

**Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique
Université de Batna
Faculté des sciences de l'ingénieur
Département de l'hydraulique
Laboratoire de recherche en hydraulique appliquée**

Année : 2006

**Mémoire :
Présenté en vue de l'obtention du diplôme de Magistère
Option : mobilisation des ressources hydriques**

Etude des ressources thermales de l'ensemble allochtone sud sétifien

Par : ATHAMENA Malika

Jury:

M^{er} Bensaïd Rabeh, MC. U. Batna	Président
M^{er} BouDoukha Abderrahmane, Pr. U. Batna	Rapporteur
M^{er} Chadi Mohamed, MC. U. Constantine	Examineur
M^{er} Djabri Larbi, Pr. U. Annaba	Examineur

**Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique
Université de Batna
Faculté des sciences de l'ingénieur
Département de l'hydraulique
Laboratoire de recherche en hydraulique appliquée**

Année : 2006

**Mémoire :
Présenté en vue de l'obtention du diplôme de Magistère
Option : mobilisation des ressources hydriques**

Etude des ressources thermales de l'ensemble allochtone sud sétifien

Par : ATHAMENA Malika

Jury:

M^{er} Bensaïd Rabeh, MC. U. Batna	Président
M^{er} BouDoukha Abderrahmane, Pr. U. Batna	Rapporteur
M^{er} Chadi Mohamed, MC. U. Constantine	Examineur
M^{er} Djabri Larbi, Pr. U. Annaba	Examineur

TABLE DES MATIERES

	Pages
Avant propos	1
Introduction générale	3
 Premier chapitre Cadre géologique 	
1 – Introduction	6
2 – Disposition générale dans la chaîne alpine	8
3 – Disposition particulière en Algérie.....	9
3.1 - Le socle kabyle.....	9
3.2 - La dorsale.....	9
3.3 - Les domaines des flyschs.....	10
3.4 - La zone des nappes telliennes.....	10
3.5 - L'ensemble néritique constantinois.....	10
3.6 - L'ensemble sud-sétifien.....	10
3.7 – Zone des écailles des Sellaoua.....	10
3.8 - Le para-autochtone Nord-Aurassien.....	10
3.9 – L'autochtone Nord-Aurassien.....	10
4 – Analyse lithostratigraphique.....	11
5 – Aperçu structural	15
6 - Conclusion.....	16

Deuxième chapitre

Cadre climatique

1 – Introduction	5
2 – Aperçu général sur le climat de la région	25
3 – Les précipitations	25
4 – Les températures	31
5 – Les indices climatiques	32
5.1 – Indice d'aridité de De Martonne	32
5.2 – Le quotient pluviométrique annuel de Moral	35

6 – Estimation des paramètres du bilan hydrologique	36
6.1 – Evapotranspiration potentielle ETP	36
6.1.1 – Méthode de Thornthwaite	36
6.1.2 – Méthode de Blaney-Criddle	37
6.2 – Evapotranspiration réelle ETR	38
6.2.1 – Méthode de Coutagne	38
6.2.2 – Méthode de Turc	38
6.2.3 – Méthode de Verdeil	39
6.3 – Bilans hydrologiques	41
6.3 – Bilan hydrologique de Thornthwaite	41
6.4 – Bilan hydrologique de Blaney-Criddle	44
6.5 – Comparaison	44
6.4 – Calcul du ruissellement	51
6.5 – Calcul de l'infiltration	51
7 – Conclusion	52

Troisième chapitre

Cadre hydrogéologique

1 – Introduction	53
2 – Aperçu sur l'hydrogéologie de l'ensemble sud-setifien	53
2.1 - Djebels Guergour et Anini	53
2.2 – Djebels Youssef, Braou et Tnoutit	53
2.3 - Région de Ain Lahdjar, Djebels Kalaoun, Tella et Tafourer	54
2.4 - Djebel Sekrine	54
2.5 – Djebels Agmeroual, Tissourasse et Messaouda	54
3 – Les formations aquifères de l'ensemble sud-setifien	55
3.1 - Extension du Trias	55
3.2 – Aquifère du Crétacé inférieur.....	55
3.3 – Aquifère du Crétacé moyen et supérieur	56
3.4 – Aquifère du Mio-Plio-Quaternaire	58
4 – Conclusion	58

Quatrième chapitre

Hydrochimie

1 – Les travaux de terrain	59
1.1 - Forage Zana El Baïda (P1)	59
1.2 - Etangs et forage Hammam Esoukhna (P2, P3)	59
1.3 - Forage Douar Lekbir (P4)	60
1.4 - Forage Hammam Ouled Yelles (P5)	60
1.5 - Forage Douar Ouled Boutara (P6)	60
1.6 - Forage Hammam Guergour (P7)	60
2 – Les travaux de laboratoire	61
2.1– Les analyses chimiques	61
3 – Etude analytique des paramètres physiques	62
3.1- Introduction	62
3.2 – Température	63
3.2.1 – Définition de la thermalité	63
3.2.2– Origine de la thermalité	63
3.2.3– Anomalie géothermique dans l’Algérie du Nord	64
3.2.4 – Perte de chaleur	65
3.2.5 – Classification thermique des eaux	65
3.2.6 – Les températures mesurées	66
3.3 – Conductivité	67
3.4 – pH	68
4 – Etude analytique des paramètres chimiques	69
4.1 – Introduction	69
4.2 – Eléments majeurs	70
4.2.1 – Le calcium	70
4.2.2 – Le magnésium	71
4.2.3 – Le sodium	71
4.2.4 – Le potassium	72
4.2.5 – Les chlorures	72
4.2.6 – Les sulfates	73
4.2.7 – Les bicarbonates	73
4.2.8 – Les nitrates	73
4.3 – Eléments mineurs	74

4.3.1 – La silice	75
4.3.2 – Le strontium	75
4.3.3 – Le lithium	76
5 - Analyse en composantes principales	77
5.1 – Introduction	77
5.2 - ACP des éléments majeurs	78
5.2.1 - Projection des variables	78
5.2.2 - Projection des individus	79
5.3 - ACP des éléments mineurs	80
5.3.1 - Projection des variables	80
5.3.2 - Projection des individus	84
6 – Etude de l'origine des éléments chimiques	86
6.1 – Couple (Na^+ , Cl^-)	86
6.2 – Les éléments (Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-})	86
6.3 – Le rapport Conductivité électrique – $\text{HCO}_3^- / (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$	87
7 – Représentation graphique	87
7.1 – Diagramme de Scholler-Berkaloff	87
7.2 – Diagramme de Piper	90
7.3 – Faciès chimiques	90
7.3.1 - Eaux chlorurées sodiques	91
7.3.2 - Eaux sulfatées calciques et sodiques	91
8 – Conclusion	96

Cinquième chapitre

Géothermométrie chimique

1- Introduction	97
2- Principe de la géothermométrie chimique	97
3- Précautions d'emploi des géothermomètres chimiques	99
4- Hypothèse de travail	99
5 – Les géothermomètres	100
5.1 – Géothermomètre silice	100
5.2 – Géothermomètre Na/K	103
5.3 – Géothermomètre Na-K-Ca	105
5.4 – Géothermomètre Na-K-Ca-Mg	106

6 – Commentaires	106
7 – Application des géothermomètres chimiques	108
7.1 – Géothermomètre silice	108
7.2 – Géothermomètre Na/K	110
7.3 – Géothermomètre Na-K-Ca	111
7.4 – Géothermomètre Na-K-Ca-Mg	111
8 – Conclusion	114

Sixième chapitre

La radioactivité

1 – Introduction	115
2 - Définition de la radioactivité	115
3 - Activité d'un élément radioactif	116
4 - Période d'un élément radioactif	117
5 - Les principaux éléments radioactifs dans les eaux thermominérales	117
5.1 - Potassium 40	117
5.2 - Uranium naturel	117
5.3 - Radium 226	118
5.4 – Radon	118
5.5 – Thorium	118
5.6 – Tritium	118
6 - La radioactivité de quelques eaux thermales d'Algérie	119
7 - Mesure de la radioactivité dans l'ensemble sud sétifien	121
7.1 - Les activités alpha et bêta globales	122
7.2 - Les radioéléments naturels	123
7.2.1 Uranium 238	123
7.2.2 Thorium 234	123
7.2.3 Radium 226	123
8 – Conclusion	123
Conclusion générale	124
Références Bibliographiques	126
Annexes	130

LISTE DES TABLEAUX

Tableau n°	Pages
Tableau 2.1 : Caractéristiques des stations pluviométriques	26
Tableau 2.2 : Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm (séries anciennes)	26
Tableau 2.3 : Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm (séries récentes)	26
Tableau 2.4 : Températures moyennes mensuelles interannuelles en °C	31
Tableau 2.5 : Indices d'aridité de De Martonne	33
Tableau 2.6 : Indices d'aridité de Moral	35
Tableau 2.7 : Valeurs de l'ETR selon la méthode de Turc	39
Tableau 2.8 : Valeurs de l'ETR selon la méthode de Verdeil	39
Tableau 2.9 : Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite Station de Ain Azel (1990-2004)	41
Tableau 2.10 : Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite Station de Ain Oulmène (1987-2004)	42
Tableau 2.11 : Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite Station de Bougaâ (1970-2003)	42
Tableau 2.12 : Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite Station d'El Eulma (1971-2004)	43
Tableau 2.13 : Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite Station de Sétif (1972-1993)	43
Tableau 2.14 : Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle Station de Ain Azel (1990-2004)	46
Tableau 2.15 : Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle Station de Ain Oulmène (1987-2004).....	47
Tableau 2.16 : Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle Station de Bougaâ (1970-2003)	48
Tableau 2.17 : Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle Station d'El Eulma (1971-2004)	49
Tableau 2.18 : Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle Station de Sétif (1972-1993)	50
Tableau 2.19 : Le ruissellement selon la méthode de Tixeront et Berkaloff	51
Tableau 2.20 : Les différents paramètres du bilan hydrologique	52

Tableau 4.1 : Travaux in situ et appareillage	61
Tableau 4.2 : Travaux de laboratoire et appareillage	61
Tableau 4.3 : Les laboratoires qui ont concouru le présent travail	62
Tableau 4.4 : Classification des eaux selon la température mesurée	66
Tableau 4.5: Classification des eaux selon la conductivité électrique.....	67
Tableau 4.6 : Valeurs du pH	69
Tableau 4.7 : Analyse chimique en éléments majeurs (mg/l)	70
Tableau 4.8 : Analyses chimiques en éléments mineurs (mg/l)	75
Tableau 4.9 : Matrice de corrélation des variables	78
Tableau 4.10 : Corrélation facteurs-variables	79
Tableau 4.11 : Cosinus carrés basés sur les corrélations facteurs-individus	80
Tableau 4.12 : Matrice de corrélation des variables	83
Tableau 4.13 : Corrélation facteurs-variables	83
Tableau 4.14 : Cosinus carrés basés sur les corrélations facteurs-individus	84
Tableau 4.15 : Formules caractéristiques	91
Tableau 5.1 : Températures estimées par les géothermomètres silice en °C	109
Tableau 5.2 : Températures estimées par les géothermomètres Na/K en °C	110
Tableau 5.3 : Températures estimées par le géothermomètre Na-K-Ca en °C	111
Tableau 5.4 : Températures estimées par le géothermomètre Na-K-Ca-Mg en°C	111
Tableau 6.1 : Ra en millimicrocurie/l aux différentes émergences	119
Tableau 6.2 : Ra en millimicrocurie/l en fonction de la température à Hammam Guergour	120
Tableau 6.3 : Comptage alpha/bêta totale (Bq/l)	121
Tableau 6.4 : Teneurs en radionucléides naturels (Bq/l)	121

LISTE DES FIGURES

Figure n°	Pages
Figure 1.1 : Plan de position simplifié des formations sud-setifiennes.(J.M Vila 1980)	7
Figure 1.2 : Les grands ensembles structuraux de l'Afrique du Nord	8
Figure 1.3 : Les grands ensembles structuraux de l'Algérie septentrionale	9
Figure 1.4 : Tableau de corrélation des séries typiques de l'ensemble sud-setifien.(J.M Vila 1980)	14
Figure 1.5 : Répartition des sondages électriques dans l'ensemble sud-sétifien	17
Figure 1.6.a : Coupes géoélectriques B, D, H	19
Figure 1.6.b : Coupes géoélectriques J, JK, K	20
Figure 1.6.c : Coupes géoélectriques M, T	21
Figure 1.7 : Répartition des sondages électriques dans l'ensemble sud-sétifien (Partie Sud)	22
Figure 1.7.a : Coupes géoélectriques A, B, E, F	23
Figure 1.7.b : Coupes géoélectriques G, H, L	24
Figure 2.2 : Variation des précipitations moyennes mensuelles interannuelles (séries anciennes) ..	27
Figure 2.3 : Variation des précipitations moyennes mensuelles interannuelles (séries récentes)	28
Figure 2.4 : Précipitations moyennes interannuelles des stations pluviométriques de l'ensemble sud-sétifien séries anciennes)	29
Figure 2.5 : Précipitations moyennes interannuelles des stations pluviométriques de l'ensemble sud-sétifien (séries récentes)	30
Figure 2.6 : Variation des températures moyennes mensuelles interannuelles	31
Figure 2.7 : Indice d'aridité de De Martonne	34
Figure 2.8 : Abaque de Verdeil	40
Figure 2.9 : Courbes de l'évapotranspiration mensuelle	45
Figure 4.1 : Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord d'après N. Kazi Tani (1974)....	64
Figure 4.2 : Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord d'après A. Issaâdi et F.Z. Haouchine (1994)	65
Figure 4.3 : Relation strontium vs. Sulfates	77
Figure 4.4 : Cercle des corrélations, plan F1-F2 (éléments majeurs)	81
Figure 4.5 : Cercle des corrélations, plan F1-F3 (éléments majeurs)	81
Figure 4.6 : Espace des individus, plan F1-F2 (éléments majeurs)	82
Figure 4.7 : Espace des individus, plan F1-F3 (éléments majeurs)	82
Figure 4.8 : Cercle des corrélations, plan F1-F2 (éléments mineurs)	85

Figure 4.9 : Espace des individus, plan F1-F2 (éléments mineurs)	
Figure 4.10 : Echange de base	
Figure 4.11 : Origine du calcium	
Figure 4.12 : Origine de la salinité	
Figure 4.13 : Représentation sur diagramme de Schoeller-Berkaloff des compositions en éléments majeurs des points P1, P2	
Figure 4.14 : Représentation sur diagramme de Schoeller-Berkaloff des compositions en éléments majeurs des points P3, P4	
Figure 4.15 : Représentation sur diagramme de Schoeller-Berkaloff des compositions en éléments majeurs des points P5, P6	
Figure 4.16 : Représentation sur diagramme de Schoeller-Berkaloff des compositions en éléments majeurs des points P7	
Figure 4.17 : Représentation sur diagramme de Piper des compositions en éléments majeurs.....	
Figure 5.1 : Solubilité des différentes espèces de la silice en fonction de la température	
Figure 5.2 : Abaques de correction tenant compte du magnésium	
Figure 5.3 : Corrélations des températures mesurées et celles calculées avec les géothermomètres T1, T2 et T3	
Figure 5.4 : Corrélations des températures mesurées et celles calculées avec les géothermomètres Na/K	
Figure 5.5 : Corrélations des températures mesurées et celles calculées avec le géothermomètre Na-K-Ca	

Avant propos

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à toutes les personnes qui m'ont permis de mener à bien ce modeste travail.

Je remercie tout particulièrement monsieur Boudoukha Abderrahmane, professeur à l'université de Batna, de m'avoir encadré et suivi mon travail de près avec sa rigueur scientifique et ses précieux conseils;

Et messieurs les membres du jury:

- ✓ monsieur Bensaïd Rabeh, maître de conférence à l'université de Batna ;
- ✓ monsieur Djabri Larbi, professeur à l'université de Annaba, pour l'aide qu'il m'a apportée et pour son chaleureux accueil à Annaba;
- ✓ monsieur Chadi Mohamed, maître de conférence à l'université de Constantine.

Sans oublier messieurs:

- ✓ Lahbari Noureddine, le chef de département de l'hydraulique, université de Batna;
- ✓ Djaïz Fouad, maître assistant à l'université de Batna;
- ✓ Chabour Nabil maître assistant à l'université de Constantine;
- ✓ Ayache Rachid maître assistant à l'université de Batna.

Mes remerciements les plus vifs à toutes les personnes qui m'ont facilité la tâche pour acquérir les documents nécessaires à la réalisation de ce travail et qui m'ont accueilli et assisté aux sièges de:

- ✓ ANRH; l'agence nationale des ressources hydriques Constantine (laboratoire de chimie);
- ✓ ANRH; l'agence nationale des ressources hydriques Alger (laboratoire de chimie);
- ✓ CRD; centre de recherches et de développement SONATRACH Boumerdes (département de caractérisation et mobilisation des réservoirs);

- ✓ ORGM; office national de recherche géologique et minière Alger (bibliothèque);
- ✓ ORGM; office national de recherche géologique et minière Boumerdes (laboratoire de chimie);
- ✓ CRNA; centre de recherche nucléaire d'Alger (laboratoire des radio-isotopes);
- ✓ ONM; office national de la météorologie de Constantine (service climatologie);
- ✓ département de l'hydrogéologie, faculté des sciences de la terre université de sciences et technologie Houari Boumediene Alger (bibliothèque);
- ✓ département de l'hydrogéologie de la faculté des sciences de la terre université de Constantine (bibliothèque).

Mes meilleurs remerciements à mon père et mon frère Ali pour m'avoir accompagné sur le terrain, ma soeur Ouahiba et son amie Karina, tous mes frères, sœurs amis et collègues, en particulier Derdour Zine El Abidine, qui m'ont encouragé et aidé pour réaliser de ce modeste travail.

Introduction générale

Les recherches scientifiques menées sur les eaux thermales sont d'un grand intérêt. En effet ces recherches basées sur diverses disciplines scientifiques, ont permis d'apprécier le phénomène du thermalisme (qui a été jusqu'à un temps récent considéré comme phénomène surnaturel) comme phénomène naturel et de définir l'origine des eaux dites thermales ainsi que leurs zones d'alimentation et leurs processus d'acquisition de la température et de la minéralisation.

Il est intéressant de savoir qu'en 1823 furent effectuées les premières études scientifiques sur le thermalisme en Algérie et que fut mise en place la première réglementation en vigueur portant sur des données médicales précises. Il est intéressant aussi de citer quelques auteurs qui ont contribué avec leurs travaux en Algérie dans ce domaine:

- ✓ en 1852, M. Ville publia ses recherches sur "Les roches, les eaux et les gîtes minéraux des provinces d'Oran et d'Alger";
- ✓ en 1880, J. Bails publia une notice sur "Les sources thermales et minérales du département d'Oran";
- ✓ en 1889, M. Ville publia une notice sur "Les sources thermales et minérales d'Algérie";
- ✓ en 1923, MM. Pouget et Chouchak effectuèrent une étude très détaillée sur "La radioactivité des eaux algériennes";
- ✓ en 1940 et 1947, S. Guigue étudia "Les sources thermominérales de l'Algérie" dans le cadre de la carte géologique de l'Algérie;
- ✓ en 1974, P. Verdeil publia une carte au 1/500000 des eaux minérales, thermales et thermominérales de l'Algérie;
- ✓ en 1985, H. Dib-Adjoul travailla sur "Le thermalisme de l'Est algérien" dans le cadre de sa thèse de doctorat troisième cycle;
- ✓ en 1992, A. Issaâdi travailla aussi sur "Le thermalisme dans son cadre géostructural" dans le cadre de sa thèse de doctorat d'état.

Le travail que nous présentons ici se rapporte à l'étude des sources thermales de l'ensemble sud-sétifien. Nous souhaitons par ce travail contribuer d'une façon ou d'une autre dans le domaine du thermalisme en Algérie. A signaler que cet ensemble a été entrepris par J.M Vila (1980) dans son œuvre "La chaîne alpine d'Algérie orientale et les confins algéros-tunisiens", où il a attribué le caractère d'allochtonie aux formations qui le constituent.

L'hypothèse d'allochtonie de cet ensemble, qui n'est pas partagée avec A. Issaâdi, peut être mis en cause après les résultats de l'étude géophysique effectuée par la compagnie générale de la géophysique (C.G.G 1973) qui a montré que ces massifs carbonatés sont enfoncés en profondeur qui atteint 1000 m par endroit. Nous avons pensé alors qu'une étude des sources thermales de l'ensemble sud sétifien pourra étayer les résultats de la géophysique et infirmer le caractère d'allochtonie attribué à cet ensemble.

Sept points chauds répartis dans la zone d'étude et dont la température à l'émergence est supérieure à 25 °C ont fait l'objet de notre travail. Des mesures physico-chimiques ont été effectuées sur terrain ainsi que des prélèvements destinés aux analyses chimiques en éléments majeurs, mineurs et radioactifs.

Dans le premier chapitre de ce travail et qui est d'une grande importance, nous décrirons les limites géographiques de la région d'étude ensuite nous examinerons la géologie de cette région dans son cadre lithostratigraphique, structural et géophysique.

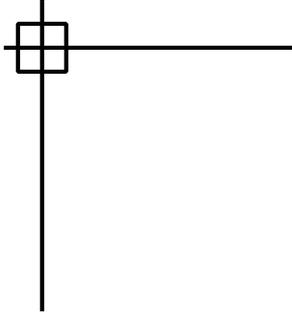
Le deuxième chapitre sera consacré à l'étude du cadre climatique de la région. Nous essayerons de classer la région d'étude suivant un certain nombre d'indices climatiques et d'établir les principaux éléments du bilan hydrique.

Quand au troisième chapitre, il sera consacré à l'étude hydrogéologique de la région où nous essayerons de définir les différents aquifères de la région d'étude.

Le quatrième chapitre et qui est aussi d'une grande importance concernera l'hydrochimie. Cette partie reposera sur les résultats des différentes analyses chimiques des points d'eau concernés. L'interprétation et l'exploitation de ces analyses permettront d'aboutir aux origines géologiques des eaux thermales de la région d'étude.

Dans le cinquième chapitre nous tenterons d'estimer les températures en profondeur des différents points d'eau chaude de la région d'étude en utilisant un certain nombre de géothermomètres chimiques, comme indicateurs possibles des températures des nappes profondes, dont ces eaux proviennent.

Le dernier chapitre, n'étant pas vraiment très exhaustif, sera consacré d'une façon brève à l'étude de la radioactivité des eaux thermales de la région d'étude.



Premier chapitre

Cadre géologique

Premier chapitre

Cadre géologique

1 – Introduction

Les formations sud sétifiennes (figure 1.1) s'étalent entre le méridien de Aïn Taghrout à l'Ouest et celui de Aïn M'lila à l'Est en déterminant d'Ouest en Est et du Nord au Sud des alignements de petits reliefs carbonatés de la Koudiat Della, des Djebels Zdim, Youssef, Braou et Tnoutit, puis plus au Sud des Djebels Sekrine, Kalaoun, Tella, Tafourer, Agmeroaua, Azraouet, Tizourit, Guedamne et Hamouda et enfin au Sud l'ensemble montagneux des djebels Messaouda, Roknia, Zana et Mestaoua.

Selon J.M Vila (1980); à l'exception des Djebels Guergour et Anini, qui apparaissent en fenêtres sous les nappes telliennes, ces formations constituent un vaste paquet d'écaïlles, cet auteur leur a attribué le caractère d'allochtonie.

Cet avis n'est pas partagé avec A. Issaâdi (Le Thermalisme dans son Cadre Géostuctural, Apports à la Connaissance de la Structure Profonde de l'Algérie et de ses Ressources Géothermales 1992, page 36), «il semble en fait, que leur allochtonie ne soit pas justifiée et qu'il s'agisse d'un ensemble de **horsts** et **grabens** relativement continus en profondeur.».

L'hypothèse d'allochtonie de cet ensemble sud sétifien peut être mis en cause après les résultats de l'étude géophysique effectué par la compagnie générale de la géophysique (C.G.G) en 1973 pour le compte de la direction de l'hydraulique de la wilaya de Sétif, cette étude a montré que ces massifs carbonatés sont enfoncés en profondeur qui atteint 1000 m par endroit.

Dans le présent chapitre nous allons essayer de donner une description générale de la géologie de cet ensemble, et nous allons essayer d'argumenter notre encontre à l'hypothèse de J.M Vila, en se basant sur les données de l'étude géophysique élaborée par la C.G.G (1973), sur l'étude hydrochimique élaborée dans le cadre du présent travail (voir chapitre hydrochimie) et les points de vue des chercheurs du domaine tel que A. Issaâdi et A. Boudoukha.

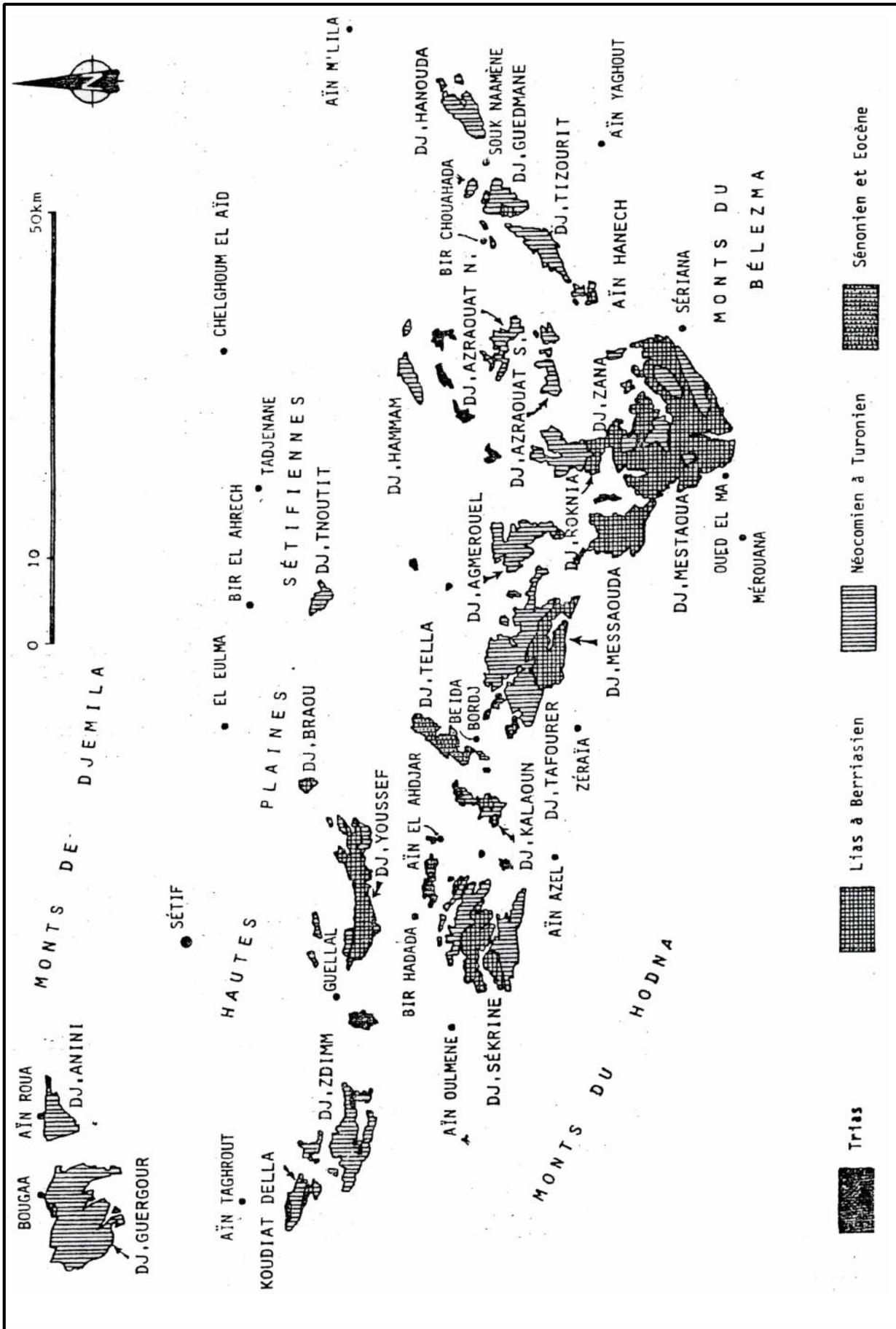


Figure 1.1 – Plan de position simplifié des formations sud-sétifiennes. (J.M Vila 1980)

2 – Disposition générale dans la chaîne alpine

Si nous considérons une coupe transversale de la chaîne alpine à l'échelle de la méditerranée occidentale, nous rencontrons la distribution suivante (figure 1.2):

- au centre, une zone interne caractérisée par la prédominance des affleurements métamorphiques ;
- latéralement, apparaissent successivement :
 - les séries sédimentaires du Secondaire et du Tertiaire qui constituent la chaîne calcaire sous forme de bande étroite et discontinue;
 - la zone externe ou zone de nappes.
- à l'extérieur, ce seront les domaines parautochtones et autochtones : Méséas Ibériques et Marocaines auxquelles on peut rattacher en Algérie, l'ensemble Atlasique.

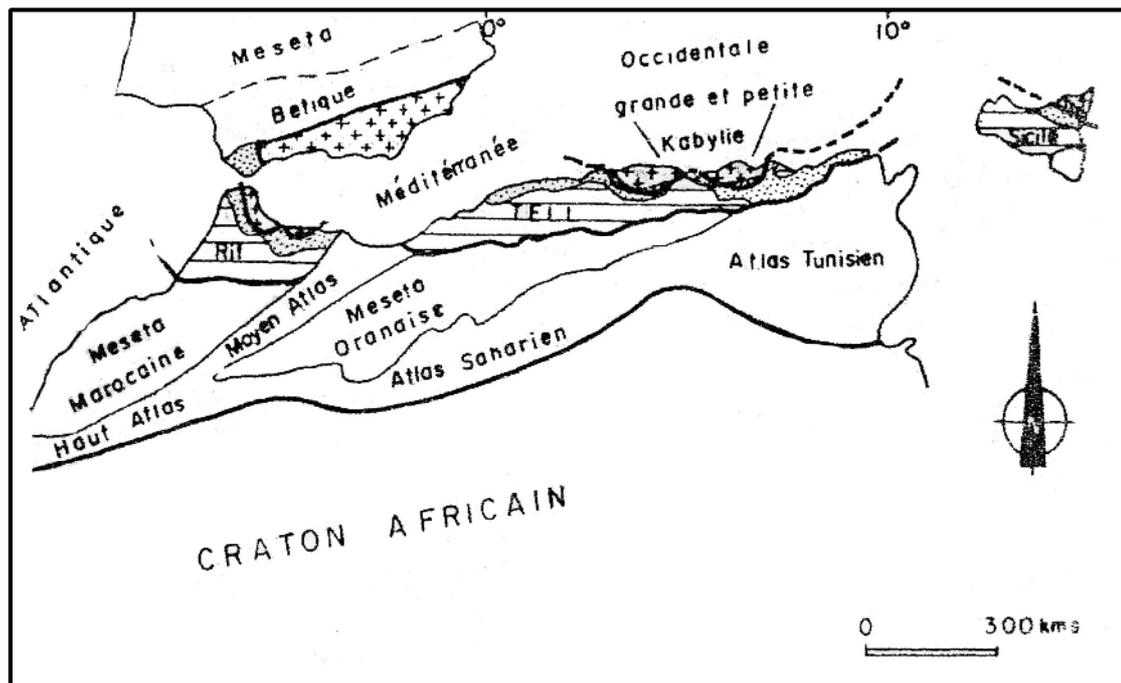


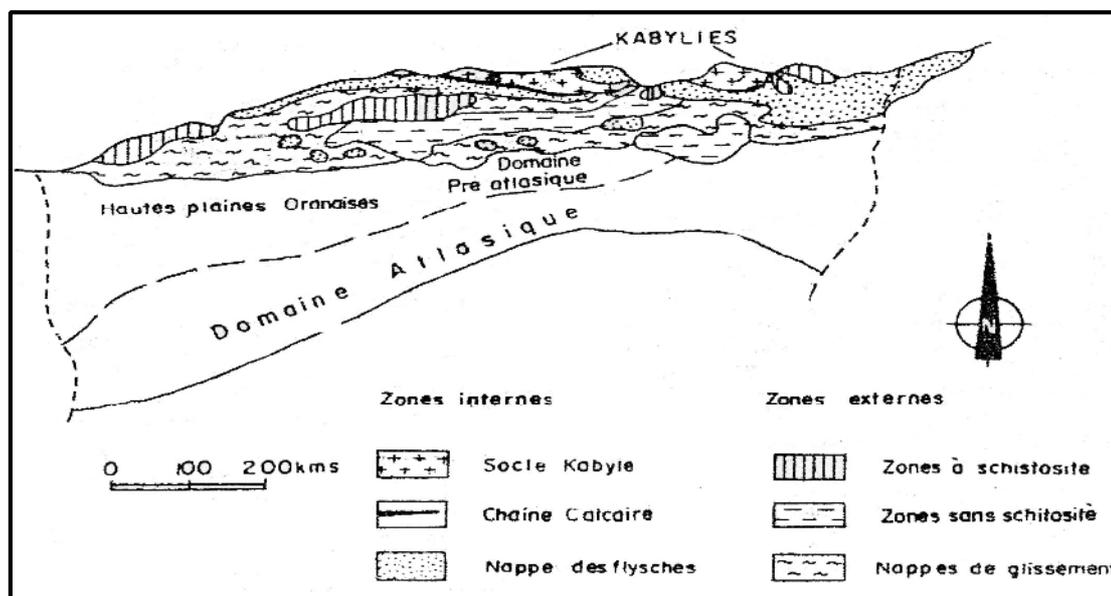
Figure 1.2 – Les grands ensembles structuraux de l'Afrique du Nord.

3 – Disposition particulière en Algérie

Quatre grands ensembles structuraux caractérisent la géologie de l'Algérie (figure 1.3).

On distingue du Nord au Sud:

- le domaine des massifs Primaires kabyles;
- le domaine tellien;
- le domaine présaharien (les hauts plateaux, les hautes plaines et l'atlas saharien);
- le domaine de la plate forme saharienne.



A l'échelle de l'Algérie du Nord-Est, une zonation plus fine montre du Nord au Sud les domaines qu'on va examiner succinctement.

3.1 - Le socle kabyle

C'est un ensemble métamorphique surmonté en discordance par le Paléozoïque.

3.2 - La dorsale

C'est une zone étroite, discontinue qui correspond à un ensemble de lames épilées. Elle est subdivisée en dorsale interne, médiane et externe.

3.3 - Les domaines des flyschs

Les flyschs ont rempli du Néocomien à l'Aquitaniens un large sillon que l'on divise en une partie interne (zones des flyschs mauritaniens) et une partie externe (zones des flyschs massyliens).

2.4 - La zone des nappes telliennes

Il s'agit d'importantes masses allochtones caractérisées par des faciès marneux et marno-calcaires. Structuralement, ces masses présentent un caractère chevauchant vers le Sud.

On distingue :

- les nappes ultra-telliennes;
- les nappes telliennes;
- les nappes peni-telliennes.

3.5 - L'ensemble néritique constantinois

Il correspond aux séries carbonatées de la région constantinoise qui sont relayées à l'Ouest aux séries sud-sétifiennes.

3.6 - L'ensemble sud-sétifien

Il s'agit d'une série de massifs calcaires karstifiés qui détermine d'Ouest à l'Est des alignements de petits reliefs, d'une grande homogénéité de caractère. Cet ensemble fait l'objet de la présente étude.

3.7 – Zone des écailles des Sellaoua

Il s'agit d'une série marneuse ou marno-calcaire à caractère essentiellement pélagique.

3.8 - Le para-autochtone Nord-Aurassien

Représenté par les monts de Ain Yagout, les Djebels Hanout, Marshel, Oum Kchrid, Sidi Rerhis, et Guellif. Ces massifs présentent des plis soit de direction atlasique soit hodnéenne.

3.9 – L'autochtone Nord-Aurassien

Il correspond aux plis lourds de direction atlasique.

4 – Analyse lithostratigraphique

Peu d'auteurs ont travaillé sur la géologie des hautes plaines sétifiennes et plus précisément sur l'ensemble sud sétifien, on peut mentionner J. Savornin (1920) avec son œuvre « Etude géologique de la région d'El Hodna et du plateau sétifien », J. Glaçon (1967) « Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du tell sétifien Algérie » et J.M Vila « La chaîne alpine d'Algérie orientale et les confins algéros-tunisiens ».

Dans le présent travail on retiendra en particulier une synthèse du travail de J.M. Vila qui paraît être le seul à avoir étudié en détail la géologie de l'ensemble sud sétifien, c'est d'ailleurs lui qui lui a attribué la propriété d'allochtonie que nous discuterons par la suite.

Les formations géologiques de cet ensemble seront décrites de la plus récente jusqu'à la plus ancienne comme suit:

^m Miocène marin transgressif

Le Miocène débute par des conglomérats rougeâtres et ravine largement son substratum. Sur le versant sud du Djebel Sékrine, la discordance avoisine 30° et atteint le Barrémien. Au dessus des calcaires gréseux roux, la série se poursuit par des marnes. Au sud de Rokbet El Djemel, ce sont les niveaux marneux qui sont surtout visibles.

^{emn} Eocène calcaire

L'Eocène calcaire affleure à Chouf Ettine où sont visibles quelques mètres de calcaires clairs à silex désordonnés.

^{e1} Paléocène

Quelques pointements sont connus à Chouf Ettine et à la Koudiat Tella.

^{ss} Sénonien

Le Sénonien supérieur n'affleure qu'au Nord de Djebel Sékrine, à Djebel Kalaoun, à Chouf Ettine à la Koudiat Tella. Il se compose de barres calcaires rousses bien datées du Maestrichtien à Chouf Ettine.

Le Sénonien inférieur n'a été reconnu qu'à la pointe est de Djebel Anini où il est représenté par des placages bréchiques polygéniques à éléments de Cénomano-Turonien carbonaté.

A l'Ouest de Djebel Zdim, le Sénonien inférieur débute par un hard-ground et ne comporte qu'une dizaine de mètres de marnes sombres.

^c Cénomaniens et Turoniens

Le Cénomaniens et le Turoniens correspondent à une barre carbonatée qui débute par des niveaux dolomitiques. La formation devient micritique au sommet.

^{vn} Albien et Vraconien

L'Albien et le Vraconien correspondent à un ensemble à dominance marneuse dont le sommet peut représenter le Cénomaniens inférieur.

ⁿ⁵ Aptien carbonaté

Il s'agit de 250 à 300 m de calcaires en gros bancs à Orbitolines, de calcaires grossiers ou noduleux à Nérinées, de biosparites à Rudistes, avec de minces intercalations marneuses.

^{n5a} Aptien marneux

C'est un repère où dominant les marnes jaunâtres très caractéristiques, bien datées de l'Aptien inférieur. La série ne dépasse pas 60 m d'épaisseur.

ⁿ⁴ Barrémien

Le Barrémien est une série complexe composée de calcaires, de dolomies et de grès avec de minces intercalations argileuses ou marneuses.

ⁿ¹⁻³ Néocomien

Le Néocomien correspond à un nouvel épisode argileux ou marneux. A la base, les ammonites indiquent le Berriasien à Djebel Sékrine.

L'épaisseur du Néocomien atteint en général une centaine de mètres. La série commence presque toujours par un hard-ground.

^j Jurassique supérieur calcaire

Le jurassique supérieur calcaire est une masse de calcaires massifs en gros bancs de 80 m d'épaisseur à l'Ouest et de près de 300 m à Djebel Zana. Les bancs, épais de plusieurs mètres, ont un aspect superficiel de peau d'éléphant très caractéristique.

^{jd} Jurassique dolomitique inférieur indifférencié

Les dolomies envahissent la série supra-liasique dans l'angle sud-est de l'ensemble. Ailleurs elles s'intercalent entre le Lias et le Jurassique supérieur. Elles peuvent donc représenter la totalité du jurassique moyen et supérieur ou le Jurassique moyen seulement.

^{ji} Dogger calcaire

A Djebel Sékrine et localement à Djebel Tafourer on observe au-dessus des dolomies fini-jurassiques ou en lentilles isolées, des calcaires gris en petits bancs à grain fin.

^l Lias

Le Lias correspond à une mince série argilo-marneuse qui recouvre un nouvel ensemble dolomitique assez épais. à Djebel Youssef, des niveaux marneux ont livré une abondante microfaune du Toarcien.

Le Lias dolomitique peut dépasser une centaine de mètres d'épaisseur. à Djebel Tafourer, les niveaux marneux ont livré des Ammonites du Toarcien.

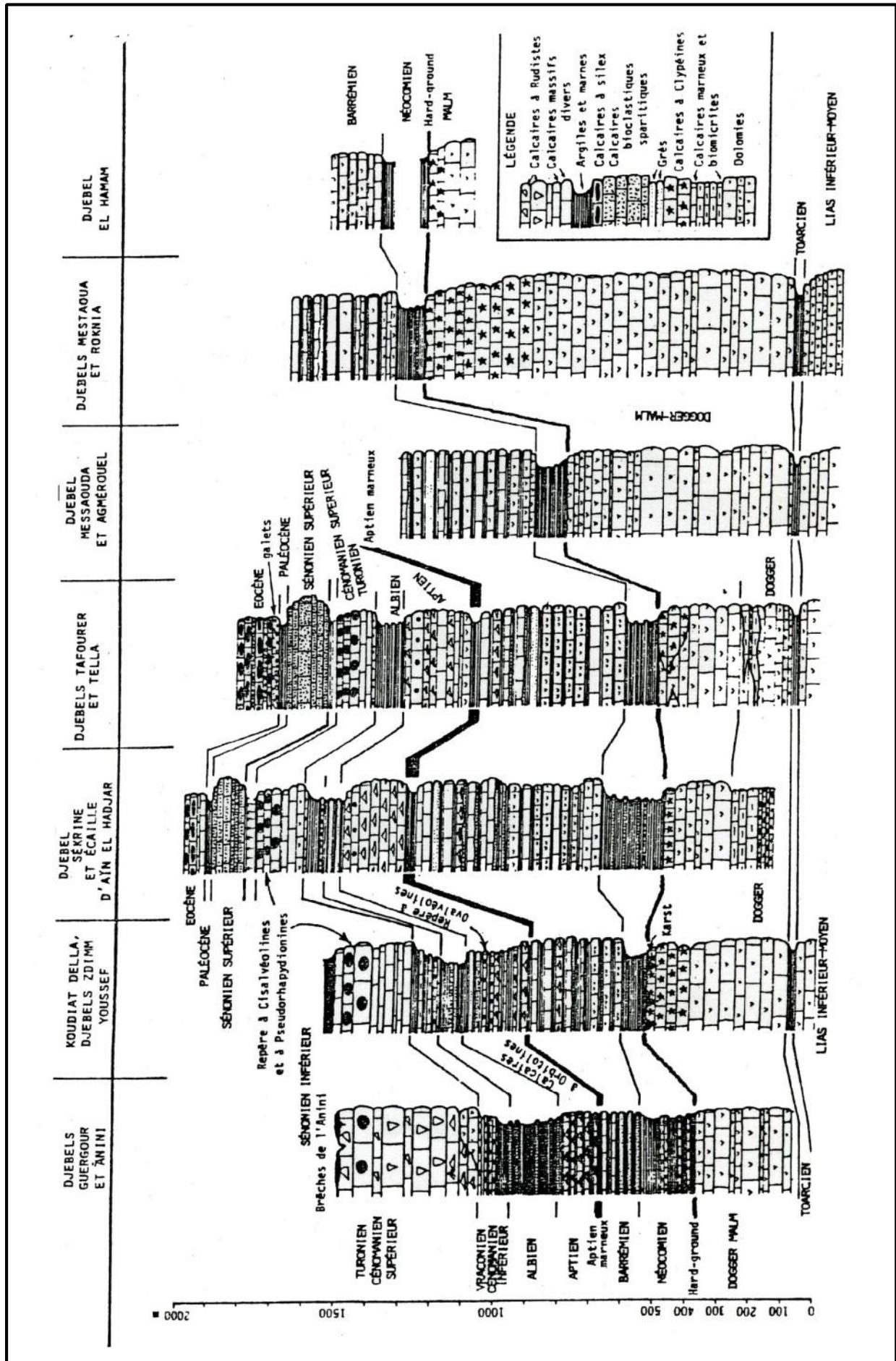


Figure 1.4 – Tableau de corrélation des séries typiques de l'ensemble sud-sétifien. (J.M Vila 1980)

5 – Aperçu structural

Les massifs constituant la série sud-sétifienne présentent trois types de relations structurales (J.M Vila 1980) résumées comme suit:

- au Sud, ils recouvrent anormalement les plis emboutis de l'autochtone atlasique;
- dans les hautes plaines sétifiennes, ils présentent des accidents tangentiels internes jalonnés de Trias. Ce sont les écailles sétifiennes de Savornin (1920);
- au Nord, les djebels Guergour et Anini apparaissent en fenêtre sous la nappe de Djemila (Vila et Leikine, 1976).

Ces arguments mis en avant par l'auteur pour étayer l'allochtonie de ces différentes unités tectoniques ne reflétaient pas la réalité sur terrain. Ainsi, le soit disant Miocène servant de couverture de l'ensemble sud setifien est engagé sous la nappe néritique constantinoise représente en fait le Cénomaniens en couverture normale (Chadi M., 2004).

Les arguments géophysiques et hydrogéologiques sont en faveur de cette hypothèse. L'examen des coupes géophysiques (figures 1.6a, 1.6.b, 1.6.c, 1.7.a et 1.7b) des différentes études géophysiques qui ont été effectuées dans la région (C.G.G 1973), au droit de ces massifs carbonatés de Djebel Youssef, Braou, Zana, montre une continuité de ces formations en profondeur jusqu'à plus de 1000 m par endroit, ceci est à l'encontre de l'hypothèse d'allochtonie qui stipule que ces massifs calcaires reposent sur une autre formation conductrice principalement triasique.

La présence d'importantes ressources en eau dans ces formations carbonatées (Q>200 l/s à Djebel Youssef, 20 l/s à Djebel Tnoutit, 80 l/s à Djebel Azraouet...) malgré leur faible impluvium qui ne peut s'expliquer que par le prolongement de ces aquifères en profondeur. Cette situation a induit une augmentation de la température de l'eau souterraine qui peut atteindre les 40°C et plus par endroit (on a enregistré à Djebel Youssef 43,40°C).

L'hypothèse selon laquelle les formations salées du Trias ont servi de semelle de glissement à ces formations va également à l'encontre des données hydrochimiques de terrain. En effet l'eau issue des ces aquifères a un résidu sec inférieur à 1,7 à 1,8 g/l par

contre les eaux qui traversent les formations salées du Trias ou qui sont issues de ces formations ont un résidu sec 6 g/l (Boudoukha 1988, à Djebel Guerza à l'Est de la source de Hammam Esoukhna).

Donc l'hypothèse de l'allochtonie ne semble plus tenir avec ces arguments hydrogéologiques qui restent à compléter avec des données géologiques comme a été le cas pour « la nappe néritique constantinoise » et « les unités telliennes méridionales à Nummulites » (Chadi M., 2004).

6 - Conclusion

La présence de ces unités au sud sétifien entre les séries telliennes essentiellement marneuses et marno-calcaires qui les recouvrent et le domaine plissé hodnéen caractérise l'ensemble sud-sétifien.

Cette organisation est caractérisée par la présence d'épaisses séries carbonatées, karstifiées et qui renferment d'énormes réserves d'eaux souterraines dans la plus part des cas chaudes et faiblement chargées en sels minéraux. Ces critères lui confèrent une structure en horst et en graben plus qu'une structure en forme de nappe de charriage.

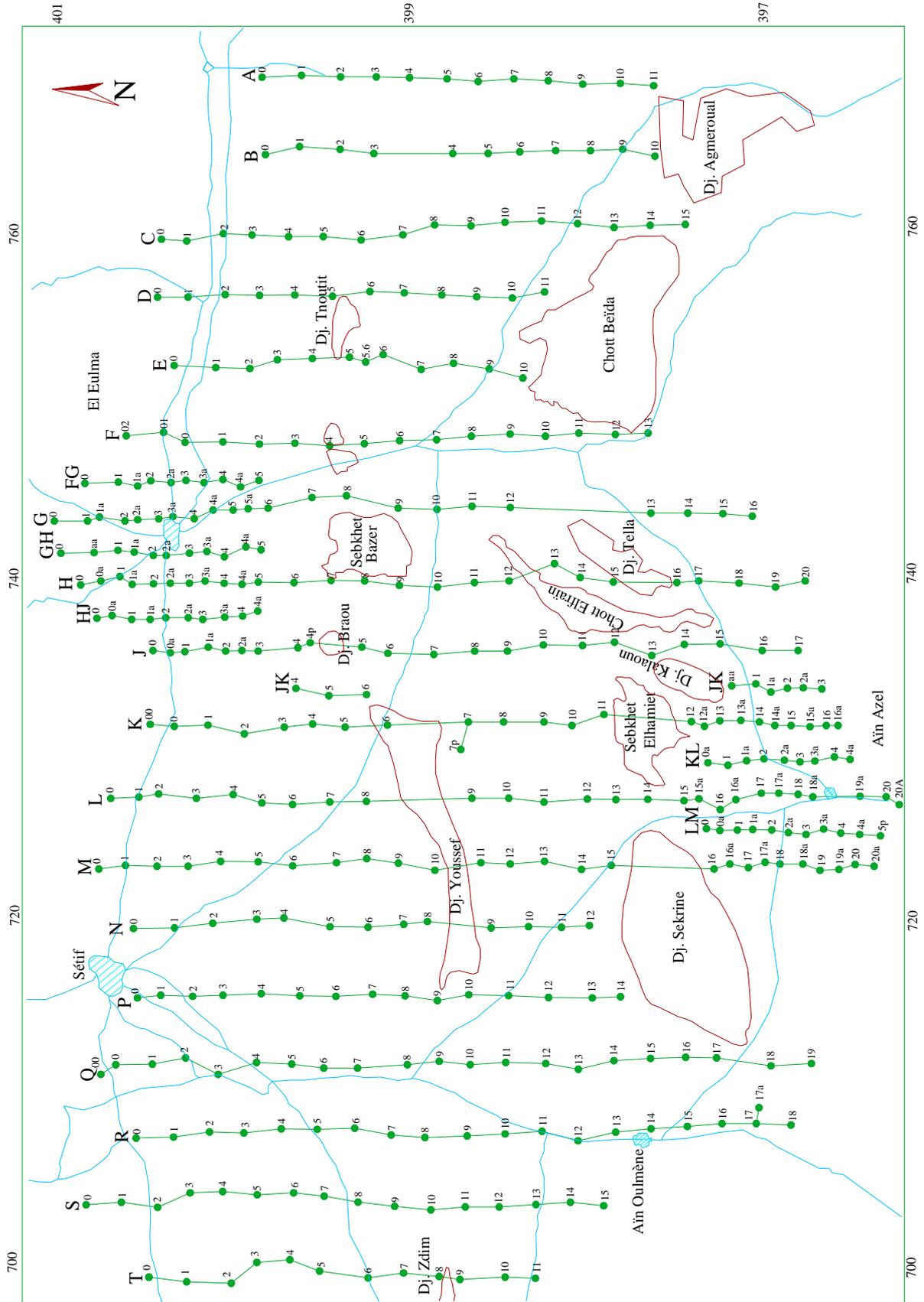
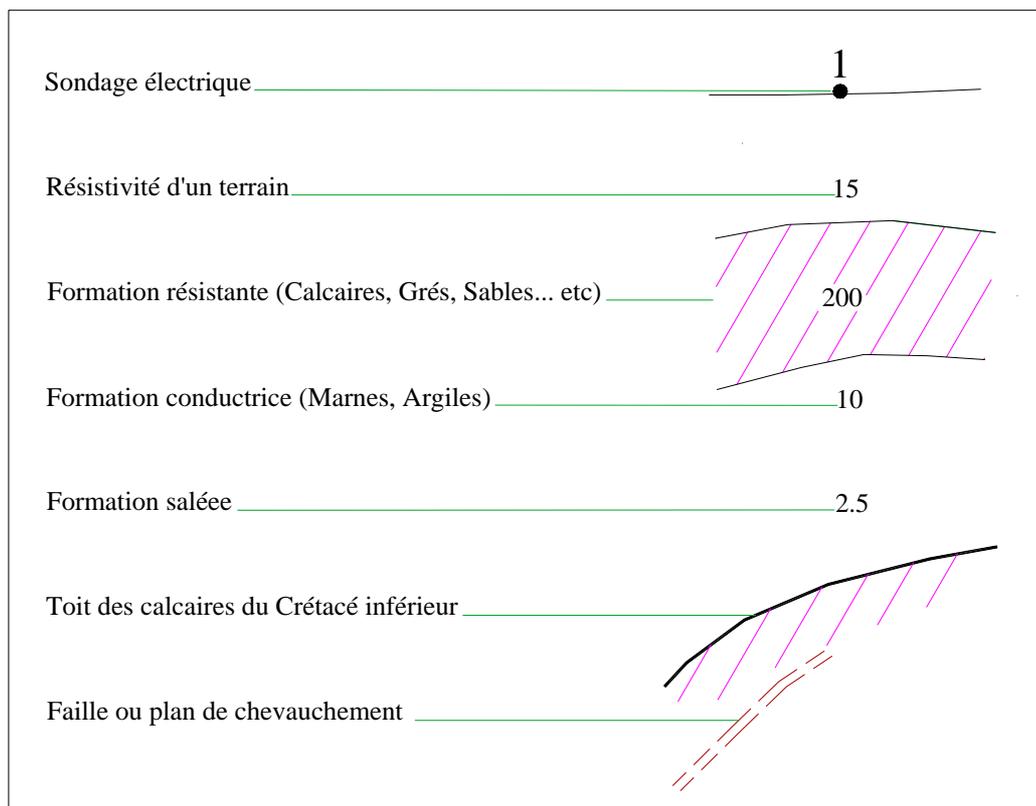


Figure 1.5 – Répartition des sondages électriques dans l'ensemble sud-sétifien .

Légende des coupes géoélectriques:



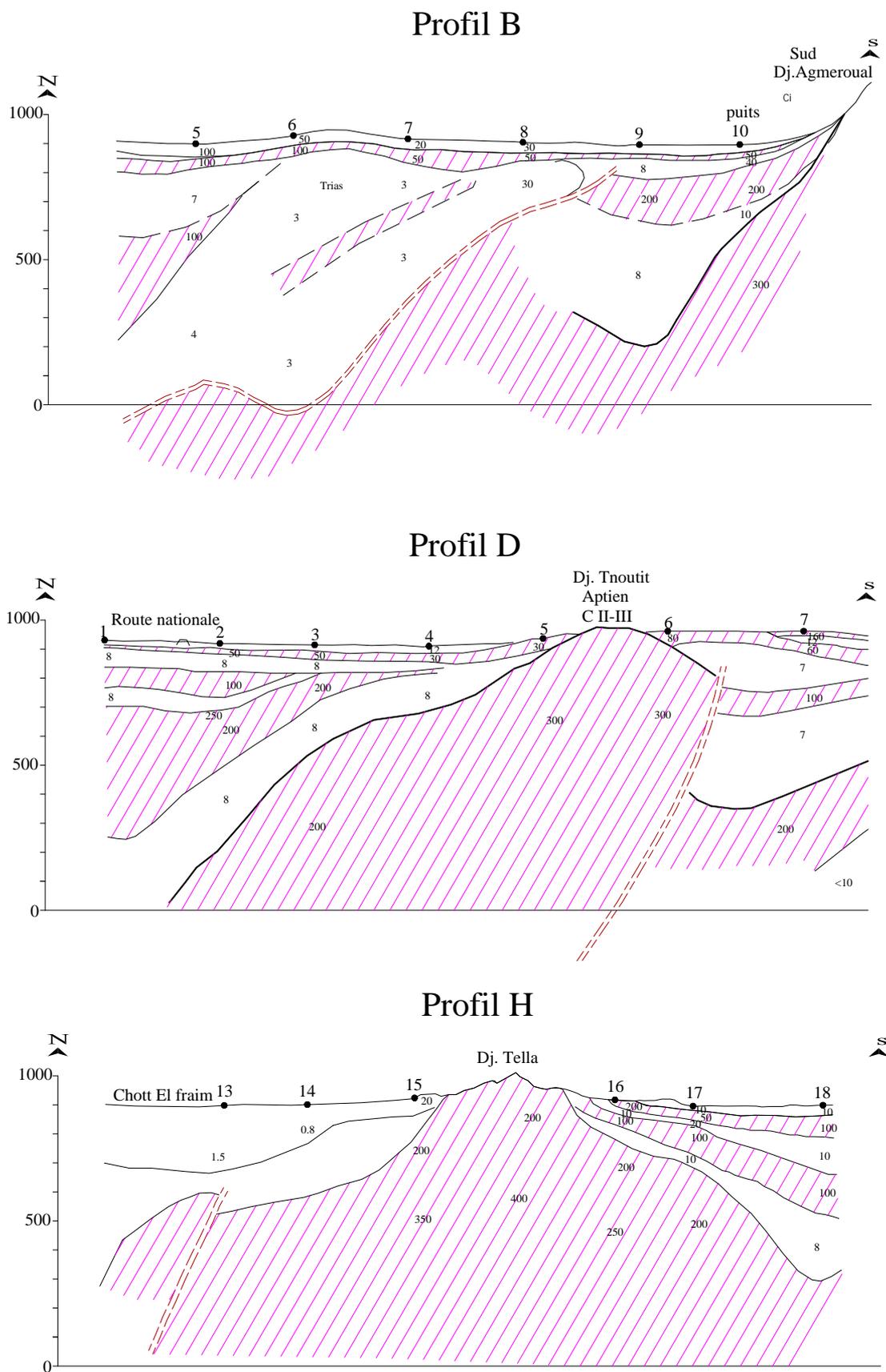


Figure 1.6.a – Coupes géoélectriques B, D, H.

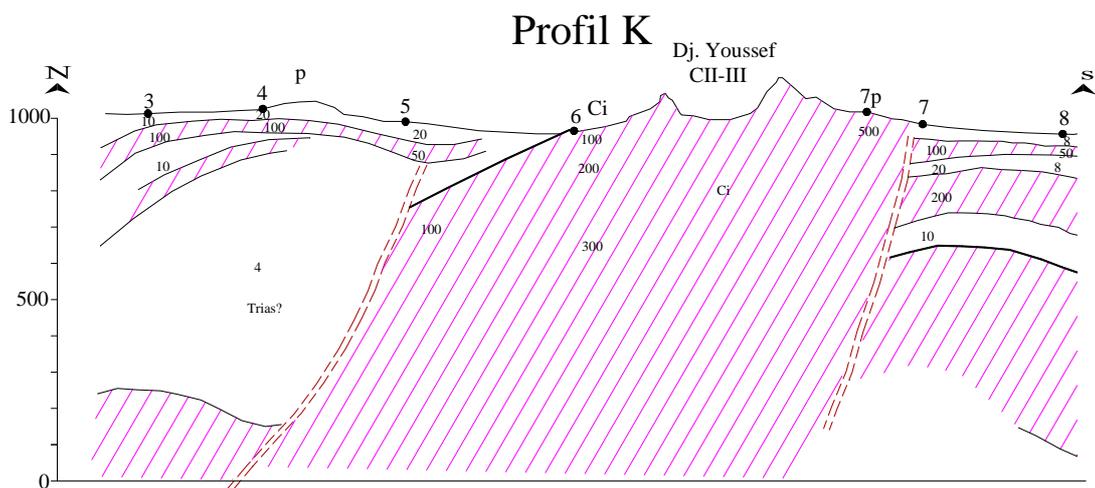
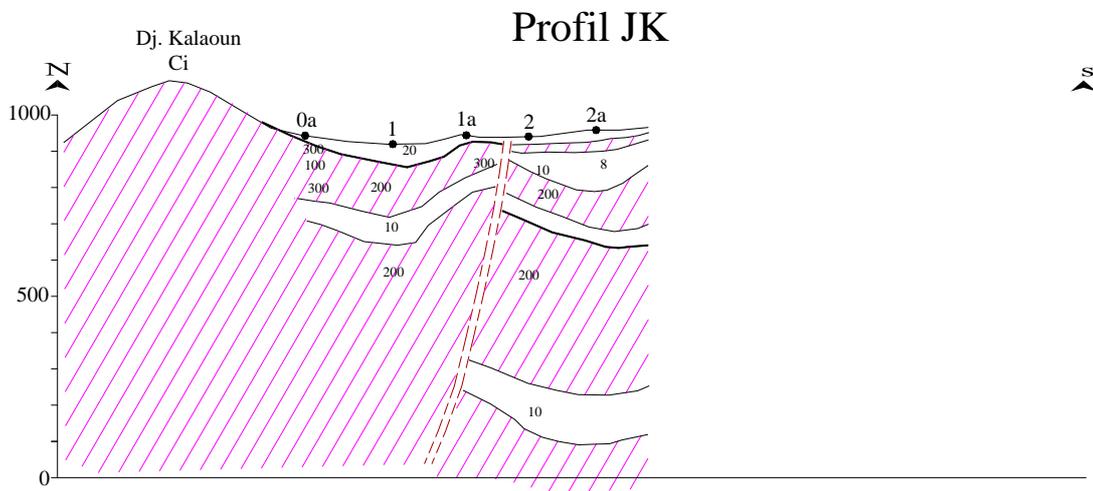
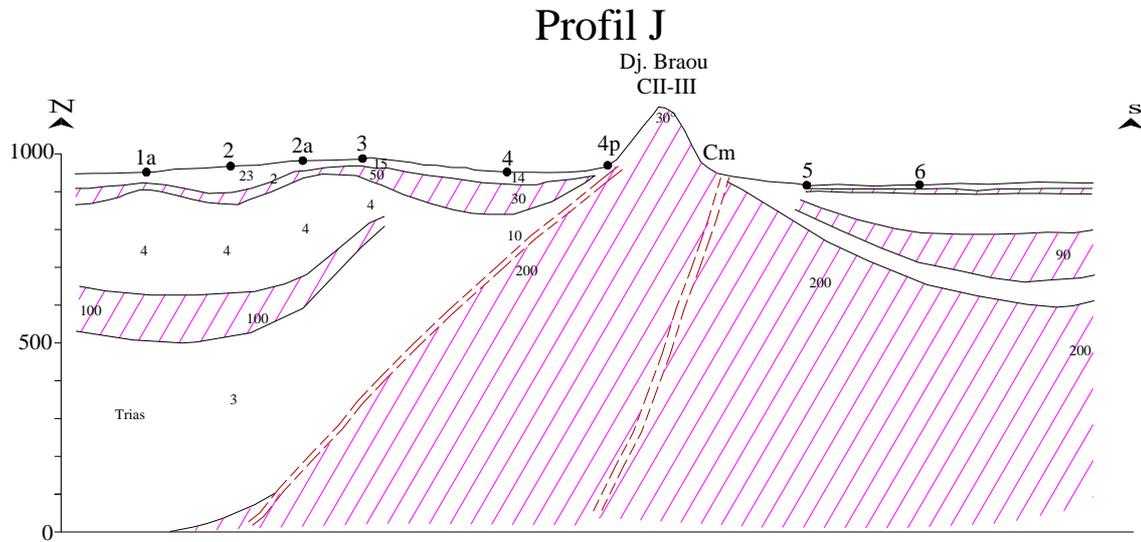


Figure 1.6.b – Coupes géoélectriques J, JK, K.

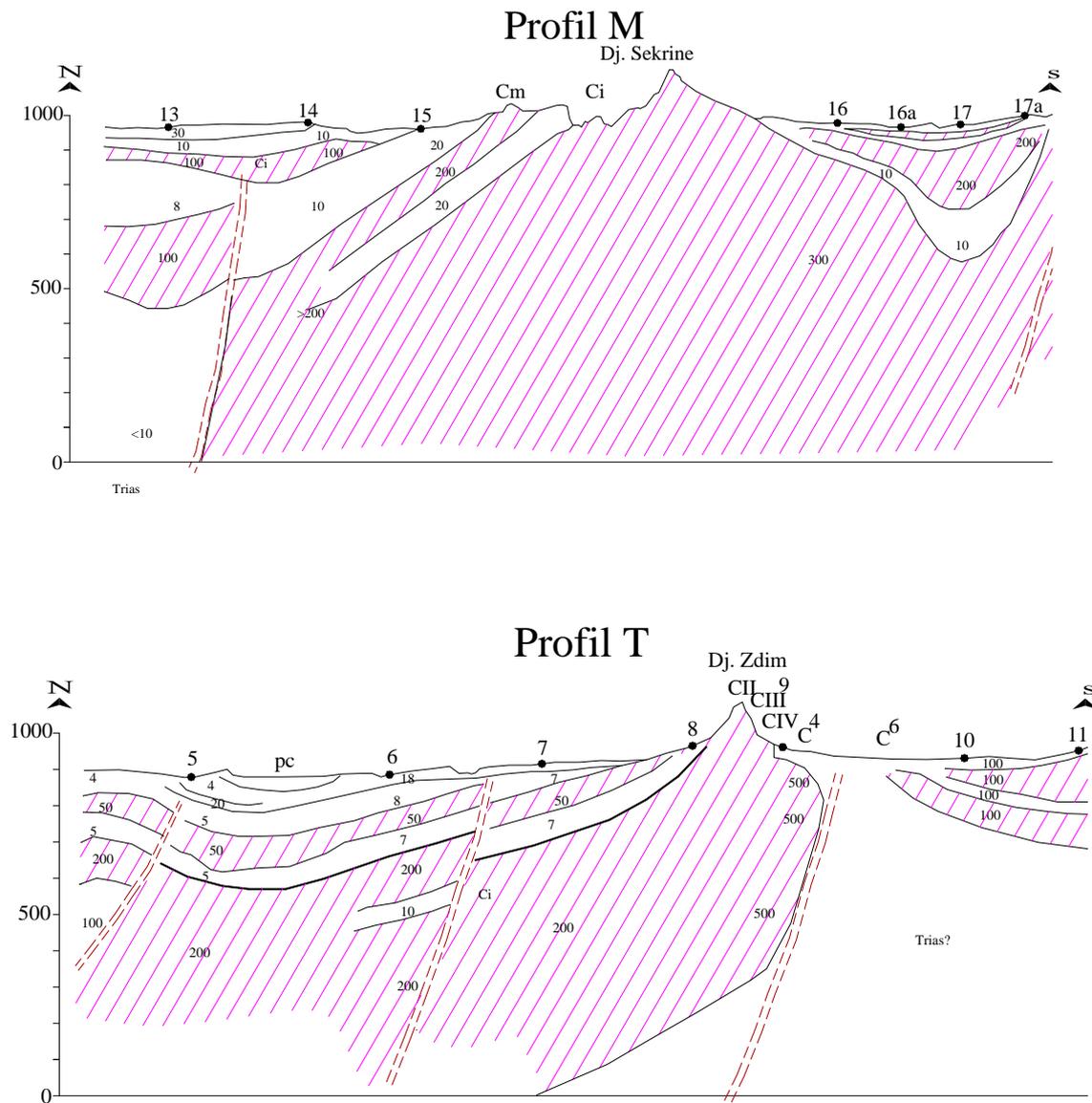


Figure 1.6.c – Coupes géoélectriques M, T.

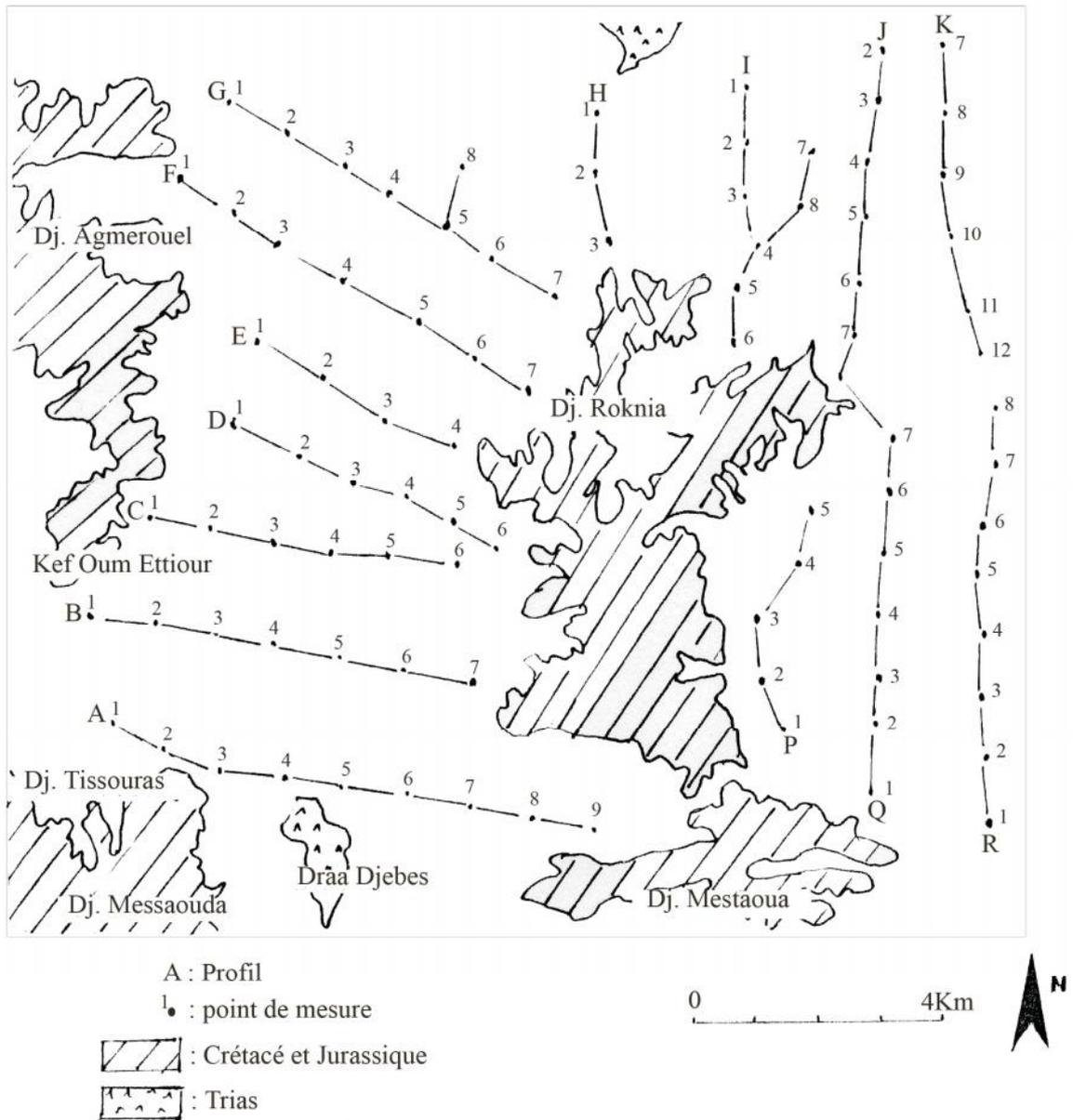


Figure 1.7 – Répartition des sondages électriques dans l'ensemble sud-sétifien (Partie Sud).

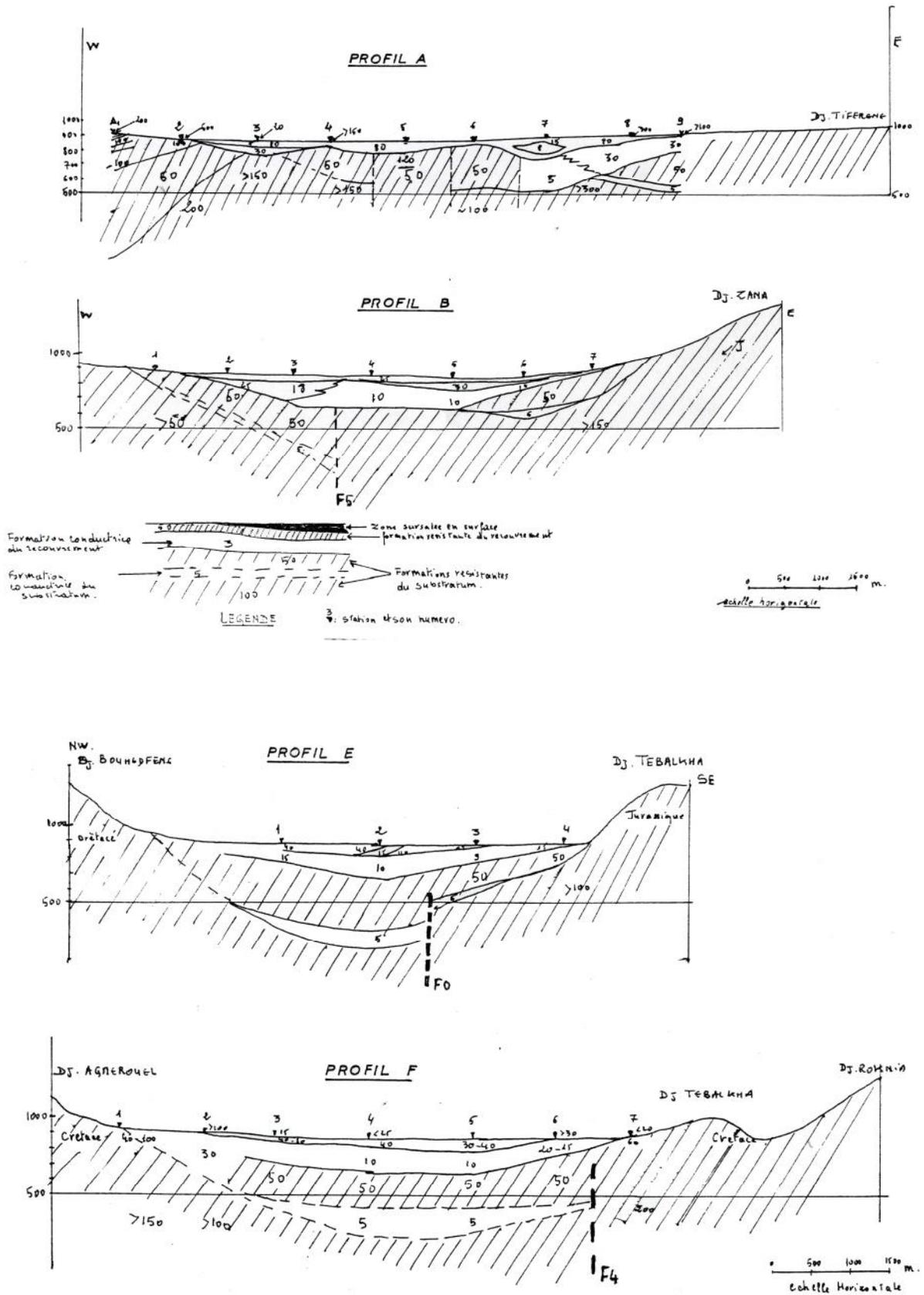


Figure 1.7.a – Coupes géoélectriques A, B, E, F.

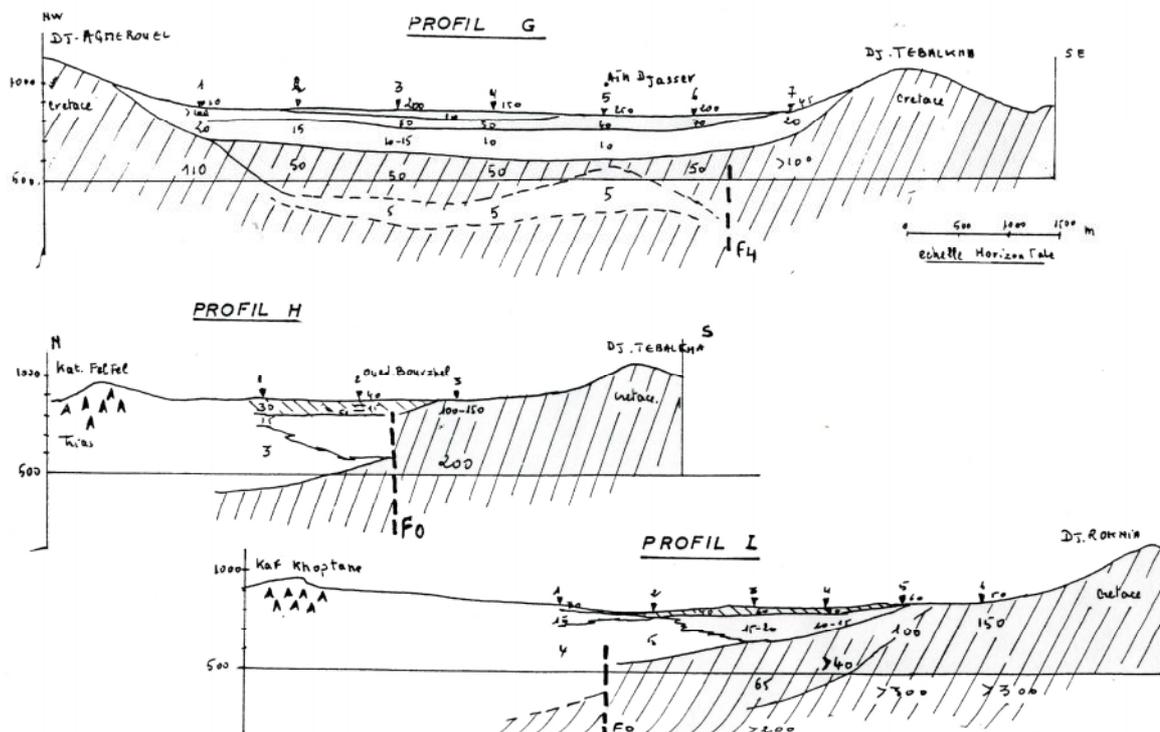
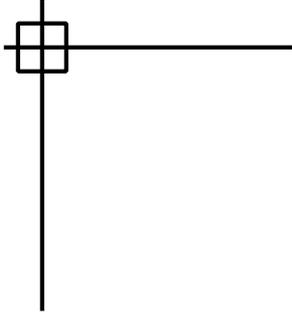


Figure 1.7.b – Coupes géoélectriques G, H, L.



Deuxième chapitre

Cadre climatique

Deuxième chapitre

Cadre climatique

1 – Introduction

L'étude climatologique est d'une importance non négligeable, car elle permet d'analyser des facteurs importants comme la température et les précipitations qui conditionnent le bilan hydrologique et la recharge des aquifères.

2 – Aperçu général sur le climat de la région

Le climat de l'organisation sud-sétifienne est de type méditerranéen semi aride, caractérisé par un hiver relativement tempéré et un été chaud et sec. Cette zone est également caractérisée par une saison pluvieuse qui s'étale du mois de septembre qui annonce l'arrivée des premières pluies de l'automne jusqu'au mois d'avril ou parfois mai qui annonce la fin de la saison humide et le début de la saison sèche.

Cette zone est caractérisée également par la variabilité interannuelle des précipitations, où l'on remarque qu'une grande partie des pluies tombe sur cette zone en quelques semaines sous forme d'averses, et puis de grandes sécheresses s'annoncent après ces averses.

3 – Les précipitations

L'objet du présent chapitre sera l'étude de la variabilité des précipitations sur la base des données pluviométrique de 12 stations pluviométriques (tableau 2.1, 2.2 et 2.3) implantées dans cette zone (figure 2.1). L'examen des données relatives à ces stations ont permis de constater que:

- la répartition spatiale des stations pluviométriques est irrégulière;
- les séries pluviométriques mises à notre disposition sont très hétérogènes;
- pendant la décennie 1960-1970, on a une absence totale ou presque totale des données.

Tableau 2.1 – Caractéristiques des stations pluviométriques.

N°	Nom de la station	X (Km)	Y (Km)	Altitude (m)
01	Ain Azel	754,00	285,70	923
02	Ain El Hadjar	/	/	920
03	Ain Oulmène	734,30	294,80	960
04	Ain Roua	723,08	339,95	1100
05	Bir Chouhada	824,60	295,35	800
06	Bir El Arch	782,30	319,04	1090
07	Bougaâ	/	/	886
08	El Eulma	769,40	320,60	960
09	Oued El Ma	/	/	1050
10	Sétif	740,10	321,85	970
11	Sériana	/	/	925
12	Tadjnent	795,65	318,80	850

Tableau 2.2 – Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm (séries anciennes).

Station	Période	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Total
Ain Azel	1914-38	32	57	41	39	41	35	45	29	51	31	9	17	427
Ain Lahdjar	1922-62	30	37	33	33	29	26	30	33	41	14	6	14	326
Ain Oulmène	1919-62	30	39	32	33	34	24	32	34	36	24	11	10	339
Ain Roua	1927-38	40	54	57	110	111	83	81	67	56	30	10	11	710
Bougaâ	1924-38	33	49	72	82	94	61	57	50	54	21	7	12	592
El Eulma	1913-52	28	29	34	43	47	37	32	31	41	21	8	12	363
Oued El Ma	1922-58	36	44	40	45	48	34	48	43	43	19	7	12	419
Seriana	1927-38	27	27	44	28	48	34	53	52	53	27	5	10	408
Sétif	1913-68	34	38	43	51	52	38	38	35	44	28	11	17	429
Tadjnent	1909-59	33	41	36	42	48	40	38	39	47	24	12	15	415

Tableau 2.3 – Précipitations moyennes mensuelles interannuelles en mm (séries récentes).

Station	Période	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Total
Ain Azel	1990-04	33	29	26	26	36	18	28	30	43	19	3	13	304
Ain Oulmène	1987-04	32	27	27	41	29	21	26	34	44	30	11	17	338
Bir Chouhada	1968-03	29	27	21	31	34	22	34	26	38	17	5	11	295
Bir El Arch	1972-03	35	24	25	31	27	28	32	37	36	19	5	13	313
Bougaâ	1970-03	35	30	50	43	66	49	39	60	41	9	4	10	435
El Eulma	1971-04	42	25	33	43	51	42	42	44	39	24	4	19	408
Oued El Ma	1976-03	24	27	34	36	34	28	28	34	33	18	1	11	308
Tadjnent	1970-04	33	23	28	36	31	24	33	38	39	18	8	18	329
Sétif	1972-93	34	36	33	49	35	35	40	40	52	23	13	16	406

A l'échelle mensuelle on remarque que les mois les moins pluvieux sont ceux de juin, juillet et août avec un minimum de 1 mm enregistré au mois de juin à la station de Oued El Ma et un maximum de 31 mm enregistré au mois de juillet à la station de Ain Azel. Par contre les mois les plus pluvieux sont ceux de décembre, janvier et février avec un minimum de 18 mm enregistré au mois de février à la station de Ain Azel et un maximum de 111 enregistré au mois de janvier à la station de Ain Roua (tableau 2.2, 2.3 et figure 2.2 et 2.3).

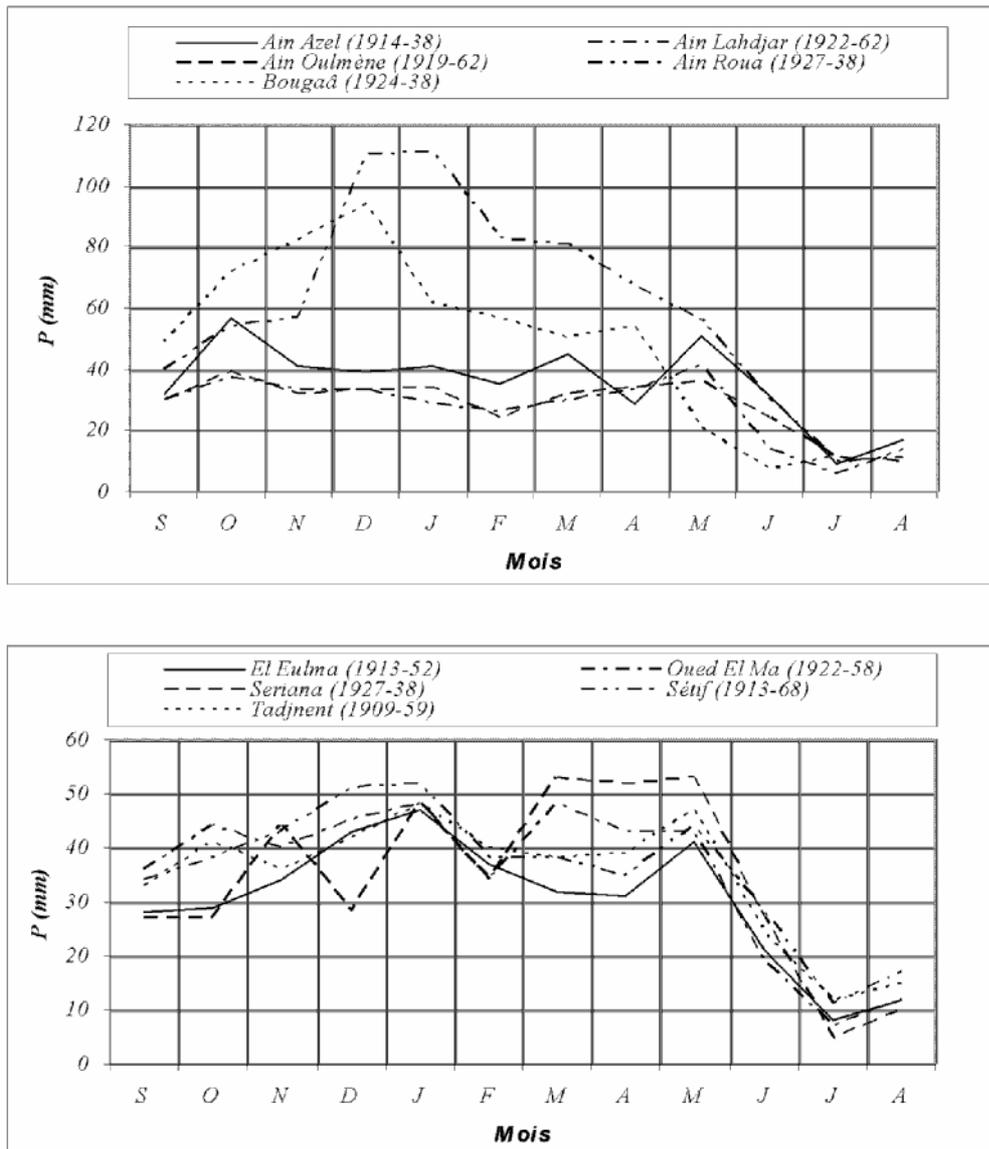


Figure 2.2 – Variation des précipitations moyennes mensuelles interannuelles (séries anciennes).

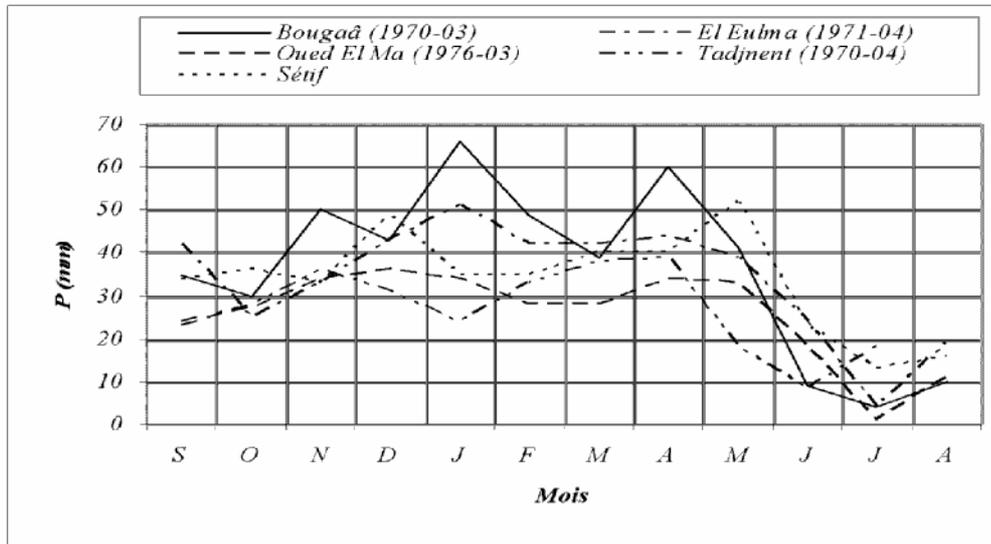
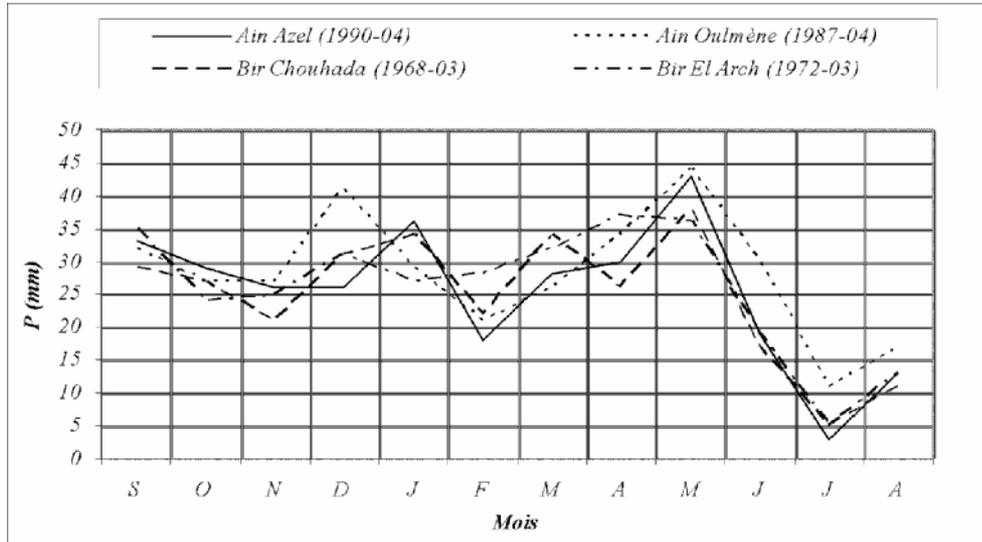


Figure 2.3 – Variation des précipitations moyennes mensuelles interannuelles (séries récentes).

A l'échelle spatiale, on constate que les régions montagneuses de l'extrême Nord de la région, reçoivent les plus fortes précipitations, avec un maximum de 710 mm enregistré à la station de Ain Roua par contre la partie centrale, reçoit moins de 350 mm avec un minimum de 295 mm enregistré à la station de Bir Chouhada dans la zone sud (figures 2.4 et 2.5).

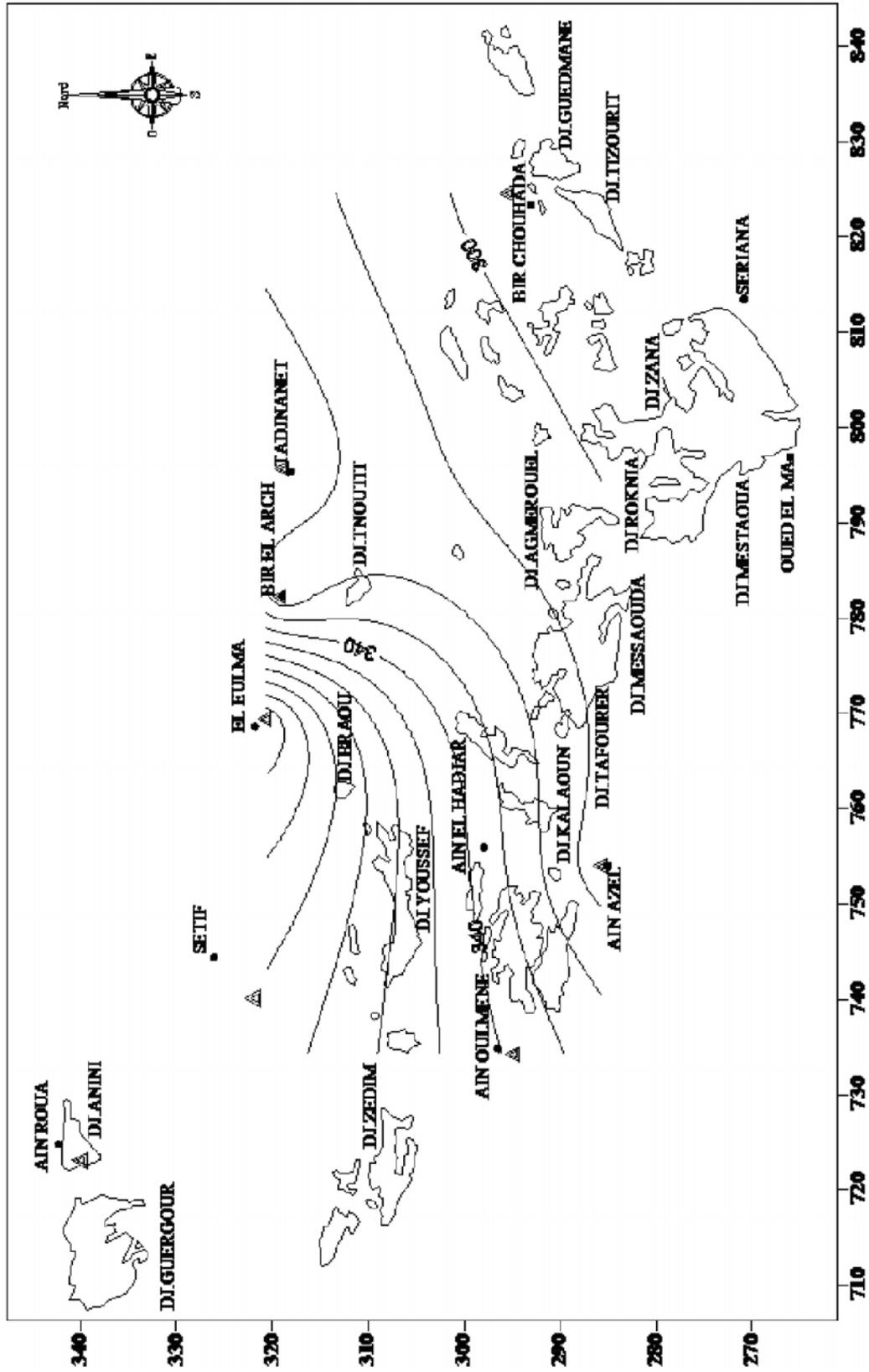


Figure 2.4 - Précipitations moyennes interannuelles des stations pluviométriques de l'ensemble sud-sétifien (séries anciennes).

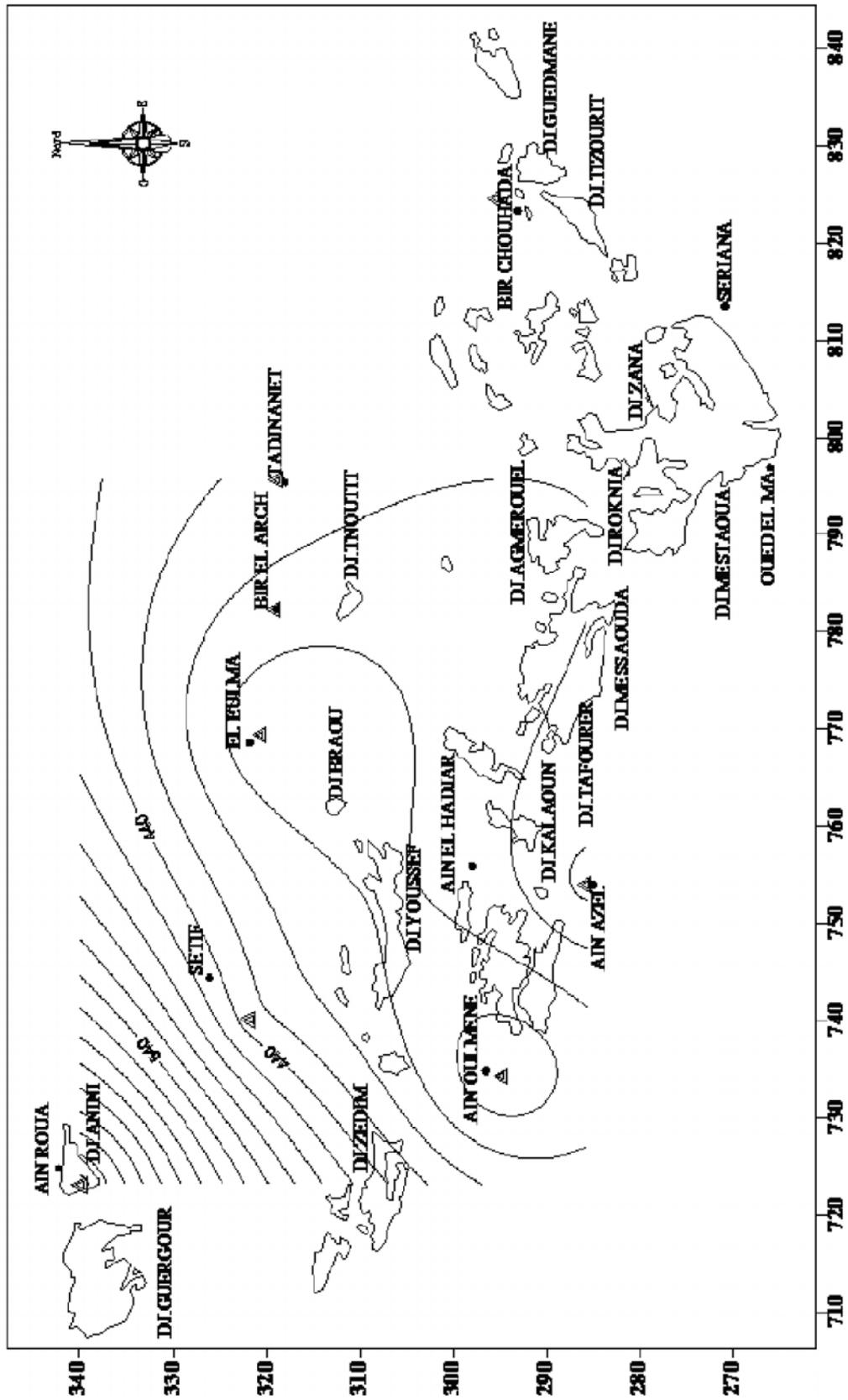


Figure 2.5 - Précipitations moyennes interannuelles des stations pluviométriques de l'ensemble sud-sétifien (séries récentes).

4 – Les températures

L'étude des températures est d'un grand intérêt, car elle permet de quantifier l'évaporation et par conséquent les conditions d'alimentation des aquifères profonds et la concentration des sels dissous dans leurs eaux et de préciser les limites de la thermalité.

Dans le présent paragraphe nous examinerons d'une manière générale les températures qui ont été enregistrées pendant les périodes anciennes et récentes. Ces températures concernent celles des stations d'Ain Azel, Ain Oulmène, Bougaâ, et El Eulma (tableau 2.4) et (figure 2.6).

Tableau 2.4 – Températures moyennes mensuelles interannuelles en °C.

Station	Période	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moyenne
Ain Azel	1990-04	21,4	16,4	10,3	6,2	5,9	8,4	9,6	12,0	17,0	22,6	25,8	25,8	15,1
Ain Oulmène	1987-04	21,1	15,6	10,2	5,8	4,6	5,6	9,0	12,4	17,3	22,9	26,3	25,8	14,7
Bougaâ	1970-03	20,6	13,4	10,6	8,1	6,5	7,4	9,8	12,1	16,5	22,0	26,0	27,3	15,0
El Eulma	1971-04	20,9	15,9	10,3	6,9	6,2	7,7	10,3	12,4	17,9	23	25,7	24,7	15,1
Sétif	1972-93	21	15,3	9,9	5,8	4,7	6,1	8,3	11,3	15,7	21,2	25,7	25,2	14,2

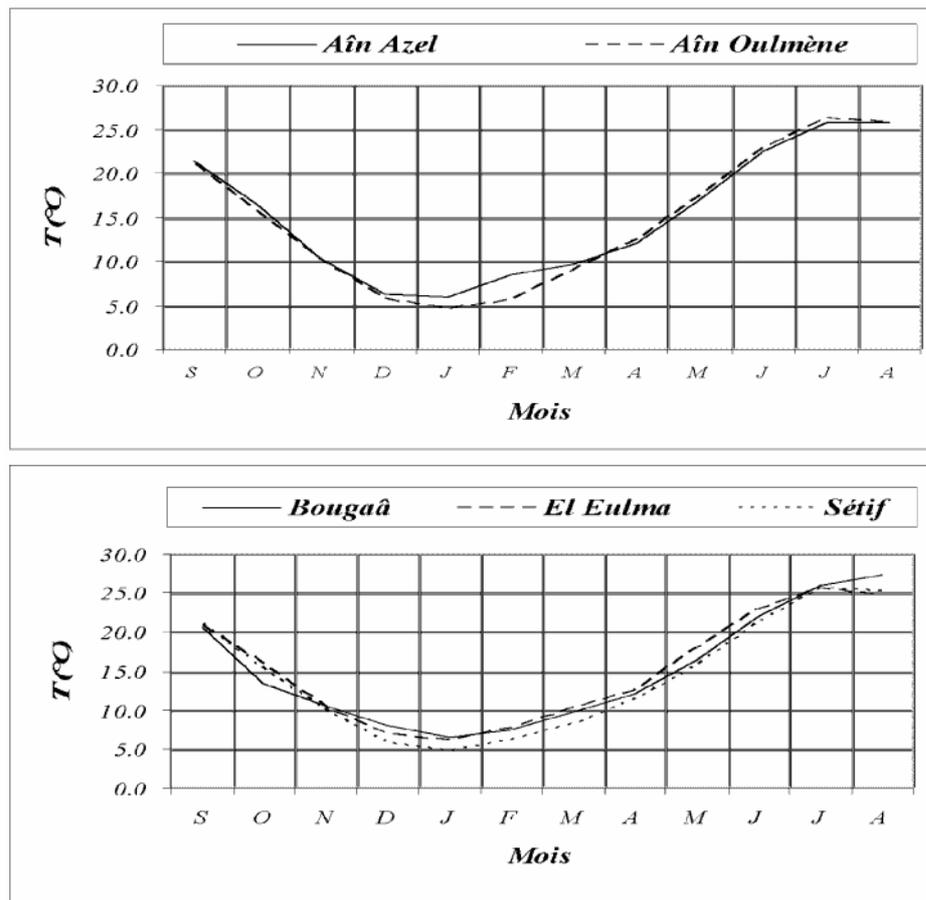


Figure 2.6 – Variation des températures moyennes mensuelles interannuelles.

L'examen de ces données montre que les températures moyennes interannuelles diffèrent légèrement d'une station à l'autre. Celles-ci diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du centre de la zone d'étude. Les mois les plus froids sont : novembre, décembre, janvier, février mars et avril. Durant ces mois on enregistre les températures les plus basses, quand à celles du reste des mois, elles sont plus élevées. La température moyenne minimale est enregistrée au mois de janvier à la station de Ain Oulmène avec 4,6°C et la température moyenne maximale est enregistrée au mois d'août à la station de Bougaâ avec 27,3°C.

5 – Les indices climatiques

Dans le présent paragraphe nous essayerons d'évaluer les indices climatiques et de classer la zone d'étude selon ces indices.

Il existe beaucoup de méthodes et de formules qui permettent d'évaluer les indices climatiques, nous citons celle de De Martonne, d'Emberger, de Moral, de Stewart et celle d'Euverte.

Pour notre cas nous nous contenterons de calculer l'indice d'aridité annuel de De Martonne et l'indice pluviométrique annuel de Moral et cela en se basant sur les températures mesurées dans les stations d'Aïn Azel, Aïn Oulmène, Bougaâ et Sétif.

5.1 – Indice d'aridité de De Martonne

Cet indice proposé par De Martonne en 1923 est fondé sur le régime des précipitations et sur les températures, il est calculé par la formule suivante :

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

Où :

I : indice d'aridité annuel de De Martonne;

P : précipitations moyennes annuelles (mm);

T : température moyenne annuelle (°C).

Selon Martonne :

- pour des valeurs de I inférieur à 5 on est en présence d'un régime hyper aride;

- pour des valeurs de I comprises entre 5 et 10 on est en présence d'un régime désertique;
- pour des valeurs de I comprises entre 10 et 20 on est en présence d'un régime semi aride, mais tout dépend de la répartition saisonnière des pluies.

Les différentes valeurs de l'indice d'aridité calculé selon la formule de De Martonne sont portées dans le tableau 2.5.

Tableau 2.5 – Indices d'aridité de De Martonne.

Station	Période	P (mm)	T (°C)	I	Climat
Ain Azel	1990-04	304	15,1	12	Semi aride
Ain Oulmène	1987-04	338	14,7	14	Semi aride
Bougaâ	1970-03	435	15,0	17	Semi aride
El Eulma	1971-04	408	15,1	16	Semi aride
Sétif	1972-93	406	14,2	17	Semi aride

La valeur la plus élevée est observée dans la station de Bougaâ et celle de Sétif, et la valeur minimale est observée dans la station de Ain Azel. Selon cet indice la zone d'étude est une zone ayant un climat semi aride.

Pour préciser les conditions de la semi-aridité estivale, les élèves de De Martonne avaient proposé l'utilisation d'un indice d'aridité mensuel et dont la relation est la suivante :

$$I = \frac{12P}{T + 10}$$

Où :

P : précipitations du mois considéré ; multiplié par 12 pour rendre cet indice comparable à l'indice annuel, (mm).

Un abaque donné par De Martonne permet de représenter les différentes stations (figure 2.7), l'ensemble des stations étudiées se trouve dans la zone à régime semi aride à écoulement temporaire.

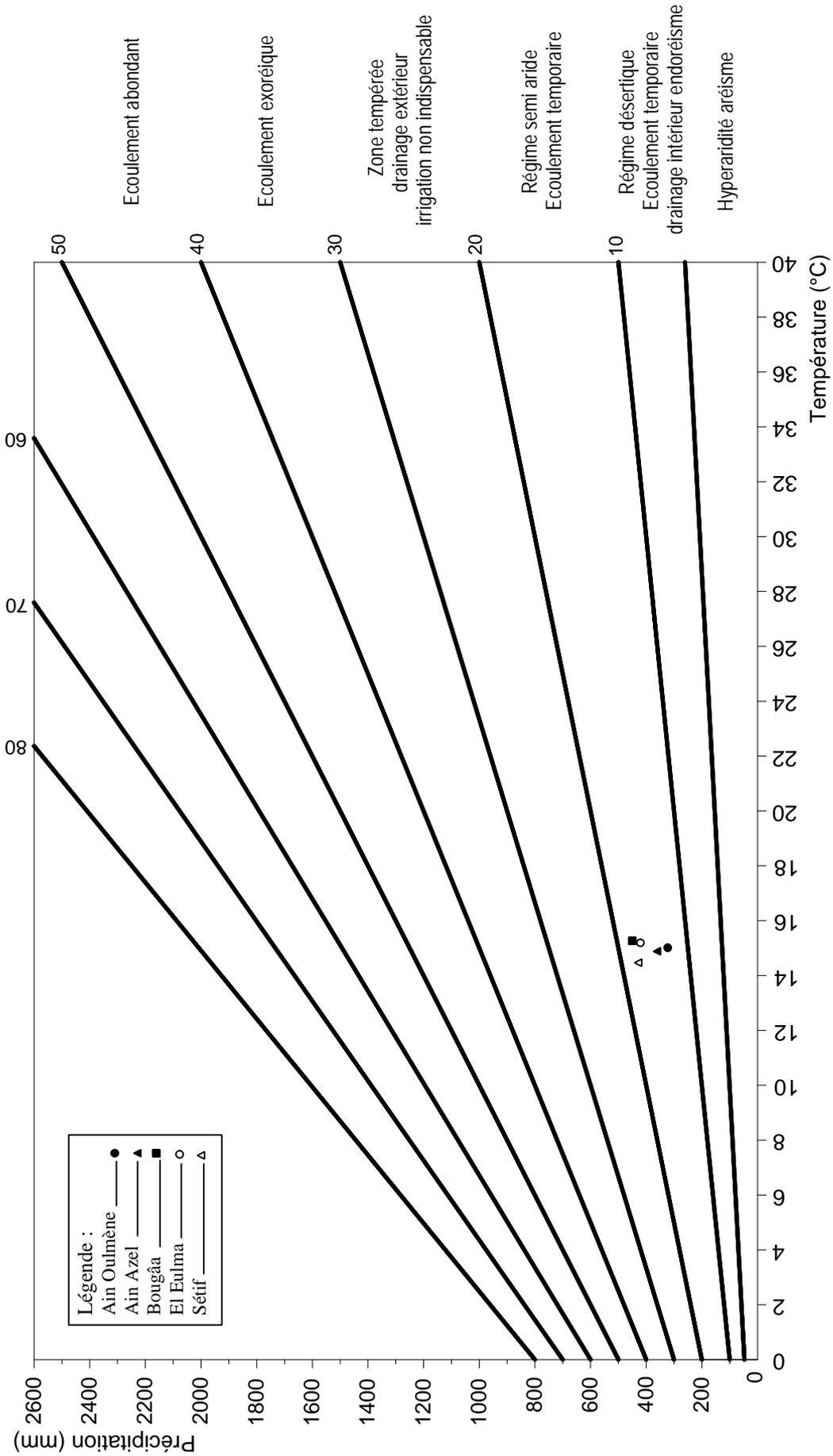


Figure 2.7 - Indice d'aridité de De Martonne.

5.2 – Le quotient pluviométrique annuel de Moral

Moral propose en 1964 d'utiliser la relation :

$$I_A = \frac{P}{T^2 - 10T + 200}$$

Où :

I_A : quotient pluviométrique de Moral;

P : précipitations moyennes annuelles (mm);

T : température moyenne annuelle (°C).

Cet indice pluviométrique utilise également la hauteur annuelle des précipitations (P en mm) et les températures moyennes annuelles (T en °C) pour délimiter l'humidité et la sécheresse.

Avec :

$I_A = 1$, on est à la limite de la zone aride;

$I_A < 1$, on est dans un climat sec.

Les différentes valeurs de l'indice d'aridité calculé selon la relation de Moral sont portées dans le tableau 2.6.

Tableau 2.6 – Indices d'aridité de Moral.

Station	Période	P (mm)	T (°C)	I_A
Ain Azel	1990-04	304	15,1	1,10
Ain Oulmène	1987-04	338	14,7	1,25
Bougââ	1970-03	435	15,0	1,58
El Eulma	1971-04	408	15,1	1,47
Sétif	1972-93	406	14,2	1,57

La valeur la plus élevée est observée dans la station de Bougââ, et la valeur minimale est observée dans la station de Ain Azel. Selon cet indice la zone d'étude est une zone ayant un climat semi aride.

6 – Estimation des paramètres du bilan hydrologique

6.1 – Evapotranspiration potentielle ETP

6.1.1 – Méthode de Thornthwaite

Selon Roche (1963) : « L'ETP correspond à l'évaporation d'une surface qui serait suffisamment approvisionnée en eau pour évaporer la quantité d'eau maximale permise par les conditions climatiques ». Ce paramètre est calculé par plusieurs méthodes, la plus répandue est celle de C.W. Thornthwaite présentée, en 1948, et qui ne tient compte que de la température.

$$E.T.P = 16 * \left(10 * \frac{t}{I} \right)^A$$

Où :

ETP: évapotranspiration potentielle (mm);

t : température moyenne mensuelle (°C);

I : indice thermique annuel;

$$I = \sum i$$

i : indice thermique mensuel;

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

a : exposant climatique donné par L.Serra en 1954;

$$a = 0,0161I + 0,5$$

Certains auteurs pensent que les valeurs de l'ETP calculées par la méthode de Thornthwaite sont ou bien sous estimées dans les régions arides et semi-arides, ou bien surestimées dans les régions tropicales humides et équatoriales, pour cette raison l'ETP est multipliée par un facteur de correction K donné par les tables et qui est fonction du temps, du mois et de la latitude du lieu.

$$E.T.P_c = K * E.T.P$$

Où :

ETP: évapotranspiration potentielle (mm);

ETPc: évapotranspiration potentielle corrigée (mm);

K : facteur de correction.

6.1.2 – Méthode de Blaney-Criddle

Cette méthode est l'une des plus largement utilisée pour estimer les besoins en eau des productions agricoles. Une adaptation de cette méthode, aux zones arides et semi arides, est suggérée par la FAO.

Le calcul de l'ETP, selon cette méthode, s'effectue en deux étapes; la première concerne le terme climatique de l'ETP et la deuxième concerne l'ETP des cultures.

$$ETP_{c\ lim} = aF + b$$

Où :

ETP_{clim} : l'ETP climatique (mm);

F : force évaporante de Blaney-Criddle (mm/mois);

a et b: coefficients de correction en fonction des trois paramètres climatiques: l'humidité relative, la vitesse du vent et l'insolation moyenne effective (rapport des heures d'insolation et de la durée astronomique du jour), voir l'annexe I.

La force évaporante de Blaney-Criddle se calcule par la formule ci-dessous :

$$F = p * (8,13 + 0,46 * t)$$

Où :

F: force évaporante de Blaney-Criddle (mm/mois);

p: pourcentage journalier moyen des heures de jour pour un mois et une latitude donnés;

t: température moyenne mensuelle (°C).

$$ETP = K_c * F$$

Où :

ETP: évapotranspiration mensuelle (mm);

K_c : coefficient cultural, il vari de 0,50 à 1,20 pour différentes cultures et diverses zones climatiques;

F: force évaporante de Blaney-Criddle (mm/mois).

Les différentes valeurs de l'ETP calculée selon la méthode de Thornthwaite ainsi que celle de Blaney-Criddle, pour les différentes stations de la région, seront portées ultérieurement dans les tableaux des bilans hydrologiques.

6.2 – Evapotranspiration réelle ETR

Elle correspond à l'évapotranspiration qui se produit pendant un intervalle de temps donné, dans des conditions réelles des teneurs en eau du sol.

Ce paramètre est calculé par plusieurs méthodes empiriques prenant en compte les précipitations et les températures.

6.2.1 – Méthode de Coutagne

C'est une méthode qui fait intervenir les précipitations moyennes annuelles et les températures moyennes annuelles.

$$E.T.R = P - \lambda P$$

Où :

ETR: évapotranspiration réelle (mm);

P : précipitation moyenne annuelle (°C);

λ : facteur dépendant de la température moyenne annuelle;

$$\lambda = \frac{1}{(0,8 + 0,14T)}$$

Cette formule est applicable pour les précipitations comprises entre 1/8 et 1/2 , cette condition n'est pas vérifiée pour nos stations par conséquent elle ne peut pas être appliquée.

6.2.2 – Méthode de Turc

C'est la méthode la plus répandue, elle tient compte des précipitations et des températures moyennes annuelles.

$$E.T.R = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Où :

ETR: évapotranspiration réelle (mm);

P : précipitation moyenne annuelle (°C);

L : le pouvoir évaporant de l'atmosphère;

$$L = 300 + 25T + 0,05T^3$$

Où :

L : le pouvoir évaporant de l'atmosphère;

T : température moyenne annuelle (°C).

Les différentes valeurs de l'ETR calculée selon la méthode de Turc sont portées dans le tableau 2.7.

Tableau 2.7 – Valeurs de l'ETR selon la méthode de Turc.

Station	Période	P (mm)	T (°C)	ETR (mm)
Ain Azel	1990-04	304	15,1	320
Ain Oulmène	1987-04	338	14,7	356
Bougaâ	1970-03	435	15,0	459
El Eulma	1971-04	408	15,1	430
Sétif	1972-93	406	14,2	428

6.2.3 – Méthode de Verdeil

Verdeil a établi en Algérie (1988) un abaque pour le calcul du déficit d'écoulement pour des précipitations comprises entre 0 et 600 mm. La valeur du déficit d'écoulement est obtenue directement sur l'abaque (figure 2.8).

Cet abaque permet de calculer les différentes valeurs du déficit d'écoulement qui correspond en gros à l'ETR pour les différentes stations (tableau 2.8).

Tableau 2.8 – Valeurs de l'ETR selon la méthode de Verdeil.

Station	Période	P (mm)	ETR (mm)
Ain Azel	1990-04	304	288
Ain Oulmène	1987-04	338	326
Bougaâ	1970-03	435	414
El Eulma	1971-04	408	388
Sétif	1972-93	406	386

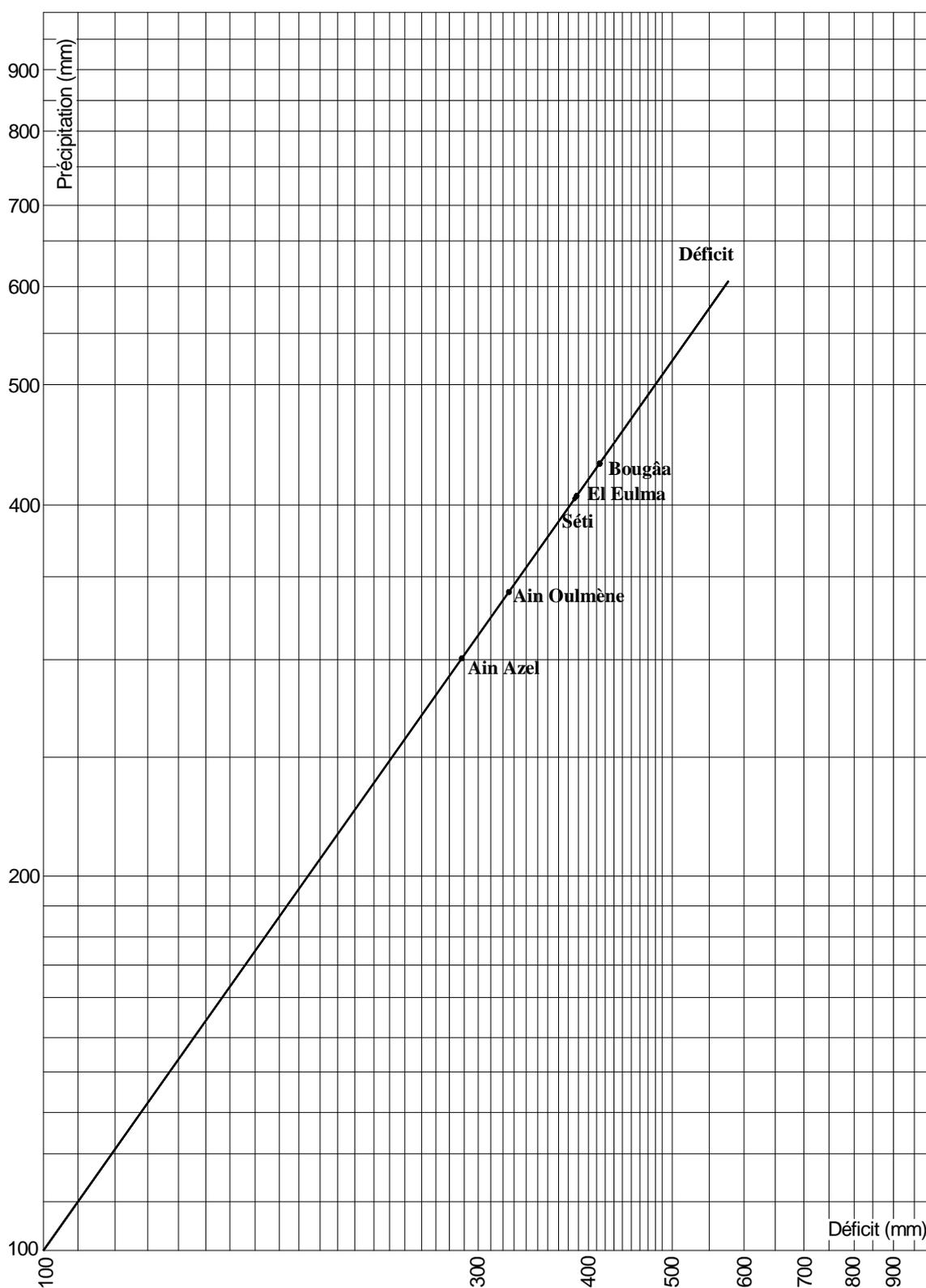


Figure 2.8 - Abaque de Verdeil.

6.3 - Bilans hydrologiques

6.3.1 - Bilan hydrologique de Thornthwaite

Le bilan hydrologique établi mensuellement selon la méthode de C.W. Thornthwaite a l'avantage d'estimer pour chaque mois: l'évapotranspiration réelle ETR, la réserve facilement utilisable RFU, le déficit agricole Da et l'excédent Ex, la réserve facilement utilisable RFU est calculée par la formule de Hallaire (1960) donnée ci-dessous :

$$RFU = \frac{1}{3} Da * He * Pr$$

Où :

RFU: la réserve facilement utilisable (m);

Da : densité apparente du sol prise égale à 1,4;

He : capacité de rétention prise égale à 0,3;

Pr : profondeur des racines prise égale à 0,4 m.

La RFU ainsi calculée pour la région est égale à 56 mm. Les bilans hydrologiques, selon la méthode de Thornthwaite, pour chaque station sont portés dans les tableaux 2.9, 2.10, 2.11, 2.12 et 2.13.

Tableau 2.9 – Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite
Station de Ain Azel (1990-2004).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	21,4	16,4	10,3	6,2	5,9	8,4	9,6	12,0	17,0	22,6	25,8	25,8	15,1
I	9,04	6,04	2,99	1,38	1,28	2,19	2,68	3,76	6,38	9,81	11,99	11,99	69,55
ETP (mm)	98,0	63,8	30,1	13,3	12,3	21,7	26,9	38,6	67,6	107,0	132,5	132,5	744,4
K	1,03	0,96	0,83	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	–
ETPc (mm)	101	61	25	11	11	18	28	42	83	132	166	155	833
P (mm)	33	29	26	26	36	18	28	30	43	19	3	13	304
VR (mm)	-68	-32	1	15	25	0	0	-12	-40	-113	-163	-142	–
RFU (mm)	0	0	1	16	41	41	41	29	0	0	0	0	–
Da (mm)	68	32	0	0	0	0	0	0	11	113	163	142	529
Ex (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ETR (mm)	33	29	25	11	11	18	28	42	72	19	3	13	304

Tableau 2.10 – Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite
Station de Ain Oulmène (1987-2004).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	21,1	15,6	10,2	5,8	4,6	5,6	9,0	12,4	17,3	22,9	26,3	25,8	14,7
I	8,85	5,60	2,94	1,25	0,88	1,19	2,43	3,96	6,55	10,01	12,35	11,99	68,00
ETP (mm)	96,6	59,8	30,5	12,4	8,6	11,8	25,0	41,5	70,5	110,0	137,1	133,0	736,7
K	1,03	0,96	0,83	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	–
ETPc (mm)	100	57	25	10	7	10	26	46	86	135	171	156	829
P (mm)	32	27	27	41	29	21	26	34	44	30	11	17	339
VR (mm)	-68	-30	2	31	22	11	0	-12	-42	-105	-160	-139	–
RFU (mm)	0	0	2	33	55	56	56	44	2	0	0	0	–
Da (mm)	68	30	0	0	0	0	0	0	0	103	160	139	500
Ex (mm)	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	10
ETR (mm)	32	27	25	10	7	10	26	46	86	32	11	17	329

Tableau 2.11 – Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite
Station de Bougaâ (1970-2003).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	20,6	13,4	10,6	8,1	6,5	7,4	9,8	12,1	16,5	22,0	26,0	27,3	15,0
I	8,53	4,45	3,12	2,08	1,49	1,81	2,77	3,81	6,10	9,42	12,13	13,07	68,77
ETP (mm)	92,6	46,5	32,0	20,8	14,6	18,0	28,2	39,5	64,9	102,9	134,4	145,3	739,8
K	1,03	0,96	0,83	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	–
ETPc (mm)	95	45	27	17	13	15	29	43	79	127	168	170	828
P (mm)	35	30	50	43	66	49	39	60	41	9	4	10	436
VR (mm)	-60	-15	23	26	53	34	10	17	-38	-118	-164	-160	–
RFU (mm)	0	0	23	49	56	56	56	56	18	0	0	0	–
Da (mm)	60	15	0	0	0	0	0	0	0	100	164	160	499
Ex (mm)	0	0	0	0	46	34	10	17	0	0	0	0	107
ETR (mm)	35	30	27	17	13	15	29	43	79	27	4	10	329

Tableau 2.12 – Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite
Station d'El Eulma (1971-2004).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	20,9	15,9	10,3	6,9	6,2	7,7	10,3	12,4	17,9	23,0	25,7	24,7	15,2
I	8,72	5,76	2,99	1,63	1,38	1,92	2,99	3,96	6,90	10,08	11,92	11,23	69,47
ETP (mm)	94,4	60,8	30,2	15,8	13,3	18,9	30,2	40,7	73,5	110,2	131,7	123,6	743,2
K	1,03	0,96	0,83	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	–
ETPc (mm)	97	58	25	13	11	16	31	45	90	135	165	145	831
P (mm)	42	25	33	43	51	42	42	44	39	24	4	19	408
VR (mm)	-55	-33	8	30	40	26	11	-1	-51	-111	-161	-126	–
RFU (mm)	0	0	8	38	56	56	56	55	4	-107	-268	-394	–
Da (mm)	55	33	0	0	0	0	0	0	0	107	161	126	482
Ex (mm)	0	0	0	0	22	26	11	0	0	0	0	0	59
ETR (mm)	42	25	25	13	11	16	31	45	90	28	4	19	349

Tableau 2.13 – Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite
Station de Sétif (1972-1993).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	21	15,3	9,9	5,8	4,7	6,1	8,3	11,3	15,7	21,2	25,7	25,2	14,2
I	8,78	5,44	2,81	1,25	0,91	1,35	2,15	3,44	5,65	8,91	11,92	11,57	64,20
ETP (mm)	97,8	60,3	31,0	13,7	9,9	14,8	23,7	37,9	62,7	99,2	133,1	129,1	713,2
K	1,03	0,96	0,83	0,83	0,86	0,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	–
ETPc (mm)	101	58	26	11	9	12	24	42	76	122	166	151	798
P (mm)	34	36	33	49	35	35	40	40	52	23	13	16	406
VR (mm)	-67	-22	7	38	26	23	16	-2	-24	-99	-153	-135	–
RFU (mm)	0	0	7	45	56	56	56	54	30	0	0	0	–
Da (mm)	67	22	0	0	0	0	0	0	0	69	153	135	446
Ex (mm)	0	0	7	38	26	23	16	2	0	0	0	0	54
ETR (mm)	34	36	26	11	9	12	24	42	76	53	13	16	352

La méthode de Thornthwaite est critiquée par plusieurs chercheurs, on cite L. Serra en 1954. Selon lui cette méthode donne par rapport aux mesures effectuées avec des lysimètres des résultats sous-estimés en zones arides et semi arides, et surestimés dans les zones tropicales humides ou équatoriales. Elle conviendrait seulement aux régions humides et sub-humides de la zone tempérée, là où elle a été mise au point (USA).

6.3.2 – Bilan hydrologique de Blaney-Criddle

Le bilan hydrologique établi mensuellement selon la méthode de Blaney-Criddle permet d'avoir une idée sur l'étendue des périodes sèches, et notamment sur les seuils critiques au delà desquels l'irrigation devient indispensable.

Ce bilan nous permet aussi d'estimer pour chaque mois: l'évapotranspiration réelle ETR, la réserve facilement utilisable RFU, le déficit agricole D_a et l'excédent Ex , la réserve facilement utilisable RFU est calculée par la formule de Hallaire (1960) exposée dans la méthode précédente.

Les bilans hydrologiques établis mensuellement selon la méthode de Blaney-Criddle, pour chaque station sont portés dans les tableaux 2.14, 2.15, 2.16, 2.17 et 2.18.

On constate que les bilans hydriques culturels, des différentes stations de la région, établis en tenant compte des ETP calculées au pas mensuel, sont totalement déficitaires, vu le caractère semi-aride de la région. Seule une analyse au pas journalier permet de développer un bilan assez précis.

6.3.3 – Comparaison des deux bilans

On constate que les valeurs de l'ETP calculées par les deux méthodes sont différentes pour l'ensemble des stations de la région. La superposition des graphiques de l'ETP calculée par les deux méthodes, pour les différentes stations de la région (figure 2.9), illustre cette différence qui est très accusée en été et qui résulte sans doute du fait que chaque méthode est adaptée pour un milieu bien déterminé.

En l'absence de mesures expérimentales qui auraient permis de prononcer le choix de la méthode la plus appropriée pour le calcul de l'ETP dans notre région, nous nous permettons de dire que la formule de Blaney-Criddle, modifiée par la F.A.O et adaptée aux régions arides et semi-arides, semble être la plus convenable.

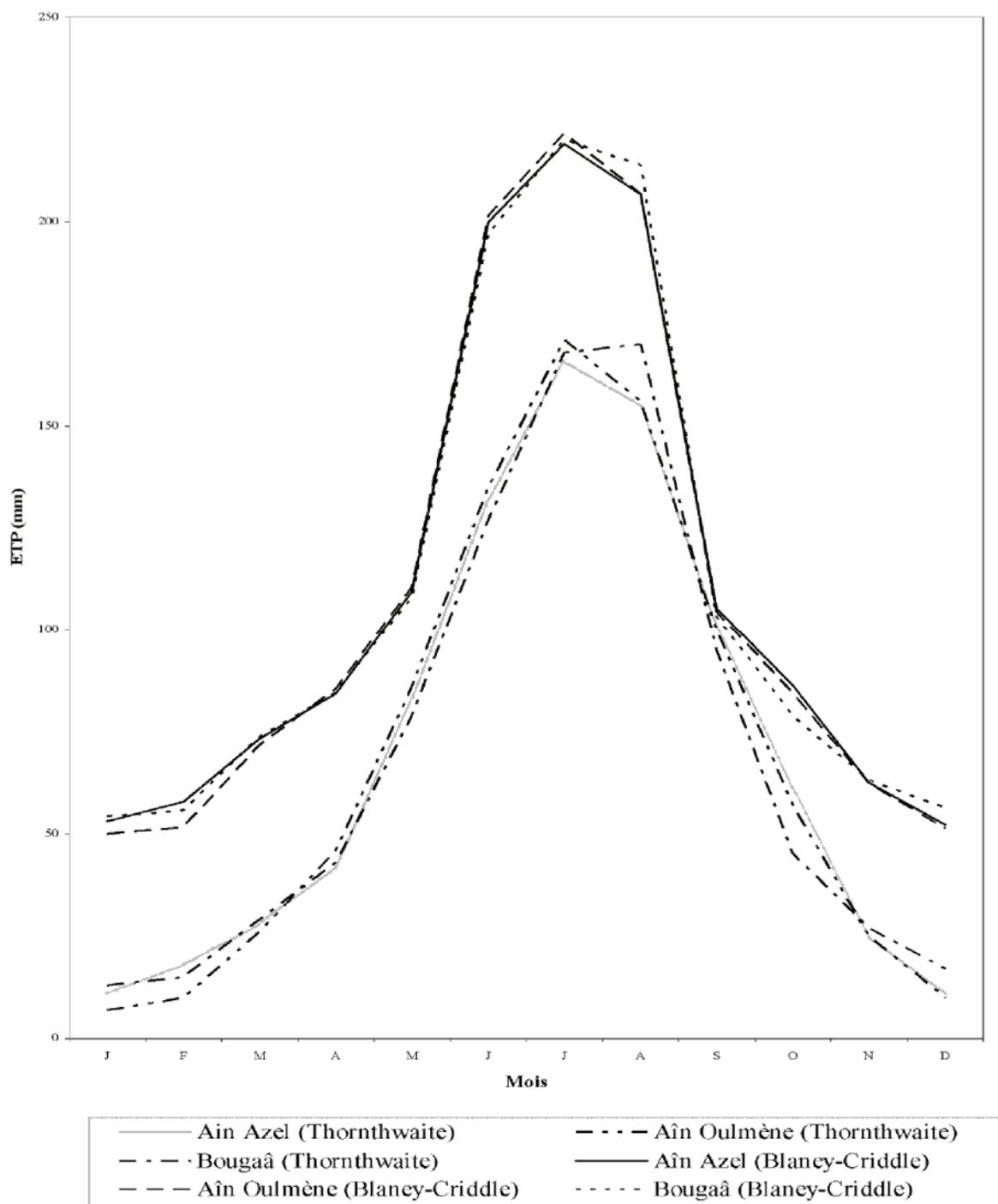


Figure 2.9 – Courbes de l'évapotranspiration mensuelle.

Tableau 2.14 – Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle

Station de Ain Azel (1990-2004).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	21,4	16,4	10,3	6,2	5,9	8,4	9,6	12,0	17,0	22,6	25,8	25,8	15,1
P (%)	8,37	7,86	6,94	6,80	6,99	6,90	8,34	8,83	9,81	9,81	9,96	9,40	8,33
F (mm/mois)	150,44	123,20	89,30	74,68	75,80	82,76	104,63	120,53	156,47	181,74	199,18	187,98	-
a	1,25	1,14	0,96	0,96	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,59	1,59	1,59	-
b	-1,84	-1,84	-1,66	-1,66	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-2,11	-2,11	-
ETP _{clim.} (mm)	186	139	84	70	85	93	117	136	177	287	315	297	1984
K _c	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	1,1	1,1	1,1	-
ETP _{cut.} (mm)	105	86	63	52	53	58	73	84	110	200	219	207	1310
P (mm)	33	29	26	26	36	18	28	30	43	19	3	13	304
ETR (mm)	33	29	26	26	36	18	28	30	43	19	3	13	304
P-ETP (mm)	-72	-57	-37	-26	-17	-40	-45	-54	-67	-181	-216	-194	-
RFU (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-
Da (mm)	72	57	37	26	17	40	45	54	67	181	216	194	1006
Ex (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 2.14 – Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle

Station de Ain Azel (1990-2004).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	21,1	15,6	10,2	5,8	4,6	5,6	9,0	12,4	17,3	22,9	26,3	25,8	14,7
P (%)	8,37	7,86	6,94	6,80	6,99	6,90	8,34	8,83	9,81	9,81	9,96	9,40	8,33
F (mm/mois)	149,29	120,31	88,98	73,43	71,62	73,87	102,33	122,15	157,82	183,09	201,47	187,98	-
a	1,25	1,14	0,96	0,96	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,59	1,59	1,59	-
b	-1,84	-1,84	-1,66	-1,66	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-2,11	-2,11	-
ETP _{clim.} (mm)	185	135	84	69	80	82	115	137	178	289	318	297	1969
K _c	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	1,1	1,1	1,1	-
ETP _{ent.} (mm)	105	84	62	51	50	52	72	86	110	201	222	207	1302
P (mm)	32	27	27	41	29	21	26	34	44	30	11	17	339
ETR (mm)	32	27	27	41	29	21	26	34	44	30	11	17	339
P-ETP (mm)	-73	-57	-35	-10	-21	-31	-46	-52	-66	-171	-211	-190	-
RFU (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-
Da (mm)	73	57	35	10	21	31	46	52	66	171	211	190	963
Ex (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 2.16 – Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle

Station de Bougaâ (1970-2003).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	20,6	13,4	10,6	8,1	6,5	7,4	9,8	12,1	16,5	22,0	26,0	27,3	15,0
P (%)	8,37	7,86	6,94	6,80	6,99	6,90	8,34	8,83	9,81	9,81	9,96	9,40	8,33
F (mm/mois)	147,36	112,35	90,26	80,62	77,73	79,58	105,40	120,94	154,21	179,03	200,10	194,47	-
a	1,25	1,14	0,96	0,96	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,59	1,59	1,59	-
b	-1,84	-1,84	-1,66	-1,66	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-2,11	-2,11	-
ETP _{clim.} (mm)	182	126	85	76	87	89	118	136	174	283	316	307	1979
K _c	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	1,1	1,1	1,1	-
ETP _{cut.} (mm)	103	79	63	56	54	56	74	85	108	197	220	214	1309
P (mm)	35	30	50	43	66	49	39	60	41	9	4	10	436
ETR (mm)	35	30	50	43	54	49	39	60	41	9	4	10	424
P-ETP (mm)	-68	-49	-13	-13	12	-7	-35	-25	-67	-188	-216	-204	-
RFU (mm)	0	0	0	0	12	5	0	0	0	0	0	0	-
Da (mm)	68	49	13	13	0	0	30	25	67	188	216	204	873
Ex (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 2.17 – Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle

Station d'El Eulma (1971-2004).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	20,9	15,9	10,3	6,9	6,2	7,7	10,3	12,4	17,9	23,0	25,7	24,7	15,2
P (%)	8,37	7,86	6,94	6,80	6,99	6,90	8,34	8,83	9,81	9,81	9,96	9,40	8,33
F (mm/mois)	148,52	121,39	89,30	76,87	76,76	80,54	107,32	122,15	160,53	183,55	198,72	183,22	-
a	1,25	1,14	0,96	0,96	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,59	1,59	1,59	-
b	-1,84	-1,84	-1,66	-1,66	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-2,11	-2,11	-
ETP _{clim.} (mm)	184	137	84	72	86	90	121	137	181	290	314	289	1984
K _c	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	1,1	1,1	1,1	-
ETP _{cult.} (mm)	104	85	63	54	54	56	75	86	112	202	219	202	1310
P (mm)	42	25	33	43	51	42	42	44	39	24	4	19	408
ETR (mm)	42	25	33	43	51	42	42	44	39	24	4	19	408
P-ETP (mm)	-62	-60	-30	-11	-3	-14	-33	-42	-73	-178	-215	-183	-
RFU (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-
Da (mm)	62	60	30	11	3	14	33	42	73	178	215	183	902
Ex (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 2.18 – Bilan hydrologique selon la méthode de Blaney-Criddle

Station de Sétif (1972-1993).

Désignation	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
T (°C)	21	15,3	9,9	5,8	4,7	6,1	8,3	11,3	15,7	21,2	25,7	25,2	14,2
P (%)	8,37	7,86	6,94	6,80	6,99	6,90	8,34	8,83	9,81	9,81	9,96	9,40	8,33
F (mm/mois)	148,90	119,22	88,03	73,43	71,94	75,46	99,65	117,69	150,60	175,42	198,72	185,39	-
a	1,25	1,14	0,96	0,96	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14	1,59	1,59	1,59	-
b	-1,84	-1,84	-1,66	-1,66	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-1,84	-2,11	-2,11	-
ETP _{clin.} (mm)	184	134	83	69	80	84	112	132	170	277	314	293	1932
K _c	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	1,1	1,1	1,1	-
ETP _{cut.} (mm)	104	83	62	51	50	53	70	82	105	193	219	204	1277
P (mm)	34	36	33	49	35	35	40	40	52	23	13	16	406
ETR (mm)	34	36	33	49	35	35	40	40	52	23	13	16	406
P-ETP (mm)	-70	-47	-29	-2	-15	-18	-30	-42	-53	-170	-206	-188	-
RFU (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-
Da (mm)	70	47	29	2	15	18	30	42	53	170	206	188	871
Ex (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

6.4 – Calcul du ruissellement

Lors de leur étude sur les bassins tunisiens ; Tixteront et Berkaloff ont donné en 1961 une méthode de calcul du ruissellement utilisable lorsque les précipitations sont inférieures à 600 mm, l'erreur étant alors inférieur à 10%.

La formule de calcul est la suivante :

$$R = \frac{P^3}{3(E.T.P)^2}$$

Où :

R : ruissellement (mm);

P : précipitation moyenne annuelle (mm);

ETP : évapotranspiration potentielle annuelle (mm).

Cette méthode de calcul du ruissellement est critiquée car elle est empirique donc elle nécessite des corrections à l'aide d'installations lysimétriques d'une part, et son utilisation est limitée aux précipitations moyennes annuelles inférieures à 600 mm d'autre part.

Les valeurs du ruissellement selon la méthode de Tixteront et Berkaloff sont portées dans le tableau 2.19.

Tableau 2.19 – Le ruissellement selon la méthode de Tixteront et Berkaloff.

Station	Période	P (mm)	ETP (mm)	R (mm)
Ain Azel	1990-04	304	5	2
Ain Oulmène	1987-04	339	8	2
Bougaâ	1970-03	436	16	4
El Eulma	1971-04	408	13	3
Sétif	1972-93	406	14	3

6.5 – Calcul de l'infiltration

Par définition l'infiltration est la quantité d'eau qui pénètre dans le sous sol et alimente les aquifères souterrains, ce paramètre peut être estimé à partir de la formule du bilan hydrologique donnée par la relation suivante :

$$P = D + R + I \Rightarrow I = P - (D + R)$$

Où :

P : précipitation (mm);

D: déficit d'écoulement ou (ETR) (mm);

R : ruissellement (mm);

I : infiltration (mm).

Les valeurs des différents paramètres du bilan hydrologique sont portées dans le tableau 2.20.

Tableau 2.20 – Les différents paramètres du bilan hydrologique.

Station	Période	P (mm)	ETR (mm)	R (mm)	I (mm)
Ain Azel	1990-04	304	304	5	-5
Ain Oulmène	1987-04	339	339	8	-8
Bougaâ	1970-03	436	424	16	-4
El Eulma	1971-04	408	408	13	-13
Sétif	1972-93	406	406	14	-14

On constate que l'infiltration directe à partir du sol est pratiquement nulle pour l'ensemble des stations étudiées.

7 – Conclusion

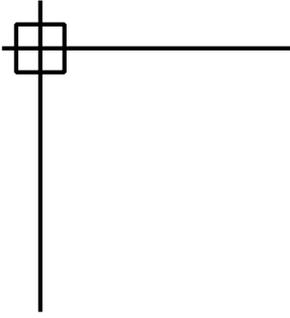
L'étude climatologique a abouti aux conclusions suivantes :

- les hauteurs moyennes interannuelles des précipitations varient d'une station à l'autre, elles sont plus importantes dans les stations ayant une altitude importante, elles décroissent du Nord vers le Sud;

- les températures moyennes interannuelles diffèrent légèrement entre le centre de la zone d'étude et ses limites Nord et Sud, elles diminuent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du centre;

- l'étude des indices climatiques a confirmé l'appartenance de la zone d'étude au climat semi aride influencé par les courants humides de la méditerranée en hiver et chauds du Sahara en été;

- quant au bilan hydrologique ; on constate qu'il est déficitaire pour l'ensemble des stations étudiées.



Troisième chapitre

Cadre hydrogéologique

Troisième chapitre

Cadre hydrogéologique

1 – Introduction

Les formations carbonatées de l'ensemble sud-sétifien, constituent le seul aquifère potentiel karstifié des hautes plaines sétifiennes. Cet aquifère est actuellement exploité par des forages d'une profondeur moyenne de 200 m.

Une esquisse hydrogéologique de cet ensemble fournira sans doute des informations intéressantes sur les réserves d'eau qu'il emmagasine.

2 – Aperçu sur l'hydrogéologie de l'ensemble sud-setifien

2.1 - Djebels Guergour et Anini

La région des Djebels Guergour et Anini est caractérisée par un réseau de fractures très dense et très complexe, et par la présence d'un réseau karstique comblé par des sédiments ferrifères avec l'absence d'exutoire important. Toutes ces caractéristiques assurent la présence d'un important aquifère en profondeur.

2.2 – Djebels Youssef, Braou et Tnoutit

L'étude tectonique montre l'existence d'écaillés carbonatées fracturées à faible pendage vers le Nord, très favorable à la formation d'un aquifère. En effet, les forages implantés sur le flanc nord du Djebel Youssef et surtout du Djebel Guettar ont donné de très bons débits pour des profondeurs qui ne dépassent pas les 200 m alors que ceux du flanc Sud se sont avérés non productifs. Ainsi, un forage de 350 m qui a été implanté au Sud-Ouest sur le flanc n'a donné qu'un débit dérisoire de l'ordre de 3 l/s.

La même constatation peut se faire pour le Djebel Braou où sur les trois forages implantés sur le glacis de ce massif, les deux implantés sur le flanc sud sont positifs alors que celui implanté sur le flanc Est n'a donné que 2 l/s pour une profondeur de 200 m. On signale également que le Djebel Tnoutit n'a été prospecté que sur son flanc ouest où le forage a été satisfaisant.

En ce qui concerne le thermalisme dans cette région, on signale l'existence de trois points:

- le premier sur le flanc nord ouest de Djebel Youssef où la température de l'eau dans certains puits atteint 35 °C ;
- le deuxième dans la région de Djebel Braou où on a remarqué une anomalie de température de l'eau supérieur à 25 °C (Boudoukha 1998);
- le troisième au Sud Est de Djebel Tnoutit appelé Hammam Esoukhna où l'eau est à 45 °C qui est probablement liée à une flexure très récente qui verticalise non loin du Mio-Pliocène à Koudiat Dourdour où la croûte Villafranchienne est déformée.

2.3 - Région de Ain Lahdjar, Djebels Kalaoun, Tella et Tafourer

On sait qu'en profondeur, se trouve le prolongement de ces formations et qu'elles ne présentent aucun exutoire notable sauf la source de Ain El Baïda. Ceci laisse supposer l'existence d'aquifères profonds installés dans les niveaux carbonatés fracturés de ces massifs. En effet, l'exécution d'un certain nombre de forages dans la région de Djebel Kalaoun, Tella,, ont été satisfaisants.

D'autre part, Chott El Baïda est installé dans une vaste cuvette limitée au Nord par koudiat Dourdour, à l'Ouest par Djebel Tella, au Sud par Djebel Tafourer et à l'Est par Djebel Agmeroual. Cette disposition ne pourrait correspondre qu'à un exutoire naturel commun à ces massifs calcaires limitrophes, d'une part, et du débit important d'artésianisme de la source de Hammam Soukhna, d'autre part.

2.4 - Djebel Sekrine

La présence de niveaux carbonatés fracturés favorise la présence d'aquifères comme l'a montré le dernier forage foncé dans la région. La température de l'eau est anormalement élevée, elle atteint les 40 °C. On signale également la présence d'une source thermique appelée Hammam Ouled Yelles où la température de l'eau est de 42 °C. La partie nord-est laisse affleurer les marnes qui excluent la présence de l'eau.

2.5 – Djebels Agmeroual, Tissourane et Messaouda

La nature carbonatée et subtabulaire des séries affleurantes sur la feuille de Ain Djasser permet d'envisager l'existence en profondeur de ressources importantes en eau. Cette interprétation est étayée par la présence d'un faible pendage vers le Nord de ces

massifs et d'une morphologie karstique typique de la vaste dalle carbonatée de Djebel Mestaoua. Il faut noter également la présence d'un certain nombre de sources à fort débit notamment celle de Zana et probablement des sources sous-alluviales, ce qui explique la présence de zones marécageuses permanentes plus au Nord.

3 – Les formations aquifères de l'ensemble sud-sétifien

3.1 - Extension du Trias

Si on essaye de relier entre eux les divers éléments structuraux obtenus sur les coupes et que l'on reporte l'extension du Trias, on aboutit à une carte structurale qui met en évidence les divers chevauchements et nappes de charriages. Cette carte peut être divisée en deux grandes parties :

- la première partie occupe l'extrême Sud, celle-ci est pratiquement sans Trias et sans chevauchement malgré la présence de grands accidents rectilignes.

- la seconde partie occupe le centre et le Nord. Les charriages de cette zone peuvent être divisés en deux catégories :

- des charriages relativement exempts de Trias représenté par Djebel Youssef, Braou, Tnoutit et Chou Tine;

- la zone des nappes avec Trias occupant la partie sud de Djebel Tnoutit et la zone des Chotts au Sud qui coïncide avec le front sud sétifien le plus méridional.

3.2 – Aquifère du Crétacé inférieur

Les formations carbonatées du Crétacé inférieur (Aptien – Barrémien) sont localisées dans les zones du Sud et même dans les zones du centre et du Nord, en dehors du recouvrement des nappes triasiques.

Ces zones sont les seules où les calcaires crétacés inférieurs peuvent être exploités du fait qu'elles sont soit exemptes de Trias ou que le Trias y est relativement profond.

- **Zone du Djebel Youssef :** les calcaires du Crétacé inférieur (Aptien supérieur et Barrémien) sont visibles à des cotes qui varient entre 300 et 900 m au Nord-Est du massif. Ces formations présentant des profondeurs relativement faibles ; sont exemptes de Trias et bénéficient d'une surface d'alimentation notable.

- **Zone du Djebel Tnoutit et El Meksem** : les calcaires sont touchés à de faibles profondeurs (moins de 500 m) jusqu'à 6 Km des affleurements (calcaires aptiens au Nord (Djebel Tnoutit), calcaires hautérviviens ou valanginiens au Sud-Est (Djebels El Meksem et Rokbet El Djemel). Quelques réserves sont à faire sur cette zone à cause de sa faible surface d'alimentation (à l'exception des affleurements de Rokbet El Djemel) et de la présence du Trias.

- **Zone du Djebel Agmerouel** : les calcaires plongent rapidement sous le Mio-Plio-Quaternaire au flanc nord de ce massif.

- **Zone du Djebel Kalaoun** : cette zone semble offrir de grandes réserves malgré sa faible surface d'alimentation puisqu'un forage au pied du massif (sur son flanc sud) et profond de 100 m, a donné un débit de 50 l/s (Boudoukha A., 1988).

- **Zone du Djebel Zdim** : les calcaires aptiens plongent jusqu'à 500 m de profondeur. Cette région est une zone d'exploitation possible de 10 Km sur 3 Km.

- **Zone nord-ouest du Djebel Sekrine** : on a un plongement rapide des calcaires aptiens vers le Nord-Ouest, sous les formations cénomaniennes qui représentent le front de nappe infratelliennes. Ces formations sont probablement très bien alimentées.

3.3 – Aquifère du Crétacé moyen et supérieur

Les formations du Crétacé moyen et supérieur peuvent aussi offrir des possibilités aquifères surtout dans la zone du Sud.

Ces formations peuvent être les calcaires du Sénonien supérieur ou les calcaires cénomaniens ou turoniens. Dans les nappes du Nord ; on aura affaire principalement aux calcaires sénoniens et dans les écailles centrales et du Sud plus probablement aux calcaires du Crétacé moyen. Ces horizons sont parfois épais et peuvent présenter une surface d'alimentation suffisante.

- **Zone de Aïn Taghrout** : les formations résistantes, très épaisses, représentent probablement les calcaires sénoniens, qui affleurent plus au Nord. Au Sud du front de la nappe, les formations résistantes sont certainement à rattacher aux affleurements du

Cénomaniens et du Turonien de la zone du Djebel Zdim. Ces formations sont très épaisses et apparemment continues et peuvent constituer un bon réservoir, on admet qu'elles soient bien alimentées. Plus à l'Est elles s'amincissent et recouvrent un Trias peu profond.

- **Zone de Bir El Arch** : les formations se situant plus à l'Ouest présentent d'avantage de l'intérêt. On a probablement affaire à des calcaires sénoniens et éventuellement, au dessus, à des calcaires éocènes qui affleurent en surface et semblent former un bon réservoir puisque cinq forages implantés près de ces formations, ont donné un débit total de 55 l/s allant de 0 à 18 l/s (Mikhailov V., 1979).

- **Zone de Djebel Kalaoun et Baïda Bordj** : pour les deux zones sud, à cause de la structure synclinale que présente la partie méridionale de Djebel Kalaoun et celle de Baïda Bordj, les formations carbonatées du Crétacé moyen et supérieur semblent être favorables au développement d'un aquifère potentiel, un forage implanté dans cette zone a donné 45 l/s, (Vissotski A., 1983).

- **Zone de Sétif** : les parties nord de cette région montrent des horizons relativement épais, qui peuvent être alimentés par les affleurements du Nord et qui ne sont pas en contact avec le Trias. Les différents forages implantés dans ces régions sont très productifs mais l'eau offre une odeur sulfurée.

- **Zone de Djebel Sekrine** : au Nord et à l'Ouest du Djebel Sekrine, les principaux niveaux résistants des formations résistantes rencontrées, sont à rattacher au Crétacé moyen (probablement calcaires turoniens ou cénomaniens). Ces niveaux ne sont pas concordants avec le Crétacé inférieur du Djebel Sekrine. Néanmoins ils peuvent être alimentés par les affleurements du Sud.

- **Zone comprise entre le Djebel Mahjdouba et le Djebel Tella** : une formation résistante entre les deux Djebels forme un synclinal, cette formation est rattachée au Crétacé moyen. L'Eocène calcaire est aussi présent dans cette zone. Ces deux horizons peuvent constituer, dans cette zone, des aquifères bien alimentés.

- **Zone de Djebel Youssef** : les zones Nord et Sud du Djebel Youssef sont aussi aquifères et à eau chaude.

3.4 – Aquifère du Mio-Plio-Quaternaire

Les coupes faites selon les différents profils (C.G.G 1973), montrent un niveau superficiel relativement résistant (15 à 50 .m) que l'on peut attribuer au niveau basal du Mio-Plio-Quaternaire. Ce niveau présente une allure subhorizontale qu'on ne peut confondre avec les formations du substratum, mais il reste toujours peu épais (50 m en moyenne) et la profondeur de son mur dépasse rarement les 50 m. L'étude de l'extension de ce niveau à travers le terrain à partir des différents profils électriques (C.G .G 1973), nous a montré que cet aquifère est absent au niveau des Chotts et des Sebkhass. En effet, toute la zone comprise entre Sebkheth Bazer, Chott El Fraïm, Sebkheth El Hmiet et Chott El Baïda voit l'absence de ce niveau. Le mur de ce niveau correspond à un niveau conducteur dont la résistivité apparente varie entre 3 et 10 .m et la cote absolue varie entre 620 et 955 m.

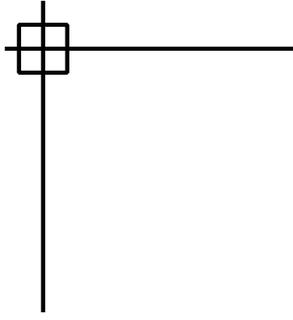
4 – Conclusion

L'aperçu hydrogéologique de l'ensemble sud-sétifien montre que cet ensemble renferme de bons aquifères qui peuvent être exploitables dans le futur. On parle particulièrement :

- des formations du Crétacé inférieur qui semblent être les seules où les calcaires peuvent être exploités du fait qu'elles sont soit exemptes de Trias ou que le Trias y est relativement profond;

- des formations du Crétacé moyen et supérieur qui peuvent également offrir des possibilités aquifères surtout dans la zone du Sud où ces horizons sont parfois épais et peuvent présenter une surface d'alimentation suffisante.

A signaler que des forages implantés à ces niveaux (Crétacé inférieur, moyen et supérieur) ont donné des débits très satisfaisants.



Quatrième chapitre

Hydrochimie

Quatrième chapitre

Hydrochimie

1 – Les travaux de terrain

Pour aboutir aux résultats souhaités, nous avons tout d'abord effectué une visite de reconnaissance des points d'eau chaude dans la zone concernée ensuite nous avons effectué une campagne d'échantillonnage.

Les points d'eau concernés par le présent travail sont d'Est en Ouest:

1.1 - Zana El Baïda (P1)

Ce forage est réalisé pour des fins agricoles ; il se situe sur le flanc sud de Djebel Azraouet, commune de Zana El Baïda, wilaya de Batna aux coordonnées internationales suivantes:

Latitude : 35° 48' 56'' N

Longitude : 06° 08' 31'' E

Altitude : 830 m

1.2 - Hammam Esoukhna (P2, P3)

Il s'agit du complexe thermal de Hammam Esoukhna qui se situe à 20 Km environ au Sud Est d'El Eulma et à 50 Km au Sud Est de Sétif, à proximité de la route nationale Sétif-Batna. Les sources chaudes de ce complexe émergent dans une plaine quaternaire à proximité de Chott Baïda et Chott Esoukhna. On remarque la présence d'un affleurement triasique à 6 Km à l'Est de la station thermique. Les eaux voient le jour à la faveur d'une faille.

L'échantillonnage concerne l'étang qui représentait le principal griffon et le forage de la station Tayeb Belmihoubé.

Ces points d'eau se trouvent aux coordonnées internationales suivantes:

Latitude : 35° 58' 47'' N

Longitude : 05° 48' 41'' E

Altitude : 902 m

1.3 - Douar Lekbir (P4)

Ce forage sert à l'agriculture et il se situe sur le flanc nord ouest de Djebel Youssef, au lieu dit Douar Lekbir wilaya de Sétif aux coordonnées internationales suivantes:

Latitude : 36° 02' 22" N

Longitude : 05° 24' 34" E

Altitude : 930 m

1.4 - Hammam Ouled Yelles (P5)

Ce Hammam se situe au Sud Ouest de la ville de Sétif, à 10 Km environ de Mezloug. Les sources chaudes sortent dans la plaine miopliocène entre Djebel Zdim et Djebel Youssef formés par les calcaires du Crétacé inférieur. Entre ces deux massifs calcaires se trouve un important complexe gypsifère, qui pourrait également exister en profondeur au voisinage des sources. Les griffons seraient situés sur une faille qui partant du Sud du massif calcaire du Djebel Zdim, s'infléchirait ensuite vers le Nord avec un grand rayon de courbure.

Les coordonnées internationales du forage concerné sont les suivantes:

Latitude : 36° 03' 42" N

Longitude : 05° 14' 52" E

Altitude : 903 m

1.5 - Douar Ouled Boutara (P6)

Ce forage est également utilisé à des fins agricoles et il se situe sur le flanc est de Djebel Zdim, au lieu dit Douar Ouled Boutara, wilaya de Sétif.

Les coordonnées internationales de ce forage sont les suivantes:

Latitude : 36° 01' 21" N

Longitude : 05° 13' 50" E

Altitude : 943 m

1.6 - Hammam Guergour (P7)

Les thermes de Hammam Guergour sont situés à 6 Km de Bougaâ et à 55 Km au Nord Ouest du chef lieu de la wilaya de Sétif. L'eau de ces thermes émerge à la faveur d'un important système de failles qui paraît lié au complexe gypsifère voisin.

Les coordonnées internationales de la source concernée sont les suivantes:

Latitude : 36° 19' 47'' N

Longitude : 05° 03' 39'' E

Altitude : 688 m

Les mesures effectuées in situ et les appareils utilisés pour ces fins sont donnés dans le tableau 4.1.

Tableau 4.1 – Travaux in situ et appareillage.

Paramètres mesurés	Appareil utilisé
Température (°C)	Thermomètre digital, marque HANNA
pH	pH-mètre, marque HANNA
Conductivité (µS/cm)	Conductimètre, marque HACH CO150
Salinité (mg/l)	Conductimètre, marque HACH CO150

2 – Les travaux de laboratoire

Les travaux de laboratoires ont concerné les analyses chimiques aussi bien des éléments majeurs que des oligo-éléments.

Les paramètres mesurés et les appareils utilisés sont donnés dans le tableau 4.2.

Tableau 4.2 – Travaux de laboratoire et appareillage.

Paramètres mesurés	Moyen de mesure
Eléments majeurs	Spectrophotométrie
Eléments mineurs	Spectrométrie à émission plasma (ICP-JY32) COMENA/CRNA/DTN/DTSA

2.1 – Les analyses chimiques

Les analyses chimiques ont concerné:

- pour les éléments majeurs :

- les cations: Na⁺, K⁺, Ca⁺⁺, Mg⁺

- les anions: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^-
- les éléments mineurs: Cd, Ni, Ba, Cu, Li, Al, Pb, Sr, Fe, F, SiO_2

Les analyses chimiques des eaux et la détermination de leur teneur sont d'une grande importance car elles permettent d'avoir une idée sur la nature des formations géologiques traversées par ces eaux et la dynamique de ces derniers.

Les laboratoires qui ont concouru le présent travail sont donnés dans le tableau 4.3.

Tableau 4.3 – Les laboratoires qui ont concouru le présent travail.

Eléments chimiques	Laboratoire
Na, K, Ca, Mg, Cl, SO_4 , HCO_3	ANRH Constantine
F, SiO_2	ANRH Alger
Cd, Ni, Ba, Cu, Li, Al, Pb, Sr	CRNA Alger
Fe	ORGM Boumerdes

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydriques ;

CNRA : Centre de Recherche Nucléaire d'Alger;

ORGM : Office des Recherches Géologiques et Minières.

3 – Etude analytique des paramètres physiques

3.1- Introduction

En provenance de source, venant à émergence au sol ou le plus souvent de captages parfois très profonds, les eaux thermales sont de températures et surtout de compositions minérales très variables.

Les sources ordinaires de bonne qualité ont une température constante égale à la température moyenne annuelle de l'air du lieu où elles jaillissent. Elles sont donc plus chaudes que l'air ambiant en hiver et plus fraîches en été.

Les sources thermales ont, elles aussi, une température stable mais toujours supérieure à la température moyenne de l'air du lieu où elles émergent. Alors que l'eau pure est sans saveur, les eaux thermales ont fréquemment un goût parfois salé qui traduit la

présence de substances dissoutes. Cette présence est confirmée en général par un dépôt de concrétions plus ou moins importantes au point d'émergence et par les analyses. Dans certaines localités où l'eau est chargée en calcaire, certaines sources prennent l'aspect de fontaines pétifiantes, citant l'exemple du Hammam Debagh à Guelma.

Aussi les sources thermales sont parfois accompagnées de dégagements gazeux qui les font bouillonner, notamment d'anhydride carbonique, d'azote, d'hydrogène sulfuré, voire d'hélium ou de radon. Le gaz qui s'en échappe est le plus souvent du gaz carbonique inodore, plus rarement un gaz soufré.

3.2 - Température

3.2.1 – Définition de la thermalité

Différentes définitions ont été données pour une eau thermale, nous retiendrons la définition de H. Schoeller qui considère comme thermales *les eaux dont la température à l'émergence est supérieure à la température moyenne annuelle de l'air plus 4°C au lieu de l'émergence.*

3.2.2– Origine de la thermalité

On sait depuis longtemps, grâce aux exploitations minières que la température augmente avec la profondeur. Une température élevée est donc, à priori, un indice d'origine profonde.

On explique la relation entre la température et la profondeur par le terme de gradient géothermique. Par définition le gradient géothermique (degré géothermique), est la profondeur de pénétration dans le sol, exprimée en mètres, nécessaire pour que la température augmente de 1°C. Variable suivant les endroits et la profondeur ; sa valeur est en moyenne de 30 à 35 m. Elle augmente dans les massifs granitiques (60 à 80 m) et diminue dans les régions volcaniques (10 à 15 m). Le gradient géothermique est fonction du flux de chaleur terrestre et de la conductibilité calorifique des roches. Dans une région considérée ; une valeur plus au moins élevée du gradient géothermique traduira l'intensité de ce flux de chaleur.

Les activités volcaniques récentes, la proximité d'un batholite ou la remontée du manteau seront aussi à l'origine d'anomalies positives, dans ce cas un gradient géothermique particulièrement élevé peut être observé.

D'un autre côté, les mouvements orogéniques peuvent produire de l'énergie calorifique liée aux déformations mécaniques et surtout aux frottements qui s'effectuent le long de grands accidents.

Enfin les réactions physico-chimiques exothermiques résultant de la réduction des sulfates, de l'oxydation des sulfures de fer et de la transformation de l'anhydrite en gypse et la désintégration des minéraux radioactifs peuvent aussi engendrer une élévation considérable de la température des eaux.

3.2.3– Anomalie géothermique dans l'Algérie du Nord

La carte du gradient géothermique établie par N. Kazi Tani en 1974 à l'aide des diagraphies thermométriques continues et des relevés de températures donne une approche globale du gradient géothermique de l'Algérie du Nord (figure 4.1). Cette carte met en évidence deux secteurs à forte anomalie géothermique:

- le premier concerne le littoral oranais et la plaine de Macta;
- le second concerne tout le secteur compris entre Skikda et Annaba et qui se poursuit vers le Sud jusqu'à Tebessa.

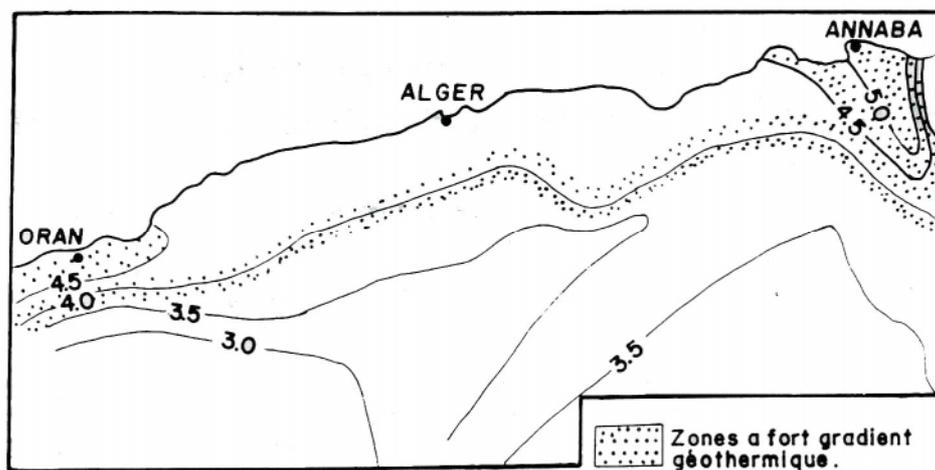


Figure 4.1 – Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord d'après N. Kazi Tani (1974).

En raison de l'influence de la boue de forage sur l'appréciation de la valeur du gradient géothermique, A. Issaâdi et F.Z Haouchine (1994) ont procédé à la correction des données de base fournies par les sondages pétroliers utilisés pour évaluer le gradient géothermique. En effet, les résultats obtenus ont permis de dresser la carte du gradient géothermique moyen à travers l'Algérie du Nord (figure 4.2). L'examen de cette carte permet de définir:

- à l'Est, un gradient qui évolue entre 2,68 °C/100 m et 4,22 °C/100 m;
- au centre, au droit de la zone bibanique un gradient supérieur à 5 °C/100 m;
- à l'Ouest, le manque de données n'a pas permis à ces deux auteurs d'apporter les précisions souhaitées. Toutefois on peut observer des valeurs relativement élevées dans le bas du Chlef.

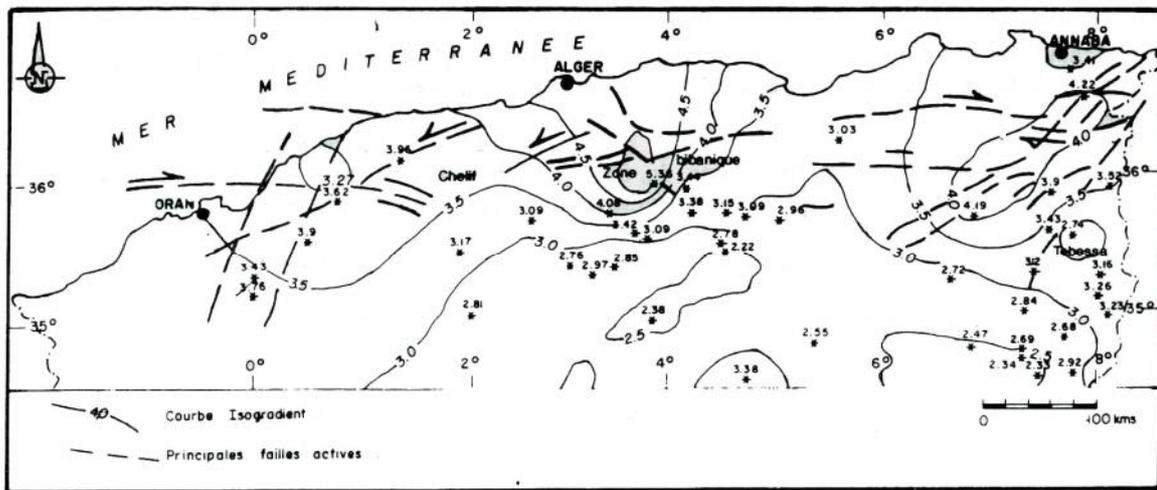


Figure 4.2 – Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord d'après A. Issaâdi et F.Z. Haouchine (1994).

3.2.4 – Perte de chaleur

Il est important de signaler que la température mesurée à l'émergence n'est pas forcément représentative de la température réelle du griffon, un refroidissement des eaux thermales ayant pu se produire au cours de leur remontée vers la surface par dégazage, échanges thermiques avec les parois du circuit hydrothermale, ou par mélange avec les eaux froides en surface ou en profondeur.

3.2.5 – Classification thermique des eaux

Nous retiendrons avec P. Verdeil (1986) et A. Issaâdi (1992), la classification des eaux thermales, selon leur température d'émergence, suivante:

- **Eaux hypothermales** : ce sont des eaux dont la température à l'émergence est inférieure à celle de la partie supérieure de la zone d'homothermie ou à la température moyenne interannuelle du lieu d'émergence plus 4°C.

- **Eaux métriothermales** : ce sont des eaux dont la température à l'émergence est inférieure à 30 °C mais supérieure à celle des eaux hypothermales.

- **Eaux mésothermales** : ce sont des eaux dont la température à l'émergence est entre 30 °C et 50 °C.

- **Eaux hyperthermales** : ce sont des eaux dont la température à l'émergence est supérieure à 50 °C et inférieure à 100 °C.

3.2.6 – Les températures mesurées

Les températures mesurées in situ en degré Celsius et portées dans le tableau 4.4, varient entre 25,10 °C température la plus basse mesurée sur le flanc sud du Djebel Azraouet et 43,40 °C température la plus élevée mesurée à Hammam Esoukhna. On remarque aussi qu'à l'exception du forage de Zana El Baïda et des Etangs de Hammam Esoukhna ; le reste des points d'eau présente des températures voisines.

Tableau 4.4 – Classification des eaux selon la température mesurée.

Point d'eau	t (°C)	Classification
P1	25,10	eaux mésothermales
P2	29,20	eaux mésothermales
P3	43,40	eaux mésothermales
P4	34,50	eaux mésothermales
P5	42,30	eaux mésothermales
P6	43,10	eaux mésothermales
P7	42,10	eaux mésothermales

On constate que tous les points observés présentent des eaux **mésothermales** selon la classification utilisée.

Ces températures élevées témoignent d'une origine profonde de ces eaux.

3.3 – Conductivité

Par définition ; la conductivité électrique est la propriété qu'a une eau pour conduire le courant électrique, elle dépend de la quantité d'ions que renferme cette eau ainsi que de sa température. Elle peut donc servir à estimer la teneur en sels dissous dans cette eau.

A. Issaâdi a regroupé les sources minérales et thermales algériennes en quatre classes :

- **Classe 1** : où la conductivité est inférieure à 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$;
- **Classe 2** : où la conductivité est comprise entre 2000 et 7000 $\mu\text{S}/\text{cm}$;
- **Classe 3** : où la conductivité est comprise entre 7500 et 15000 $\mu\text{S}/\text{cm}$;
- **Classe 4** : où la conductivité est supérieure à 15000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Les valeurs mesurées sur notre terrain ont été ramenées à une température standard de 25 °C. La classification des points d'eau de la zone étudiée selon leur conductivité est portée dans le tableau 4.5.

Tableau 4.5 – Classification des eaux selon la conductivité électrique.

Point d'eau	Conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Minéralisation (mg/l)	Classification
P1	1800	1140	Classe 1
P2	3600	2260	Classe 2
P3	3200	2000	Classe 2
P4	1700	1100	Classe 1
P5	2400	1500	Classe 2
P6	1700	1100	Classe 1
P7	4200	2620	Classe 2

Les valeurs de la conductivité électrique varient entre 1700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ comme valeur minimale au flanc nord ouest du Djebel Youssef et 4200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ comme valeur maximale à Hammam Guergour. Le forage et les étangs de Hammam Esoukhna ainsi que le forage de Hammam Guergour possèdent des eaux excessivement minéralisées avec une

minéralisation dépassant les 1500 mg/l. Par contre les forages de Zana El Baïda, Douar Lekbir, Hammam Ouled Yelles et Douar Ouled Boutara possèdent des eaux moyennement minéralisées avec une minéralisation comprise entre 500 et 1500 mg/l.

Les valeurs relativement élevées de la conductivité électrique de l'eau et de la minéralisation témoignent d'un apport salin important suite à la dissolution des évaporites.

Selon la classification de A. Issaâdi les points situés respectivement sur le flanc sud du Djebel Azraouet (forage Zana El Baïda), le flanc nord ouest du Djebel Youssef (forage Douar Lekbir) et sur le flanc est du Djebel Zdim (forage Douar Ouled Boutara) se rangent dans la **classe 1** où la conductivité électrique est inférieure à 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ que Issaâdi a qualifié de faiblement minéralisées. La majorité des sources qui se rangent dans cette classe est strictement liée aux réservoirs carbonatés. Ainsi, *la minéralisation des eaux de cette classe peut être enrichie par la suite d'un lessivage limité des évaporites ou par condensation des eaux dans les cavités karstiques*. Par contre le reste des points d'eau se rangent dans la **classe 2** où la conductivité électrique est comprise entre 2000 et 7000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dont *la minéralisation est affectée à divers degrés par les formations évaporitiques*.

3.4 – pH

Par définition ; le pH est la mesure de l'activité des ions H^+ contenus dans une eau. C'est un paramètre qui détermine l'acidité ou l'alcalinité d'une eau.

$$\text{pH} = -\log(\text{H}^+)$$

Les valeurs du pH mesurées sont portées dans le tableau 4.6, ce tableau montre que tous les points d'eau ont des valeurs qui oscillent autour de la neutralité ; entre 7,17 comme valeur minimale au flanc est du Djebel Zdim et 7,43 comme valeur maximale à Hammam Guergour.

Tableau 4.6 – Valeurs du pH.

Point d'eau	pH	Etat
P1	7,88	pH basique
P2	7,67	pH basique
P3	7,55	pH basique
P4	7,33	pH basique
P5	7,37	pH basique
P6	7,17	pH basique
P7	7,43	pH basique

4 – Etude analytique des paramètres chimiques

4.1 - Introduction

C'est en circulant dans les micro fissures des roches que les eaux en dissolvent certains composants. La dissolution est facilitée par la chaleur ambiante et par la durée du contact entre l'eau et la roche.

Quant au gaz carbonique, accompagnateur fréquent des eaux thermales, il provient des zones profondes de l'écorce ou du manteau terrestre, à quelques dizaines ou centaines de kilomètres sous nos pieds. Dans ces profondeurs, le gaz carbonique est présent à l'état d'inclusions dans les cristaux des roches. Les mouvements géologiques, en déformant ou en écrasant celles-ci, libèrent le gaz qui monte alors vers la surface pour se dissiper dans l'atmosphère. Au cours de sa migration, il peut rencontrer l'eau thermale, et s'y dissoudre jusqu'au moment où, quand la pression diminue, il commence à se dégager sous forme de bulles, contribuant ainsi à l'accélération de la remontée de l'eau. En d'autres endroits, il chemine seul en empruntant des failles et les drains secs.

Les eaux thermales proviennent de ces précipitations infiltrées dans le sol mais elles se distinguent des eaux de source par un trajet souterrain beaucoup plus long et beaucoup plus profond qui leur a permis d'acquérir la température et la composition chimique unique qui lui donne à chacune son originalité.

4.2 – Eléments majeurs

Les éléments chimiques dits majeurs correspondent aux anions et cations qui constituent de façon prépondérante la minéralisation des eaux.

Les résultats d'analyses chimiques en éléments majeurs effectuées sur les échantillons prélevés des sept points d'eau de la zone d'étude sont reportés dans le tableau 4.7.

Tableau 4.7 – Analyse chimique en éléments majeurs (mg/l).

Point d'eau	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃
P1	98	56	200	3	315	224	311	12
P2	160	94	475	12	860	376	329	0
P3	174	52	430	10	775	370	207	1
P4	126	66	120	5	195	340	305	5
P5	176	58	250	12	355	500	275	3
P6	130	68	124	6	180	410	220	6
P7	360	144	300	7	585	1000	293	0

Les analyses chimiques effectuées sur les échantillons prélevés des sept points d'eau de la zone d'étude, montrent des teneurs variables des différents éléments dosés d'un point à un autre, l'examen de l'analyse montre que : l'ion SO₄⁻ est légèrement prédominant sur les ions HCO₃⁻ et Cl⁻ (quatre points sur sept) et l'ion Na⁺ est légèrement prédominant sur les ions K⁺, Ca⁺, Mg⁺ (quatre points sur sept).

4.2.1 – Le calcium

La présence des ions Ca²⁺ dans l'eau est liée principalement à deux origines naturelles : soit la dissolution des formations carbonatées (CaCO₃ = Ca²⁺ + CO₃²⁻), soit la dissolution des formations gypseuses [CaSO₄, 2(H₂O) = Ca²⁺ + SO₄²⁻ + 2(H₂O)].

Une teneur faible en calcium fait penser à un échange de base contre le sodium ou à l'absence de minéraux riches en calcium faiblement altérables. Par contre une teneur élevée en calcium provient de la mise en solution du gypse ou de l'anhydrite.

Pour notre cas les teneurs en calcium varient entre 98 mg/l comme valeur minimale dans les eaux du forage de Zana El Baïda et 360 mg/l comme valeur maximale dans les eaux du forage de Hammam Guergour.

Ces concentrations indiquent que ces eaux sont influencées par la dissolution des formations carbonatées et les formations gypseuses.

4.2.2 – Le magnésium

Ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium, magnésite : $\text{MgCO}_3 = \text{Mg}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$, et dolomite: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2(\text{CO}_3^{2-})$.

Quant la dolomie est attaquée, il n'y a pas de solubilité sélective, il y a autant de calcium que de magnésium. Si toutefois la quantité du calcium dépasse celle du magnésium, l'eau aurait obtenu sa minéralisation du calcaire. Par contre une teneur élevée en magnésium peut faire penser à une contamination d'eau de mer ou du lessivage des minéraux magnésiens.

Pour notre cas les teneurs en magnésium varient entre 52 mg/l comme valeur minimale dans les eaux du forage de Hammam Esoukhna et 144 mg/l comme valeur maximale dans les eaux de forage de Hammam Guergour.

On pense ici que les apports en magnésium proviennent de la dissolution des formations évaporitiques.

4.2.3 – Le sodium

L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères et à l'effet de la salinité marine. La plus importante source de sodium se trouve dans les évaporites (halite NaCl, mirabilite $\text{Na}_2\text{SO}_4(10(\text{H}_2\text{O}))$).

La présence du sodium est liée à la dissolution rapide des formations évaporitiques riches en halite. L'existence des Sebkhass et des Chotts peut être aussi à l'origine de cet élément. La concentration en sodium de l'eau de mer avoisine les 10560 mg/l.

Sur notre terrain les teneurs en sodium varient entre 120 mg/l comme valeur minimale dans les eaux du forage de Douar Lekbir et 475 mg/l comme valeur maximale dans les eaux des étangs de Hammam Esoukhna.

Ces concentrations témoignent d'un apport salifère à partir des formations évaporitiques liées aux Sebkhass qui se trouvent près de la source de Hammam Esoukhna, d'ailleurs ces deux points présentent les valeurs les plus élevées dans la zone d'étude.

4.2.4 – Le potassium

Le potassium provient de l'altération des formations silicatées (gneiss, schiste), des argiles potassiques.

En général le potassium dépasse rarement les 10 ou 15 mg/l dans les eaux naturelles. Dans les eaux de mer le potassium avoisine les 380 mg/l.

Sur notre terrain les teneurs en potassium varient entre 3 mg/l comme valeur minimale dans les eaux du forage de Zana El Baïda et 12 mg/l comme valeur maximale dans les eaux des étangs de Hammam Esoukhna et ceux du forage de Hammam Ouled Yelles.

4.2.5 – Les chlorures

L'origine de cet élément est comme pour le cas du sodium, liée principalement à la dissolution des formations salifères. Les évaporites constituent la source principale de cet élément. L'effet de la salinité marine, les bassins endoréiques (Chotts, Sebkhass), les eaux fossiles ou connées, le salage des routes et l'adoucissement des eaux par les résines peuvent aussi être à l'origine de cet élément.

Le chlore est présent dans les eaux naturelles bien qu'il soit en faible quantité. Dans l'eau de pluie il avoisine les 4 mg/l et dans l'eau de mer les 18,98 g/l. La teneur du chlore dans les eaux continentales peut être maximum sur les zones côtières et moindre en s'éloignant de la mer. Généralement les eaux riches en chlore sont riches en sodium, parfois le calcium remplace le sodium.

Les teneurs en chlorures des points d'eau analysés varient entre 180 mg/l comme valeur minimale dans les eaux du forage de Douar Ouled Boutara et 860 mg/l comme valeur maximale dans les eaux des étangs de Hammam Esoukhna. Ces teneurs présentent des valeurs importantes par rapport 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.

Ces concentrations indiquent l'existence d'apports salifères à partir des formations évaporitiques liées à la Sebkhha se trouvant près de Hammam Esoukhna, d'ailleurs ces deux points présentent les valeurs les plus élevées dans la zone d'études.

4.2.6 – Les sulfates

La présence des ions sulfatés dans l'eau est liée à la dissolution des formations gypseuses, à la dégradation de la matière organique dans le sol (Vieville, 1983) ainsi qu'à l'apport anthropique (origine agricole). Dans les eaux de pluie les sulfates sont de l'ordre du mg/l.

Les teneurs en sulfates de nos analyses varient entre 224 mg/l comme valeur minimale dans les eaux du forage de Zana El Baïda et 1000 mg/l comme valeur maximale dans les eaux du forage de Hammam Guergour.

Donc la présence des sulfates est beaucoup plus liée aux formations gypseuses.

4.2.7 – Les bicarbonates

Les bicarbonates résultent de la dissolution des roches calcaires ou d'émanation du magma profond, l'apport atmosphérique de cet élément est négligeable.

Les teneurs en bicarbonates de nos analyses varient entre 207 mg/l comme valeur minimale dans les eaux du forage de Hammam Esoukhna et 329 mg/l comme valeur maximale dans les eaux des étangs de Hammam Esoukhna.

4.2.8 – Les nitrates

Les nitrates, représentent la forme la plus oxygénée de l'azote, c'est une forme très soluble. L'apport atmosphérique en nitrates est faible, la teneur naturelle des eaux

souterraines en cet élément est également faible; elle dépend des types de sols, de la végétation qui les recouvrent ainsi que du taux d'oxygénation dans la zone noyée. On peut dire aussi que l'origine des nitrates dans les eaux souterraines est essentiellement externe (apports anthropiques). Les nitrates sont utilisés comme indice de pollution.

La teneur maximale a été observée dans l'eau du forage de Zana El Baïda (12 mg/l).

4.3 – Eléments mineurs

Les éléments mineurs sont les éléments présents à de très faibles teneurs dans les eaux étudiées. La présence d'éléments mineurs ou éléments traces ou encore oligo-éléments dans les eaux thermales est d'une grande importance car elle permet de préciser les caractères et l'origine de ces eaux. Ces éléments sont regroupés dans deux groupes:

Les terres rares ou lanthanides : elles ont des teneurs extrêmement faibles dans les eaux souterraines. Elles ne sont pas actuellement utilisées en hydrogéologie.

Les métaux: ce sont les plus employés, ils se regroupent dans trois familles:

- Les alcalins et alcalino-terreux : Rb, Sr, Li, Ba ;
- Les métaux de transition : Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Mo, As, Sb ;
- Les métaux lourds : Zn, Cd, Pb, U.

Les résultats d'analyses chimiques des éléments : Cd, Ni, Ba, Cu, Li, Al, Pb, Sr, Fe, F, SiO₂ effectuées sur les échantillons prélevés des sept points d'eau de la zone d'étude sont reportés dans le tableau 4.8.

Les teneurs en éléments traces de l'ensemble des points de la zone d'étude sont variables d'un point à un autre, elles sont généralement faibles à l'exception de la silice et du strontium, ces deux éléments présentent des teneurs relativement importantes.

On ne peut attribuer une origine géologique précise aux éléments traces car ils sont d'origines variées.

Tableau 4.8 – Analyses chimiques en éléments mineurs (mg/l).

Point d'eau	Cd	Ni	Ba	Cu	Al	Pb
P1	0,0014	0,019	0,043	<0,110	0,800	0,160
P2	0,011	0,029	0,070	<0,130	1,130	0,180
P3	0,020	0,040	0,090	<0,110	1,340	0,220
P4	0,015	0,036	0,050	<0,110	1,200	0,170
P5	0,020	0,042	0,056	<0,110	1,530	0,230
P7	<0,035	<0,092	<0,059	<0,110	<3,440	<0,530
Point d'eau	Li	Sr	Fe	F	SiO ₂	/
P1	trace	1,700	0,29	0,94	20,98	/
P2	0,280	2,370	0,56	1,29	27,19	/
P3	0,750	2,950	0,39	0,91	29,50	/
P4	0,110	2,070	0,24	1,21	27,83	/
P5	0,380	3,600	0,35	0,55	39,54	/
P6	-	-	0,19	0,73	35,57	/
P7	trace	<11,46	0,25	1,43	28,28	/

4.3.1 – La silice

Cet élément est très fréquent dans les eaux thermales, sa solubilité augmente avec la température et l'alcalinité de l'eau, d'ailleurs la silice est employée comme géothermomètre qui sert à l'estimation de la température de l'eau en profondeur.

L'altération des roches à laquelle est attribuée la mise en solution de Na, K, Ca et Mg provoque la libération de la silice et c'est pour cette raison que toutes les eaux thermales contiennent de la silice en teneurs variables.

Les concentrations en silice varient entre 20,98 mg/l comme minimum enregistré dans les eaux du forage de Zana El Baïda et 39,54 mg/l comme maximum enregistré dans les eaux du forage de Hammam Ouled Yelles.

4.3.2 – Le strontium

Le strontium est un métal alcalino-terreux, on le trouve dans la nature sous forme de strontianite SrCO₃ et de célestite SrSO₄ qui accompagne généralement les formations

évaporitiques, il est considéré comme un indicateur très utile pour la détermination de l'origine de la minéralisation (Edmunds, W.M, 1980, 1995). En raison de leurs rayons ioniques comparables ($\text{Sr}^{2+} = 0,116 \text{ nm}$, $\text{Ca}^{2+} = 0,103 \text{ nm}$) et leur situation dans le tableau périodique, le strontium et le calcium présentent un comportement géochimique identique.

Le strontium peut occuper les sites libres dans le réseau de certains minéraux carbonatés (dolomie, calcite aragonite) mais surtout il est associé au réseau cristallin du gypse sous forme de célestite (SrSO_4) et aussi dans la structure des minéraux argileux. Il constitue ainsi un bon marqueur de la présence des évaporites (Edmunds, W.M, 1980). Il permet ainsi de déterminer et de distinguer l'origine des sulfates. ***Ainsi des faibles concentrations en Sr indiquent une provenance des sulfates à partir de l'oxydation des sulfures, alors que des fortes teneurs impliqueraient une dissolution des évaporites.***

Le rapport Sr/Ca est caractéristique d'une eau évaporitique s'il est supérieur à 1‰ (Meybeck 1984), pour notre zone d'étude ce rapport est strictement supérieur à 1‰ confirmant ainsi la mise en solution d'évaporites (gypse et anhydrite).

La corrélation Sr vs. SO_4 (figure 4.12) montre que le strontium est étroitement lié aux sulfates et que la mise en solution d'évaporites (gypse et anhydrite) semble être sa source principale.

4.3.3 – Le lithium

Le lithium est connu par son caractère d'indicateur de lithofaciès et du degré d'interaction eau-roche (Edmunds, W.M, 1980), et il peut aussi renseigner sur le temps de séjour des eaux souterraines.

Le rapport Li/Cl varie entre $1,07 * 10^{-4}$ et $9,68 * 10^{-4}$, étant supérieur à celui de l'eau de mer et qui est de l'ordre de $8,9 * 10^{-6}$, ce rapport confirme que le lithium présent dans ces eaux est indépendant des chlorures et que l'interaction des eaux avec la matrice rocheuse est sa source majeure. En effet la présence de cet élément serait liée à une diagenèse des minéraux argileux.

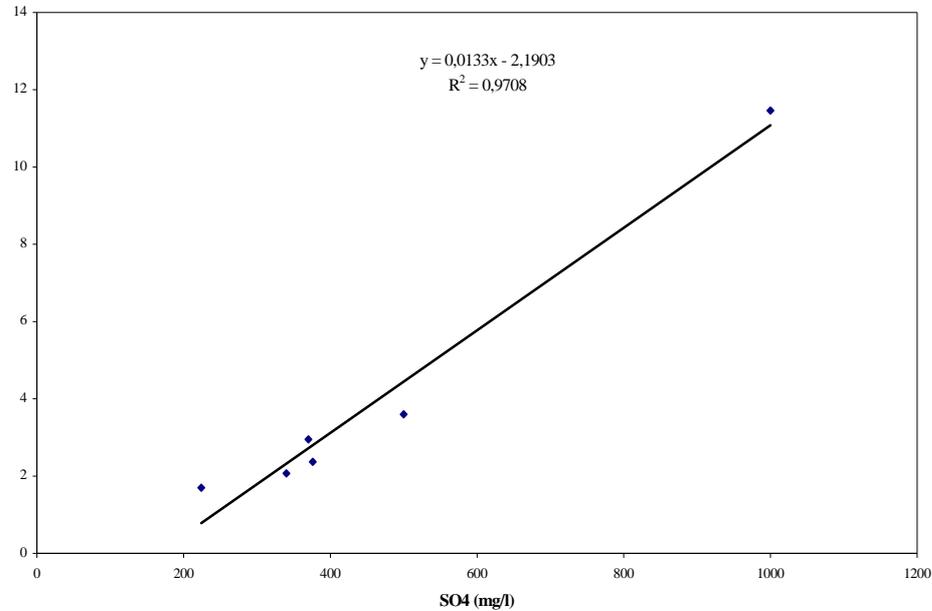


Figure 4.3– Relation strontium vs. sulfates.

5 - Analyse en composantes principales

5.1 - Introduction

L'analyse en composantes principales (ACP) est une méthode mathématique d'analyse de données qui consiste à rechercher les directions de l'espace qui représentent le mieux les corrélations entre n variables aléatoires.

Le tableau analysé présente une grande hétérogénéité notamment au niveau des unités des variables (T en °C, pH sans unité, teneurs en méq/l, ...) qu'il convient d'homogénéiser afin d'éviter les déformations lors de la projection sur les plans factoriels. C'est pourquoi, la première opération consiste à centrer et à réduire le tableau.

Centrer un tableau, consiste à calculer la moyenne pour chacune des variables qu'il faudrait soustraire à la valeur brute. La nouvelle valeur de la variable est soit positive soit négative. Cette opération permet de minimiser les déformations lors de la projection des vecteurs variables sur le plan factoriel.

Réduire un tableau, consiste à calculer l'écart type pour chaque variable qu'il faudrait soustraire également à la valeur brute. La nouvelle valeur de la variable est soit positive soit négative. Cette opération est imposée par la nature même des variables qui

ont des unités différentes, il convient, en effet d'éviter de faire apparaître des structures qui ne seraient dues qu'aux différences d'unités des variables.

5.2 - ACP des éléments majeurs

5.2.1 - Projection des variables

L'analyse a été poussée jusqu'à trois facteurs et plus de 92% de la variance totale ont pu être exprimées. Le faible % de la variance, exprimée par le premier facteur (47,83%), montre qu'il n'existe pas de structure forte dans l'échantillonnage réalisé. Cela prouve que de nombreux facteurs interviennent sur la structure des échantillons, facteurs qui ne sont pas liés les uns aux autres. Ceci s'est répercuté sur la matrice de corrélation où on a eu une corrélation significative uniquement entre Ca, SO₄ et Cl, Na. Il faut signaler que sept (07) individus ont été introduits avec neuf (09) variables. Le coefficient de corrélation critique tiré du tableau de Mangin (annexe II) est égal à 0,96 soit $r^2 = 0,92$. Ces corrélations font ressortir l'origine du Ca et du SO₄ par dissolution du gypse et celle du Na et Cl par dissolution du sel gemme (tableau 4.9).

Tableau 4.9 – Matrice de corrélation des variables.

	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	T
Ca	1								
Mg	0,87	1							
Na	0,30	0,23	1						
K	0,21	0,04	0,72	1					
Cl	0,37	0,33	0,99	0,65	1				
SO ₄	0,98	0,87	0,12	0,14	0,20	1			
HCO ₃	0,03	0,35	0,04	-0,10	0,06	0,03	1		
NO ₃	-0,64	-0,52	-0,66	-0,76	-0,69	-0,57	0,10	1	
T	0,47	0,12	-0,03	0,33	-0,03	0,51	-0,76	-0,51	1

L'analyse du plan factoriel 1-2 (figure 4.4) où plus de 71% de la variance totale sont exprimées, c'est-à-dire que près des 2/3 de l'information est extraite du tableau de données, l'analyse dans ce plan est donc très acceptable. Le facteur 1 est fortement déterminé, négativement, par les nitrates et d'une façon moindre par Ca et SO₄ d'un côté

et Cl, Mg et Na d'un autre coté (très proches du cercle) et encore moins par K. Donc ce facteur est déterminé positivement par le gypse et le sel gemme donc par les évaporites et négativement par les nitrates qui témoignent de l'arrivée d'une pollution agricole ou un mélange d'eau profonde avec de l'eau de surface.

Le facteur 2 est n'est déterminé par aucune variable.

Sur le plan factoriel 1-3 (figure 4.5), le facteur 3 est déterminé positivement par la température et négativement par HCO_3 c'est donc le facteur des formations carbonatées dont la dissolution évolue d'une façon inverse avec la température de l'eau.

Tableau 4.10 – Corrélation facteurs-variables.

Désignation	Fact. 1	Fact. 2	Fact. 3
Ca	<u>0,84</u>	0,49	-0,14
Mg	<u>0,71</u>	0,46	-0,49
Na	<u>0,69</u>	-0,68	-0,09
K	<u>0,65</u>	-0,55	0,27
Cl	<u>0,73</u>	-0,60	-0,14
SO ₄	<u>0,76</u>	0,63	-0,11
HCO ₃	-0,04	-0,08	<u>-0,94</u>
NO ₃	<u>-0,92</u>	0,14	-0,15
T	0,47	0,39	<u>0,79</u>

5.2.2 - Projection des individus

Sur le plan factoriel 1-2 (figure 4.6), le facteur 1 est déterminé négativement par le forage de Zana El Bāïda et celui de Douar Lekbir dont les eaux sont probablement mélangées avec les eaux de surface influencées par les nitrates. D'une manière positive, il est déterminé par le forage de Hammam Guergour dont les eaux sont riches en Ca et SO₄. Le facteur 2 est déterminé par les étangs de Hammam Esoukhna dont les eaux sont relativement chargées en HCO₃.

Sur le plan factoriel 1-3 (figure 4.7), le facteur 3 est déterminé par les forages de Hammam Esoukhna, Hammam Ouled Yelles et Douar Ouled Boutara dont les eaux sont relativement chaudes.

Tableau 4.11 - Cosinus carrés basés sur les corrélations facteurs-individus.

Désignation	Fact. 1	Fact. 2	Fact. 3
P1	<u>0,77</u>	0,00	0,17
P2	0,24	<u>0,52</u>	0,22
P3	0,17	0,26	<u>0,46</u>
P4	<u>0,71</u>	0,09	0,04
P5	0,03	0,01	<u>0,35</u>
P6	0,31	0,23	<u>0,42</u>
P7	<u>0,62</u>	0,31	0,06

5.3 - ACP des éléments mineurs

5.3.1 - Projection des variables

Douze variables ont été utilisées pour sept (07) individus. L'analyse a été poussée jusqu'à trois facteurs mais seulement 89% de la variance ont pu être exprimées. Contrairement à l'ACP des éléments majeurs le facteur 1 exprime plus de 62% de la variance ce qui montre que la structure de l'échantillonnage est forte et que beaucoup d'éléments sont liés les uns aux autres. L'examen du tableau de corrélation (tableau 4.12) montre les corrélations suivantes :

Cd-Ni	Ni-Ba	Ba-Al	Al-Pb
Cd-Ba	Ni-Al	Ba-Pb	Al-Sr
Cd-Al	Ni-Pb	Ba-Sr	
Cd-Pb	Ni-Sr		
Cd-Sr			

Ceci montre que pratiquement tous les éléments mineurs liés sont d'une origine commune.

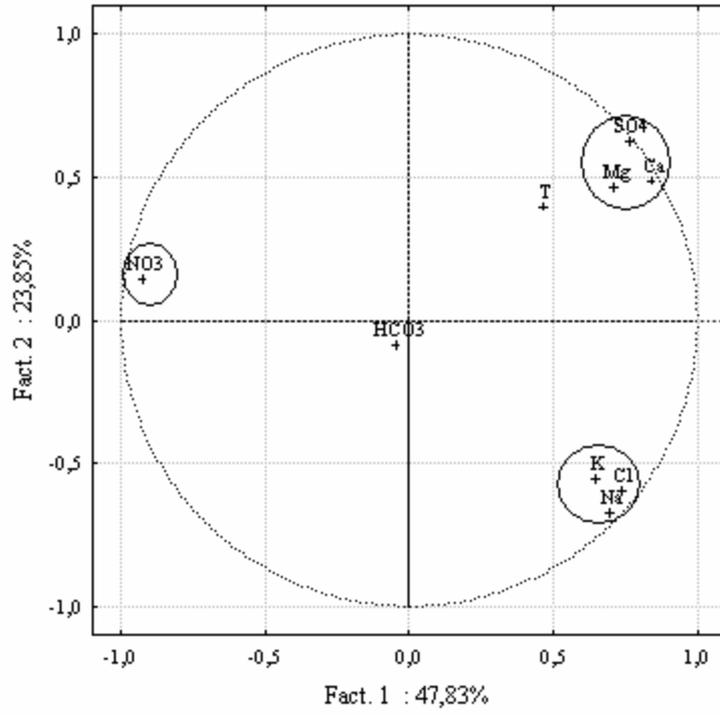


Figure 4.4 – Cercle des corrélations, plan F1-F2 (éléments majeurs).

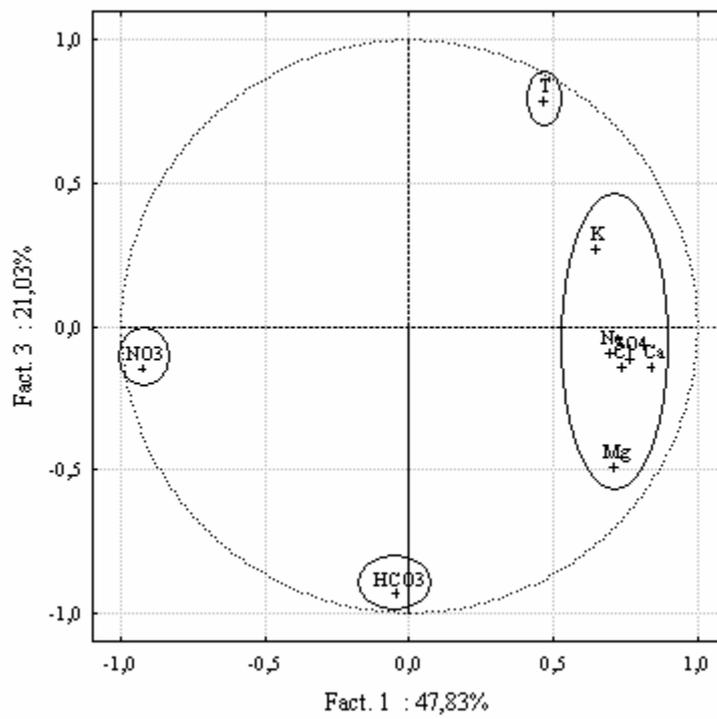


Figure 4.5 – Cercle des corrélations, plan F1-F3 (éléments majeurs).

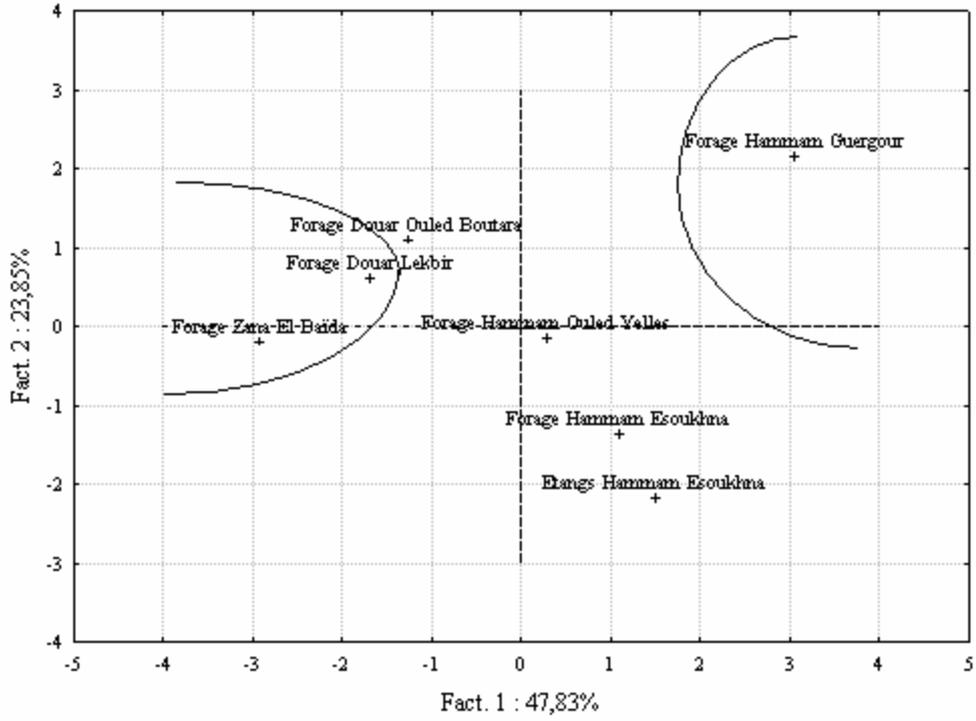


Figure 4.6 – Espace des individus, plan F1-F2 (éléments majeurs).

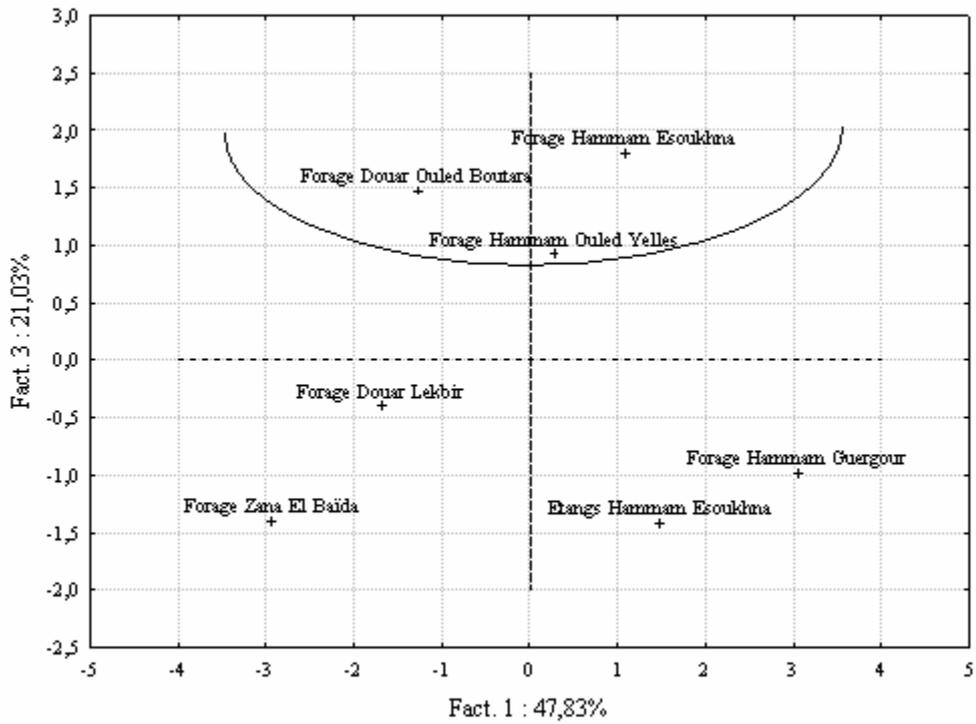


Figure 4.7 – Espace des individus, plan F1-F3 (éléments majeurs).

Tableau 4.12 – Matrice de corrélation des variables.

	Cd	Ni	Ba	Cu	Li	Al	Pb	Sr	Fe	F	SiO ₂	T
Cd	1											
Ni	<u>0,99</u>	1										
Ba	<u>0,99</u>	<u>0,99</u>	1									
Cu	0,49	0,49	0,49	1								
Li	0,73	0,73	0,73	0,29	1							
Al	<u>0,99</u>	<u>0,99</u>	<u>0,99</u>	0,49	0,73	1						
Pb	<u>0,99</u>	<u>0,99</u>	<u>0,99</u>	0,49	0,73	<u>0,99</u>	1					
Sr	<u>0,99</u>	<u>0,99</u>	<u>0,99</u>	0,49	0,73	<u>0,99</u>	<u>0,99</u>	1				
Fe	-0,57	-0,57	-0,57	-0,06	-0,61	-0,57	-0,57	-0,57	1			
F	0,16	0,16	0,16	-0,18	0,07	0,16	0,16	0,15	0,17	1		
SiO ₂	0,23	0,23	0,23	0,31	-0,24	0,24	0,23	0,24	-0,13	-0,63	1	
T	0,50	0,50	0,50	0,12	-0,04	0,50	0,50	0,51	-0,33	-0,31	0,76	1

L'analyse du plan factoriel 1-2 (figure 4.8) montre que le facteur 1 est déterminé négativement par Cd, Ni, Ba, Al, Pb et Sr et d'une façon moindre par Li. Par contre le facteur 2 est fortement déterminé d'une manière positive par la silice et d'une façon moindre par la température. Ceci montre que la dissolution de la silice est liée à la température. Ce même facteur est déterminé d'une manière négative par le fluore dont la dissolution n'est pas liée à la température.

Le facteur 3 n'est déterminé par aucune variable.

Tableau 4.13 – Corrélation facteurs-variables.

Désignation	Fact. 1	Fact. 2	Fact. 3	Désignation	Fact. 1	Fact. 2	Fact. 3
Cd	<u>-0,99</u>	-0,06	0,05	Pb	<u>-0,99</u>	-0,06	0,05
Ni	<u>-0,99</u>	-0,06	0,05	Sr	<u>-0,99</u>	-0,05	0,05
Ba	<u>-0,99</u>	-0,06	0,05	Fe	0,63	-0,02	0,68
Cu	-0,51	0,18	0,61	F	-0,07	<u>-0,78</u>	0,27
Li	<u>-0,74</u>	-0,42	-0,27	SiO₂	-0,28	<u>0,93</u>	0,09
Al	<u>-0,99</u>	-0,06	0,05	T	-0,53	<u>0,69</u>	-0,09

5.3.2 - Projection des individus

L'examen du plan factoriel 1-2 (figure 4.9) relatif aux individus, montre qu'on a deux groupes selon le facteur 1. Le premier groupe formé par le forage de Douar Ouled Boutara et celui de Hammam Guergour caractérisés par des eaux relativement chargées en oligo-éléments (Cd, Ni, Ba, Al, Pb, Sr) qui s'oppose au deuxième groupe formé par le forage de Hammam Esoukhna et celui de Douar Lekbir dont les eaux sont relativement pauvres en ces éléments.

Ce même plan factoriel montre qu'on a également deux groupes opposés selon le facteur 2. Le premier groupe est formé par le forage de Hammam Ouled Yelles qui est chargé en silice et dont la température est relativement élevée, alors que le deuxième groupe est formé par le forage de Zana El Baïda dont les eaux sont marquées par la présence du fluore.

Tableau 4.14 – Cosinus carrés basés sur les corrélations facteurs-individus.

Désignation	Fact. 1	Fact. 2	Fact. 3
P1	0,27	<u>0,38</u>	0,13
P2	0,46	0,07	0,47
P3	<u>0,60</u>	0,17	0,00
P4	<u>0,57</u>	0,04	0,08
P5	0,23	<u>0,71</u>	0,03
P6	<u>0,87</u>	0,05	0,01
P7	<u>0,79</u>	0,10	0,00

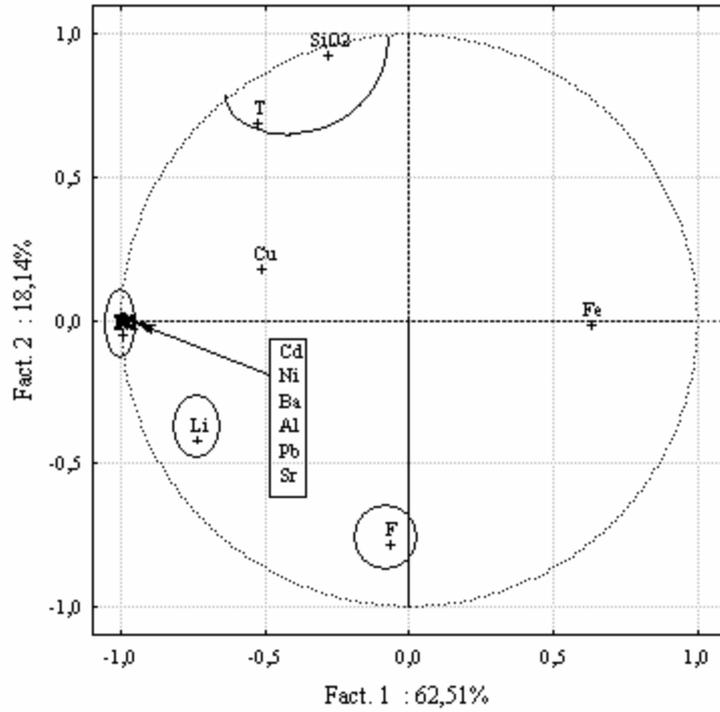


Figure 4.8 – Cercle des corrélations, plan F1-F2 (éléments mineurs).

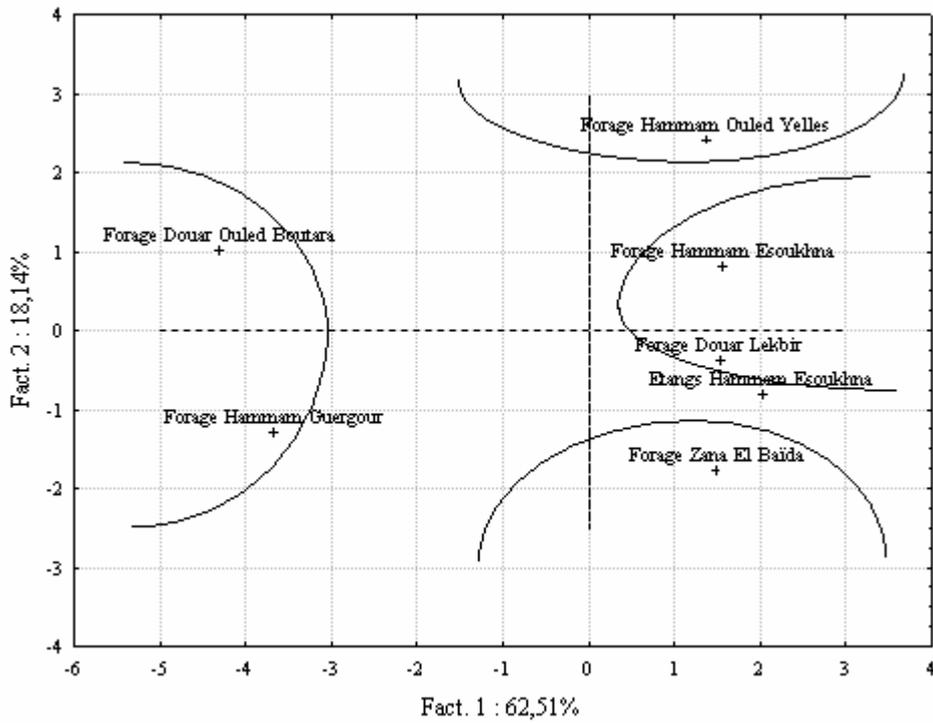


Figure 4.9 – Espace des individus, plan F1-F2 (éléments mineurs).

6 – Etude de l'origine des éléments chimiques

6.1 – Couple (Na^+ , Cl^-)

Dans les eaux naturelles, le sodium et les chlorures sont souvent liés à la dissolution de l'halite (NaCl). L'évolution du sodium est étudiée en fonction de teneur des chlorures, 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. En plus son déplacement n'est pas retardé dans l'eau.

Le rapport Na^+ et Cl^- (figure 4.10A) montre que quatre points sur sept se trouvent sur la droite de pente égale à 1, traduisant la dissolution de l'halite. Il s'agit des régions de Zana El Baïda, Douar Lekbir, Douar Ouled Boutara et Hammam Ouled Yelles, par contre les régions de Hammam Esoukhna et Hammam Guergour montrent un excès en chlorures indiquant certainement une autre origine à partir de 16,5 meq/l de chlorures.

La projection des différents points sur le diagramme $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) - \text{Na}^+/\text{Cl}^-$ (figure 4.10B) montre que les eaux du forage de Zana El Baïda, les étangs et le forage de Hammam Esoukhna, le forage de Douar Lekbir et celui de Hammam Guergour présentent l'état naturel, quand aux eaux des forages de Hammam Ouled Yelles et celui de Douar Ouled Boutara subissent un échange de base.

6.2 – Les éléments (Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-})

On examine l'origine du calcium en fonction des bicarbonates et des sulfates; qui indiquent ses deux origines principales et qui sont les formations carbonatées et évaporitiques.

La représentation graphique du calcium en fonction des bicarbonates (figure 4.11A), montre une origine évaporitique.

La représentation graphique des teneurs en Ca^{2+} en fonction de $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ (figure 4.11B), montre une origine carbonatée du calcium. Ceci n'est pas en contradiction avec le diagramme précédent. En effet Issaâdi (1992) a évoqué que le réservoir carbonaté

des eaux thermales qui ont donné cet excès en calcium et lors de l'ascension de ces eaux en surface a induit la dissolution des formations évaporitiques.

6.3 – Le rapport Conductivité électrique – $\text{HCO}_3^- / (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$

On remarque que tous les points d'eau de la zone d'étude converge vers le pôle évaporitique (figure 4.12), cela se traduit par la dominance des ions Cl^- et SO_4^{2-} sur les ions HCO_3^- à partir d'une conductivité électrique de l'eau de 1700 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

7 – Représentation graphique

L'objectif principal d'une représentation graphique est de permettre une approche rapide des résultats analytiques en vue de caractériser facilement une eau, de suivre son évolution ou de la comparer à d'autres eaux de compositions physico-chimiques voisines ou de proximité géographique. Les deux graphiques, Schoeller-Berkaloff et Piper, sont les représentations des concentrations en ions majeurs les plus courantes

7.1 – Diagramme de Scholler-Berkaloff

C'est une ancienne classification en semi logarithmique dit diagramme de Scholler-Berkaloff. Ce dernier est le plus simple et le plus expressif des diagrammes, il est créé pour permettre la représentation graphique des analyses chimiques de plusieurs échantillons d'eau à la fois et la lecture rapide des caractéristiques chimiques de l'ensemble de ces échantillons. Le faciès chimique de l'eau analysée peut être donnée par l'association des plus fortes concentrations côté anions et côtés cations.

Les figures 4.13, 4.14, 4.15 et 4.16 nous montrent les résultats d'une telle représentation des compositions en éléments majeurs de nos points d'eau sur ce diagramme. Ces diagrammes sont regroupés selon les faciès chimiques des eaux des points concernés et qui sont respectivement:

- eaux à faciès chloruré sodique (Cl-Na) ($P1$, $P2$, $P3$), figures 4.13 et 4.14;
- eaux à faciès sulfaté calcique ($\text{SO}_4\text{-Ca}$), ($P4$, $P6$, $P7$), figures 4.14, 4.15 et 4.16;
- eaux à faciès sulfaté sodique (SO_4Na), ($P5$), figure 4.15.

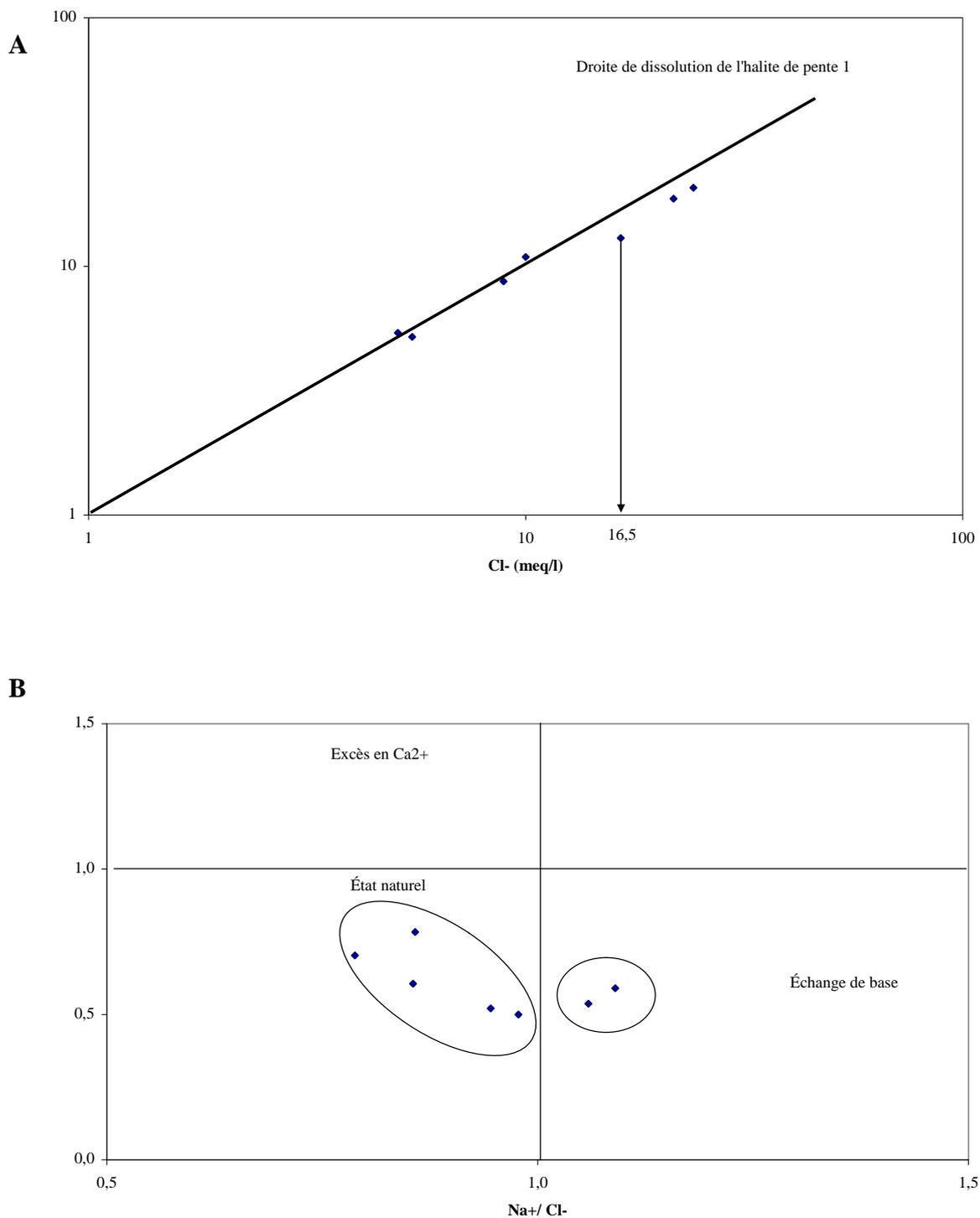


Figure 4.10 - Echange de base.

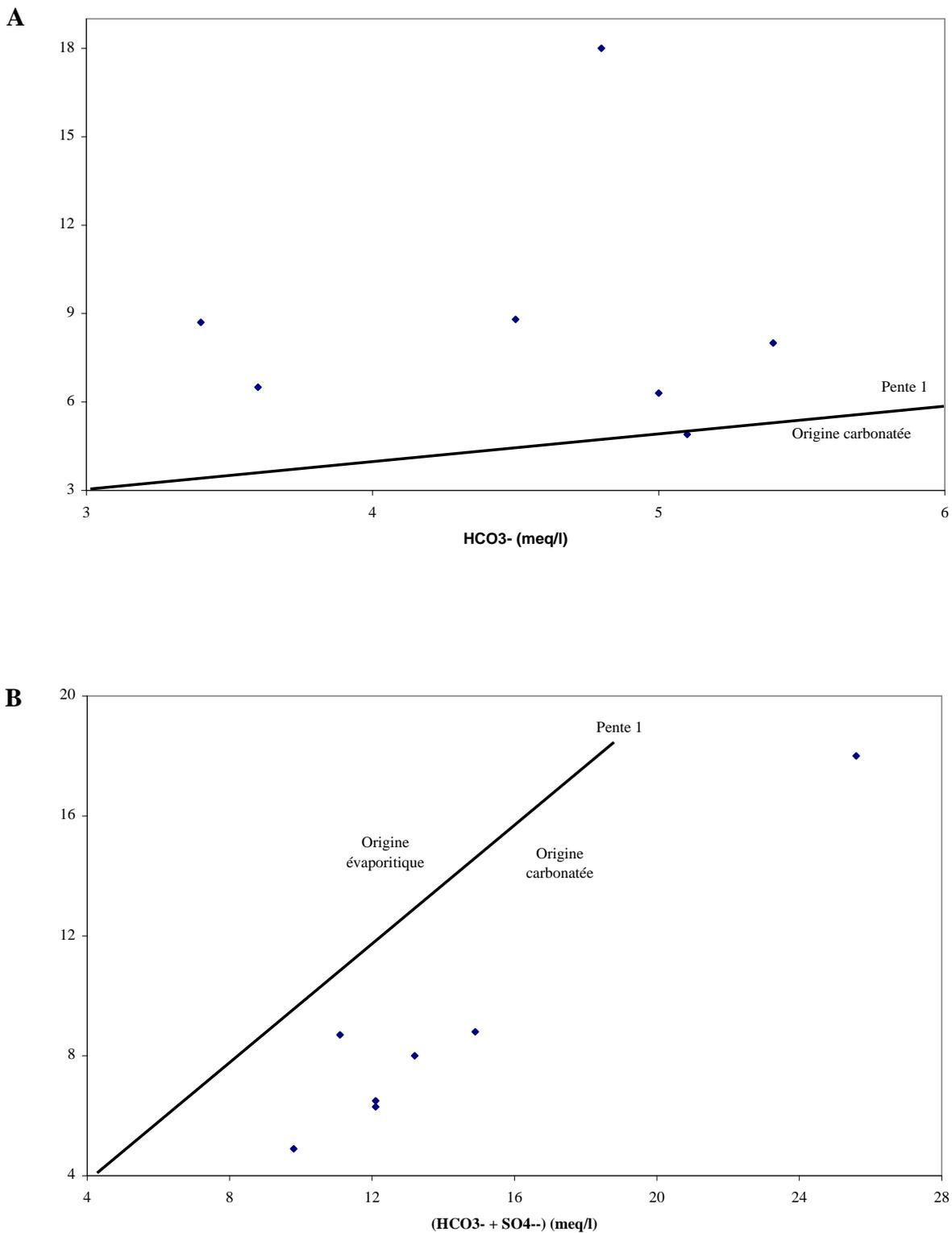


Figure 4.11 - Origine du calcium.

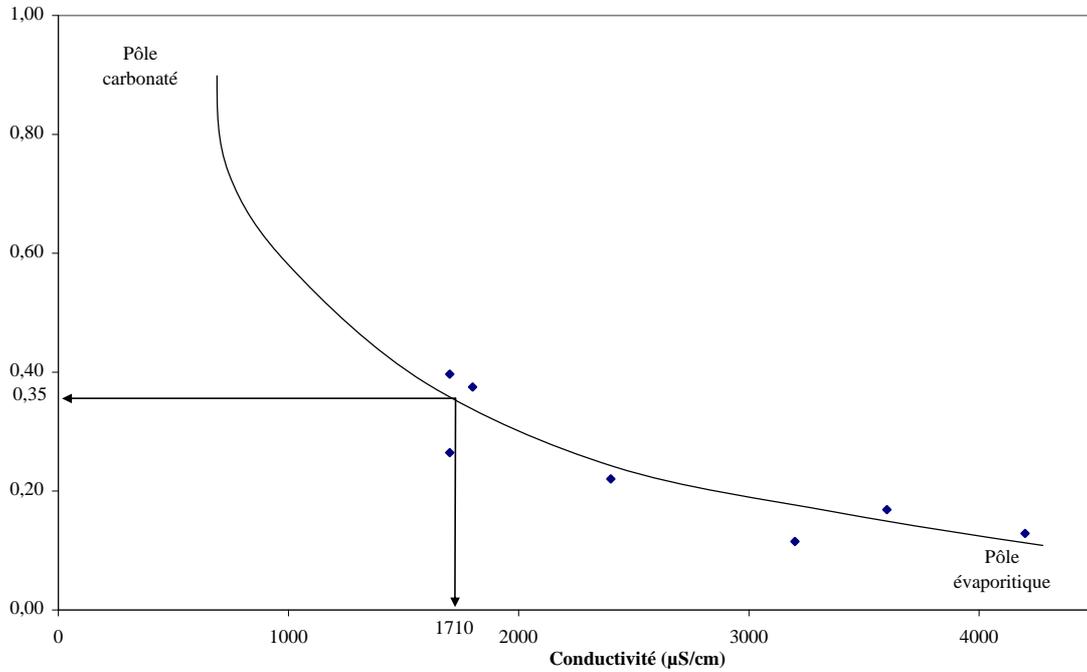


Figure 4.12 - Origine de la salinité.

7.2 – Diagramme de Piper

C'est une ancienne classification aussi qui s'appuie sur un diagramme qui donne la représentation de l'ensemble des points étudiés en fonction de leur faciès sur un même plan. Ce diagramme à l'inconvénient d'utiliser une représentation en pourcentage qui risque de conduire à des interprétations erronées.

La figure 4.8, qui montre les résultats de cette représentation, a permis de ressortir deux familles d'eau:

- *eaux chlorurées sulfatées calciques et magnésiques (P1, P4, P5, P6, p7);*
- *eaux chlorurées sodiques et potassiques (P2 et P3)*

7.3 – Faciès chimiques

Les eaux de la zone d'étude représentées sur les diagrammes de Scholler-Berkaloff et Piper montrent une assez bonne homogénéité chimique.

La répartition des ions caractérisée par une dominance des sulfates et des chlorures par rapport aux ions carbonatés. Les cations sont eux marqués par une dominance du sodium et du calcium sur le magnésium.

Ces faciès chimiques indiquent à la fois l'existence des apports salifères qui proviendraient des formations évaporitiques.

Ces répartitions nous ont permis également de classer ces eaux selon leur formule caractéristique (tableau 4.15).

Tableau 4.15 – Formules caractéristiques.

Point d'eau	Formule caractéristique
P1, P2, P3	$r Cl^- > r HCO_3^- > r SO_4^{--}$ $r Na^+ > r Ca^{++} > r Mg^{++}$
P4, P6	$r SO_4^{--} > r HCO_3^- > r Cl^-$ $r Ca^{++} > r Na^+ > r Mg^{++}$
P5	$r SO_4^{--} > r Cl^- > r HCO_3^-$ $r Na^+ > r Ca^{++} > r Mg^{++}$
P7	$r SO_4^{--} > r Cl^- > r HCO_3^-$ $r Ca^{++} > r Na^+ > r Mg^{++}$

7.3.1 - Eaux chlorurées sodiques

Cette famille regroupe le forage de Zana El Baïda, le forage de Hammam Esoukhna et ses étangs. Ces points d'eaux présentent des teneurs élevées en Na et en Cl variant entre 200 et 860 mg/l. Ces fortes teneurs sont le résultat des eaux ayant circulé longtemps dans des formations évaporitiques d'une part et d'un apport salifère à partir de la Sebkhah qui se situe près de Hammam Esoukhna (pour le forage et les étangs de Hammam Esoukhna).

7.3.2 - Eaux sulfatées calciques et sodiques

Les eaux des forages de Douar Lekbir, Douar Ouled Boutara et Hammam Guergour ont un faciès sulfaté calcique quant aux eaux du forage de Hammam Ouled Yelles, ils ont un faciès sulfaté sodique. Les eaux de ces forages acquièrent cette minéralisation dans les formations évaporitiques principalement triasiques.

Le caractère sodique s'explique par l'effet des échanges de base résultant généralement d'un contact avec des argiles abondantes dans les formations triasiques.

Si on se permis de faire une petite comparaison entre les faciès chimiques, des points d'eau chaude étudiés en commun, concluent dans les travaux de A. Issaâdi (Le thermalisme dans son cadre géostructural, apports à la connaissance de la structure profonde de l'Algérie et de ses ressources géothermales 1992), ceux de A. Boudoukha (Hydrogéologie des hautes plaines sétifiennes et qualité chimique des eaux souterraines, 1998) et dans le notre on constate que les eaux de Hammam Esoukhna (P2 et P3) et celles de Hammam Guergour n'ont subi aucun changement dans leurs faciès chimiques, les premières sont typiquement chlorurées sodiques et les secondes sont typiquement sulfatées calciques, par contre on remarque une évolution dans le faciès chimique des eaux de Hammam Ouled yelles (P5). En effet les eaux de ce Hammam avaient un faciès chimique de type chloruré sodique qui s'est évolué en faciès chimique de type sulfaté sodique, cette évolution traduit le lessivage intense des niveaux évaporitiques dans cet endroit.

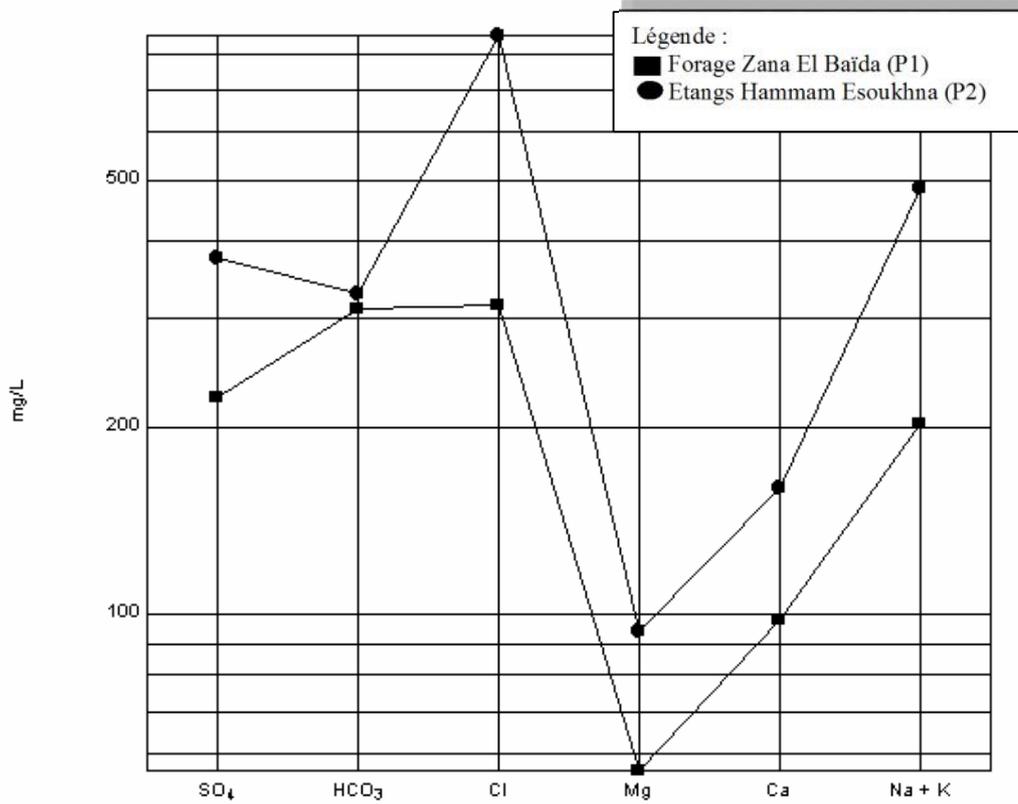


Figure 4.13 - Représentation sur diagramme de Schoeller-Berkaloff des compositions en éléments majeurs des points P1, P2.

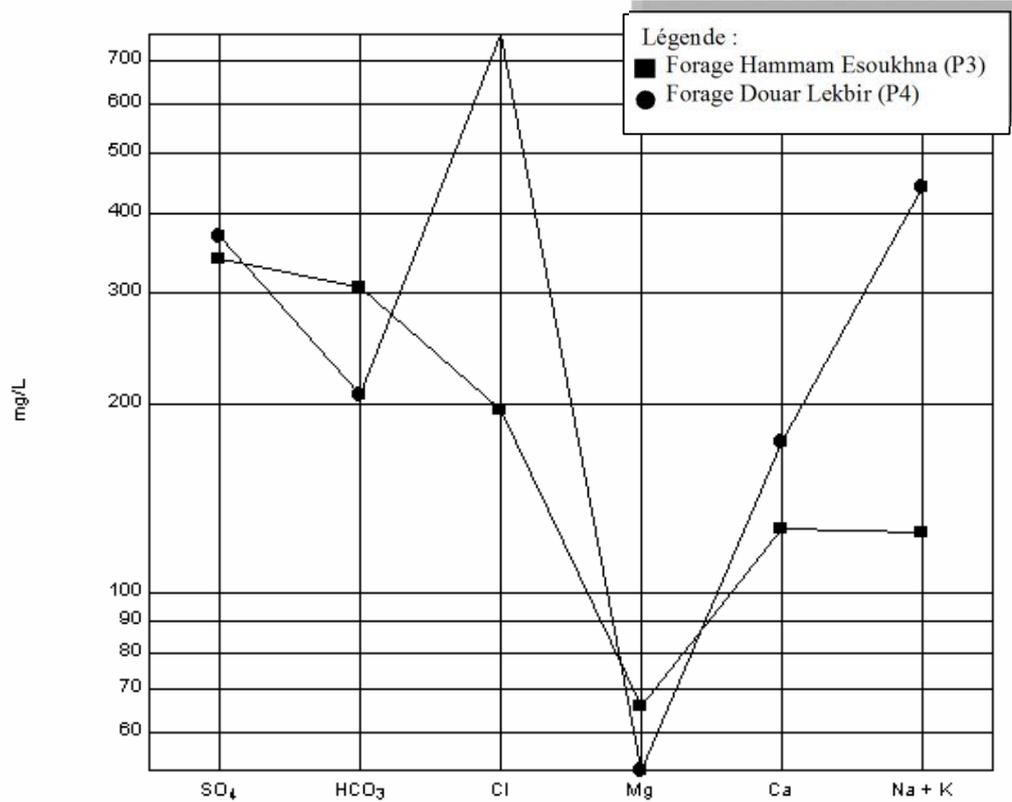


Figure 4.14 - Représentation sur diagramme de Schoeller-Berkaloff des compositions en éléments majeurs des points P3, P4.

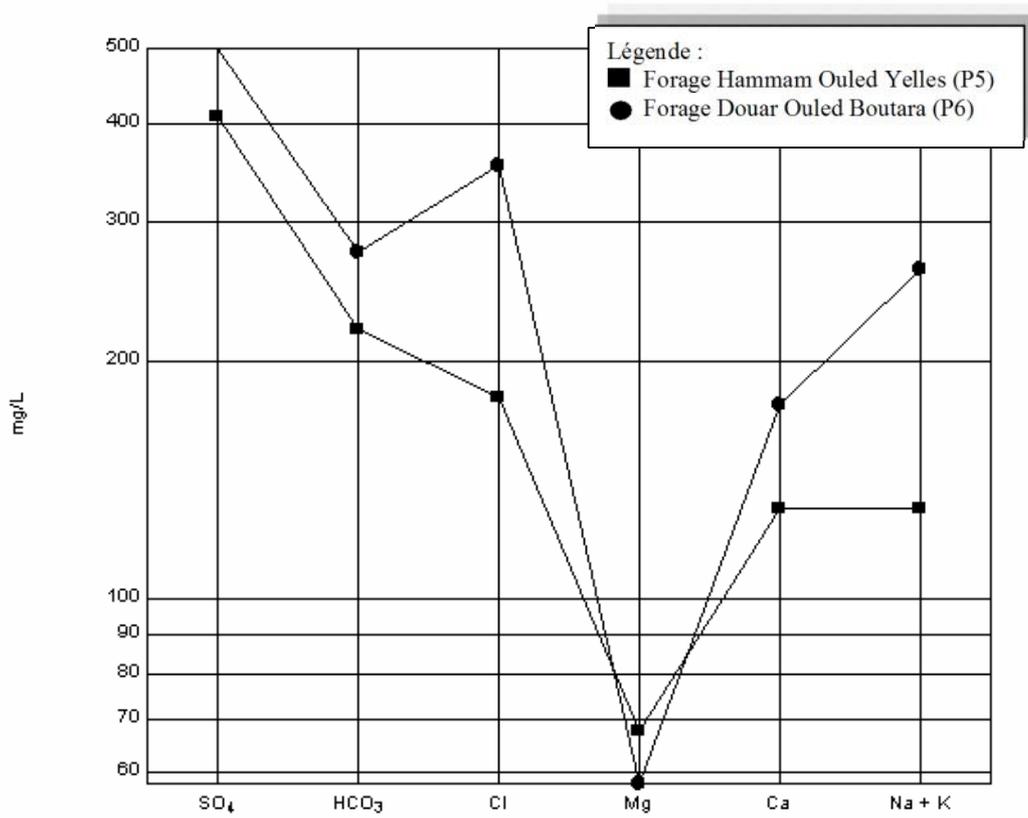


Figure 4.15 - Représentation sur diagramme de Schoeller-Berkaloff des compositions en éléments majeurs des points P5, P6.

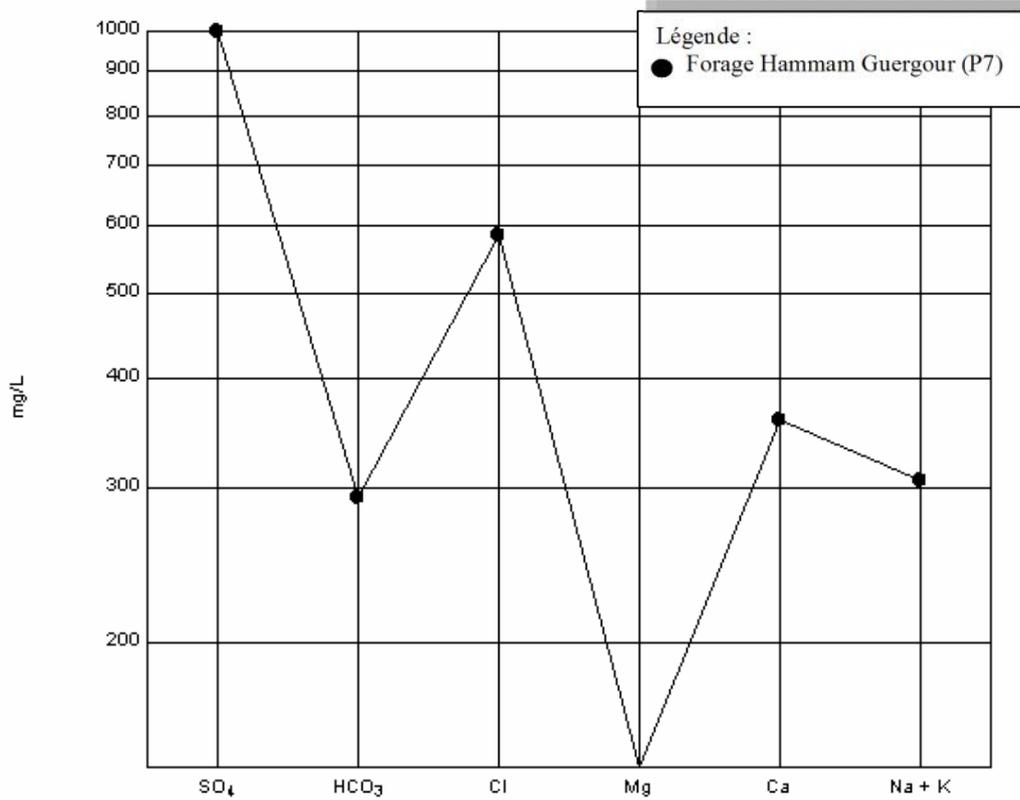


Figure 4.16 - Représentation sur diagramme de Schoeller-Berkaloff des compositions en éléments majeurs des points P7.

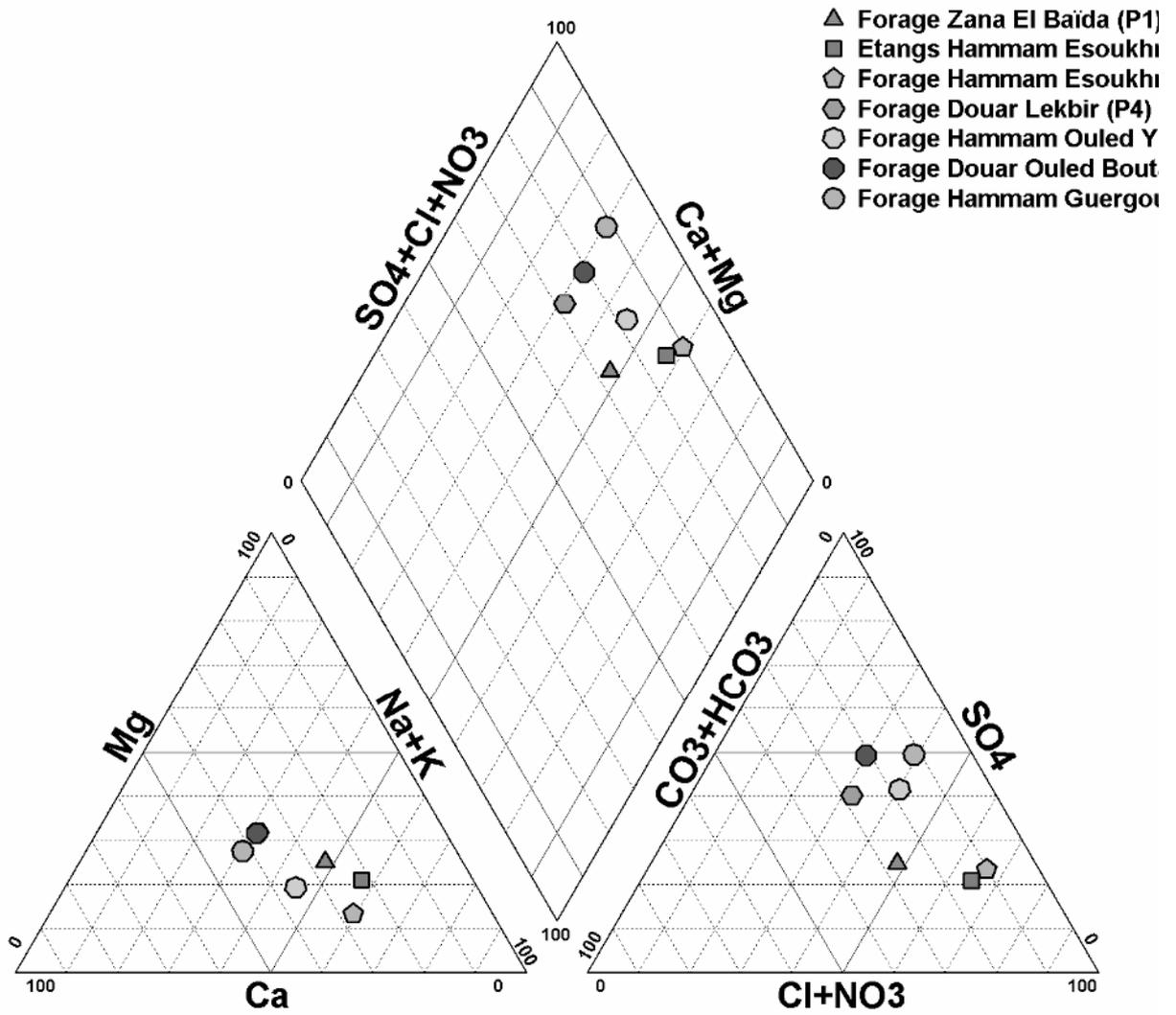
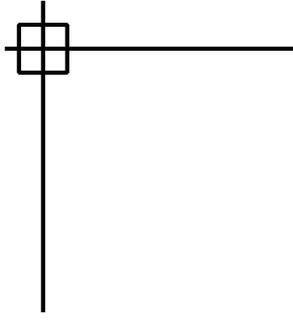


Figure 4.17 - Représentation sur diagramme de Piper des compositions en éléments majeurs.

8 – Conclusion

Les conclusions suivantes pourront être tirées à partir de l'étude hydrochimique des eaux thermales de l'ensemble sud-sétifien:

- les eaux de cette zone possèdent une forte salinité;
- on a une dominance de l'anion SO_4^{2-} sur HCO_3^- et Cl^- et du cation Na^+ sur K^+ , Ca^+ et Mg^+ ;
- deux faciès sont observés : chloruré sodique, sulfaté calcique et sodique;
- la richesse des eaux en éléments Na, Cl, SO_4 et Sr est liée à la dissolution des formations évaporitiques;
- les éléments HCO_3 , K et SiO_2 sont dus à l'effet de l'altération des schistes et du gneiss et la dissolution des cipolins, d'origine profonde;
- les éléments Ca et Mg proviennent à la fois des formations carbonatés et évaporitiques;
- l'analyse en composantes principales a montré que l'eau thermale de la région est influencée par la dissolution des formations salifères et elle est également affectée par une pollution d'origine entropique (nitrates).



Cinquième chapitre

Géothermométrie chimique

Cinquième chapitre

Géothermométrie chimique

1- Introduction

La mesure directe de la température aux émergences n'est pas un moyen fiable pour détecter une anomalie de chaleur en profondeur. En effet il existe une perte de température entre l'aquifère et la température mesurée au niveau de l'émergence causée par plusieurs facteurs parmi lesquels on peut citer:

- le refroidissement de ces eaux au cours de leur remontée vers la surface,
- les échanges thermiques avec les parois du circuit hydrothermal,
- le mélange avec les eaux froides de surface et de subsurface.

La géothermométrie chimique a été créée pour contribuer à l'appréciation des températures atteintes dans les réservoirs géothermales. Les méthodes de géothermométrie chimique permettent, à partir de l'analyse des eaux des sources chaudes, de calculer la température à laquelle elles ont été portées dans le sous-sol "au niveau de leur gisement". Ces méthodes, mises au point pour la prospection de gisements d'énergie géothermique entre 1960 et 1980, ont donné lieu à de nombreuses publications et applications. Elles sont maintenant couramment utilisées dans les études ayant trait aux eaux chaudes dans des conditions parfois discutables, car si leur mise en œuvre est extrêmement simple, les résultats obtenus peuvent être totalement aberrants, si un travail de réflexion et d'interprétation n'a pas été réalisé au préalable sur la représentativité des échantillons d'eaux considérés.

2- Principe de la géothermométrie chimique

Les eaux des gisements géothermiques, sont d'origine météorique; les eaux de pluie infiltrées en profondeur dans le sous-sol, subissent un réchauffement sous l'influence du gradient géothermique local. La température maximale à laquelle elles ont été portées dans le sous-sol et la profondeur qu'elles ont atteint sont donc liées.

Au cours de leur trajet souterrain sous l'effet de la température, de la pression et de la présence éventuelle de gaz, elles entrent en réaction avec les minéraux constitutifs des roches traversées, qui s'altèrent; l'eau acquiert ainsi sa minéralisation au dépend de ces

minéraux et, avec le temps, il s'établit un équilibre chimique qui est essentiellement fonction de la température atteinte. Par conséquent, si ces eaux arrivent à remonter jusqu'en surface sans que leur composition chimique n'ait été trop perturbée, elles peuvent fournir des indications qualitatives ou quantitatives sur le niveau de température auquel elles ont été portées dans le sous-sol. Celles-ci peuvent être extrêmement élevées; des valeurs supérieures à 300°C ont été mesurées dans certains champs géothermiques.

Dans ces conditions deux cas de figures sont distingués dans les champs géothermiques, pouvant donner naissance à deux types de sources très différentes :

a) Les conditions de température et de pression permettent en profondeur la vaporisation de l'eau. Il y aura transfert de vapeur vers la surface en une succession d'épisodes vaporisation-condensation dans des aquifères moins profonds. L'eau entre en ébullition à une cote donnée dans le sous-sol, la vapeur remonte vers la surface et généralement se condense dans un aquifère superficiel; les sources chaudes dans ce cas là seront donc des eaux superficielles, réchauffées par injection de vapeur et leurs caractéristiques physiques et chimiques seront très particulières. Pour résumer, température parfois élevée, minéralisation peu élevée, correspondant à une eau superficielle mais en présence de concentrations notables en substances volatiles qui ont migré avec la vapeur d'eau (B, Hg, As, ...). Ces indications chimiques seront plutôt de type qualitatif, renseignant simplement sur la présence probable d'eau à l'état de vapeur dans le sous-sol. Des sources de ce type se rencontrent dans les champs géothermiques et les régions de volcanisme actif.

b) Transfert d'eau chaude: Dans le cas le plus fréquent, l'eau n'entre pas en ébullition dans le sous-sol (sauf éventuellement près de la surface et, même dans ce cas, en général, la fraction de fluide correspondante est négligeable par rapport à la masse totale de fluide concernée) et la remontée vers la surface se fait sous forme d'eau liquide. Si la composition de l'eau n'est pas perturbée par des phénomènes secondaires au cours de sa remontée, la concentration de certains éléments dans les sources de surface pourra être reliée à la température à laquelle s'est établi l'équilibre entre eau et minéraux altérés au niveau du gisement; ces éléments peuvent sous certaines conditions servir de géothermomètres chimiques.

3- Précautions d'emploi des géothermomètres chimiques

L'usage des géothermomètres chimiques a souvent fait l'objet d'abus, donnant lieu à des erreurs d'interprétation grossières, pouvant avoir des conséquences graves (incidences financières de forages mal conçus sur la base de calculs de températures et de profondeur erronés). C'est pourquoi les hypothèses fondamentales sur lesquelles repose la bonne utilisation de ces méthodes doivent toujours être présentes à l'esprit :

- disponibilité en concentration suffisante du ou des éléments considérés dans la roche réservoir; cette évidence est parfois oubliée;
- l'existence d'un équilibre chimique entre l'eau et les minéraux des roches doit être établi;
- transit rapide de l'eau, depuis le réservoir vers la surface;
- pendant le trajet de remontée, absence de réaction secondaire susceptible de modifier la composition de l'eau;
- absence de dilution ou de mélange de l'eau chaude par de l'eau d'autres nappes moins profondes.

Une attention particulière doit également être portée quand on a affaire à un groupe de sources, à la sélection des sources les plus représentatives du fluide profond ; on s'accorde ainsi à privilégier les sources présentant par exemple les valeurs de débit, de température et de chlorure les plus élevées. Enfin, il convient de s'assurer également de la fiabilité des résultats analytiques utilisés.

4- Hypothèse de travail

Selon G. Michard, la mise au point de géothermomètres s'intéressera aux réactions suffisamment lentes, surtout à basse température, pour que l'équilibre atteint en profondeur ne risque pas d'être modifié au cours de la remontée et, en même temps, suffisamment rapides, pour que l'équilibre soit atteint dans le réservoir. La nature de la roche réservoir étant le plus souvent inconnue au départ de l'étude, les géothermomètres chimiques doivent concerner des minéraux suffisamment **ubiquistes** pour que l'on puisse supposer à priori leur présence. Enfin il est souhaitable que la réaction envisagée ne soit pas trop compliquée et qu'elle ne fasse intervenir qu'un petit nombre d'éléments.

Dans ces conditions, il existe essentiellement deux minéraux ou associations minérales intéressants à cet effet :

- la silice, ubiquiste, dont la solubilité augmente rapidement avec la température;
- le couple feldspath potassique - feldspath sodique (albite) dont le rapport de solubilité peut être représenté par la réaction :



Ces deux feldspaths n'étant pas miscibles, la loi d'action de masse correspondante montre que le rapport Na/K ne dépend que de la température. En toute rigueur ce rapport dépend également de la pression, mais l'influence de ce paramètre est faible devant l'influence de la température.

Dans le présent chapitre nous utiliseront ces moyens d'estimation des températures en profondeur dits géothermomètres chimiques sur l'ensemble des points chauds de notre zone d'étude pour estimer les températures qui règnent en profondeur dans cette zone. Ce calcul se fera à l'aide du logiciel AqQa.

5 – Les géothermomètres

5.1 – Géothermomètre silice

La silice est l'un des constituants majeurs de l'écorce terrestre ; omniprésente dans les roches magmatiques, elle entre également dans la composition d'un certain nombre de roches sédimentaires (argiles, marnes, grès...). Les différentes variétés allotropiques de la silice (quartz, calcédoine et silice amorphe) se dissolvent en donnant naissance, à l'équilibre, à une variété monomère H_4SiO_4 . La réaction de solubilisation correspondante est indépendante du pH (jusqu'à $\text{pH} > 9,5$) et de la force ionique de la solution; la mise en solution est donc essentiellement fonction de la température (figure 5.1).

Ces différentes variétés allotropiques ne sont pas les seules sources de silice dissoute dans les eaux naturelles. Les feldspaths, les pyroxènes, les olivines libèrent également de la silice par action de l'eau. Très généralement ces minéraux sont beaucoup plus facilement altérables et dans la pratique, la limitation de la silice dissoute est obtenue par précipitation d'une variété allotropique de silice à partir d'une solution où se sont dissous feldspaths, olivines, etc...

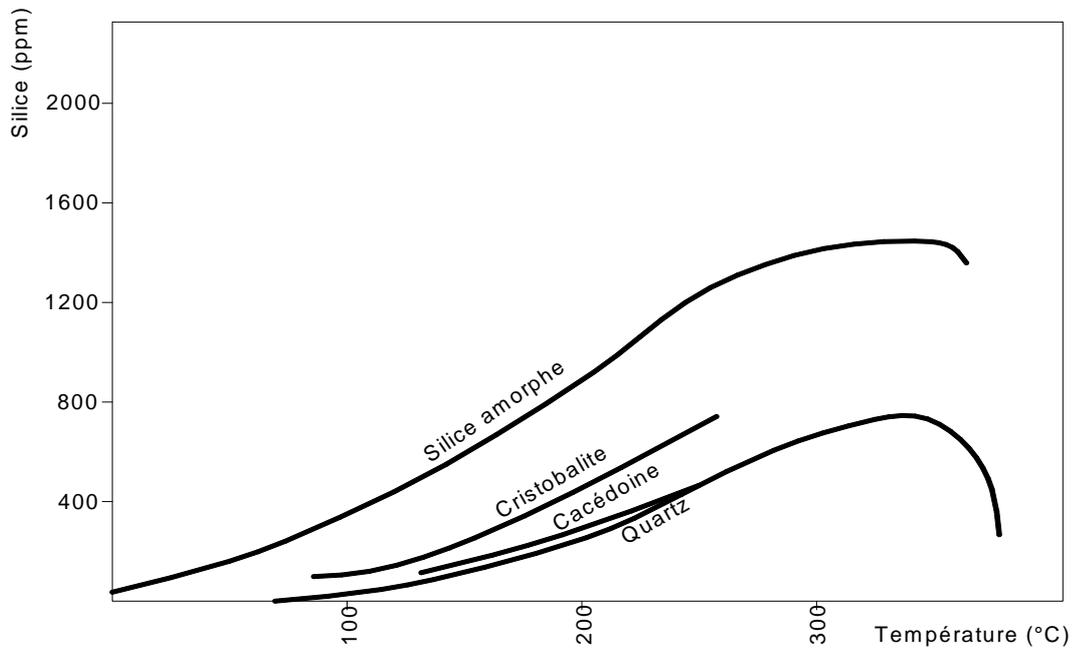


Figure 5.1 - Solubilité des différentes espèces de la silice en fonction de la température.

La variété allotropique précipitée dépend de la température de la solution (Arnorsson S. 1975). Au-dessus de 160°C la forme précipitée est le quartz. Entre 120 et 160°C précipite le quartz ou la calcédoine; au-dessous de 120°C uniquement la calcédoine. A température ordinaire on peut atteindre la solubilité de la silice amorphe. Dans ce dernier cas, par exemple, l'équilibre est atteint en 40 jours à 20°C. Les limites de température données ici sont indicatives. Elles dépendent de nombreux facteurs dont le pH de la solution.

La figure 5.1 montre que les différences entre les courbes en solubilité de la silice amorphe et du quartz sont telles qu'une eau souterraine initialement en équilibre avec le quartz à 150°C par exemple, puis refroidie à 50°C, ne peut atteindre la saturation vis à vis de la silice amorphe: l'équilibre initial sera donc gelé et elle gardera sa teneur initiale en silice, permettant ainsi à contrario l'utilisation de cette concentration en silice pour calculer la température qu'elle a atteint en profondeur.

On peut donc présenter le "géothermomètre" à silice de la façon suivante :

- L'eau est sous-saturée vis-à-vis de la silice amorphe à la température d'émergence

Il s'agit soit d'une eau peu profonde qui a acquis de la silice par altération à basse température, soit d'une eau profonde (chaude) qui s'est équilibrée en profondeur avec le quartz ou la calcédoine. Il est assez facile de distinguer ces deux catégories d'eaux :

- les premières sont généralement très peu minéralisées et ne comportent que très peu de chlorures; la silice est souvent pratiquement l'espèce dissoute majoritaire;

- les eaux d'origine profonde (chaudes) sont par contre généralement beaucoup plus minéralisées; elles peuvent contenir des chlorures en concentration notable et par contre la silice est présente à des concentrations relativement modestes.

- L'eau est saturée en silice amorphe à la température d'émergence

La distinction entre eau d'origine peu profonde et eau d'origine profonde est alors plus difficile à faire car les eaux froides de ce type sont également assez concentrées. Des indicateurs qualitatifs (Cl^- , Li^+ , Rb^+) peuvent être utilisés, mais il ne s'agit que de corrélations empiriques qui peuvent souffrir des exceptions. Même si l'on peut affirmer qu'il s'agit d'une eau chaude, on ne pourra obtenir qu'une estimation par défaut de la température profonde.

Tout ce qui précède n'est valable que si, au cours de la remontée de l'eau, la concentration de silice dissoute n'a pas subi de modification. Ces modifications peuvent être la conséquence :

- d'un mélange avec des eaux de surface;
- d'une évaporation ou d'une ébullition;
- d'une précipitation de silice amorphe ou d'autres phases silicatées.

Certaines de ces perturbations étant fréquemment observées, on a cherché à y remédier par le recours à des géothermomètres faisant appel à des rapports ioniques et donc moins sensibles aux effets notamment de dilutions éventuelles.

Les équations utilisées sont:

$$\text{- Quartz sans perte de vapeur: } T = \frac{1309}{5,19 - \log SiO_2} - 273,15 \quad \mathbf{T1}$$

$$\text{- Quartz perte de vapeur maximale à } 100^\circ\text{C: } T = \frac{1522}{5,75 - \log SiO_2} - 273,15 \quad \mathbf{T2}$$

$$\text{- Calcédoine: } T = \frac{1032}{4,69 - \log SiO_2} - 273,15 \quad \mathbf{T3}$$

$$\text{- Cristobalite: } T = \frac{1000}{4,78 - \log SiO_2} - 273,15 \quad \mathbf{T4}$$

$$\text{- Cristobalite: } T = \frac{781}{4,51 - \log SiO_2} - 273,15 \quad \mathbf{T5}$$

$$\text{- Silice amorphe: } T = \frac{731}{4,52 - \log SiO_2} - 273,15 \quad \mathbf{T6}$$

Où :

SiO₂ est exprimé en mg/l,

T est exprimé en °C.

5.2 - Géothermomètre Na/K

D.E. White (1970, 1965) puis A.J. Ellis (1970) ont mis empiriquement en évidence la relation entre le rapport Na/K et la température profonde de l'eau. Ils ont mis cette constatation en relation avec l'équilibre :



Les deux feldspaths n'étant pas miscibles, l'équilibre s'écrit en effet :

$$\frac{|Na^+|}{|K^+|} = K(T)$$

Les équations correspondantes sont :

$$\text{- Selon A.J. Ellis: } T = \frac{908}{0,700 + \log \frac{Na}{K}} - 273,15 \quad \mathbf{T7}$$

$$\text{- Selon R.O. Fournier: } T = \frac{1217}{1,483 + \log \frac{Na}{K}} - 273,15 \quad \mathbf{T8}$$

$$\text{- Selon A.H. Trusdell: } T = \frac{856}{0,857 + \log \frac{Na}{K}} - 273,15 \quad \mathbf{T9}$$

$$\text{- Selon Arnorson: } T = \frac{933}{0,993 - \log \frac{Na}{K}} - 273,15 \quad \mathbf{T10}$$

Où :

Na et K sont exprimés en mg/l;

T est exprimé en °C.

Ce géothermomètre est généralement utilisé pour estimer les températures élevées des eaux qui résident longtemps à de grandes profondeurs.

Faisant intervenir un rapport de concentration, ce géothermomètre est insensible aux processus de concentration ou de dilution, en particulier au mélange avec des eaux superficielles qui sont le plus souvent très diluées par rapport aux eaux profondes. Il est peu sensible aux conséquences d'un refroidissement éventuel et au contact de roches d'origine profonde; les modifications d'alcalins sont faibles. Par contre, il n'en est pas toujours de même quand il y a un long contact avec des roches sédimentaires.

L'inconvénient le plus sérieux de ce géothermomètre est qu'il suppose l'équilibre atteint. Or il est souvent très difficile de montrer qu'il en est bien ainsi. L'importance de l'erreur que l'on pourrait commettre est montrée par l'exemple des eaux de surface des régions granitiques ou volcaniques; le rapport Na/K dans ces eaux est uniquement gouverné par la vitesse relative de dissolution des feldspaths calco-sodique et potassique. Dans la majorité des cas, ce rapport est compris entre 30 et 3; l'application du géothermomètre dans ce cas conduirait à des températures allant de 145 à 500°C.

Il est important de signaler que l'utilisation de ce géothermomètre est très intrépide dans les zones où peuvent intervenir les formations évaporitiques en présence de formations susceptibles de libérer NaCl, et KCl.

5.3 – Géothermomètre Na-K-Ca

Pour remédier à ces difficultés, R.O Fournier et A.H Truesdell (1973), ont proposé le géothermomètre Na-K-Ca, ces derniers ont fait intervenir en plus du sodium et du potassium, l'ion calcium provenant des plagioclases. Ce géothermomètre est applicable pour les eaux riches en calcium et dont les températures calculées par le géothermomètre Na/K sont anormalement élevées.

L'équation utilisée est:

$$\text{- Selon Fournier et Trusdell: } T = \frac{1647}{\log \frac{Na}{K} + \beta \left(\log \frac{\sqrt{Ca}}{Na} + 2,06 \right) + 2,47} - 273,15 \quad \mathbf{T11}$$

Où :

Na, K, et Ca sont exprimés en mg/l.

T est exprimé en °C.

On essaye $\beta = 4/3$; si la température trouvée est supérieure à 100°C, on reprend le calcul avec $\beta = 1/3$.

De nature empirique, ce géothermomètre corrige effectivement souvent les températures extrêmement élevées trouvées pour les eaux très diluées. Par contre il donne un résultat aberrant pour l'eau de mer ($T = 175^{\circ}\text{C}$).

On peut considérer ce géothermomètre comme un garde fou. Si avec $\alpha = 4/3$, on obtient une température inférieure à 100°C , il est préférable de rejeter la température calculée par le Na/K. Mais l'inverse n'est pas vrai.

5.4 – Géothermomètre Na-K-Ca-Mg

De nombreux efforts ont été réalisés, après la mise au point de ces 3 méthodes de géothermométrie, afin de tenter d'en étendre et d'en affiner l'utilisation ; des possibilités de correction ont ainsi été introduites concernant le géothermomètre Ca, Na, K. Cette correction tenant compte du magnésium est réalisée par R.O. Fournier et R.W. Potter (1979), elle procède au:

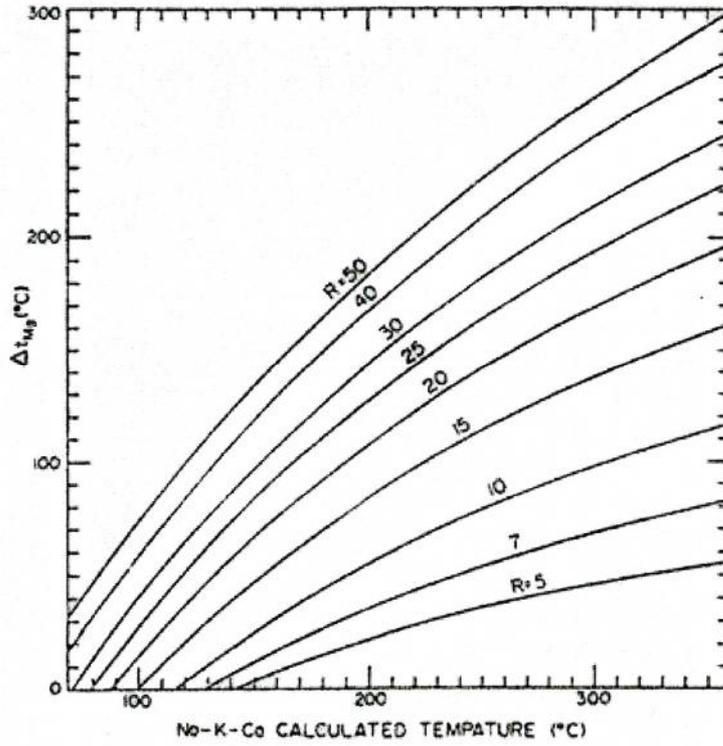
- Calcul de la température T (Ca, Na, K) ; si le résultat est inférieur à 70°C , aucune correction n'est appliquée;

- Calcul de l'expression $R = (\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Ca}+\text{K}))\cdot 100$, les concentrations étant exprimées en équivalents/l ; si $R > 50$, on admet que l'eau de la source provient d'un aquifère peu profond à une température voisine de celle de la source, sans tenir compte de la température calculée au moyen du géothermomètre, mais si la température (Ca,Na,K) calculée est supérieure à 70°C et $R < 50$, utiliser les abaques 1 et 2 présentées à la figure 5.2, pour déterminer t (Mg) qui est la correction de température en $^{\circ}\text{C}$ à soustraire de T (Ca,Na,K).

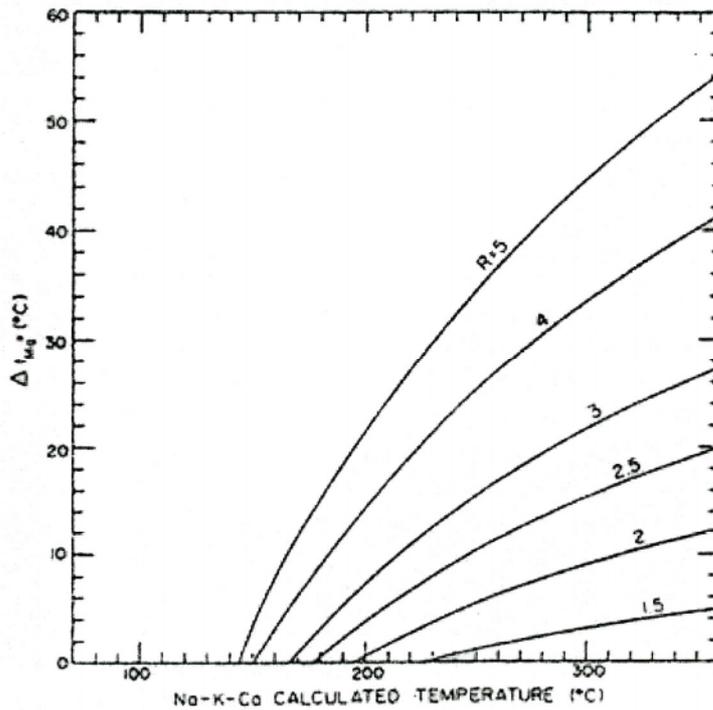
6 - Commentaires

Plusieurs points méritent d'être soulignés, on cite :

- **Empirisme de certaines méthodes** : Si les méthodes de géothermométrie faisaient appel à la solubilité de la silice, les rapports Na/K et les isotopes de l'oxygène reposent sur des bases scientifiques suffisamment établies et vérifiées par l'expérience, les autres méthodes sont toutes des méthodes empiriques uniquement basées sur l'observation statistique.



Abaque 1 : Estimation de la correction Delta T(Mg) à appliquer à la température T°(Ca,Na,K) pour $5 < R < 50$



Abaque 2 : Estimation de la correction Delta T(Mg) à appliquer à la température T°(Ca,Na,K) pour $1,5 < R < 5$

Figure 5.2 - Abaqués de correction tenant compte du magnésium.

- **Caractère approximatif** : La précision apparente des équations proposées par les inventeurs des différentes méthodes ne doit pas faire illusion. En effet, la justification de leur bon usage repose sur une accumulation d'hypothèses et de postulats que l'on est amené à poser quant au comportement de l'eau dans le sous sol ; il suffit que l'une de ces hypothèses ne soit vérifiée que de façon approchée et il s'ensuivra une cause d'erreur majeure dépassant de loin les niveaux d'incertitudes normalement admissibles.

- **Dangers et limites d'application** : Les géothermomètres chimiques peuvent être considérés comme des méthodes dangereuses car trop faciles d'emploi et si elles sont utilisées sans un raisonnement géochimique préalable approfondi, portant sur la représentativité des échantillons d'eau considérée; elles ne serviront alors qu'à meubler un rapport d'étude de données "spectaculaires" mais pouvant être totalement fausses.

7 – Application des géothermomètres chimiques

7.1 – Géothermomètre silice

Après l'application des six géothermomètres silice sur l'ensemble des points à eau chaude de la zone d'étude; on constate que les géothermomètres à quartz T1, T2 et le géothermomètre à calcédoine T3, ont donné des résultats significatifs; des températures calculées supérieures à celles mesurées (tableau 5.1).

Un test de corrélation polynomiale entre les températures estimées par ces géothermomètres et celles mesurées aux émergences, a montré de très bonnes corrélations (figure 5.3) avec des coefficients de corrélation égale à 0,972 et 0,973.

Le géothermomètre -cristobalite T4, a donné pour l'ensemble des points de la zone d'étude des températures calculées inférieures à celles mesurées (tableau 5.1).

Quant aux géothermomètres -cristobalite T5 et Silice amorphe T6, ils ont donné pour l'ensemble des points de la zone d'étude des températures calculées inférieures à zéro (tableau 5.1), ces températures sont insignifiantes.

Tableau 5.1 – Températures estimées par les géothermomètres silice en °C.

Désignation	T1	T2	T3	T4	T5	T6	Tmes.
Forage Zana El Baïda	65,25	70,56	33,25	16,02	-28,18	-44,58	25,10
Etangs Hammam Esoukhna	75,40	79,52	43,84	25,75	-19,22	-36,24	29,20
Forage Hammam Esoukhna	78,71	82,44	47,33	28,95	-16,26	-33,49	43,40
Forage Douar Lekbir	76,34	80,35	44,83	26,66	-18,38	-35,46	34,50
Forage Hammam Ouled Yelles	91,17	93,34	60,51	41,02	-5,04	-23,06	42,30
Forage Douar Ouled Boutara	86,57	89,32	55,63	36,55	-9,20	-26,93	43,10
Forage Hammam Guergour	76,99	80,93	45,51	27,28	-17,80	-34,92	42,10

Les résultats ainsi obtenus, permettent d'apprécier que les eaux des points étudiés sont en équilibre avec le quartz, peu avec la calcédoine, mais elles ne le sont pas avec la cristobalite, ni avec la silice amorphe. On constate aussi que les températures estimées avec les géothermomètres quartz T1 et T2 ne dépassent pas 100°C pour l'ensemble des points de la zone d'étude; ce qui nous mène à suggérer deux suppositions:

- soit ces températures sont représentatives de celles du réservoir profond;
- soit ces températures sont sous estimées.

La deuxième supposition nous paraît la plus raisonnable, en raison des perturbations particulièrement chimiques qui peuvent avoir lieu dans le circuit hydrothermal. Rappelons que les géothermomètres chimiques ne permettent l'estimation de la température du fluide dans un réservoir, que si la concentration de la silice dissoute n'a pas subi de modification lors de la remontée des eaux vers la surface, Or, les chercheurs ont fréquemment observé que la teneur en silice des eaux profondes pouvait être affectée par plusieurs phénomènes liés à de nombreux facteurs dont :

- la baisse de la teneur en silice à l'émergence suite à sa précipitation sur les épontes du filon hydrothermal;
- les pertes de vapeur liées à l'ébullition de la solution ascendante soit par expansion adiabatique à enthalpie constante pour les eaux qui émergent avec des températures voisines ou supérieures au point d'ébullition, dans ce cas les eaux cèdent de la chaleur à la roche encaissante, soit par conduction pour les eaux qui émergent avec des températures inférieures au point d'ébullition ; c'est-à-dire la transformation eau-vapeur se fait sans échange de chaleur avec l'extérieur car elle est toute consommée dans le

changement de phase, R.O. Fournier et A.H. Truesdell (1976) ont établie des courbes qui donnent pour une concentration donnée de la silice, tout en négligeant sa dilution ou sa précipitation, la fourchette de température dans laquelle se situe celle du fluide géothermal qui alimente la source, Signalons que cette figure ne s'applique qu'à des eaux pour lesquelles la concentration en silice est représentée par le quartz,

- le mélange, à des profondeurs relativement faibles, avec des eaux froides, Il y'a alors dilution de la silice et la teneur mesurée à l'émergence est en fait celle qui correspond à la température du dernier mélange.

7.2 – Géothermomètre Na/K

Après l'application des quatre géothermomètres Na/K sur l'ensemble des points thermales de la zone d'étude, on constate que ces géothermomètres ont donné des températures clairement supérieures à celles calculées par les géothermomètres silice (tableau 5.2) où parfois elles dépassent les 100 °C.

Les géothermomètres T7 et T8 donnent des températures de valeurs rapprochées, il est de même pour les géothermomètres T9 et T10. L'écart entre les températures calculées avec les géothermomètres T7 et T8 et celles calculées avec les géothermomètres T9 et T10 est important, il dépasse parfois les 56 °C.

Un test de corrélation polynomiale entre les températures estimées par ces géothermomètres et celles mesurées aux émergences, a montré de très bonnes corrélations (figure 5.4) avec des coefficients de corrélation égale à 0,997 et 0,998.

Tableau 5.2 – Températures estimées par les géothermomètres Na/K en °C.

Désignation	T7	T8	T9	T10	Tmes.
Forage Zana El Baïda	86,61	94,87	46,14	58,06	25,10
Etangs Hammam Esoukhna	122,06	121,91	75,60	87,01	29,20
Forage Hammam Esoukhna	115,97	117,36	70,56	82,08	43,40
Forage Douar Lekbir	163,34	151,90	109,47	119,99	34,50
Forage Hammam Ouled Yelles	176,63	161,22	120,28	130,44	42,30
Forage Douar Ouled Boutara	177,41	161,76	120,91	131,05	43,10
Forage Hammam Guergour	116,21	117,54	70,76	82,28	42,10

7.3 – Géothermomètre Na-K-Ca

L'application du géothermomètres Na-K-Ca sur l'ensemble des points à eau chaude de la zone d'étude; a donné des températures clairement supérieures à celles calculées par les géothermomètres silice sauf pour Hammam Guergour où la température calculée par ce géothermomètre est inférieure à celle mesurée in situ (tableau 5.2).

Un test de corrélation polynomiale entre les températures estimées par ces géothermomètres et celles mesurées aux émergences, a montré également de très bonnes corrélations (figure 5.4) avec un coefficient de corrélation égale à 0,910.

Tableau 5.3 – Températures estimées par le géothermomètre Na-K-Ca en °C.

Désignation	T11	Tmes.
Forage Zana El Baïda	37,60	25,10
Etangs Hammam Esoukhna	76,19	29,20
Forage Hammam Esoukhna	67,66	43,40
Forage Douar Lekbir	42,07	34,50
Forage Hammam Ouled Yelles	67,48	42,30
Forage Douar Ouled Boutara	46,66	43,10
Forage Hammam Guergour	40,56	42,10

7.4 – Géothermomètre Na-K-Ca-Mg

Ce géothermomètre donne des résultats aberrants car les températures estimées sont parfois négatives et parfois trop élevées où elles dépassent les 350 °C.

Tableau 5.4 – Températures estimées par le géothermomètre Na-K-Ca-Mg en°C.

Désignation	T12	Tmes.
Forage Zana El Baïda	< 0	25,10
Etangs Hammam Esoukhna	< 0	29,20
Forage Hammam Esoukhna	> 350	43,40
Forage Douar Lekbir	< 0	34,50
Forage Hammam Ouled Yelles	> 350	42,30
Forage Douar Ouled Boutara	< 0	43,10
Forage Hammam Guergour	< 0	42,10

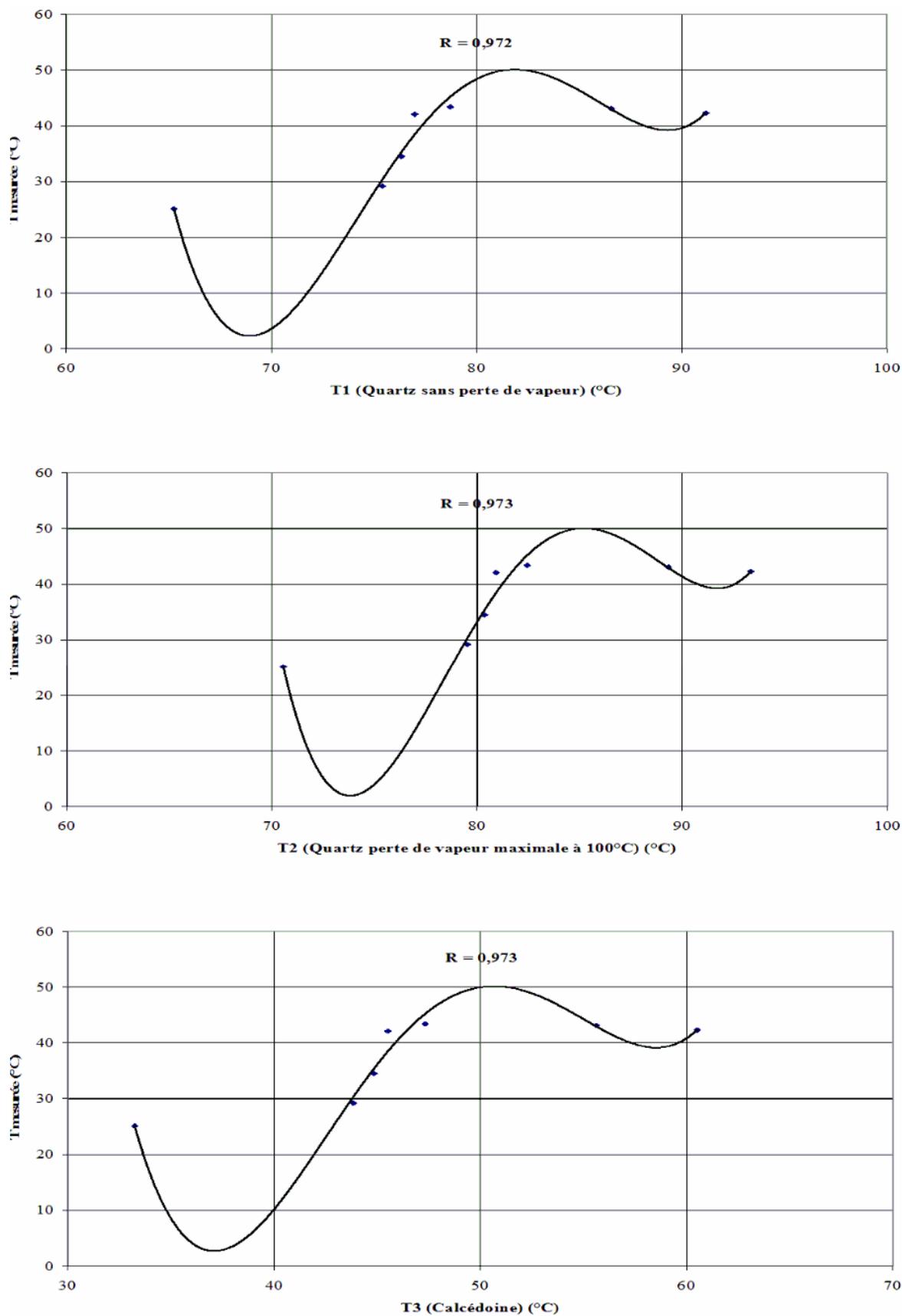


Figure 5.3 – Corrélations des températures mesurées et celles calculées avec les géothermomètres T1, T2 et T3.

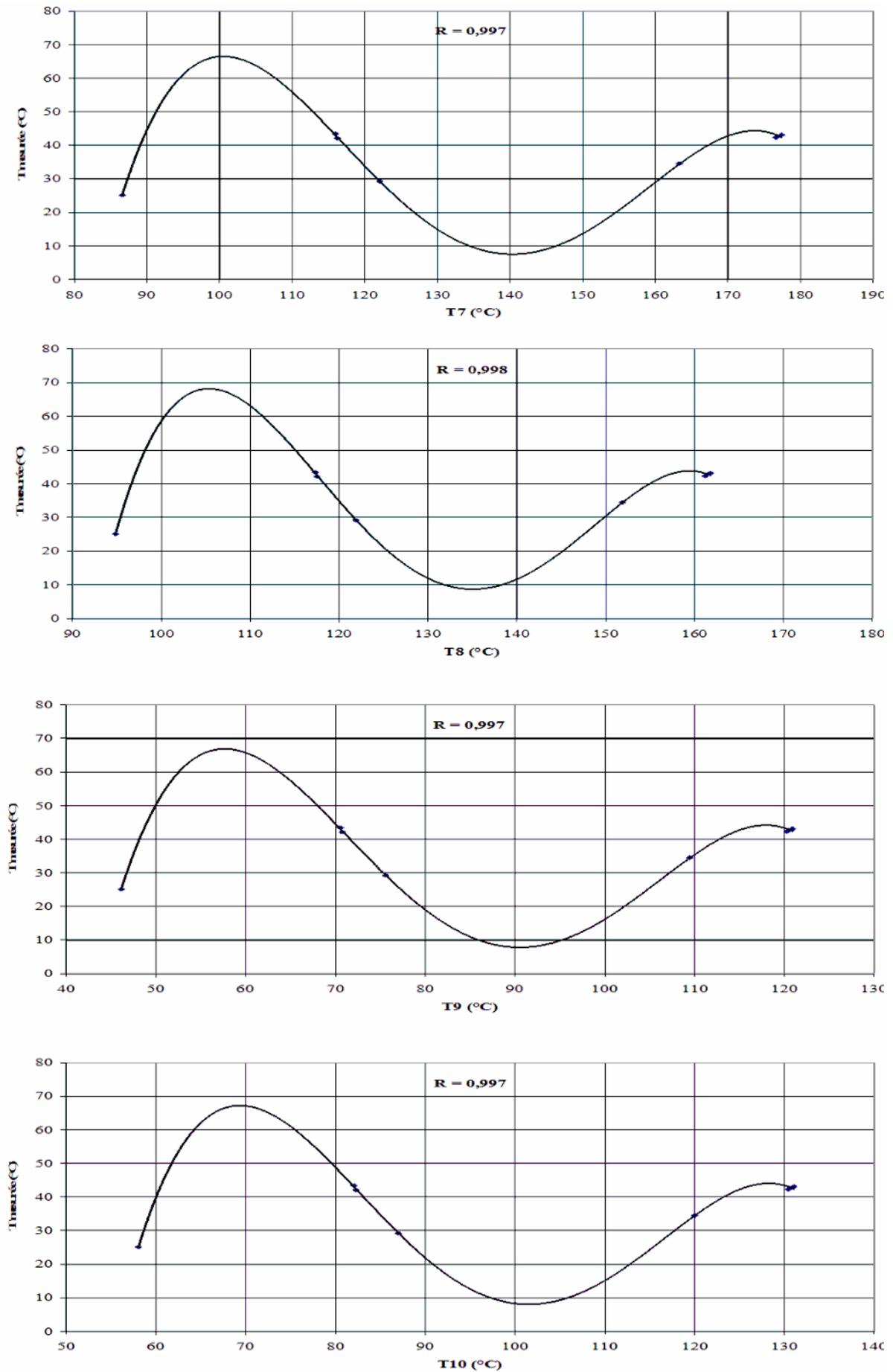


Figure 5.4 – Corrélations des températures mesurées et celles calculées avec les géothermomètres Na/K.

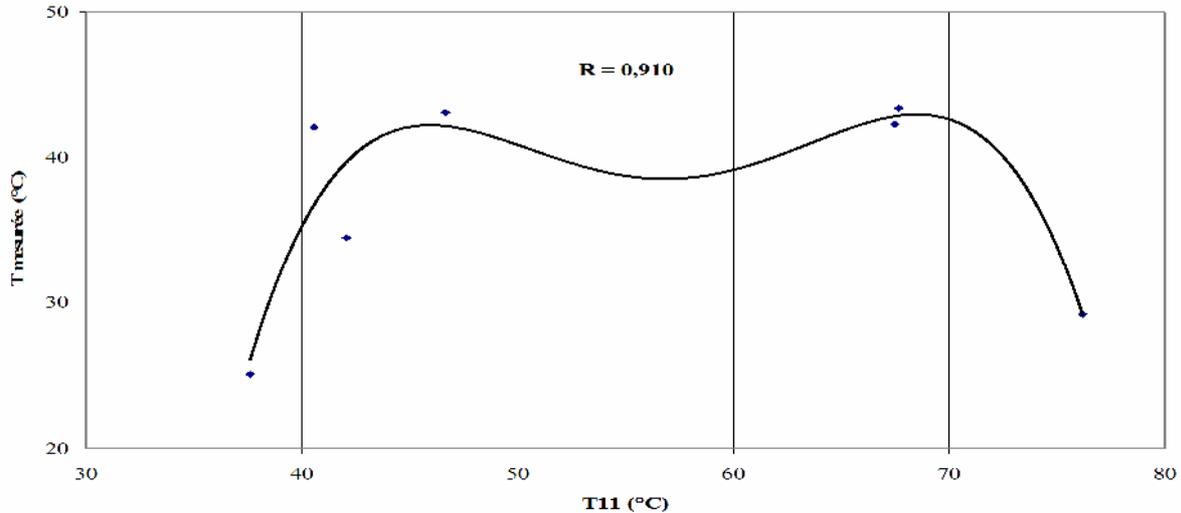


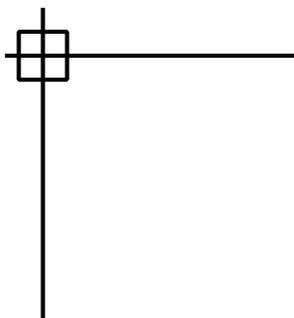
Figure 5.5 – Corrélations des températures mesurées et celles calculées avec le géothermomètre Na-K-Ca.

8 - Conclusion

Dans le présent chapitre nous avons fait recours à douze géothermomètres: six géothermomètres silice, quatre géothermomètre Na/Ka, un géothermomètre Na-K-Ca et un géothermomètre Na-K-Ca-Mg pour l'approximation des températures qui règnent en profondeurs dans les différents points de la zone d'étude. Les constatations qu'on peut faire après l'utilisation des ces géothermomètres sont les suivantes:

- on a une divergence entre les résultats obtenus par la géothermométrie à silice et celle cationique;
- les géothermomètres à quartz T1, T2 et le géothermomètre à calcédoine T3, ont donné des résultats significatifs et corrélables avec les températures mesurées aux émergences;
- les températures calculées avec les géothermomètres à quartz T1 et T2 sont comparables et particulièrement bonnes et concordantes pour l'ensemble des points;
- les géothermomètres Na/K ont donné des températures relativement élevées (parfois elles dépassent les 100 °C), ces dernières marquent un écart important entre elles qui atteint les 56°C par endroit;
- le géothermomètre Na-K-Ca-Mg a donné des températures parfois négatives et parfois trop élevées (>350 °C).

En conclusion; nous jugeons que les estimations fournies par les géothermomètres à silice, correspondent aux températures du dernier mélange atteint par la solution avec le quartz.



Sixième chapitre

Radioactivité

Sixième chapitre

La radioactivité

1 – Introduction

La radioactivité est un paramètre très important dans l'identification de l'origine profonde des eaux, il permet de confirmer ou d'infirmier l'existence, la mobilité et l'ouverture des fractures profondes.

L'identification des radioéléments naturels ou artificiels dans une eau est d'une grande importance. En effet, les différents niveaux d'activité radioactive mesurés dans une eau permettent d'apprécier la qualité de la ressource en eau.

La plus part des eaux thermales sont radioactives, leur radioactivité peut être permanente ou temporaire. La radioactivité permanente est due aux sels du Radium dissous, tandis que la temporaire est due aux émanations gazeuses des corps radioactifs dont le principal est le Radon à durée de vie courte (quatre jours).

2 - Définition de la radioactivité

La radioactivité est la transformation aléatoire spontanée d'un noyau atomique au cours de laquelle ce dernier émet un rayonnement. Il existe plusieurs types de transformations et de rayonnements ; les plus répandus dans la nature sont les rayonnements α , β et γ .

- Le rayonnement α est la conséquence de la désintégration d'un noyau atomique avec expulsion d'un noyau d'hélium (particule α). Ces particules sont lourdes et énergétiques (entre 4 et 10 MeV ; $1 \text{ eV} = 1,6 \cdot 10^{-19}$ Joule), elles restituent leur énergie en traversant la matière et en provoquant une ionisation. Leur trajet dans la matière est relativement court quelques centimètres dans l'air et quelques micromètres dans l'eau. Le rayonnement α peut être atténué par une très mince feuille de papier.

- Le rayonnement β est une émission d'un électron à l'occasion de la transformation d'un neutron en proton. Les particules β négatives sont beaucoup plus légères et moins énergétiques (entre 0,02 et 10 MeV) que les particules α . Elles restituent leur énergie en

provoquant une ionisation sur plusieurs mètres dans l'air et plusieurs millimètres dans l'eau. Le rayonnement peut être atténué par une plaque de verre ou une feuille d'aluminium.

- Le rayonnement est une émission de photons analogues à ceux de la lumière qui se produit presque toujours au moment d'une désintégration ou ; les noyaux résultant de ces désintégrations se trouvent dans un état excité et ils se désexcitent par émission de rayons électromagnétiques. Les rayons ont une énergie 10 fois plus forte que la lumière visible et sont très pénétrants. Le rayonnement ne peut être atténué que par des épaisseurs significatives de plomb ou de béton.

3 - Activité d'un élément radioactif

L'activité (A) d'une substance radioactive (radioélément ou isotope radioactif) est le nombre de désintégrations par unité de temps. Elle est exprimée en « becquerel » (Bq) qui, par définition, correspond à une désintégration par seconde. Elle dépend de :

- de la quantité de la substance radioactive prise en considération à l'instant donné ;
- de la constante radioactive qui est une caractéristique de chaque élément radioactif.

Cette activité radioactive est donnée par la formule de Rutherford et Soddy:

$$A = \lambda \cdot N$$

Où:

A: activité radioactive (Bq);

: constante radioactive;

N: nombre d'atomes radioactifs.

L'activité A d'une substance radioactive décroît exponentiellement suivant la loi de décroissance de Rutherford et Soddy:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Où:

A: activité radioactive (Bq);

A₀: activité radioactive à l'instant t₀ (Bq);

: constante radioactive.

4 - Période d'un élément radioactif

La période d'un élément radioactif est le temps après lequel la moitié des atomes initialement présents ont disparu par désintégration et qui est exprimée par la formule de Rutherford et Soddy:

$$T = \frac{0,693}{\lambda}$$

Où:

T: période de l'élément radioactif (an);

: constante radioactive;

La période T est aussi une caractéristique de chaque élément radioactif.

5 - Les principaux éléments radioactifs dans les eaux thermominérales

Les eaux thermominérales, comme toutes les eaux souterraines, contiennent des éléments radioactifs naturels dont les concentrations varient en fonction de certains paramètres tels que : la nature géologique des terrains traversés, le temps de contact eau-roche, la température, la solubilité de l'élément concerné, etc....les radioéléments naturels les plus significatifs sont: le potassium 40, l'uranium naturel, le radium 226, le radon et accessoirement le thorium.

5.1 - Potassium 40

Il représente 0,01% du potassium naturel, ce dernier étant assez abondant dans l'écorce terrestre (23 g/Kg) ; les eaux thermominérales contiennent généralement entre 1 et 200 mg/l de potassium naturel, mais il existe quelques cas (pour les eaux très salées) avec des teneurs dépassant les 200 mg/l (à la teneur de 10 mg/l de potassium naturel correspond une activité d'environ 260 mBq/l).

5.2 - Uranium naturel

Sa concentration dans les eaux thermominérales est généralement faible et ne dépasse pas 2 µg/l (50 mBq/l de radioactivité). Toutefois à l'émergence, certaines eaux minérales peuvent avoir des teneurs dépassant les 10 µg/l.

5.3 - Radium 226

Ce radioélément, descendant de l'uranium 238, est un émetteur du rayonnement α . A côté du radium 226 on rencontre également les deux autres descendants du thorium 232: le radium 228- émetteur du rayonnement β et le radium 224 émetteur du rayonnement α . La teneur en radium 226 dans les eaux thermominérales est très faible, de l'ordre du picogrammes ; sa concentration dans l'eau est indiquée en mBq/l. Les eaux minérales peuvent avoir des concentrations de quelques dizaines à quelques centaines de mBq/l.

5.4 - Radon

Il est généralement très abondant dans les eaux souterraines et aussi dans les eaux thermominérales. A l'émergence, il n'est pas rare de rencontrer des concentrations de quelques dizaines à plusieurs centaines (voir quelques milliers) de Bq/l. Cependant, comme il est indiqué au paragraphe précédent, le radon s'échappe de l'eau thermominérale dès que celle-ci est mise à l'air libre.

5.5 - Thorium

Le thorium compte 6 isotopes naturels, le plus abondant étant l'isotope 232 suivi des isotopes 228 et 230. La solubilité du thorium dans les eaux souterraines est très faible et dépasse rarement 1 $\mu\text{g/l}$. A la teneur de 1 $\mu\text{g/l}$ de thorium 232 correspond une radioactivité de 4 mBq/l.

5.6 - Tritium

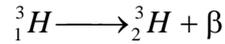
Le tritium est l'isotope radioactif de l'hydrogène qui se forme dans l'atmosphère sous l'action des neutrons cosmiques sur l'azote :



Cette production naturelle du tritium conduit à une concentration d'environ 1 atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène stable (${}^1_1\text{H}$).

L'industrie nucléaire contribue à l'augmentation de la concentration du tritium dans les eaux (à signaler la très forte augmentation de l'abondance du tritium dans les eaux de pluie après les essais atomiques dans l'atmosphère, entre 1950 et 1960).

La désintégration du tritium donne lieu à une émission de rayonnement négatif (0,0186 MeV) avec production d'hélium stable. Sa période est de 12,2 ans.



Pour caractériser la concentration du tritium dans les eaux on utilise l'unité dite « UNITE TRITIUM » (UT), 1UT = 1 atome de tritium pour 10¹⁸ atomes d'hydrogène. Les eaux très « anciennes » sont caractérisées par des concentrations d'1 ou 2 UT, par contre les eaux jeunes ont des valeurs plus élevées. A une eau ayant 1 UT correspond une radioactivité de 0,12 Bq/l (de rayonnement de 0,0186 MeV).

6 – La radioactivité de quelques eaux thermales d'Algérie

Parmi les travaux réalisés dans le domaine de la radioactivité des eaux thermales en Algérie on peut citer ceux de L.Pouget et D. Chouchak (Radioactivité d'eaux de sources du département d'Alger et du département d'Oran, 1923) et (Radioactivité des eaux minérales du département de Constantine, 1926).

Les mesures de la radioactivité effectuées par ces deux auteurs pour Hammam Guergour, Hammam Oued Yelles et Hammam Esoukhna sont portées dans le tableau 6.1.

Tableau 6.1 – Ra en millimicrocurie/l aux différentes émergences.

Désignation	T (°C)	Radon (millimicrocurie/l)
Hammam Guergour		
Source des douches	44	11
Source supérieure	42,6	44,2
Source inférieure	44,1	8,16
Hammam Nachla	44	11
Source des bains	44,6	4,9
Sidi Bachir	42	19,7
Hammam Cherbel	41	28,8
Hammam Kebli	42	5,1
Source captée	41,2	155
Source au dessus des bains	42,5	15,6

Ain Sôf	42	122
Hamмам Oued Yelles		
Captage carré	47,1	3,36
Source gazeuse	47	1,95
Hamмам Esoukhna		
Hamмам Esoukhna	36	0,69

in L.Pouget et D. Chouchak (1923, 1926).

Sur les différents griffons; particulièrement ceux de Hamмам Guergour (tableau 6.2), et dont les eaux émergent pratiquement à la même température, une variation importante du radon est remarquée, P. Verdeil et A. Issaâdi incombent cette variation à trois facteurs:

- la richesse en radon du circuit thermal;
- la température de l'eau : « pour une même température, la teneur en radon sera directement fonction du volume de radon disponible dans les zones profondes. Ainsi s'expliqueraient les différences profondes reconnues à l'analyse sur les différents griffons de même que la variabilité sur une même émergence ». A. Issaâdi ajoute qu'à l'ébullition une bonne partie du radon se désintègre et on ne mesure plus à l'émergence que le radon résiduel.
- la nature des réservoirs: la présence de cavités dans les réservoirs facilitera la perte de la radioactivité. Ce pourrait être le cas de la majorité des sources thermales à réservoirs carbonatés.

Tableau 6.2 – Ra en millimicrocurie/l en fonction de la température
à Hamмам Guergour.

T°C	42	42	42	44,3	44,3
Ra	155	5,1	19,7	4,9	14,3

in L.Pouget et D. Chouchak (1923, 1926).

P. Verdeil a noté qu'il était admis par certains auteurs que la solubilité du radon était directement fonction de la température, selon cette opinion les griffons les plus froids devraient être les plus radioactifs. *Cette opinion est infirmée en Algérie.*

Il note également que certains auteurs admettent que les teneurs en radon étant d'autant plus élevées que celles en sulfates sont plus faibles. Les eaux liées aux hydrocarbures ou aux matières carbonatées riches en hydrogène sulfuré mais pauvres en sulfates présentent toujours une radioactivité élevée. Cette opinion est infirmée en Algérie où se sont justement les eaux sulfatées, calciques, qui montrent la radioactivité la plus élevée comme le cas de Hammam Guergour (155 millimicrocurie/l).

7 - Mesure de la radioactivité dans l'ensemble sud sétifien

Faute de moyens, nous n'avons pas pu mesurer le taux d'émanation du radon au niveau des points chauds de cette zone. Par contre il a été possible de mesurer les activités volumiques globales alpha et bêta (tableau 6.3) ainsi que quelques éléments radioactifs comme: ^{238}U , ^{234}Th , ^{226}Ra , ^{212}Pb , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{228}Ac et ^{40}K (tableau 6.4).

Ces mesures sont exprimées en Bq/l. Le **Becquerel (Bq)** est l'unité de mesure de l'activité radioactive, qui exprime la vitesse de désintégration d'un radionucléide. Un Bq représente une transformation nucléaire par seconde et correspond à environ 27 picocuries.

Tableau 6.3 - Comptage alpha/bêta totale (Bq/l).

Point d'eau	P1	P2	P3	P4	P5	P7
Activité alpha (Bq/l)	Ld	2,95E-02	1,08E-02	Ld	3,75E-02	2,69E-02
Limite de détection (Bq/l)	6,35E-03	6,35E-03	6,35E-03	6,35E-03	6,35E-03	6,35E-03
Activité bêta (Bq/l)	1,14E-01	2,79E-01	8,78E-02	1,01E-01	1,48E-01	2,35E-03
Limite de détection (Bq/l)	4,54E-03	4,54E-03	4,54E-03	4,54E-03	4,54E-03	4,54E-03

Tableau 6.4 – Teneurs en radionucléides naturels (Bq/l).

Elément	^{238}U	^{234}Th	^{226}Ra	^{212}Pb	^{214}Pb	^{214}Bi	^{228}Ac	^{40}K
Point d'eau	(Bq/l)	(Bq/l)	(Bq/l)	(Bq/l)	(Bq/l)	(Bq/l)	(Bq/l)	(Bq/l)
P1	*	1,28	0,99	*	*	0,78	*	*
P2	0,24	1,43	1,39	1,28	1,91	0,645	*	*
P3	*	0,54	1,43	1,66	0,73	0,236	*	0,756
P4	*	0,91	1,02	*	0,74	*	*	0,62
P5	*	0,86	3,16	*	0,73	0,09	*	*
P7	*	*	3,32	2,96	5,73	2,22	0,51	*

(*): Aucune valeur significative n'est enregistrée pour un radionucléide.

7.1 - Les activités alpha et bêta globales

Selon la directive européenne 98/83/CE de 1998 relative à la qualité des eaux destinées à la consommation humaine, reprenant pour l'essentiel les recommandations de l'OMS de 1994, une stratégie d'analyse de la radioactivité doit être appliquée à l'eau de consommation pour pouvoir conclure sur sa qualité. Bien que la stratégie d'analyse décrite ci dessous ne s'applique en toute rigueur qu'aux eaux de consommation, on a jugé utile de l'appliquer pour les eaux thermales, faute de réglementation spécifique relative à leur qualité radiologique.

Cette stratégie se déroule en trois étapes:

- la première consiste à évaluer la concentration du tritium et à la comparer à la valeur de référence de 100 Bq/l ;
- la seconde consiste à déterminer les activités alpha et bêta globales. Si celles ci sont inférieures aux valeurs guides respectivement de 0,1Bq/l et 1 Bq/l, on considère que la dose totale indicative (DTI) est inférieure à 0,1mSv (milliSievert) par an pour une consommation de 730 litres et la ressource est déclarée propre à la consommation du point de vue radiologique;
- la troisième étape consiste, dans le cas où les conditions des deux premières étapes ne sont pas vérifiées, à faire des analyses complémentaires pour identifier les radioéléments responsables de ces dépassements qui peuvent être des radioéléments d'origine artificielle.

Pour notre cas on ne dispose que des valeurs des activités alpha et bêta globales qui sont inférieures aux valeurs guides respectivement de 0,1Bq/l et 1 Bq/l pour l'ensemble des points d'eaux chaudes de la région, ce qui nous permet de dire que ces points d'eau sont de bonne qualité du point de vue radiologique vis-à-vis la santé publique.

Les différents niveaux d'activité mesurés dans les points d'eau chaude de notre zone d'étude permettent également de dire que ces eaux ne sont pas contaminées par des éléments radioactifs d'origine artificielle.

7.2 - Les radioéléments naturels

Les résultats d'analyses à la spectrométrie gamma (tableau 6.4), effectuées sur les six points de la zone d'étude, révèlent la présence de faibles concentrations des radionucléides naturels suivants : l'uranium 238 (^{238}U), le thorium 234 (^{234}Th), le radium 226 (^{226}Ra), le plomb 212 (^{212}Pb), le plomb 214 (^{214}Pb), le bismuth 214 (^{214}Bi), l'actinium 228 (^{228}Ac) et le potassium 40 (^{40}K).

7.2.1 - Uranium 238

Il n'a été détecté que dans les étangs de Hammam Esoukhna, la valeur enregistrée est de l'ordre de 0,24 Bq/l. Cette valeur est inférieure à la concentration maximale acceptable et qui de l'ordre de 4 Bq/l.

7.2.2 - Thorium 234

Il n'a pas été détecté dans les eaux de Hammam Guergour, pour les eaux du reste des points sa valeur varie entre 0,54 Bq/l comme minimum enregistré dans les eaux du forage de Hammam Esoukhna et 1,43 Bq/l comme maximum enregistré dans les eaux des étangs du même Hammam. Ces valeurs sont inférieures au seuil maximal acceptable qui de l'ordre de 20 Bq/l.

7.2.3 - Radium 226

Cet élément est détecté dans tout les points de la zone d'étude, sa valeur varie entre 0,99 Bq/l comme minimum enregistré dans les eaux du forage de Zana El Baïda et 3,32 Bq/l comme maximum enregistré dans les eaux de Hammam Guergour. Les valeurs enregistrées sont supérieures au seuil maximal acceptable qui de l'ordre de 0,6 Bq/l.

8 - Conclusion

Les seules données convaincantes de la radioactivité des eaux thermales de l'Algérie, disponibles à l'heure actuelle, sont celles de L. Pouget et D. Chouchak (1923, 1926). Néanmoins, les mesures de quelques éléments radioactifs que nous avons eu l'occasion de doser, montrent que ces eaux sont faiblement radioactives mis à part l'eau de Hammam Guergour qui présente un taux d'activité élevé.

A l'avenir il faudra consacrer davantage d'efforts sérieux à ce domaine pour arriver aux résultats souhaitables.

Conclusion générale

Nous avons essayé, par ce travail, d'étudier les sources thermales de l'ensemble sud-sétifien et d'attribuer une origine géologique aux eaux de ces sources et par la suite de disconvenir le caractère d'allochtonie attribué à cet ensemble.

L'étude de la géologie en association avec les données de la géophysique montre, au droit des massifs carbonatés constituant l'ensemble sud-sétifien, une continuité de ces formations en profondeur jusqu'à plus de 1000 m par endroit.

L'étude climatologique a montré que la région d'étude appartient au climat semi aride. Le bilan hydrologique de cette région est déficitaire pour l'ensemble des stations étudiées.

L'aperçu hydrogéologique de l'ensemble sud-sétifien montre que les formations du Crétacé inférieur, moyen et supérieur peuvent offrir des possibilités aquifères très intéressantes.

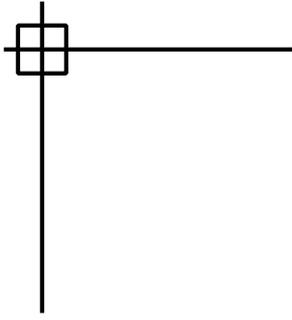
L'étude hydrochimique a fini par attribuer l'origine évaporitique aux éléments Na, Cl, SO₄ et Sr. Quand aux éléments HCO₃, K et SiO₂, ils viennent principalement de l'effet de l'altération des schistes et du gneiss et la dissolution des cipolins, d'origine profonde, et enfin les éléments Ca et Mg proviennent à la fois des formations carbonatés et évaporitiques. La forte salinité qui caractérise les eaux thermales de notre région est due particulièrement à l'altération des formations évaporitiques, qui existent en profondeur, lors de l'ascension de ces eaux chaudes en surface. L'analyse en composantes principales a affirmé l'influence de la dissolution des formations salifères sur la chimie des eaux thermales de cette région d'une part et l'affectation de ces eaux par la pollution d'origine entropique (nitrates) d'autre part.

L'application de la géothermométrie chimique a permis de retenir les géothermomètres silice comme indicateurs de la température en profondeur. Les estimations de la température en profondeur fournies par ces géothermomètres sont importantes, cela est sans doute un témoin d'une origine profonde de ces eaux.

Les mesures de quelques éléments radioactifs que nous avons eu l'occasion de doser, montrent que les eaux de la région étudiée sont faiblement radioactives mis à part l'eau de Hammam Guergour qui présente un taux d'activité élevé.

En conclusion, nous dirons que l'hypothèse d'allochtonie qui stipule que les massifs calcaires de l'ensemble sud-sétifien reposent sur une autre formation conductrice principalement triasique ne semble plus convaincante, une structure en horst et en graben semble plus approuvable.

Une telle conclusion peut être discutée. Nous pensons alors qu'il est indispensable d'opter pour d'autres méthodes d'investigations telle que la géochimie isotopique pour arriver à des résultats plus convaincants. Nous espérons par ce travail avoir contribué d'une façon admissible dans le domaine du thermalisme en Algérie.



Références bibliographiques

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLOUI-LOMBARKIA O. (2000) : Guide pratique de présentation d'un mémoire de fin d'études. *Départ. Agronomie. Univ. Batna*. 27 pages.
- BENCER S. (2004) : Etat actuel des ressources hydriques de la région de Aïn Djasser et estimation de la qualité des eaux souterraines (wilaya de Batna). *Mémoire de magistère. Départ. Hydraulique. Univ. Batna*. 119 pages.
- BOUCHAREB-HAOUCHINE F.Z. (1993) : Apports de la géothermométrie et des données de forages profonds à l'identification des réservoirs géothermiques de l'Algérie du Nord, application à la région du Hodna. *Mémoire de magistère. IST. USTHB. Alger*. 105 pages.
- BOUDOUKHA A. (1988) : Etude hydrogéologique et modélisation du système aquifère fermé d'El Eulma-Aïn Lahdjar (région Est de Sétif - Algérie). *Thèse de Doctorat. Labo. Géologie structurale et appliquée. Univ. Franche Comté. Besançon. France*. 186 pages.
- BOUDOUKHA A. (1998) : Hydrogéologie des hautes plaines Sétifiennes et qualité chimique des eaux souterraines. *Thèse de Doctorat. Inst. Chimie. Univ. Annaba*. 230 pages.
- BRGM (2002) : Contribution à la caractérisation des états de référence géochimique des eaux souterraines, outils et méthodologie. *Edit. BRGM. Paris*. 174 pages.
- CASTANY G. (1963) : Traité pratique des eaux souterraines. *Edit. Dunod. Paris*. 657 pages.
- CASTANY G. (1982) : Principes et méthodes de l'hydrogéologie. *Edit. Dunod. Paris*. 236 pages.
- C.G.G (1973) : Etude par prospection géophysique sur les hautes plaines de Sétif. *Ministère de l'hydraulique. DHW de Sétif. Algérie*. 53 pages.

- C.G.G (1972) : Etude par prospection géophysique dans la plaine de Ain Djasser (ex Bourzhel). *Ministère de l'hydraulique. DHW de Batna. Algérie.* 22 pages.
- C.G.G (1969) : Etude par prospection géophysique dans la plaine de Gadaine, de Zana et d'El Madher. *Ministère de l'hydraulique. DHW de Batna. Algérie.* 39 pages.
- CHABOUR N. (1997) : Etude hydrogéologique de la plaine de Ain Djasser (Boughzel). *Mémoire de magistère. IST. Univ. Constantine.* 198 pages.
- CHADI M. (2004) : Cadre géologique et structural des séries crétacées néritiques du constantinois (Est-Algérien). *Thèse de Doctorat. Départ. Sciences de la terre. Univ. Constantine.* 219 pages.
- CHEBBAH L. (2004) : Etude hydrogéologique de la plaine de Zana – Chott Saboun (wilaya de Batna). *Mémoire de magistère. Départ. Hydraulique. Univ. Batna.* 160 pages.
- DEBIECHE T.H. (2002) : Evolution 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. Univ. Franche-Comté. Besançon. France.* 235 pages.
- DERCOURT J. et PAQUET J. (1978): Géologie objet et méthodes. *Edit. Dunod. Paris.* 329 pages.
- DIB-ADJOUL H. (1985) : Le thermalisme de l'Est algérien. *Thèse de Doctorat troisième cycle. IST. USTHB. Alger.* 281 pages.
- DUBREUIL P. (1974) : Initiation à l'analyse de l'hydrologie. *Edit. Masson. Paris.* 210 pages.
- ISSAADI A. (1981) : Etude hydrogéologique des massifs du Gueriou et Fortass (dans le Sud constantinois). *Thèse de Doctorat troisième cycle. IST. USTHB. Alger.* 253 pages.

- ISSAADI A. (1992) : Le thermalisme dans son cadre géostructural, apports à la connaissance de la structure profonde de l'Algérie et de ses ressources géothermales. *Thèse de Doctorat d'état. IST. USTHB. Alger. 274 pages.*
- GLACON J. (1967) : Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du tell sétifien Algérie. *Thèse de Doctorat. Sc. Nat. Publ. Serv. Géol. d'Algérie. Bull. n°32, 2t. 750 pages.*
- GUENDOUZ A.H. (2005) : Application des techniques nucléaires et hydrogéochimiques à l'étude des nappes profondes du bassin sédimentaire du Sahara septentrional; implication pour la gestion des ressources en eau. *Thèse de Doctorat d'état. Départ. Génie Rural. Univ. Blida. 276 pages.*
- GUIDOUM A. (2004) : Etude hydrologique du bassin versant de l'Oued Chemorah à la station de Chemorah (wilaya de Batna, Est algérien). *Mémoire de magistère. Départ. Hydraulique. Univ. Batna. 259 pages.*
- GUIGUE S. (1940) : Les sources thermominérales de l'Algérie. *Bull. serv. Carte géol. de l'Algérie. 3^{ème} série. 5^{ème} fasc. 140 pages.*
- GUIGUE S. (1947) : Les sources thermominérales de l'Algérie. *Bull. serv. carte géol. de l'Algérie. 3^{ème} série. 9^{ème} fasc. 112 pages.*
- PLAGNES V. (2000) : Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation de la géochimie des eaux. *Thèse de Doctorat. Univ. Montpellier II. France. 376 pages.*
- REMENERAS G. (1986) : Hydrologie de l'ingénieur. *Edit. Eyrolles. Paris. 183 pages.*
- REMY M.L et LEMAITRE N. (1990) : Eaux minérales et radioactivité -Hydrogéologie n°4- *Edit. BRGM. Paris. pp 267-278.*
- RODIER J. (1984) : L'analyse de l'eau. *Edit. Dunod. Paris. 1365 p.*

SAVORNIN J. (1920) : Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. *Thèse de Doctorat. Sc. Nat. Univ. Lyon. France.* 502 pages.

SCHOELLER H. (1962) : Les eaux souterraines hydrologie dynamique et chimique, recherche, exploitation et évaluation des ressources. *Edit. Masson. Paris.* 642 pages.

SCHOELLER H. (1959) : Hydrologie des régions arides progrès récents. *UNESCO.* 126 pages.

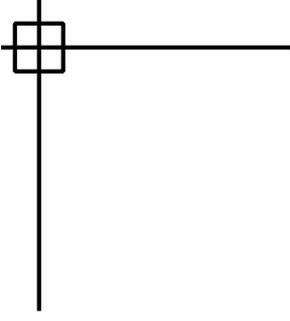
VILA J.M (1980) : La chaîne alpine d'Algérie orientale et les confins algéros-tunisiens. *Thèse de Doctorat. es Sc. Nat. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris VI.* 665 pages.

Sites Web

- www.al.lu/chemistry/stuff1/DL1/radioactivity
- www.aquamania.net/other/images/science/eauisotope
- www.bondy.ird.fr/pleins_textes/cahiers/géologie/20690
- www.brgm.fr/domaines/eaux
- www.industrie.gouv.fr/energie/matieres/pdf/nt07
- www.quanterra.org/Quanterra_Short_Course_8F
- www.uprm.edu/publications/cjs/VOL17/P133-150

Cartes

- Carte géologique de Sétif à l'échelle 1/200000.
- Carte topographique de Sétif à l'échelle 1/200000.



Annexes

ANNEXE -I-

Les paramètres conditionnels des coefficients a et b, pour le calcul de l'ETP
selon la formule de Blaney-Criddle, modifiée par la F.A.O.

Insolation effective (%)	Vitesse du vent (m/s)	Humidité relative (%)					
		Faible (<20)		Moyenne (20 à 52)		Elevée (>52)	
		a	b	a	b	a	b
Elevée (>80)	Faible (0 à 2)	1,59	-2,02	1,45	-2,18	1,16	-1,96
	Moyenne (2 à 5)	1,77	-1,84	1,59	-2,11	1,25	-1,88
	Elevée (5 à 8)	2,00	-1,86	1,73	-2,04	1,36	-2,00
Moyenne (60 à 80)	Faible (0 à 2)	1,45	-2,00	1,30	-2,07	1,05	-1,84
	Moyenne (2 à 5)	1,66	-1,98	1,45	-2,00	1,14	-1,84
	Elevée (5 à 8)	2,05	-2,23	1,57	-1,98	1,21	-1,80
Faible (<60)	Faible (0 à 2)	1,25	-1,79	1,13	-1,71	0,89	-1,70
	Moyenne (2 à 5)	1,45	-1,91	1,23	-1,75	0,96	-1,66
	Elevée (5 à 8)	1,61	-1,88	1,36	-1,82	1,02	-1,59

ANNEXE -II-

Valeurs critiques du coefficient de corrélation selon A. Mangin.

Individus	Corrélation critique		Individus	Corrélation critique	
	Au seuil de 5%	Au seuil de 1%		Au seuil de 5%	Au seuil de 1%
5	0,992	0,997	25	0,684	0,750
6	0,979	0,991	30	0,638	0,705
7	0,961	0,981	35	0,600	0,667
8	0,943	0,969	40	0,568	0,643
9	0,926	0,955	45	0,541	0,606
10	0,903	0,941	50	0,518	0,580
11	0,883	0,926	60	0,477	0,539
12	0,864	0,912	70	0,445	0,505
13	0,846	0,889	80	0,419	0,476
14	0,828	0,883	90	0,397	0,449
15	0,811	0,869	100	0,378	0,429
16	0,797	0,854	125	0,341	0,391
17	0,782	0,843	150	0,313	0,359
18	0,766	0,828	200	0,272	0,314
19	0,754	0,818	250	0,244	0,290
20	0,741	0,804	300	0,223	0,258