \quad (4)$$

où P_{eau} est la pression de l'eau dans le sol [ML⁻¹T⁻²].

ρ est la masse volumique de l'eau [ML⁻³], g est l'accélération de la pesanteur [LT⁻²].

Nous pouvons distinguer deux domaines du potentiel de pression. Par définition, la pression est nulle, c.-à-d. égale à la pression atmosphérique, au toit de la nappe (surface libre). Dans la zone saturée, la pression est positive, et dans la zone non saturée négative (par convention).

Le potentiel total est décrit par la notion de charge hydraulique, H , et ses composantes sont le potentiel de pression (h) et charge de gravité (z), [L].

$$H = h + z \quad [L] \quad (5)$$

2.5. La loi de Darcy :

La loi de Darcy indique que l'écoulement d'un liquide (débit) à travers un milieu poreux se fait dans la direction de la force motrice : le gradient de charge hydraulique agissant sur le liquide. Le débit dépend aussi d'une caractéristique fondamentale du sol : la conductivité hydraulique.

A l'échelle macroscopique, la loi de Darcy peut être généralisée aux milieux variablement saturés, en considérant que la conductivité hydraulique est fonction du potentiel de pression :

$$\vec{q} = -\vec{K}(h) \cdot \vec{\nabla}(H) \quad (6)$$

où q est la vitesse de Darcy [LT^{-1}], K est le tenseur de conductivité hydraulique [LT^{-1}], H est la charge hydraulique [L].

2.6. La conductivité hydraulique :

La conductivité hydraulique, K_s [LT^{-1}], selon la loi de Darcy, est l'aptitude du milieu poreux à transmettre l'eau qu'il contient pour une teneur en eau donnée. La diminution de la teneur en eau entraîne une diminution rapide de la conductivité hydraulique. En milieu saturé, la conductivité hydraulique est uniforme (dans le cas d'un sol donné et pour une direction d'écoulement donnée) et égale à sa valeur maximale, la conductivité hydraulique à saturation (K_s).

2.7. Relations $\theta(h)$ et $K(h)$:

Le fonctionnement hydrodynamique d'un sol est contrôlé par deux caractéristiques macroscopiques dépendant à la fois de sa texture et de sa structure :

- (i) La courbe de rétention hydrique, qui relie la teneur en eau volumique (θ) au potentiel de pression (h), et qui exprime la capacité du sol à retenir l'eau à un état énergétique donné.
- (ii) La courbe de conductivité hydraulique, qui exprime la capacité du sol à transmettre l'eau en fonction de son état de saturation mesuré par h ou θ .

Ces deux relations peuvent être déterminées expérimentalement : au champ ou au laboratoire. Klute (1986) et Klute et Dirksen (1986), présentent une revue des principales méthodes de mesure existantes.

a. Relation teneur en eau / potentiel de pression :

Dans la zone non saturée du sol, la teneur en eau et le potentiel de pression varient de manière concomitante. La relation existant entre ces deux paramètres constitue dès lors un élément essentiel de la description de l'état hydrique du milieu poreux non saturé. Cette relation exprime les variations d'intensité des forces de capillarité en fonction de la teneur en eau. Graphiquement, cette relation $\theta(h)$ est représentée par une courbe, dénommée courbe caractéristique d'humidité du sol ou courbe de rétention hydrique (Musy et Soutter, 1991).

Nous pouvons définir deux types de modèles nous permettant de paramétrer $\theta(h)$: ceux à fondement mathématique et ceux à fondement physique. Les modèles physiques (Arya et Paris, 1981 ; Assouline et al., 1998) utilisent directement certaines caractéristiques physiques du sol (granulométrie, densité, etc.) pour estimer les propriétés hydrodynamiques.

Plusieurs auteurs (Brooks et Corey, 1964 ; Campbell, 1974 ; van Genuchten, 1980) ont proposé des expressions mathématiques de la courbe de rétention en eau, $\theta(h)$.

Les modèles mathématiques doivent être suffisamment souples pour s'adapter à la texture et à la structure des différentes sortes de sols.

L'expression du modèle de van Genuchten (1980) pour la courbe de rétention $h(\theta)$ est :

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(1 + |ah|^{1/m} \right)^{-m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (7)$$

où θ_r est la teneur en eau résiduelle [$L^3 L^{-3}$], θ_s est la teneur en eau à saturation [$L^3 L^{-3}$], h est le potentiel de pression [L], α est un paramètre empirique [L^{-1}], n est un paramètre empirique (supérieur à 1) [-], $m = 1 - (1/n)$, est un paramètre empirique [-].

La forme analytique du modèle de van Genuchten (1980) permet de mieux rendre compte de l'existence du point d'inflexion sur les courbes $\theta(h)$ et des changements de pente autour de celui-ci (Bastet et al., 1998).

b. Relation conductivité / potentiel de pression :

La courbe de conductivité hydraulique, $K(h)$, peut se déduire de formules empiriques telle que celle de Gardner (1956) ou théoriquement par celle de Mualem (1976), modifiée par van Genuchten (1980), MvG. Dans le modèle MvG, nous pouvons prédire la conductivité hydraulique en ayant la connaissance de la courbe de rétention hydrique et de la conductivité hydraulique à saturation. Les auteurs obtiennent ainsi une formule continue :

$$K(h) = \begin{cases} K_s \cdot S_e^l \cdot \left(1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right)^2 & h < 0 \\ K_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (8)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (9)$$

où K_s : est la conductivité à saturation [LT^{-1}], S_e : est la saturation effective [-], l est le coefficient de connexion des pores [-], égal à 0,5 (valeur proposée par Mualem, 1976).

Ce modèle est très sensible à des petits changements de la courbe $\theta(h)$ à proximité de la saturation, surtout quand le paramètre n est proche de 1 (Vogel et al., 2001). Des petites variations sur la courbe $\theta(h)$ peuvent aboutir à des courbes $K(h)$ très différentes quand nous incorporons le paramètre n dans le modèle MvG.

2.8. Modèle d'écoulement monophasique saturé/non saturé :

L'équation de Richards (1931) décrit les transferts d'eau dans un milieu poreux variablement saturé. Elle découle de la combinaison de la loi de Darcy généralisée (Equation 6.) avec l'équation de continuité :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q} \quad (10)$$

En combinant la loi expérimentale de Darcy et l'équation de continuité sous l'hypothèse d'un fluide incompressible de masse volumique et de viscosité dynamique constante, on obtient l'équation de Richards dans un milieu mono, bi et tridimensionnel et variablement saturé :

où θ est la teneur en eau volumique [$L^3 L^{-3}$], $H(x, y, z, t)$ est la charge hydraulique totale ($h+z$) avec h le potentiel de pression [L], K est le tenseur de conductivité [LT^{-1}] et t le temps [T].

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} \left[-\overline{K(h)} \cdot \overline{\text{grad}}(H(x, y, z, t)) \right] \quad (11)$$

Sa résolution nécessite la connaissance de deux fonctions décrivant les propriétés hydrodynamiques du sol (la courbe de rétention hydrique, $h(\theta)$, et la courbe de conductivité hydraulique, $K(h)$).

L'équation de Richards est une équation non-linéaire dont la résolution nécessite en général des moyens numériques (par exemple le code numérique HYDRUS-1D, Simunek et al., 1996).

Elle permet de déterminer les champs de potentiels (charge hydraulique totale) et la répartition de la teneur en eau dans le sol, la position de la nappe étant déterminée comme étant la zone où la pression de l'eau est supérieure à la pression atmosphérique.

La résolution de l'équation est néanmoins très sensible à la détermination des relations décrivant les paramètres hydrodynamiques, en particulier au voisinage de la saturation (Vogel et al., 2001).

2.9. La convection :

La convection représente l'entraînement des éléments en solution dans le mouvement du fluide qui se déplace. Le soluté est transporté par le mouvement général de l'eau, à la vitesse q définie par la loi de Darcy.

Le principe de conservation de la masse permet d'écrire :

$$-\nabla \cdot (C \cdot \vec{q}) = \frac{\partial}{\partial t} (C \cdot \theta) \quad (12)$$

où C est la concentration [ML^{-3}], q la vitesse de Darcy [LT^{-1}], θ la teneur en eau volumique du sol [$L^3 L^{-3}$].

2.10. La dispersion hydrodynamique :

La notion de dispersion hydrodynamique a été introduite par Bear (1972). La dispersion hydrodynamique est un phénomène par lequel une substance migre dans le sol. En se déplaçant, l'espèce chimique se dilue (effet du mélange) et s'étale pour occuper un volume plus grand avec une concentration corrélativement décroissante (effet de dilution).

Cette propagation est provoquée, d'une part, par le déplacement des molécules sous l'effet de la diffusion moléculaire et, d'autre part, par la dispersion cinématique.

La dispersion hydrodynamique est fonction de la nature du sol et des caractéristiques du transport de soluté.

a. La diffusion moléculaire :

Phénomène physico-chimique qui tend à rendre homogène la distribution spatiale du soluté jusqu'à une concentration uniforme par diffusion vers la zone moins concentrée (dans un hypothétique cas où le fluide serait au repos). Son influence ne devient importante que dans les cas d'écoulements lents ($<10^{-7} \text{ cm.h}^{-1}$) :

$$\frac{\partial}{\partial t}(C \cdot \theta) = \nabla \cdot (D_0 \cdot \nabla(C)) \quad (13)$$

où D_0 est le coefficient de diffusion moléculaire [$\text{L}^2 \text{T}^{-1}$], C est la concentration [ML^{-3}].

2.11. L'extraction racinaire

Le terme puits S représente le volume d'eau déplacé par unité de temps d'une unité de volume de sol due à la consommation de la plante. Le terme S est défini selon Feddes et al (1978) selon:

$$S(h) = a(h)S_p \quad (14)$$

où la fonction stress hydrique $a(h)$ est une fonction adimensionnelle ($0 \leq a \leq 1$) et S_p la consommation en eau potentielle de la plante [T^{-1}]. Lorsque le régime de consommation potentielle est également distribué dans a domaine rectangulaire à 2 dimensions S_p s'exprime alors selon:

$$S_p = \frac{1}{L_x L_z} L_z T_p \quad (15)$$

où T_p est la transpiration potentielle [$L T^{-1}$], L_z profondeur de la zone racinaire et L_x largeur de la zone racinaire à la surface associée au processus de transpiration. L'équation précédente peut être généralisée en introduisant une distribution non uniforme de prélèvement d'eau par la plante pour une zone racinaire de forme arbitraire (Vogel, 1987) :

$$S_p = b(x,z) L_z T_p \quad (16)$$

où $b(x,z)$ est la distribution normalisée du prélèvements [L^{-2}]. Cette fonction décrit la variabilité spatiale du terme d'extraction potentielle, S_p sur la zone racinaire et est déduit de $b'(x,z)$ selon :

$$b(x,z) = \frac{b'(x,z)}{\int_{\Omega_R} b'(x,z) d\Omega} \quad (17)$$

,où est la Ω_R est région occupée par la zone racinaire et $b'(x,z)$ une fonction définie arbitrairement. La distribution des prélèvements est normalisée de sorte que sur le domaine :

$$\int_{\Omega_R} b(x,z) d\Omega = 1 \quad (18)$$

A partir de (15) et (17) il découle que S_p est relié à T_p par l'expression:

$$\frac{1}{L_z} \int_{\Omega_R} S_p d\Omega = T_p \quad (19)$$

La distribution réelle de la consommation est obtenue à partir des équations (16) et (14) :

$$S(h,x,z) = a(h,x,z) b(x,z) L_z T_p \quad (20)$$

tandis que la transpiration réelle , T_r est obtenue par intégration de (19) :

$$T_r = \frac{1}{L_z} \int_{\Omega_R} S d\Omega = T_p \int_{\Omega_R} a(h,x,z) b(x,z) d\Omega \quad (21)$$

Il convient de noter que l'extraction racinaire peut être considérée négligeable lors de la simulation d'un essai d'infiltration de quelques heures à peine. Cela n'est bien évidemment plus acceptable lorsqu'on s'intéresse au phénomène de redistribution sur un minimum de 24 heures par exemple.

2.12. Conditions initiales et aux limites :

Les données d'entrée à fournir au modèle sont la durée de la simulation, les unités de longueur et de temps choisies. Les conditions initiales doivent être spécifiées sur tous les points du domaine. Ces conditions peuvent être exprimées en charge de pression, en teneur en eau ou concentration. Le code permet aussi de prendre en compte une éventuelle anisotropie et hétérogénéité du milieu. Pour la résolution hydraulique, les conditions aux limites sont diverses. Nous pouvons choisir entre flux nul, flux constant non nul, flux variable, pression d'eau constante, pression d'eau variable et surface de suintement. Le suintement est géré de la façon suivante : pour chaque noeud de la frontière définie comme surface de suintement, le code lui affecte une pression nulle s'il se trouve dans la zone saturée, une condition de flux nul s'il est situé dans la zone non saturée. Les conditions variables (flux d'eau ou pression), sont rentrées dans un tableau nommé « conditions atmosphériques ».

Pour le soluté, nous avons trois types de conditions (Figure VI.1) :

- 1^{er} type, condition de concentration ou de Dirichlet : cette condition exprime que lors d'une injection de soluté en surface du sol, celle-ci est soumise immédiatement et de façon constante à une concentration C_0 . Néanmoins cette condition n'est pas généralement conservatrice de la masse.
- 2^{ème} type ou condition de Neumann : elle impose un gradient de concentration aux noeuds de la frontière prédéfinis.
- 3^{ème} type, condition de Cauchy ou de flux : à l'entrée du système étudié, exprime la continuité du flux de solution et de concentration de part et d'autre de la limite supérieure, soit : la solution subit immédiatement un mélange avec la solution initialement présente dans le sol, ce qui est contradictoire avec $C=C_0$ (condition de concentration). On peut alors écrire que pendant le créneau, le flux entrant de solutés est égal au flux sortant du système d'alimentation en eau. Quand le flux d'eau est

zéro ou dirigé hors la région, cette condition devient automatiquement une condition de Neumann.

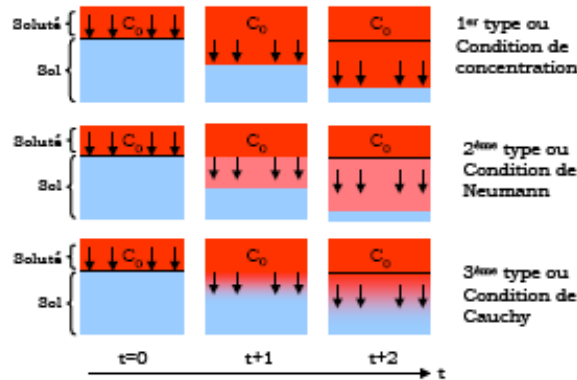


Figure VI.1- Conditions aux limites pour l'apport de soluté.

Le potentiel de flux au travers de ces surfaces est exclusivement contrôlé par des conditions externes. Cependant, le flux réel (ETR) dépend des conditions d'humidité du sol. Notons au passage que les conditions à la surface du sol peuvent s'inverser (condition de charge à condition de flux). En l'absence d'infiltration sous conditions de charge (submersion) la solution numérique de (22) s'obtient en limitant la valeur absolue du flux de sorte que la condition suivante soit satisfaite (Newman et al, 1974) :

$$\left| K(K_v^A \frac{\partial h}{\partial z} + K_v^S) n_i \right| \leq E \quad (22)$$

$$h_A \leq h \leq h_s$$

où E est le régime d'infiltration ou d'évaporation maximal sous les conditions atmosphériques actuelles, h est la charge (ou tension) à la surface du sol et h_A et h_s sont respectivement les tensions minimales et maximales autorisées sous les conditions prévalant à la surface du sol. La valeur de h_A est déterminée à partir des conditions d'équilibre en eau du sol et de vapeur d'eau atmosphérique tandis que h_s est généralement fixée à zéro.

Un deuxième type de conditions aux limites pris en compte par le modèle concerne les surfaces affectées par le transfert de l'eau en sortie du domaine saturé. La longueur de ce domaine affectée par le mouvement de l'eau n'est pas connue à priori, le modèle impose une charge uniforme toujours égale à zéro le long de ce domaine.

Enfin une troisième classe de conditions aux limites est relative à la présence d'un drain long duquel une charge nulle est affectée tant que celui ci opère en milieu saturé. Un rôle de puits est ainsi affecté au drain. Ce dernier peut cependant se comporter comme un noeud puits/source du domaine avec recharge nulle lorsqu'il se trouve dans la zone non saturée.

2.13. Le principe de la méthode aux éléments finis

La méthode numérique de résolution choisie est celle des éléments finis par l'approximation de Galerkin. L'espace est discrétisé en éléments finis, par un maillage triangulaire. La résolution numérique s'effectue aux noeuds du maillage (et non au centre des cellules comme pour les différences finies). Le maillage est généré par un programme générateur de maillage. Pour plus de détails sur la discrétisation spatiale et temporelle, voir Simunek et al. (1996). La méthode numérique de résolution des équations différentielles aux dérivées partielles utilise la méthode des éléments finis de Galerkin. La description de cette méthode est proposée en détail par Newman (1975), Zienkiewicz (1977), Pinder et Gray (1977). La technique des éléments finis consiste à remplacer la formulation différentielle par une formulation intégrale. On recherche alors une solution approchée du nouveau problème en un nombre fini de points du domaine. Le domaine est d'abord transformé en un réseau d'éléments triangulaires, de telle sorte que chaque sommet (appelés points nodaux) soit un sommet de chacun des éléments qui l'entourent. La valeur de la variable recherchée en l'occurrence la pression h à l'intérieur de chaque élément est approchée au moyen d'un polynôme d'interpolation :

$$h(x, z, t) = \sum_{n=1}^N \phi_n(x, z) h_n(t) \quad (23)$$

Les fonctions linéaires ϕ_n devant satisfaire la condition $\phi_n(x_m, z_m) = \delta_{nm}$, h_n étant des inconnues solutions de (23) aux points nodaux, N étant le nombre de nombre de noeuds. La formulation différentielle est ensuite transformée en formulation intégrale. La méthode de Galerkin postule que l'opérateur différentiel associé à l'équation de Richards est orthogonal à chacune des N fonctions de bases, i.e.,

$$\int_{\Omega} \left[\frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K(K_v^A \frac{\partial h}{\partial x_i} + K_r^A) \right] + S \right] \phi_n d\Omega = 0 \quad (24)$$

Les conditions aux limites imposant la nullité de l'intégrale de contour. La formule de Green appliquée à l'expression précédente après remplacement de h par h' conduit à une sommation d'intégrales calculées selon des techniques numériques appropriées sur le domaine Ω_e occupé par l'élément e ainsi que sur la frontière du segment de l'élément e . Après avoir fait le choix d'hypothèses simplificatrices et réaliser l'intégration sur l'ensemble des éléments, la procédure conduit à un système d'équations différentielles ordinaires dépendant du temps à coefficients non linéaires. En forme matricielle ces équations sont données par :

$$[F] \frac{d\theta}{dt} + [A]\{h\} = \{Q\} - \{B\} - \{D\} \quad (25)$$

2.14. Le transfert de soluté

L'équation aux dérivées partielles régissant le transfert bidimensionnel des solutés en milieu poreux rigide non saturé est donnée par l'expression suivante :

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} + \frac{\partial s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial q_i c}{\partial x_i} + \mu_w \theta c + \mu_s \rho s + \gamma_w \theta + \gamma_s \rho s c_i \quad (26)$$

où c est la concentration [ML^{-3}] de la solution, s est la concentration adsorbée [-] qui la i -ème composante du flux [LT^{-1}], μ_w and μ_s sont les constantes du premier ordre pour le soluté dans la phase liquide [$ML^{-3}T^{-1}$] et solide [T^{-1}], respectivement; ρ est la densité sèche du sol [ML^{-3}], S le terme puits de l'équation (24) relative au transfert d'eau, c_s est la concentration du terme puits [ML^{-3}], D_{ij} le tenseur des coefficients de dispersion [L^2T^{-1}]. Les quatre constantes de zéro et de premier ordre peuvent être utilisées pour représenter une variété de réactions et de transformations incluant biodégradation, volatilisation, précipitation et dégradation radioactive. Avant de résoudre l'équation de transport (26) la relation entre c et s doit être spécifiée. La littérature propose un certain nombre d'équations permettant de décrire de façon linéaire ou non l'équilibre d'adsorption. Dans la présente version du modèle, l'isotherme d'adsorption reliant s et c est décrite par la relation linéaire :

$$s = K_d c \quad (27)$$

où K_d est une constante empirique [L^3M^{-1}]. Ce modèle peut être considéré comme résultant de celui de Langmuir (1918):

$$s = \frac{ck_1}{(1 + ck_2)} \quad (28)$$

dans lequel on a considéré que le deuxième terme du dénominateur pouvait être négligé devant 1 en raison des faibles valeurs de concentration généralement observées dans les sols (Campbell, 1985) et de fait assigné k_1 à k_d .

L'équation de continuité suivante décrit l'écoulement isotherme de type Darcien dans un milieu poreux non saturé.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_1}{\partial x_1} - S \quad (29)$$

En substituant (27) et (29) dans (26) on obtient,

$$-\theta R \frac{\partial c}{\partial t} - q_1 \frac{\partial c}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_1} (\theta D_0 \frac{\partial c}{\partial x_1}) + Fc + G = 0 \quad (30)$$

où,

$$F = \mu_w \theta + \mu_w \rho k + S$$

$$G = \gamma_w \theta + \gamma_w \rho - S c_0$$

le facteur de retardement R [-] étant défini selon:

$$R = 1 + \frac{\rho k_d}{\theta} \quad (31)$$

A fin de résoudre l'équation (29) il est nécessaire de connaître la teneur en eau volumique θ et

le flux q_r , ces deux variables étant déduites de la solution de l'équation de Richards.

3. Utilisation de Hydrus pour simuler la salinisation :

3.1. Le logiciel Hydrus 1D :

Le processus d'évapotranspiration des plantes exerce une grande influence sur l'eau et la distribution des solutés dans la partie superficielle du sol. Ce processus va causer l'accumulation des sels après diminution de la quantité d'eau dans le sol. Dans les régions arides l'irrigation a tendance de faire augmenter encore les conditions de salinités. L'activité ionique pour chaque condition chimique doit être calculée avec des expressions convenables aux eaux salées, plutôt, qu'avec les formulations les plus standards pour les solutions diluées. L'interaction de l'évapotranspiration change la composition gazeuse du sol, les réactions d'échanges ioniques entre l'eau et le sol peuvent causer une précipitation et une dissolution d'une variété de minéraux. Les ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- et NO_3^-) peuvent s'accumuler dans certaines parties du profil, avec une certaine quantité, qui peut réduire le rendement des récoltes. De là, les modèles utilisés pour prédire la solution chimique des éléments majeurs, dans la zone non saturée, doivent inclure tous ces processus et variables (Šimůnek et al. 1987).

Le logiciel HYDRUS-1D version 3.0 simule le mouvement de l'eau, la chaleur et de multiples solutés, dans la zone non saturée. Il est développé par Šimůnek, J., Van Genuchten, M. Th. et Šejna, M., du département des sciences environnementales de l'Université de Californie Riverside (2005). Ce logiciel nous permet aussi de simuler le processus de salinisation, des modules du transport et la production du dioxyde de carbone et de la chimie des ions majeurs sont implantés dans la nouvelle version, qui sont à l'origine, conçus pour le programme UNSATCHEM (Šimůnek et al. 1996). Le programme HYDRUS résout numériquement l'équation de Richards pour les écoulements saturés et non saturés et les équations du type convections et conversions pour la chaleur et le transport du soluté. L'équation de l'écoulement contient un facteur qui permet d'estimer l'assimilation de l'eau par les racines des plantes. L'équation de transfert de chaleur estime les mouvements par convections comme ceux par convections avec l'écoulement de l'eau. Les équations du transport du soluté estiment le transport convectif et dispersif dans une phase liquide. Idem pour la diffusion dans la phase gazeuse.

Il faut admettre dans l'usage du modèle d'association ionique (le calcul du coefficient d'activité de Debye-Hückel) que le système chimique pour prédire la composition des ions majeurs du soluté de la zone non saturée inclut 37 espèces chimiques. Ces espèces sont divisées en 6 groupes. Parmi lesquelles, 7 espèces primaires dissoutes (calcium, magnésium,

sodium, potassium, sulfates, chlorures et nitrates), 10 espèces aqueuses complexes, 6 phases solides possibles (calcite, gypse, nésquehonite, sépiolite et dolomite) , 4 espèces de surfaces, 7 espèces formant le système CO₂-H₂O et 3 espèces silicatées. Les espèces des 2 derniers groupes peuvent être introduits dans les autres groupes (exemple : CO₃²⁻, H₂SiO₄²⁻ et H⁺ introduits dans le premier groupe). Le model pour estimer les réactions d'équilibre chimique entre les composantes tels que la complexation, échange cationique, précipitation et dissolution pour la précipitation- dissolution de la calcite et la dissolution de la dolomite. Chacun des équilibres ou des expressions cinétiques à multi composantes sont inclus tous en avant ou après la réaction. D'autres réactions de dissolution-précipitation estiment le gypse, nésquehonite, sépiolite et hydromagnésite, puisque la force ionique des solutions des sols peut varier considérablement avec le temps et l'espace et souvent atteindre de grandes valeurs. Les deux expressions de Debye-Hückel (*) et Pitzer(**) sont introduites dans le modèle comme options de calcul des activités ioniques uniques .

Tableau VI.1 : Les espèces chimiques considérées dans le module carbonate

1	Composant aqueux	7	Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺ , SO ₄ ²⁻ , Cl ⁻ , NO ₃ ⁻
2	Espèces complexés	10	CaCO ₃ ⁰ , CaHCO ₃ ⁺ , CaSO ₄ ⁰ , MgCO ₃ ⁰ , MgHCO ₃ ⁺ , MgSO ₄ ⁰ , NaCO ₃ ⁻ , NaHCO ₃ ⁰ , NaSO ₄ ⁻ , KSO ₄ ⁻
3	Espèces précipitées	6	CaCO ₃ , CaHCO ₃ , Ca SO ₄ .2H ₂ O , MgSO ₃ .3H ₂ O Mg ₅ (CO ₃) ₄ (OH) ₂ .4H ₂ O , CaMg(CO ₃) ₂ , Mg ₂ Si ₃ O _{7.5} (OH).3H ₂ O
4	Espèces absorbées	4	Ca, Mg, Na, K
5	CO ₂ , H ₂ O espèces	7	PCO ₂ , H ₂ CO ₃ , CO ₃ ²⁻ , HCO ₃ ⁻ , H ⁺ , OH ⁻ , H ₂ O
6	Espèces silice	3	H ₄ SiO ₄ , H ₃ SiO ₄ ⁻ , H ₂ SiO ₄ ²⁻

Source Manuel (Hydrus 1D)

L'expression de Debye-Hückel étendue :

Le coefficient d'activité d'une solution diluée à une solution saline est calculé par l'équation de Debye-Hückel (version étendue) (Truesdell et Jones, 1974):

$$\ln \gamma = - \frac{A_z^2 \sqrt{I}}{1 + B a \sqrt{I}} + bI \quad (32)$$

Où A ($\text{kg}^{0.5}\text{mol}^{-0.5}$) et B ($\text{kg}^{0.5}\text{cm}^{-1}\text{mol}^{-0.5}$) sont constantes dépendant uniquement des constantes diélectriques, de la densité et de la température, z est la charge ionique en unité protonique, a (cm) et b (kg mol^{-1}) sont deux paramètres ajustable, et I est la force ionique (mol kg^{-1}):

$$I = 0.5 \sum_{i=1}^M z_i^2 c_i \quad (33)$$

Où M est le numéro de l'espèce dans la solution mixte. Les paramètres ajustables a et b pour les espèces individuels sont donnés par Truesdell et Jones [1974]. Les activités des espèces naturelles sont calculées par :

$$\ln \gamma = a' I \quad (34)$$

Où a' : un paramètre empirique

Si l'équation de Debye-Hückel étendue est utilisée pour calculer les coefficients d'activités alors l'activité de l'eau est calculée de la même façon que celle donné par le programme WATEQ [Truesdell et Jones, 1974] utilisant une relation approximative .

$$(\text{H}_2\text{O}) = 1 - 0.017 \sum_{i=1}^M m_i \quad (35)$$

L'expression de Pitzer :

Pour un coefficient de la force d'activité ionique élevée, on n'a pas de fonctions universelles de la force ionique et cela peut dépendre de la relation entre la concentration relative des différents ions présents dans la solution (Felmy et Weare, 1986). Les coefficients d'activités peuvent être exprimés en termes d'une expression développée de la forme (Pitzer, 1979) :

$$\ln \gamma_i = \ln \gamma_i^{DH} + \sum_j B_{ij}(I) m_j + \sum_j \sum_k C_{ijk} m_j m_k + \dots \quad (36)$$

Où γ_i^{DH} est un coefficient d'activité de Debye-Hückel, qui est une fonction universelle de la force ionique, et B_{ij} et C_{ijk} sont des coefficients spécifiques pour chaque interaction.

Les *subroutines* de calcul des coefficients d'activité de Pitzer sont adoptés à partir du code GMIN [Felmy, 1990]. Ce modèle est considéré précis aussi pour les solution ayant une force ionique élevée ($>20\text{mol kg}^{-1}$) et pour être utilisé pour une infinité de dilution.

Si l'expression de Pitzer est utilisée, l'activité de l'eau obtenue à partir de l'expression est la suivante (Felmy and Weare, 1986) :

$$\ln(H_2O) = -\frac{W}{1000} \left(\sum_{i=1}^M m_i \right) \phi \quad (37)$$

Où W est le poids moléculaire de l'eau et ϕ est le coefficient osmotique.

Effet de la température :

La majorité des équilibres thermodynamiques dépend de la température et de la pression du système. La dépendance de la température de la constante d'équilibre thermodynamique est souvent exprimée comme une fonction de puissance de la température absolue.

$$\log K = a_1 + \frac{a_2}{T} + a_3 T + a_4 \log T + \frac{a_5}{T^2} \quad (38)$$

Où T est la température [K], et a_1 ainsi a_5 sont des constantes empiriques. La pression de dépendance peut être négligée pour la majorité des sols. Les constantes empiriques pour les températures de dépendances thermodynamiques, utilisées dans les calculs, sont données par Šimůnek et al. 1996.

La température de dépendance des constantes d'équilibre de l'équation (38) n'existe pas, elle est exprimée avec l'enthalpie de réaction de l'équation de Van't Hoff. (Truesdell et Jones, 1974).

Le coefficient osmotique et la pression osmotique supérieure :

On utilise l'équation semi empirique de Pitzer (1973) pour calculé le coefficient osmotique ϕ . La pression osmotique des solutions électrolytiques s , P_ϕ (Pa), est liée au coefficient osmotique ϕ et à la molalité comme suit [Stokes, 1979]

$$P_\phi = RT \frac{M_s}{V_s} \frac{vm\phi}{m^0} \quad (39)$$

Où : V_s est le volume molaire partiel du solvant ($\text{cm}^3 \text{mol}^{-1}$), m^0 est la molalité (1 mol kg^{-1}), et M_s est le poids molaire (mol^{-1}). La pression osmotique supérieure, h_ϕ [L], est liée à la pression osmotique par :

$$h_\phi = \frac{P_\phi}{\rho g} \quad (40)$$

Avec ρ c'est la densité de l'eau [ML^{-3}] et g est la constante gravitationnelle [$\text{L}^2 \text{T}^{-1}$].

Effet de la solution sur la conductivité hydraulique :

L'effet de la composition chimique de la solution (eau d'irrigation), sur la conductivité hydraulique est calculé par :

$$K(h, pH, SAR, C_0) = r(pH, SAR, C_0) K(h) \quad (41)$$

Où le *SAR* est *sodium adsorption ratio*, C_0 est la concentration totale en sel de la solution ambiante en mmol l^{-1} , r est un facteur d'échelle qui représente l'effet de la composition de la solution sur la conductivité hydraulique finale, et qui est reliée au *pH*, *SAR* et la salinité.

La conductivité hydraulique sans le facteur d'échelle r est supposé avoir une valeur optimale sous des conditions chimiques favorables et optimales pour le *pH*, *SAR* et la salinité. Quoique pour des sols spécifiques, les effets de la composition chimique des solution sont aussi importants et à ne pas négliger. On introduit une fonction de réduction calculée pour certains sols illitiques de la Californie, en se basant sur les travaux de Mc Neal (1968) et Suarez et al (1984). Le facteur d'échelle r totale donne par l'équation (42) est divisé en deux parties :

$$r(pH, SAR, C_0) = r_1(SAR, C_0) r_2(pH) \quad (42)$$

Où la première partie r_1 , reflète l'effet du pourcentage du sodium échangeable et la dilution de la solution sur la conductivité hydraulique, quant à la seconde partie r_2 , elle représente l'effet du *pH* de la solution du sol. Le premier terme caractérise un modèle de gonflement des argiles qui traite les ions mixtes de l'argile comme un simple mélange homo ionique d'argile sodique et calcique, le gonflement des argile a donc un lien avec la diminution de la conductivité des argiles (McNeal, 1974).

Le terme r_1 est définie par McNeal (1968) comme suit :

$$r_1 = 1 - \frac{cx^n}{1 + cx^n} \quad (43)$$

Où c et n sont des paramètres empiriques, x est un facteur de gonflement, le gonflement des couches de montmorillonite, x est défini par l'expression suivante :

$$x = f_{mont} 3.6 \cdot 10^{-4} ESP^* d^* \quad (44)$$

Où f_{mont} est une fraction de la montmorillonite dans le sol, d^* est un facteur d'ajustement de l'espace entre les couches [L], ESP^* : c'est le pourcentage de sodium échangeable. Pour la plupart des sols, on utilise la superposition : $f_{mont} = 0.1$ (McNeal, 1968). Le pourcentage de sodium échangeable ajusté est calculé comme suit :

$$ESP^* = \max[0, ESP - (1.24 + 11.63 \log C_0)] \quad (45)$$

Où C_0 est la concentration totale en sel de la solution ambiante en mmol l^{-1} , et l'ESP est définie comme :

$$ESP = 100 \frac{\bar{Na}}{CEC} \quad (46)$$

Où CEC est la capacité d'échange cationique (mmol kg^{-1}) et $\bar{Na}$: la concentration du sodium échangeable (mmol kg^{-1}). L'ajustement de l'espace entre le couche du sol d^* , est donné par :

$$\begin{aligned} d^* &= 0 & \text{for } C_0 > 300 \text{ mmol}_e \text{ liter}^{-1} \\ d^* &= 356.4 C_0^{-1/2} + 1.2 & \text{for } C_0 < 300 \text{ mmol}_e \text{ liter}^{-1} \end{aligned} \quad (47)$$

McNeal [1968] reporte que les valeurs du facteur empirique n donné par l'équation (43), dépend en premier de l'ESP du sol et pour une première approximation les valeurs de n peuvent être estimées par :

$$\begin{aligned}
 n &= 1 && \text{for } ESP < 25 \\
 n &= 2 && \text{for } 25 \leq ESP \leq 50 \\
 n &= 3 && \text{for } ESP > 50
 \end{aligned}
 \tag{48}$$

Seules les valeurs du facteur empirique c varient d'un sol à un autre. HYDRUS utilise les valeurs reportées par McNeal [1968]:

$$\begin{aligned}
 c &= 35 && \text{for } ESP < 25 \\
 c &= 932 && \text{for } 25 \leq ESP \leq 50 \\
 c &= 25\,000 && \text{for } ESP > 50
 \end{aligned}
 \tag{49}$$

Le facteur de réduction r_2 , pour l'effet du pH sur la conductivité hydraulique, est calculé à partir des données expérimentales de Suarez et al (1984), après une première correction des effets opposés de la faible salinité et du sodium échangeable élevé, on utilise les équations suivantes :

$$\begin{aligned}
 r_2 &= 1 && \text{for } pH < 6.83 \\
 r_2 &= 3.46 - 0.36 \, pH && \text{for } 6.83 \leq pH \leq 9.3 \\
 r_2 &= 0.1 && \text{for } pH > 9.3
 \end{aligned}
 \tag{50}$$

3.2. Site choisis :

Afin de réaliser une simulation de la salinisation du sol, on opte pour le site à partir duquel on a prélevé l'échantillon du sol pour l'étude expérimentale de la salinisation (la ferme Bouzidi Rabah). Sur le même site on a effectué une analyse granulométrique sur un profil de 4 horizons et on a analysé l'eau du puit utilisé pour l'irrigation du verger et le sol. Les résultats sont regroupés dans les tableaux VI.2 et VI.3.

Tableau VI.2 : Résultats de l'analyse granulométrique

Analyse	Argile (%)	Limon fin(%)	Limon grossier (%)	Sable (%)
Echantillon				
H1 (0-25Cm)	11.5	06	13.165	69.335
H2 (25-50Cm)	05	03	1.49	90.51
H3 (50-75Cm)	4.5	02	75.965	17.535
H4 (75-100Cm)	28	31	19.03	21.97

Tableau VI.3 : Résultats de l'analyse physico-chimique

Echantillon	CE	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
élément	(ms/cm)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)
Eau	3.12	9.48	3.73	8.19	0.28	2.24	8.00	8.2
Sol	1.35	6.25	6.37	2.826	0.448	1.2	3.4	11.3

3.3. Processus de salinisation des sols

Les sols salins, normalement, existent dans des zones qui reçoivent des sels à partir d'autres lieux ou de l'eau d'irrigation. Le degré avec lequel cette salinisation se produit dépend de la composition de l'eau d'irrigation et aussi du bilan entre l'apport d'eau d'irrigation à la surface du sol et le déplacement de l'eau de drainage de la limite inférieure du profil. Ainsi on peut dire qu'on aura salinisation quand :

$$CE_i * Q_i > CE_d * Q_d \quad (51)$$

Avec :

CE_i : conductivité électrique moyenne de l'eau d'irrigation.

Q_i : quantité d'eau d'irrigation.

CE_d : conductivité électrique moyenne de l'eau de drainage.

Q_d : quantité d'eau de drainage

Cette équation peut être utilisée pour calculer la quantité d'eau d'irrigation (Q_i) qu'il faut apporter en plus de l'eau qui sera consommée par la plante ($Q_c - Q_p$) (Q_c : eau consommée et Q_p : précipitations) afin de maintenir la salinité du sol au-dessous d'une conductivité électrique (CE_e) déterminée. Cette CE_e dépend de la tolérance de la culture en question à la salinité. En pratique cette quantité d'eau en excès est souvent exprimée en terme de fraction de la quantité totale d'eau d'irrigation nécessaire et est appelée : Leaching requirement, LR (Besoin en lessivage). Elle est calculée à partir de l'équation 3 :

$$LR = \frac{Q_d}{Q_i} \approx \frac{HCC * CE_i}{PS * CE_{ps}} \quad (52)$$

En supposant une distribution de l'eau d'irrigation sans pertes dues au ruissellement, le besoin en eau est :

$$Q_i = Q_{ET} + Q_d$$

$$Q_i = Q_{ET} + LR \times Q_i$$

donc :

$$Q_i = \frac{Q_{ET}}{1 - LR} \quad (53)$$

La quantité d'eau d'irrigation en excès ne doit pas dépasser la capacité de drainage du sol. Mis à part le problème de disponibilité d'eau à apporter en excès, cette capacité de drainage constitue souvent le facteur limitante à l'apport d'excès d'eau pour deux raisons :

- Faible drainages, dû à une couche imperméable dans le profil ou sous-sol : L'amélioration peut être réalisée par des mesures chimiques (gypse par exemple) ou mécaniques (sous-solage).
- Nappe élevée : ce qui va nécessiter un drainage artificiel.

En fonction du temps et de la quantité, les pluies qui contribuent à une percolation profonde de l'eau, peut réduire significativement le besoin en lessivage de l'eau d'irrigation. Puisque les cultures sont sensibles à la salinité du sol plutôt qu'à celle de l'eau d'irrigation, si le sol reçoit de l'eau de pluies supplémentaires pour le lessivage, de l'eau d'irrigation à salinité plus élevée peut être utilisée sans que ça entraîne une perte de production.

Pour estimer le besoin en lessivage, on doit connaître la salinité de l'eau d'irrigation (EC_i) et la tolérance de la culture à la salinité (EC_c). La salinité de l'eau peut être obtenue à partir d'analyses au laboratoire et la EC_c peut être estimée à partir des données de tolérance de la culture à la salinité qui sont données par le tableau donné par (Ayers .1988) Ce tableau donne les niveaux critiques de salinité (EC_c) au dessus de laquelle on risque d'avoir une réduction du rendement .Pour une culture donnée, le besoin en lessivage peut être estimé à partir de l'équation suivante (Rhoades 1974; and Rhoades and Merrill 1976) :

$$LR = \frac{EC_w}{5 * (EC_e) - EC_w} \quad (54)$$

On admet que la culture qui sera irriguée soit du Blé (*Triticum aestivum*) qui peut donné : un rendement de 100% , pour une EC_e (conductivité électrique du sol = 6.0ds/m et une EC_w (conductivité électrique de l'eau d'irrigation) = 4.0 ds/m. Dans notre cas $LR = 3.12 / (5 * (6) - 3.12) = 0.116$

La quantité effective d'eau à appliquer pour satisfaire à la fois la demande ET (qui est de 500mm/an pour le blé d'après la F.A.O) des cultures et le lessivage (contrôle de la salinité à long terme) peut être obtenue par l'équation (53) :

$$Q_i = 500/1 - 0.116 = 566 \text{ mm/an.}$$

3.4. Les résultats obtenus :

L'introduction des données concerne le profil, la profondeur, le nombre d'horizons et le nombre d'itérations. Une base de données contenant les différents paramètres permet l'utilisation du modèle de Van Guenchten modifié (1980), ces paramètres sont tirés des travaux de Carsel et Parrish (1988). Donc il suffit de choisir la texture du sol et les différents paramètres vont s'afficher.

Qr : teneur en eau résiduelle, Θ_s

Qs : teneur en eau à saturation, Θ_r

Qa : Paramètre Θ_a , dans la fonction de rétention de l'eau du sol

Qm : Paramètre Θ_m , dans la fonction de rétention de l'eau du sol

Alpha : Paramètre α dans la fonction de rétention de l'eau du sol [L^{-1}]

n : Paramètre n dans la fonction de rétention de l'eau du sol

Ks : conductivité hydraulique à saturation, K_s [LT^{-1}]

Kk : Valeur mesurée de la conductivité hydraulique, K_k , correspondant à Θ_k [LT^{-1}]

Qk : eau de rétention, Θ_k , correspondant à K_k

Les résultats obtenus indiquent une tendance d'augmentation du potentiel de pression, de la teneur en eau à saturation Θ , de même pour la conductivité hydraulique qui s'accroît du haut vers le bas du profil (Figure VI.2),

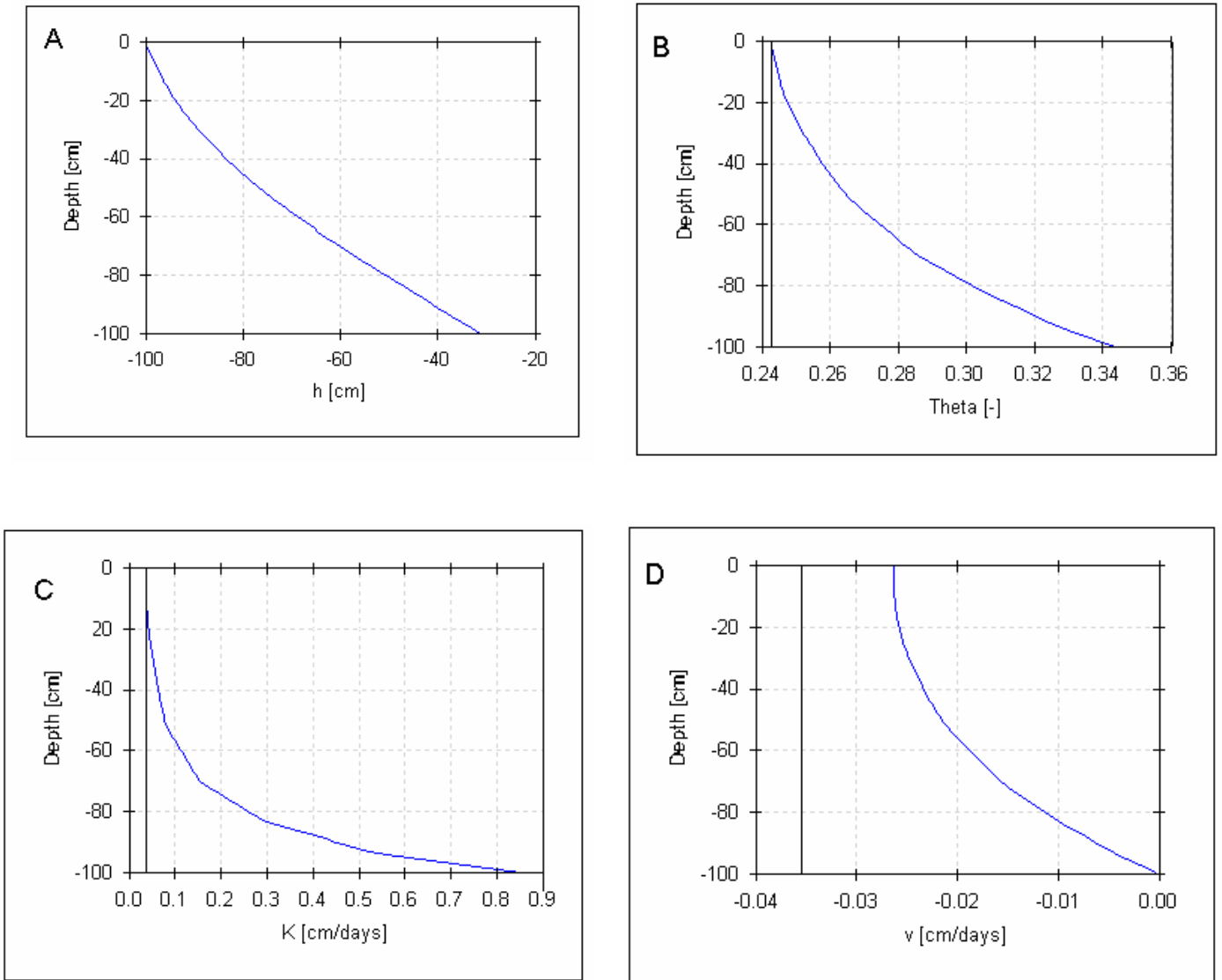


Figure VI.2:- Variation du potentiel de pression h (A), de la teneur en eau à saturation Θ (B), de la conductivité hydraulique K (C) et du flux d'eau v (D) le long du profil

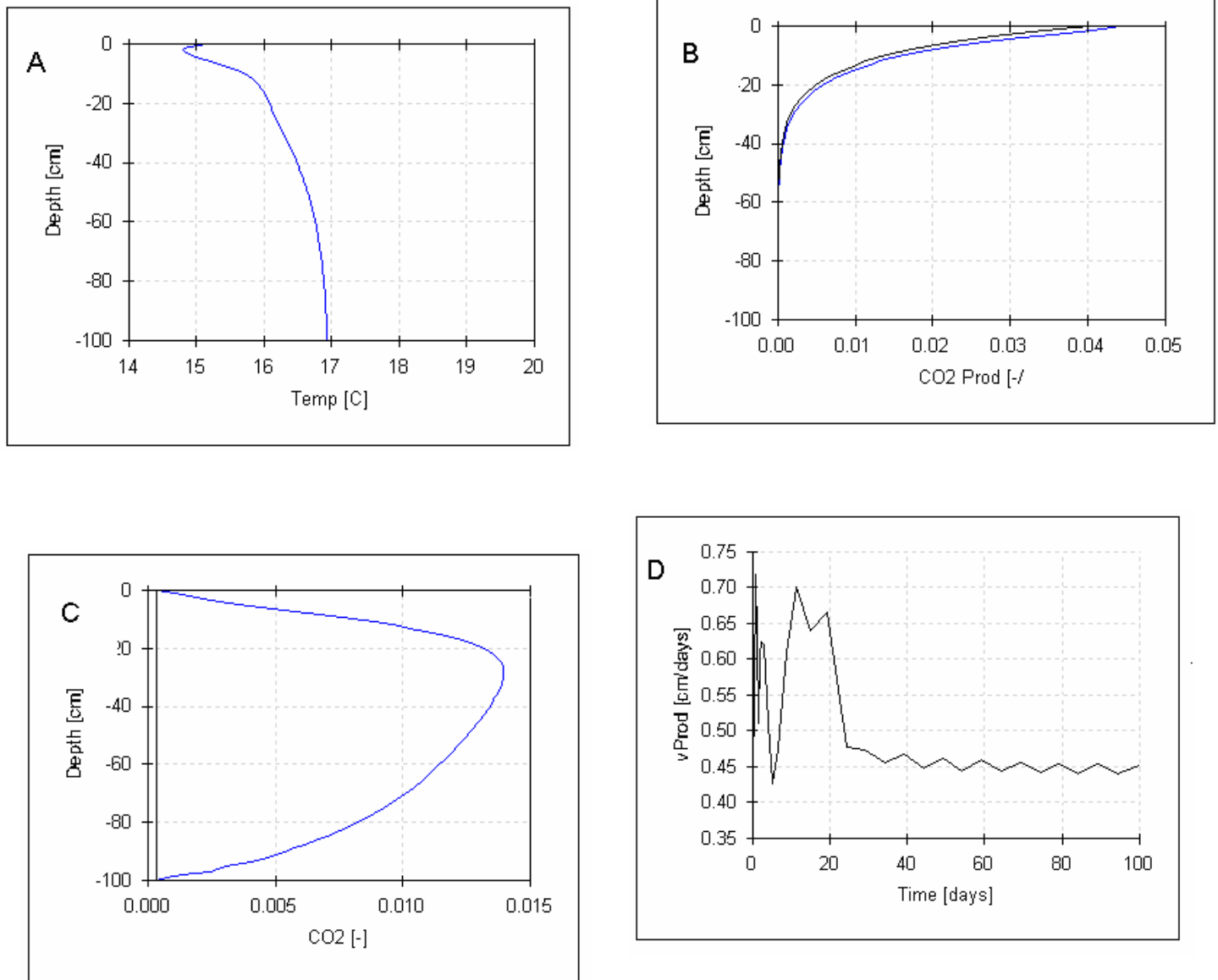


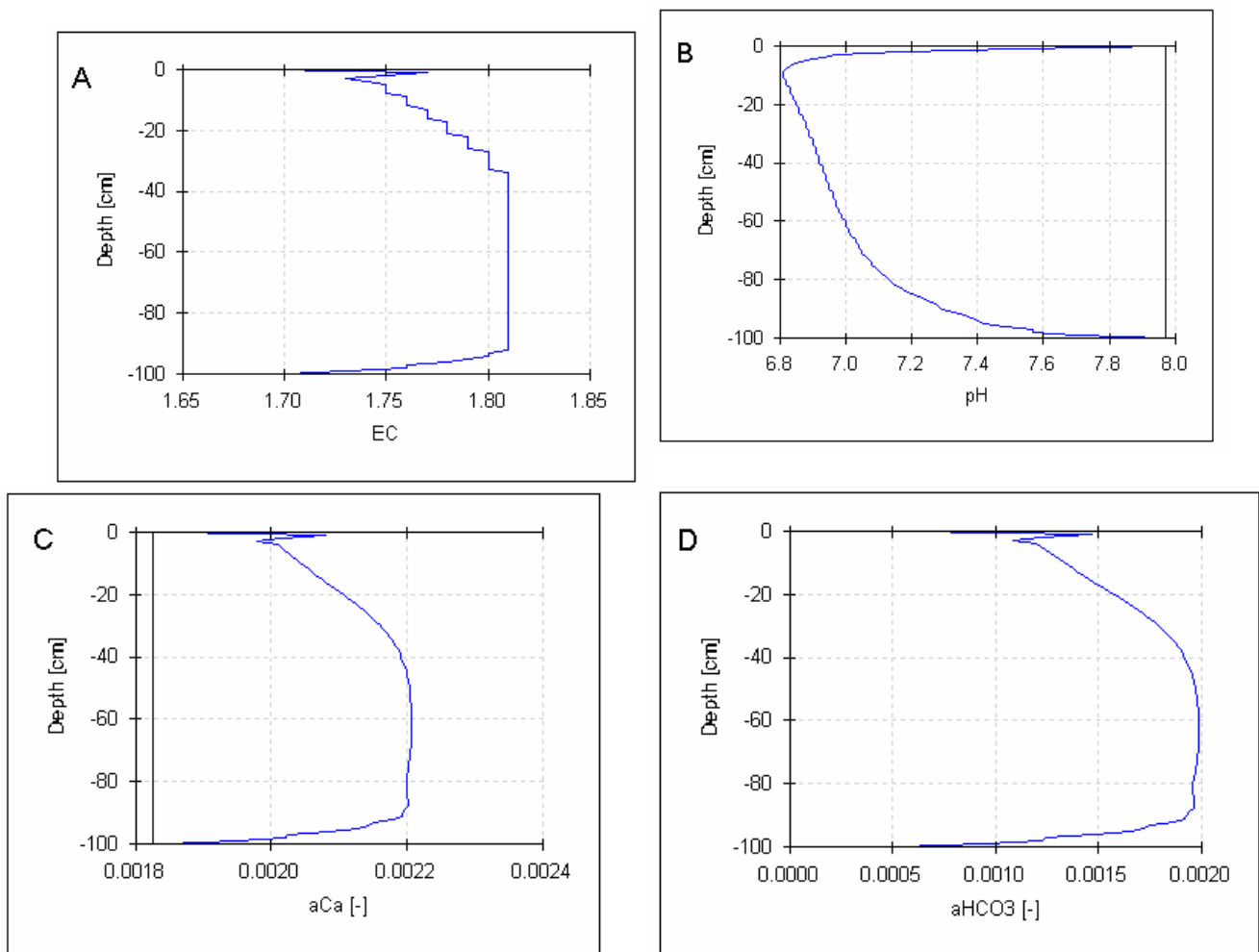
Figure VI.3 : (A) Variation de la température le long du profil

(B) Variation de la production du CO_2 , le long du profil

(C) Variation de la teneur du CO_2 suivant la profondeur

(D) Variation de la production du CO_2 au cours du temps

La température le long du profil varie entre 15 et 17 °C (Figure.VI.3 A). La production du CO₂ est considérée comme la résultante de l'activité des microorganismes du sol et des racines des plantes. La production du CO₂ diminue rapidement avec la diminution des racines et de la matière organique (Glinski et Stepniewski [1985]), sachant que 90% de l'activité respiratoire du sol est concentré au niveau de l'humus, on utilise l'exemple donné par Van Guanchten (1987). Les figures VI.3D montre qu'à partir de la profondeur de 40 cm la quantité de CO₂ produite diminue et que cette production est importante dans les 20 premiers jours ensuite il y a une stabilité de production de CO₂.



Rapport-gratuit.com 
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

Figure.VI.4 - (A)Variation de la Conductivité électrique le long du profil **(B)**Variation du pH, le long du profil **(C)** Variation de l'activité du calcium suivant la profondeur **(D)**Variation de l'activité des bicarbonates suivant la profondeur

La figures (VI.4 a) montre que le pH est acide dans la partie supérieure du profil, en se dirigeant vers le bas, ce pH à tendance de devenir basique. La variation de la conductivité électrique le long du profil (FigureVI.4B) montre une augmentation de cette dernière à une profondeur de plus 45 cm, pour atteindre une valeur de plus de 1.8 ms/cm. Cette dernière reste stable à plus de 90cm de profondeur, la conductivité électrique diminue progressivement. L'activité du calcium et celle des bicarbonates (Figures VI.4 C et D) présentent un profil ascendant, avec une certaine stabilité à une profondeur entre 40 et 90cm et à cette profondeur commence une diminution de l'activité des deux éléments .

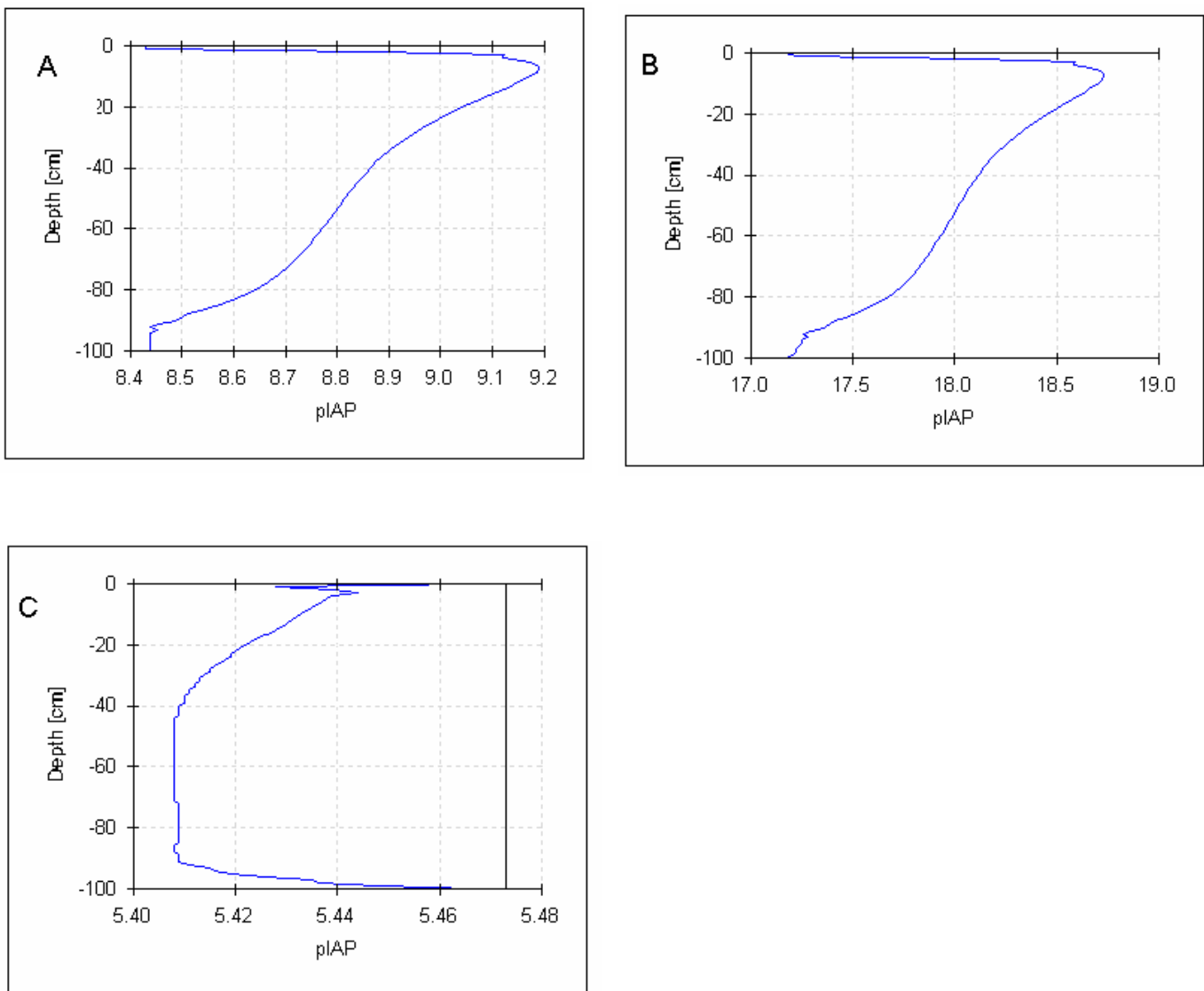


Figure VI.5 : Variation de produit d'activité ionique (p.I.A.P)
(A) : Calcite, (B) : Dolomite, (C) : Gypse

Le produit d'activité ionique des minéraux carbonatés (calcite et dolomite) est plus important que celui du gypse (Figure.VI.5), d'où la précipitation de la calcite et surtout de la dolomite est plus rapide que celle de gypse qui précipite lentement et donne des accumulations gypseuses dans le bas du profil.

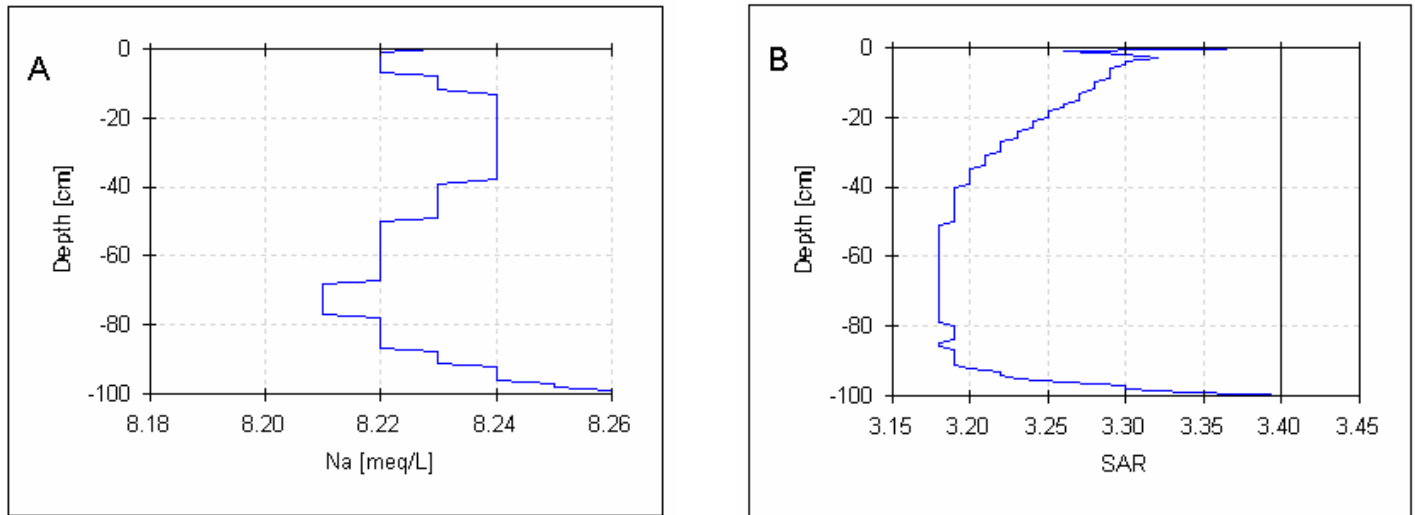


Figure VI.6 : Variation du sodium (A) et du S.A.R (B) le long du profil

L'utilisation d'une eau ayant une minéralisation élevée, comme celle introduite dans le modèle, peut provoquer une augmentation du sodium et du S.A.R (Figure VI.6 A et B) dans la partie inférieure du profil. Le contrôle de ces deux paramètres est très important, car leur augmentation peut être un facteur limitant de la croissance de la plante.

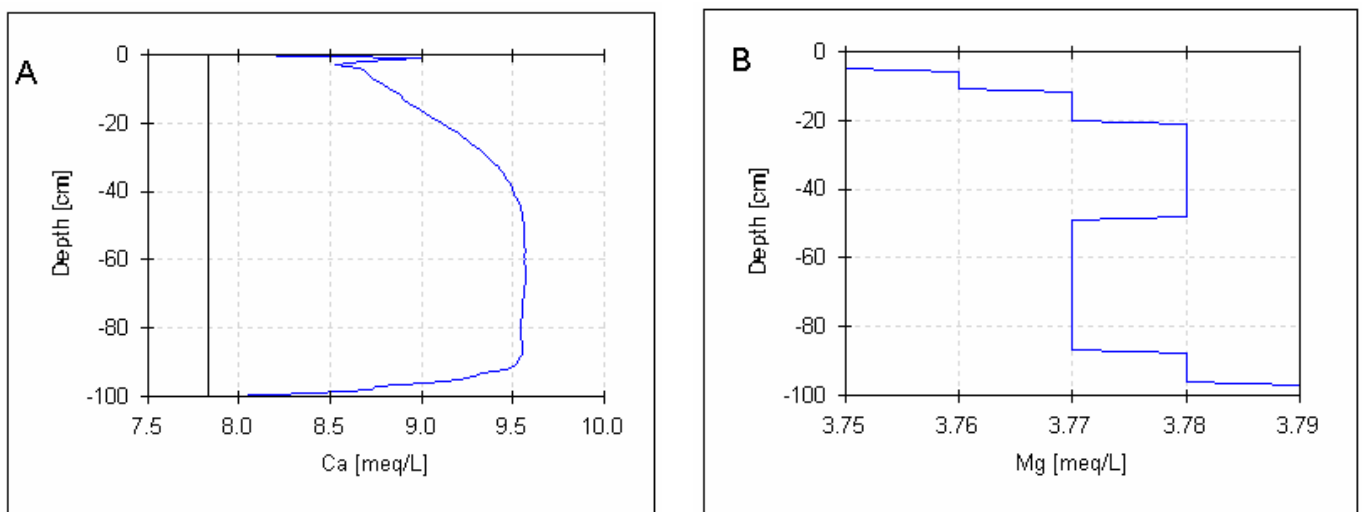


Figure VI.7- Variation du calcium (A) et du magnésium (B) le long du profil

La figure VI.7 (A, B) montre que le comportement du calcium diffère de celui du magnésium le long du profil. Le premier diminue dans la partie basale du profil, alors que le magnésium présente une évolution en escalier et une augmentation de sa concentration dans le bas du profil.

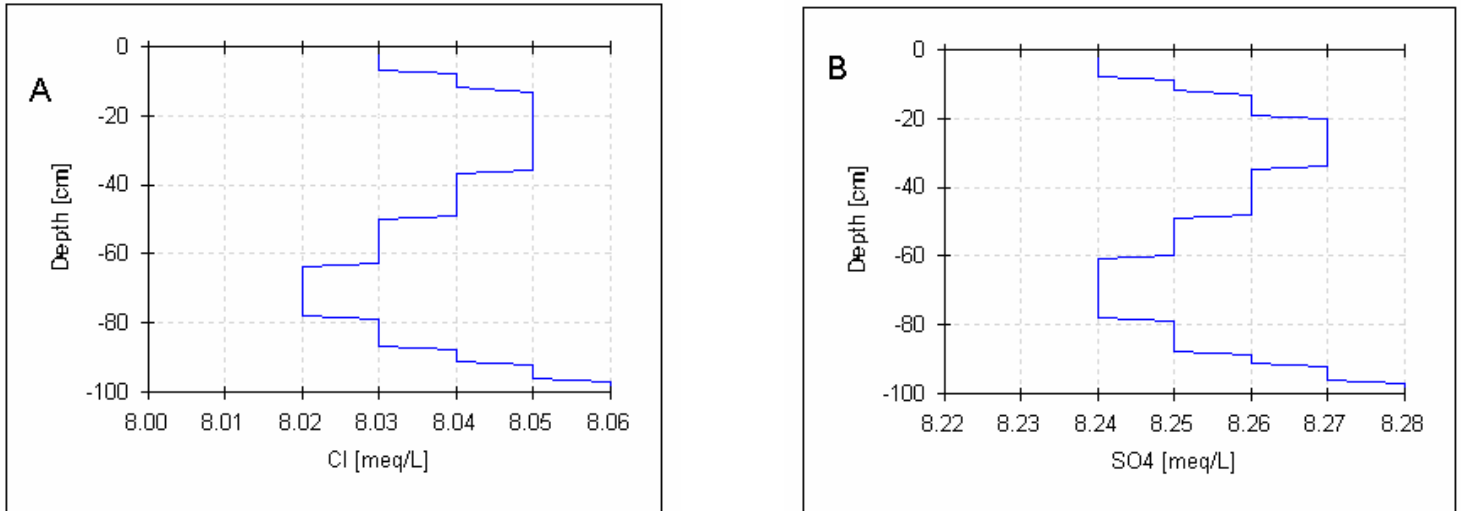


Figure VI.8 - Variation des chlorures (A) et du sulfate (B) le long du profil

Les chlorures et les sulfates (Figure VI.8 A, B) ont un comportement presque similaire. Ces deux éléments évaporitiques ont tendance à croître dans la partie basale du profil, donc une accumulation des sels. L'utilisation de l'eau (du site choisi), dans le but d'irriguer des cultures dans un sol salé à fraction sableuse dominante, peut provoquer une accumulation des sels et par conséquent, une salinisation supplémentaire.

Conclusion :

La simulation est utilisée pour permettre une évaluation des effets à long terme des pratiques agricoles sur l'irrigation, la qualité des eaux et sur les sols. L'utilisation du logiciel HYDRUS 1D, qui simule le mouvement d'eau et de multiples solutés dans la zone non-saturée, nous a permis de voir les risques que peut causer une irrigation avec une eau chargée (minéralisée) dans un sol salé à texture sableuse. Parmi les constatations qu'on a pu relever ; est l'augmentation du S.A.R, du sodium, ainsi que les chlorures et les sulfates dans la partie basale du profil. Or ces éléments ont une grande influence sur la croissance des cultures et sur le rendement. De ce fait le contrôle de la qualité de l'eau et des quantités d'eau utilisées est indispensable pour éviter une salinisation supplémentaire des sols.

Conclusion générale

La région de Zaâfrane est une partie du bassin des Zahrezs, elle se caractérise par une pluviométrie annuelle moyenne très irrégulière ne dépassant pas les 300 mm, avec une saison estivale chaude et sèche et un hiver froid, accompagné des vents qui favorisent un transport éolien et un ruissellement faible. Sous ce climat, les processus liés à la dynamique de l'eau seraient limités aux horizons superficiels et à des zones à fortes concentrations d'eau, telle que la Sebkha et les dayas. Les conditions évaporantes vont favoriser l'accumulation des sels.

Les différents épisodes du tertiaire et surtout du Quaternaire ont joué un grand rôle dans la composition et le développement de la composition des sols. Le Crétacé marneux et calcaire forment, en général, le cadre montagneux de la région avec quelques appointements triasiques. Au niveau des plaines, des affleurements formés de roches tertiaires (grés) assez dures apparaissent. Cependant la quasi-totalité des régions basses est constituée par des dépôts quaternaires provenant des roches tendres (marne et argiles rouges), arrachées par l'érosion des zones montagneuses.

Ces formations, aussi bien dures que tendres se caractérisent par la présence de sels (calcaire, gypse et sel soluble). La forte altération subit par les matériaux originels et un climat évoluant vers l'aridification, se sont traduits sur les plaines par des sols renfermant des accumulations de sels (calcaires, gypses et sels solubles).

L'activité pastorale, qui a occasionné la dégradation de la nappe alfatière vient s'ajouter aux longues années qui ont touché la région steppique. Des mesures ont été prises au niveau gouvernemental pour préserver cet écosystème d'une part et d'autre part, pour assurer un développement durable dans ces régions où la croissance démographique est importante et la demande d'emploi est incessante.

Des projets de mise en valeur des terres financées par l'état, rentrant dans le cadre des investissements privés, sont lancés ces dernières années. La réussite de ces projets passe par une connaissance parfaite des potentialités hydriques de la région ainsi que les contraintes, pouvant condamner la réussite de ces projets, la salinité des sols et les eaux en particulier.

Notre étude est une contribution dans ce sens, nous nous sommes intéressés à l'aquifère superficiel de Zâafrane, situé en aval du Chott Zahrez Gharbie. Dans cette région, une centaine de puits captent la nappe superficielle, dont la minéralisation est relativement moins élevée comparativement à celle des eaux des forages captant l'Albien et le Barrémien. Les cartes piézométriques ont montré un sens d'écoulement généralement Sud-Nord, d'où la Sebkha constitue un exutoire de tous les écoulements vu sa basse altitude, confirmée par le modèle numérique de terrain.

Du point de vue hydrologique les cours d'eaux de la région sont quasi –sec à longueur de l'année, mais des averses pouvant apporter des débits importants et favoriser un écoulement caractérisé sa soudaineté, ce qui amené les services hydrauliques à proposer des études de régularisation des cours d'eau, par la construction de petits barrages (retenue collinaire) comme celui de Kroireche, situé dans la commune de Zâafrane.

L'étude hydrochimique à montré que le faciès dominant est chloruré sodique, les bonnes corrélations entre le sodium et les chlorures entre les sulfates et le calcium, confirment l'influence des formations évaporitques sur le chimisme des eaux de la région.

La modélisation géochimique appliquée sur 107 échantillons, nous a permis d'obtenir les résultats suivants :

- une large sous saturation vis-à-vis de l'halite ($-5.04 < IS < -6.37$)
- une sous saturation vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite, confirmant une tendance à la dissolution de ces minéraux et donc des concentrations élevées dans l'eau.

Les cartes thématiques réalisées, nous ont permis de constater une minéralisation élevée au Sud –Ouest et au Nord –Ouest, cette minéralisation diminue dans l'ensemble en période de hautes eaux.

La structure spatiale des variables (conductivité électrique et éléments majeurs des solutions du sol, à deux profondeurs 20 et 60 cm) a été étudiée par l'application de la régionalisation stochastique, dans le cadre d'un S.IG sur la base de la géostatistique. L'utilisation du krigeage comme outil d'interpolation, nous a permis de voir une dominance du modèle gaussien, avec une portée variant de 0.88 à 5.55 km et un effet de pépité élevé dans la majorité des variogrammes, ce qui explique la microrégionalisation obtenue après interpolation et attribuée à la présence de lentilles évaporitques dans la zone d'étude. Comme nous avons pu voir une certaine anisotropie dans la direction Nord-Est –Sud-Ouest, ce qui explique une certaine continuité spatiale dans cette direction. La tendance globale dans les cartes obtenues par krigeage indique une augmentation de la minéralisation et des concentrations des éléments majeurs, en se dirigeant vers le Nord-Est. La salinité globale est plus importante dans la partie inférieure du profil (profondeur = 60 cm), où le sol a subi une phase de lixiviation des sels solubles. Le rapport caractéristique SO_4^{2-}/Cl^- diminue dans le sens de l'écoulement, alors la salinité est acquise par le lessivage par les formations évaporitques situées au Sud de la zone d'étude.

L'étude de l'aptitude des eaux à l'irrigation nous a montré que les eaux de l'aquifère superficiel sont de qualité médiocre et parfois mauvaise pour l'irrigation, malgré que les valeurs du S.A.R ne sont pas trop élevés. En effet, le choix des cultures tolérantes aux sels et des méthodes adéquates d'irrigations et de drainage est nécessaire, afin d'éviter une salinisation des sols et espérer des rendements meilleurs.

Une étude expérimentale de la salinisation, sur un échantillon de sol de la région d'étude irrigué par une solution saline préparée, a permis la compréhension de la dynamique des certains éléments chimiques majeurs dans une colonne de sol à texture sableuse et de comparer les vitesses de drainage.

Le manque de matière organique, dans les sols de notre région d'étude, est confirmé par des analyses faites lors des études antérieures d'où les opérations de fertilisations sont nécessaires.

Pour régler ce problèmes et augmenter la fraction organique de ces sols, nous avons essayé de faire une simulation à l'aide du logiciel Agi-Risk (utilisant des modules du logiciel Agi-flux), en faisant entrer des données du sol (texture), climat de la zone d'étude, dose d'engrais et les périodes d'épandage de ses engrais, le type d'engrais (organique ou minérale) et la profondeur des racines des cultures. Nous avons constaté que les engrais organiques présentent un danger moindre pour l'aquifère, car la concentration et le taux de nitrates lessivées sont moins élevés, comparativement, à ceux véhiculés par les eaux après utilisation d'engrais minéraux dans les mêmes conditions.

La comparaison de l'indice de végétation normalisé (N.D.V.I), pour 2 images satellitaires traitées, celles de 1987 et 2001, a permis l'obtention d'une carte de changement, qui a montré l'impact de la dégradation dans la zone étudiée (une régression radiométrique), lié à un changement dans l'état de la végétation, causé par des facteurs multiples. Cependant, une amélioration de quelques parcours, surtout dans les zones touchées par l'aménagement pastoral (cordon dunaire, à la périphérie de la Sebkha et dans le retenues collinaires).

L'irrigation par une eau chargée va augmenter le risque de salinisation des sols. L'utilisation du logiciel HYDRUS 1D, qui simule le mouvement de l'eau ou de multiple soluté dans la zone non saturée, révèle les constatations suivantes :

- Une augmentation du S.A.R, du haut vers le bas du profil (choisis sur un site : ferme d'un particulier).
- Le sodium, les chlorures et le sulfates augmentent aussi en se dirigent vers le bas. Ces éléments ont une grande influence sur la croissance des cultures.

- Le contrôle rigoureux de la qualité des eaux, des analyses de la texture et de la composition du sol, le bon choix de la méthode et la période d'irrigation sont des mesures, qu'il faut prendre en considération, pour éviter les risques de la salinisation supplémentaires des sols dans ces régions arides et compromettre ainsi la réussite des projets de mise en valeur.

Références bibliographiques

- 1- **Achour S.Youcef .L (2001)**-Excès des fluorures dans les eaux du sahara septentrionale orientale et possibilité de traitement *E.I.N ,international ,N°6 ,46-54*.
- 2- **Aidoud A .(1984)**- Contribution à la connaissance des groupements à sparte (*Lygeum spartum* L.) des hauts plateaux Sud-Oranais, étude phyto-écologique et syntaxonomique. Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Sci. Technol. H. Boumediène, Alger, 256p. + annexe.
- 3- **Aidoud A. (1989)**- Contribution à l'étude des écosystèmes pâturés des haute plaines Algéro-oranaises. Fonctionnement, évaluation, et évolution des ressources végétales. Thèse doct. USTHB, Alger, 240p.
- 4- **Aidoud A. et Nedjraoui D.(1992)**- The steppes of alfa (*Stipa tenacissima* L) and their utilisation by sheeps. In Plant animal interactions in mediterrean-type ecosystems.MEDECOS VI, Grèce. 62-67.
- 5- **Anonyme (1990)**-Rapport inédit .Fondation de l'eau .Limoges .France.
- 6- **A.N.A.T(1987)**-Agence nationale d'aménagement du territoire, Plan d'aménagement de la wilaya de Djelfa (Rapport de commencement) pp.15-51
- 7- **A.P.C, de Zââfrane. (2003)** -Statistique local de la commune de Zaâfrane, Bulletin d'information ; 45p.
- 8- **Arya, L.M. et Paris, J.F. (1981)** -"A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data". Soil Science Society of America Journal, 45: 1023-1030.
- 9- **Assouline, S., Tessier, D. et Bruand, A.(1998)**- "A conceptual model of the soil water retention curve". Water Resources Research, 34(2): 223-231.
- 10- **Aubert G. (1983)**-Observations sur les caractéristiques, la denomination et la classification des sols salés ou salsodiques. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. pédo., vol. XX, Paris : 73-78.
- 11-**Australian and New Zealand Environment and Conservation Council (ANZECC).(2000)** and Paper No. 4 - Volume 1 (Chapters 1-7).
- 12 -**Ayers, R.S. and D.W. Westcot. (1988)**- Water Quality for Agriculture. FAO Irrigation and Drainage Paper No, 29 (Rev 1), Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- 13- **Ayers, R.S et K. Tanji.K(1981)**- An application from Ayers and Westcot's 1985 "Use of treated municipal wastewaters for irrigation." FAO Irrigation and Drainage Paper No. 29 Rev. 1. Originally published as an ASCE 1981 Water Forum Conference Proceedings.

- 14- **Azouzi B (1993)** Contribution à la cartographie automatique des grandeurs hydrogéologiques, Application à la Mitidja. 163p, Thèse de Magistère, Ed. INA d'El Harrach, Alger.
- 15- **Awomesso.A (1990)** - Qualité des eaux souterraines et maladie hydriques au Nigeria; thèse de doctorat de l'Université de Besançon –mention science de la terre111.
- 16- **Ayers, R.S.et Westcot.D.W. (1976)**- Water Quality for Agriculture. FAO Irrigation and Drainage Paper No, 29 (Rev 1), Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- 17- **Bastet, G., Bruand, A., Quétin, P. et Cousin, I. (1998)**- "Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT): Une analyse bibliographique". Etude et Gestion des Sols, 5(1): 7-28.
- 18- **Baillargeon S. (2005)**- Le krigeage, revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale des données de précipitations. 128p, Thèse pour l'obtention du grade de Maître sciences, Ed. Université Laval, Canada.
- 19- **Bagnouls F et Gaussen H .(1953)**- Saison sèche et indice thermique xérothermique. Doc. Carte product.Végét ,sér . Généralités, 3(1), 47 p.+ carte.
- 20- **Bauder, J. W et Brock.T.A .(2001)**- "Irrigation water quality, soil amendment, and crop effects on sodium leaching." *Arid Land Research and Management*. 15:101-113.
- 21- **Bear, J.(1972)**- Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier publishing company, inc., 764 pp
- 22- **Berchiche.T., Chanssany J. P et Yakhlef H. (1993)**- Evolution des systèmes de production ovin en zone steppique Algérienne. Séminaire international réseau parcours, Ifrane (Maroc) 14-18 sept ; pp 157-167.
- 23- **Boulaine J. (1972)**-Situation et perspectives de l'irrigation goutte à goutte et des méthodes similaires Ann.INA. ,Vol.VI ,(3) .Alger :91-100.
- 24- **Bonvoisin . N. (2001)** – Transfert des polluants à la nappe: cas de la Picardie. D.E.S.S. « Qualité et Gestion de l'Eau », Fac. Sci., Amiens, 60 p. + annexes.
- 25- **Bonton .O et Larocque.M. (1999)**-Agri-risk :logiciel de simulation de transfert des polluant agricole utilisant des modules du logiciel Agri-Flux ,I.NR.S eau Québec .Canada.
- 26- **Bonton .O et Larocque.M. (2001)**-Agri-flux :logiciel de simulation de transfert des polluant agricole ,I.NR.S eau Québec .Canada.
- 27- **Brooks, R.H. et Corey, A.T.(1964)**- Hydraulic properties of porous media, Hydrology Paper 3, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- 28- **Bouhouhou. A .(1991)** -Variographie de la piézométrie de la nappe de la Mitidja. 67p, mémoire d'ingénieur, Ed. INA d'El Harrach, Alger.

- 29- B.N.E.D.E.R .(1995)-** Révision de l'étude d'aménagement forestier de Senalba Chergui. Superficie 2000ha. Rapport de Synthèse Djelfa. Algérie.
- 30 - Brooks, R.H. et Corey, A.T. (1964)-** Hydraulic properties of porous media, Hydrology Paper 3, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- 31-Buckman, H.Oet Brady.N.C (1967)-**The nature and properties of soils. The MacMillan Company, New York, New York.
- 32-Campbell, G.S., 1974.** "A simple method for determining unsaturated conductivity moisture retention data". *Soil Science*, 117(6): 311-314.
- 33- Centre Euro- Méditerranéen sur les zones arides. (C.E.M.Z.A),SD.-**Présentation de la wilaya de Djelfa .p8.
- 34- Chauvet .P,(1992) -**Traitement des données à support spatial: la géostatistique et ses usages
- 35- Chen, Y.et Banin.A (1975)-** "Scanning electron microscope (SEM) observations of soil structure changes induced by sodium calcium exchange in relation to hydraulic conductivity." *Soil Science Society of America Journal*. 120: 428-36
- 36- Claramunt C.,Thériault M.,(1995)-**Maanaginng time in GIS-An event –oriented approach .Recent advances on temporal databases ,J.Clifford et A .tuzhlin (eds) , Zurich,Suisse :23-42.
- 37- Cornet G.(1952)-**Etude hydrogéologique du bassin fermé des Zahres Gharbi et Chergui..XIX Congrès Géol.Inst.d'Alger,II ,71-88.
- 38- Colloz R& Collet C.(1997)-**Geographic information systems (GIS) and remote sensing in aquatic botany : methodological aspects ,*Aquatic botany* ,58:209-228.
- 39-C.P.C.S.(1967)-** Classification française des sols ,INRA.Paris :96p.
- 40- C.N.E.S(2002)-** L'eau en Algérie : le grand déficit de demain , rapport d'avant projet , commissariat de l'aménagement du territoire et de l'environnement.
- 41- Davies.C.W (1962)-**Ion association,Ed.Butterworths .Washington .190
- 42- Dagbert M(2000)-** Géostatistique pour le calcul des réserves et le contrôle des teneurs. Séminaire pour les professionnels de l'industrie. 3p, Ed. Système Geostat International Inc. Canada.
- 43- Debieche T.H,(2002)-** Évolution de la qualité des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle. Application à la basse plaine de la Seybouse, Nord-Est Algérien Thèse de Doctorat Université de Franche-Comté .199p
- 44- De Marsily, G., (1980)-** Cours d'hydrogéologie, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Centre d'infomation géologique, Fontainebleau.

- 45- Delhomme JP (1976)-** Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. 130p, Thèse de Doc.Ing. Ecole des Mines de Paris. Université de Paris VII.
- 46- Desbordes .A. (2000) –** Pollution des eaux souterraines: cas de la Picardie. Mém. Maîtrise BG, Fac. Sci. Amiens, 42 p. + annexes.
- 47- D.G.F.(2002)-**Fiche descriptives de la zone humide Ramsar (Zahrez Gharbie).
- 48- Djellouili Y. et Nedjraoui D. (1995)-** Evolution des parcours méditerranéens. In Pastoralisme, troupeau, espaces et société. Hatier ed. 440-454.
- 49- Djebaili S.(1984)-** Steppe algérienne, phytosociologie et écologie. O.P.U, Alger P.159.
- 50- D.P.A.T .(2001)-** Direction de planification et aménagement de territoire. La wilaya en quelques chiffres Djelfa.
- 51- Dommergue Y. Mangenot (1970) F (1970)-**Ecologie microbienne du sol. 796p. Masson Paris.
- 52- Dominique Moll.(2006) -**Grenoble Eau Pure site internet.
- 53- Doggard A.M (1980)-**Méthodes d'analyses des sols salés .I.N.E.S. Batna.35p
- 54-Dridi.B et Toumi. C(1999)-**Influence des amendements organiques et les apports de boues sur les propriétés d'un sol cultivé .*Revue,Etude et gestion des sols* ,Vol 6.1-p :7-14.
- 55- D.S.A ; Djelfa .(2003)-** Direction des Services Agricoles Statistique agricole de la Wilaya de Djelfa.
- 56- Durand JH.(1984)-** Les sols irrigables .étude pédologique ,S.E.S.Alger.198p
- 57- Estorges P.(1965)-**La bordure saharienne du Djebel Amour .travaux de l'I.R.S. ,XXIV :31-46
- 58- Eswaran H & al (1980)-**Scanning electron microscopy of halite .*J.Microscop* ,120,343-35-
- 59- EL Gebaly M.(1986)-**Problème d'échantillonnage , d'analyse et de cartographie des sols salins .Bull.irrig.drain.F.A.O.Rome :33-44.
- 60 -Falstad, J. (2000)-** Soil Condition. Transplant Status in Burger Draw. *Billings Gazette*. Prepared by D.G. Steward Page. Burger Draw Comments and Recommendations. 6/06/00.
- 61- Feddes, R. A., P. J. Kowalik, et H. Zaradny.(1978) -**Simulation of Field Water Use and Crop Yield,John Wiley & Sons, New York, NY.
- 62- Falcy.M(2002)-**Bore et ses composées , encyclopédie medico-chirurgicale , toxicologie , pathologie , professionnelle.
- 63- Felmy, A., Gmin.R.(1990)** A computerized chemical equilibrium model using a constrained

- 64- Felmy, A. R., et J. H. Weare. (1986)-** The prediction of borate mineral equilibria in natural waters: Application to Searles Lake, California, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 2771-2783,
- 65- Feyen, J., Jacques, D., Timmerman, A. et Vanderborght, J.(1998)** "Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils : a review of recent approaches". *J. Agric. Eng. Res.*, 70: 231-256.
- 66- Flandrin J.(1952)-** Monographie régionale ,1^{ère} série, Algérie n°14, les chaînes atlasiques et la bordure Nord Sahara. *XIX^{ème} Congrès géologique Internationale*, 1-81.
- 67- Frenkel, H., J.O. Goertzen. J.O , Rhoades. J.D .(1978)-** "Effect of clay type and content, exchangeable sodium percentage, and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity." *Soil Science Society of America Journal*. 142: 32-39.
- 68- Freycon .A& Sebastien.B(1991)-** La théorie des variables régionalisées , répartition spatiale , méthodologie et traitement statistique, Séminaire Montpellier-11-Sseptembre 1991.
- 69- Fritz B.(1975) -** Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et Solutions . Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Mémoire N°41, Sciences Géologiques. Univ. Louis Pasteur de Strasbourg 152.
- 70- Fytianos. K et al .(2002)-** Assessment of the quality characteristics of Pinios river, Greece. *Water, Air and Soil pollution. Vol:136*, 317-329.
- 71- Gascuel. Odoux C, Biovin P. & Walter C. (1992)-** Géostatistique et informatique. ENSA. INRA. Rennes.
- 72- Gardner, W.R.(1956)-** "Calculation of capillarity conductivity from pressure plate outflow data". *Soil Science Society of America Proceedings*, 20: 317-320.
- 73- Glinski, J., W. Stepniewski.(1985)-** Soil aeration and its role for plants, CRC Press, Boca Raton, Florida.
- 74- Gerard G.(1997)-** Climatologie de l'environnement . De la plante aux écosystèmes Ed. Milan , Paris p322.
- 75- Ghazi. et Lahouati R.(1997)-** Algérie 2010. Sols et Ressources biologiques. Doc. I.N.E.S.G., Alger, 38 p.
- 76- Glinski, J., W. Stepniewski.(1985)-** Soil aeration and its role for plants, CRC Press, Boca Raton, Florida.
- 77- Gratton Y (2002)-** Le krigeage, la méthode optimale d'interpolation spatiale. 4p, les articles de l'Institut d'Analyse Géographique, Juin 2002, Canada.
- 78- Hanson, B., Grattan. S.R et Fulton. A .(1999)-** "Agricultural Salinity and Drainage." University of California Irrigation Program. University of California, Davis.

- 79- Haddroug.M(2003)**-Analyse systématique du système goutte à goutte dans la zone de zâafrane ,mémoire d'ingénieur en agronomie ,C.U.Djelfa ,65p.
- 80- Halitim A.(1988)**-Sols des régions arides d'Algérie .Office des publications Universitaires ,Alger ,336p
- 81- Hardy, N.,Shainber.I Gal.M et. Keren .R (1983).** "The effect of water quality and storm sequence upon infiltration rate and crust formation." *Journal of Soil Science*. 34:665-676.
- 82- Harrfouche.A(2006)**-« Hydrologie de 3sous-bassins :Hadjia-Takersane-Kroireche et variation spatiale de la salinité » mémoire d'ingénieur en agronomie pasotrale 90p.C.U.Djelfa.
- 83- Kadi-Hanifi-Achour.(1998)**- L'alfa en Algérie. Syntaxonomie, relations milieu-végétation, dynamique et perspectives d'avenir. Thèse Doct., USTHB., Alger, 270p.
- 84- Kacimi B.(1996)**- La problématique du développement des zones steppiques. Approche et perspectives. Doc. HCDS, Ministère de l'agriculture, 27 p.
- 85- Ikem.A ,Egiebor.N.O et Nyavor.K(2003)**-Trace elements in water ,fish hand sediments from Tuskegee lake ,southeastern ,U.S.A .*Water ,air and soil pollution* ,Vol.149 :p51-75.
- 86-Khaldoun A.(1995)**- Les mutations récentes de la région steppique d'El Aricha. Réseau Parcours, 59-54.
- 87- Khader.M(2003)**- Diagnostic écologique des écosystèmes steppiques et évaluations pastorales des parcours (cas de la région de Djelfa),mémoire de magister ,C.U.Mascara.
- 88- Klute, A.(1986.)**- Water retention : Laboratory methods, *Methods of soil Analysis*. Klute (ed.), pp. 635-662.
- 89- Klute, A. et Dirksen, C.(1986)**- Hydraulic conductivity and Diffusivity : Laboratoiry Methods, *Methods of Soil Analys* .
- 90- Laborde J.P.(1997)**-Les différents étapes d'une cartographie automatique :exemple de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord .*Publication de l'association Internationale de Climatologie* ,8,p.37-46.
- 91- Lambierd.C.(1999)**-Measures BTS et interpolation ,Guide d'utilisation de Variowin et Surfer. Université de Laussane ,48p
- 92- Lahloul et Al .(1998)**-SMSS , un logiciel de simulation de transfert des sels , dans le sol,*Rev. Etude et gestion des sols* ,5,4 pp 247-258.
- 93- LE Houerou H.N et Fromen.(1979)**- La désertification des région arides. *Rev. Recher.* 99, Vol. 10.
- 94- Le Houreou H.N.(1995)**-Dégradation, régénération et mise en valeur des terres sèches d'Afrique du Nord. Coll. « L'homme peut-il faire ce qu'il a défait ? » ORSTOM, Tunis, 65-102.

- 95- Maoui.A ,Kherici.N, Djabri .L(2004)**-Effet de la sebkha sur le chimisme des eaux de l'aquifère superficiel de Zâafrane ,p368,proceeding ,colloque terre-eau ,Annaba .
- 96- Maoui.A ,Kherici.N, Djabri .L(2004)**-Hydrochimie d'un aquifère superficiel dans une région steppique (Zâafrane wilaya de Djelfa).Colloque international .Gestions et préservation des ressources en eau ,Meknès ,le 24-25 septembre 2004.
- 97- Maoui.A ,Kherici .N (2006)** -Contribution à l'étude du processus de salinité des eaux de l'aquifère superficiel de Zâafrane ,Sud Algérien , application de la thermodynamique , Revue Physical & chemical news Vol.32 p129-136.
- 98- Maoui A.(1999)**-Impacts de l'agriculture sur le système aquifère de Annaba,mémoire de Magister,Univ. de Annaba ,115p.
- 99- Mahrour M.(1965)**-Le versant méridional des Monts des Ouleds Nail (du Djebel Azreg au Djebel Boukhill).*Inst.Rech.Sah.XXIV* :1-8
- 100- Matheron. G (1965)**- Les variables régionalisées et leurs estimations. Masson, Paris 305p.
- 101- Matheron. G (1962)**- Traité de géostatistique appliquée, Tome I. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. 56p, No.14, Ed. Technip, Paris.
- 102- Matheron .G (1963)** Traité de géostatistique appliquée, Tome II : Le Krigeage. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. 171p, No.24, Ed. B.R.G.M, Paris.
- 103- McNeal, B. L.(1974)**- Soil salts and their effects on water movement, In: Drainage for Agriculture, Edited by J. van Schilfgaarde, Agronomy No 17, Am. Soc. Agr., Madison, Wi.
- 104- McNeal, B. L.(1968)**- Prediction of the effect of mixed-salt solutions on soil hydraulic conductivity, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 32, 190-193.
- 105- Mualem, Y., (1976)**- "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". *Water Resourcources Research*, 12: 513-522.
- 106- Miller, R.W. et Donahue.R.L(1995)**-Soils in Our Environment, Seventh Edition. Prudence Hall, Englewood, Cliffs, NJ. p. 323.
- 107- Musy, A. et Soutter, M., (1991)**- Physique du sol. *Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne*, 335 pp.
- 108- Neuman, S. P., R. A. Feddes, E. Bresler.(1974)**- Finite element simulation of flow in saturated unsaturated soils considering water uptake by plants, Third Annual Report, Project No. A10-SWC-77, Hydraulic Engineering Lab., Technion, Haifa, Israel.
- 109- Neuman, S. P.(1975)**- Galerkin approach to saturated-unsaturated flow in porous media, Chapter 10 in Finite Elements in Fluids, Vol. I, Viscous Flow and Hydrodynamics, edited by

R. H.Gallagher, J. T. Oden, C. Taylor, and O.C. Zienkiewicz, John Wiley & Sons, London, pp.201-217.

110- Nedjraoui D.(1981)- Teneurs en éléments biogènes et valeurs énergétiques dans trois principaux faciès de végétation dans les Hautes Plaines steppique de la wilaya de Saida. Thèse Doct. 3^ocycle, USTHB, Alger, 156p.

111-Nedjraoui D(1990)- Adaptation de l'alfa (*Stipa tenacissima* L) aux conditions stationnelles. Thèse Doct. USTHB, Alger, 256p.

112- Normand B., Bonton O., Mouvet C. et Czernichowski-Lauriol. I. (2000) – Profils de nitrates dans la zone non saturée de la craie: relation avec les historiques cultureux et modélisation du transfert vers l'aquifère. Colloque « Eaux souterraines en Région Agricole », Poitiers, S2-5_S2-10.

113-Oladeche E .(1988)- Contribution à l'études de la fixation du dunes dans les régions d'El-Mesrane (W Djelfa) et Boussaâda (W M'sila). Thèse de Magister INA Alger ; 166p.

114- Olias.M et al.(2006)-Water quality of the Guadimar River after Aznalcomllar(SW Spain). *Chemosphere*. Vol:62,213-225.

115- Office National des Statistiques.(1998)- Quelques statistiques et indicateurs sociaux. Données 1997-1998.

116- O.N.M, Djelfa .(2003)- Office National de Météorologie Station de Djelfa 2003

117- O.N.S .(1998)- Annuaire statistique de l'Algérie. Numéro 18, Edition 1998.

118- Pannathier .Y(1996) -VARIOWIN Software for spatial data in 2D.Institut of Miniralogie,University of Lausanne, BFSH2, 1015 Lausanne, Switzeland

119- Pedro G.(1979) Caractéristiques générale des processus de l'altération hydrolytique Science du sol n°2-3 93.

120- Portet.F. (2003)- Aide mémoire pour l'interprétation des pompages d'essais, Site Internet.

121- Pouget M .(1979)- Les relations-sol-végétation dans la steppe sud-algéroises. Doc. Etat, Univ, Aix-marseille III, 555p.

122 -Plummer.L.N ., Jones B.F et Truesdell .A.H (1976).A,WATEQF, a FORTRAN I version ofWATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *U.S.Geological Survey Water Resources Investigations .*

123- Plain.D.J et al .(2003)-Levels of cadmium and Zinc in soils and plants following the toxic spill from a pyrite mine,Aznalco'Ilar ,Spain .*Ambio*.Vol :32,52-57.

124- Pouget. M .(1980)- Les relations sol-végétation dans les steppes sud-Algeroise. Trav. Doct. ORSTOM ; 116, 555 p.

- 125- Pitzer, K. S.(1973)-** Thermodynamics of electrolytes I: Theoretical basis and general equations, *J. Phys. Chem.*, 77, 268-277.
- 126- Pitzer, K. S.(1979)-** Activity Coefficients in Electrolyte Solutions, Chap. 7, CRC Press, Boca Raton,
- 127- Raachi M (2004)-**Contribution à l'étude de l'hydrochimie d'un aquifer superficiel et aptitude des eaux à l'irrigation (cas de la nappe de Zâafrane wilaya de Djelfa).mémoire d'ingénieur, Centre Univ.Djelfa.p70.
- 128- Ramousse.R.(2002)-**Cours de statistiques disponible sur internet
- 129- Remenieras G.(1980)-**L'Hydrologie de l'ingénieur ,Edit.Eyrolles.
- 130- Repal S.N. (1952)-**Régions Sud tellienne et Atlas Saharien .*publ.XIX Congr.géol.Intern.Alger,monog.rég.,1^{ère} série,N°20.*
- 131- Rhoades J.D.(1974)-**Drainage for salinity control.in : drainage for agriculture .Van schilfgaarde J.(ed).Amer .*Soc.Agrno.Monograph* No.17,pp433-462.
- 132- Rhoades J.D et Merrill S.D .(1976)-**Assessing the suitability of water ion irrigation : Theoretical and empirical approaches .In :Prognosis of salinity and alkalinity .*Bulletin pédologique de la F.A.O n° 31.F.A.O ,Rome .pp.69-110*
- 133- Robert Morris et Dale Devitt.-(2000)-**Sampling and interpretation of landscape irrigation water Coopérative extension Bringing the University to you (University of Nevada)
- 134- Rodier. J (1996)** Analyse de l'eau: eaux naturelles, eaux résiduaires et de mer. 1383p, Ed, Dunod.1996.
- 135- Romantchouk L.(1974)-**Etude hydrologique de l'aménagement hydraulique de l'Oued Kébir-Est et du lac Oubeira .A.N.R.H 74.SHYL 29 rapport inédit pp16-35.
- 136- Ruellan A.(1970)-**Contribution à la connaissance des sols ,des régions méditerranéennes. Les sols à profil calcaire différencier des plaines de la basse Moulouya (Maroc oriental).Thèse Univ.Strasbourg,Mém.ORSTOM ,54,302p.
- 137- Sassoui.A(2006)-**Etude de la pollution et l'autoépuration des eaux de Oued El Mellah (rejet de la ville de Djelfa),Mémoire de magister ,Institut d'agronomie pastorale,Djelfa,73p
- 138- Seltzer. P, (1946)-** Le climat de l'Algérie, Institut de météo. Et de phys. Du globe de l'Univ. D'Alger, 219p. + carte couleur h.t
- 139- Servant J.(1986)-** Dynamique des sels à la surface : la salinisation des sols .AFEID ,séminaire drainage et salinité ,comte rendu, Montpellier :99-152.
- 140- Servant J.(1975)-**Contribution à l'étude pédologique des terrains halomorphe .l'exemple des sols sales au Sud-Ouest de la France .Thèse de Doctorat d'état .Montpellier.S.E.S.INRA,200p.

- 141- Simunek, J., M. , Sejna et van Genuchten, M.T.(1996)-** HYDRUS-2D. Simulating WaterFlow and Solute Transport in Two Dimensional Variably Saturated Media. U.S. Salinity Laboratory, U.S.D.A., Agriculture Research Service, Riverside, CA 34(5): 1061-1076.
- 142- Stokes, R. H.(1979)-** Thermodynamics of solutions, In: R. M. Pitkowitz, Activity Coefficients in Electrolyte Solutions, CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida.
- 143- Sidi Moussa M.F.(1996)-**Ressources hydraulique de la zone du projet GTZ/HCDs ,rapport d'une étude ,HCDs Djelfa,145p.
- 144- Slimani H.(1998)-** Effet du pâturage sur la végétation et le sol et désertification. Cas de la steppe à alfa de Rogassa des Hautes Plaines Occidentales algériennes. Thèse magister, USTHB. Alger, 123p.
- 145- Suarez, D. L., J. D. Rhoades, R. Lavado, and C. M. Grieve.(1984)-** Effect of pH on saturated hydraulic conductivity and soil dispersion, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 50-55.
- 146- Stamboul M.(2002)-**Contribution à l'étude hydrogéologique de l'Atlas Saharien,l'exemple de Djebel Amour,Thèse de doctorat d'état,Univ.d'Oran 312p.
- 147-Taouzi M et Laborde J.P.(2000)-**Cartographie des pluies annuelles en Algérie du Nord ,*Publication de l'Association Internationale. de Climatologie* ,vol 13,pp.191-1999.
- 148-Thornthwaite C.W.(1948)-** An approche toward a rational classification of climate .*Geographical Review*,pp 55-94.
- 149- Tradat.H.(1992) -** Chimie des eaux .Ed. le Griffon d'argile .Canada .
- 150- Trayssac.J.(1980)-** Etude géomorphologique du bassin versant de l'Oued Djelfa – Mellah, Thèse de Doctorat 3^{ème} Cycle .Univ. de Poitiers ,1980.
- 151- Truesdell, A. H., et B. F. Jones.(1974)-** WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters, *J. Res. U. S. Geol. Surv.*, 2(2), 233-248.
- 152- Tricat J et Cailleux A .(1969)-** Traité de géomorphologie IV .Le modèle des régions sèches .S.E.D.E.S, Paris, 472p.
- 153- Turc L.(1953)-**Evaluation des besoins en eau d'irrigations .Evapotranspiration potentielle .*Ann.Agron.*,12(1),13-49.
- 154- U.S.Salinity Laboratory staff (1954)-**Diagnosis and improvement of saline and alkali soils .U.S.D.A .Handbook n°60,160p.
- 155- URBAT(2002).-** Suivi diachronique des processus de désertification "in situ" et par télédétection des hautes plaines steppiques du sud-ouest oranais.
- 156-URBATIA(2005)-**Plan directeur d'aménagement et d'urbanisme ,commune de Djelfa ,phase II : aménagement et perspective de développement .

- 157- Valles.V(2002).** cours d'hydrochimie, Université d'Avignon .
- 158- Valles. V& al (1997)-** Geochemistry of saline soils in two arid zones of Mediterranean basin. I .geochemistry of Chott Melghir- Mehrouane watershed in Algeria .*Arid soils Research and Rehabilitation* 11. 71.
- 159-Valles.V(1988)-**Irrigation des sols salés et doses de lessivages .Cah.ORSTOM.,sér.Pédologie ,Vol.XX ,Paris :119-127.
- 160- Vergouven L.(1981)-**Origin and mineralogy of saline soils in the Kenya basin and in Turkey .P.H.D thesis ,agricultural Univ .Wageningen ,the Netherlands .
- 161- Vogel, T., Genuchten, M.T.v. et Cislerova, M.(2001)-** "Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on vairably-saturated flow predictions". *Advances in Water Resources*, 24: 133-144.
- 162-Van Genuchten, M. Th.(1987)-** A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. Research Report No 121, U.S. Salinity laboratory, USDA, ARS, Riverside, California,
- 163- Van Genuchten, M.T., (1980)-** "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.
- 164- Vauclin. M. (1994)-**"Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol". *Revue des sciences de l'eau*, 7: 81-10 .
- 165- Vogel, T., Genuchten, M.T.v. et Cislerova, M.(2001)-** "Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on vairably-saturated flow predictions". *Advances in Water Resources*, 24: 133-144.
- 166- Yahiaoui .A (1991)-** Variographie des débits prélèves, application à la Mitidja. 89p, Thèse d'ingénieur, Ed. INA d'El Harrach, Alger.
- 167- Zienkiewicz, O. C.(1977)** The Finite Element Method, 3rd ed., McGraw-Hill, London, United Kingdom.

Annexes



Annexe 1 :Analyses physico-chimique sols en mg/l(profondeur 20Cm)-Juillet.2005

Echantillon	X	Y	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	C.E(ms/cm)
1	511.25	173.3	295.215	95.291	13.521	28.682	771.540	213.000	305.000	0.331
2	511.15	173.5	430.570	100.216	37.397	20.473	358.562	745.500	427.000	0.296
3	512.04	173.03	343.556	112.865	10.868	36.891	456.631	639.000	183.000	0.417
4	513	173.8	188.865	80.403	6.225	40.995	300.811	213.000	152.500	0.297
5	512.04	174	188.865	87.791	3.904	28.682	341.128	426.000	91.500	0.239
6	513.5	175.55	6287.681	67.532	12.858	274.946	1662.941	7455.000	793.000	9.62
7	513.35	174.75	2252.883	105.477	20.153	49.204	574.313	4047.000	335.500	0.887
8	512.55	174.45	847.643	108.613	9.210	118.979	1318.611	1065.000	335.500	1.19
9	512.2	174.325	5443.389	100.219	33.086	295.468	1113.757	6603.000	366.000	5.49
10	511.45	174	1888.650	19.958	12.194	266.737	832.628	3408.000	213.500	3.81
11	515	173	441.531	95.403	14.847	40.995	427.210	852.000	183.000	0.333
12	514.9	173.5	435.488	75.477	10.868	49.204	533.996	639.000	213.500	0.331
13	514.85	174.15	535.795	92.940	6.557	45.100	573.223	852.000	183.000	0.395
14	514.8	174.5	320.678	110.403	12.526	40.995	438.107	639.000	213.500	0.336
15	514.8	175	2781.283	19.733	7.883	242.111	535.086	3408.000	274.500	5.75
16	514.85	175.6	1100.596	115.328	5.231	32.787	602.644	1278.000	152.500	0.422
17	514.9	176.1	544.674	97.753	15.179	24.578	451.183	852.000	274.500	0.206
18	515.7	176.15	214.328	95.627	25.459	65.622	467.527	426.000	152.500	0.51
19	515.85	175.6	3891.643	98.202	23.469	73.831	510.024	4899.000	335.500	7.88
20	515.7	175	1089.348	72.791	20.153	28.682	450.093	1278.000	183.000	0.21
21	515.75	174.7	119.246	77.716	8.978	20.473	274.659	213.000	244.000	0.188
22	515.65	174.2	405.749	85.328	12.824	32.787	452.272	639.000	183.000	0.238
23	515.6	173.6	3068.170	12.458	26.785	266.737	504.575	3834.000	396.500	5.04
24	515.6	174.15	1119.932	115.328	11.200	32.787	587.389	1278.000	244.000	0.379
25	515.75	172.8	619.603	57.791	9.210	28.682	352.024	639.000	244.000	0.241
26	515.1	172.55	776.711	30.477	24.464	49.204	308.438	852.000	274.500	0.474
27	515.85	172.65	372.645	100.328	14.847	32.787	613.540	213.000	274.500	0.263
28	516.5	172.6	169.908	82.865	6.889	36.891	362.921	319.500	183.000	0.23
29	517.1	172.7	169.908	65.291	9.541	28.682	430.479	213.000	152.500	0.191
30	516.4	173.35	219.796	92.716	16.439	20.473	324.783	426.000	244.000	0.15

Suite : Annexe 1 :Analyses physico-chimique sols en mg/l(profondeur 20Cm)-Juillet.2005

Echantillon	X	Y	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	C.E(ms/cm)
31	512.2	173.5	94.832	117.791	7.883	28.682	455.609	213.000	213.500	0.18
32	518.05	174.2	491.499	73.015	11.200	53.309	1063.633	426.000	152.500	0.34
33	517.8	172.7	193.498	62.828	16.605	32.787	430.479	213.000	213.500	0.203
34	516.6	171.8	130.846	92.716	21.479	20.473	178.294	426.000	152.500	0.148
35	515.9	171.85	284.413	90.253	18.230	24.578	258.083	639.000	183.000	0.165
36	515	171.85	982.308	90.253	7.552	24.578	778.145	852.000	183.000	0.149
37	518.5	172.55	273.778	72.791	17.168	28.682	325.873	213.000	213.500	0.199
38	511.5	172.8	1318.130	47.271	29.106	246.215	506.755	1704.000	274.500	2.43
39	512.2	173	70.262	90.253	9.210	24.578	243.673	213.000	213.500	0.167
40	512.75	173.2	319.386	42.791	24.796	28.682	73.251	426.000	183.000	0.161
41	511	174.9	2455.915	30.144	20.153	287.259	1253.232	2556.000	244.000	3.97
42	511.5	175.05	1089.348	20.851	5.562	90.248	714.945	1065.000	152.500	0.946
43	512	175.35	3993.159	25.443	16.837	320.095	1268.488	4473.000	457.500	6.56
44	512.5	175.6	2565.424	35.630	21.479	340.617	1320.791	2982.000	244.000	5.93
45	512.9	175.8	2275.378	20.851	9.210	90.248	1198.750	2130.000	183.000	2.21
46	514	174.9	4112.336	46.262	33.749	135.397	1344.763	4899.000	152.500	1.898
47	514.15	174.2	586.563	42.791	14.184	28.682	402.148	852.000	244.000	0.159
48	512.35	172.9	822.467	57.679	18.827	16.369	474.065	852.000	152.500	0.157
49	511.8	172.225	242.356	37.753	27.117	24.578	116.837	426.000	274.500	0.15
50	516.65	174.1	2877.965	38.202	27.117	73.831	1277.205	2769.000	274.500	1.047
51	516.6	174.1	1136.851	50.291	17.500	28.682	1039.661	852.000	213.500	0.351
52	517.45	174.85	163.077	45.253	14.516	24.578	256.340	213.000	213.500	0.154
53	517.35	175.3	209.967	107.828	24.497	32.787	182.243	639.000	152.500	0.196
54	516.7	175.25	191.115	27.791	19.490	28.682	200.523	213.000	244.000	0.186
55	516.55	174.55	137.939	95.291	5.231	28.682	129.477	426.000	244.000	0.173
56	517.6	171.8	162.110	40.328	16.505	32.787	285.106	213.000	183.000	0.176
57	518.15	171.85	153.808	52.753	23.834	24.578	108.120	213.000	183.000	0.172
58	513.4	171.6	228.820	50.291	19.855	28.682	183.987	426.000	213.500	0.147
59	517.85	173.65	367.559	42.903	28.510	40.995	278.133	639.000	213.500	0.181
60	518.7	173.35	370.460	65.291	25.857	28.682	352.229	639.000	213.500	0.22

Annexe 2 :Analyses physico-chimique sols en mg/l(profondeur 60Cm)-Juillet.2005

Echantillon	X	Y	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	C.E(ms/cm)
1	511.25	173.3	768.957	92.716	7.552	20.473	589.568	639.000	274.500	0,356
2	511.15	173.5	585.261	105.253	11.200	24.578	291.004	1065.00	274.500	0.483
3	512.04	173.03	1753.199	40.888	22.474	94.353	260.494	2130.00	274.500	13.59
4	513	173.8	275.879	85.440	12.194	45.100	251.777	639.000	183.000	0.327
5	512.04	174	739.952	108.164	5.894	69.726	323.694	958.500	213.500	0.566
6	513.5	175.55	7183.665	65.294	22.474	303.677	1612.817	8094.00	884.500	13.46
7	513.35	174.75	4305.700	47.831	27.780	307.781	614.630	5751.00	549.000	7.77
8	512.55	174.45	2565.424	54.995	7.552	270.842	911.082	3195.00	274.500	3.84
9	512.2	174.325	5298.366	95.070	18.163	279.051	784.683	6603.00	366.000	4.6
10	511.45	174	3993.159	63.949	8.215	155.919	562.327	5112.00	183.000	2.99
11	515	173	364.185	97.865	11.200	36.891	488.231	639.000	213.500	0.261
12	514.9	173.5	443.948	103.015	4.899	53.309	543.803	426.000	183.000	0.392
13	514.85	174.15	686.861	97.865	6.457	36.891	517.651	1065.00	274.500	0.339
14	514.8	174.5	489.872	117.903	8.878	40.995	553.610	426.000	244.000	0.349
15	514.8	175	2877.965	114.435	8.215	209.276	869.676	3408.00	305.000	9.38
16	514.85	175.6	622.809	107.940	6.889	45.100	236.522	852.000	183.000	0.815
17	514.9	176.1	641.356	112.753	10.205	24.578	340.038	852.000	152.500	0.212
18	515.7	176.15	619.603	113.426	13.852	98.457	510.024	1278.00	244.000	0.802
19	515.85	175.6	3413.067	116.001	20.816	106.666	495.858	4473.00	366.000	11.77
20	515.7	175	1756.550	82.753	9.210	24.578	578.672	1917.00	244.000	0.192
21	515.75	174.7	215.542	112.753	15.345	24.578	433.748	426.00	213.500	0.165
22	515.65	174.2	807.630	87.903	5.894	40.995	344.397	1491.00	152.500	0.39
23	515.6	173.6	931.402	30.010	10.536	299.983	495.858	1278.00	152.500	3.83
24	515.6	174.15	1929.811	112.977	6.557	49.204	444.645	2343.00	244.000	0.748
25	515.75	172.8	166.944	50.291	12.526	28.682	296.452	213.00	213.500	0.161
26	515.1	172.55	796.047	48.052	23.469	57.413	518.741	852.00	152.500	0.54
27	515.85	172.65	566.009	65.403	7.220	40.995	463.169	852.00	213.500	0.33
28	516.5	172.6	281.285	112.865	8.878	36.891	322.604	639.00	183.000	0.235
29	517.1	172.7	248.027	82.753	14.516	24.578	325.873	426.000	183.000	0.175
30	516.4	173.35	71.578	70.328	23.303	32.787	238.701	213.000	152.500	0.184

Suite-Annexe 2 :Analyses physico-chimique sol en mg/l(profondeur 60Cm)-Juillet.2005

Echantillon	X	Y	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	C.E(ms/cm)
31	512.2	173.5	243.323	85.328	11.531	32.787	712.766	213.000	183.000	0.203
32	518.05	174.2	837.137	28.239	13.852	77.935	1344.763	639.000	152.500	0.168
33	517.8	172.7	311.000	52.865	21.977	36.891	600.465	213.000	274.500	0.225
34	516.6	171.8	276.195	105.253	21.844	24.578	296.439	639.000	183.000	0.151
35	515.9	171.85	296.981	95.291	21.214	28.682	459.042	426.000	274.500	0.173
36	515	171.85	744.787	90.253	6.225	24.578	325.873	852.000	183.000	0.145
37	518.5	172.55	185.713	115.328	21.844	32.787	150.399	639.000	183.000	0.267
38	511.5	172.8	4987.260	30.256	35.407	299.573	1336.046	5751.000	244.000	4.41
39	512.2	173	84.764	87.791	6.225	28.682	272.902	213.000	213.500	0.185
40	512.75	173.2	243.323	52.753	24.630	24.578	471.886	213.000	213.500	0.157
41	511	174.9	1717.781	23.205	20.717	348.825	1174.778	1917.000	213.500	6.27
42	511.5	175.05	3777.300	38.986	9.210	160.023	1017.868	4260.000	366.000	2.2
43	512	175.35	2977.998	44.808	15.842	250.320	1431.935	3195.000	335.500	6.73
44	512.5	175.6	1985.332	22.981	19.490	324.199	1479.880	1917.000	305.000	5.72
45	512.9	175.8	6626.068	18.164	7.552	69.726	1366.556	7029.000	823.500	2.29
46	514	174.9	2468.742	14.360	34.744	201.067	1414.501	2556.000	183.000	2.12
47	514.15	174.2	476.346	25.328	18.163	32.787	156.937	852.000	152.500	0.212
48	512.35	172.9	1438.983	35.291	28.112	28.682	494.769	1491.000	274.500	0.32
49	511.8	172.225	364.984	20.179	26.454	16.369	326.949	426.000	244.000	0.136
50	516.65	174.1	3554.739	23.538	11.863	110.770	1364.377	3621.000	274.500	1.512
51	516.6	174.1	1148.937	50.403	14.847	40.995	1314.253	639.000	213.500	0.437
52	517.45	174.85	257.342	60.253	18.628	24.578	61.919	639.000	152.500	0.139
53	517.35	175.3	228.820	55.328	21.977	32.787	249.366	426.000	183.000	0.204
54	516.7	175.25	322.119	60.365	28.609	36.891	211.855	639.000	213.500	0.257
55	516.55	174.55	152.442	105.253	6.557	24.578	132.964	426.000	274.500	0.145
56	517.6	171.8	191.115	27.903	14.847	40.995	295.567	213.000	183.000	0.205
57	518.15	171.85	273.294	45.253	19.291	24.578	289.914	426.000	183.000	0.15
58	513.4	171.6	376.261	50.291	27.150	28.682	190.089	639.000	335.500	0.169
59	517.85	173.65	354.507	17.940	25.492	45.100	382.739	426.000	244.000	0.283
60	518.7	173.35	89.598	90.253	11.863	24.578	300.797	213.000	213.500	0.141

Annexe 3 -Résultats des analyses physico-chimiques des solutions du sols en mg/l(juillet 2003)

Echantillon	X	Y	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CE(μs/cm)
E1	512.282	173.088	127.19	11.973	196	3.12	146.4	205.9	372.4	2500
E2	512.427	173.105	677.35	35.997	222	36.36	134.2	1057.9	612.5	6700
E3	511.16	173.669	174.8	17.979	138	7.68	109.8	262.7	313.6	2920
E4	513.178	173.539	262.43	45.591	149.4	48.6	146.4	355	573.3	3180
E5	512.097	173.874	399.97	53.976	177.6	59.4	183	639	568.4	4680
E6	514.399	173.306	230	35.997	210	23.76	109.8	355	568.4	3400
E7	513.379	173.447	59.8	26.988	70	70.92	146.4	56.8	426.3	1150
E8	513.443	174.257	179.86	47.97	36	34.2	97.6	184.6	338.1	550
E9	514.79	173.847	107.87	41.964	36	57.96	146.4	127.8	313.6	1070
E10	515.122	173.866	470.58	71.994	222	9.84	134.2	752.6	529.2	5350
E11	516.903	173.691	253	16.224	204	6.48	122	369.2	480.2	3310
E12	516.323	172.476	437.46	47.97	224.4	33.96	109.8	788.1	504.7	4250
E13	515.003	172.12	59.8	78	63.6	24.24	122	85.2	264.6	1190
E14	515.094	172.425	387.32	35.997	210	54.48	195.2	617.7	597.8	3950

Annexe 4 –Analyse physico-chimique (Juillet 2003)

Puits	X(Km)	Y(km)	CE(μs/cm)	Np(m)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
P1b	512.282	173.088	3970.00	3.70	190.80	90.00	480.00	11.80	183.00	850.80	550.50	30.30
P2b	512.427	173.105	3990.00	5.20	144.00	56.00	250.00	7.60	215.00	350.50	248.50	23.40
P3b	511.16	173.669	6320.00	2.90	112.00	44.00	152.20	1.80	212.28	260.00	260.00	29.20
P5b	512.097	173.874	2040.00	3.76	112.00	108.00	134.20	3.70	215.94	345.00	345.00	35.00
P6b	514.399	173.306	3580.00	5.22	136.00	43.00	361.00	2.80	146.40	595.56	595.56	26.90
P7b	513.379	173.447	4530.00	5.50	92.00	54.00	121.60	2.70	215.94	181.40	181.40	29.30
P8b	513.443	174.257	1260.00	4.35	125.90	53.20	225.50	3.90	201.30	320.20	250.30	20.20
P9b	514.79	173.847	2040.00	7.35	112.00	58.00	102.90	4.40	128.10	329.00	329.00	34.00
P10b	515.122	173.866	2580.00	7.00	88.00	45.00	105.00	1.80	164.00	233.00	233.00	26.00
P11b	516.903	173.691	6090.00	8.70	104.00	36.00	180.00	2.30	128.10	340.32	340.32	27.30
P12b	516.323	172.476	3610.00	8.00	195.00	56.00	280.00	3.00	225.50	500.60	270.50	36.50
P13b	515.003	172.12	4110.00	7.30	110.00	42.00	91.00	10.10	109.80	243.00	243.00	25.60
P14b	515.094	172.425	2130.00	9.00	76.46	46.00	168.40	1.80	212.28	268.00	268.00	27.50
P4b	513.178	173.539	6270.00	3.90	214.92	79.01	232.65	14.30	210.10	438.89	477.37	0.00

Annexe 5 –Analyse physico-chimique (Nov. 2003)

Puits	X(km)	Y(km)	CE (μs/cm)	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	F(mg/l)	B(mg/l)	PO ₄ (mg/l)
P1b	512.282	173.088	2240.00	68.00	72.00	213.30	0.34	167.00	280.60	245.90	28.70	0.80	0.62	0.35
P2b	512.427	173.105	3030.00	132.00	57.00	239.23	1.05	186.05	340.32	248.35	21.60	0.95	0.52	0.18
P3b	511.16	173.669	2180.00	116.00	59.80	230.50	0.71	329.40	320.30	215.80	26.70	0.45	0.54	0.30
P5b	512.097	173.874	3090.00	152.00	72.00	198.21	0.87	433.10	241.06	286.90	25.80	0.70	0.61	0.20
P6b	514.399	173.306	5480.00	130.00	89.50	420.60	0.53	350.75	630.50	470.50	26.20	1.20	0.62	0.40
P7b	513.379	173.447	1780.00	116.00	81.00	200.20	0.52	259.80	325.80	225.50	18.90	0.60	0.55	0.25
P8b	513.443	174.257	2950.00	124.00	66.00	353.47	3.87	186.05	453.76	457.75	25.40	0.78	0.58	0.36
P9b	514.79	173.847	1830.00	104.00	45.00	153.75	1.22	187.00	236.88	185.90	31.90	0.58	0.39	0.15
P10b	515.122	173.866	1750.00	100.00	42.00	177.69	3.16	213.50	221.21	168.50	24.80	0.88	0.60	0.29
P11b	516.903	173.691	1010.00	115.00	85.80	225.55	0.04	200.50	360.80	336.80	26.30	1.50	0.59	0.40
P12b	516.323	172.476	3370.00	160.00	108.00	418.43	2.99	162.50	709.00	279.50	35.50	0.48	0.57	0.15
P13b	515.003	172.12	1070.00	82.00	46.50	243.50	3.69	210.50	320.50	225.80	24.60	0.60	0.61	0.13
P14b	515.094	172.425	1250.00	84.00	39.00	143.50	3.51	190.60	230.40	77.51	25.24	0.79		0.14

Annexe 6 –Analyse physico-chimique (Juin. 2004)

Puits	X(km)	Y(km)	pH	CE (μ S/cm)	NP	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻⁻ (mg/l)	T°C	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
P1	517.4	173.5	7.5	2350	4.55	126.428	50.94	209.3	5.38	224.48	296.96	359.37	18.50	59.18	25.25
P2	517.2	173.25	7.45	2820	4.6	139.708	74.556	188.6	3.31	195.2	240.98	395.18	17.60	75.55	22.15
P3	515	174.5	7.6	7570	3.75	247.28	137.832	303.6	5.17	165.92	714.83	374.72	19.30	79.66	21.97
P4	519.3	171.5	7.82	4240	4.1	127.3316	38.94	437	3.45	244	431.22	410.53	19.50	78.55	25.25
P5	518	172	8.12	4030	5.52	131.4899	68.208	257.6	5.09	209.84	335.58	338.31	18.20	97.64	25.99
P6	510.5	173.125	7.8	2610	5	100.9957	68.2812	240.58	4.72	170.8	292.38	320.55	18.20	70.33	20.46
P7	511	173.25	7.75	3720	4.2	117.6289	76.092	317.4	4.34	219.6	442.29	315.13	18.10	68.13	26.43
P8	511.5	173.5	7.6	3940	3.85	95.4513	87.084	334.88	4.20	273.28	347.37	328.07	17.80	90.30	25.64
P9	512.25	175	8.35	2230	3.75	103.7679	98.88	133.4	8.67	156.16	192.62	336.20	19.00	66.08	25.08
P10	513.75	172.5	7.75	1680	4	85.7486	47.532	217.58	6.84	219.6	115.52	363.58	18.50	63.43	20.15
P11	512.25	172.2	7.52	1970	4	119.404	112.248	125.58	7.58	195.2	212.54	380.74	18.40	72.98	22.49
P12	513.15	171.3	7.52	1690	4.55	82.516	76.284	162.61	5.52	170.8	159.75	320.55	18.10	98.59	19.99
P13	509.75	173.25	7.39	2050	4.6	82.9764	72.288	147.89	3.48	195.2	119.14	334.69	18.00	45.09	25.77
P14	515	174	7.4	2380	4.65	107.28	53.112	158.7	6.55	170.8	110.90	346.73	18.10	47.80	22.74
P15	515	175	7.29	1990	4.15	124.7	61.824	181.7	4.37	170.8	163.50	407.52	18.40	62.85	25.73
P16	514.95	176.1	7.28	3260	4.75	88.5208	73.488	196.88	3.65	219.6	181.93	345.83	18.50	72.98	22.48
P17	518	176	7.59	1880	5	107.28	62.976	194.58	5.60	317.2	185.67	360.88	17.10	55.65	22.92
P18	520	174	7.7	1810	5.85	100.28	51.7896	173.88	4.17	146.4	186.27	395.49	18.50	82.37	25.04
P19	512.9	170	7.66	1470	7.4	127.948	49.764	195.27	2.91	195.2	131.31	422.27	18.50	69.89	21.79
P20	513.2	174	7.6	2090	12	102.74	62.556	221.95	4.00	204.96	224.54	413.84	19.80	81.78	19.79
P21	511.5	171.5	7.34	3620	24	131.4899	61.686	196.88	4.20	204.96	186.02	336.20	21.20	86.19	23.15
P22	508.25	171.75	7.4	2710	5.2	127.74	38.376	188.6	4.26	195.2	91.91	409.03	19.00	68.57	23.02
P23	509	172.2	7.32	3740	8	151.24	49.848	181.7	4.23	170.8	225.67	407.82	21.30	98.59	25.91
P24	513.4	170.5	7.46	5230	9.5	124.5594	76.14	235.75	5.29	219.6	439.06	343.72	19.90	87.07	25.33
P25	513.25	171	7.55	5240	7.3	139.8065	64.164	285.43	6.58	170.8	496.93	378.33	19.50	67.69	25.59
P26	512.125	170.75	7.42	5190	12.3	113.4706	62.9472	272.32	4.63	229.36	403.28	314.53	19.50	68.13	25.55

Annexe 7 –Analyse physico-chimique (Nov. 2004)

Puits	X(km)	Y(km)	pH	CE ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	NP	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻⁻ (mg/l)	T°C	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
P1	517.4	173.5	7.35	1940	3.67	100.96	51.012	295	2.49	126.88	583.33	229.62	15.2	17.39	73.49
P2	517.2	173.25	7.25	2040	4.2	63.31	39	290	6.91	107.36	370.97	231.74	17.5	15.86	41.67
P3	515	174.5	7.5	5480	3.79	131.08	98.94	345.97	8.39	126.88	1020	170.25	18.5	11.53	39.6
P4	519.3	171.5	7.8	3140	3.89	139.86	24.6	246.4	4.7	141.52	376.22	199.94	19	16.38	64.81
P5	518	172	7.35	2620	5.32	112.25	28.452	262.3	2.12	117.12	532.05	159.65	18.2	7.26	77.51
P6	510.5	173.12	7.6	1840	4.87	79.62	32.328	269.29	6.54	87.84	496.11	106.65	18	4.47	31.96
P7	511	173.25	7.87	2800	3.69	103.47	43.849	266.02	8.39	131.76	580.67	134.21	17.8	3.31	78.96
P8	511.5	173.5	7.8	2910	3.45	93.43	39.048	255.8	6.5	112.24	541.3	223.26	18.5	10.48	74.83
P9	512.25	175	7.26	1950	3.78	92.175	28.32	269.97	13.91	131.76	462.4	260.36	18.5	4.36	66.36
P10	513.75	172.5	8.5	1050	3.6	83.39	25.824	225.5	13.91	141.52	438.43	129.97	19	2.15	29.69
P11	512.25	172.2	7.9	1730	3.32	120.5	32.2	246.44	15.39	112.24	580.35	180.85	19	1.41	49.93
P12	513.15	171.3	7.84	1180	4.23	83.39	43.8	288.58	2.12	126.88	523.63	263.54	18.4	13.59	26.59
P13	509.75	173.25	7.8	1480	4.15	58.9	52.428	225.2	1.38	112.24	470.2	278.38	18.2	4.47	72.25
P14	515	174	7.9	1860	4.53	78.37	15.48	246.25	6.54	141.52	366.36	185.09	19.2	43.32	49.62
P15	515	175	7.5	1230	3.8	102.21	36.144	196.88	14.28	156.16	394.76	299.58	19.7	30.35	70.39
P16	514.95	176.1	8.64	2270	4.56	53.27	54.96	271.78	0.64	92.72	301.39	501	19	7.42	44.05
P17	518	176	8.1	1060	3.9	105.98	28.32	269.27	9.12	82.96	439.73	409.83	17.5	44.54	53.34
P18	520	174	8.04	1140	5.1	83.39	44.376	201.97	3.59	87.84	442.25	228.56	19	25.08	67.39
P19	512.9	170	7.48	980	7.1	95.94	49.908	198.15	1.01	97.6	300.19	242.34	19	33.94	44.77
P20	513.2	174	7.4	1220	11	73.35	29.508	201.64	0.64	92.72	403.07	134.21	20	11.59	27.21
P21	511.5	171.5	7.8	2260	21	103.47	44.208	331.59	2.86	107.36	585.28	163.89	22	40.58	56.03
P22	508.25	171.75	7.4	2460	5	93.43	49.476	252.08	1.75	92.72	540.88	280.5	20.5	26.93	50.45
P23	509	172.2	8.4	2740	7.88	45.74	99.88	188.98	0.28	117.12	399.51	170.25	22	7	75.45
P24	513.4	170.5	7.7	3810	9.2	120.5	52.5	239.27	2.39	87.84	584.25	227.5	20	11.85	71.21
P25	513.25	171	7.95	3630	7.1	65.82	24.36	290.4	0.28	92.72	399.54	99.23	20.1	1.31	74.73
P26	512.12	170.75	7.85	3840	11.9	54.525	25.87	308.27	3.59	117.12	371.25	341.99	19.8	26.61	75.35

Annexe 8 –Analyse physico-chimique (Avril. 2005)

puits	X(km)	Y(km)	pH	CE (μs/cm)	NP	Ca++ (mg/l)	Mg++ (mg/l)	Na+ (mg/l)	K+ (mg/l)	HCO3- (mg/l)	Cl- (mg/l)	SO4-- (mg/l)	T (mg/l)	NO3- (mg/l)	B (mg/l)
P1b	512.28	173.09	7.38	3690.00	5.00	94.26	74.49	202.79	3.21	207.10	315.54	312.36	18.60	32.77	0.62
P2b	512.43	173.11	7.29	3040.00	5.00	74.53	59.78	260.10	2.42	177.24	324.08	328.00	19.40	31.85	0.41
P3b	511.16	173.67	7.03	8530.00	3.30	269.21	157.95	394.65	18.04	224.50	1032.3	458.77	17.20	56.48	0.43
P4b	513.18	173.54	7.20	5820.00	3.70	131.96	60.26	290.93	10.12	180.20	430.51	359.39	16.50	40.93	0.36
P5b	512.10	173.87	7.52	3790.00	5.00	87.98	63.67	241.34	11.53	101.33	381.50	266.29	17.40	67.04	0.42
P6b	514.40	173.31	7.23	5430.00	5.30	86.41	94.28	309.47	6.58	124.53	540.54	327.04	17.10	30.93	0.45
P7b	513.38	173.45	8.58	5390.00	3.00	163.39	68.04	255.38	16.52	137.25	516.15	250.36	16.20	72.96	0.48
P8b	513.44	174.26	7.10	6100.00	3.00	219.94	86.51	245.74	17.34	111.44	765.72	197.59	18.10	21.27	0.29
P9b	514.79	173.85	7.43	2640.00	6.80	94.26	34.99	169.37	7.13	98.75	321.21	134.44	16.80	40.93	0.32
P10b	515.12	173.87	7.45	2950.00	7.00	113.11	37.42	194.19	13.53	93.33	348.08	202.59	17.00	47.59	0.38
P11b	516.90	173.69	7.21	5760.00	7.00	188.79	70.47	255.38	16.55	109.75	635.26	197.90	18.10	75.19	0.34
P12b	516.32	172.48	7.20	4070.00	8.00	94.53	71.51	249.37	8.53	92.24	460.77	205.71	18.90	59.63	0.24
P13b	515.00	172.12	7.19	2030.00	8.80	85.40	31.10	210.50	6.03	115.60	338.22	260.50	20.00	23.14	0.28
P14b	515.09	172.43	7.12	2590.00	8.20	78.25	31.59	188.86	10.52	87.27	341.88	105.03	19.70	37.11	0.15

Annexe 9 –Analyse physico-chimique (Juillet. 2005)

puits	X(km)	Y(km)	pH	CE (μs/cm)	NP	Ca++ (mg/l)	Mg++ (mg/l)	Na+ (mg/l)	K+ (mg/l)	HCO3 - (mg/l)	Cl- (mg/l)	SO4-- (mg/l)	T (mg/l)	NO3- (mg/l)	B (mg/l)
P1b	512.28	173.09	7.40	4250.00	5.00	208.60	88.45	174.75	4.03	217.55	443.57	347.55	18.80	51.67	0.206
P2b	512.43	173.11	7.31	4570.00	5.00	276.99	68.53	161.89	5.23	203.33	474.45	365.77	19.20	60.13	0.639
P3b	511.16	173.67	7.32	10820.00	4.20	378.54	170.10	397.33	13.47	274.50	994.37	573.07	17.00	98.63	0.358
P4b	513.18	173.54	7.29	6270.00	3.50	214.92	79.01	232.65	14.30	210.10	438.89	477.37	17.60	61.67	0.296
P5b	512.10	173.87	7.41	4270.00	5.00	195.95	65.12	173.79	10.10	215.84	370.16	312.33	15.10	45.33	0.529
P6b	514.40	173.31	7.00	8250.00	5.00	264.35	97.69	237.21	12.62	174.12	674.29	407.47	17.80	72.58	0.286
P7b	513.38	173.45	8.41	5970.00	2.80	203.41	75.33	223.79	12.94	139.42	480.98	390.88	16.50	42.60	0.254
P8b	513.44	174.26	6.92	6320.00	3.00	170.84	79.70	217.96	12.67	184.40	465.70	297.59	16.50	86.64	0.241
P9b	514.79	173.85	7.58	3300.00	6.70	143.28	49.57	194.17	13.04	127.80	390.38	302.42	18.16	30.10	0.261
P10b	515.12	173.87	7.47	3450.00	7.00	126.42	53.95	120.12	12.83	133.30	206.35	324.22	17.10	36.64	0.399
P11b	516.90	173.69	7.49	7370.00	6.80	220.03	74.36	203.03	17.46	207.25	500.49	307.97	16.50	88.17	0.344
P12b	516.32	172.48	7.39	4220.00	8.50	113.78	72.90	234.56	7.36	227.84	339.13	325.46	18.70	56.76	0.206
P13b	515.00	172.12	7.08	3070.00	8.70	132.74	44.71	164.68	10.52	129.95	240.03	309.73	18.60	74.13	0.259
P14b	515.09	172.43	7.31	3120.00	8.15	189.63	44.80	188.47	10.94	136.73	284.20	394.38	20.10	85.83	0.598