

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE



Ministère de l'Enseignement Supérieur
et de la Recherche Scientifique
Université ABBES LAGHROUR Khenchela
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département de l'Écologie et de l'Environnement



MÉMOIRE :

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de Magister en Écologie et Environnement;
Option : Gestion Intégrée des Ressources en Eau et Développement Durable.

Évaluation et Caractérisation de Quelques Gisements Hydrothermaux du Nord des Aurès

Présenté par :

MR. BELMEKKI MOHAMED ELKAMEL

DEVANT LE JURY

PRESIDENT :	<i>Mr. DARBOUCHE Abdelhak.</i>	<i>Pr. Université de Khenchela.</i>
PROMOTEUR :	<i>Mr. HOUHA Belgacem.</i>	<i>MC/A Université de Khenchela.</i>
EXAMINATEURS :	<i>Mr. BAALI Fathi.</i>	<i>MC/A Université de Tebessa.</i>
	<i>Mr. GOUAIDIA Layachi.</i>	<i>MC/A Université de Tebessa.</i>
INVITÉ :	<i>Mr. BAKHA Abdelhani.</i>	<i>MA/A Université de Khenchela.</i>

ANNÉE 2013

سورة التوبة

"L'esprit est la base de tout, de l'illumination
aussi bien que de l'illusion."

André Gide

À mes très honorables parents, À mon frère Fakaria et mes deux sœurs;

À mon épouse; À mon fils Mostapha Louai et ma fille Tasnime;

À tous mes collègues et amis;

Je dédie ce travail.

Résumé

Ce travail est une contribution à l'étude des circuits en profondeurs des eaux et des conditions qui y règnent, aboutissant à la création des sources thermales du Nord des Aurès (wilaya de Khenchela), ce travail a pour objectif l'évaluation et la caractérisation de quelques gisements hydrothermaux alimentant des stations thermales des plus réputées dans la région, dont la source de Hammam Essalhine (la deuxième plus chaude source en Algérie).

Dans le cadre de cette étude, il convient donc d'étudier la composante d'hydrochimie pour mieux caractériser l'acquisition de la composition chimique et la variabilité des paramètres physico-chimiques, comprendre le parcours souterrain des eaux thermales, leur minéralisation et leur faciès chimique, le plus intéressant est d'estimer par le biais des géothermomètres la température des eaux des gisements hydrothermaux et la profondeur à laquelle ont chauffées.

Cette étude est une approche pour essayer d'estimer qualitativement une énergie renouvelable, qui pourra être exploitée dans plusieurs domaines outre que le tourisme.

Mots-clés: eau thermale - hydrochimie - géothermométrie - faciès chimiques - gisement hydrothermal - Khenchela.

ABSTRACT

TITLE: EVALUATION AND CHARACTERIZATION OF SOME HYDROTHERMAL FIELDS OF THE NORTH OF AURES

This work is a contribution to the study of circuits in depths of waters and conditions which reign, ending in the creation of the thermal springs of the north of Aures (wilaya of Khenchela), this work has for objective the evaluation and the characterization of some hydrothermal fields feeding thermal spas of the most renowned in the region, of which the source of Hammam Essalhine (the second warmest source in Algeria).

Within the framework of this study, it is thus advisable to study the component of hydrochemistry to characterize better the acquisition of the chemical composition and the variability of the physico-chemical parameters, understand the underground journey of thermal waters, their mineralization and chemical facies, their most interesting is to estimate by means of geothermometers the temperature of waters of the hydrothermal fields and the depth at which warmed.

This study is an approach to try to estimate qualitatively a renewable energy, which can be exploited in several domains besides that the tourism.

Keywords: chemical facies - geothermometry - hydrochemistry - hydrothermal fields- Khenchela - renewable energy - thermal water.

ملخص

هذه الدراسة هي مساهمة في دراسة مسالك المياه في الأعماق والظروف التي تسود هناك، مما يؤدي إلى خلق الينابيع الحارة في شمال الأوراس (ولاية خنشلة)، وهذا العمل يهدف إلى تقييم وتوصيف بعض الخزانات الهيدروحرارية التي تزود المنتجعات الأكثر شهرة في المنطقة، بما في ذلك ينبوع حمام الصالحين (ثاني أسخن ينبوع في الجزائر).

في هذا العمل، من الضروري دراسة المكون الهيدروكيميائي من أجل توصيف أفضل لكيفية اكتساب المياه لتركيب الكيميائي والتقلبات الفيزيائية والكيميائية التي تطرأ عليها، فهم رحلة المياه الحارة تحت الأرض، التمعدن، الوجه الكيميائي، و المثير أكثر للاهتمام هو تقدير من خلال المعادلات الجيوحرارية لدرجة حرارة المياه والعمق الذي تم تسخينها فيه.

هذه الدراسة هي نهج في محاولة نوعية لتقدير طاقة متجددة (الجيوحرارة)، والتي يمكن استغلالها في عدة مجالات إلى جانب السياحة.

كلمات البحث: المياه الحرارية - الكيمياء - قياس درجة حرارة الخزان - الوجه الكيميائي - الخزان الهيدروحراري - خنشلة.

Remerciements

Je remercie humblement Allah de m'avoir donné la force d'achever ce modeste travail. Je Lui dédie celui-ci et tous les autres, en Lui demandant pardon et en Lui témoignant toute ma gratitude. Dans l'espoir qu'Il accepte mon repentir...

Je souhaite dans un premier temps à remercier Monsieur Le Docteur HOUHA Belgacem mon promoteur de mémoire, pour m'avoir confié ce travail de recherche, ainsi que pour son aide et ses précieux conseils, pour l'intérêt et le soutien dont il a toujours fait preuve.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur le Professeur DARBOUCHE Abdelhak, qui m'a fait l'honneur de présider le jury de ce mémoire.

Je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à Monsieur le Docteur GOUAIDIA Layachi qui a bien voulu accepter de participer au jury.

Je tiens à exprimer aussi vivement mes remerciements à Monsieur le Docteur BAALI Fathi qui a bien voulu accepter aussi de participer au jury de ce mémoire.

Ces remerciements ne seraient pas complets sans une pensée pour Monsieur BEKHA ABDELHANI, pour sa sympathie, sa disponibilité, ses idées et conseils et surtout pour nous avoir ouvert grandes les portes du laboratoire L.A.E.E.C.M. Ain M'Lila.

Un grand merci à tout le groupe de l'I.N.S.I.D, pour leurs accueils et leurs grandes disponibilités.

Ce travail qui n'aurait pu se concrétiser sans l'aide de nombreuses personnes. Et que celles -qui sont nombreuses- que je n'ai pas cité me pardonnent, mais j'adresse une pensée particulière à mon fidèle ami Mr MASSOUDI Mohamed qui m'a énormément aidé durant mes travaux sur le terrain. Merci à mon ami et collègue BOUGUANDOURA Abderraouf, pour sa présence dans les moments difficiles, ainsi que pour son humour même quand tout va de travers, un grand merci à Messieurs BOULAABAIZE MAHREZ pour ses conseils avisés et son écoute. Sans oublier Mlle BERKANI Cherifa pour ses encouragements et aide précieuse.

Et enfin un grand merci, à mes amis (le chimiste et inchallah écologue Mr CHNAKER Hichem, le biologiste Laalaymia M^{ed} echarif, l'incontournable écologue YOUBI Moustapha les informaticiens BENDJEDID Brahim et Bakhouche Abd erraouf) pour les longues séances de travail, leurs patience et leurs conseils.

Pour leur soutien, je remercie famille et proches, et plus particulièrement ma Mère et mon épouse qui m'ont épaulées alors qu'en fin de mémoire nous ne parvenions au mieux qu'à nous croiser.

Merci à mon père.

Merci enfin au lecteur qui par essence justifie la rédaction de ce manuscrit

« Ce n'est pas tant l'intervention de nos amis qui nous aide mais le fait de savoir que nous pourrons toujours compter sur eux »

D'Épicure

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Introduction générale.....	1

CHAPITRE I

Présentation de la zone d'étude.

I.1. Présentation globale de la zone d'étude.....	4
I.1.1. Présentation générale de la zone d'étude (localisation, géographie et population)....	4
I.1.2. Milieu physique caractérisant la wilaya de Khenchela.....	6
I.1.2.1 Le relief	6
I.1.2.1.1 L'altitude.	6
I.1.2.1.2 La pente.....	10
I.1.2.1.3. Typologie des communes de la wilaya suivant le relief.....	12
I.1.2.2. Esquisse géologique.....	13
Description stratigraphique.....	13
Le quaternaire.....	13
Le tertiaire post-miocène	15
Le tertiaire ante miocène	15
Le crétacé supérieur	15
Le crétacé inférieur	15
Le trias	15
Aperçu lithologique.....	15
I.1.2.3. Aperçu pédologique sur les principaux sols de la wilaya	19
I.1.2.4. Le climat.....	21
I.1.2.4.1. La pluviométrie	21
Analyse de la carte des isohyètes	23
I.1.2.4.2. Les températures	25
I.1.2.5 Hydrographie	26
I.1.2.6 Hydrogéologie.....	28
1.2. Localisation et présentation des sources thermales.....	29
1.2.1 Localisation et description.....	29
1.2.1.1 Les griffons de hammam Essalhime.....	29
Hammam Essalihine	29
Historique	29
Description visuelle	31
1.2.1.2 Hammam Elknif.....	32
Localisation.....	32
a) La source thermale	32
b) Le forage	33
1.2.1.3 Hammam Djaarir.....	34
Conclusion générale sur le milieu physique.....	36

CHAPITRE II

Cadre géologique des gisements d'études

II.1. Le Mésozoïque	37
a) Le Trias	37
b) Le Crétacé	37
b.1. Crétacé inférieur	37

b.1.1. Barrémien- Aptien	37
b.1.2. Albien	38
b.2. Crétacé supérieur.....	38
b.2.1. Cénomanién	38
b.2.2. Turonien	38
b.2.3. Sénonien	38
II.2. Le Cénozoïques	39
a) Le Néogène.....	39
b) Quaternaire	39

CHAPITRE III
Cadre Hydro-climatique

Introduction.....	43
III.1. Les données climatiques.....	44
III.1.1.La pluviométrie.....	44
III.1.2.La température.....	45
III.2. Le régime pluviométrique saisonnier	47
III.3. Caractérisation du climat	47
III.3.1.Diagramme pluviothermique.....	48
III.3.2.Indice de Martonne.....	48
III.3.3.Indice d'aridité mensuel.....	49
III.3.4.Etablissement du bilan hydrique	49
III.3.4.1.Evapotranspiration potentielle	51
III.3.4.2. Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP).....	51
III.3.4.3. Evapotranspiration réelle (ETR).....	53
III.3.4.4. Le bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite.....	53
III.3.4.5. Ruissellement superficiel et l'infiltration.....	56
Conclusion.....	57

CHAPITRE IV
Matériels et Méthodes

IV.1. Échantillonnages et prélèvements	58
IV.1.1. Les étapes de l'échantillonnage.....	58
IV.1.1.1. Préparation du matériel.....	58
IV.1.1.2. Calibrage des appareils.....	58
IV.1.1.3. Prélèvement des échantillons.....	59
IV.1.1.4. Conservation des échantillons.....	59
IV.2. Mesures in situ : Paramètres physiques.....	60
IV.2.1. Mesure de la température.....	60
IV.2.2. Mesure du pH.....	60
IV.2.3. Mesure de la conductivité électrique.....	60
IV.2.4. Mesure du Total des Solides Dissous (TDS) et la salinité (SAL).....	61
IV.3. Analyse au laboratoire.....	62
IV.3.1. La spectrophotométrie à UV visible.....	62
IV.3.2. La spectrophotométrie à flamme.....	63
IV.3.3. La méthode titrimétrique à l'EDTA pour le dosage simultané du Ca et Mg....	64
IV.3.4. La méthode titrimétrique de dosage du TAC.....	65
IV.3.5. Le dosage du SiO ₂ par la méthode de la colorimétrie de molybdate.....	65
IV.3.6.Dosage du Lithium à l'aide du photomètre à flamme	66
IV.4. La représentation simplifiée des caractéristiques chimiques des eaux.....	68

IV.4.1. Diagramme de Piper	69
IV.4.2. Diagramme de Schoëller et Berkaloff.....	70

CHAPITRE V
Hydrochimie

Introduction.....	71
V.1. Étude analytique des paramètres physiques.....	72
V.1.1. La température.....	72
V.1.2. Le pH.....	72
V.1.3. La conductivité électrique.....	73
V.1.4. Le Total des Solides Dissous (TDS)	73
V.1.5. La salinité (S).....	74
V.2. Étude analytique des paramètres chimiques.....	75
V.2.1. Les éléments majeurs.....	75
V.2.1.1. Le Calcium	76
V.2.1.2. Le Magnésium.....	77
V.2.1.3. Le Sodium.....	78
V.2.1.4. Le Potassium.....	79
V.2.1.5. Les Chlorures.....	80
V.2.1.6. Les Sulfates.....	81
V.2.1.7. Les Nitrates.....	82
V.2.1.8. Les Bicarbonates	83
V.2.2. Les éléments mineurs.....	84
V.2.2.1. La Silice.....	84
V.2.2.2. Le Manganèse.....	85
V.2.2.3. Le Zinc.....	85
V.2.2.4. Le Fer.....	85
V.2.2.5. Le Cuivre.....	85
V.2.2.6. Le Lithium.....	85
V.3. La représentation simplifiée des caractéristiques chimiques des eaux.....	87
V.3.1. Diagramme de Piper	87
V.3.2. Diagramme de Schoëller Berkalov.....	88
V.4. Origines des éléments chimiques.....	89
V.4.1 Origine des éléments (Ca^{2+} - SO_4^{2-} - HCO_3^-).....	89
V.4.2 Origine des éléments (Na^+ - Cl^-).....	90
V.4.3 Le rapport Conductivité électrique- $\text{HCO}_3^-/(\text{Cl}^-+\text{SO}_4)$	91
V.4.4. Origine de La silice.....	91
V.4.5. Origine du lithium.....	91
Conclusion.....	92

CHAPITRE VI
La géothermie

VI.1. Les eaux thermales.....	93
Introduction	93
Etymologies	93
Définitions existantes.....	93
Définitions officielles	94
VI.1.1. Classification thermique des eaux	94
VI.1.2. Les circuits hydrothermaux: thermosyphon.....	94
1) Origines de l'eau thermale.....	94

2) Le thermosyphon.....	95
VI.1.3. Caractéristiques des systèmes hydrothermaux	96
Problème des arrivées diffuses.....	97
L'altération des caractéristiques physico-chimiques	97
VI.1.4. La classification des eaux thermales.....	98
VI.1.4.1. Suivant l'origine géologique.....	98
VI.1.4.2. Suivant la composition chimique (minérale).....	98
VI.1.4.3. Selon la composition chimique (PH).....	98
VI.1.5. Les eaux thermales en Algérie	99
VI.1.5.1 Généralité	99
VI.1.5.2. La classification des stations thermales algériennes	102
VI.1.6 Le thermalisme	103
VI.1.6.1. Définitions	103
VI.1.6.2. Thermalisme en Algérie	103
VI.2. La géothermie.....	104
VI.2.1. Principes généraux de la géothermie.....	104
VI.2.2 Méthodes usuelles d'exploration	104
VI.2.2.A / Les méthodes géologiques	104
VI.2.2.B / Les méthodes géochimiques	104
VI.2.2.C / Les méthodes géophysiques	104
VI.2.3 Types de géothermie et gisements géothermiques	105
VI.2.3.1. Différents types de géothermies et potentiels d'utilisation.....	105
VI.2.3.1.1. Géothermie haute énergie	105
VI.2.3.1.2. Géothermie moyenne énergie	105
VI.2.3.1.3. Géothermie basse énergie	105
VI.2.3.1.4. Géothermie très basse énergie	105
VI.2.3.2. Types de gisements géothermiques.....	106
- Les champs hyperthermiques	107
- Les champs semi-thermiques	107
VI.2.4. Principaux paramètres caractérisant la ressource géothermale.....	107
VI.2.5. Utilisations des ressources géothermiques.....	108
VI.2.5.1. Géothermie à usage direct (chaleur).....	108
VI.2.5.2. Géothermie à usage indirect (électricité).....	108
VI.2.6. LA GEOTHERMIE DANS LE MONDE.....	109
VI.2.7. LES RESSOURCES GEOTHERMIQUES DU NORD DE L'ALGERIE.....	110
VI.2.8. Gradient géothermique.....	112
VI.3. La géothermométrie chimique.....	113
Introduction	113
Historique géothermométrie.....	113
VI.3.1 Principe générale de la géothermométrie chimique.....	114
VI.3.1.2 Les géothermomètres	114
VI.3.1.2.1 Le géothermomètre à silice.....	116
A/ Les géothermomètres SiO ₂ classique.....	116
Précautions et recommandations	116
Recommandations en termes de concentrations	116
Recommandations en termes de température	117
Recommandations en termes de milieu géologique	117
B/. NOUVEAUX GÉOTHERMOMÈTRES SiO ₂	117
VI.3.1.2.2 Les géothermomètres à cations (Na-K).....	119
A/ Les géothermomètres à cations (Na-K) classique.....	119
Avantages et inconvénients du géothermomètre.....	120
B/. NOUVEAUX GÉOTHERMOMÈTRES Na/K	121

VI.3 1.2.3	LE GEOTHERMOMETRE Na/K/Ca	122
	A/ LE GEOTHERMOMETRE Na/K/Ca classique.....	122
	B/. NOUVEAU GÉOTHERMOMÈTRE Na-K-Ca	124
VI.3 1.2.4	LE GEOTHERMOMETRE Na/K/Ca/Mg.....	124
VI.3.1.2.5.	Géothermomètres « plus récents »	126
VI.3.1.2.5.1	LES GÉOTHERMOMÈTRES LITHIUM	126
	VI.3.1.2.5.1.1. LES GÉOTHERMOMÈTRES Na/Li	126
	VI.3 1.2.5.1.2. Le géothermomètre Mg/Li	127
	VI.3 1.2.5.1.3. Le géothermomètre Li	128
VI.3.1.2.5.2.	LE GÉOTHERMOMÈTRE CO ₂	128
VI.3.1.2.5.3.	LE GÉOTHERMOMÈTRE SiO ₂ /CO ₂	128
VI.3.1.2.5.4.	LE GÉOTHERMOMÈTRE Ca/K ²	129
VI.3.1.2.5.5.	LE GÉOTHERMOMÈTRE Mg/K ²	129
VI.3.1.2.5.6.	LE GÉOTHERMOMÈTRE Mg/Na	129
VI.3.1.2.5.7.	LE GÉOTHERMOMÈTRE Mo/K ²	130
VI.3.1.2.5.8.	LE GÉOTHERMOMÈTRE U/K	130
VI.3.1.2.5.9.	AUTRES GÉOTHERMOMÈTRES	130
	VI.3.1.2.5.9.1. Le géothermomètre Fe/K ²	130
	VI.3.1.2.5.9.2. Le géothermomètre Sr/K ²	131
	VI.3.1.2.5.9.3. Le géothermomètre Mn/K ²	131
	VI.3.1.2.5.9.4. Le géothermomètre F*K	131
	VI.3.1.2.5.9.5. Le géothermomètre W*K ²	131
	VI.3.1.2.5.9.6. Les géothermomètres Li/Na, Rb/Na, Cs/Na ...	131
	VI.3.1.2.5.9.7. Remarques	131
VI.3.2.	Méthodologie d'interprétation des estimations.....	132
	VI.3.2.1 Calcul de la profondeur	133
VI.4.	Application des Géothermomètres et calcul de la profondeur.....	134
VI.4.1	Application des géothermomètres aux deux griffons de Hammam Essalhine.....	134
	VI.4.1.1 Application des géothermomètres à Silice (griffons H.Es).....	134
	VI.4.1.2. Application des géothermomètres à cations (Na-K) (Griffons H.Es).....	134
	VI.4.1.3. Essai de correction. Application des géothermomètres Na/K/Ca (G. H.Es).135	
	VI.4.1.4. Application des géothermomètres Na/K/Ca/Mg. (Grif. H.Es).....	136
	VI.4.1.5. Application des géothermomètres Na/Li et Mg/Li.....	136
	VI.4.1.6. Calcule des profondeurs.....	137
	Interprétation des estimations (GRIFFONS DE HAMMAM ESSALHINE).....	138
	1- Griffon 01.....	138
	2- Griffon 02.....	138
VI.4.2.	Application des géothermomètres aux eaux du Forage de Hammam Elknif.....	139
	VI.4.2.1 Application des géothermomètres à Silice (H.Elknif).....	139
	VI.4.2.2. Application des géothermomètres à cations (Na-K) (H.Elknif).....	139
	VI.4.2.3. Essai de correction. Application des géothermomètres Na/K/Ca (F.Elknif) 140	
	VI.4.2.4. Application des géothermomètres Na/K/Ca/Mg. (F. H.Elknif).....	140
	VI.4.2.5. Application des géothermomètres Na/Li et Mg/Li (F.H.Elknif).....	141
	VI.4.2.6. Calcule des profondeurs.....	142
	INTERPRÉTATION DES ESTIMATIONS (F. HAMMAM ELKNIF).....	143
VI.4.3	Application des géothermomètres aux eaux de Hammam Djaarir.....	144
	VI.4.3.1 Application des géothermomètres à Silice (H.Djaarir).....	144
	VI.4.3.2. Application des géothermomètres à cations (Na-K) (H.Djaarir).....	144
	VI.4.3.3. Essai de correction. Application des géothermomètres Na/K/Ca (H.D).....	145
	VI.4.3.4. Application des géothermomètres Na/K/Ca/Mg. (H.Djaarir).....	145
	VI.4.3.5. Application des géothermomètres Na/Li et Mg/Li (H.Djaarir).....	146
	VI.4.3.6. Calcule des profondeurs.....	147

INTERPRÉTATION DES ESTIMATIONS (HAMMAM DJAARIR).....	148
VI.4.4 corrélation températures estimées et profondeurs calculées.....	149
VI.5. Géothermie perspective.....	150
VI.5.1 Exemple d'un circuit de distribution (chauffage touristique).....	151
VI.5.2. Exemple du site pilote de Soultz-Sous-Forêts. (Production d'électricité).....	152
Conclusion	154
Conclusion générale.....	155
Références bibliographique.	
Annexes	

LISTE DES FIGURES.

Figure N°	Page
Fig. 01: Carte hypsométrique de la wilaya de Khenchela.....	7
Fig. 02: Carte des altitudes de la wilaya de Khenchela.....	9
Fig. 03: Carte des pentes de la wilaya de Khenchela.....	11
Fig. 04: Carte géologique de la wilaya de Khenchela.....	14
Fig. 05: Carte lithologique la wilaya de Khenchela.....	17
Fig. 06: Carte de sensibilité à l'érosion de la wilaya de Khenchela.....	18
Fig. 07: Carte des classes des sols la wilaya de Khenchela.....	20
Fig. 08: Carte des précipitations annuelles moyennes la wilaya de Khenchela.....	24
Fig. 09: Carte hydrographique de la wilaya de Khenchela.....	27
Fig. 10: Localisation de Hammam Essalhine Image satellite.....	30
Fig. 11: Griffons Hammam Essalhin Image satilite Source Google earth.....	30
Fig. 12: Hammam Essalhin ; Griffon 01 vue interne ; Bassin de captage.....	31
Fig. 13: Hammam Essalhin ; Griffon 02 vue interne; Bassin de captage.....	31
Fig. 14: Dépôt minérale bassin de captage griffon 02	31
Fig. 15: Localisation de Hammam Elknif Image satellite	32
Fig. 16: Vaporium Hammam Elknif ; face Sud.....	32
Fig. 17: Forage Hammam Elknif.....	33
Fig. 18: Image satilite Structure de Hammam Elknif	33
Fig. 19: Image satellite localisation de Hammam Djaarir.....	34
Fig. 20: Image satellite localisation de Hammam Djaarir	35
Fig. 21: Photo Hammam Djaarir vue externe prise Nord.....	35
Fig. 22: Photo Hammam Djaarir vue interne.....	35
Fig. 23: Carte géologique de Hammam Salhine, Khenchela.....	40
Fig. 24: Carte géologique de Hammam Elknif, Khenchela.....	40
Fig. 25: Schéma illustrant les variations de faciès dans le Crétacé inférieur	41
Fig. 26: Coupe interprétative dans le bassin de Rémila	41
Fig. 27: Coupe structurale composite dj. Knif-Chettaïa sud.....	42
Fig. 28: Précipitation moyenne mensuelle pour une période de 18ans (1994-2011).....	45
Fig. 29 : Précipitation moyenne annuelle pour une période de 18ans (1994-2011).....	45
Fig. 30: Température mensuelle moyenne pour une période de 18ans (1994-2011).....	46

Fig. 31: Température moyenne annuelle pour une période de 18 ans (1994-2011).....	46
Fig. 32: Le régime pluviométrique saisonnier pour une période de 18 ans (1994-2011).....	47
Fig. 33: Diagramme Pluviothermique.....	48
Fig. 34: Le complexe hydrique (sol- plante-climat).....	50
Fig. 35: Processus de l'évapotranspiration.....	50
Fig. 36: Évaporation et Évapotranspiration potentielle et réelle.....	52
Fig. 37: Utilisation de l'eau du sol par les végétaux lors du cycle de l'eau.....	53
Fig. 38: Bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite.....	55
Fig. 39 A: Diagramme de Pprier.....	69
Fig. 39 B: Diagramme de Schoëller et Berkalov.	70
Fig. 40: Rep. comparative entre les quatre sources thermales (les éléments majeurs).....	75
Fig. 41: Rep. comparative entre les quatre sources thermales (teneur en Ca ⁺⁺).....	76
Fig. 42: Rep. comparative entre les quatre sources thermales (teneur en Mg ⁺⁺).....	77
Fig. 43: Rep. comparative entre les quatre sources thermales (teneur en Na ⁺).....	78
Fig. 44: Rep. comparative entre les quatre sources thermales (teneur en K ⁺).....	79
Fig. 45: Rep. comparative entre les quatre sources thermales (teneur en Chlore).....	80
Fig. 46: Rep. comparative entre les quatre sources thermales (teneur en Sulfate).....	81
Fig. 47: Rep. comparative entre les quatre sources thermales (teneur en Nitrate).....	82
Fig. 48: Rep. comparative entre les quatre sources thermales (teneur en Bicarbonate).....	83
Fig. 49: Rep. sur diagramme de Piper des compositions en éléments majeurs.....	87
Fig. 50: Représentation sur diagramme de Schoëller Berkalov	88
Fig. 51 (A, B): Détermination de l'origine du calcium.....	89
Fig. 52 (A, B): Détermination de l'origine du sodium.....	90
Fig. 53: Évolution des anions en fonction de la conductivité électrique.....	91
Fig. 54: Les systèmes hydrothermaux ; Thermosiphon.....	95
Fig. 55: Carte de température des sources thermales du nord de l'Algérie.....	101
Fig. 56: Principales utilisations de la géothermie en fonction des températures.....	109
Fig. 57: Carte des Zones géothermiques préférentielles et potentiel à l'exhaure.....	111
Fig. 58 : Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord	112
Fig. 59(A, B): Variation de la température en fonction de la profondeur (H. Essalhine).....	149
Fig. 60: Variation de la température en fonction de la profondeur (Forage H.Elknif).....	149
Fig. 61: Variation de la température en fonction de la profondeur (Hammam Djaarit).....	149

Fig. 62: Le schéma du principe de l'installation de chauffage.....151

Fig. 63: Schéma simplifié de la circulation d'eau et d'exploitation de l'énergie géothermique pour la production d'électricité (station de soultz).....153

Fig. 64: Schéma simplifié des composantes d'un surcircuit de l'énergie géothermique pour la production d'électricité..... 153

LISTE DES TABLEAUX.

Tableau N°	Page
Tableau 01: Répartition mensuelle et saisonnière des précipitations St. de Khenchela.....	22
Tableau 02: Répartition mensuelle et saisonnière des précipitations St. de Biskra.....	22
Tableau 03: Températures de l'air relevées à la station de Khenchela.....	25
Tableau 04: Températures de l'air relevées à la station de Biskra.....	25
Tableau 05: Principaux oueds de la wilaya et leurs exutoires.....	28
Tableau 06: Coordonnées des sources thermales de Hammam Essalherine.....	29
Tableau 07: Coordonnées des principales composantes de Hammam Elknif.....	32
Tableau 08: Coordonnées de la source thermale de Hammam Djaarir.....	34
Tableau 09: Précipitation moyenne mensuelle à la st. de Khenchela (1994-2011).....	44
Tableau 10: Température moyenne mensuelle à la st. de Khenchela (1994-2011).....	46
Tableau 11: Le régime pluviométrique saisonnier (1994-2011).....	47
Tableau 12: Indices d'aridité mensuels (I) à la station d'El Hamma.....	49
Tableau 13: Coefficient de correction K.....	53
Tableau 14: Bilan hydrologique moyen (1994-2011) de la station de Khenchela.....	55
Tableau 15: Répartition de précipitation en (mm) à la station de Khenchela.....	56
Tableau 16: Méthodes et laboratoires d'analyse des éléments chimiques.....	62
Tableau 17: Valeurs de la température mesurée.....	72
Tableau 18: Classification des eaux étudiées, selon leur température.....	72
Tableau 19 : Valeurs du pH mesuré.....	72
Tableau 20: Valeurs de la conductivité électrique mesurées.....	73
Tableau 21: Classification des eaux selon la conductivité.....	73
Tableau 22: Valeurs du Total des Solides Dissous (TDS).....	73
Tableau 23: Goût de l'eau avec différentes concentrations du TDS.....	74
Tableau 24: Valeurs de la salinité.....	74
Tableau 25: Les analyses chimiques en élément majeurs (mg/l).....	75
Tableau 26 : Les analyses chimiques en élément mineurs (mg/l).....	84
Tableau 27 : Temp. estimées par les géothermomètres à silice (griffons H.Es).....	134
Tableau 28 : Temp. estimées par les géothermomètres à cations (Griffons H.Es).....	135
Tableau 29: Températures estimées par le géothermomètre Na/K/Ca en °C.....	135

Tableau 30: Recapulatif de calcule du géothermomètre Na/K/Ca/Mg en °C.....	136
Tableau 31: Températures estimées par le géothermomètre Na/Li en °C.....	136
Tableau 32 (A, B, C): Profondeurs calculées par chaque Temp. estimées par les géothermomètres (H. Essalhine).....	137
Tableau 33: Temp. estimées par les géothermomètres à silice en °C (H.Elknif).	139
Tableau 34: Temp. estimées par les géothermomètres à cations (Forage H.Elknif).....	139
Tableau 35: Temp. estimées par le géothermomètre Na/K/Ca (Forage H.Elknif).....	140
Tableau 36: Recapulatif de calcule du géothermomètre Na/K/Ca/Mg en °C.	140
Tableau 37: Temp. estimées par les géothermomètres à Li (Forage H.Elknif).	141
Tableau 38 (A, B, C): Profondeurs calculées par chaque Températures estimées par legéothermomètres (F. H. Elknif).....	142
Tableau 39:Temp. estimées par les géothermomètres à silice (H.Djaarir).....	144
Tableau 40: Temp. estimées par les géothermomètres à cations (H.Djaarir).....	144
Tableau 41: Temp. estimées par le géothermomètre Na/K/Ca en °C (H.Djaarir).....	145
Tableau 42: Recap. de calcule du géothermomètre Na/K/Ca/Mg en °C (H.Djaarir).....	145
Tableau 43: Températures estimées par les géothermomètres à Li en °C(H.Djaarir).....	146
Tableau 44 (A,B, C): Profondeurs calculées par chaque Températures estimées par les géothermomètres (F. H. Elknif).....	147



INTRODUCTION GÉNÉRALE
ET
PROBLÉMATIQUE POSÉE

INTRODUCTION GÉNÉRALE ET PROBLÉMATIQUE POSÉE

La terre peut nous fournir de l'eau chaude d'une façon propre et durable (à travers un phénomène qu'on nomme géothermie), ne dépendant ni de la saison ni des conditions climatiques. Elle permet aussi la possibilité d'exploitation à des profondeurs et des températures variables suivant le besoin, ainsi, elle autorise une multitude de variantes d'utilisation, l'eau réchauffée se trouve dans un réservoir souterrain que l'on nomme "gisement thermal".

Les études qui sont menées sur les gisements thermaux sont d'un grand intérêt non pas seulement scientifique, mais aussi ces études permettent une meilleure exploitation dans des domaines d'application très diverses, que ce soit économique (agricole ou industriel), ou bien énergétique ou tout simplement touristique et thérapeutique. Aussi les travaux de recherche menés sur les systèmes hydrothermaux ont démontrés leur grande complexité liée à la diversité des paramètres intervenants dans leur structuration et leur fonctionnement : caractéristiques des réservoirs (roches encaissantes), dispositif structural et nature des interactions hydrochimiques... etc.

Nonobstant cette importance, très peu sont les travaux de recherche effectués en Algérie en matière d'études des réservoirs géothermaux, et rares sont ceux qui s'intéressent plus particulièrement à ceux existants dans la région Nord des Aurès.

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 (ATHAMENA M., 2006):

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.

Les sources thermales du Nord des Aurès sont connues depuis l’époque romaine, l’étude géothermique de ces eaux revête un intérêt scientifique très important à plusieurs titres, d’une part; les eaux thermales sont largement moins étudiées que les eaux froides de nappe ou que les eaux de surface, qui font l’objet d’une littérature abondante. D’autre part, cette moins bonne connaissance s’explique par les difficultés d’accès aux réservoirs, en général, les mesures et les prélèvements s’effectuent au niveau des griffons, et au mieux, à la faveur de forages obliques qui interceptent les eaux chaudes avant leur sortie à l’air libre.

Cette moins bonne connaissance des eaux thermales de manière générale et de leurs circuits profonds en font un objet d’étude particulièrement intéressant.

De ce fait, toute une méthodologie scientifique a été élaborée pour déterminer les caractéristiques et les conditions régnantes dans les réservoirs profonds et le potentiel géothermique, à partir des caractéristiques physico-chimiques des eaux des sources ou de forages.

Dans le cadre de cette étude, il convient donc d’étudier cette composante d’hydrochimie pour mieux caractériser l’acquisition de la composition chimique et la variabilité des paramètres physico-chimiques, comprendre leurs parcours souterrain, leur minéralisation et leur faciès chimique, le plus intéressant est d’estimer par le biais des géothermomètres la température des eaux des gisements hydrothermaux et la profondeur à laquelle ont chauffées.

Cette étude est une approche pour essayer d’estimer qualitativement une énergie renouvelable, qui pourra être exploitée dans plusieurs domaines outre que le tourisme.

Pour pouvoir répondre à cette problématique, notre travail a été architecturé sur deux parties ou axes, dont le premier est intégralement théorique, quant au second axe il alterne théories et ses applications, le tout est subdivisé en six chapitres.

Nous présenterons dans le premier chapitre les caractéristiques de la wilaya de Khenchela, nous décrirons les limites géographiques ainsi que la topographie, la lithologie et l'hydrologie essentielles à notre travail, ensuite une présentation et localisation géographique des trois sites d'études, Hammam Essalihine, Hammam Elknif et Hammam Djaarir.

Le deuxième chapitre est dédié à l'étude des grands traits de la géologie de la zone d'étude. L'objectif est de mieux définir les caractéristiques géologiques des réservoirs.

Dans le troisième chapitre on s'attardera un peu sur le cadre climatique et l'hydro-climatologique du nord de la wilaya.

La quatrième chapitre est consacré aux méthodes et matériels utilisés, soit *in situ* ou au laboratoire, ainsi qu'aux techniques de mesures et d'analyses, avec les précautions spécifiques aux eaux des sources chaudes.

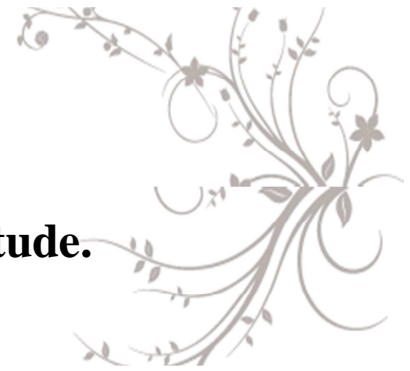
Dans le cinquième chapitre "très intéressant" qu'est l'hydrochimie, relative à la campagne de mesures et d'échantillonnage menées en **Mars 2011**, duquel émergera les précieuses données qui nous permettront l'interprétation et l'exploitation de ces analyses pour aboutir aux origines géologiques des eaux thermales de la région d'étude. Les données obtenues indispensables pour le chapitre suivant, dans lequel on tentera de calculer (estimer) les températures auxquelles sont portées les eaux ainsi que leurs profondeurs, après avoir bien sûr survolé quelques notions et définitions concernant la géothermie.

Nous concluons ce travail par une évaluation qualitative des potentialités géothermiques de la région et des exemples pratiques d'exploitation.



CHAPITRE I

Présentation de la zone d'étude.



CHAPITRE I : Présentation de la zone d'étude.

I.1 Présentation global de la zone d'étude

I.1.1 Présentation générale de la zone d'étude (localisation, géographie et population)

Issue du découpage administratif de 1984, la wilaya de Khenchela se situe au Nord-Est du pays, au contrefort des monts des Aurès, dans l'aire géographique comprise entre 6° 32' et 7° 34' de longitude Est et entre 35° 7' et 35° 38' de longitude Nord, la wilaya de Khenchla est limitée :

- au Nord, par la wilaya d'Oum El Bouaghi ;
- au Nord-ouest par la wilaya de Batna ;
- au Sud-ouest, par la wilaya de Biskra ;
- au Sud, par la wilaya d'El Oued ;
- à l'Est, par la wilaya de Tébessa.

Son étendue territoriale, selon les sources, couvre :

- une superficie totale de 9 715 Km² (source : DPAT) ;
- une superficie totale de 9 595,6 Km² (source : ONS) ;
- une superficie totale de 9 572,5 Km² (source : étude PAW 2009).

Sur le plan géographique, la wilaya de Khenchela appartient à l'ensemble naturel des Hauts Plateaux, un ensemble occupant la partie médiane du territoire national et bien individualisé géographiquement par les deux chaînes montagneuses de l'Atlas : l'Atlas tellien au Nord et l'Atlas saharien au Sud. De par ses spécificités physiques, liées à ses caractéristiques géographiques, cette wilaya présente une particularité, qui fait d'elle, avec la wilaya de Batna, l'une des wilayas uniques dans son genre. En effet, la surrection des Aurès au quaternaire donne à cette partie de l'Atlas saharien une physionomie très proche des espaces montagneux du nord, et de ce fait la wilaya de Khenchla se distingue par ses milieux physiques et naturels très diversifiés et à facettes multiples, alliant entre :

- Paysages telliens (zones de haute montagne, bien arrosées et bien boisées à paysages verdoyants) : Monts des Aurès occupant la partie ouest de la wilaya ;
- Paysages de hautes plaines (hautes plaines céréalières semi-arides) pour la partie nord de la wilaya ;

- Paysages steppiques et sahariens composés : de monts totalement dénudés et érodés (monts des Némenchas à l'est), d'oasis (Siar, Khirane et El Ouldja) et de basses plaines (El Meita).

Sur le plan démographique, la wilaya de Khenchla abrite une population évaluée au RGPH 2008 (résultats préliminaires) à 384 146 habitants, ce qui correspond à une densité de peuplement de 40 habitants au Km², une densité relativement faible comparée à la densité moyenne de sa région programme d'appartenance (85 habitants au Km²).

La wilaya de Khenchela a connu un très fort accroissement démographique au cours de ces quatre dernières décennies, sa population a été multipliée par trois. En effet, sa population totale est passée de 128 169 habitants en 1966 (date du premier recensement de population de l'Algérie indépendante) à 384 146 habitants en 2008 (résultats préliminaires du RGPH 2008), et sa densité de peuplement, pour la même période, est passée de 13 à 40 habitants au Km².

Le taux annuel moyen (TAM) de la croissance démographique de la wilaya suit en général la tendance observée au niveau national, c'est-à-dire un boom démographique qui a connu son apogée dans les années 60-70 (3,96%) et une courbe descendante depuis pour atteindre aujourd'hui un seuil raisonnable de 1,6% an.(rapport PAW; Mars 2010)

Sur le plan administratif et structurel, la wilaya de Khenchela, regroupe 21 communes, rattachées administrativement à 8 daïras.

Le fonctionnement et le dynamisme économique et social de la wilaya sont organisés principalement autour de l'agglomération chef de wilaya (Ville de Khenchla), une ville dont l'accroissement démographique lui confère, sur la base du dernier recensement, le rang de grande ville, sa population ayant dépassée le seuil de 100 000 habitants (106 988 habitants et une densité de 3 386 habitants au Km²), ainsi qu'autour de certaines agglomérations chef-lieu de Daïras et communes en plein extension, à l'image de : El Mhamel, Kaïs et Chechar, toutes trois des villes de petite taille en émergence (villes de 30 000 à 50 000 habitants)

I.1.2. Milieu physique caractérisant la wilaya de Khenchela.

I.1.2.1 Le relief

Le relief de la wilaya de Khenchla présente, d'une manière générale, trois compartiments distincts :

- une zone de hautes plaines, au nord, qui se singularise par une altitude d'ensemble oscillant entre 850 et 900 mètres et une pente généralement faible (inférieure à 3%).
- Une zone de montagnes au centre de la wilaya, formée par le massif des Aurès et Néménchas, dont le point culminant atteint 2169 m sur le Djebel Chélia, ce qui fait de lui l'un des sommets les plus élevés de l'Atlas Algérien. Cette zone, dont l'altitude oscille entre 1000 et 2169 mètres, est entrecoupée par des vallées étroites, de direction générale nord-est.
- Une zone de plaines steppiques et présahariennes au sud, dont une partie se situe au-dessous du niveau de la mer (Oglat El Djerabaa : moins 26 m). De topographie relativement plane, elle appartient à la grande cuvette du bassin de chott Melghir où se situe le grand Erg oriental. (rapport PAW; Mars 2010)

I.1.2.1.1 L'altitude

La wilaya de Khenchela se caractérise par une très forte dénivellation. En effet l'altitude oscille entre moins 26 mètres au-dessous du niveau de la mer (Chott Melghir au sud-est de la wilaya) et 2169 mètres au-dessus du niveau de la mer (Djebel Chélia) sur les monts des Aurès au nord-ouest de la wilaya.

Globalement, on relève cinq domaines à altitudes différenciées :

- Le domaine montagneux des Aurès, au nord-ouest, qui se distingue par ses altitudes très élevées, où l'on dénombre de nombreux sommets dépassant les 1500 m : Djebel Chélia (2169 m); successions de monts atteignant 1623 à 2113 m sur la chaîne montagneuse du Djebel Tafrent ; Djebel Fourhal (1698 m) ; etc..
- Le domaine montagneux des Néménchas, à l'est, dont l'altitude oscille entre 600 et 1400 m, avec toutefois quelques sommets avoisinant les 1600 m (versant nord d'El Outa Guert). Les monts des Néménchas se distinguent par leur dénivellation qui s'abaisse brutalement du nord au sud.
- Le domaine des hautes plaines au nord, dont l'altitude oscille généralement entre 800 et 1000m ;
- Le domaine des piémonts des Néménchas, dont l'altitude oscille entre 200 et 600 m ;
- Le domaine des basses plaines sahariennes, dont l'altitude se situe entre moins 26 mètres (bordure de Chott Melghir) et 200 mètres (piémonts des Néménchas).

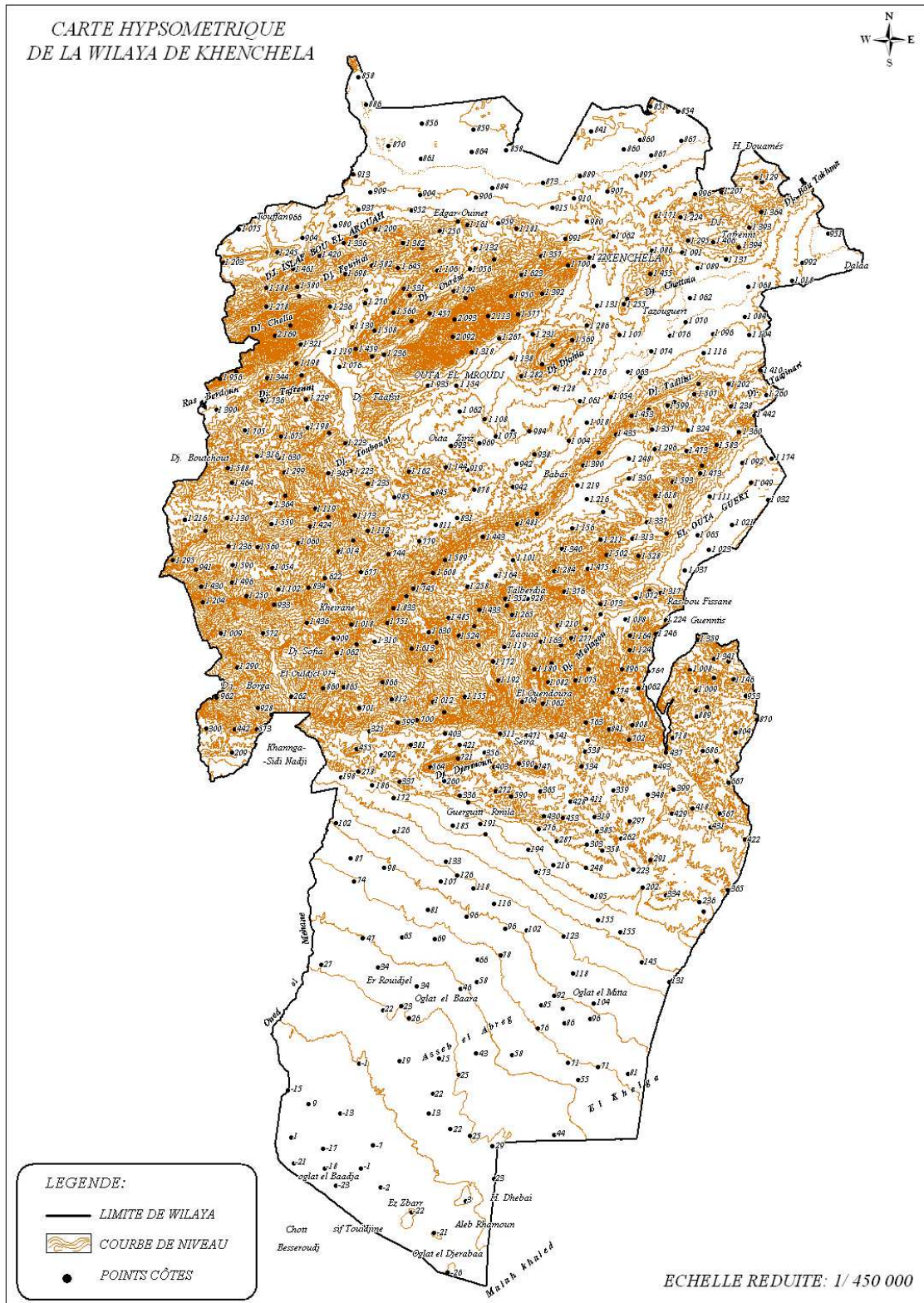


Fig. 01: Carte hypsométrique de la wilaya de Khenchela (PAW 2010)

Afin de mieux caractériser cette composante du relief, une carte des classes de d'altitudes a été dressée pour le territoire de la wilaya, sur la base de la grille utilisée par le ministère de l'aménagement du territoire, de l'environnement et du tourisme (MATET) (PAW 2010) pour le classement des zones de montagnes.

Cette grille, préconise 04 classes d'altitudes, définies comme suit :

- Les zones de piémonts et contiguës : classe comprise entre 0 et 400 mètres ;
- Les zones de moyenne montagne, étage inférieur : classe comprise entre 400 et 800 mètres ;
- Les zones de moyenne montagne, étage supérieur : classe comprise entre 800 et 1200 mètres ;
- Les zones de haute montagne : classe supérieure à 1200 mètres.

Répartition générale des classes d'altitude par commune

- **La classe d'altitude comprise entre 0 et 400 mètres.**
- Cette classe, qui correspond la zone sud de la wilaya (plaine saharienne), occupe une superficie totale de **363 600 ha, soit 37,95 %** de la superficie totale de la wilaya.
- **La classe d'altitude comprise entre 400 et 800 mètres.**
- Cette classe, qui correspond à la zone de piémonts des Némenchas, occupe une superficie totale de **183 131 ha, soit 19,13 %** de la superficie totale de la wilaya.
- **La classe d'altitude comprise entre 800 et 1200 mètres.**
- Cette classe, qui correspond en majorité à zone des hautes plaines, occupe une superficie totale de **352 601 ha, soit 36,83 %** de la superficie totale de la wilaya.
- **La classe d'altitude supérieure à 1200 mètres.**

Cette classe correspond aux zones de haute montagne des Aurès et Némenchas, elle occupe une superficie totale de **58 218 ha, soit 6,08 %** de la superficie totale de la wilaya.

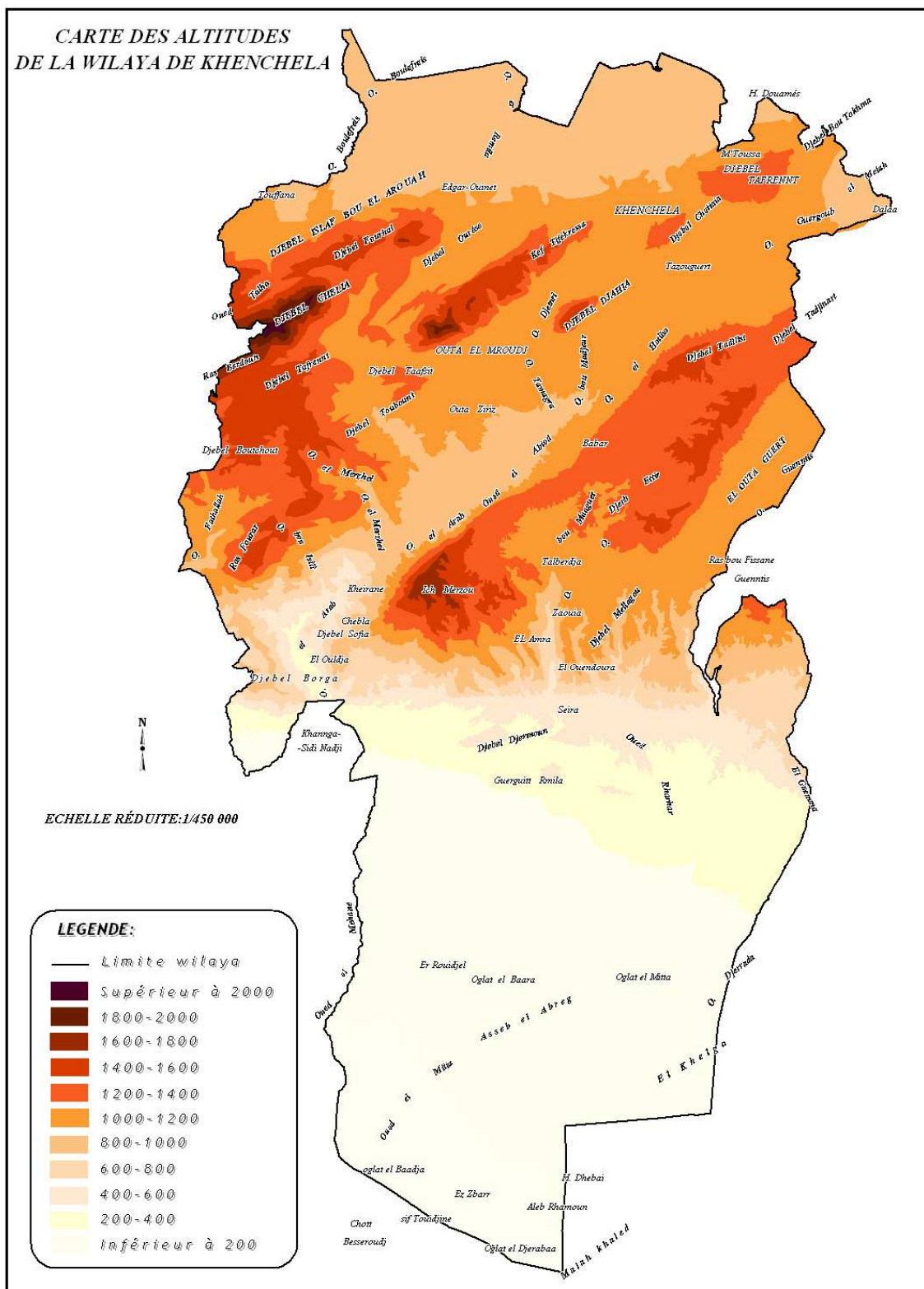


Fig. 02: Carte des altitudes de la wilaya de Khenchela. (PAW 2009)

I.1.2.1.2 La pente

Comme pour les classes d'altitude, une carte des classes de pente caractérisant le territoire de la wilaya a été dressée, sur la base de la grille retenue par le MATET pour le classement des zones de montagnes. Cette grille, qui tient compte de l'utilisation souhaitable des terres, préconise 04 classes :

- **Classe 1 : pente comprise entre 0 et 3,5%.**

C'est une classe à topographie relativement très favorable à l'intensification agricole (mécanisation et irrigation) et à la réalisation d'infrastructures techniques, sociales et économiques à moindre coût, car facilement accessible et ne nécessitant pas d'aménagements particuliers. C'est là où l'infiltration des eaux est la plus favorable donc la recharge des nappes est très bonne dans ces zones.

- **Classe 2 : pente comprise entre 3 et 12,5%.**

Cette classe présente une pente modérée. Moyennant des techniques et mesures antiérosives, elle est favorable au développement d'une agriculture intensive à semi intensive (selon l'intensité de la pente). Sur les sols à structure géologique plus ou moins stable, c'est aussi une classe favorable à la réalisation d'infrastructures techniques, sociales et économiques, mais avec coûts légèrement plus onéreux qu'en classe 1.

- **Classe 3 : pente comprise entre 12,5 et 25%.**

Cette classe présente une pente relativement importante. Au plan agricole, l'utilisation souhaitable des terres relevant de cette classe doit privilégier l'arboriculture fruitière et autres cultures pérennes fixatrices du sol au détriment des cultures annuelles et notamment les grandes cultures, dont les travaux du sol favorisent l'érosion et accélèrent son processus. Les mesures et techniques antiérosives au niveau de cette classe sont non seulement recommandées mais impératives. Concernant les infrastructures sociales, économiques, et les installations techniques, leur réalisation devra prendre en considération les spécificités locales, ce qui suppose des aménagements appropriés et des surcoûts souvent considérables.

- **Classe 4 : pente supérieure à 25%**

C'est une classe qui présente une pente excessivement marquée, constituant de ce fait une contrainte majeure pour la pratique des activités agricoles et un handicap pour la réalisation des infrastructures socioéconomiques. À ce titre, l'occupation du sol au niveau de cette classe doit privilégier la sylviculture.

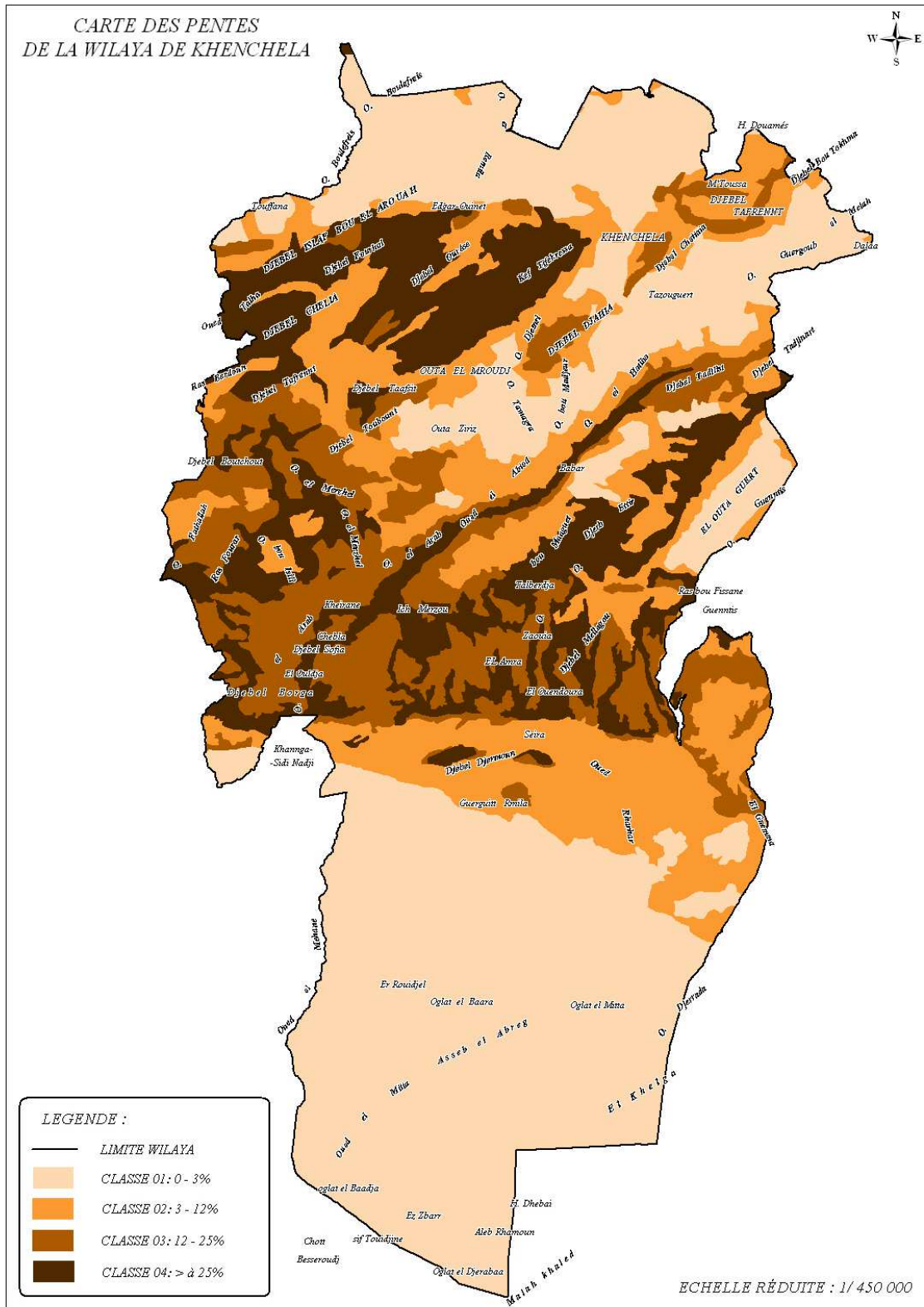


Fig. 03: Carte des pentes de la wilaya de Khenchela. (PAW 2009)

- **La classe 1**, pente comprise entre 0 et 3 %, correspond aux hautes plaines du Nord, les vallées et les replats, ainsi que la basse cuvette du Sahara. Elle occupe une superficie totale de **422 500 ha, ce qui représente 44,14 %** du territoire de la wilaya :
- **La classe 2**, pente comprise entre 3 et 12,5 %, correspond généralement aux terres de bas piémonts, où l'agriculture reste possible et où l'écoulement des eaux (ruissellement) est important. Elle occupe une superficie totale de **216 977 ha, ce qui représente 22,67 %** du territoire de la wilaya.
- **La classe 3**, pente comprise entre 12,5 et 25 %, correspond aux piémonts à utilisation agro-sylvo-pastorale. L'écoulement des eaux est très important, et cause souvent des dégâts considérables aux sols cultivés (érosion). Elle occupe une superficie totale de **151 712 ha, ce qui représente 15,85 %** du territoire de la wilaya.
- **La classe 4**, pente supérieure à 25 %, correspond en général aux territoires de haute montagne. Elle occupe une superficie totale de **166 061ha, ce qui représente 17,35 %** du territoire de la wilaya.

I.1.2.1.3. Typologie des communes de la wilaya suivant le relief

Le croisement des deux facteurs du relief (la pente et l'altitude) a permis d'établir une typologie des communes de la wilaya en fonction du caractère dominant du relief. Les classes identifiées sont au nombre de quatre (04):

- **Les communes de plaines**, réparties en deux sous classes : les plaines du sud de la wilaya (basses plaines sahariennes) et les plaines du nord (hautes plaines)
- **Les communes de plaines et piémonts**, qui sont généralement des communes où prédomine une topographie plane associée à une pente modérée ou inversement. Le caractère dominant est mis en évidence en le plaçant en premier dans la dénomination.
- **Les communes de plaines- piémonts et montagnes**. Ce sont généralement des communes qui se distinguent par un relief étagé, mais le caractère de plaine est important ;
- **Les communes de montagnes**, qui sont situées à des altitudes moyennes variables, mais qui se distinguent toutes par une pente dominante excessivement marquée. Dans cette catégorie, on trouve trois sous-classes : les communes de moyenne altitude étage inférieur (zones de vallées : altitude moyenne dominante :400 à 800 m), les communes de moyenne altitude étage supérieur (altitude dominante : 800 à 1200 m), les commune de haute montagne (altitude moyenne dominante de plus de 1200 m)

Géologie- lithologie

I.1.2.2. Esquisse géologique

Les traits généraux de la structure géologique de la wilaya sont caractérisés à partir des feuilles Constantine Nord et Constantine Sud, représentant l'esquisse géologique et structurale au 1/1.000.000^{ème} avec la précision du 1/500.000^{ème}.

Sur cette carte, on distingue clairement les différents éléments géologiques et structuraux pris dans le cadre régional. En effet, cette carte met en évidence la démarcation entre les deux régions Nord et Sud, que l'on appelle Atlas et Sahara (Accidents géologiques profonds) : l'Atlas, offrant des reliefs variés, complexes et des lignes tectoniques multiples ; le Sahara, au contraire est caractérisée par l'extrême simplicité de son orographie.

Dans l'Atlas, les différents termes de l'échelle stratigraphique sont distribués dissymétriquement, de part et d'autre d'une ligne diagonale orientée du Sud-ouest au Nord-est. En réalité, cette dissymétrie apparaît tout au long de la chaîne montagneuse de l'Atlas Saharien, qui s'étale sur toute la largeur de l'Afrique du nord. Une série de plis fascicules caractérise cette chaîne du Maroc à la Tunisie. L'importance croissante d'Ouest en Est des résidus de sédiments nummulitiques marque l'ennoyage graduel dans cette direction du socle général du pays. Il existe dans la partie nord de la wilaya de Khenchela, (l'Aurès et les Nemenchas), une série d'anticlinaux d'orientation Sud-ouest - Nord-est, plissées à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène et simplement soulevés au Néogène. (PAW 2009)

Description stratigraphique

Le quaternaire

L'examen de la feuille géologique au 1/50.000^{ème} de Khenchela, montre que le quaternaire peut être observé au niveau de plusieurs endroits de la wilaya (PAW 2009):

- **Les éboulis à blocs** : Ils sont présents sur les massifs montagneux de l'anticlinal de Khenchela, du synclinal du Djebel Aurès et du Djebel Chettaïa, où ils occupent les pieds des corniches calcaires ou gréseuses.
- **Les alluvions récentes ou actuelles** : Elles sont rencontrées principalement aux environs de Beghaï et sur les lits de quelques oueds. Elles sont constituées de sables, de graviers, ainsi que de limons gris avec de gros galets émoussés : calcaires ou gréseux.
- **Les Alluvions anciennes et le quaternaire indéterminé** : Ces formations sont localisées dans les zones basses de la bordure septentrionale.

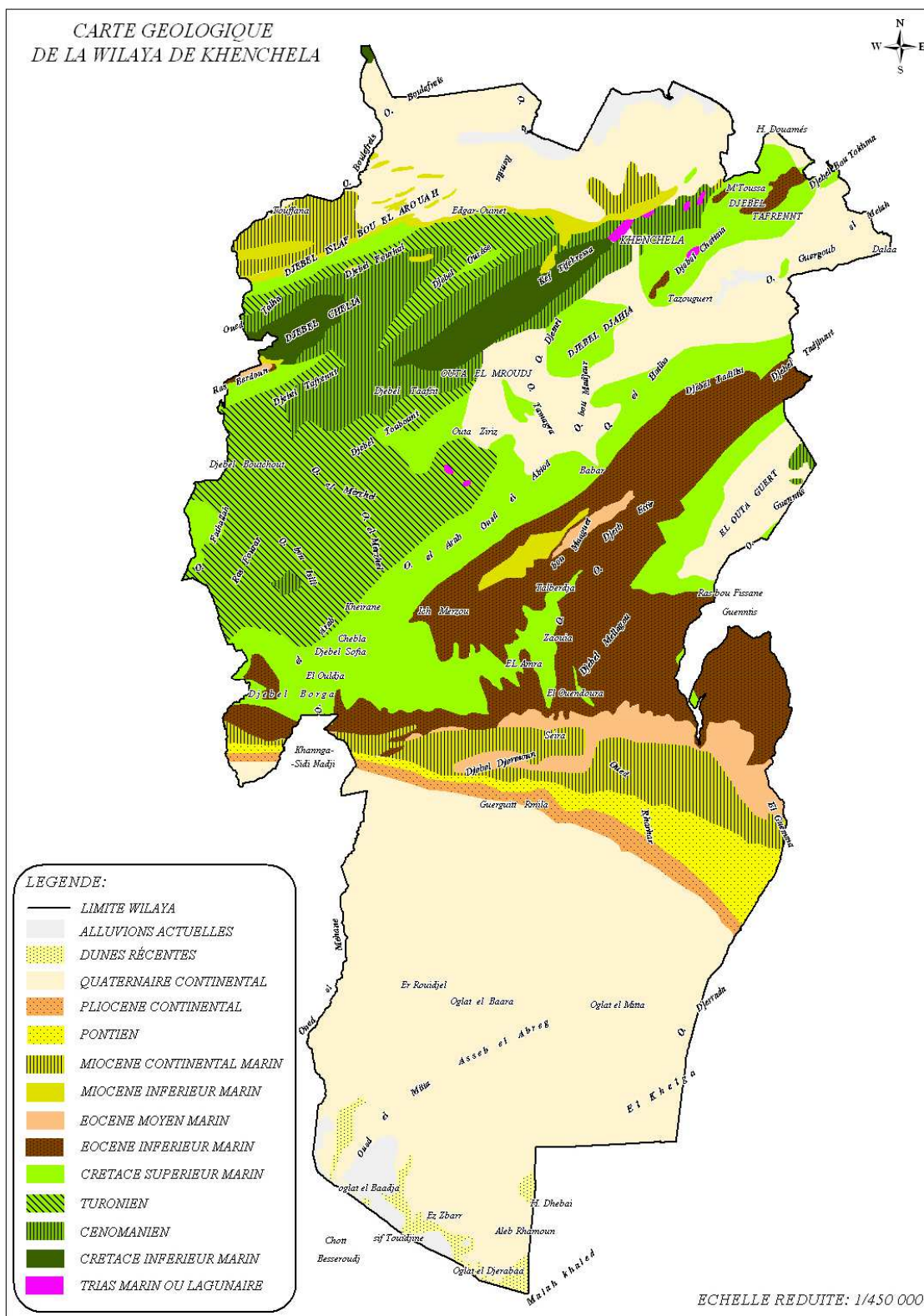


Fig. 04: Carte géologique de la wilaya de Khenchela. (PAW 2009)

Elles correspondent à des alluvions anciennes que l'on retrouve dans les vallées et les plaines à pente nulle ou très faible et sur lesquelles des sols bruns se sont développés.

Le tertiaire post-miocène : Cette formation est présente (PAW 2009):

- au nord de la wilaya, sur les hautes plaines entourant « Garaat et Tarf » où elle s'étend jusqu'au nord de la ville de Khenchela ;
- à l'est et au sud-est de la ville, et se prolonge jusqu'à Kheirane ;
- au sud sur les piémonts de l'Atlas saharien.

Elle est constituée en général d'argiles silteuses beiges et rouges, avec une perméabilité faible à moyenne.

Le tertiaire ante miocène : Principalement éocène, le tertiaire affleure au niveau de la partie centre-est et la partie sud de la wilaya. Il est constitué essentiellement de grès, dont la perméabilité est moyenne.

Le crétacé supérieur : (Cénomaniens- Daniens). Il occupe la partie ouest de la wilaya (piémonts de l'Aurès), ainsi que la partie sud-est de ces mêmes monts. Il est constitué de calcaire et de calcaire marneux.

Le crétacé inférieur : (Albiens- Barrémiens). Cette formation n'affleure qu'en de rares endroits. On la retrouve au niveau des crêtes du djebel Chélia, ainsi qu'au nord des communes d'Ensigna et d'El-Hamma

Le trias : Cette formation, composée principalement de terrains gypso-salins, est surtout présente au nord et nord-ouest de la ville de Khenchela. Elle se présente sous forme d'affleurements en noyaux diapyres ou en intrusions à la faveur de cassures.

Aperçu lithologique

La lithologie (nature géologique des roches de surface) donne une indication sur la résistance des sols à l'érosion. Croisée avec d'autres facteurs des milieux physique et naturel (pente, intensité des pluies et occupation du sol), elle permet d'apporter une appréciation sur la sensibilité des sols à l'érosion et par conséquent elle constitue un critère déterminant quant à la définition de (ou des) l'option à prendre au titre d'une utilisation (affectation) rationnelle et durable du sol.

Sur le plan lithologique, la wilaya de Khenchela présente une multitude de faciès, dont les plus représentés sont énumérés ci-après :

- **Les alluvions et sables**. Ces faciès, moyennement stables, sont rencontrés principalement sur les hautes plaines du nord, sur les terrasses alluviales d'El Meroudj et Oued Guergoub, ainsi qu'au niveau du glacis situé sur les piémonts des Aurès-Némenchas et les basses plaines du sud. Ils correspondent à des terres à fort potentiel agricole, mais dont l'intensification reste tributaire de la ressource en eau pour l'irrigation.

- **Les marnes.** Formations très sensibles à l'érosion et souvent sujettes aux glissements de terrains, les marnes sont présentes tout le long de la vallée de l'Oued El Arab et sur la partie est de la wilaya, correspondant aux monts des Néménchas, Au niveau de ces derniers, qui sont dépourvus de végétation forestière, ces formations sont soumises à une érosion intense et se présentent souvent sous forme de « badlands ».
- **Les calcaires et dolomies dures.** Formations à bonne résistance à l'érosion, les calcaires et dolomies dures sont présent sur la presque totalité du massif des Aurès et sur les reliefs du nord-est de la wilaya. En général, ces formations de montagne sont relativement bien arrosées et couverte d'une végétation forestière assez dense qui les protège de l'érosion.
- **Les calcaires friables.** Peu répandus dans la wilaya, ces faciès sensibles à l'érosion sont localisés principalement sur la bande médiane séparant le nord du sud de la wilaya, et localement au nord, dans la zone des Garaet. Ces roches donnent naissance à des sols calcaires, de profondeur variable suivant leur position topographique, et riches en humus quand ils sont couverts de végétation forestière ;
- **Le trias (gypse).** Formation saline, le trias est essentiellement répandu sur les basses plaines sahariennes au sud de la wilaya. Par ailleurs, on le trouve localement au nord de Khenchla, à l'est de Babar et au sud de Ouled Rechache. La végétation au niveau de ces espaces est de type halophile.

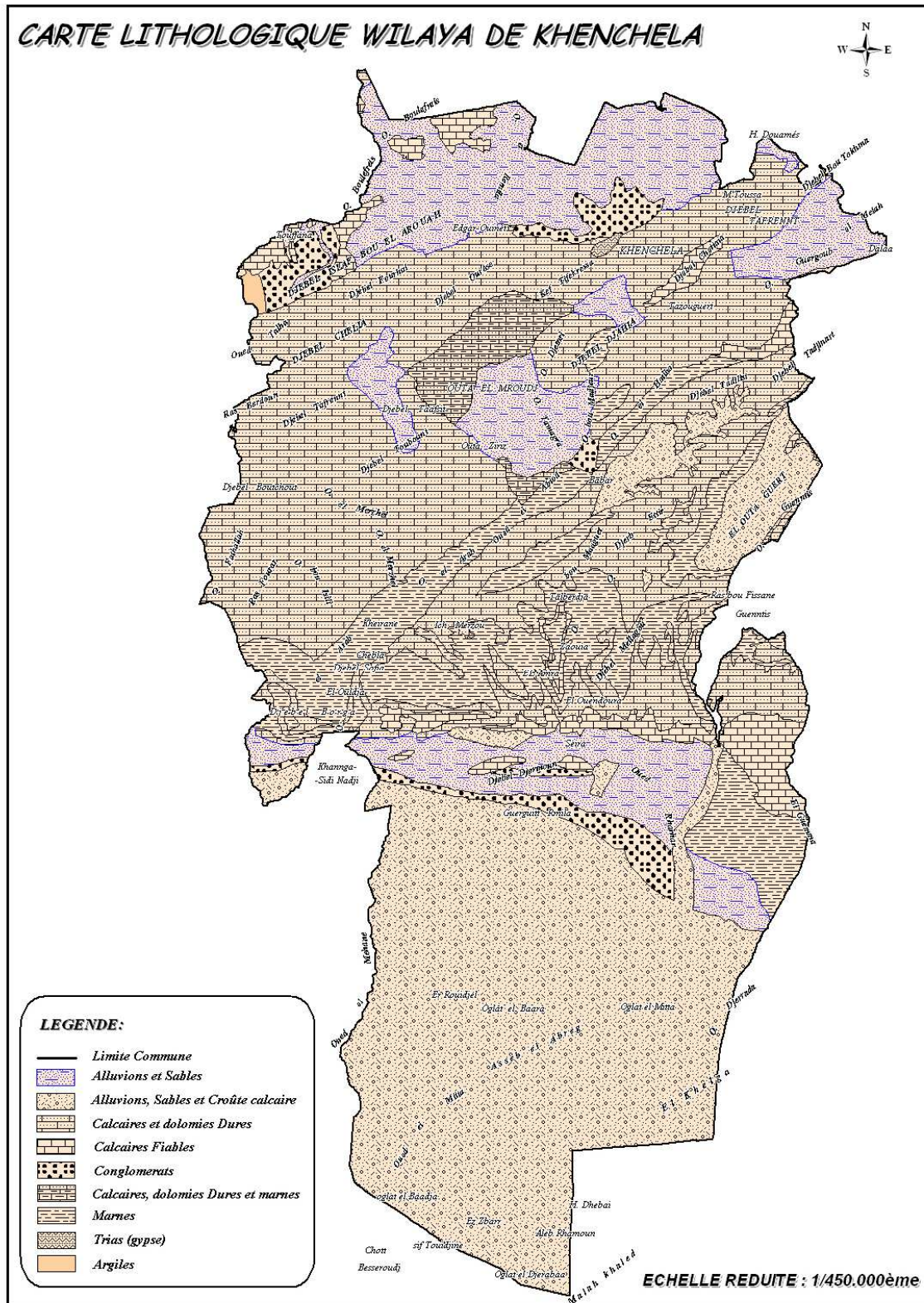


Fig. 05: Carte lithologique la wilaya de khenchela. (PAW 2009)

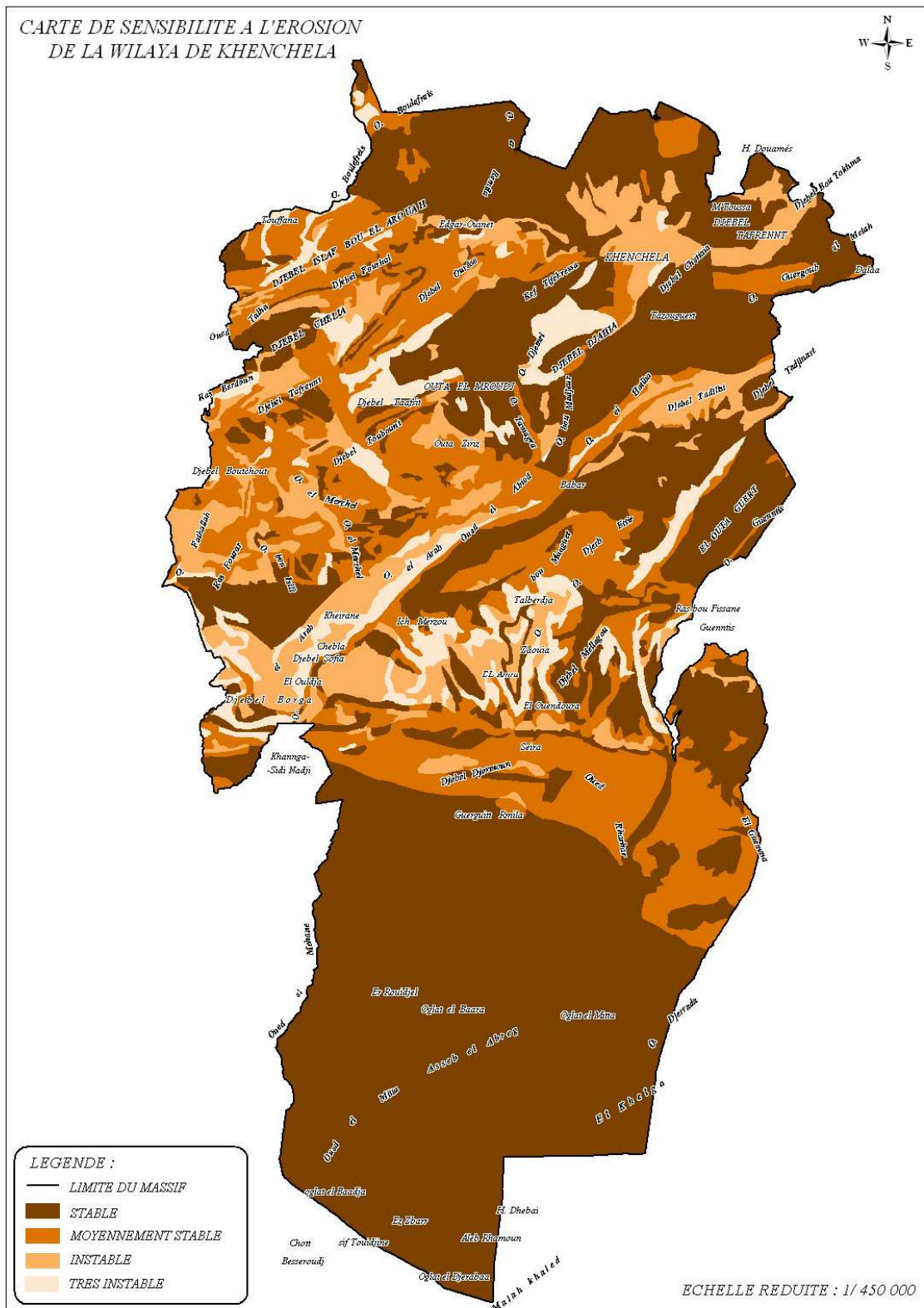


Fig. 06: Carte de sensibilité à l'érosion de la wilaya de Khenchela. (PAW 2009)

I.1.2.3. Aperçu pédologique sur les principaux sols de la wilaya

Compte tenu de la diversité des caractéristiques morphologiques, lithologiques, et climatiques du territoire de la wilaya, il en résulte un large éventail de sols, dont la formation est conditionnée par la couverture végétale. La carte pédologique de l'Algérie, établie par JH DURAND, confortées par des études ponctuelles plus récentes, permet de cerner d'une manière assez générale les principaux sols rencontrés au niveau de la wilaya. La carte des sols, dressée à l'échelle du 1/500 000 par JH DURAND, a dénombré six classes de sols, auxquelles il convient d'ajouter la classe des sols minéraux brut (affleurement de la roche mère) et la classe des sols halomorphes (sols salés) :

- **Les sols calcaires humifères** : Ils sont rencontrés sur les monts et les piémonts de l'Aurès, à une altitude comprise entre 1 000 et 1500 mètres.
- **Les sols insaturés humifères** : Ces sols sont rencontrés sur les reliefs les plus élevés (plus de 1500 mètres d'altitude) de l'Aurès. Ils sont occupés par des forêts.
- **Les sols calciques** : Ces sols sont rencontrés sur les bas piémonts, et sur les hautes plaines longeant la route qui mène de Khenchela à Faïis en passant par Kaïs et Remila. Ils s'étendent à l'Est jusqu'à Ain Touila et au Sud jusqu'à Babar en partant de Khenchela.
- **Les sols éoliens d'ablation** : Ces sols sont rencontrés au Sud de la wilaya, sur les piémonts des monts Nementchas, dont l'altitude est située entre 200 et 500 mètres.
- **Les sols éoliens d'accumulation** : Ils sont localisés uniquement dans la zone sud de la wilaya, près du chott Melghir (Sols sablonneux).
- **Les sols alluviaux basiques** : Ces sols sont localisés sur des zones de changement de pente, c'est à dire les zones où la pente devient plus douce. on les rencontre principalement dans les plaines entourant les dépressions (dépression de Gâaret et Tarf, cuvette du bas Sahara, et la dépression de Tazougart), mais aussi au niveau des vallées encaissées de Babar, de Bouhmama et de la plaine de Guentis.
- **Les sols salins ou solontchak** : Ces sols caractérisant les dépressions sont rencontrés au niveau des zones d'accumulation. Ils sont le résultat d'une hydrologie à écoulement endoreïque ou de la présence de roches triasique (gypse : roche saline).
- **Les roches mères** : Ces roches, résultat d'une érosion intense due a une conjugaison de facteurs négatifs (relief montagneux, intensité des pluies, substratum tendre et à une absence de couvert végétal pérenne) affleurent notamment les monts des Nementchas.

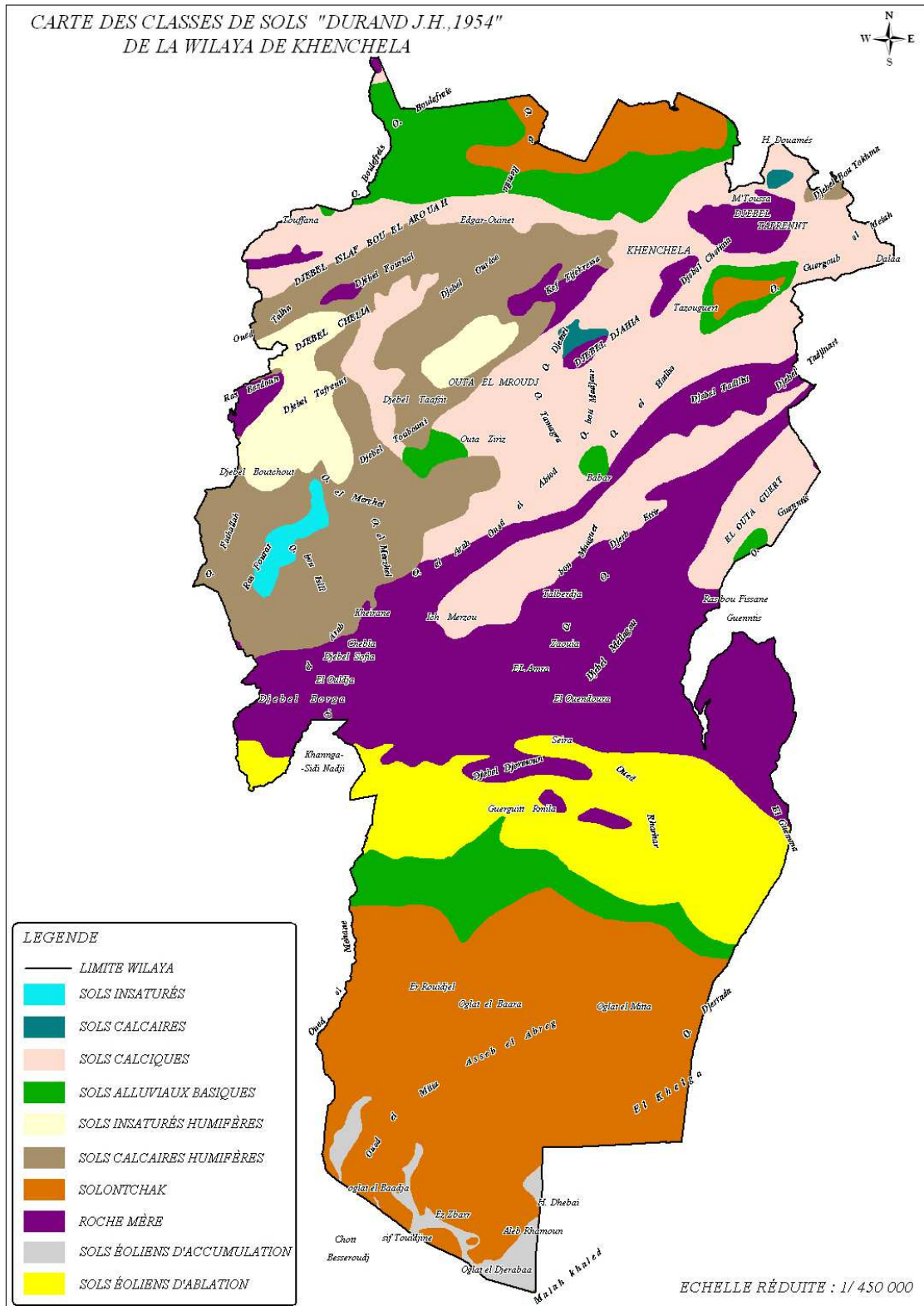


Fig. 07: Carte des classes des sols la wilaya de khenchela. (PAW 2009)

I.1.2.4. Le climat

Cette analyse du PAW est basée sur les données climatiques de l'Office National de Météorologie (ONM), couvrant la période allant de janvier 1991 à décembre 2000, ainsi que sur la carte des isohyètes élaborée par l'ANRH. Enfin, afin d'apprécier les variations climatiques en ce qui concerne les précipitations, ils ont procédé à une confrontation entre la carte ANRH et une carte établie sur la base des données de Seltzer (période 1913- 1938).

I.1.2.4.1. La pluviométrie

D'une manière générale, la répartition des pluies en Algérie obéit à certaines lois (P. SELTZER 1946), à savoir :

- La hauteur des pluies augmente avec l'altitude ;
- Elle croît d'Ouest en Est ;
- Elle diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral.

Pour ce qui est de la wilaya de Khenchla, ces principes restent valables. Le régime pluviométrique de la wilaya de Khenchela, suit étroitement la variabilité du relief et les zones les plus élevées (nord-ouest de la wilaya) sont les mieux arrosées, contrairement aux basses plaines du sud, qui se distinguent par leur aridité :

- La zone « Centre-ouest de la wilaya », qui correspond principalement aux reliefs montagneux des Aurès, est la plus arrosée. C'est une zone qui bénéficie de 600 à 800 mm de pluie en moyenne par an et où prospèrent de magnifiques forêts ;
- La zone Nord, représentée par la « zone des Garaet » et les piémonts de l'Aurès, correspond aux hautes plaines céréalières s'étalant de Ain Touila à l'est à Yabous à l'ouest, est moins arrosée que la zone montagneuse des Aurès et ne reçoit que 200 à 400 mm de pluie par an ;
- La zone sud, correspond à l'espace saharien, présente un climat de type aride, dont la pluviométrie décroît jusqu'à atteindre une valeur minimale annuelle inférieure à 100 mm (partie sud de la commune de Babar).

Par ailleurs, comme le démontrent si bien les relevés pluviométriques de la station de Khenchela, la wilaya a connu, entre deux périodes d'observation réalisées par P Seltzer (1913-1938) et l'ONM (1991-2000) une baisse sensible du volume moyen annuel par an, soit : 123,3 mm.

Afin de mieux rendre compte du climat qui prévaut dans la wilaya de Khenchela, et en fonction des données disponibles, nous analyserons les données recueillies à la station de Khenchela pour la zone nord de la wilaya et les données de Biskra pour la zone sud. Pour les précipitations, ces données seront enrichies par la carte des isohyètes dressée par ANRH (1993).

Tableau 01 : Station de Khenchela : Répartition mensuelle et saisonnière des précipitations

Station de Khenchla (Seltzer : 1913-1938)													
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté			Année
Mois	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	
Pluviométrie	38	57	45	54	47	70	50	61	35	13	23	36	529
Total	140			171			146			72			
%	26,46			32,33			27,60			13,61			100

Station de Khenchela (ONM 1991- 2000)													
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté			Année
Mois	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	
Pluviométrie	34,4	45,6	32,5	46	24,5	31,2	32	39	29,7	13,5	24,8	52	405,2
Total	112,5			101,7			100,7			90,3			
%	27,76			25,10			24,85			22,29			100

Ecart													
Mois	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	An
Ecart	-3,5	-11,4	-12,5	-08	-22,5	-38,2	-18	-22	-5,5	+0,5	+1,8	+16	123,3
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté			
Ecart	-27,4			-68,7			-45,5			+18,3			

De ces tableaux, il ressort clairement :

- Entre la période 1913-1938 et la période 1991-2000, le niveau moyen annuel des précipitations a régressé de 123,3 mm. Cette régression est observée sur l'ensemble des mois de l'année, à l'exception de juillet, août et septembre, qui au contraire, connaissent une légère hausse de précipitations, principalement en septembre. Les régressions les plus marquées sont observées en hiver et au printemps et plus particulièrement durant les mois de Février à mai, une période qui est critique pour les cultures pluviales, dont les céréales (cultures de base de la wilaya) ;

- Le niveau des précipitations mensuelles observées entre 1991-2000 est relativement faible, il ne dépasse les 40 mm qu'en de rares mois (novembre et janvier), ce qui n'était pas le cas pour la période 1913-1938 où 07 mois de l'année recevait entre 45 et 70 mm.

- Le climat de la zone d'implantation de station relève du domaine du semi-aride (405,2 mm/an)

Tableau 02: Station de Biskra (Station de référence pour la partie sud de la wilaya de Khenchla)

Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté			Année
Mois	Oct.	Nov.	Déc.	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	
Pluviométrie	10,3	21,7	11,9	21,8	12,3	14,1	15,7	9,0	3,7	0,8	5,3	16,6	143,2
Total	43,9			48,2			28,4			22,7			
%	30,7			33,7			19,8			15,8			100

Les données relevées par la station de Biskra (station de référence pour la partie sud de la wilaya de Khenchla) montrent que le niveau des précipitations relève du domaine de l'aride (143,2 mm/an). Par ailleurs, on constate qu'en plus de la faiblesse du volume précipité, les pluies se caractérisent par leur répartition inégale sur les différentes périodes de l'année. En effet, les moyennes mensuelles permettent de subdiviser l'année en deux grandes périodes pluviométriques :

- **Une période très sèche** qui s'étale sur 04 mois de mai à fin août ;
- **Une période légèrement moins sèche**, qui s'étend de septembre à avril.

Analyse de la carte des isohyètes

La carte des isohyètes, dressée par l'ANRH en 1993 (*in* PAW; 2010), reflète mieux les caractéristiques des précipitations de la wilaya de Khenchla, car elle tient compte de la corrélation qui existe entre le climat et les deux facteurs liés à l'altitude et la latitude.

Cette carte met, effet, en évidence plusieurs étages pluviométriques concernant le territoire de la wilaya :

- Le sud de la wilaya est circonscrit entre les isohyètes 100 et 300 mm/an ;
- Les piémonts des Némenchas entre les isohyètes 300 et 400 mm/an;
- Les monts Némenchas entre les isohyètes 400 et 600 mm/an;
- Les hautes plaines du nord entre les isohyètes 300 et 500 mm/an ;
- Les monts des Aurès entre isohyètes 600 et 800 mm/an, voire 900 sur les sommets les plus élevés du Djebel Chélia.

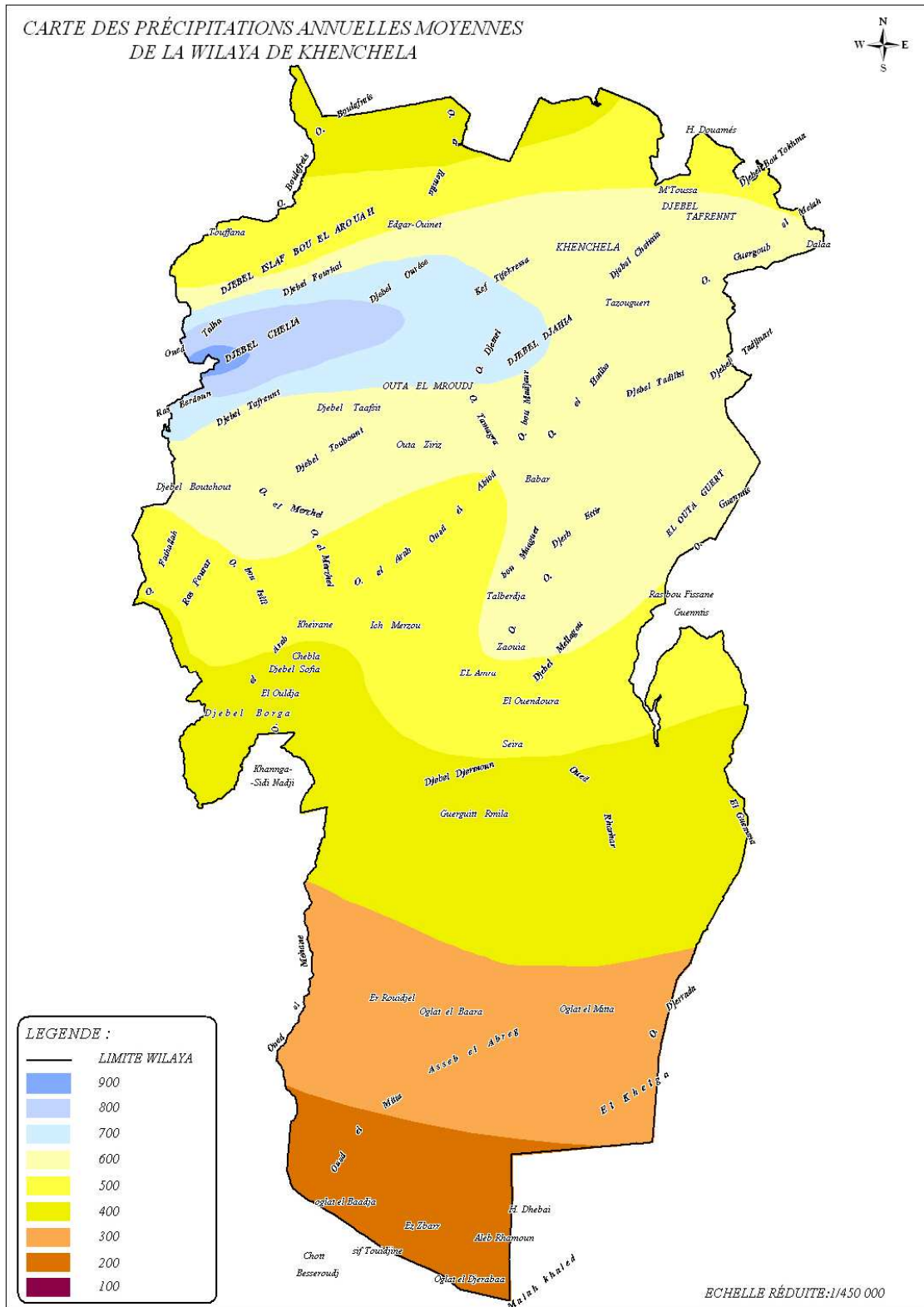


Fig. 08: Carte des précipitations annuelles moyennes la wilaya de Khenchela. (PAW 2010)

I.1.2.4.2. Les températures

Afin d'appréhender les variations de la température à travers la zone d'étude, à la lumière des données statistiques disponibles, il est nécessaire de se pencher plus sur les valeurs qui agissent directement sur le milieu naturel en général.

Tableau 03: Températures de l'air relevées à la station de Khenchela :

Mois	M	M	(m+M)/2	m'	M'	Mois	m	M	(m+M)/2	m'	M'
01	2,1	11,5	6,7	-2,8	19,3	07	18,7	34,4	26,7	12,6	39,7
02	2,8	14	7,5	-2,7	20,6	08	19,0	34,0	26,5	13,2	39,1
03	4,8	16,7	10,1	-0,6	25,0	09	15,5	27,8	21,5	9,6	34,5
04	7,3	19,3	13,3	1,2	27,6	10	11,6	22,4	16,8	6,0	29,2
05	12,2	25,9	19,3	5,5	33,7	11	6,4	16,6	11,1	0,2	22,8
06	16,1	31,0	23,8	9,1	37,7	12	3,3	13,0	7,7	-1,9	19,2
ANNEE							10	22,2	15,4		

Source : ONM (1990-2002)

- m : Moyenne de tous les minima.
- M : Moyenne de tous les maxima.
- m' : Moyenne brute des minima mensuels extrêmes.
- M' : Moyenne brute des maxima mensuels extrêmes.
- $(M + m)/2$ = Moyennes mensuelles

Tableau 04: Températures de l'air relevées à la station de Biskra (Station de référence pour la partie sud de la wilaya de Khenchla) :

Mois	M	M	(m+M)/2	m'	M'	Mois	m	M	(m+M)/2	m'	M'
01	7,2	16,7	11,7	3,0	20,5	07	27,2	40,1	33,9	23,2	45,4
02	8,5	19,3	13,8	3,3	23,9	08	27,4	39,9	33,8	23,6	44,4
03	11,1	22,5	16,9	6,4	28,7	09	23,5	34,6	29,1	17,9	40,9
04	14,4	25,8	20,2	8,8	33,1	10	17,8	28,3	22,9	12,8	33,2
05	19,8	31,9	26,1	13,6	39,7	11	12,1	22,4	16,7	5,3	27,2
06	24,6	37,2	31,2	19,5	43,8	12	7,6	18,0	12,3	2,8	22,0
ANNEE							16,8	28,1	22,4		

Source : ONM (1990-2002)

Les données présentées au niveau des deux tableaux mettent en relief ce qui suit :

Pour les deux stations, les températures moyennes mensuelles sont, de Novembre à Avril, inférieures à la moyenne annuelle et sont supérieures à cette moyenne de Mai à Octobre, divisant ainsi l'année en deux saisons, une froide et l'autre chaude.

Si pour la station de Khenchela on enregistre au cours de la saison froide des minima extrêmes inférieurs à 0°C, pour la station de Biskra on n'a enregistré aucune valeur négative.

Les maxima absolus sont enregistrés aux mois de Juillet et d'Août durant la saison sèche. Ces valeurs dépassent les 44°C à Biskra, et les 39°C à Khenchela

I.1.2.5 Hydrographie

La wilaya de Khenchla s'inscrit dans les limites géographiques de trois bassins versants :

- Le bassin versant des Hautes Plaines constantinoises, qui correspond à la partie nord de la wilaya (piémonts nord des Aurès et zone des dépressions) ;
- Le bassin versant de la Médjerdah, pour la partie nord-est correspondant aux versants sud des djebels: Chettaia, Tafrennt et Bou Tokhma, et, aux versants nord des Djebels : Tadilist et Tadjinnart ;
- Le bassin versant du Chott Melghir, pour les parties médiane et sud de la wilaya, correspondant au massif des Aurès, aux monts des Nemenchas, aux vallées des oueds El Arab et Mellagou, ainsi qu'aux plaines steppiques et présaharienne du sud. Contrairement aux deux premiers bassins précités, qui ne touchent qu'une petite partie de la wilaya, ce bassin couvre plus des trois quarts du territoire.

Concernant le réseau hydrographique, la wilaya est drainée par quelques oueds d'une importance relative et à caractère endoréique, alimentés par un chevelu très dense. Les cours les plus importants sont présentés ci-après par bassin versant :

- **Le bassin versant des Hautes Plaines constantinoises.** Ce bassin est drainé principalement par les oueds Boulefreis, Er Remila et Gueis. Ces oueds, alimentés par un chevelu très dense de petits cours d'eau, se jettent tous au niveau des dépressions (petites sebkhas) situées au nord de la wilaya. Au vu des apports pluviométriques limités dans cette zone et de la présence de formations triasiques, on déduit que le volume des écoulements est faible et que la qualité des eaux est saline.
- **Le bassin versant de l'oued Medjerdah.** Ce bassin, qui correspond à la zone de montagne et de vallée du nord-est de la wilaya, est drainé principalement par l'oued Guergoub.
- **Le bassin versant de chott Melghir.** Ce bassin couvre les parties médiane et sud de la wilaya, correspondant au massif des Aurès, aux monts des Nemenchas, aux vallées des oueds El Arab et Mellagou, ainsi qu'aux plaines steppiques et présahariennes du sud ; il est drainé par :
 - Oued El Arab, qui est le résultat de la confluence des oueds Mellagou et El Abiod. Cet oued, qui se jette dans le chott Melghir, traverse les communes de Kheirane et El Ouldja, où il creuse de véritables canyons.
 - Oued El Abiod, qui prend naissance dans les Aurès avant de confluer avec l'oued Mellagou ;
 - Oued Mellagou, qui prend sa source dans les Aurès avant de confluer avec l'oued El Abiod ;
 - Oued Zaouia, qui prend sa source dans les Nemenchas et qui se jette au sud dans le chott. Cet oued creuse lui aussi un véritable canyon ;
 - Oued Rharhar, qui prend naissance dans les piémonts des Nemenchas à l'est, pour donner naissance plus au sud à l'oued El Mita, avant de rejoindre le chott.

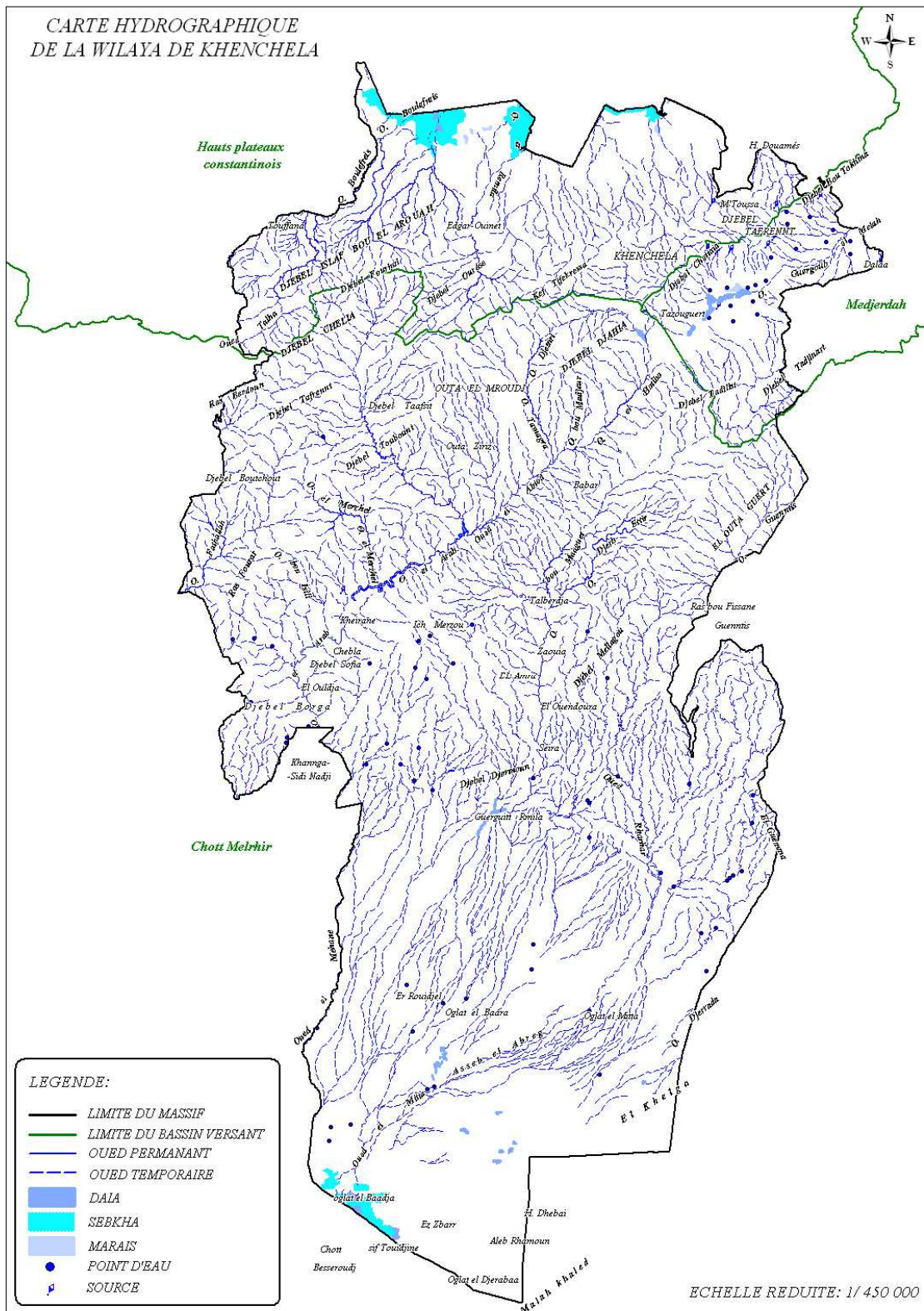


Fig. 09: Carte hydrographique de la wilaya de Khenchela. (PAW 2010)

Tableau 05: Principaux oueds de la wilaya et leurs exutoires

Dénomination	Principaux affluents	Exutoire
Oued Sbikha	O. Guergoub	Bassin de Sbikha
Oued Bou Djeran, Oued Zoui		
Oued Boulefreis	O. Martoum, O. El Melah, O. Taouzennt, O. Meroui	Garet Tarf
Oued Gueis	O. Issouel	
Oued El Hamma	O El Kissan	
Oued Baghai, Oued Aimer		
Oued El Arab	O. Mellagou, O. El Abiodh, O. Tamagra, O. El Hatiba	Chott Melghir
Oued El Hazz	O. Aleb El Khezil	
Oued Meghder El Beggour, Oued Bidjer, Oued Rharhar, O El Mita		

Les oueds de la wilaya sont essentiellement de type endoréique et se déversent ainsi dans les dépressions de la région : au nord, dans la dépression d'El Tarf et au sud dans le Chott Melghir.

Compte tenu du climat et du relief de la wilaya, les écoulements les importants sont enregistrés au niveau de la vallée de l'oued El Arab, tandis que la zone des parcours steppiques et saharienne est généralement à sec, sauf en période de crues.

I.1.2.6 Hydrogéologie

En matière d'hydrogéologie et eaux souterraines, les connaissances actuelles sur la wilaya sont limitées et par conséquent ne permettent pas de tirer des conclusions objectives et pertinentes dans ce domaine. Toutefois, à partir des données en notre possession, on retient les aspects ci-après:

Selon l'étude PAW de 2009 réalisée par l'agence nationale d'aménagement du territoire (ANAT), trois nappes ont été différenciées et ce, grâce à leur profondeur moyenne :

- La nappe phréatique (en moyenne inférieure à 100 mètres de profondeur). Elle est captée par plusieurs forages répartis à travers la wilaya (nord, est et sud) et alimente plusieurs sources d'intérêt local (Aïn El Fedj, Aïn Krim, Aïn Frengal), le point de résurgence étant généralement une faille ou une fracture ;
- Une nappe moyenne (nappe des grés miocènes) de profondeur variant entre 100 et 300 mètres. Elle est captée au sud de la wilaya dans la daïra de Babar ;
- Une nappe profonde, de profondeur variant entre 300 et 600 mètres. Elle est captée exclusivement dans au sud de la wilaya dans la daïra de Chechar.

I.2. Localisation et présentation des sources thermales.

La géothermie se manifeste à la surface par l'apparition de sources chaudes, dû à la remonté des eaux réchauffées dans les profondeurs. Nous avons recensé trois sites où la température de l'eau est supérieure à 25°C, le premier constitué par les deux griffons actifs de Hammam Essalhine, le second c'est hammam Elknif et hammam Djaarir à Bouhamma.

Dans ce chapitre, nous allons essayer de faire une description détaillée des sites thermaux connus de la wilaya de kenchela, cette démarche vise à cerner les caractéristiques des sites étudiés.

I.2.1 Localisation et description

I.2.1.1 Les griffons de hammam Essalhine

Localisation: les coordonnées des deux griffons sont représentées dans le tableau suivant

Tableau 06: Coordonnées des sources thermales de Hammam Essalhine.

Source thermale	Coordonnées		Altitude Z	Distance du chef-lieu (kenchela)
	X	Y		
H. Essalhin Griffon 01	35°26'18.01'' N	7°05'10.28''E	1082 m	05 Km
	lat=35.4383371502	lon=7.08618885041		
H. Essalhin Griffon 02	35°26'16.65'' N	7°05'10.15''E	1083 m	05 km
	lat=35.4379569626	lon=7.08615376136		

Hammam Essalihine est situé dans la commune d'El Hamma, site touristique et thérapeutique par excellence, à 7 Km du chef-lieu de la wilaya (05 Km à vol d'oiseau) (Fig. 10), la date de son exploitation remonte à l'époque romaine. La température de ses eaux avoisine les 70° degrés, sa composition chimique lui confère des propriétés thérapeutiques indiquées pour les maladies rhumatismales, respiratoires et dermatologiques. Elle dispose de 40 cabines pour bain thermal, de 5 piscines, elle enregistre jusqu'à 700.000 visiteurs, situé dans une région forestière au climat particulier, c'est un lieu de prédilection pour les nombreux touristes. Piscine romaine circulaire, vestige réhabilité. De nouvelles structures, pour accueillir le nombre sans cesse accru des visiteurs. A ce merveilleux paysage naturel allié au vestige antique où se situe la station thermale de Hammam Essalihine, s'ajoute d'innombrables structures d'accueils existantes ou programmées dans le cadre de projets d'investissement (wikipedia, 2012)

a) Historique : Les anciens thermes romains d' "Aqua Flaviana", à 7 Km à l'ouest de la ville de Kenchela, furent créés en l'an 195 ap.JC par un riche citoyen de l'antique Mascula qui leur a donné son nom. Le lieu demeura un centre de repos pour les chefs militaires romains, jusqu'à sa rénovation par l'empereur Septime Sévère en l'an 208 ap.JC. Aujourd'hui encore il attire chaque année des milliers de curistes. (wikipedia, 2012)

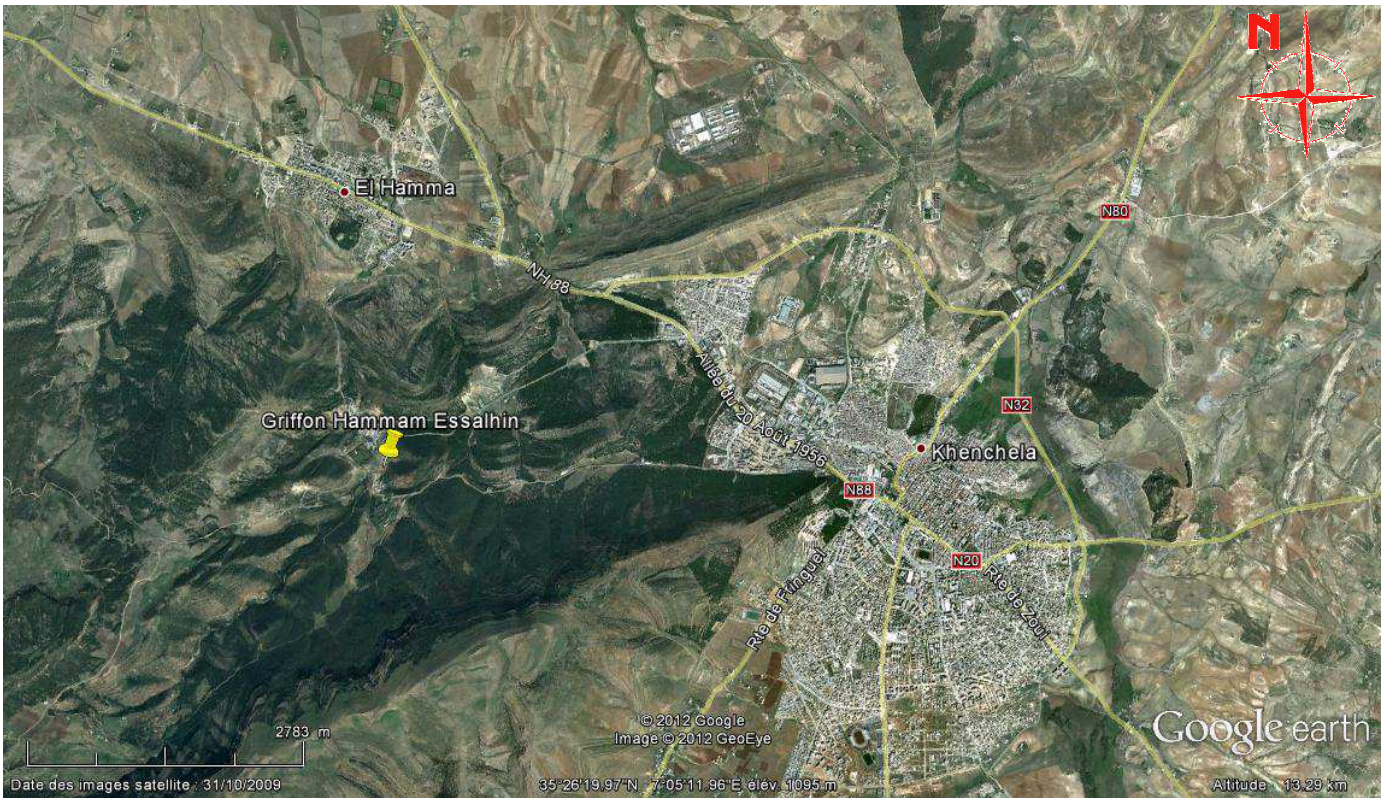


Fig. 10 : localisation de Hammam Essalhin "Image satellite" Source Google earth



Fig. 11 : Griffons Hammam Essalhin Image satellite Source Google earth



Fig. 12: Hammam Essalhin ; Griffon 01 *vue interne* ; bassin de captage.

Remarques:

- Les deux bassins de captages sont marqués d'une grande évaporation.
- Le bassin du griffon 02 a d'importants dépôts minéraux (fig.13&14).
- Le griffon 02 a un faible débit par rapport au griffon 01.



Fig. 13 :Hammam Essalhin ; Griffon 02 *Vue interne*; bassin de captage.



Fig. 14 : Dépôt minérale bassin de captage griffon 02

b) Description visuelle :

à environ 10 m de la route reliant hammam Essalhin à Ain Essilène, (fig. 16) entouré par un mur trois enceintes rectangulaires sans toiture habitent chacune à l'intérieur un bassin de captage (fig. 12, 13, 14). le troisième griffon n'est plus opérationnel. À environ une cinquantaine de mètres deux autres griffons "gltats" sont utilisés directement sans captage par les curistes.

Le paysage est constitué d'une pineraie à base de pin d'Halep, Chêne vert et Genévrier commun.

I.2.1.2 Hammam Elknif.

Localisation: à environ 19 Km du chef-lieu de la wilaya de Khenchela (11.5 Km à vol d'oiseau) (Fig. 15), les coordonnées des principales composantes de Hammam Elknif (fig. 18) sont représentées dans le tableau 07 suivant:

Tableau 07: Coordonnées des principales composantes de Hammam Elknif.

Source thermale	Coordonnées		Altitude Z	Distance du chef-lieu (khenchela)
	X	Y		
Forage	35°29'17.57" N	7°15'08.31" E	1015 m	11.5 Km
	lat=35.4882132547	lon=7.25231101295		
Château d'eau	35°39'18.63" N	7°15'12.08" E	1032 m	11.5 Km
	lat=35.4884757892	lon=7.25334830966		
Vaporium	35°29'11.55" N	7°15'16.02" E	1057 m	11.5 Km
	lat=35.4865367558	lon=7.25443696931		

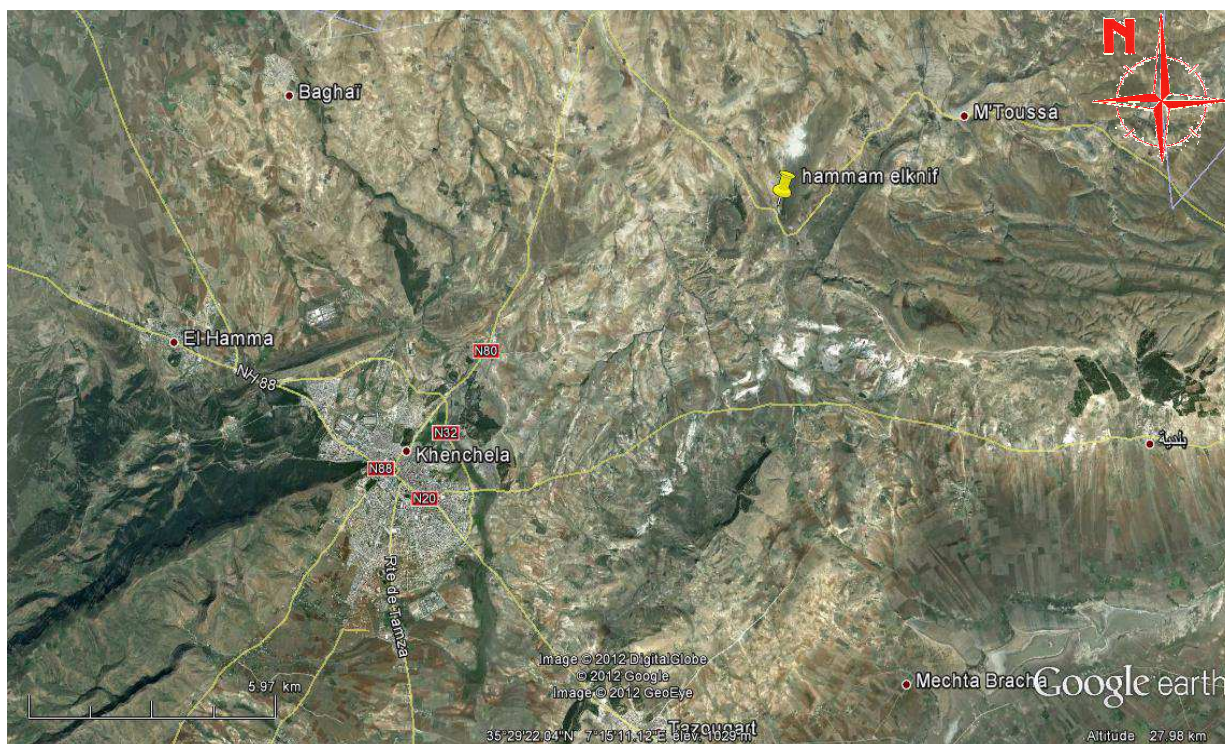


Fig 15 : Localisation de Hammam Elknif Image satellite Source Google earth



Fig. 16: Vaporium Hammam Elknif ; face Sud.

a) *La source thermale* : fut découverte dit-on en 1905 par un berger local. Elle fut par la suite aménagée durant l'époque coloniale française. Les bains de vapeurs sulfureuses ou "Vaporium" se trouvent à l'intérieur d'une bâtisse (fig. 21) juchée sur un promontoire rocheux qui domine un panorama de toute beauté. Malheureusement, les pièces tenant lieu de "Sauna" et

destinées aux patients souffrant de maladies respiratoires, neurologiques et de rhumatisme articulaire aigu ne sont plus adaptées pour ces soins. Le cadre bâti étant devenu vétuste. (Tourisme magazine; mars/avril 2009).



Fig. 17 : Forage Hammam Elknif ;

b) *Le forage* : Dans un terrain privé les propriétaires ont réalisés un forage vertical de 140 m de profondeur (fig. 17), muni d'une pompe immergée alimentant un *château d'eau* à son tour relié à au réseau de distribution d'eau chaude pour les chambre du hammam.

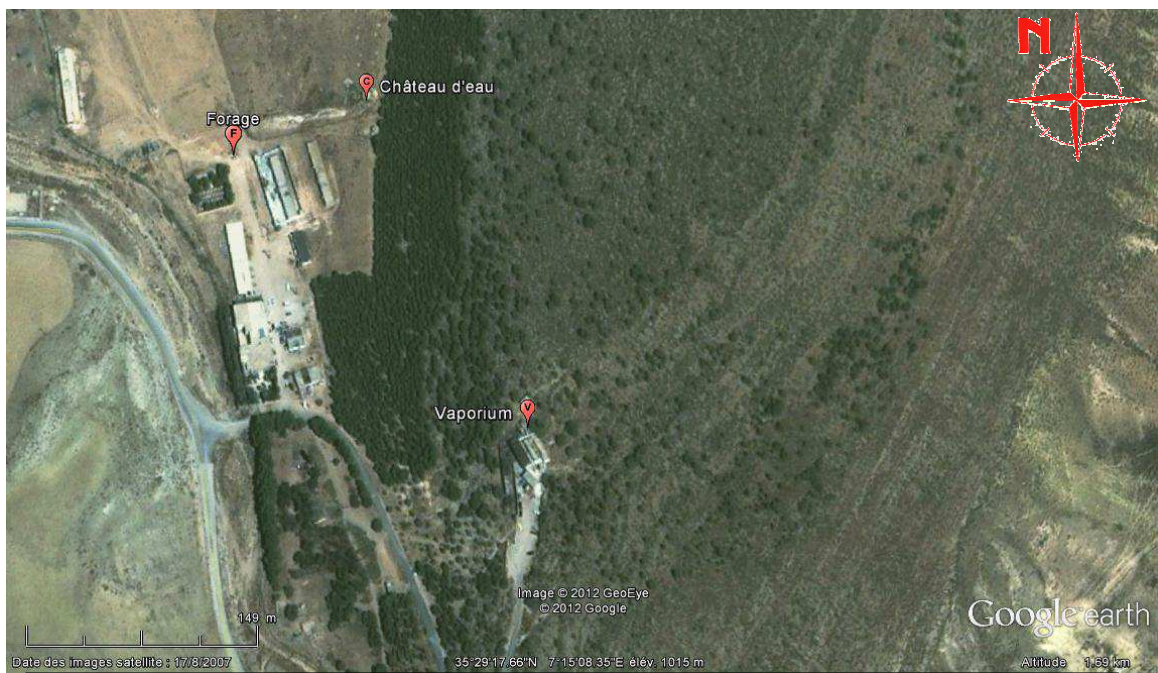


Fig. 18: Image satilite Structure de Hammam Elknif Source Google earth

I.2.1.3 Hammam Djaarir.

À 6 km au sud-est de la ville de Bouhmmama (Fig.19) et à environ 50 km du chef-lieu de la wilaya (36 Km à vol d'oiseau), Une construction cubique simple de 2 m abritant un captage, à l'intérieur une planche de bois servant de banc pour les curistes (Fig.20, 21 & 22), les coordonnées de ce hammam sont dans le tableau suivant:

Tableau 08 : Coordonnées de la source thermale de Hammam Djaarir.

Source thermale	Coordonnées		Altitude Z	Distance du chef-lieu (khenchela)
	X	Y		
H. Djaarir	35°16'45.75" N	6°47'21.58" E	1104 m	36 Km
	lat=35.2793748707	lon=6.7893277255		

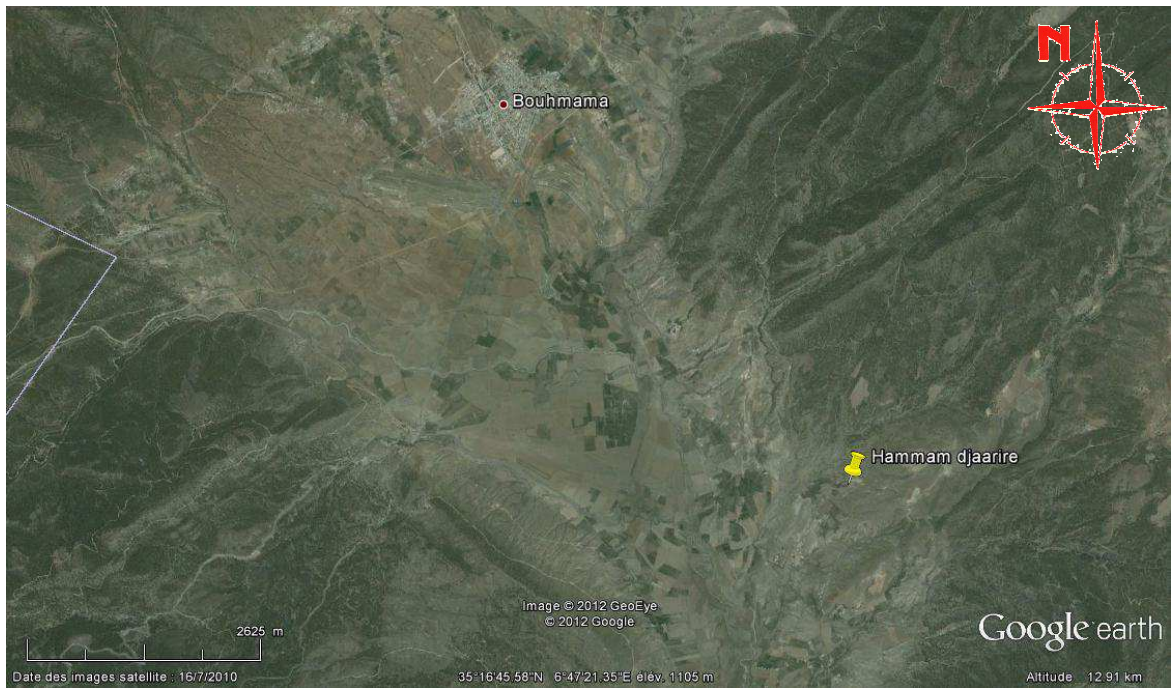


Fig. 19 : Image satellite localisation de Hammam Djaarir Source Google earth

Représentation visuelle de hammam Djaarir

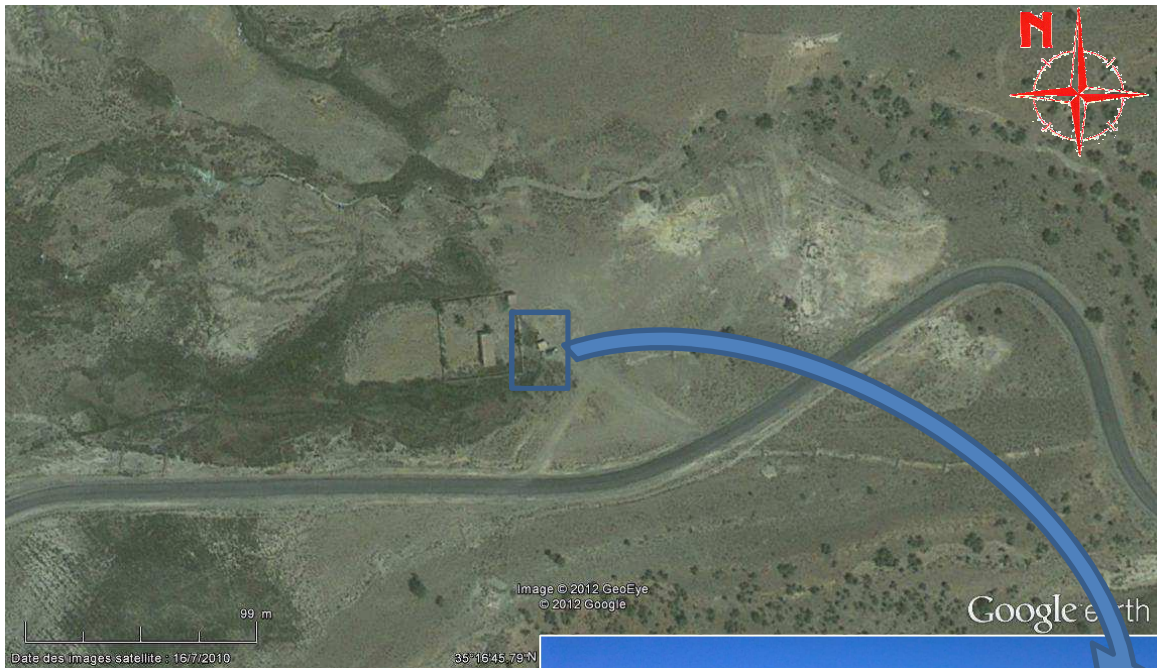


Fig.20 : Image satellite localisation de Hammam Djaarir Source Google earth



Fig. 21 : Photo Hammam Djaarir vue externe prise Nord



Fig. 22 : Photo Hammam Djaarir vue interne

Conclusion générale sur le milieu physique

Notre zone d'étude présente globalement trois paysages aux spécificités différentes.

• La zone des hautes plaines du Nord.

Cette zone, qui constitue le prolongement, vers le Sud, des Hautes plaines Constantinoises, occupe la partie Nord. Elle se caractérise par :

- une altitude d'ensemble oscillant entre 850 et 900 mètres ;
- une topographie relativement plane où prédomine la classe de pente inférieure à 3% ;
- un climat de type semi-aride, marqué par la faiblesse des précipitations (comprises entre les isohyètes 200 à 500 mm) et leurs fortes variations annuelles et saisonnières, ce qui se traduit par un caractère aléatoire des productions agricoles pluviales.
- des sols à potentiel agricole appréciable.

• La zone du massif forestier subhumide des Aurès.

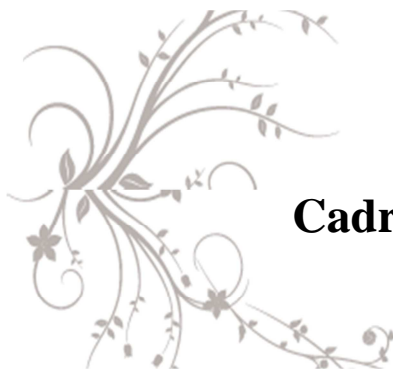
Cette zone, à cheval sur les wilayas de Khenchela et Batna, occupe la partie médiane Ouest. Elle se singularise par :

- des reliefs très élevés, au sein desquels on dénombre une succession de monts, dont les sommets s'élèvent à plus de 1600 m d'altitude : Djebel Chélia (2169 m), Djebel Tafrent (2113 m), Djebel Foughal (1698 m) ; etc. ;
- une orographie de forte intensité, où les classes de pente dominantes (12,5-25% et supérieure à 25%);
- Un climat, type subhumide à humide. Dans cette zone, la mieux arrosée de la wilaya, les précipitations augmentent avec l'élévation du relief, elles oscillent entre 600 à 1200 mm/an, en fonction de l'altitude.
- un couvert végétal forestier appréciable (forêts naturelles et reboisement), dont deux magnifiques cédraies.
- une activité agricole de type agriculture de montagne où se côtoient : arboriculture, jardinage, élevage et apiculture.

• La zone des monts semi-arides des Néménchas.

Cette zone occupe la partie médiane Est. Par rapport au massif forestier des Aurès, les monts se distinguent par :

- une altitude moins marquée, mais tout de même assez importante, dont la dénivelée oscille entre 700 et 1400 m en moyenne, bien que certains sommets avoisinent les 1600 m (versant nord d'El Outa Guert) ; les monts des Néménchas sont prolongés vers le Sud par une zone de piémonts dont la dénivellation s'abaisse brutalement jusqu'à 300 m ;
- une orographie souvent importante, où les classes de pente comprises entre 12,5-25% et supérieure à 25% sont les plus représentées,
- un climat de type semi-aride, dont les précipitations s'insèrent dans la tranche pluviométrique comprise entre les isohyètes 200 et 500 mm ;
- un couvert végétal de type steppique, constitué essentiellement de nappes alfatières souvent très dégradée
- et des sols fortement soumis à l'érosion.



CHAPITRE II
**Cadre géologique des gisements
d'études**



Chapitre II

Cadre géologique des gisements d'études

La connaissance du cadre géologique est primordiale dans notre étude, car c'est ce dernier qui détermine les caractéristiques des gisements, la nature des roches traversées et celle formant les réservoirs, donnent aux eux thermales sa minéralisation et sa température.

II.1. Le Mésozoïque

a) Le Trias

Dans les régions qui entourent la dépression de Hammam El Salhine les affleurements triasiques sont assez nombreux et très localisés à proximité de Khenchela (fig. 23), où il isole le Miocène du Crétacé, suivant une bande de **4 à 5 km** de long et de **300 à 400 m** de large et, du côté d'Ain Silène en contact anormal avec l'Albien,

La série triasique comportait probablement à l'origine, de la base vers le sommet : une formation évaporitique épaisse, en particulier sous la forme d'amalgames intensément replissés, représentent les indices les plus sûrs de la présence du Trias.

Le gypse est le plus fréquent, en amas saccharoïdes blanc grisâtre, durs, ou sous forme de grands cristaux.

Les argiles et marnes bariolées, de couleur verdâtre, rougeâtre à violacée, constituent les roches les plus abondantes à l'affleurement, Des passées calcaro-dolomitiques, de couleur gris bleuté à noirâtre, généralement bien stratifiés et présentant parfois quelques passées marneuses, sont fréquemment emballés dans les complexes triasiques

b) Le Crétacé

b.1. Crétacé inférieur

Dans le vaste massif de l'Aurès, le Crétacé inférieur constitue l'essentiel des reliefs les plus élevés : Dj. Chelia et Dj. Aidel (fig. 23).

R. Laffitte (1939) a soigneusement décrit la plupart des faciès et c'est à partir de ses descriptions, modifiés ou complétés en quelques points, que R. Guiraud (1973) a établi la (fig. 25) qui résume de façon schématique les principales variations observables.

On notera dans l'Aurès le développement important des dépôts gréseux aux dépens des dépôts carbonatés (Houha, 2007)

b.1.1. Barrémien- Aptien

Dans le Sud-Ouest du massif de l'Aurès, le Barrémien est représenté par un faciès continental net (fig. 26): grès à dragées, marnes rouges, montant jusque dans l'Aptien. Lorsque l'on se déplace vers le Nord-Ouest, les couches passent à des marnes fossilifères (Aptien inférieur) au sommet.

Dans le S.E présentent, surtout à la base de l'étage, des intercalations de calcaires marins (Djebel Aidel), L'épaisseur de l'étage varie de **400 m** environ (Sud) à **250 m** (Nord).

Les couches précédentes sont surmontées par des marnes puis par des masses calcaires avec rares intercalations marneuses. Une barre de calcaire dolomitique roux, reconnu à ce niveau dans le massif de Khenchela. Viennent ensuite des calcaires à Orbitolines, pouvant alterner avec des marnes et surtout des grès. (Houha, 2007)

Enfin R. Laffitte a remarqué la présence assez constante, au-dessus des calcaires à Orbitolines d'un niveau peu épais (quelques dizaines mètres au maximum) de marnes ou calcaire marneux.

b.1.2. Albien

L'Albien débiterait dans l'Aurès, selon la description de R. Laffitte, par des alternances de grès et de marnes atteignant le plus souvent **150 à 200** m d'épaisseur (fig.23).

Puis les calcaires, assez rares jusque-là, tendent à se substituer aux grès, sur une cinquantaine de mètres environ. Au-dessus de ces assises viennent des alternances de calcaires et de marnes (**40** m environ)

L'Albien affleure dans les anticlinaux de l'Aurès (fig.26), en bordure Sud du bassin de Rémila au cœur de Djebel Aidel dans l'anticlinal de Khenchela où l'on distingue un ensemble à dominante marneuse surmonté par des grès fins. le passage aux marnes cénomaniennes étant assez progressif.(Houha 2007)

b.2. Crétacé supérieur

Il forme l'essentiel des affleurements mésozoïques dans les confins de l'Aurès.

b.2.1. Cénomaniens

Le Cénomaniens comporte une série de marnes grises dans lesquelles s'intercalent des calcaires fins argileux, une partie médiane formée de marnes grises, vertes ou ocre, contenant parfois du gypse diffus ainsi que des passées argileuses (fig.26).

Le Cénomaniens est présent dans tous les anticlinaux de l'Aurès. Il est essentiellement calcaro-marneux. La partie inférieure est surtout marneuse. La partie supérieure est constituée de bancs calcaires massifs mais peu épais. L'épaisseur de cette formation est très variable (fig. 26). Elle peut atteindre **500 à 600** mètres au cœur de l'Aurès.(Houha 2007)

B. 2.2. Turonien

Le Turonien comporte, en effet, au dessus des marno-calcaires de base, un ensemble de marnes beige et calcaires. Dans le Djebel Amrane, le Turonien est schisteux à la base, calcaire dans la partie moyenne, et Marno-calcaire au sommet. L'épaisseur du Turonien peut atteindre 800 mètres dans les faciès Marno-calcaires du cœur de l'Aurès, mais varie de 1000 à 300 mètres dans les calcaires.

B.2.3. Sénonien

Le sénonien est présent au Sud de la plaine de Rémila, sur le flanc Nord de l'Anticlinal du Djebel Chélia avec un faciès principalement marneux. Son épaisseur peut être très importante et atteindre 1000 à 2000 m.

II.2. Le Cénozoïques

a) Le Néogène

Le Néogène est assez bien conservé au Nord de l'Aurès dans un bassin qui s'étend approximativement de Batna à Khenchela (fig. 26).

Reposant en discordance sur le Crétacé on observe généralement à la base de la série des conglomérats et calcaires à Algues, dont la puissance dépasse rarement une vingtaine de mètres. Au dessus viennent des alternances de marnes gréseuses gris-brun et de grès calcareux qui, d'après R. Laffitte (1939), peuvent se poursuivre aux environs **250 m** entre Lambèse et Timgad et **300 m** entre Khenchela et Kais sur la bordure Nord du massif de l'Aurès, où elles sont surmontées par **150 m** de marnes gréseuses grises. Il convient de préciser que ces formations Miocènes marines, classées fréquemment sous le terme de « grès », ne comportent en réalité que quelques bancs de grès noyés dans une importante épaisseur de marnes gréseuses. Ce qui fait que ces marnes gréseuses, paraissant très friables à l'affleurement, constituent en réalité une roche assez dure et probablement peu perméable.

b) Quaternaire

Le Quaternaire ne comporte que des formations continentales généralement épaisses par endroits, souvent en présence de croûtes calcaires.

CGG (1970), Laffitte (1939), Lessard (1951), Gasmi (1989) et Durozoy (1948) ont eu le mérite de présenter successivement de courtes synthèses dans lesquelles les principaux problèmes étaient abordés.

Mais la seule analyse stratigraphique, Tectonique et morphologique assez poussée publiée est celle de R. Laffitte (1939) qui est, malheureusement, limitée au voisinage de l'Aurès et ses confins.

Les formations quaternaires sont particulièrement bien développées dans les régions comprises entre les reliefs crétacés des monts des Aurès au sud et la dépression centrale du bassin de Rémila, établie principalement sur le Néogène (Fig25 & 26).

Les piémonts sont ici généralement modelés en glacis à couverture détritique peu épaisse, dont le plus visible sont situés au sud de El Hamma et Kais, à matériel grossier. Ces glacis sont constitués au voisinage immédiat des reliefs par des alternances de couches de cailloutis et blocailles et de colluvions avec un enrichissement en calcaires dans les horizons superficiels. (Houha, 2007)

Des alluvions récentes constituent la plaine de Rémila ainsi que les bas fonds des principales vallées provenant des reliefs environnants.

L'examen de quelques coupes de forges, montre que la sédimentation est en majeure partie argileuse et marneuse, avec une proportion importante de gypse et présente un maximum d'épaisseur au centre de la plaine et au voisinage du Chot. (Houha, 2007)

Au Sud du bassin, dans la région de Kais à El hamma, le Plio-Quaternaire est constitué d'alluvions récentes formé de graviers et galets roulés à éléments gréseux sur une épaisseur de **3m 50cm**. En dessous on trouve des alluvions marneuses d'une épaisseur de **7m 50cm**.

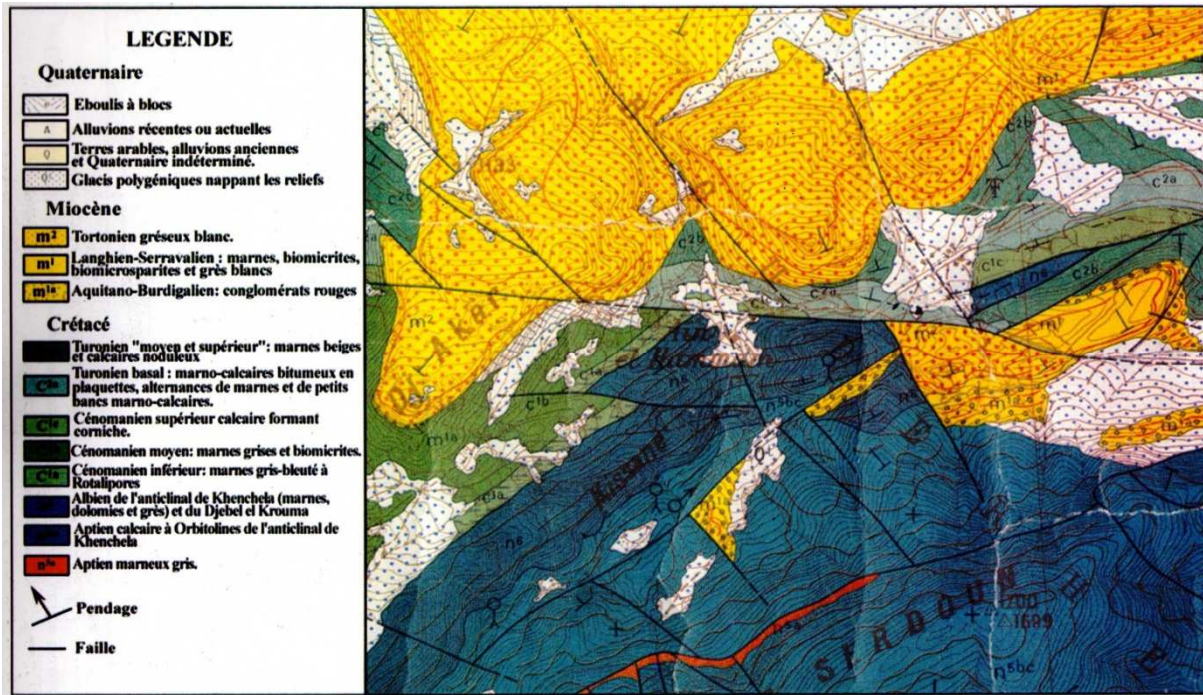


Fig 23: Carte géologique de Hammam Salhine, Khenchela.
 Source : extrait de la carte géologique de khenchela au 1/50 000 (Sonatrack. 1977)

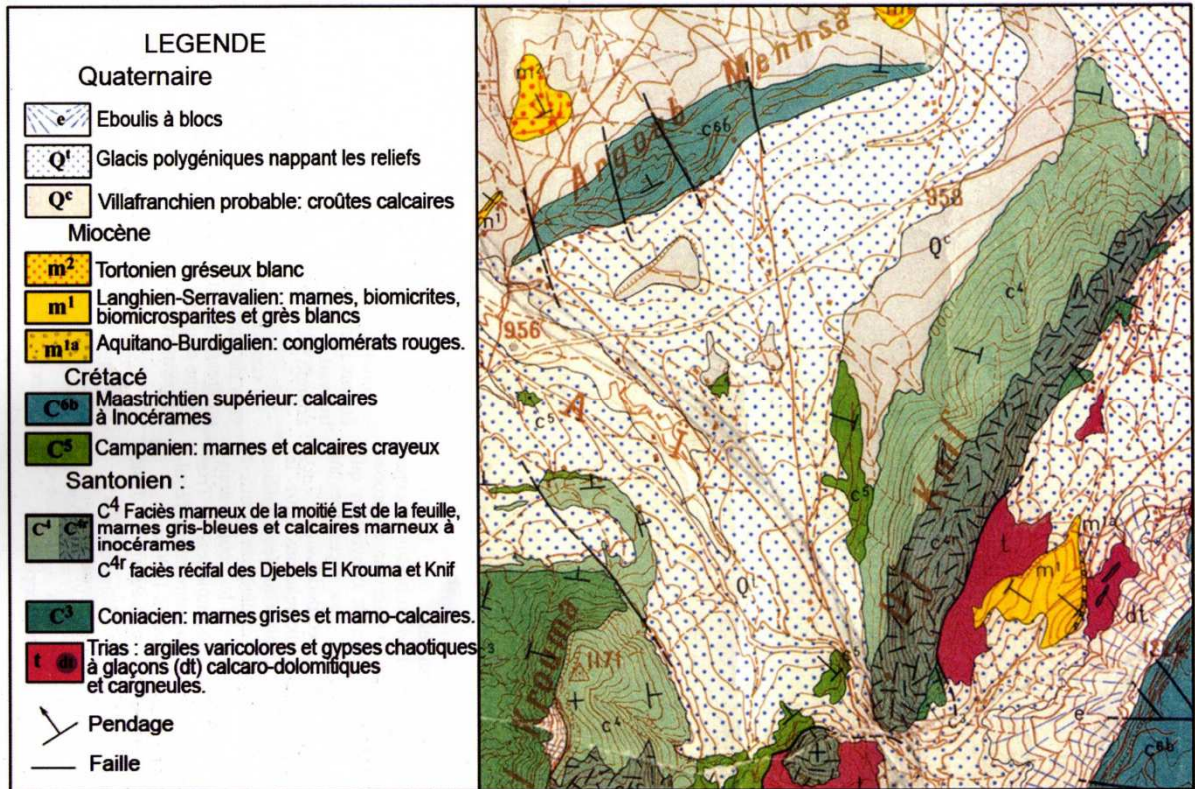


Fig. 24 : Carte géologique de Hammam Elknif, Khenchela.
 Source : extrait de la carte géologique de khenchela au 1/50 000 (Sonatrack. 1977)

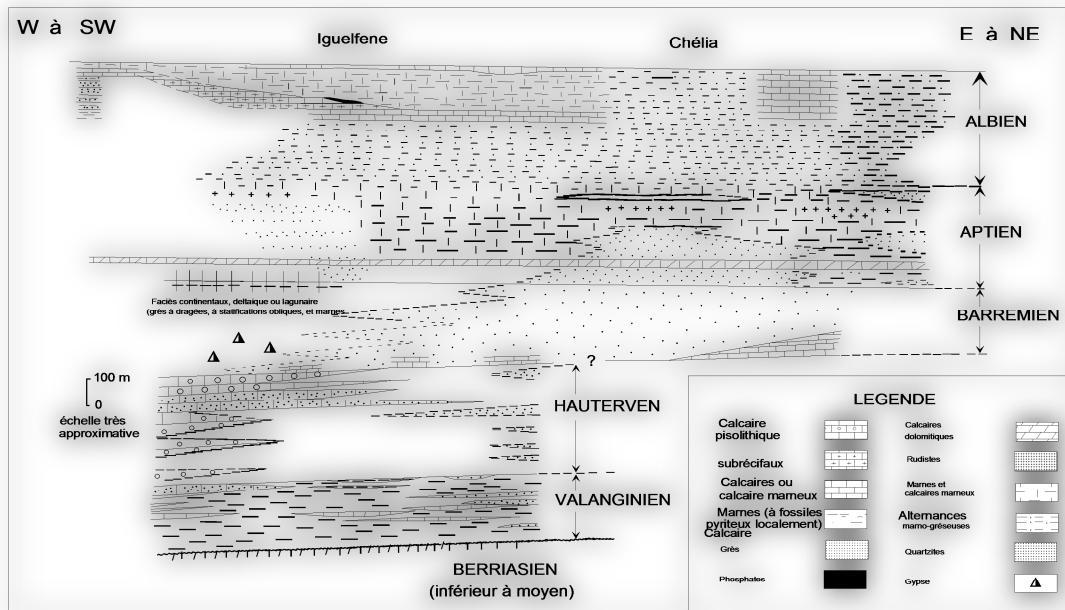


Fig. 25: Schéma illustrant les variations de faciès dans le Crétacé inférieur de L'Aurès d'après R. Laffitte (1939) et modifié par R. Guiraud (1973).
(in Houha, 2007)

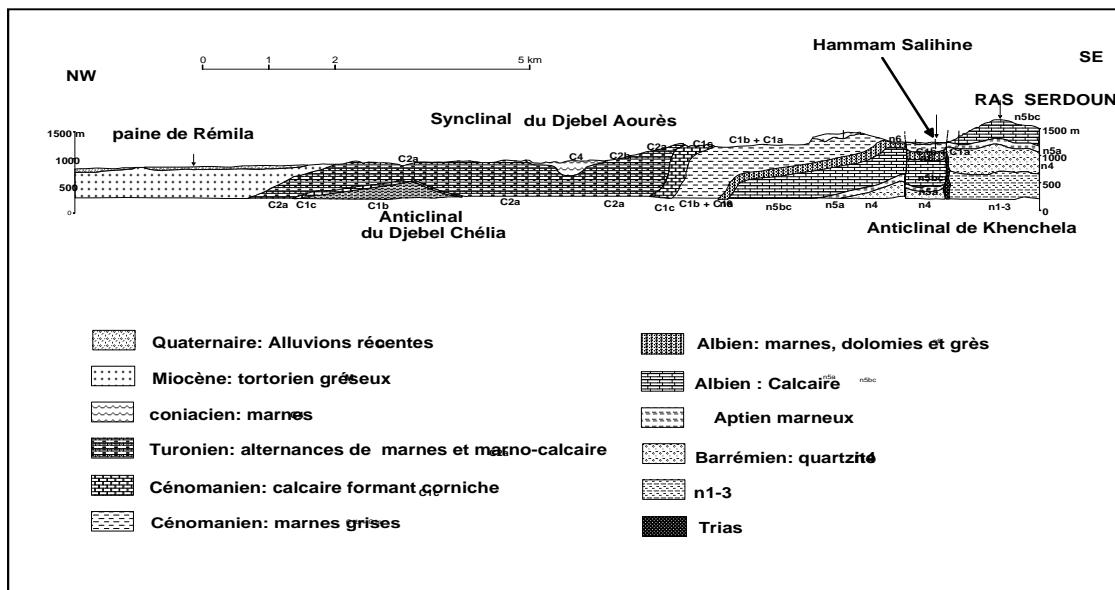


Fig.26: Coupe interprétative dans le bassin de Rémila d'après Vila (1977)
(in Houha, 2007)

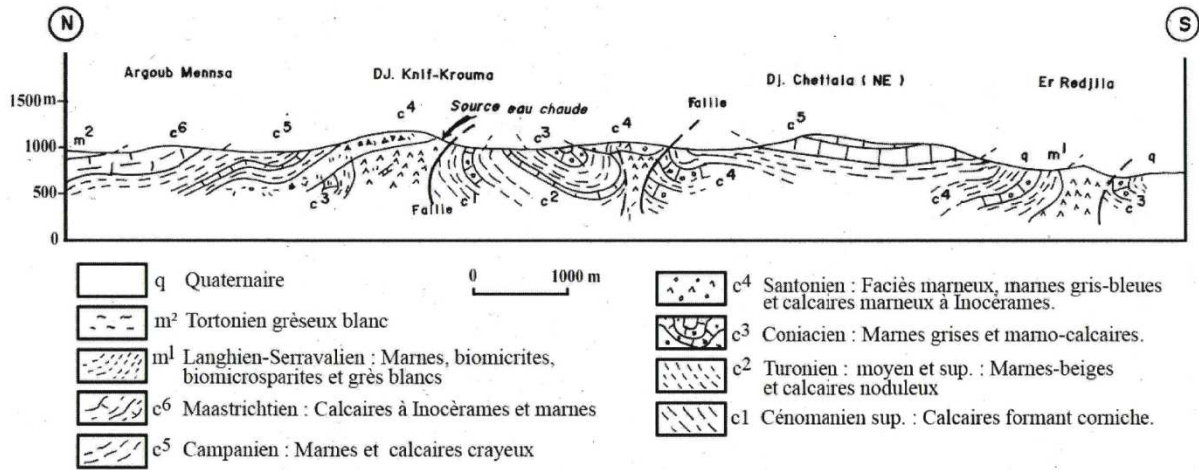


Fig. 27 : coupe structurale composite dj. Knif-Chettaïa sud

Source : extrait de la carte géologique khenchela au 1/50 000 (Sonatrach, 1977)



CHAPITRE III
Cadre Hydro-climatique



CHAPITRE III : Cadre Hydro-climatique

Introduction

Le climat correspond à la distribution statistique des conditions atmosphériques dans une région donnée pendant une période de temps donnée. La détermination du climat est effectuée à l'aide de moyennes établies à partir de mesures statistiques annuelles et mensuelles sur des données atmosphériques locales : température, pression atmosphérique, précipitations, ensoleillement, humidité, vitesse du vent. Sont également pris en compte leur récurrence ainsi que les phénomènes exceptionnels.

Dans notre étude nous allons nous intéresser qu'à deux paramètres du climat : la température et les précipitations.

Du fait de son appartenance géographique et bio-climatologique à la zone aride et semi-aride. Le climat algérien est un climat de transition. Il varie du type méditerranéen dans le nord au type désertique dans le Sahara.

Caractérisées par des précipitations irrégulières avec des variations interannuelles importantes et une forte irrégularité saisonnière et interannuelle des écoulements. Le nord de l'Algérie est soumis à des conditions hydro climatiques défavorables, dont notre région d'études.

La wilaya de Khenchela se caractérise par un climat continental, **semi-aride** ; à hiver froid et été chaud et sec. Pour notre étude nous avons pris les données climatiques de la station météorologique d'Elhama.

Les caractéristiques climatiques de la zone d'étude sont celles de la station météorologique de Khenchela.

III.1. Les données climatiques

Les données de température et de précipitation correspondent à des hauteurs mensuelles des pluies et de température qui ont été recueillies à la station de **l'office national de météorologie (OMN) de kenchela** situées à **890 m** d'altitude suivant une période de mesures de **1994 à 2011 (Annexes 1 tabl 1 & 2)**.

III.1.1. La pluviométrie

La pluviosité est définie selon Djebaili en 1984, comme étant le facteur primordial qui permet de déterminer le type du climat.

Elle conditionne le maintien et la répartition du tapis végétal, et la dégradation du milieu naturel par le phénomène d'érosions d'une part, elle a un rôle social et économique d'autre part.

Les précipitations exercent une action prépondérante pour la définition de la sécheresse globale du climat.

La chute des pluies dans la région et, en général, en Algérie est déterminée par la situation géographique, par la topographie et notamment la direction des axes montagneux par rapport à la mer et l'altitude.

Cela conduit à une irrégularité des précipitations à travers toute la région : augmentation des pluies en altitudes, diminution de leur taux du Nord vers le Sud (Halimi, 1981)

Le régime pluviométrique joue un rôle prépondérant dans l'hydrochimie par le lessivage des terrains. Plus la pluviométrie est forte, plus la dilution des sels restants passant en solution est grande.

Les régimes des précipitations mensuelles sont à l'origine de l'écoulement saisonnier, des régimes de cours d'eau, (Djebaili, 1978), les hauteurs des précipitations mensuelles moyennes calculées pour les sites étudiés sont portées dans le Tableau 9.

Les précipitations annuelles n'ont qu'une valeur indicatrice, le plus important c'est leur répartition mensuelle et saisonnière.

Tableau 09: Précipitation moyenne mensuelle de la station de Kenchela (1994-2011) en mm.

P. (mm)	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Total
(1994-2011)	47,88	28,6	38,63	50,09	62,61	31,49	16,32	36,63	55,14	41,69	38,39	40,48	487,96

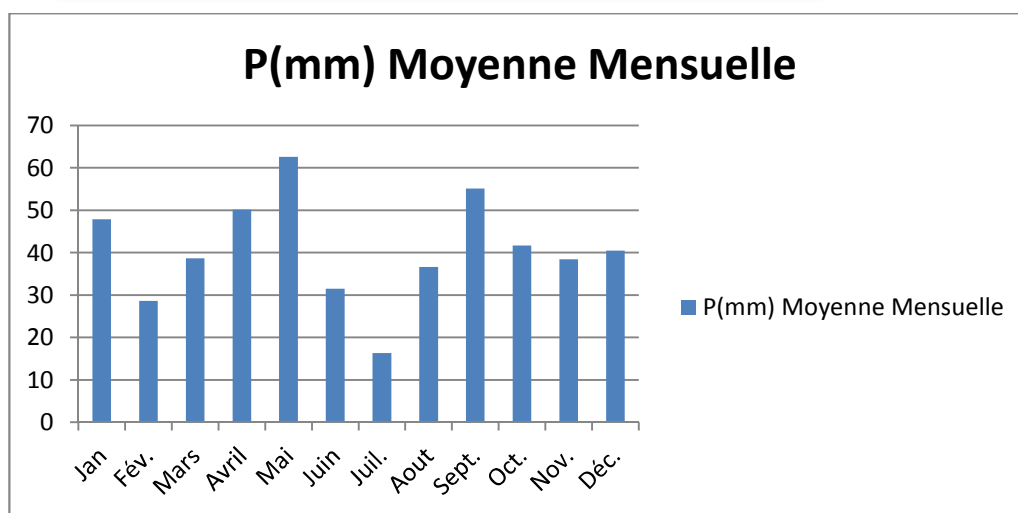


Fig.28: Précipitation moyenne mensuelle pour une période de 18ans (1994-2011).

Le mois de Mai est le plus arrosé avec une moyenne de **62.61mm**. Juillet étant le mois le plus sec avec une moyenne de **16.32mm**.

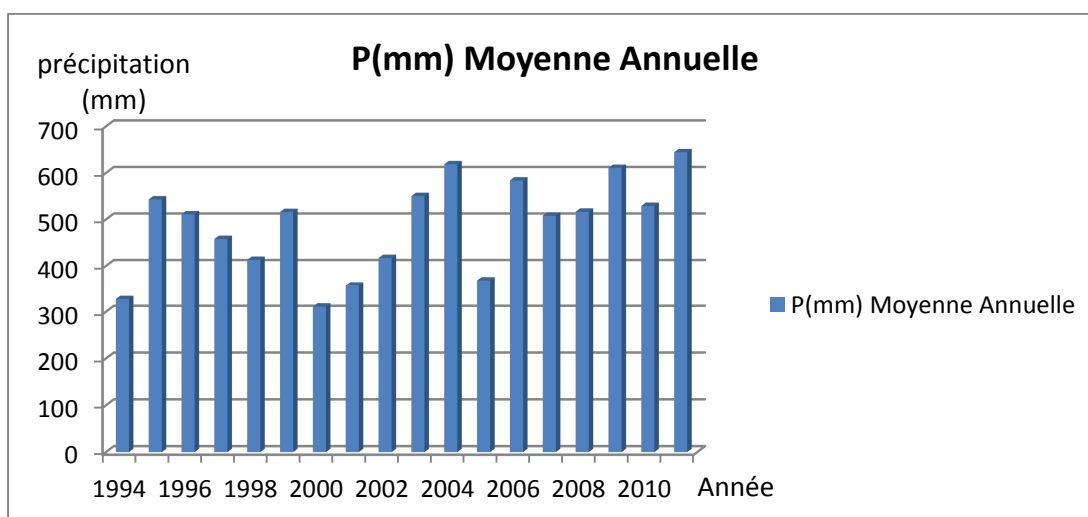


Fig. 29 : Précipitation moyenne annuelle pour une période de 18ans (1994-2011).

L'année la plus pluvieuse étant **2011**, avec une moyenne annuelle de **53.69mm**. L'année **2000** étant la plus sèche avec une moyenne annuelle de **25.91mm**.

III.1.2.La température

La température représente un facteur limitant de toute première importance car, elle contrôle l'ensemble des phénomènes métaboliques et conditionne de ce fait la répartition de la totalité des espèces et des communautés d'êtres vivants dans la biosphère (Ramade, 2002). Pour la caractérisation de ce paramètre il faut connaître plusieurs variables: la moyenne des maxima (M), la moyenne des minima (m) la moyenne mensuelle $(M+m)/2$ et l'amplitude thermique est $(M-m)$.

Les données de la température durant la période (1994-2011) sont représentées sur le tableau 10, avec des courbes de variation de la moyenne mensuelle et annuelle de température.

Tableau 10: température moyenne mensuelle à la station de kenchela (1994-2011) en (°C).

T (°C)	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
(1994-2011)	6,8	7,52	10,38	13,3	18,3	23,2	26,74	26,2	21,3	16,53	11,15	7,64

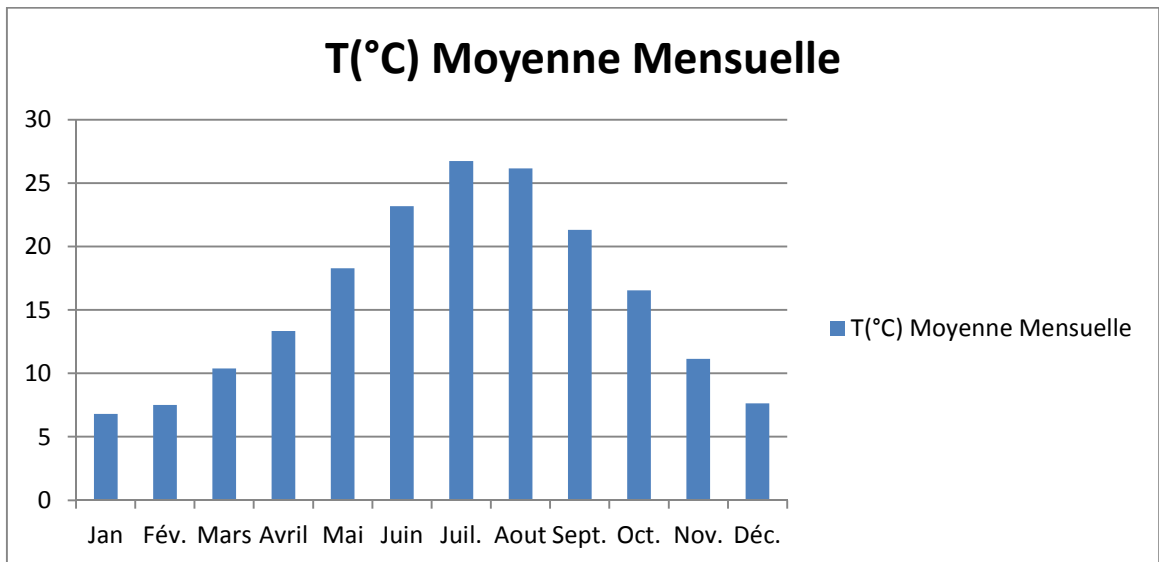


Fig. 30: Température mensuelle moyennepour une période de18ans (1994-2011).

La courbe des variations des températures moyennes mensuelles (Fig.30) montre que le mois de Janvier est le mois le plus froid avec 6.8 °Cet le mois de Juillet est le plus chaud avec 26.74 °C.

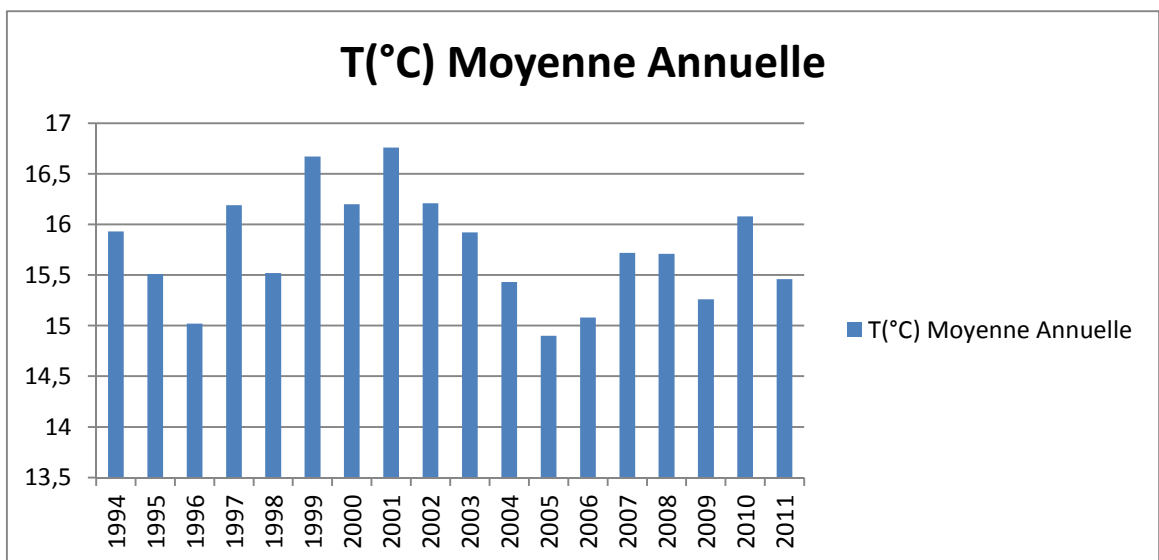


Fig. 31 : Température moyenne annuelle pour une période de18 ans (1994-2011).

L'année la plus Froide étant **2005**, avec une moyenne annuelle de **14,9°C**, et l'année **2001** étant la plus chaude avec une moyenne annuelle de **16,76°C**.

III.2. Le régime pluviométrique saisonnier

Tableau 11: Le régime pluviométrique saisonnier pour une période de 18ans (1994-2011)

station	/	A	H	P	E	Total	Type
El-HAMMA	P (mm)	135,22	116,96	151,33	84,44	482,1	PAHE
	%	27,71	23,97	31,01	17,31	100,00	PAHE

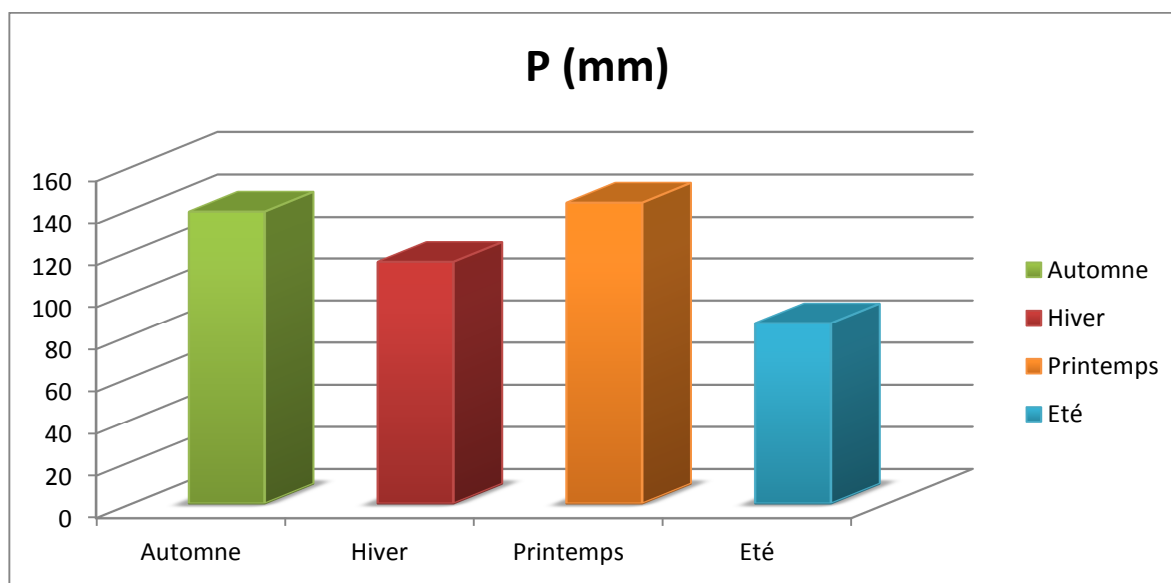


Fig. 32 : le régime pluviométrique saisonnier pour une période de 18ans (1994-2011)

Les régimes saisonniers, schématisés par la (fig.32) ont de type P.A.H.E. Ce régime saisonnier des précipitations correspond à notre zone d'étude, le total des pluies d'automne est 28%, de l'hiver est 24%, et celui de printemps 31%, et de l'été est 17%.

III.3. Caractérisation du climat

La combinaison de deux principaux facteurs climatiques: la température et les précipitations permettent de déterminer les périodes sèches et humides ainsi que la localisation de l'étage bioclimatique bien définie d'une région donnée à l'aide du Diagramme pluviothermique et du coefficient pluviométrique d'EMBERGER (Qp). (Ladlani I. 2007).

Pour cette étude on a établi un diagramme pluviométrique dans lequel les températures sont portées à l'échelle double des précipitations,

La caractérisation du climat d'une zone donnée à l'aide d'indices ou de diagrammes permet de comparer les climats d'une région à l'autre. Ils prennent généralement en compte

l'offre pluviométrique, la demande évaporative et les températures. Ceux qui sont les plus couramment utilisés sont les suivants :

III.3.1. Diagramme pluviothermique

Le Diagramme pluviothermique de BAGNOULS et GAUSSEN met en évidence la notion des saisons humides et sèches, comme celui ayant un total pluviométrique (moyenne en millimètres) égal ou inférieur au double de la température ($P \leq 2T^\circ$). Ainsi, on constate que la saison sèche est formée par plusieurs mois secs consécutifs.

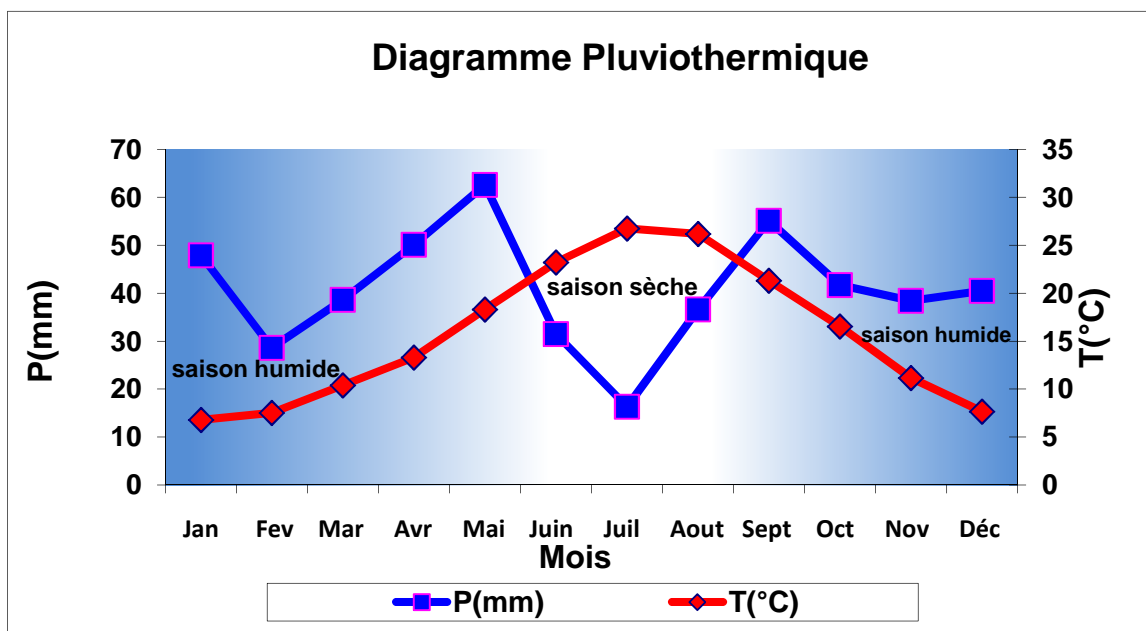


Fig. 33 : Diagramme Pluviothermique.

On constate que la région de Khenchela présente une période humide débutant au mois de septembre et qui se termine au mois de mai et une période sèche qui s'étend de début de mois de juin au début de mois de septembre.

III.3.2. Indice de Martonne

En 1925 Emmanuel De Martonne a proposé une formule climatologique permettant le calcul d'un indice dit indice d'aridité (I a). Cet indice est fonction de la température (T en °C) et des précipitations (P en mm) et permet de déterminer le type de climat qui caractérise la zone d'étude

Cet indice est calculé par la relation suivante :
$$I = \frac{P}{T + 10}$$

Où : **I** : indice d'aridité; **P** : précipitations moyennes annuelles en mm; **T** : températures moyennes annuelles en °C Application : **P** = 487,96mm ; **T** = 15,75°C $\Rightarrow I=18,95$

Suivant les valeurs de **(I), De Martonne** a établi la classification suivante :

I < 5 : climat hyperaride ;

5 < I < 7,5 : climat désertique ;

7,5 < I < 10 : climat steppique ;

10 < I < 20 : climat semi-aride ;

20 < I < 30 : climat tempéré ;

30 < I < 55 : climat humide.

I=18,95 ce qui implique que la zone d'étude bénéficie d'un climat semi-aride.

IV.3.3. Indice d'aridité mensuel:

L'indice d'aridité mensuel est défini par la relation suivante :
$$I = \frac{12.P}{T^{\circ} + 10}$$

Où : **I** : Indice d'aridité mensuel; **P** : Précipitations moyennes mensuelles en mm **T°** : Température moyenne mensuelle en °C.

Tableau 12: Indices d'aridité mensuels (I) à la station d'El Hamma

Mois	Indice	Etage bioclimatique
Septembre	21.12	climat tempéré
Octobre	18.88	climat semi-aride
Novembre	21.78	climat tempéré
Décembre	27.55	climat tempéré
Janvier	34.2	Climat humide
Février	19.60	climat semi-aride
Mars	22.71	climat tempéré
Avril	25.76	climat tempéré
Mai	26.54	climat tempéré
Juin	11.39	climat semi-aride
Juillet	5.33	climat désertique
Aout	12.13	climat semi-aride

III.3.4. Etablissement du bilan hydrique

Le bilan hydrique est établi pour un bassin versant sur une période donnée par comparaison entre les apports et les pertes en eaux dans ce bassin et pour cette période.

Il tient aussi compte de la composition des réserves et des prélèvements ultérieurs sur ces réserves .les apports d'eau sont effectués par les précipitations.

Les pertes sont essentiellement dues à la composition de l'évaporation et la transpiration des plantes, que l'on désigne sous le terme « évapotranspiration ».

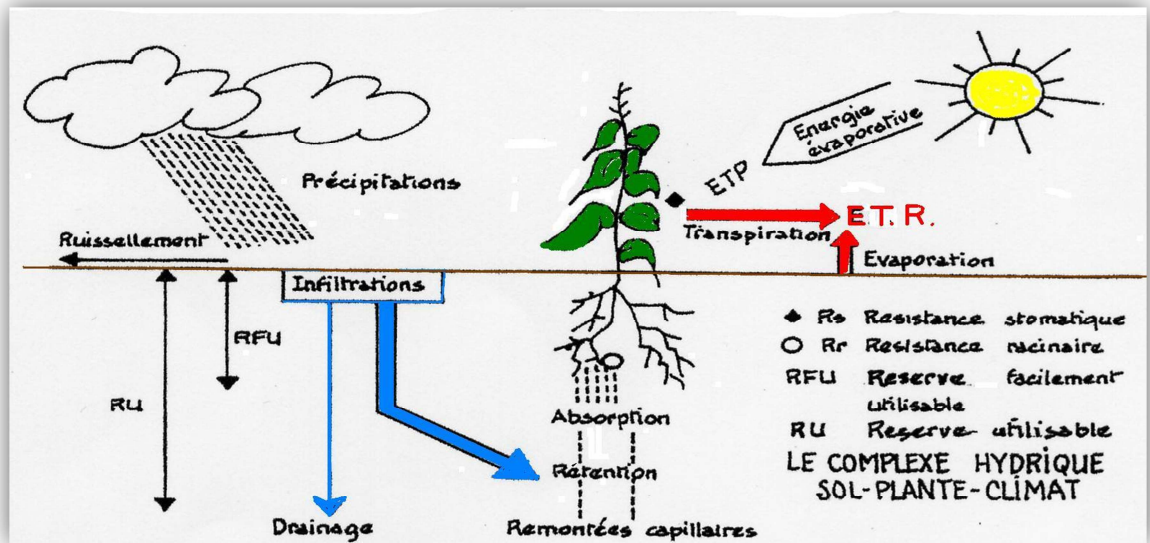


Figure 34: Le complexe hydrique (sol-plante-climat)

L'évaporation représente le processus au cours duquel l'eau se transforme en vapeur.

L'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration est connu sous le nom d'évapotranspiration. Cette dernière est l'une des composantes fondamentales du cycle hydrologique. La précision avec laquelle elle est estimée est essentielle pour le calcul du bilan d'eau, du calcul de l'irrigation, de la gestion des ressources hydriques et également pour le dimensionnement des ouvrages d'aménagement.

L'estimation de ce paramètre a été faite à l'aide de la formule de G.W.Thornthwaite.

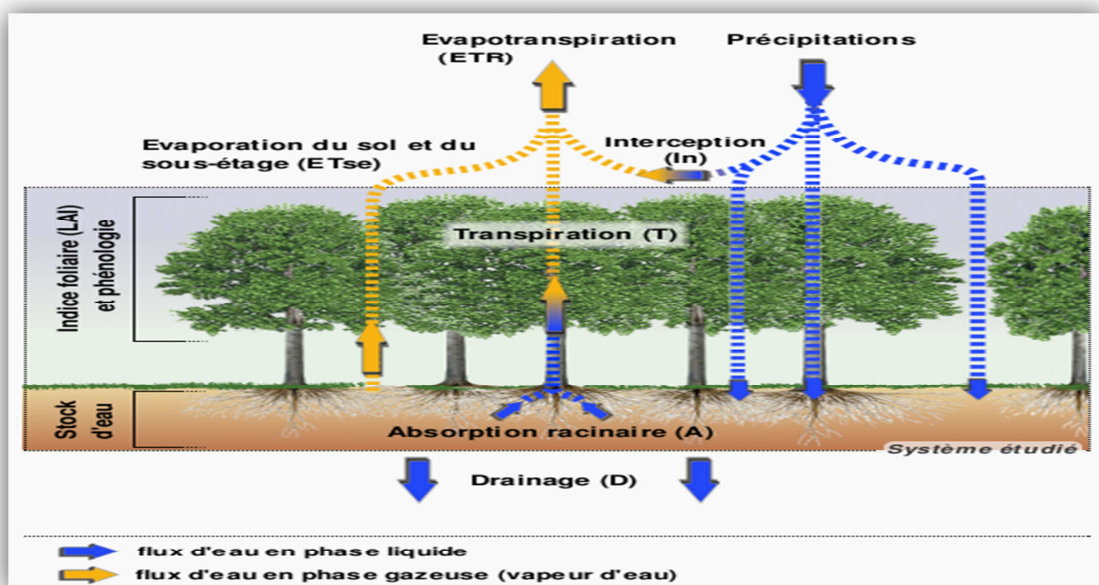


Fig. 35 : processus de l'évapotranspiration

III.3.4.1. Evapotranspiration potentielle

Le terme « évapotranspiration » désigne la quantité de vapeur d'eau rejetée dans l'atmosphère tant par évaporation directe au niveau du sol lui-même que par transpiration des organes aériens des plantes (Gaume, 2002).

Lorsqu'un couvert végétal étendu et couvrant bien le sol est abondamment pourvu en eau, c'est-à-dire lorsque les végétaux qui le composent peuvent puiser sans restriction dans l'environnement aérien, l'évapotranspiration croît et tend vers une limite maximale que l'on peut considérer comme l'un des aspects de l'évapotranspiration potentielle (ETP) ». (Bouchet et Gerbier, 1975, in Musy, 2001).

L'ETP est étroitement liée :

- à la quantité d'énergie apportée à la surface évaporante;
- à l'évacuation de la vapeur d'eau de la surface évaporante;
- à la végétation: l'albédo, couverture du sol, profondeur des racines...;
- au sol: la rétention d'eau (PF), la profondeur, le drainage, l'écoulement et enfin l'ascension capillaire (surtout les propriétés physiques du sol).

L'analyse des moyennes mensuelles en (mm)

Pilgrim *et al.* 1988 rapportent que l'évapotranspiration recycle **80%** des précipitations dans les milieux semi-arides et **95%** en régions arides, elle joue donc un rôle majeur et ne peut pas être négligée sous ce type de climat.

On calcule l'évapotranspiration à l'aide de formules empiriques comme celle de Thornthwaite, de Penman ou de Turc. On distingue l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui est le pouvoir évaporant de l'atmosphère sur un sol avec couvert végétal disposant de l'eau en abondance. L'évapotranspiration réelle (ETR) correspond à la perte en eau d'un sol quand l'eau vient à manquer: l'ETR est fonction de l'ETP et de la quantité d'eau présente dans le sol.

III.3.4.2. Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Pour estimer l'évapotranspiration potentielle, on utilise des méthodes basées sur des variables climatiques. Cependant le choix dépend principalement du type de données climatiques disponibles et du type de climat de la région. Les formules empiriques qu'on utilise sont : THORNTHWAIT et ANRH, 2002.

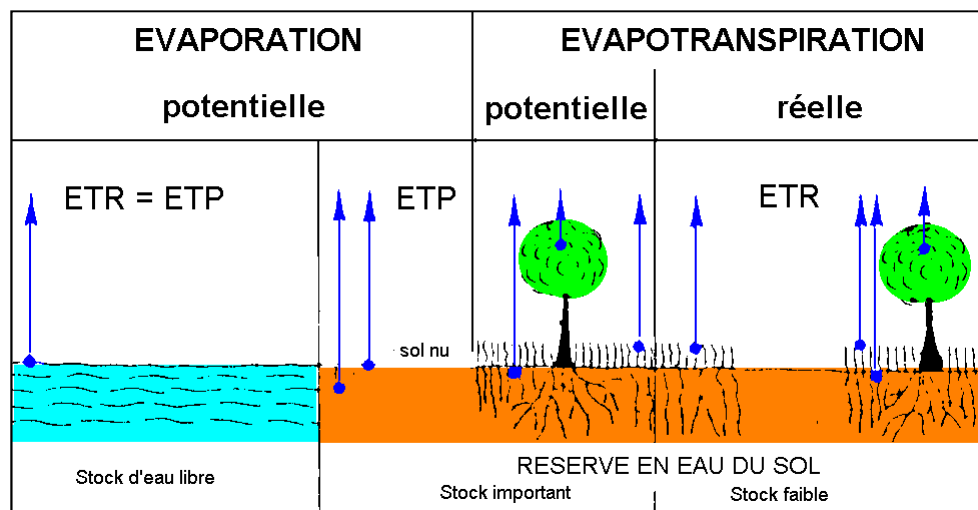


Fig. 36 : Évaporation et Évapotranspiration potentielle et réelle

➤ La formule de THORNTHWAIT

Cette formule a été établie en 1948 et tient compte de l'indice thermique et de la température moyenne mensuelle.

La formule de l'ETP est la suivante:

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a * K, \text{ (en mm).}$$

Où:

ETP: Evapotranspiration potentielle mensuelle en mm

T: température moyenne mensuelle du mois considéré en °C

a: Coefficient calculé par la formule suivante:

$$a = 1,6 \left(\frac{I}{100} \right) + 0,5$$

Application : **a=1.65**

I : Indice thermique annuel qui est égal à la somme des douze valeurs de l'indice thermique mensuel. Cet indice est calculé par la formule suivante:

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

K : Coefficient de correction, qui dépend de la latitude.

Les résultats de calcul de l'ETP par cette méthode sont présentés dans le tableau

$$I = \sum_1^{12} i$$

Les valeurs de l'ETP ne sont pas corrigées, donc il faut faire le coefficient de correction « **K** » qui dépend de la altitude, prend en considération la durée d'insolation thermique tirée d'un abaque, notre station se trouve à une altitude de **1063m**.

ETP corrigé = ETP. K

Les résultats obtenus sont: **I = 72,08** et **a = 1,65**

Tableau 13: Coefficient de correction K dépend du site considéré (climat semi aride)

Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc
0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84

III.3.4.3. Evapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle c'est la quantité d'eau réellement évaporée

Elle représente la quantité de vapeur d'eau relativement dégagée vers l'atmosphère par les sols et les végétaux.

Des méthodes peuvent être proposées :

- La méthode de Turc.
- La méthode de Thornthwaite.

➤ Formule de TURC

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

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

ETR : évapotranspiration réelles (mm), **P** : précipitation moyenne annuelle en (mm).

L : $300 + 25T + 0.05T^3$ où, **T** est la température moyenne annuelle en C°.

***Application numérique : $L = 889.10$, $ETR = 447.67mm$.**

III.3.4.4. Le bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite

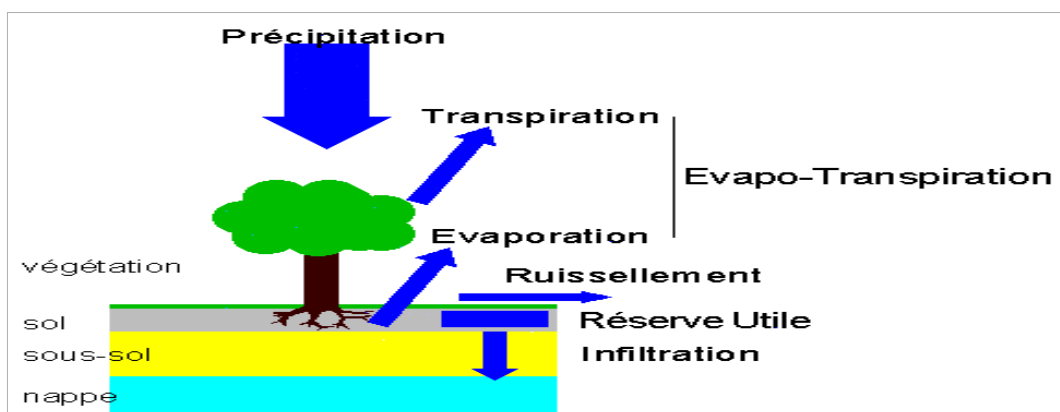


Fig. 37: Utilisation de l'eau du sol par les végétaux lors du cycle de l'eau.

Le bilan hydrique est établi pour un lieu et une période donnés par comparaison entre les apports et les pertes en eau dans ce lieu et pour cette période. Il tient aussi compte de la constitution de réserves et des prélèvements ultérieurs sur ces réserves. Les apports d'eau sont effectués par les précipitations.

Les pertes sont essentiellement dues à la combinaison de l'évaporation et la transpiration des plantes, que l'on désigne sous le terme d'évapotranspiration.

Les deux grandeurs sont évaluées en quantité d'eau par unité de surface, mais elles sont généralement traduites en hauteurs d'eau, l'unité la plus utilisées étant le millimètre. Ces deux grandeurs étant ainsi physiquement homogènes, on peut les comparer en calculant soit leur différence (Précipitations moins évaporation), soit leur rapport (précipitations sur Eva.).

Le bilan est évidemment positif lorsque la différence est positive ou que le rapport est supérieur à un. On choisit l'un ou l'autre expression en fonction de commodités ou de diverses. L'écoulement à partir d'une unité de surface sera compté dans les pertes.

L'infiltration est considérée comme une mise en réserve sous forme de nappes souterraines ou d'eau capillaire dans le sol. Les précipitations solides constituent des réserves immédiatement constituées.

Elles ont une durée variable, inter-saisonnière dans le cas des tapis neigeux, inter-saisonnière et interannuelle dans le cas des glaciers, voire inter-séculaire dans le cas de calottes polaires ou des grandes masses de très hautes

La détermination de l'ETR en fonction de L'ETP et de la quantité d'eau disponible (pluie+RFU)

ETR peut être évalué par l'établissement du bilan comme par l'application de certaines formules empiriques .ce paramètre peut être calculé d'après G.Thornthwaite en utilisant les conditions suivantes :

1- Si : $P > ETP \rightarrow ETR = ETP \rightarrow RFU = P - ETP.$

2- Si : $P = ETP \rightarrow$ Les précipitations sont suffisantes pour alimenter le sol mais il n'y aura pas de Surplus pour alimenter la RFU $\rightarrow [RFU = 0].$

3- Si : $P < ETP \rightarrow$ il y aura épuisement des réserves, dans ce cas on aura un déficit du bilan $(ETP - ETR)$, ou encore $(ETP-P)$ qui représentera la quantité d'eau qu'il faudra ajouter à l'ETR pour atteindre l'ETP,

L'application de la méthode de Thornthwaite pour l'année moyenne a donné les résultats qui sont mentionnés dans les tableaux suivants :

Tableau 14: Bilan hydrologique moyen (1994-2011) de la station de Khenchela, par la méthode de Thornthwaite

	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Total
P (mm)	55.1	41.7	38.39	40.5	47.88	28.6	38.6	50.09	62.6	31.49	16.3	36.6	487.96
T (°C)	21.3	16.5	11.15	7.64	6.8	7.52	10.4	13.33	18.3	23.17	26.7	26.2	
K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	
ETP (mm)	98.49	60.86	28.26	14.79	12.64	14.59	30.18	48.10	90.06	132.93	170.76	156.09	857.75
P-ETP	-43.39	-19.16	10.13	25.71	35.24	14.01	8.42	1.99	-27.46	-101.44	-154.46	-119.49	
RFU (mm)	00.00	00.00	10.13	35.84	71.08	85.09	93.51	95.50	68.04	00.00	00.00	00.00	
ETR (mm)	55.1	41.7	28.6	14.79	12.64	14.59	30.18	48.10	90.06	99.53	16.3	36.6	488.19
EX (mm)	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	
DA (mm)	43.39	19.16	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	33.4	154.46	119.49	369,9

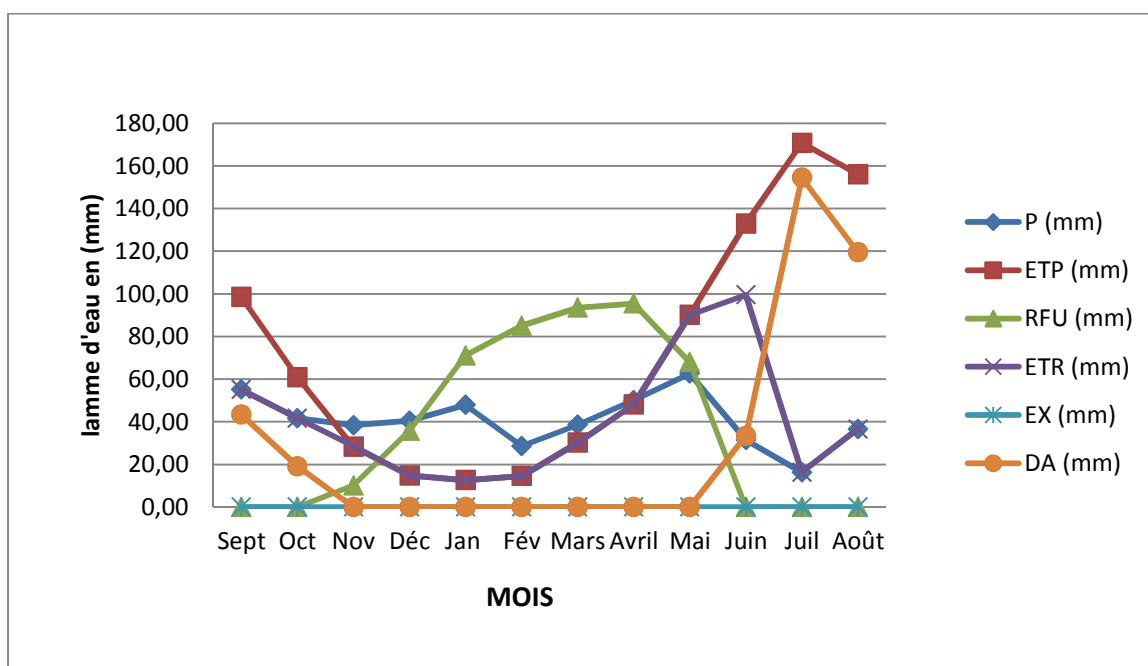


Fig. 38 : Bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite

➤ **Interprétation du bilan hydrologique moyen**

D'après le graphe du bilan hydrologique on constate qu'il existe deux périodes :

- **La première** est déficitaire où l'ETP est importante à partir de mois de Mai jusqu'au mois d'octobre, avec des valeurs atteignant les 170.76 mm au mois de juillet, dans cette période les sols sont secs et leur niveau de la réserve hydrique est nul, rendant la nécessité de l'irrigation.
- **La deuxième** période est humide qui commence à partir du mois de septembre où les précipitations couvrent les besoins de l'évapotranspiration potentielle et permettent la reconstitution du stock qui s'accompagne d'une augmentation de la RFU, qui atteint son maximum entre les mois de Janvier et Avril. Toute la pluie non retenue par la couche superficielle du sol, s'infiltré et rejoint la zone saturée. Au-delà de cette période, la réserve commence à diminuer jusqu'à l'épuisement du stock.

➤ Le bilan hydrologique permet d'évaluer la répartition des précipitations entre les différents composants de ce bilan, à savoir : l'écoulement, l'infiltration et l'évapotranspiration.

Le bilan est établi selon la formule suivante : $P = ETR + R + I$

Où :

P : La précipitation moyenne annuelle en (mm). **ETR** : L'évapotranspiration réelle en (mm).

R : Le ruissellement en (mm). **I** : L'infiltration en (mm).

III.3.4.5. Ruissellement superficiel et l'infiltration:

Il est estimé à partir de la formule de **Tixeront-Berkaloff** qui est la suivante :

$$R = P^3 / 3(ETPc)^2$$

L'infiltration est le passage de l'eau à travers la surface du sol, il est exprimé par la formule suivante :

$$P = ETR + R + I \rightarrow I = P - (ETR + R)$$

Tableau 15: Répartition de précipitation en (mm, %) à la station de Khenchela

Précipitation (P)		Evapotranspiration réelle (ETR)		Ruissellement (R)		Infiltration (I)	
(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)
487,96	100,00	488,19	100,00	52,64	10,79	-52,87	-10,83

Conclusion

La zone couverte par la station d'Elhamma subit un climat semi-aride (environ de cinq mois secs), elle est caractérisée par un hiver pluvieux et froid et un été chaud et sec, sur la période étudiée de 18 ans (1994 – 2011), Les précipitations moyennes annuelles sont estimées à 487,96mm, leurs répartitions mensuelles montrent deux grandes saisons bien distinctes, la première est humide, qui s'étend du mois de Septembre à Mai. La deuxième est sèche, qui s'étale sur les mois de Juin jusqu'au mois d'Octobre.

L'évapotranspiration réelle est estimée à 488,19mm mobilisant 100% des précipitations de la région de montagne.

Les températures moyennes mensuelles varient entre 7°C et 26°C, avec une moyenne annuelle de 15.75°C. Le mois de juillet étant le plus chaud avec 26.7°C, et le mois de Janvier est le plus froid avec 6.8°C.

Le ruissellement ne représente que 10,79% des précipitations, qui symbolise 52,64 mm.

L'infiltration est estimée à -10,83%. Ce qui permet de percoler -52,87mm dans la région de montagne.

Le déficit agricole est estimé à 369,9mm étalé sur la période allant de Juin jusqu'à Octobre.

Un bilan hydrologique est déficitaire.



CHAPITRE IV
Matériel et Méthodes



Chapitre IV

Matériel et Méthodes

Ce chapitre se réserve à la présentation des méthodes d'échantillonnages et de prélèvements, ainsi qu'aux méthodes et matériels utilisés sur terrain comme dans le laboratoire d'analyse hydrochimique. et aux méthodes d'interprétation des résultats obtenus

IV.1. Échantillonnages et prélèvements

Le prélèvement d'un échantillon d'eau d'une source thermale est une démarche délicate à laquelle le plus grand soin doit être apporté ; il conditionne les résultats analytiques et l'interprétation qui en sera donnée. L'échantillon doit être homogène, représentatif et obtenu sans modifier les caractéristiques physico-chimiques de l'eau (gaz dissous, matières en suspension, etc.).

IV.1.1. Les étapes de l'échantillonnage

IV.1.1.1. Préparation du matériel

Les échantillons d'eau destinées aux analyses physico-chimiques sont prélevées dans des bouteilles en polyéthylènes (plastic) de 1.5 litre pour et des flacons en verre de 500 ml stériles et bien rincées avec l'eau à échantillonnée.

Comme règle générale, le matériel de terrain consiste en une série de bouteilles d'échantillonnage, une glacière, un échantillonneur (lorsque l'accessibilité au site et/ou la profondeur l'exige) et des instruments de mesure, tels qu'un multi paramètre, thermomètre, un oxymètre et un PH-mètre.

Le volume des flacons à utiliser ainsi que le volume d'eau à prélever dépendent des paramètres qui doivent être analysés.

IV.1.1.2. Calibrage des appareils

Lorsque des instruments de mesure sont utilisés sur le terrain, leur calibrage est une étape essentielle à l'obtention de données exactes et précises. Les appareils les plus communément utilisés sont Le multi paramètre, le thermomètre et le PH-mètre.

Dans le cas d'un thermomètre digital un calibrage doit être effectué à quelques reprises au cours de l'année, mais cet exercice n'est pas nécessaire avant chaque campagne d'échantillonnage. Par contre, le pH-mètre doit être calibré avant chaque sortie sur le terrain.

IV.1.1.3. Prélèvement des échantillons

Vu la sensibilité aux modifications des propriétés physico-chimiques des eaux thermales, et aussi les difficultés techniques et risque de blessures, L'échantillonneur ne doit pas être seule, et doit avoir des outils d'aide aux prélèvements (gans, pinces, cordes, perches ...etc), les eaux de source thermales de Khenchela peuvent dépasser les 70°C, donc on est dans l'incapacité d'effectuer de prélèvement à main nue.

L'échantillon prélevé doit être représentatif, il doit donc être effectué à la source même, et obtenu sans modifier les caractéristiques physico-chimiques de l'eau (gaz dissous, matières en suspension, etc.). Éviter toutes contamination possible (en cas de doute; en vide le bassin ou en lui laisse le temps de s'auto épurer). Les bouteilles et flacons doivent être rincer à l'eau déminéralisé, et plusieurs fois avec l'eau de la source thermique avant le prélèvement définitif, les bouteilles et flacons d'doivent être refermé sous l'eau dans l'endroit du prélèvement.

Globalement, il est donc nécessaire de mettre en place une organisation structurée, de disposer d'un personnel qualifié, de développer une méthodologie adaptée à chaque cas, de procéder à un choix judicieux des points de prélèvement et d'utiliser le matériel convenable (J.Rodier ; 2009)

IV.1.1.4. Conservation des échantillons

Le prélèvement subira obligatoirement un certain temps de transport et une éventuelle attente au laboratoire avant la mise en route analytique. Ces temps devront être réduits au minimum.

Pendant cette période, des phénomènes chimiques et bactériologiques peuvent conduire à des précipitations secondaires par changement de valence, des adsorptions sur les parois des récipients, des photo-décompositions, des volatilisations, des biodégradations, d'ou la nécessité d'employer des adjuvants de conservation et de réunir des conditions de température et d'obscurité favorables. (J.Rodier ; 2009)

Le processus de conservation permet de préserver l'intégrité des échantillons prélevés entre le moment de l'échantillonnage et celui de l'analyse en laboratoire. Cette étape est nécessaire puisque plusieurs paramètres peuvent subir des modifications physiques ou des réactions chimiques dans le récipient, ce qui altère la qualité originale de l'échantillon. Afin d'obtenir des analyses fiables.

Tous les échantillons doivent être conservés dans un environnement avoisinant 4°C (il faut utiliser des glacières et des agents réfrigérants ou de la glace).(CEAE ;Québec).

IV.2. Mesures in situ : Paramètres physiques

Cinq éléments ont été mesurés : la température (°C) de l'eau, le pH, la conductivité électrique, le total des solides dissous (TDS) et la salinité.

On utilise un multi-paramètre pour réaliser ces mesures, ce multi-paramètre est de type « CONSORT C535 »

IV.2.1. Mesure de la température

La température de l'eau doit être mesurée à l'émergence même et avec précision. Donc l'aide de *perche* ou de *corde* en rapproche la sonde de la source. En effet, celle-ci joue un rôle dans la solubilité des sels et surtout des gaz, dans la dissociation des sels dissous donc sur la conductivité électrique, dans la détermination du pH, pour la connaissance de l'origine de l'eau et des mélanges éventuels, etc.

Elle se fait au moyen d'un multi-paramètre « CONSORT C535 », un appareil de mesure fournissant des valeurs de température en °C.

IV.2.2. Mesure du pH

Dans les eaux naturelles, c'est principalement les deux équilibres de l'acide carbonique (diacide faible) qui imposent la valeur du pH, bien que d'autres espèces peuvent avoir un effet non négligeable comme les équilibres de l'acide phosphorique (triacide faible), de l'ion ammonium (acide faible) ou certaines matières organiques (acides organiques comme les substances humiques). (J.Rodier ; 2009). La mesure se fait au moyen d'un multi-paramètre « CONSORT C535 »,

IV.2.3. Mesure de la conductivité électrique

La conductivité électrique d'une eau (γ) est la conductance d'une colonne d'eau comprise entre deux électrodes métalliques de 1 cm² de surface et séparées l'une de l'autre de 1 cm. Elle est l'inverse de la résistivité électrique (ρ). (J.Rodier ; 2009).

Comme pour la mesure de pH, le conductimètre nécessite un étalonnage régulier. L'incertitude de la mesure est bien évidemment fonction de la minéralisation de l'échantillon. Elle est classiquement fixée à $\pm 5\%$.

La corrélation entre la conductivité électrique et différence de potentiel n'étant pas exactement linéaire, seuls deux étalons peuvent être employés pour l'étalonnage. Une mesure sortant de la gamme étalon impose à l'utilisateur un réétalonnage de l'appareil dans une gamme mieux adaptée. La mesure se fait au moyen d'un multi-paramètre « CONSORT C535 »,

IV.2.4. Mesure du Total des Solides Dissous (TDS) et la salinité (SAL)

TDS signifie total des solides dissous et représente la concentration totale des substances dissoutes dans l'eau. Le TDS est composé de sels inorganiques et de quelques matières organiques.

Les sels inorganiques communs trouvés dans l'eau incluent le calcium, le magnésium, le potassium et le sodium qui sont tous des cations et des carbonates, nitrates, bicarbonates, chlorures et sulfates qui sont tous des anions.

Des cations sont des ions chargés positivement et des anions sont des ions chargés négativement. Ces minéraux peuvent provenir d'un certain nombre de source naturelle autant que suite aux activités humaines.

Des sources d'eau minérales contiennent de l'eau avec un taux élevé de solides dissous parce qu'elles ont coulé à travers des régions où les roches contiennent beaucoup de sel.

La salinité : Théoriquement, la salinité désigne la masse totale de substances solides dissoutes dans un kilogramme d'eau.

Ainsi selon Sorensen (1902), la salinité est définie comme la masse exprimée en grammes des composés solides contenus dans un kilogramme d'eau. La salinité était alors notée « **S** » et s'exprimait en g/kg ou en ‰. La mesure se fait au moyen d'un multi-paramètre « CONSORT C535 »,

IV.3. Analyse au laboratoire

Les analyses des paramètres chimiques des échantillons sont effectuées au niveau du *l'Institut National des Sols, de l'Irrigation et du Drainage (INSID)* et le *Laboratoire d'Analyse Environnementales et d'Essais Chimiques sur les Matériaux (Ain M'Lila)*.

Les éléments chimiques concernés par cette étude analytique sont :

- **Éléments majeurs :** * **Cations :** Na⁺, K⁺, Ca⁺, Mg⁺⁺
* **Anions:** Cl⁻, SO₄⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻
- **Éléments mineurs :** Fe, Mn, Cu, Zn et SiO₂ et Li

Tableau 16: Méthodes et laboratoires d'analyse des éléments chimiques

Elément chimique	Méthode d'analyse	Laboratoire
SO ₄ ⁻ , NO ₃ ⁻ , SiO ₂ et Cl ⁻	La spectrophotométrie à UV, visibles.	L.A.E.E.C.M. Ain M'Lila
Li	La spectrophotométrie à flamme.	L.A.E.E.C.M. Ain M'Lila
Na ⁺ , K ⁺ , Fe, Mn, Cu et Zn	La spectrophotométrie à flamme.	I.N.S.I.D (Oum El Baoughi)
Ca ⁺ , Mg ⁺⁺ , HCO ₃ ⁻	La méthode titrimétrique .	L.A.E.E.C.M. Ain M'Lila

Afin d'obtenir des résultats fiables pour la détermination de la quantité des éléments minéraux majeurs ou mineurs constituant les eaux de sources à étudier, des méthodes conventionnelles sont utilisées :

- La spectrophotométrie à UV et du visible.
- La spectrophotométrie à flamme.
- La méthode titrimétrique.

En premier lieu, et pour la préparation des échantillons pour l'analyse, l'eau doit être filtrée à l'aide d'un papier filtre n° 1 qui élimine la matière en suspension qui est toujours présente dans l'eau naturelle sous forme des particules d'origine minérale, organique ou biologique.

IV.3.1. La spectrophotométrie à UV-visibles.

La spectroscopie ultraviolet-visible ou spectrométrie ultraviolet-visible est une technique de spectroscopie mettant en jeu les photons dont les longueurs d'onde sont dans le domaine de l'ultraviolet (200 nm – 400 nm), du visible (400 nm – 750 nm) ou du proche infrarouge (750 nm - 1 400 nm). Soumis à un rayonnement dans cette gamme de longueurs d'onde, les molécules, les ions ou les complexes sont susceptibles de subir une ou plusieurs transition électronique(s). Les substrats analysés sont le plus souvent en solution,

Principe:

Quand un rayonnement d'une longueur d'onde donnée λ traverse un milieu, son intensité diminue en fonction de la densité des espèces absorbantes et de l'épaisseur du milieu.

Cette propriété est utilisée pour déterminer la concentration des espèces chimiques absorbant à une longueur d'onde déterminée.

C'est l'interaction entre les photons de la source lumineuse et les ions ou molécules de l'échantillon qui provoque l'absorption lumineuse. (J.Rodier ; 2009)

- **Lois de la spectrométrie**

L'atténuation d'un faisceau lumineux monochromatique s'exprime par sa transmittance T (ou pourcentage de transmission), définie comme le rapport entre l'intensité lumineuse transmise (I) et l'intensité incidente (I_0) :

$$T = \frac{I}{I_0}$$

On définit également l'absorbance A par : $A = -\log T = \log \frac{I_0}{I}$

IV.3.2. La spectrophotométrie à flamme

Pour un atome à l'état libre, le passage de l'état fondamental à l'état excité est conditionné à la fourniture d'un quantum d'énergie correspondant à la différence d'énergie entre le niveau excité (E_n) et le niveau fondamental (E_0), plusieurs transitions électroniques étant possibles suivant la quantité d'énergie fournie.

Ce transfert correspond à une absorption d'énergie, qui peut être réémise spontanément sous forme de photons lors du retour à l'état fondamental initial.

L'utilisation de ce phénomène constitue la base de la spectrométrie d'émission, encore appelée photométrie de flamme. (J.Rodier ; 2009)

- **Principe**

Lorsqu'une solution est pulvérisée dans une flamme, l'eau ou le solvant s'évapore ; les sels et leurs produits de décomposition sont dissociés à l'état d'atomes ou de radicaux. Ceux-ci sont excités par l'énergie thermique de la flamme ; leur retour à l'état fondamental s'accompagne de l'émission d'une radiation de fréquence caractéristique de l'élément mis en solution et dont l'intensité est fonction de sa concentration.

L'élément est dosé en mesurant l'intensité des raies émises par la fraction des atomes passés à l'état excité. En effet, pour une population d'éléments atomisés dans la flamme, une fraction est excitée et provoque une émission lumineuse dont l'intensité est proportionnelle à la concentration en éléments excités et donc à la concentration de cet élément dans l'échantillon. Cette relation suppose que la fraction d'éléments atomisés est rigoureusement identique tout au

long de la procédure, ce qui ne peut être assuré que pour de faibles concentrations en éléments et pour des conditions instrumentales rigoureusement identiques. (J.Rodier ; 2009)

IV.3.3. La méthode titrimétrique à l'EDTA pour le dosage simultané du calcium et du magnésium

• Principe

Le principe est l'utilisation de deux indicateurs permettant de doser successivement, et sur un même échantillon, le calcium et le magnésium. (J.Rodier ; 2009)

• Réactifs

– Solution d'EDTA 0,02 N.

Dissoudre 3,721 g de sel di-sodique de l'acide éthylène-diamine tétracétique (cristallisé 2H₂O) dans 1 litre d'eau déionisée. 1 ml d'EDTA 0,02 N correspond à 0,4008 mg de calcium, 1 mg de carbonate de calcium et 0,243 mg de magnésium.

– Solution tampon.

Mettre dans 400 ml d'eau déionisée 55 ml d'acide chlorhydrique concentré. Ajouter 310 ml de 2-aminoéthanol, 100 mg d'EDTA magnésien. Compléter à 1 litre par de l'eau déionisée.

• Mode opératoire

Ajouter à l'échantillon à analyser 3 ml de solution d'hydroxyde de sodium puis quelques gouttes de solution de bleu d'ériochrome. Verser la quantité nécessaire de solution d'EDTA pour obtenir le virage au violet. Noter cette quantité (V₁). Ajouter 3,2 ml d'acide chlorhydrique N=0.02 et agiter durant une (01) minute jusqu'à parfaite dissolution du précipité magnésien. Verser 5ml de la solution tampon et une (01) goutte de solution de noir d'ériochrome. Bien mélanger. Introduire la quantité de solution d'EDTA nécessaire au virage au bleu (V₂). (J.Rodier ; 2009)

• Expression des résultats

Pour une prise d'essai de 50 ml :

– La teneur en calcium est égale à
$$\text{Ca (mg/L)} = \frac{V_1 \times 0,4008 \times 1\,000}{50}$$

– La teneur en magnésium est égale à :
$$\text{Mg (mg/L)} = \frac{V_2 \times 0,243 \times 1\,000}{50}$$

– La dureté totale, exprimée en CaCO₃ (mg/L), est égale à :
$$\frac{(V_1 + V_2) \times 1\,000}{50}$$

IV.3.4. La méthode titrimétrique de dosage du TAC

Principe

Cette détermination est basée sur la neutralisation d'un certain volume d'eau par un acide minéral dilué, en présence d'un indicateur coloré. (J.Rodier ; 2009)

Réactifs

- Acide chlorhydrique ou sulfurique 0,02 N.
 - Solution de phénolphtaléine dans l'alcool à 0,5 %.
 - Solution de vert de bromocrésol et de rouge de méthyle :
- | | |
|---------------------|----------------------------|
| Vert de bromocrésol | 0,2 g |
| Rouge de méthyle | 0,015 g |
| Éthanol à 90 % | q.s.p. 100 cm ³ |
- Eau déionisée exempte d'anhydride carbonique libre (par ébullition de 15 min).

Mode opératoire

Prélever 100 ml d'eau à analyser dans une fiole conique. Ajouter 2 gouttes de solution de vert de bromocrésol et de rouge de méthyle et titrer avec un acide chlorhydrique jusqu'à disparition de la coloration bleu verdâtre et apparition de la couleur rose (pH 4,5). Le dosage doit être effectué rapidement pour réduire les pertes de CO₂ qui pourraient entraîner une élévation du pH de virage. Soit V' le volume d'acide 0,02 N versé depuis le début du dosage. (J.Rodier ; 2009)

IV.3.5. Le dosage de l'élément mineur de SiO₂ par la méthode de la colorimétrie de molybdate (un colorimètre de terrain DR890 de HACH)

Les réactifs

- HCl.
- Le molybdate d'ammonium : 10 g (NH₄)₆ MO₇O₂₄, 4H₂O.
- Acide oxalique : 10g C₂ H₂ O₄, 2H₂O dilué dans 100 ml de l'eau distillée.
- Le standard de Si : 1000ppm Si (SiCl₄ dans la solution de NaOH), standard (Merck).

La procédure

Pour 50 ml de l'échantillons ou 25 ml, ajouter rapidement 1 ml ou ½ ml de l' HCl. et 2 ml d'une solution de molybdate d'ammonium. Puis, agiter bien la solution (environ 6 fois) et attendre 5 à 10 minutes. Ensuite, ajouter 1,5ml ou 0.75 ml de la solution d'acide oxalique et bien mixer pour mesurer après 5 minutes. (J.Rodier ; 2009)

IV.3.6. Dosage du Lithium à l'aide du photomètre à flamme « SHERWOOD flame photometer 410 »

Réactifs

- Solution mère étalon de lithium à 100 mg/L : carbonate de lithium 532,3 mg
- Eau déionisée (ou ultra-pure) q.s.p. 1 000 mL
- Solution fille étalon de lithium à 1 mg/L.

Amener 10 mL de la solution mère à 1 000 mL avec de l'eau déionisée.

Préparation

Toutes les solutions et les échantillons seront stockés dans du flaconnage plastique, pour éviter les erreurs par excès associées aux éléments en provenance du verre.

- Eau déionisée ou de qualité équivalente : à utiliser pour préparer tous les réactifs et toutes les solutions étalon et pour diluer les échantillons, si nécessaire.
- On prépare les solutions mères à 100 mg/L. (carbonate de lithium + eau déionisée)
- On prépare des solutions intermédiaires en fonction des gammes d'étalonnage (solutions filles) (25mg/L, 12.5mg/L, 6.25mg/L, 3.13mg/L, 1.06mg/L, 0.5mg/L)
- On utilise ces solutions intermédiaires pour préparer les solutions d'étalonnage. On utilisera une gamme de 06 solutions étalon et le blanc (0 mg/L), réparties dans la gamme de mesure. (J.Rodier ; 2009)

Le photomètre de flamme « SHERWOOD flame photometer 410 »

Principes de Fonctionnement

Lorsque des ions métalliques en solution sont aspirés dans une flamme à basse température (sous forme aérosol) les électrons de ces ions sont excités en état d'énergie plus élevée.

Lorsque ces électrons retournent à l'état de masse l'énergie d'excitation se perd et une longueur d'onde discrète de lumière visible est émise. On peut isoler cette longueur d'onde de lumière d'autres longueurs d'onde de lumière par un filtre optique et on peut découvrir le total de la lumière émise en utilisant un détecteur photo-électrique approprié. La quantité de lumière est proportionnelle (seul les concentrations faibles d'ion métallique) à la quantité d'ions dans la flamme et à cause de cela à la quantité d'ions en solution.

Le signal électrique du détecteur photo-électrique est amplifié et montré à l'affichage digital.

Dosage à l'aide du photomètre à flamme.

Chaque photomètre à flamme à son propre manuel dans notre cas on utilise la procédure du "SHERWOOD flame photometer 410", et qui sont les étapes suivantes:

1. On place le sélecteur de filtre sur la position requise (Lithium).
2. Placer le tube d'entrée du nébuliseur dans un bécher qui contient 100ml de diluant et attendre 30 minutes que la température se stabilise, pour obtenir une température fixe au brûleur lorsque les solutions sont aspirés, après la période de chauffage.
3. Pendant l'aspiration du diluant, ajuster le réglage "blank" pour que l'affichage indique 0.0.
4. Aspirer le standard de concentration le plus élevée.
5. Attendre 20 secondes pour que la lecture soit stable, puis régler les contrôles "fine" et "coarse" pour que l'affichage indique une valeur satisfaisante, par (25mg/L) Li peut être réglé à 20.0.
6. Régler avec soin le contrôle "fuel" pour obtenir une valeur plus élevée. Procéder par petits réglages successifs à intervalles de plusieurs secondes.
7. Retirer la solution standard, attendre 10 secondes, puis aspirer de nouveau une solution blanc de diluant pendant 20 secondes. Régler l'affichage à 0.0 à l'aide du contrôle "blank". Retirer le diluant et attendre 10 secondes.
8. Reprendre les paragraphes 4, 5 et 7 jusqu'à ce que l'affichage du solution blanc est 0.0 (± 0.2) et l'affichage du standard est de $\pm 1\%$.
9. Aspirer tous les standards restants pendant 20 secondes, sans changer les contrôles "fine" et "coarse" (commencer avec la concentration le moins élevée, pour éviter les effets d'apport) et attendre 10 secondes entre les mesures. Noter la valeur de chaque standard et représenter les résultats graphiquement contre les concentrations standards, en utilisant du papier millimétré.
10. Vérifier les standards de calibration et les valeurs blancs.
11. Aspirer chaque échantillon inconnu pendant 20 secondes et noter les valeurs affichées. On peut calculer la concentration de l'élément à l'échantillon inconnu en prenant la concentration de l'échantillon à la courbe de calibration;

IV.4. La représentation simplifiée des caractéristiques chimiques des eaux

L'interprétation des analyses chimiques repose sur la cartographie hydro-chimiques pour illustrer le faciès chimique des eaux et remonter leur origine. Cette représentation utilise des diagrammes puisés dans le logiciel qui s'appelle **DIAGRAMME** initié par le docteur Roland SIMMLER du laboratoire d'hydrogéologie de l'université d'Avignon.

Le recours à des diagrammes et graphiques divers est donc assez fréquent et utile en hydrochimie.

IV.4.1. Diagramme de Piper

Le diagramme de Piper permet de représenter le faciès chimique d'un ensemble d'échantillons d'eaux.

Il est composé de deux triangles équilatéraux à la base surmontés d'un losange au milieu permettant de représenter le faciès hydro-chimiques des eaux par rapport à la concentration relatives des cations et des anions. Ce type de diagramme est particulièrement adapté pour étudier l'évolution du faciès des eaux lorsque la minéralité augmente ou bien pour distinguer des groupes d'échantillons.

IV.4.2. Diagramme de Schoëller et Berkloff

Le diagramme de Schoëller Berkloff permet de représenter le faciès chimique de plusieurs eaux. Chaque échantillon est représenté par une ligne brisée. La concentration de chaque élément chimique est figurée par une ligne verticale en échelle logarithmique. La ligne brisée est formée en reliant tous les points figurant les différents éléments chimiques.

Un groupe d'eau de minéralité variable mais dont les proportions sont les mêmes pour les éléments dissous, donnera une famille de lignes brisées parallèles entre elles. Lorsque les lignes se croisent, un changement de faciès chimique est mis en évidence.

Il est ainsi possible de visualiser le faciès chimique, comme pour le diagramme de Piper, mais aussi la minéralisation de l'eau (sa charge dissoute), ce qui est appréciable. Toutefois, la visualisation du faciès est moins aisée qu'avec le diagramme de Piper.

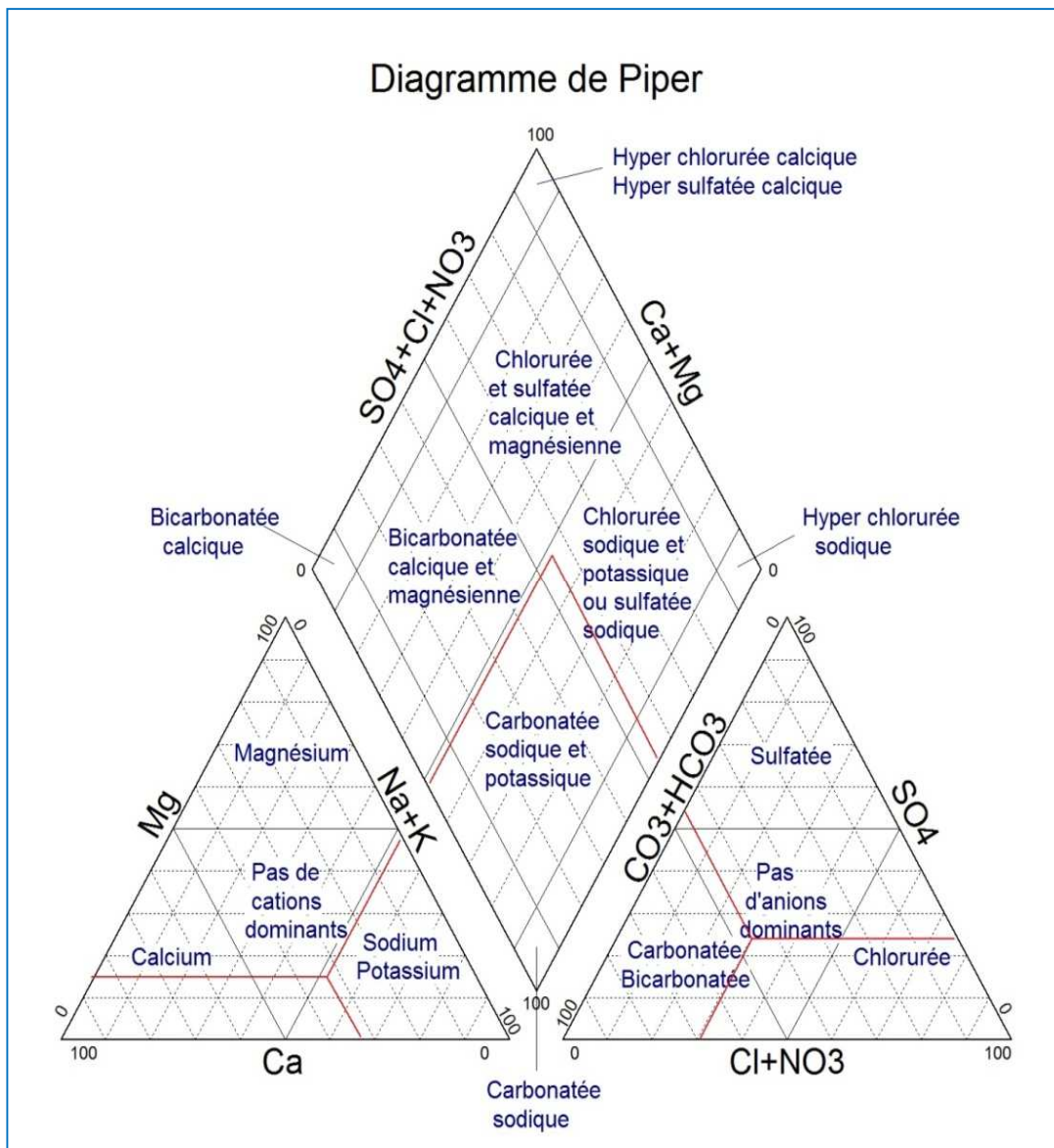


Fig. 39 A : Diagramme de Ppier

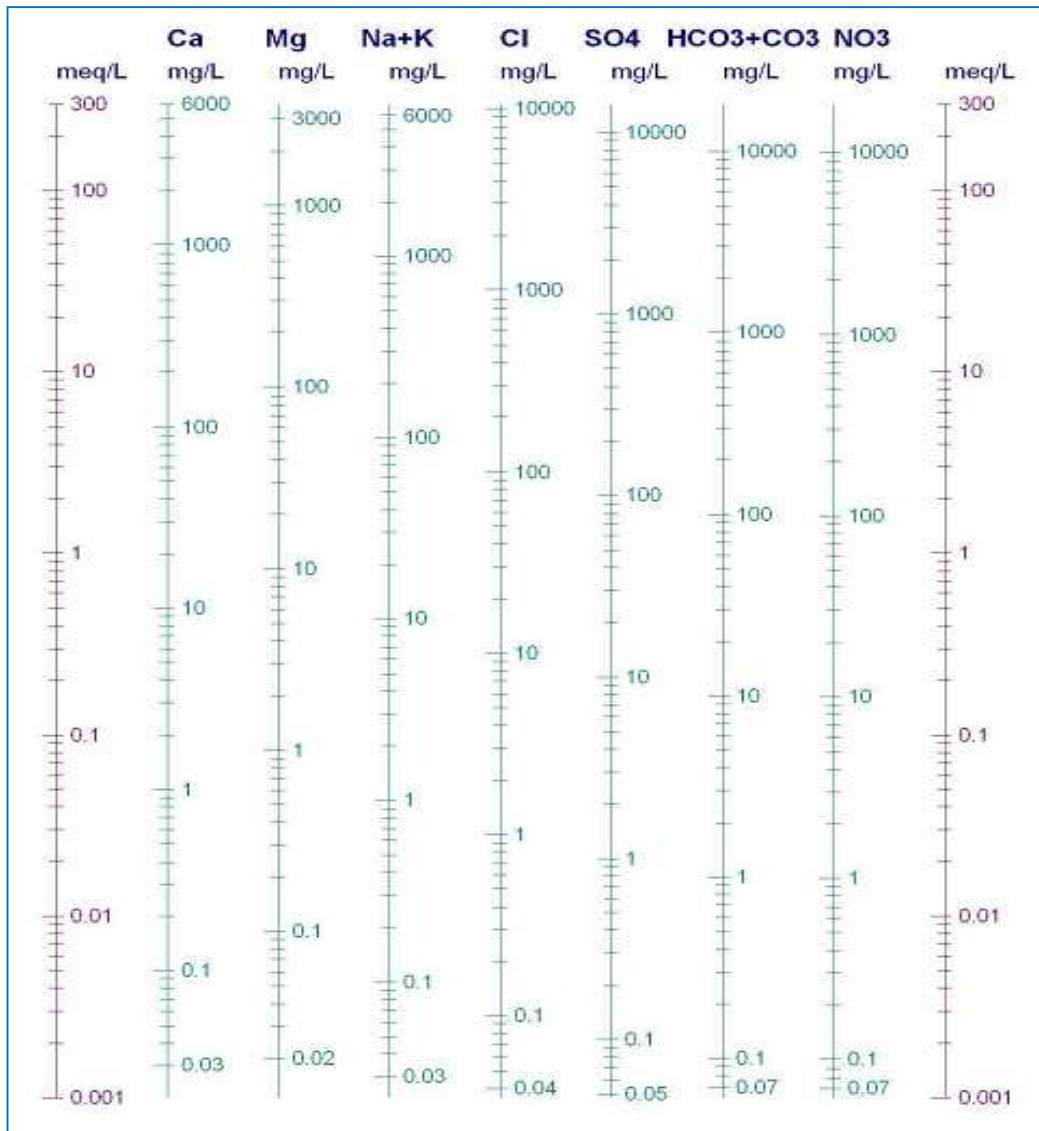


Fig. 39 B: Diagramme de Schoëller et Berkalov.



CHAPITRE V
Hydrochimie



Chapitre V

Hydrochimie

Introduction

En provenance de source naturelle ou de forage, les eaux thermales ont une température et surtout une composition minérale très variable, mais elle est particulièrement représentative du séjour et des conditions en profondeur.

La composition chimique des eaux thermales est traitée dans ce chapitre. le chimisme des eaux de thermales, il est plus que évident que ce chimisme dépend, principalement, de la composition lithologique des couches traversées. Cette interaction influe sur la teneur des éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- ), les concentrations de ces éléments naturels sont conditionnées par divers facteurs tels que les paramètres climatiques, l'activité anthropique, les échanges entre aquifères et les eaux de surface.

La campagne de prospection (2011 et 2012), ainsi que les opérations d'échantillonnages et les mesures *in situ* menées en **Mars 2012**, a permis non pas seulement la prise d'échantillons mais aussi le constat de l'état. Nous présentons dans ce chapitre les sites d'échantillonnage et les résultats des paramètres physico-chimiques de ces sources afin de déterminer la composition chimique et ainsi avoir les données nécessaires pour le calcul des géothermomètres.

V.1. Étude analytique des paramètres physiques

V.1.1. La température

Les valeurs de la température mesurées des quatre sources thermales sont représentées dans le tableau suivant :

Tableau 17 : Valeurs de la température mesurée

<i>les sources</i>	<i>Température (°C)</i>	<i>T_{air}</i>
Hammm Essalhine "Griffon 01"	61	10
Hammm Essalhine "Griffon 02"	50	10
Hammm Elknif	51.7	10
Hammm Djaarir	33,5	15

On remarque que les températures varient de 33.5°C pour Hammm Djaarir jusqu'à 61°C pour le premier griffon de Hammm Essalhine, il faut bien préciser que toutes les mesures des deux griffons de hammm Essalhine effectuées auparavant donnaient des valeurs beaucoup plus élevées de l'ordre de 70°C pour le griffon 01 et 60°C pour le griffon 2.

Les mesures de la température de ces sources nous permettent de les classer selon leur température en :

- 1* Eaux froides** : moins de 20°C **2* Eaux hypothermales** : de 20° à 30°C
3* Eaux mesothermales : de 30° à 50°C **4* Eaux hyperthermales** : plus de 50°C

Tableau 18: Classification des eaux étudiées, selon leur température

<i>les sources</i>	<i>Températures (°C)</i>	<i>classification</i>
Hammm essalhine"Grif 01"	61	Eaux hyperthermales
Hammm essalhine"Grif 02"	50	Eaux hyperthermales
Hammm Elknif	51.7	Eaux hyperthermales
Hammm Djaarir	33,5	Eaux mesothermales

V.1.2. Le pH

Le potentiel hydrogène mesure l'activité des ions H⁺ dans une eau, plus simplement, il mesure l'acidité ou l'alcalinité d'une solution. Les valeurs du pH mesurées sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 19 : Valeurs du pH mesuré

<i>les sources</i>	<i>pH</i>
Hammm Essalhine "Griffon 01"	7,62
Hammm Essalhine "Griffon 02"	7,55
Hammm Elknif	7.4
Hammm Djaarir	7,55

Le *pH* de toutes les eaux avoisine la neutralité et varie de 7,40 à 7,62, avec un caractère plus ou moins alcalin. Ces valeurs témoignent des variations de la CO₂, dissous dans l'eau et aussi de la diffusion du gaz carbonique atmosphérique.

V.1.3. La conductivité électrique

Les valeurs la conductivité électrique mesurées sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 20: Valeurs de la conductivité électrique mesurées

<i>les sources</i>	<i>Conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$)</i>
Hammam Essalhine "Griffon 01"	3150
Hammam Essalhine "Griffon 02"	3270
Hammam Elknif	3560
Hammam Djaarir	5420

Les valeurs mesurées de la conductivité indiquent une minéralisation élevée car elles sont toutes globalement supérieures à 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, montrant deux cas de figure très distinct : Hammam Essalhine et Hammam elknif, qui ont une conductivité presque comparable aux alentours de 3100 à 3600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et le cas de la conductivité mesurée à hammam Djaarir qui est supérieur à 5400 $\mu\text{S}/\text{cm}$. de cela traduit la grande solubilité des sels à des grandes températures.

Issaadi (1992) a regroupé les sources minérales et thermales Algériennes en quatre classes citées dans le tableau suivant.

Tableau 21: Classification des eaux des sources minérales et thermales Algériennes selon la conductivité.

Classe	Conductivité
Classe 1	Inferieur à 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$
Classe 2	Entre 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 7000 $\mu\text{S}/\text{cm}$
Classe 3	Entre 7500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 15000 $\mu\text{S}/\text{cm}$
Classe 4	Superieur 15000 $\mu\text{S}/\text{cm}$

*Toutes nos sources sont de classe 2

V.1.4. Le Total des Solides Dissous (TDS)

Les valeurs du Total des Solides Dissous (TDS) mesurées sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 22: Valeurs du Total des Solides Dissous (TDS)

<i>les sources</i>	<i>TDS (mg/l)</i>
Hammam Essalhine "Griffon 01"	1690
Hammam Essalhine "Griffon 02"	1750
Hammam Elknif	1910
Hammam Djaarir	2930

Comme pour la conductivité les valeurs mesurées du TDS, indiquent un taux très élevée des sels dissous, cela traduit la grande solubilité des sels à des grandes températures, de même un écart et remarquable entre la TDS mesurée à (Hammam Essalhine et Hammam Elknif) et celle de Hammam Djaarir.

Les mesures du TDS de ces sources nous permettent de les classer selon le goût car dans une étude réalisée par l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS), un jury de dégustateurs sont venu à la conclusion sur la quantité de TDS préférable dans l'eau :

Tableau 23: Goût de l'eau avec différentes concentrations du TDS

<i>Niveau du TDS en (mg/l)</i>	<i>Évaluation</i>
Mois de 300	Excellent
300 – 600	Bien
600 – 900	Passable
900 – 1200	Faible
Plus de 1200	Inacceptable

V.1.5. La salinité (S)

Les valeurs de la salinité mesurées sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 24: Valeurs de la salinité

<i>les sources</i>	<i>Salinité (‰)</i>
Hamмам Essalhine "Griffon 01"	1,7
Hamмам Essalhine "Griffon 02"	1,7
Hamмам Elknif	1.9
Hamмам Djaarir	3

De même que pour la conductivité et la TDS Ces valeurs indiquent que les eaux thermales de Khenchela sont minéralisées et auraient traversé les terrains triasiques gypso-salifères et sont liées à la grande solubilité des sels (Na Cl, CaSO₄ 2H₂O, CaSO₄ et Na₂SOH).

V.2. Étude analytique des paramètres chimiques

Les eaux naturelles constituent un milieu complexe. Si leurs compositions sont en relation directe avec les constituants des sols et des couches géologiques traversées, la qualité des eaux est largement affectée par le couvert végétal, les pratiques agricoles, l'urbanisation et plus généralement par l'activité économique développée dans les paysages où elles coulent. (J.Rodier ; 2009).

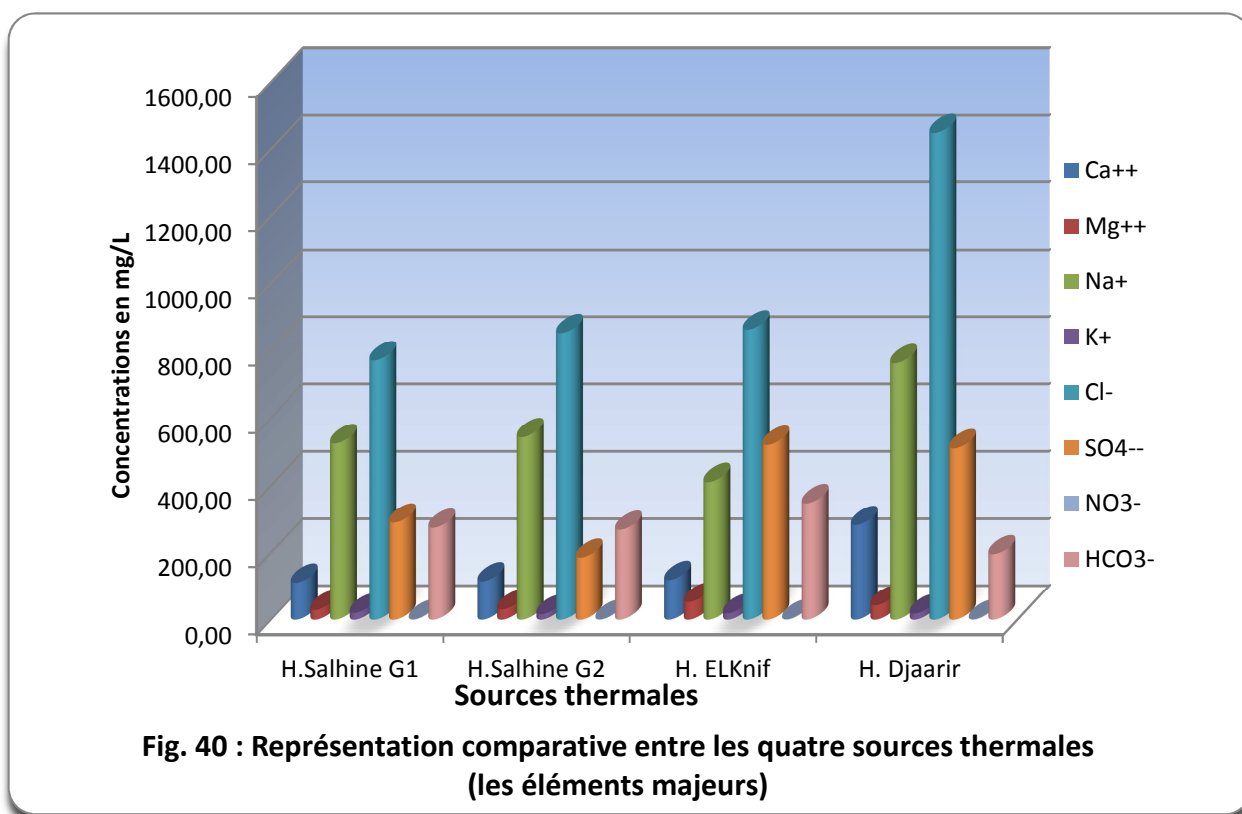
V.2.1. Les éléments majeurs

Les résultats d'analyses chimiques en éléments majeurs des eaux de sources concernées sont présentés dans le tableau suivant :

Tableau 25: Les analyses chimiques en élément majeurs (mg/l)

Les sources	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻
H.Salhine G1	110,22	29,16	525,00	20,00	770,35	290,00	1,30	274,5
H.Salhine G2	114,23	30,38	543,00	16,00	852,00	185,00	1,30	268,4
H. Knif	118,24	52,25	410,50	19,00	862,65	520,00	1,68	347,7
H. Djaarir	282,56	42,53	762,00	18,00	1 448,40	510,00	1,22	195,2

On remarque tout de suite la prédominance du Cl⁻ sur les autres anions et du Na⁺ sur cation, aussi une grande similitude entre les deux griffons de hammam Essalhine, le plus frappant c'est les teneurs excessivement élevées du Cl⁻ Et du Ca⁺⁺ dans les eaux de hammam Djaarir (le double de teneurs des autres sources)



V.2.1.1. Le Calcium

Le calcium est un métal alcalino terreux extrêmement répandu dans la nature et en particulier dans les roches calcaires sous forme de carbonates.

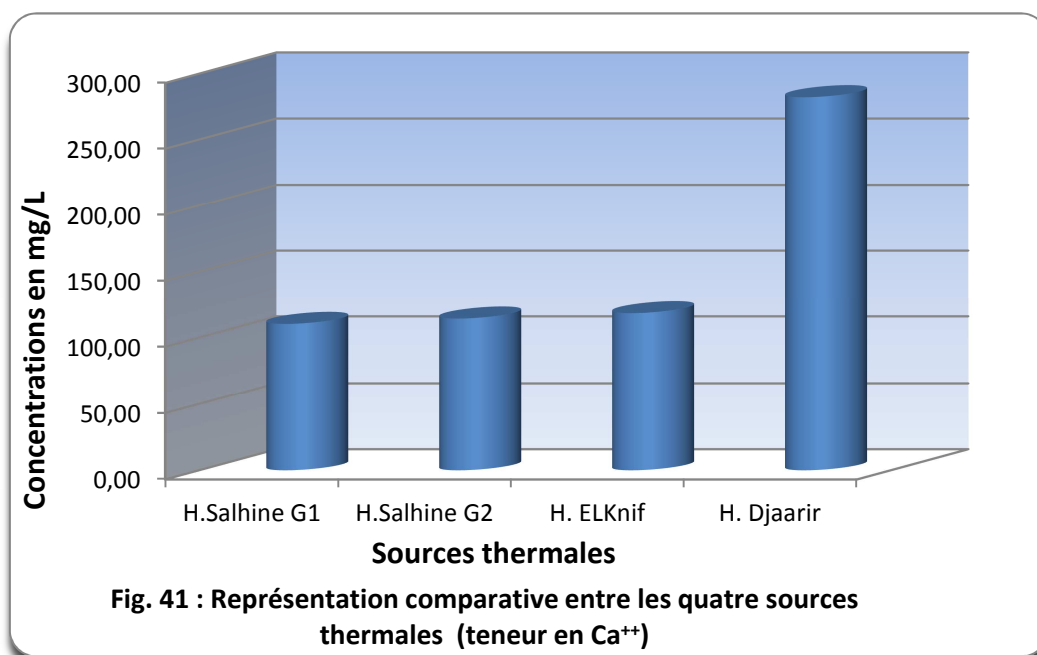
C'est un composant majeur de la dureté de l'eau, il est généralement l'élément dominant des eaux potables. Sa teneur varie essentiellement suivant la nature des terrains traversés. Il existe surtout à l'état d'hydrogénocarbonates et en quantité moindre, sous forme de sulfates, chlorures, etc. les eaux de pluies, de citernes n'en referment que des traces. Certaines eaux minérales en contiennent plusieurs centaines de milligrammes par litre. (J.Rodier ; 2009).

La présence des ions Ca^{+2} dans l'eau est liée principalement à deux origines naturelles :

- Soit la dissolution des formations carbonatées : $(\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{+2} + \text{CO}_3^{-2})$
- Soit la dissolution des formations gypseuses : $\text{CaSO}_4 + 2(\text{H}_2\text{O}) \rightarrow \text{Ca}^{+2} + \text{SO}_4^{-2} + 2(\text{H}_2\text{O})$.

Dans le cas où on a un échange contre le sodium ou l'absence de minéraux riches en calcium, la teneur en calcium sera faible. Par contre la teneur élevée en calcium provient de la mise en solution du gypse ou de l'anhydrite.

On remarque que les griffons de H.Essalhine et le forage de H.Elknif ont des valeurs de teneur en calcium très proches ne variant que de moins de 4 mg/l comprennent des valeurs variant entre **110.22 mg/l** comme étant valeur minimale correspond au griffon 01 de H. Essalhine, et **282,56 mg/l** comme étant valeur maximale correspond à la source de H. Djaarir.



Ces concentrations indiquent que les eaux sont influencées par la dissolution des formations carbonatées et les formations gypseuses contenues dans les terrains salifères du Trias. La concentration très élevée dans les eaux de H. Djaarir est due au sol calcaire humifère caractérisant la région de Bouhmmama.

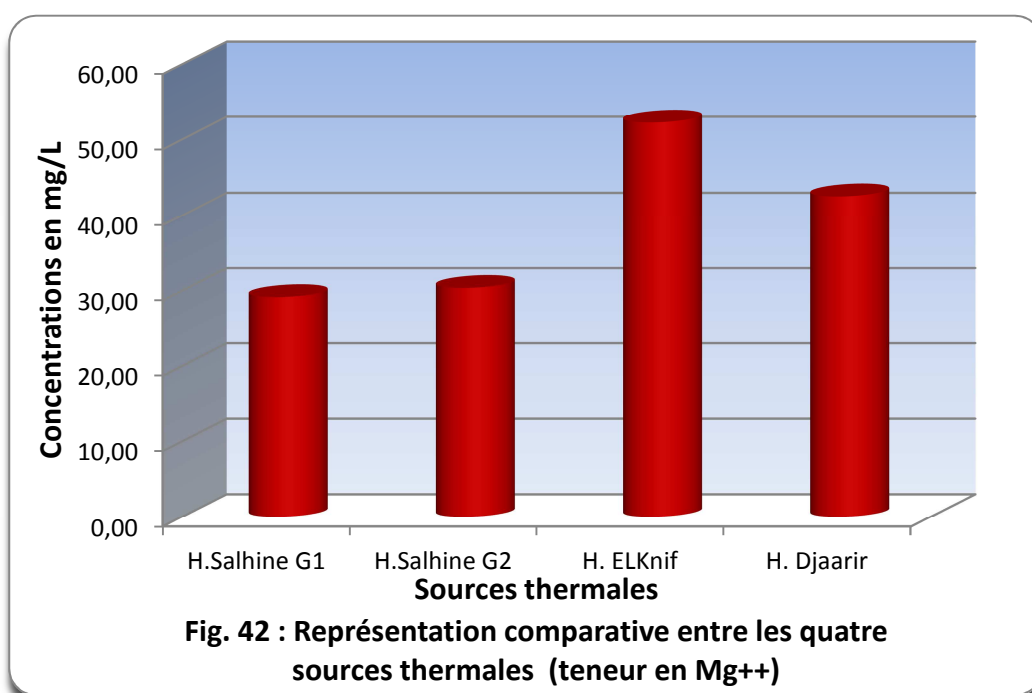
V.2.1.2. Le Magnésium

Le magnésium est un des éléments les plus répandus dans la nature ; il constitue environ 2,1 % de l'écorce terrestre.

La plupart de ses sels sont très solubles dans l'eau, même le carbonate peut être dissous jusqu'à 300 mg/L, à 20 °C. Son abondance géologique, sa grande solubilité, sa large utilisation industrielle (chimie de la potasse, alliages, pyrotechnie, batteries sèches, réducteur chimique, etc.) font que les teneurs dans l'eau peuvent être importantes, allant de quelques milligrammes à, quelquefois, plusieurs centaines de milligrammes par litre. (J.Rodier ; 2009).

La teneur dépend de la composition des roches sédimentaires rencontrées (calcaires dolomitiques : $\text{MgCO}_3 \rightarrow \text{Mg}^{+2} + \text{CO}_3^{-2}$, dolomies : $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2 = \text{Mg}^{+2} + \text{Ca}^{+2} + 2(\text{CO}_3^{-2})$ du Jurassique ou du Trias moyen). Les valeurs les plus faibles sont relevées dans la plupart des eaux des massifs anciens. (J.Rodier ; 2009).

Le magnésium constitue un élément significatif de la dureté de l'eau. (J.Rodier ; 2009).



On remarque que les sources comprennent des valeurs de teneur en magnésium très hautes variant entre **29.16 mg/l** comme étant valeur minimale correspond au griffon 1 de H. essalhin, et **42.53 mg/l** comme étant valeur maximale correspond à la source de Hammam Djaarir et Ain Elfakroun.

L'interprétation de cette variation des valeurs est que ces concentrations indiquent que la teneur en Magnésium est influencée par le passage des eaux à travers les roches sédimentaires rencontrées qui sont les calcaires dolomitiques et les dolomies du Jurassique ou du Trias.

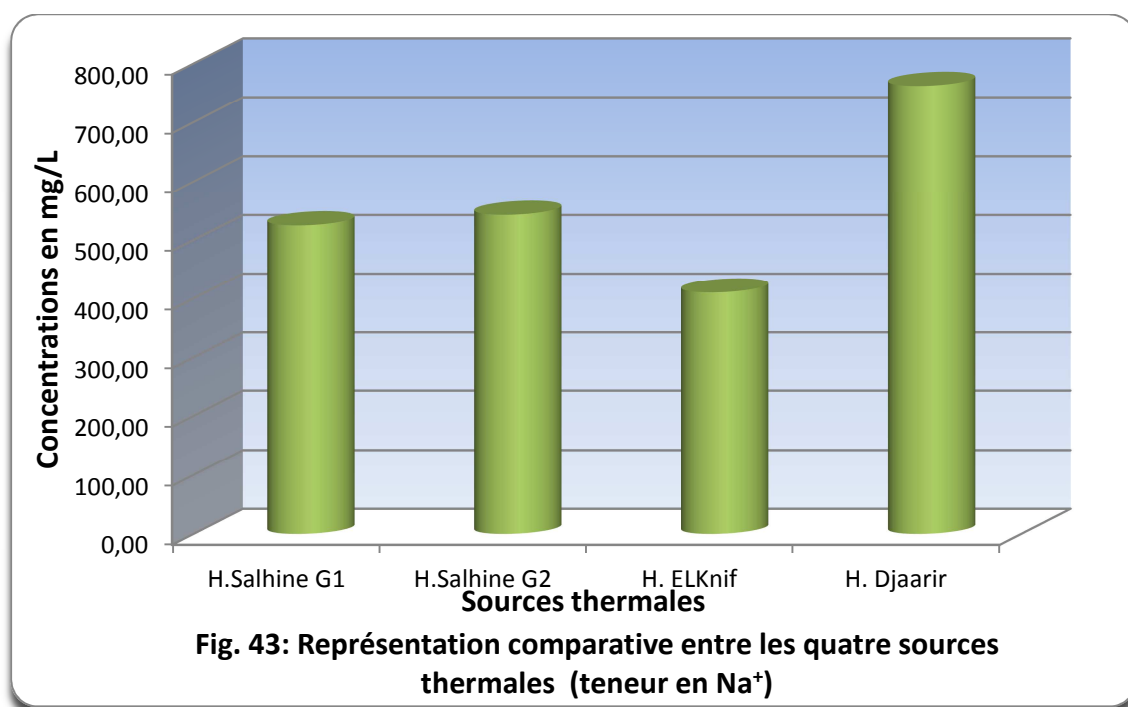
V.2.1.3. Le Sodium

Le sodium est un élément constant de l'eau, toutefois, les concentrations peuvent être extrêmement variables allant de quelques dizaines de milligrammes à 500 mg/l et même au-delà.

Indépendamment de la lixiviation des formations géologiques contenant du chlorure de sodium, le sel peut provenir de la décomposition de sels minéraux comme les silicates de sodium et d'aluminium, des retombées d'origine marine, de la venue d'eaux salées dans les nappes aquifères, de son emploi pour faire fondre la neige, des nombreux usages industriels, etc. (J.Rodier ; 2009).

L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères. La plus importante source de sodium se trouve dans les évaporites.

L'existence d'inclusion évaporitiques sous forme de roches salines riches en NaCl et CaSO₄ et Na₂SO₄ (Halite, gypse et mirabilites) peut être aussi à l'origine de cet élément.



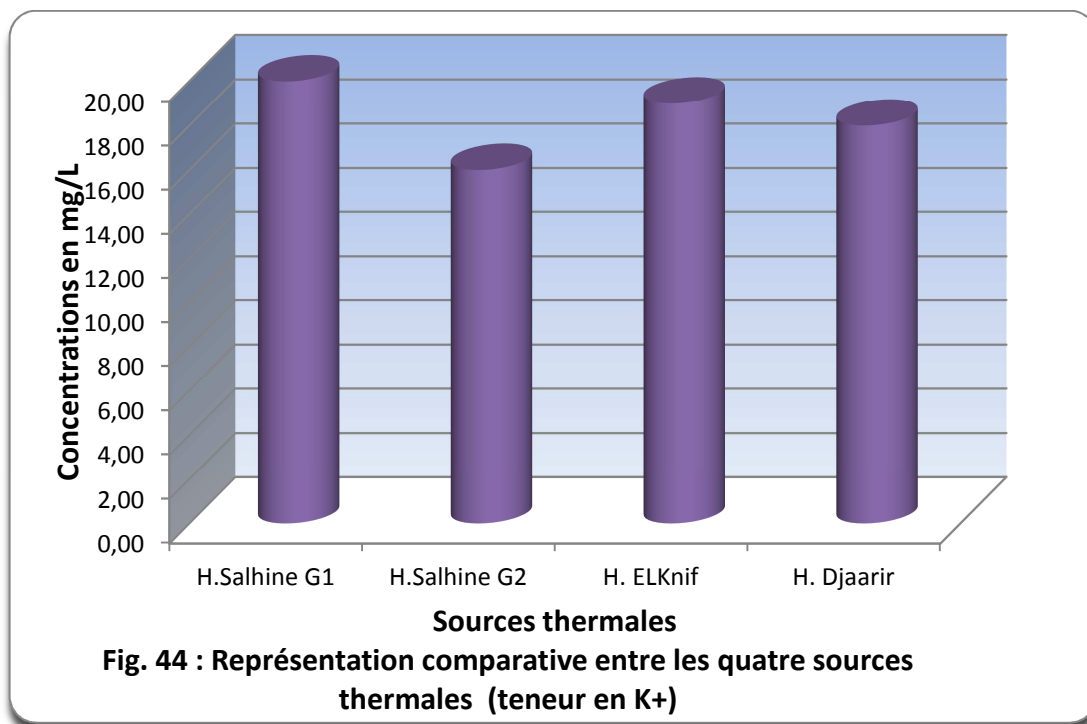
On remarque que les sources comprennent des valeurs de teneur en sodium variant entre **410.50 mg/l** comme étant valeur minimale correspond au griffon 01 de H. Essalhin, et **762 ,00 mg/l** comme étant valeur maximale correspond à la source de Hammam Djaarir. Aussi le griffon 1 et 2 de H.Essalhin ont des concentrations très proches.

Ces concentrations témoignent d'un apport salifère à partir des formations évaporitiques liées principalement à la dissolution des formation salifères, la plus importante source de sodium se trouve dans évaporites (halites NaCl, mirabilite NaSO₄(10(H₂O))).

V.2.1.4. Le Potassium

Le potassium provient de l'altération des formations silicatées (Gneiss, Schistes), des argiles potassiques, et de la dissolution des engrais chimiques (NPK) qui sont utilisés massivement par les agriculteurs.

En générale, 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.(M.Athemena ; 2006).



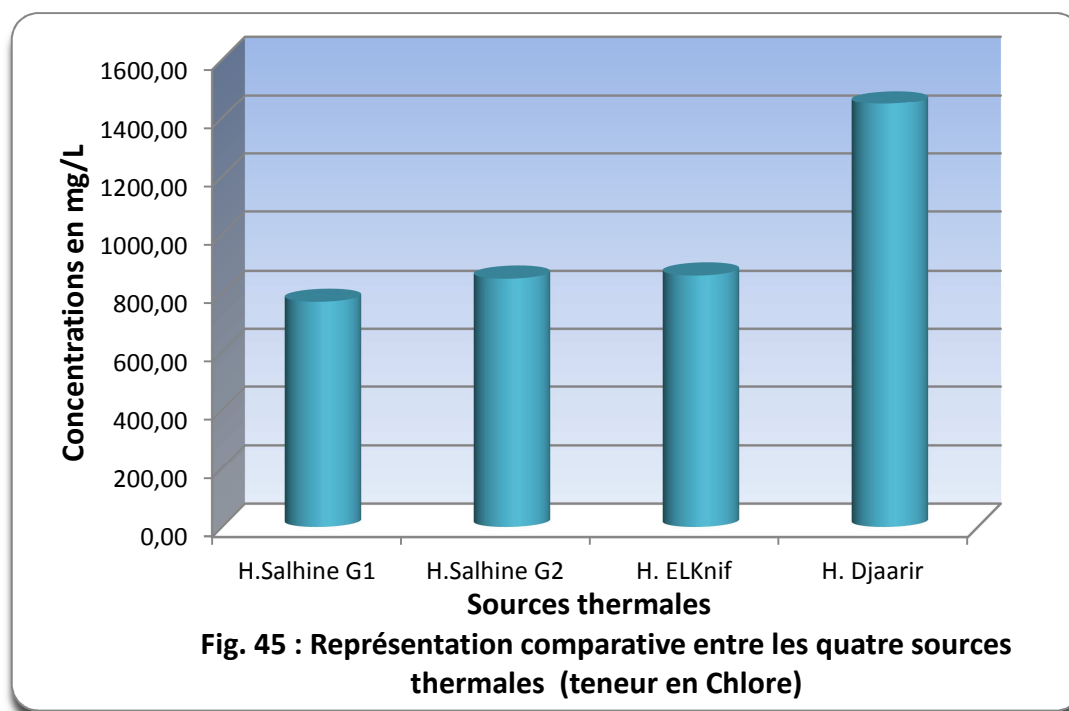
D'après les résultats, On remarque que les sources comprennent des valeurs de teneur en potassium très proches varient entre **16 mg/l** comme étant valeur minimale correspond au Griffon 02 de H. Essalhine, et **20.00 mg/l** comme étant valeur maximale correspond à l'autre griffon du même Hammam.

V.2.1.5. Les Chlorures

L'origine de cet élément est comme pour le 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 être à l'origine de cet élément. (M.Athemena ; 2006).

Les teneurs en chlorures des eaux sont extrêmement variées et liées principalement à la nature des terrains traversés. Ainsi, les eaux courantes exemptes de pollution ont une teneur généralement inférieure à 25 mg/L, mais dans certaines régions, la traversée de marnes salifères peut conduire à des teneurs exceptionnelles de 1 000 mg/L. (J.Rodier ; 2009).

Le chlore est présent dans les eaux naturelles bien qu'il soit en faible quantité. Dans les eaux de pluies il avoisine les 4 mg/l et dans les eaux de mer il avoisine les 18,98 g/l. La teneur du chlore dans les eaux continentales peut être maximum sur les zones côtières et moins en s'éloignant de la mer. Généralement les eaux riches en chlore sont riches en sodium, parfois le calcium remplace le sodium. (M.Athemena ; 2006)



On remarque que les sources comprennent des valeurs de teneur du Chlore variant entre **770.35 mg/l** comme étant valeur minimale correspond au griffon 01 de H. essalhine, et **1448,40 mg/l** comme étant valeur maximale correspond à la source de Hammam Djaairir. Dépassant largement les normes de potabilité de l'OMS (250 mg/L).

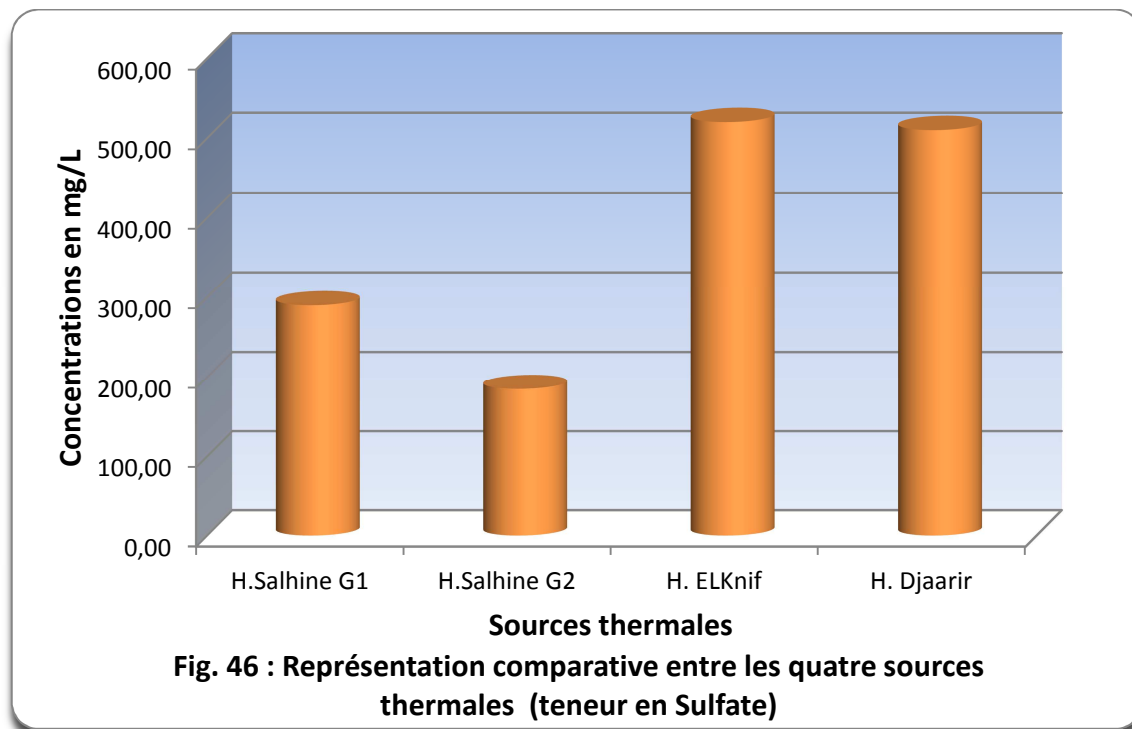
Ces teneurs présentent des valeurs importantes par rapport à celle du sodium, à cause des caractéristiques spéciales de cet élément qui ne rentre pas dans les phénomènes de précipitation chimique, ne s'adsorbe pas par les formations géologiques et qui est très mobile. (M.Athemena ; 2006)

Ces concentrations témoignent d'un apport salifère à partir des formations évaporitiques liées aux Sebkhass qui se trouvent près de la région de Khenchela.

V.2.1.6. Les Sulfates

La concentration en ion sulfate des eaux naturelles est très variable. Dans les terrains ne contenant pas une proportion importante de sulfates minéraux, elle peut atteindre 30 à 50 mg/l, mais ce chiffre peut être très largement dépassé (jusqu'à 300 mg/l) dans les zones contenant du gypse ou lorsque le temps de contact avec la roche est élevé. (J.Rodier ; 2009).

Donc 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 1 mg/l. (M.Athemena ; 2006)



On remarque que les sources comprennent des valeurs de teneur en sulfate variant entre **14,00 mg/l** comme étant valeur minimale correspond à la source d'El Maa Lakhal, et **510,00 mg/l** comme étant valeur maximale correspond à la source de Hammam Djaarir.

La présence des sulfates dans les eaux de nos sources est liée plus à la dissolution des formations gypseuses. Pour le forage de H. Elkinf et H. djaarir est certainement dû à la dissolution de la mirabilite $\text{NaSO}_4(10\text{H}_2\text{O})$

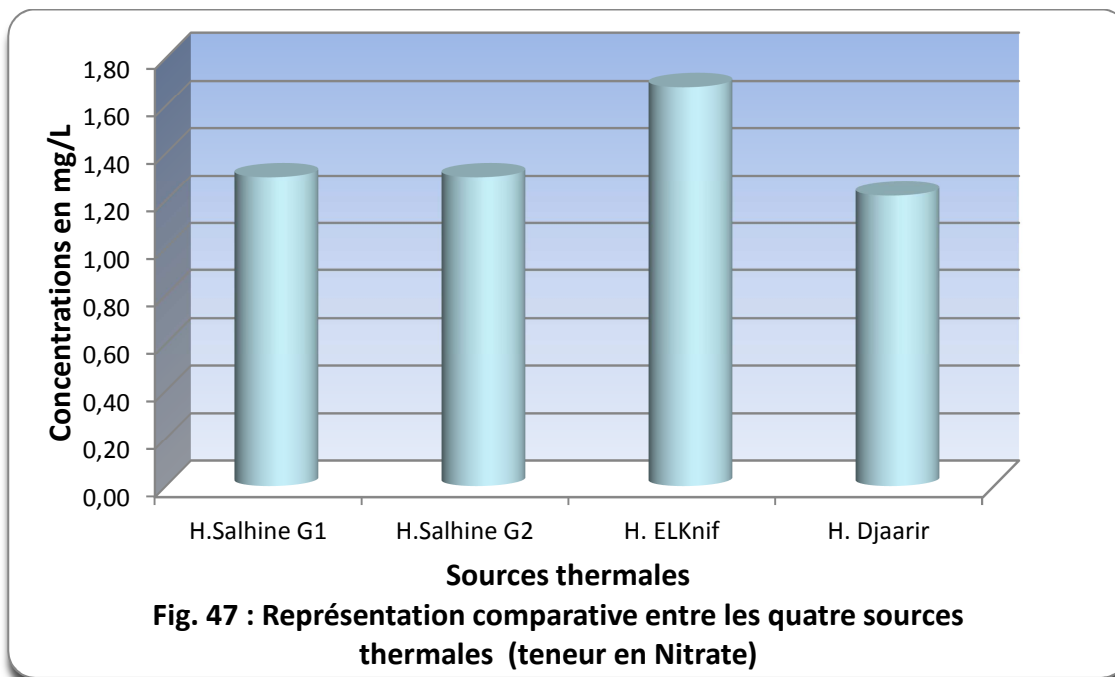
V.2.1.7. Les Nitrates

Toutes les formes d'azote (azote organique, ammoniacque, nitrites, etc.) sont susceptibles d'être à l'origine des nitrates par un processus d'oxydation biologique. Dans les eaux naturelles non polluées, le taux de nitrates est très variable suivant la saison et l'origine des eaux ; il peut varier de 1 à 15 mg/l et une concentration de 2 ou 3 mg/l peut être considérée comme normale.

À l'origine du cours d'eau, la teneur en nitrates est très souvent comprise entre 0,05 et 0,2 mg/l, puis elle s'élève progressivement jusqu'à quelques mg/L le long du parcours au fur et à mesure que croît la distance aux sources. (J.Rodier ; 2009).

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 que l'origine des nitrates dans les eaux souterraines est essentiellement externe (apport anthropique). Les nitrates sont utilisés comme indice de pollution. (M.Athemena ; 2006).

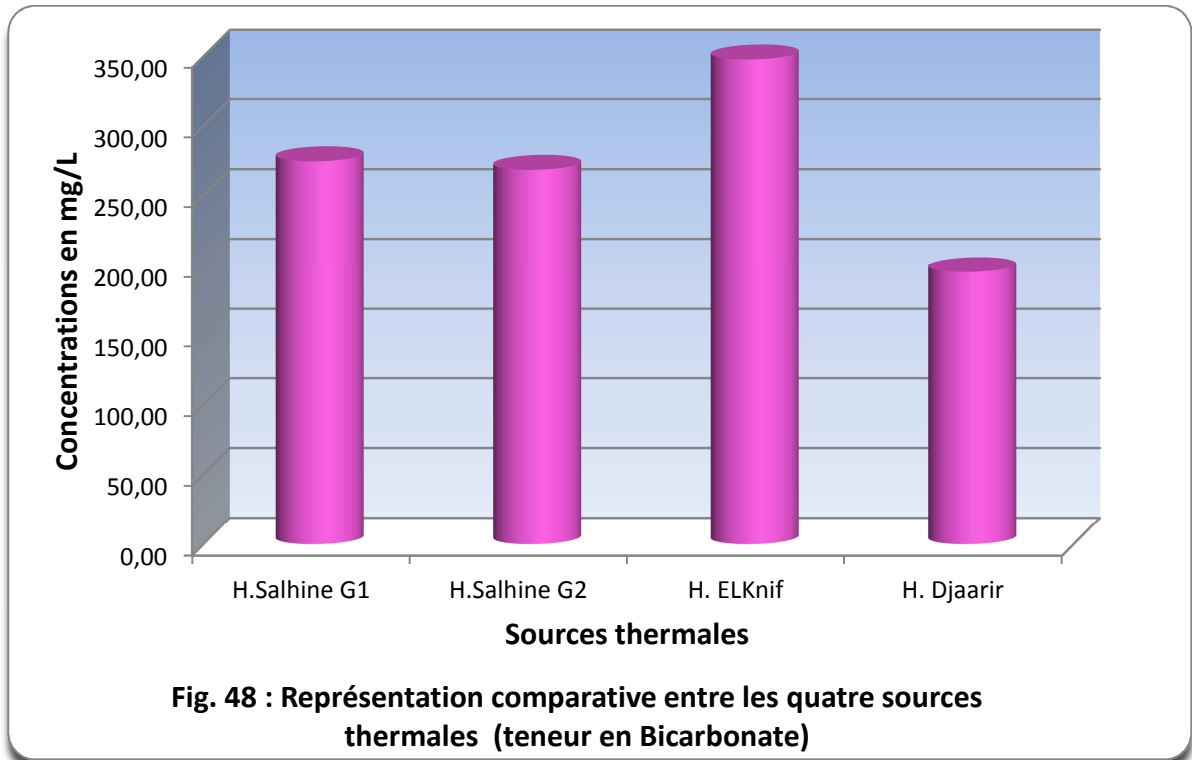


On remarque que les sources comprennent des valeurs de teneur en nitrates variant entre **1,22 mg/l** comme étant valeur minimale correspond à la source de Hammam Djaarir, et **1,68 mg/l** comme étant valeur maximale correspond au forage de Hammam Elknif.

Son origine est l'infiltration des produits des engrais des terres agricoles avoisinantes des zones de recharge. Malgré que les teneurs sont minime <1.68mg/L (norme OMS <50mg/L)

V.2.1.8. 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.



On remarque que les sources comprennent des valeurs de teneur en bicarbonates varient entre **195,2 mg/l** comme étant valeur minimale correspond à la source de Hammam Djaairir, et **347,7 mg/l** comme étant valeur maximale correspond au forage de H. Elknif.

Donc la présence des bicarbonates peut être due à la dissolution des roches calcaires qui constituent le substratum.

V.2.2. Les éléments mineurs

À côté des éléments majeurs que nous avons décrits, les eaux contiennent de nombreux autres éléments que nous qualifierons de mineurs, en raison de leurs concentrations généralement plus faibles que pour les premiers. (J.Rodier ; 2009).

Les métaux dominants dans les eaux naturelles sont : l'aluminium, le fer et le manganèse. De l'ordre de la fraction de mg/l dans les eaux de surface. (J.Rodier ; 2009).

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 les origines de ces eaux. Ils sont regroupés dans deux familles : (M.Athemena ; 2006).

- **Les terres-rares ou Lanthanides** : ont des teneurs extrêmement faibles dans les eaux souterraines. Elles ne sont pas actuellement utilisées en hydrogéologie.
- **Les métaux** : sont les plus employés, ils se regroupent dans trois familles :
 - **Les alcalin et alcano-terreux** : Rb, Sr, Li, Ba...
 - **Les métaux de transition** : Sc, Ti, Cr, Mn, Fe, Cu...
 - **Les métaux lourds** : Zn, Cd, Pb, U...

Les teneurs en éléments traces de l'ensemble des points d'eau à étudier sont variables d'un point à un autre, mais restent généralement faibles à l'exception de la silice qui présente des teneurs relativement importante.

Les résultats d'analyses chimiques en éléments mineurs des eaux de sources concernées sont présentés dans le tableau suivant :

Tableau 26 : Les analyses chimiques en élément mineurs (mg/l)

Sources	Fe (mg/l)	Mn (mg/l)	Li (mg/l)	Cu (mg/l)	Zn (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)
H.Salhine G1	< 0,001	0,062	0.23	< 0,001	0,095	66,8
H.Salhine G2	< 0,001	0,053	0.25	< 0,001	0,087	62,92
H.Elknif	< 0.001	0.062	0.24	< 0.001	0.104	67
H Djaarir	< 0,001	0,077	0.15	< 0,01	0,105	40,92

V.2.2.1. La Silice

Les composés siliceux représentent environ 28 % de la lithosphère (quartz, sables, roches ignées, etc.). Combinée à de nombreux minéraux, la silice forme des silicates. La dégradation de ces produits est à l'origine de la silice naturelle dans l'eau où elle se présente soit à l'état soluble (ionique), soit à l'état colloïdal, soit en suspension. Sa faible solubilité est liée à la température, au pH et à la composition des minéraux, la concentration saturante allant de 5 mg/l à 0 °C à 140 mg/l à 25 °C. En solution, cet élément peut exister, en fonction du pH, sous forme d'acide silicique ou d'ions silicates. Les eaux des régions volcaniques peuvent en contenir plusieurs dizaines de milligrammes par litre. (J.Rodier ; 2009).

D'ailleurs la silice est utilisée 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. (M.Athemena ; 2006).

Les concentrations de la silice varient entre **6,1 mg/l** comme étant valeur minimale correspond à la source de Ain Thimizabine, et **66,8 mg/l** comme étant valeur maximale correspond à la source de Hammam Essalhine (griffon N°02).

V.2.2.2. Le Manganèse

Le manganèse présent dans l'eau peut s'y trouver, à des valences différentes (II, III et IV), à l'état soluble ou en suspension ou sous forme de complexes ; sa solubilité dépend du pH, de l'oxygène dissous, de la présence d'agents complexants. Certaines eaux souterraines ont des teneurs de l'ordre de 1 mg/l en particulier lorsqu'il y a une attaque par l'eau de la roche support en milieu réducteur, ou sous l'action de certaines bactéries. (J.Rodier ; 2009).

Dans ces conditions, il est associé au fer avec lequel il coprécipite par oxydation. Les eaux de surface en contiennent généralement moins de 0,05 mg/l.(J.Rodier ; 2009).

Les teneurs en manganèse s'étalent entre **0,077 mg/l** comme étant valeur minimale correspond à la source de Hammam Djaairir, et **0.041 mg/l** comme étant valeur maximale correspond à la source de Ain Essilene.

V.2.2.3. Le Zinc

Le zinc est un élément lourd, toxique. Dans l'eau, la solubilité des chlorure et sulfate de zinc est importante, leur hydrolyse conduit à une diminution du pH. En présence d'un excès d'hydrogénocarbonate, la solubilité du zinc est contrôlée par la solubilité du carbonate qui est relativement soluble et de l'hydroxyde qui l'est peu. D'une façon générale, les eaux à pH faible ont des teneurs en zinc plus importantes. La présence de zinc dans les eaux de surface doit être rattachée à des activités industrielles. (J.Rodier ; 2009).

Les teneurs en manganèse s'étalent entre **0.080 mg/l** comme étant valeur minimale correspond à la source de Ain El Fakroune, et **0,105 mg/l** comme étant valeur maximale correspond à la source de Hammam Djaairir.

V.2.2.4. Le Fer

Très répandu, le fer se classe au 4e rang des éléments de la croûte terrestre. Les eaux de surface peuvent contenir jusqu'à quelques mg/l de fer ayant pour origine la lixiviation des terrains traversés ou les pollutions industrielles. (J.Rodier ; 2009).

On enregistre que les teneurs en fer dans tous les échantillons sont de **< 0.01 mg/l**.

V.2.2.5. Le Cuivre

Le cuivre peut se rencontrer dans certaines eaux naturelles généralement à des teneurs inférieures à 1 mg/l sous forme ionique ou de complexes (cyanures, ammoniacque, produits organiques, etc.). (J.Rodier ; 2009).

On enregistre que les teneurs en cuivre dans tous les échantillons sont de **< 0.01 mg/l**.

V.2.2.6. Le Lithium

Le lithium est connu par son caractère d'indicateur de lithofacies et de degré d'interaction eau-roche. Il peut aussi renseigner sur le temps de séjours des eaux souterraines.

C'est un élément lithophile (Edmunds, 1989). C'est-à-dire qu'il ne est pas apporté par les pluies météoriques mais plutôt acquis lors du transit dans l'aquifère. Ainsi, plus l'eau en sera chargée et plus l'on dira que l'échange aura été long avec l'encaissant, ici le socle précambrien ou les basaltes tertiaires. On constate déjà que l'on a une notion de temps de résidence dans l'aquifère. La présence de cet élément peut-être liée soit à la dissolution, s'ils

existent, de minéraux tels que le Lépidoite [(K (Li, Al) 3(Al, Si) 4O₁₀ (F, OH) 2] qui est un phyllosilicate du groupe très important des micas. Ces derniers (blancs ou noirs), dont les granites et pegmatites sont riches, pourraient être les principaux pourvoyeurs en Lithium. **(DIB, 2009 in OSMANI S. ; 2012).**

Les teneurs en lithium sont très proches pour les deux griffons de hammam Essalhine et le forage de Hammam elknif dans l'intervalle [0.23-0.25]mg/l. mais un grand écart est observé à hammam djaarire avec une teneur minimale de 0.15 mg/l.

V.3. La représentation simplifiée des caractéristiques chimiques des eaux

V.3.1. Diagramme de Piper

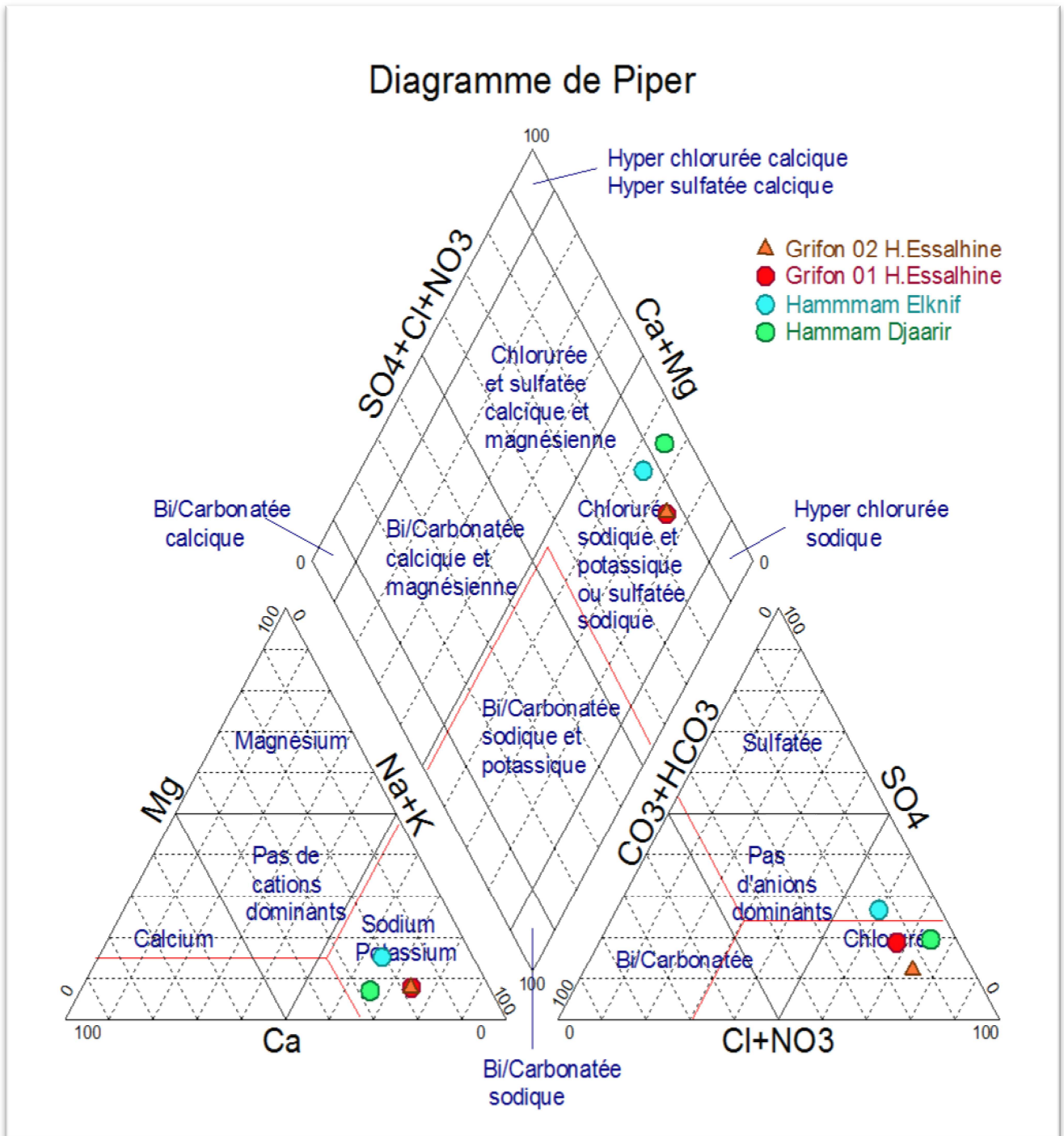


Fig. 49: Représentation sur diagramme de Piper des compositions en éléments majeurs des sources d'eau de la zone d'étude

Le diagramme de Piper démontre clairement que les eaux thermales de la zone étudiée ont un faciès chimique « chloruré sodique », avec une superposition des points des deux griffons de Hammam Essalhine dans le diagramme de piper

V.3.2. Diagramme de Schoëller Berkalov

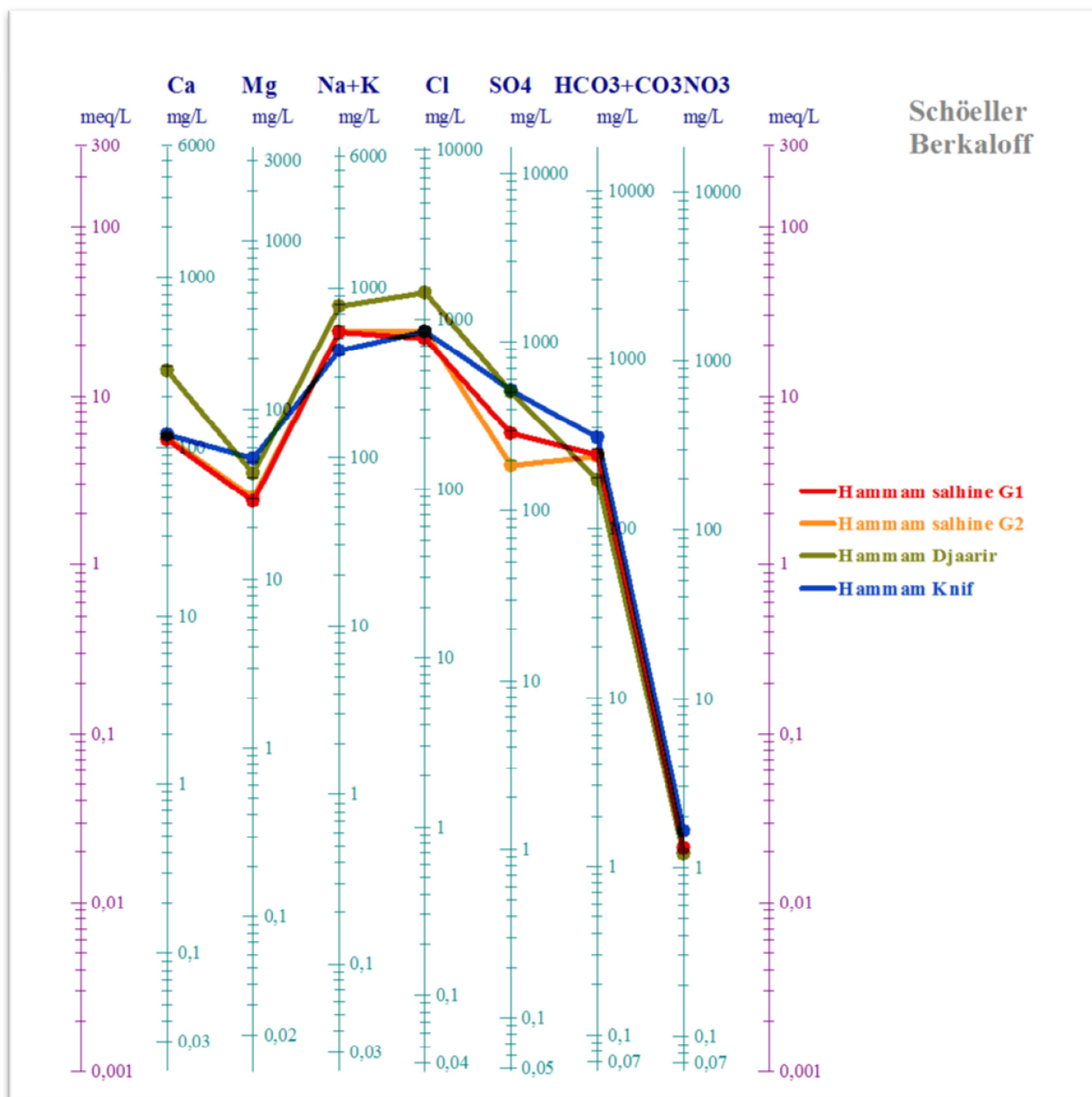


Fig. 50: Représentation sur diagramme de Schoëller Berkalov des compositions en éléments majeurs des sources d'eau de la zone d'étude

Le diagramme tracé pour les eaux thermales de la zone d'étude confirme la dominance du faciès « chloruré sodique », permettant de dire que la minéralisation des eaux est liée aux ions Cl^- et Na^+

V.4 Origine des éléments chimiques :

Les eaux souterraines qui circulent et qui alimentent les gisements géothermaux sont influencées par les formations carbonatées et les formations gypseuses contenues dans les terrains salifères du Trias, ainsi que des formations dolomitiques. Le parcours d'écoulement et les couches traversées influent sur l'acquisition des éléments chimiques. En se basant sur les mesures et les analyses chimiques, on va essayer d'identifier l'origine probable de ces éléments, afin de déterminer l'influence et les équilibres qui peuvent se produire.

V.4.1 Origine des éléments (Ca^{2+} - SO_4^{2-} - HCO_3^-) :

Le calcium peut être originaire des formations carbonatées et du gypse, et cela en fonction des bicarbonates et des sulfates; l'établissement des graphes où nous avons représenté le calcium en fonction des bicarbonates et des sulfates (figure 51 A&B). La lecture des graphes montre que les échantillons ont une origine carbonatée.

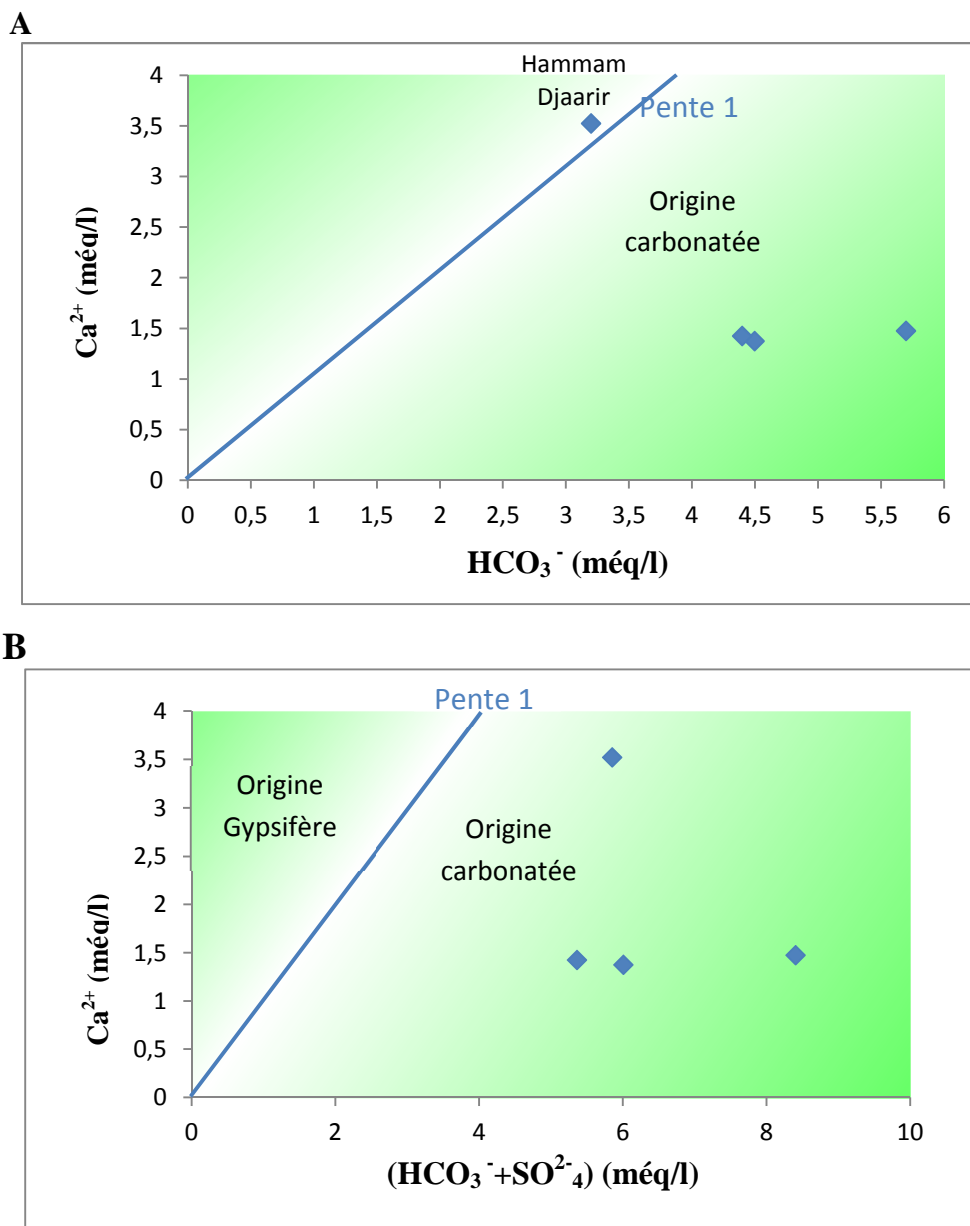


Fig. 51: Détermination de l'origine du calcium.

V.4.2 Origine des éléments (Na⁺ - Cl⁻)

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 52A) montre que les deux griffons de hammam Essalhine se trouvent sur la droite de pente égale à 1, traduisant la dissolution de l'halite. Par contre le forage de Hammam Elknif et Hammam Djaarire montrent un excès en chlorures indiquant certainement une autre origine de chlorures.

La projection des différents points sur le diagramme Ca²⁺/(HCO₃⁻+SO₄²⁻)(figure 57B) montre que les eaux l'état naturel, quant aux eaux thermales du griffon 01 de Hammam Essalhine subi un échange de base.

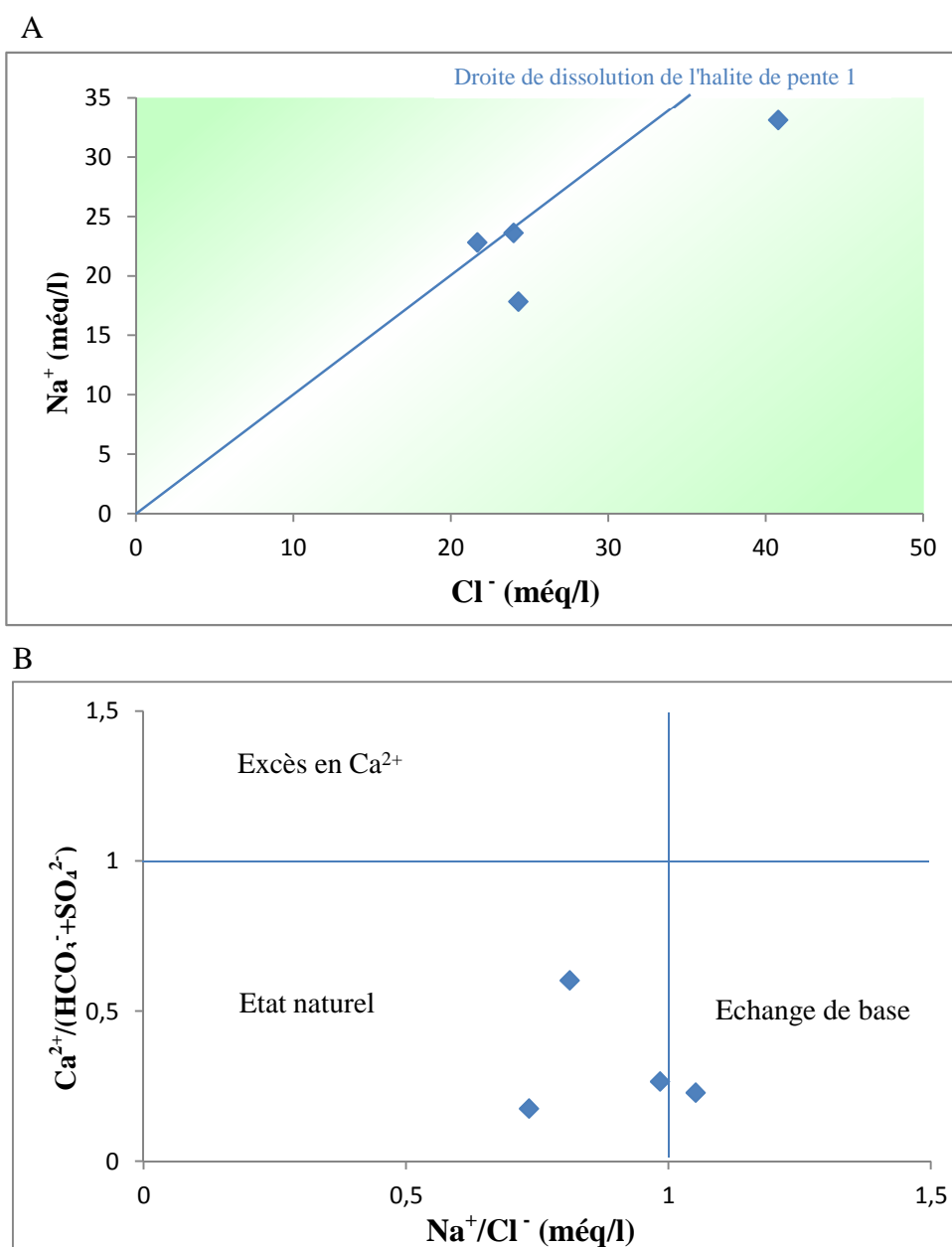


Fig. 52 : Détermination de l'origine du sodium.

V.4.3 Le rapport Conductivité électrique- $\text{HCO}_3^-/(\text{Cl}^-+\text{SO}_4)$

Les points représentant les sources thermales convergent vers le pôle évaporitique (figure 53), cela se traduit par la dominance des ions Cl^- et SO_4^{2-} sur les ions HCO_3^- , avec un regroupement des deux griffons de hammam essalhine et du forage de Hammam Elknif et démarquage très visible du point de hammam elknif.

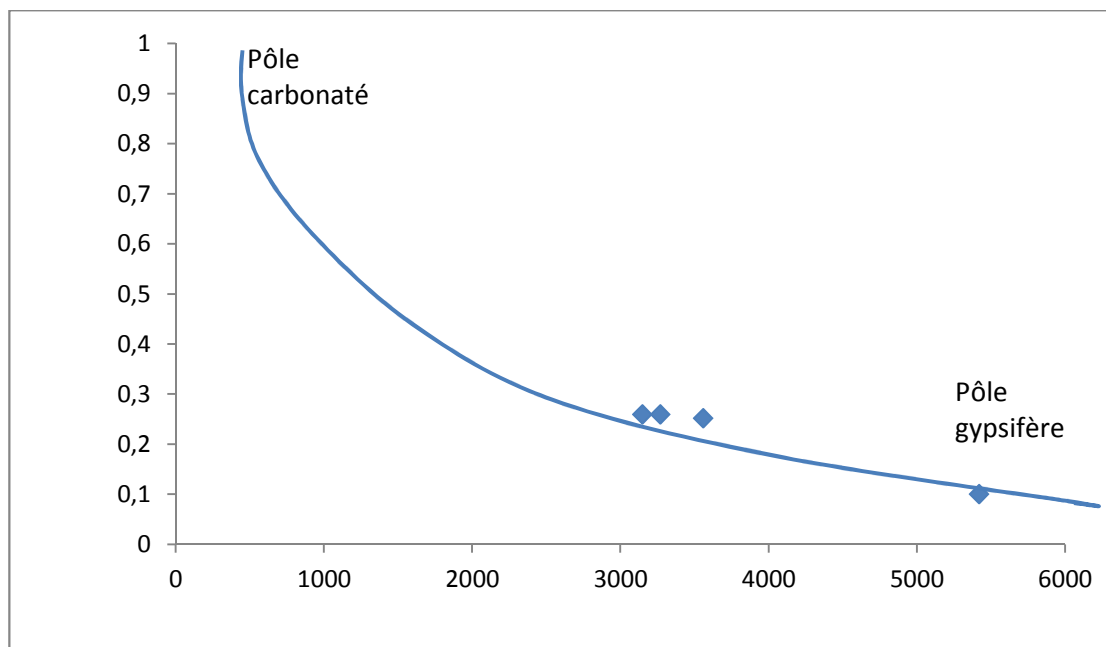


Fig. 53 : Évolution des anions en fonction de la conductivité électrique.

V.4.4. Origine de La silice

La solubilité de la silice augmente avec la température et l'alcalinité de l'eau, (la silice est employée comme géothermomètre), il est élément est très fréquent dans les eaux thermales.

Toutes les eaux thermales contiennent de la silice, ces eaux altèrent les roches et provoque la libération de la silice.

V.4.5. Origine du lithium

Le lithium est bien moins abondant que les alcalins et alcalino-terreux usuels (Na, K, Mg, Ca), même s'il est largement distribué dans la nature, on ne le trouve pas sous sa forme métallique à cause de sa grande réactivité. On le trouve principalement comme impureté dans les sels d'autres métaux alcalins.

Le lithium est connu par son caractère d'indicateur de lithofaciès et du degré d'interaction eau-roche (Edmunds, W.M, 1980 in ATHAMENA, M 2006), et il peut aussi renseigner sur le temps de séjour des eaux souterraines.

Conclusion

L'étude hydrochimique des eaux thermales échantillonnées illustre ce qui suit:

- Les eaux thermales étudiées ont tous un pH neutre et une conductivité de classe 2 avec une forte minéralisation.

- En remarque que les caractéristiques des eaux de Hammam Djaarire sont différentes des eaux des griffons de Hammam Essalhine et du Forage d'Elknif, qui eux forment un groupe assez ressemblant, avec une très grande similitude des caractéristiques des eaux des deux griffons de Hammam Essalhine.

- Tous les eaux ont le même faciès qu'est : chloruré sodique.

- Les origines des éléments chimiques sont liées à la dissolution et à l'altération des formations carbonatées du réservoir et aux formations évaporitiques que les eaux thermales dissolues lors de l'ascension.

- Les éléments Ca^{2+} , Mg^{2+} et Li proviennent à la fois des formations carbonatées et évaporitiques.

- Les éléments Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-} sont liés à la dissolution des formations évaporitiques (halite et gypse ...etc).

- Les éléments HCO_3^- , K^+ et SiO_2 sont liés à la dissolution des formations carbonatées (micas, schistes, gneiss...etc).

- Les concentrations relativement élevées du lithium et de la silice témoignent d'un séjour relativement long, d'une température élevée au sein du gisement et par conséquent une grande profondeur (moins importantes pour Hammam Djaarire).



CHAPITRE VI
La géothermie



Chapitre VI La géothermie

VI.1. Les eaux thermales.

Introduction :

Etymologies :

Le mot thermale vient du grec ancien (**θερμός**) ou *thermos* signifie « chaud », Syntagme (nom + déterminant adj.) d'usage fréquent. L'adjectif thermal (dérivé de *thermes*, lat. *Termae*, du grec *thermos*, chaud naturelle), d'après le Dict. de Castany et Margat. Eaux thermales est attesté en 1735, dans la traduction française de la Géographie physique de l'anglais Woodward.

Une eau thermale est une eau minérale chaude, de source souterraine. Elle est naturellement chaude à son émergence (à température supérieure à un seuil conventionnel), pure et possède des propriétés thérapeutiques car elle est riche en sels minéraux, en gaz, oligo-éléments.

Définitions existantes

- *Trésor de la Langue Française*
(eau) THERMALE: " Qui a une température élevée à son point d'émergence et qui possède des propriétés thérapeutiques".
- *Le Petit Robert (1994)*
Thermale : "Qui a une température élevée à la source et des propriétés thérapeutiques". (Eaux thermales chargées de principes minéralisateurs).
- *Dictionnaire des Sciences de l'Environnement (1990)*
"Eau de source ayant une température élevée".
- *Dictionnaire de l'Environnement (AFNOR, 1994)*
"Eau d'une source chaude ou tiède".
- *Dictionnaire français d'Hydrogéologie (1977)*
"Eau souterraine naturellement chaude à son émergence (source, puits jaillissant) et utilisable de ce fait à des fins particulières: thermalisme, chauffage".
- *Paramelle (1856)*
"Les sources d'eau chaude ou thermales, présentent tous les degrés de chaleur depuis l'eau bouillante, qui est de 100 degrés, jusqu'à la tempérée".
- *De Launay (1899)* "Une source est dite thermale quand sa température dépasse celle de la zone de température constante".
- *Gosselin, Schoeller (1939)* "Une eau thermale est une eau souterraine dont la température est de 5° supérieure à la température moyenne des sources ordinaires, c'est à dire à la température moyenne du lieu, ou à la température de la zone à température constante du sol à altitude égale".

Définitions officielles (Vincent VALLES)

Il s'agit d'une eau dont la température est supérieure à la température moyenne des eaux de nappe de la région. En général, la température des eaux régionales est très proche de la température moyenne annuelle de l'air dans cette même région. La température des eaux du sol et du sous-sol suivent les variations de la température de l'air avec un décalage temporel et un amortissement qui augmente avec la profondeur. Au-delà de 1.50 m les variations temporelles sont assez faibles et rapidement en dessous de cette profondeur, la température peut être considérée comme constante (sauf cas particulier comme certains systèmes karstiques). Donc les eaux thermales sont des eaux dont la température est supérieure à cette valeur régionale.

VI.1.1. Classification thermique des eaux :

La plus répandue des classifications est celle qui est reprise en l'occurrence par P. Verdeil (1986), il a classifié les eaux suivant leurs températures d'émergence comme suite :

- **Eaux froides** : ce sont les eaux dont la température à l'émergence est inférieure à celle de la partie supérieure de la zone d'homéothermie, (Inférieure à 20 °C).
- **Eaux hydrothermales** : Ce sont les eaux qui ont une température supérieure à la température moyenne interannuelle de lieu d'émergence plus 4°C, (Entre 20°C et 30°C).
- **Eaux métriothermales** : Ce sont les eaux qui ont une température entre 30°C et 50°C.
- **Eaux hyperthermales** : ce sont les eaux qui ont une température qui dépasse 50°C.

VI.1.2. Les circuits hydrothermaux: thermosyphon.

1) **Origines de l'eau thermale**: la question de l'origine juvénile. Comme les eaux thermales sont chaudes par définition, qu'elles sont souvent liées à des zones relativement actives au niveau tectonique, différents auteurs se sont posé la question de l'origine « juvénile » de l'eau. Selon cette hypothèse, l'eau résulterait de la condensation des vapeurs d'eau échappées des magmas. La cuisson en profondeur des roches d'origine superficielles, hydratées, conduit en effet à la libération de vapeur d'eau.

Différentes études ont montré que cette origine «juvénile» était nulle ou insignifiante dans la plus part des cas.

L'eau thermale est essentiellement une eau vadose. Parfois, il peut s'agir d'eau fossile, contenant des minéralisations caractéristiques de ses conditions de dépôt.

On retiendra donc qu'en général, l'eau thermale participe à la circulation générale du cycle de l'eau. (V. Valles)

2) Le thermosiphon.

Le thermosiphon est constitué d'un circuit. La zone d'alimentation peut être située en altitude. À ce niveau une partie de l'eau de surface s'infiltré à la faveur d'un réseau de failles. L'eau froide et dense circule vers la profondeur où elle gagne des couches chaudes. Elle se charge en élément dissous par interaction avec les roches encaissantes, et se charge parfois en gaz. Les hautes températures accélèrent la cinétique de l'interaction eau roche (effet de la température sur la cinétique). L'eau chaude et donc moins dense remonte vers la surface en empruntant une faille. La différence de densité entre l'eau froide et l'eau chaude, la présence de gaz qui diminue la densité apparente à partir du point de bulle, sont autant de phénomènes qui facilitent la circulation de l'eau.

Le temps de transfert dans le circuit du thermosiphon peut être relativement long et se chiffre en dizaines de milliers d'années. (V. Valles).

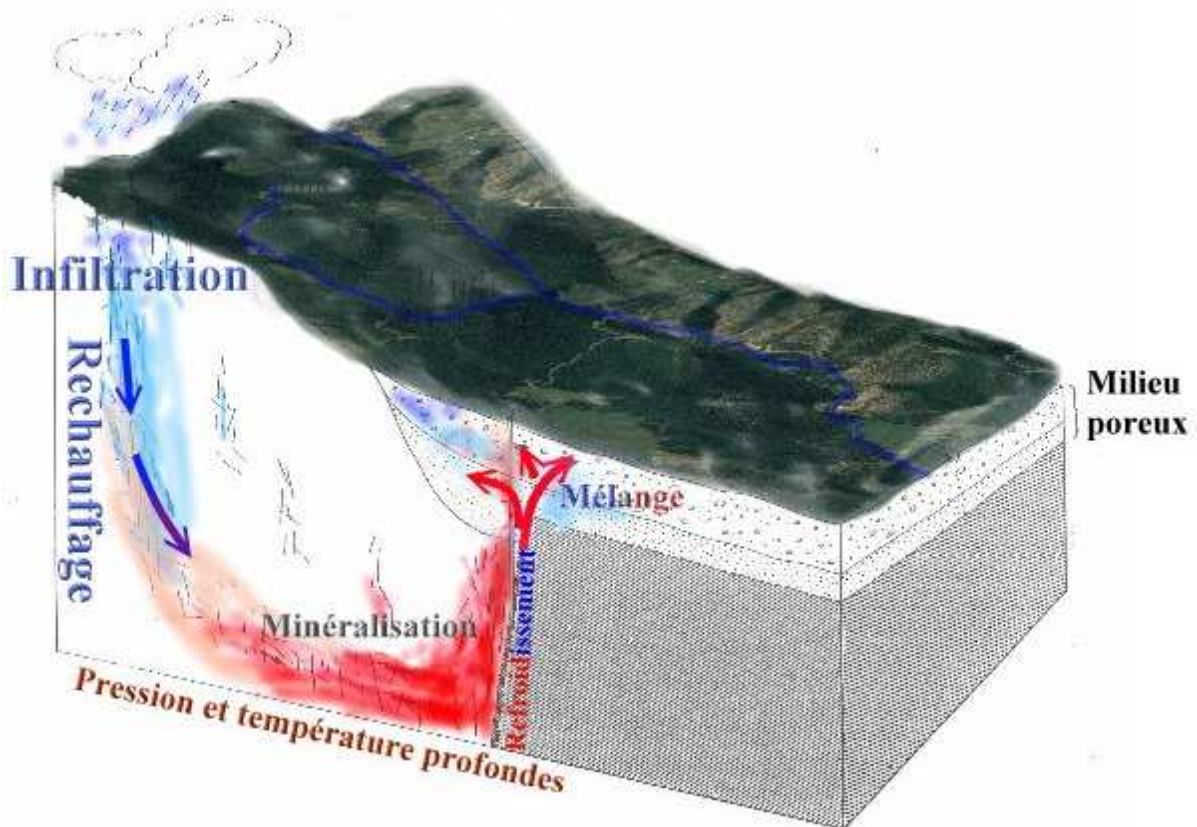


Fig. 54: les systèmes hydrothermaux ; Thermosiphon (Adapté de Houha, 2007)

VI.1.3. Caractéristiques des systèmes hydrothermaux

D'une manière générale la structure d'un thermosiphon que le circuit souterrain des eaux dessine, et s'intégrant dans le mouvement global des eaux souterraines qu'on peut diviser en trois étapes :

- 1) l'alimentation ou recharge de l'aquifère : l'eau météorique infiltre le sol avant de rejoindre le réservoir chaud.
- 2) dans le réservoir la température maximale est atteinte et des réactions chimiques avec l'encaissant se produisent. Si le temps de séjour est suffisamment long, un équilibre avec la roche est atteint,
- 3) enfin l'ascension vers la surface d'une partie de la solution chauffée. Cette dernière étape résulte souvent de processus physiques particuliers. Si les étapes d'infiltration et de séjour de l'eau dans l'aquifère thermal sont similaires à celles des aquifères plus superficiels, la phase ascensionnelle en revanche fait appel à des "moteurs" propres au thermalisme (convection, effet de "gas-lift"...).

Des singularités propres au thermalisme ressortent des spécificités des aquifères géothermaux, et notamment leurs liens avec la géologie. Le réchauffement d'une eau au cours de sa circulation souterraine fait appel à l'une et/ou l'autre des deux propriétés suivantes pour l'aquifère : *Un flux de chaleur important, Un trajet souterrain développé en profondeur.*

Les régions volcaniques, actives ou latentes, et les zones d'amincissement crustal offrent un gradient thermique favorable au développement du thermalisme. Quant au circuit souterrain développé en profondeur, il peut s'agir de formations sédimentaires plissées rencontrées dans les régions tectonisées, ou à nouveau des milieux volcaniques permettant à l'eau de s'infiltrer en profondeur par le biais des nombreuses fractures cerclant les volcans. Les observations faites sur différents champs géothermaux à travers le globe rapportent pour la plupart une similitude entre positionnement d'émergence thermique et zone de failles, actives ou non. Ces liens sont observés aussi bien en milieu volcanique actif ou latent, qu'en milieu sédimentaire, dans les bassins ou dans les domaines plissés. Le mélange de fluides d'origines diverses formant au final l'eau thermique est une autre spécificité des aquifères thermaux. La nature et le nombre de fluides engagés dans le mélange est variable et dépend du contexte géologique local. Il peut s'agir bien évidemment d'eau météorique mais aussi d'eau cônée¹, dont le faciès chimique est à l'équilibre avec l'encaissant, d'eau de mer piégée dans une formation géologique enfouie, ou

encore de fluides d'origine profonde drainés vers la surface par de grands accidents ou par des structures volcaniques.

Les réservoirs hydrothermaux sont donc des aquifères particuliers, Le temps de transfert dans le circuit du thermosiphon peut être relativement long et se chiffre en dizaines de milliers d'années. Se positionnant à l'interface entre domaine externe et interne de l'écorce terrestre. Outre leur intérêt énergétique et médicinal, ils sont susceptibles de contenir une part de fluides d'origine profonde porteurs d'informations concernant la composition de leur milieu d'origine, milieu difficilement accessible. Les seules conditions nécessaires pour la mise en place de ces systèmes sont d'une part des structures géologiques particulières favorisant une circulation rapide de l'eau en profondeur, et d'autre part une source de chaleur, c'est à dire un flux géothermique relativement important.

Problème des arrivées diffuses.

Le cheminement de l'eau vers la surface est en général relativement complexe. Dans de nombreux cas, le tronc principal de remontée se divise avant d'atteindre la surface, en plusieurs cheminements différents, conduisant chacun à une propre sortie ou *griffon*. Comme la dernière partie du cheminement est différent avec les interactions avec la surface (refroidissement, mélange,...), chaque griffon peut présenter des caractéristiques différentes. (v.valles)

L'altération des caractéristiques physico-chimiques des eaux lors de leur remonté.

Le refroidissement: précipitations minérales, changement des équilibres chimiques

Lors de leur remontée les eaux chaudes peuvent se refroidir au contact des couches géologiques plus superficielles. Ces variations de température modifient les caractéristiques chimiques des eaux. En effet, la solubilité des minéraux variant avec la température, les solutions peuvent se trouver sur saturées par rapport à certaines espèces minérales et précipiter, ce qui affecte leur teneur en éléments dissous. A l'opposé, elles peuvent devenir sous saturées par rapport à d'autres minéraux et les dissoudre si ce dernier est présent dans les couches traversées. Ceci peut provoquer une ou plusieurs précipitations de minéraux par effet 'd'ion commun'. À titre d'exemple, les solubilités de la calcite et de la fluorine, avec l'ion commun calcium, sont très affectées par le refroidissement, avec une incidence forte sur les teneurs en fluorure.

De la même manière, la solubilité des différents niveaux d'hydratation des minéraux est affectée par la température. C'est le cas du Gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$ et de l'anhydrite CaSO_4 , mais de manière plus marquée de la mirabilite $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10(\text{H}_2\text{O})$ et de la thénardite Na_2SO_4 .

On remarquera que souvent les formes anhydres sont plus stables à haute température et les formes hydratées à basse température. Ceci affecte donc la solubilité des minéraux, avec changement de contrôle. Lorsque les solutions sont suffisamment concentrées pour atteindre l'équilibre avec les minéraux impliqués, les concentrations en élément dissous se trouvent affectés par la température.

VI.1.4. La classification des eaux thermales.

VI.1.4.1 Suivant l'origine géologique

- 1. Eaux magmatiques :** Eaux dont l'origine est à caractère éruptif et le débit constant en composition et température.
- 2. Eaux telluriques :** leur débit peut varier suivant l'époque de l'année puisqu'il provient de l'infiltration des pluies.

VI.1.4.2 Suivant la composition chimique (minérale)

Comme il a été bien souligné dans les paragraphes qui précèdent ; la composition chimique des eaux thermales est conditionnée par la nature des roches des réservoirs dans lesquels elles séjournent et les interactions avec les parois pendant leurs remonté. De ce fait, on trouve dans la littérature plusieurs classements de ces eaux suivant leurs minéralisations.

Depuis la classification de Durov (1948), V.A. Souline (1946-1948), Schoeller H. (1962) divisant les eaux naturelles, le plus simple est d'utiliser un simple diagramme hydrochimique. En tous les cas le but d'une classification est de faire ressortir les concentrations principales des eaux, soit :

1/ Les eaux chlorurées : dans lesquelles on trouve les (chlorurée-sodique, chlorurée-calcique, chlorurée-magnésium).

2/ Les eaux sulfatées : dans lesquelles on trouve les (sulfatée-sodique, sulfaté-calcique, sulfatée-magnésium).

3/ Les eaux bicarbonatées : dans lesquelles on trouve les (bicarbonatées-sodique, bicarbonatées-calcique, bicarbonatées-magnésium).

VI.1.4.3. Selon la composition chimique

Le cheminement de l'eau thermale pour arriver jusqu'à la surface est très important puisqu'il peut modifier sa composition.

Si l'eau est très chaude et atteint son point d'ébullition avant d'arriver à la surface, il ne sortira que de la vapeur. Ces gaz s'oxydent lorsqu'ils se mélangent avec les eaux froides et produisent des sources acides, lesquelles présentent un aspect boueux causé par l'acidité de l'eau qui corrode la roche environnante.

- Dans le cas de sources neutres ou alcalines, l'eau est propre et transparente.

1* Sources d'eaux acides : pH inférieur à 7

2* Sources d'eaux neutres : pH égal à 7

3* Sources d'eaux alcalines : pH supérieur à 7

VI.1.5. Les eaux thermales en Algérie

VI.1.5.1 Généralité

La prodigieuse richesse de l'Algérie en eaux thermales est connue depuis bien longtemps et l'efficacité de ces eaux est bien établie. Des sculptures découvertes à Hammam Meskoutine établissent nettement qu'à l'époque punique un établissement balnéaire existait à cet endroit. Mais ce sont surtout les Romains qui tirèrent parti des sources thermales et minérales existant en Algérie. Les ruines multiples, dont quelques-unes sont grandioses, que l'on trouve au voisinage des sources, indiquent l'importance que les Romains ont donnée aux thermes qu'ils ont construits. L'on sait qu'ils attribuaient de grandes vertus thérapeutiques à l'usage des bains et plus spécialement des bains chauds; aussi ont-ils souvent bâti des villes importantes à proximité des établissements thermaux qu'ils utilisaient. Dans l'art de la captation et de la canalisation des eaux, ils sont restés incontestablement nos maîtres, sur cette terre africaine. (De Bonneval, 1930)

Il existe sur le territoire algérien plus de 200 sources thermales d'après les études réalisées à ce sujet, ce nombre croît régulièrement quand on se déplace vers l'Est. Les températures mesurées à l'émergence varient de 19°C à Ben Haroune à 98 °C à Hammam Meskoutine. La minéralisation des eaux est déterminée surtout par la nature chimique et minéralogique des sédiments qu'elles traversent. Les sources thermales les plus minéralisées sont en relation directe avec les sédiments gypso-salins du Trias si répandu en Algérie, ce cas est rencontré à

titre d'exemple à Hammam Melouane 29.42 gr/l, Hammam El Biban 15gr/l, Hammam Salhine 9 gr/l. (GUIGUE S., 1947)

Aujourd'hui comme dans le passé les stations thermales sont très sollicitées par les algériens pour divers traitements d'ordre rhumatologique, dermatologique et psychiatrique (BOUGHALLI M., 2003).

Le perfectionnement général des méthodes analytiques et l'emploi de procédés physiques conduisent aujourd'hui à considérer cette conception comme insuffisante. De plus, l'avancement des études géologiques détaillées permet souvent une interprétation rationnelle des analyses chimiques. Il est en effet très important de connaître aussi exactement que possible la nature des terrains encaissants, car les eaux thermales dissolvent aisément les éléments qu'elles rencontrent pendant leur circulation souterraine. Comme la détermination de leur provenance est des plus ardues, il convient en l'occurrence, de ne négliger aucun élément d'information.(OUALI S., Khellaf A. et Baddari K., 2007)

VI.1.5.2. La classification des stations thermales algériennes.

1/ Le dernier bilan thermal (1985) identifie 202 sources classées selon

- la température :

- Froides : 53
- Hypo thermales : 59
- Thermales : 13
- Hyperthermales : 77 dont 4 sources de température comprise entre 77° C et

98°C et 26 sources de température comprise entre 41° et 48°.

- l'altitude :

- Basse altitude : 69
- Moyenne altitude : 125
- Haute altitude : 8.

2/ Elles sont au nombre de 7 et se répartissent **géographiquement** :

- à l'ouest de l'Algérie (Oranie)

Hammam Boughrara, Hammam Bou-Hadjar, Hammam Bou-Hanifia

- au centre (Algérois)

Hammam Righa

- à l'est

Hammam Guergour (Sétif), Hammam Meskhoutine (Guelma), Hammam Salihine (Khenchela), Hammam Salihine (Biskra)

3/ Le service des Mines a classé les sources des trois départements en **sources sulfureuses, ferrugineuses, alcalines, salines, chlorurées sodiques, sulfatées, ferrugineuses, carbonatées sodiques**. Cette classification n'a d'ailleurs rien d'absolu et le classement de certaines sources peut varier selon l'importance que l'on attache à tel ou tel sel minéralisateur.

VI.1.6 Le thermalisme

VI.1.6.1. Définitions

*Est l'utilisation, à des fins thérapeutiques, d'eaux minérales naturelles à l'émergence de la source. C'est une médecine naturelle par excellence faisant appel aux agents contenus dans les eaux, les boues et les gaz”.

* Parce que l'eau chaude a une meilleure capacité de dissolution, elle peut porter plus d'éléments dissous, les sources tièdes et surtout chaudes sont souvent très chargées en minéraux, du simple calcium au lithium, et même parfois du radium. À la fois le folklore et les propriétés médicales prouvées font que ces sources sont souvent des destinations populaires et des lieux pour des centres de soins (réhabilitation, handicaps divers).

VI.1.6.2. Thermalisme en Algérie

Thermalisme en Algérie n'est pas un phénomène de l'époque contemporaine. L'usage des eaux thermales dans un but thérapeutique remonte à la nuit des temps. Déjà, les Romains avaient su “domestiquer” les eaux qui jaillissaient du sous-sol, de manière certes archaïque, car dépourvue de base scientifique. Il reste cependant qu'ils furent les premiers à nous donner la preuve historique de leurs vertus curatives.

L'histoire nous apprend en effet que les Romains en peuplant les régions d'Afrique du Nord, découvriront des norias de griffons (ou points d'émergence d'une source). C'est ainsi qu'ils s'établiront dans l'environnement immédiat des thermes et y bâtiront des “tépidaïums” (salles de thermes à température tiède) ainsi que des “caldariums” (salles de bains chauds et de vapeurs thermales). Parmi les différents produits touristiques que possède l'Algérie, le thermalisme ou “tourisme de santé”, constitue une priorité de développement du secteur compte tenu de l'existence d'un potentiel thermal important à valoriser, ainsi que d'une demande multi forme de la population en quête de villégiature, de repos, de détente, de soins, de remise en forme et de bien-être.

C'est en 1823 que furent effectuées les premières études scientifiques sur le thermalisme algérien et que fut mise en place une réglementation portant sur des données médicales précises, c'est ainsi que les bains de la reine à Oran devaient recevoir un agrément le 21 septembre 1842, celui du Hammam Meskhoutine de Guelma date du 12 décembre 1862. (DIB H., 2008)

VI.2 LA GÉOTHERMIE.

VI.2.1. PRINCIPES GENERAUX DE LA GEOTHERMIE

Du grec gêo (terre) et thermos (chaud), la géothermie consiste à exploiter la chaleur stockée dans le sous-sol de notre planète. Cette énergie est potentiellement considérable : 1 km² de roche, sur une profondeur de 10 km, renferme en moyenne une quantité d'énergie équivalant à 15 millions de TEP (Tonne Equivalent Pétrole : 1 TEP = 11'630 kWh). Les domaines d'utilisation de l'énergie de la terre recouvrent le chauffage, le rafraîchissement et la production d'électricité.

L'accroissement de la température en fonction de la profondeur est appelé "gradient géothermique". Il est en moyenne, sur la planète, de 30°C par kilomètre, le flux d'énergie thermique à l'origine de ce gradient étant de l'ordre de 60 mW/m². Ces valeurs peuvent être cependant nettement supérieures dans certaines zones instables du globe, et même varier de façon importante dans les zones continentales stables. Ainsi, le gradient géothermal est en moyenne de 4°C tous les 100 m en moyenne, et varie de 10°C/100 m dans le nord de l'Alsace à seulement 2°C/100 m au pied des Pyrénées.

La chaleur dégagée par notre globe a pour origine le refroidissement de son noyau, mais également la désintégration des éléments radioactifs présents dans ses roches : uranium, thorium, potassium, etc. 90% de l'énergie dissipée provient en effet de ce mécanisme.

VI.2.2 METHODES USUELLES D'EXPLORATION

Les méthodes d'exploration de la géothermie sont généralement celles utilisées dans la prospection pétrolière ou en hydrogéologie:

VI.2.2.A / Les méthodes géologiques utilisent les données de terrain, les photographies aériennes et les images satellites. Le but est la détermination des structures géologiques, la localisation des zones et structures volcaniques et les altérations hydrothermales.

VI.2.2.B / Les méthodes géochimiques s'occupent des prélèvements des mesures et des analyses sur les eaux, les gaz et les dépôts hydrothermaux. Il est attendu de ces méthodes la détermination des caractéristiques physiques et chimiques des eaux telles que la température, le pH, les débits, la détermination de la température d'équilibre eaux-roches, etc. Ces méthodes sont généralement les moins coûteuses.

VI.2.2.C / Les méthodes géophysiques sont généralement celles utilisées dans la recherche hydrogéologique ou dans recherche pétrolière, cependant certaines méthodes ont été affinées et des techniques ont été développées pour les besoins de la prospection géothermique.

Les méthodes les plus courantes sont les mesures thermométriques dans les forages, la prospection électrique, la prospection magnétique et la prospection gravimétrique.

D'autres techniques d'exploration telles que le paléomagnétisme, les modèles de mélanges, l'étude des isotopes ou encore les méthodes magnétotelluriques sont venues compléter les méthodes classiques. (A. Fekraoui et A. Abouriche 1999)

VI.2.3 Types de géothermie et gisements géothermiques.

VI.2.3.1. Différents types de géothermies et potentiels d'utilisation.

On distingue plusieurs types de géothermie, en fonction des caractéristiques de la ressource et de l'usage final.

VI.2.3.1.1. Géothermie haute énergie ($T^{\circ}\text{C} > 150^{\circ}\text{C}$)

La géothermie haute enthalpie ou haute température concerne les fluides qui atteignent des températures supérieures à 150°C . Les réservoirs, généralement localisés au-delà de 1500 mètres de profondeur, se situent dans des zones de gradient géothermique anormalement élevé. Lorsqu'il existe un réservoir, le fluide peut être capté sous forme de vapeur sèche ou humide pour la production d'électricité.

VI.2.3.1.2. Géothermie moyenne énergie ($T^{\circ}\text{C} : 90 \text{ à } 150^{\circ}\text{C}$)

La géothermie de moyenne température ou moyenne enthalpie se présente sous forme d'eau chaude ou de vapeur humide à une température comprise entre 90 et 150°C . Elle se retrouve dans les zones propices à la géothermie haute énergie, mais à une profondeur inférieure à 1000 m. Elle se situe également dans les bassins sédimentaires, à des profondeurs allant de 2000 à 4000 mètres. Pour produire de l'électricité, une technologie nécessitant l'utilisation d'un fluide intermédiaire est nécessaire.

VI.2.3.1.3. Géothermie basse énergie ($T^{\circ}\text{C} : 30 \text{ à } 90^{\circ}\text{C}$)

Géothermie des nappes profondes (entre quelques centaines et plusieurs milliers de mètres) aux températures situées entre 30°C et 90°C . Principale utilisation : les réseaux de chauffage urbain.

VI.2.3.1.4. Géothermie très basse énergie ($T^{\circ}\text{C} < 30^{\circ}\text{C}$)

Elle concerne la production de chaleur et/ou de froid contenue dans les terrains ou les aquifères peu profonds (en général < 100 m). La température exploitée est inférieure à 30°C (généralement comprise entre 9 et 15°C). Pour exploiter cette gamme de températures, il est nécessaire de recourir à l'utilisation de pompes à chaleur (PAC). Les PAC peuvent fonctionner

sur des dispositifs d'échange et d'extraction d'énergie avec le sol (capteurs horizontaux, profondeur > à 2.0 m), le sous-sol (capteurs verticaux, profondeur généralement inférieure à 100 m), l'eau souterraine des aquifères peu profonds (puits de pompage) ou l'air (intérieur ou extérieur de l'habitat).

VI.2.3.2. TYPES DE GISEMENTS GEOTHERMIQUES

Un gisement géothermal est constitué de trois éléments principaux :

- Une source de chaleur
- Une roche réservoir
- Un fluide.

A travers le monde, il existe trois catégories de gisements géothermiques :

- Les gisements géothermiques des zones volcaniques récentes : Ce type de gisement se caractérise par l'existence en profondeur d'une chambre magmatique très chaude (1300°C) (Cristopher, H., Armstead, H., 1978) qui représente la source de chaleur naturelle. Cette chambre magmatique cède sa chaleur aux couches géologiques superficielles. Dans ce cas, les eaux sont très chaudes; elles sont plus adaptées à la production d'électricité.

Parmi les pays concernés par ce type de gisements, on peut nommer la Nouvelle-Zélande et l'Islande

- Les gisements des zones de plate-forme continentales stables, recouvertes de terrains sédimentaires. Dans ce type de gisement il n'existe pas de source de chaleur particulière en profondeur, mais la chaleur est uniquement due au gradient géothermique. Dans ce cas les réserves sont généralement très profondes et leur exploitation nécessite la réalisation de forages.

Ce type de gisements est rencontré en France (les bassins parisien et aquitain) et en Algérie (le bassin du Sahara septentrional.)

- Les gisements géothermiques des zones continentales actives : Dans ce troisième cas, les eaux résultent de la circulation d'eau thermale à travers les failles et les discontinuités géologiques et arrivent en surface sous forme de sources.

On retrouve ce type de gisement en Algérie, à travers les diverses sources thermales qui jaillissent au Nord. Exemple : Hammam Bouhadjar

Suivant leurs thermalismes, ces gisements géothermiques sont classés en deux types de champs géothermiques :

- **Les champs hyperthermiques** : Concernent la première catégorie de gisements correspondants aux gisements géothermiques des zones volcaniques récentes.

- **Les champs semi-thermiques** : Concernent la deuxième et la troisième catégorie de gisements correspondant aux gisements des zones de plate-forme continentales stables, recouvertes de terrains sédimentaires et aux gisements géothermiques des zones continentales actives.

VI.2.4. Principaux paramètres caractérisant la ressource géothermale

➤ **Porosité** : c'est une caractéristique intrinsèque des terrains ; elle est égale au rapport du volume des vides sur le volume total de la roche ; elle s'exprime en pourcentage. La porosité totale d'une roche est très variable : de 1 à 50 %. Elle renseigne sur le volume d'eau qu'est susceptible de contenir une roche, mais ne permet pas de connaître le volume qu'elle pourra libérer.

➤ **Perméabilité** : c'est une notion dynamique qui implique la présence d'eau. Elle représente l'aptitude que possède un milieu à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'une différence de pression. Elle s'exprime par le coefficient de perméabilité K , en mètres par seconde, lié au débit de fluide par unité de surface de roche traversée V et au gradient de pression exercé par le fluide dP/dx , par la relation :

$$V = K dP / dx$$

➤ **Transmissivité** : ce paramètre est égal au produit de la hauteur productrice h par la perméabilité moyenne sur cette hauteur. Elle s'exprime en m^2/s . Ce paramètre est fondamental pour déterminer la productivité d'un aquifère.

➤ **Pression statique du gisement** : la pression statique du gisement correspond à la pression de l'aquifère dans les conditions naturelles, sans pompage, ni réinjection. La pression en tête de puits est aussi fonction de l'altitude. Si celle-ci est positive, ce qui est souvent le cas, le puits sera artésien.

➤ **Température** : la température est fonction du gradient de température local. La température en tête de puits est toujours légèrement inférieure à celle du réservoir, selon la profondeur et le débit exploité.

➤ **Caractéristiques physico-chimiques du fluide géothermal** : le fluide géothermal peut contenir en solution, des sels et des gaz dissous. Ces composés sont soit sous forme ionique (Na^+ , Ca^{+2} , SO_4^{-2} ...), soit sous forme moléculaire (O_2 , CH_4 , SiO_2 ...). La concentration d'un

composé dissous s'exprime en g /L, p.p.m., ou mol / l. La composition chimique est parfois traduite en équivalent NaCl, exprimé en g /L.

D'autres indicateurs peuvent avoir un rôle dans l'exploitation :

- pH = $-\lg H^+$ dont le rôle est prépondérant dans certaines réactions ;
- Eh qui définit le caractère oxydant ou réducteur du fluide ;
- GLR ou « gas liquid ratio » qui mesure la quantité de gaz libéré par l'eau à pression atmosphérique.
- PB pression de point de bulle, pression au-dessous de laquelle il y a séparation de phase entre le liquide et les gaz dissous.

VI.2.5. Utilisations des ressources géothermiques.

VI.2.5.1. Géothermie à usage direct (chaleur)

Utilisation calorifique au moyen d'un échangeur de chaleur qui transmet les calories du fluide géothermique à un fluide de chauffage. Toutes les applications liées au chauffage et à la climatisation peuvent être envisagées (habitat urbain collectif ou individuel, locaux industriels et agricoles, thermalisme, balnéothérapie, usages industriels, pisciculture). Afin de rentabiliser au mieux l'utilisation d'une ressource géothermique, les rejets de fluide (réinjection dans l'aquifère) doivent se faire à la température la plus basse possible. La solution idéale est de refroidir le fluide géothermique par des utilisations successives en cascade, jusqu'à la température ambiante.

VI.2.5.2. Géothermie à usage indirect (électricité)

En remontant dans un forage, le fluide géothermal, sous forme liquide ou diphasique, se trouve progressivement dépressurisé et se vaporise. La vapeur sous pression ainsi formée permet de convertir son énergie en électricité, au moyen d'une turbine et d'un générateur. À la sortie de la turbine, les rejets de fluide sont encore à près de 100° C, ce qui permet encore une utilisation calorifique de cette énergie.

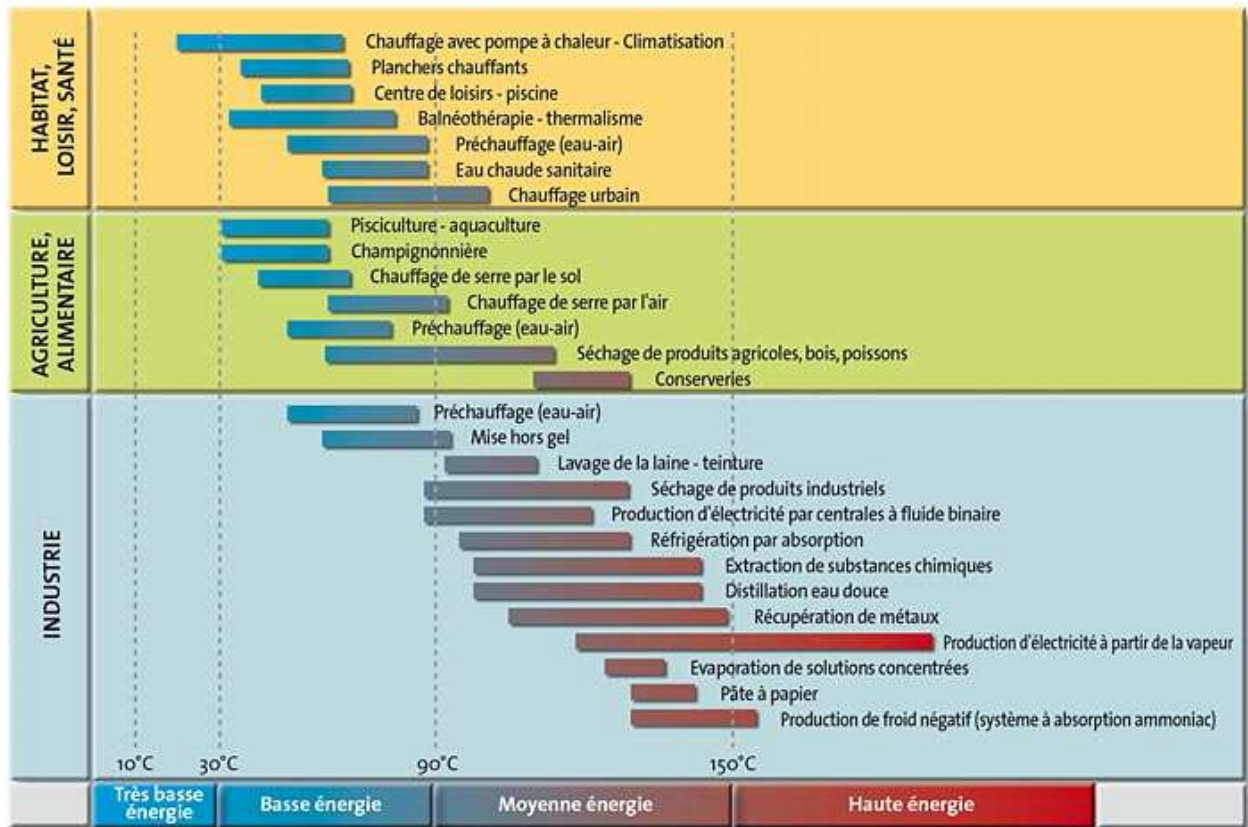


Fig. 56 : Principales utilisations de la géothermie en fonction des températures

VI.2.6. La géothermie dans le monde.

L'exploitation de cette énergie est devenue de plus en plus attractive du fait du développement des techniques de prospection et d'exploitation.

Dans plusieurs pays comme l'Argentine, le Chili, l'Italie, le Japon ou l'Islande, les conditions géologiques ont été favorables à la formation d'importants réservoirs géothermiques dont les fluides peuvent atteindre des températures parfois supérieures à 350°C. Ces fluides géothermiques selon leur état, peuvent être utilisés soit pour la production d'électricité soit pour d'autres applications (Fig.56).

La contribution de la géothermie dans la production énergétique est non négligeable. A titre d'exemple, plus de 20 % de la production électrique du Salvador provient de la géothermie ; ce taux avoisine les 1.5 % de la production totale en Italie. Plus de 80 % des habitations sont chauffées à l'eau géothermale en Islande.

La capacité installée dans le monde avoisine les 8 000 MWe pour l'électricité et 15 000 MWt pour les applications directes.

La géothermie, comparée aux autres sources d'énergies renouvelables, se place au premier rang avec 79,6 % de la production électrique mondiale évaluée en 1996, à 42 053

GWh/an pour une capacité installée de 7 049 MWe (I.B Fridleifsson 1999 in A. Fekraoui et A. Abouriche 1999).

Pour ce qui est de l'utilisation directe, mode d'exploitation le plus répandu dans le monde, la puissance totale est évaluée à près de 37.000 GWh/an pour une capacité installée de près de 10.000 GWh/an (I.B Fridleifsson 1998 in A. Fekraoui et A. Abouriche 1999). Selon les références citées plus haut, l'utilisation directe de cette énergie, se répartit comme suit : Chauffage des locaux:

33 %, Balnéothérapie: 19 %, Chauffage des serres: 14 %, Pompe à chaleur: 12 %, Pisciculture: 11 %, Industrie:10 %.

VI.2.7. Les ressources géothermiques du nord de l'Algérie.

En Algérie, mis à part les utilisations balnéothérapies pratiquées d'ailleurs depuis les temps anciens, peu d'applications ont vu le jour.

Les calcaires jurassiques du nord algérien qui constituent d'importants réservoirs géothermiques, donnent naissance à plus de 200 sources thermales localisées principalement dans les régions du Nord-Est et Nord-West du pays.

Ces sources se trouvent à des températures souvent supérieures à 40°C, la plus chaude étant celle de Hammam Meskhoutine (96°C).

Ces émergences naturelles qui sont généralement des fuites de réservoirs existants, débitent à elles seules plus de 2 m³/s d'eau chaude. Ceci ne représente qu'une infime partie des possibilités de production des réservoirs.

Plus au sud, la formation du continental intercalaire, constitue un vaste réservoir géothermique qui s'étend sur plusieurs milliers de km².

Ce réservoir, appelé communément 'nappe albiennne' est exploité à travers des forages à plus de 4 m³/s. L'eau de cette nappe se trouve à une température moyenne de 57°C.

Si on associe le débit d'exploitation de la nappe albiennne au débit total des sources thermales, cela représenterait en termes de puissance plus de 700 MWt.

La carte géothermique schématique (Fig. 42) montre les principales zones d'intérêt.

L'Algérie dispose d'un potentiel géothermique appréciable. Si les réservoirs existants sont de type basse à moyenne enthalpie, l'utilisation directe de cette énergie dans différents domaines tels que les chauffages des serres et locaux, le séchage des produits agricoles comme

le tabac ou le raisin, ou encore la pisciculture, permettra certainement l'économie de plusieurs centaines de Mégawatts.

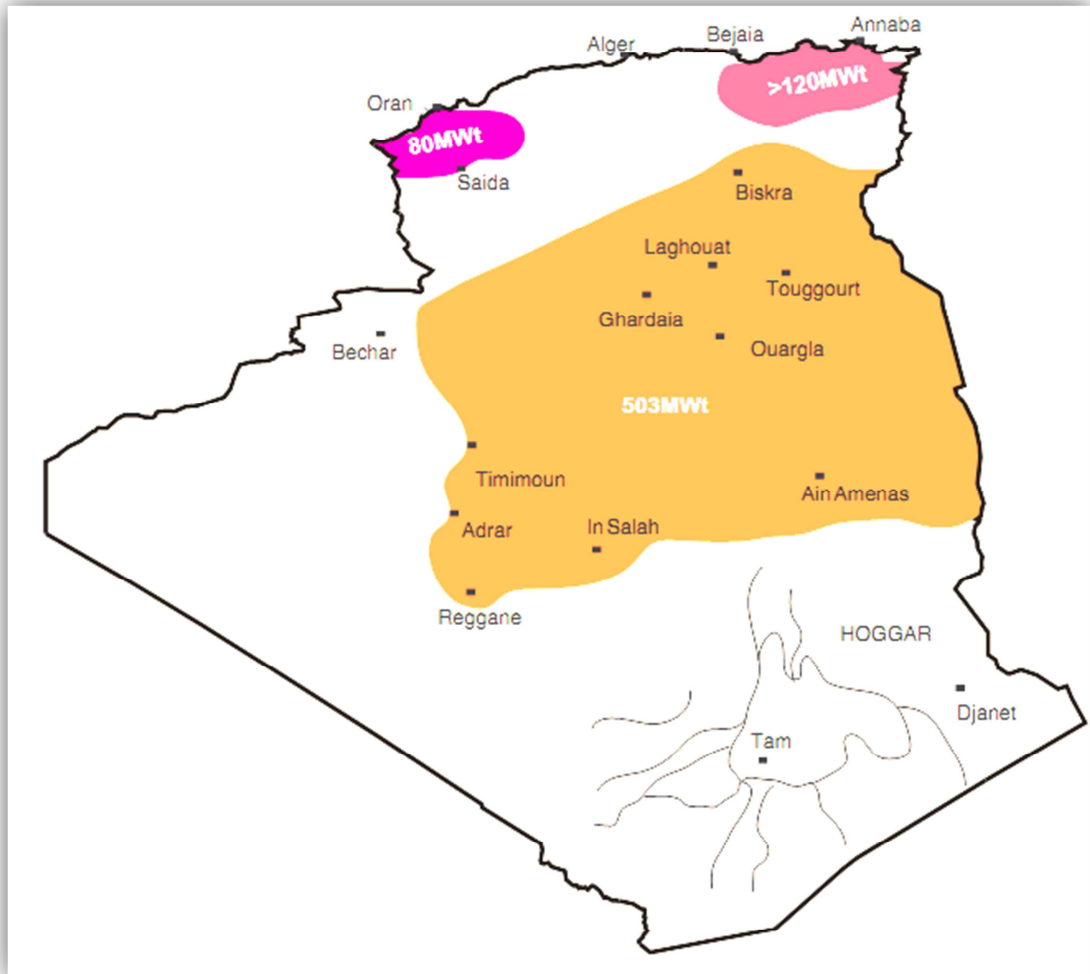
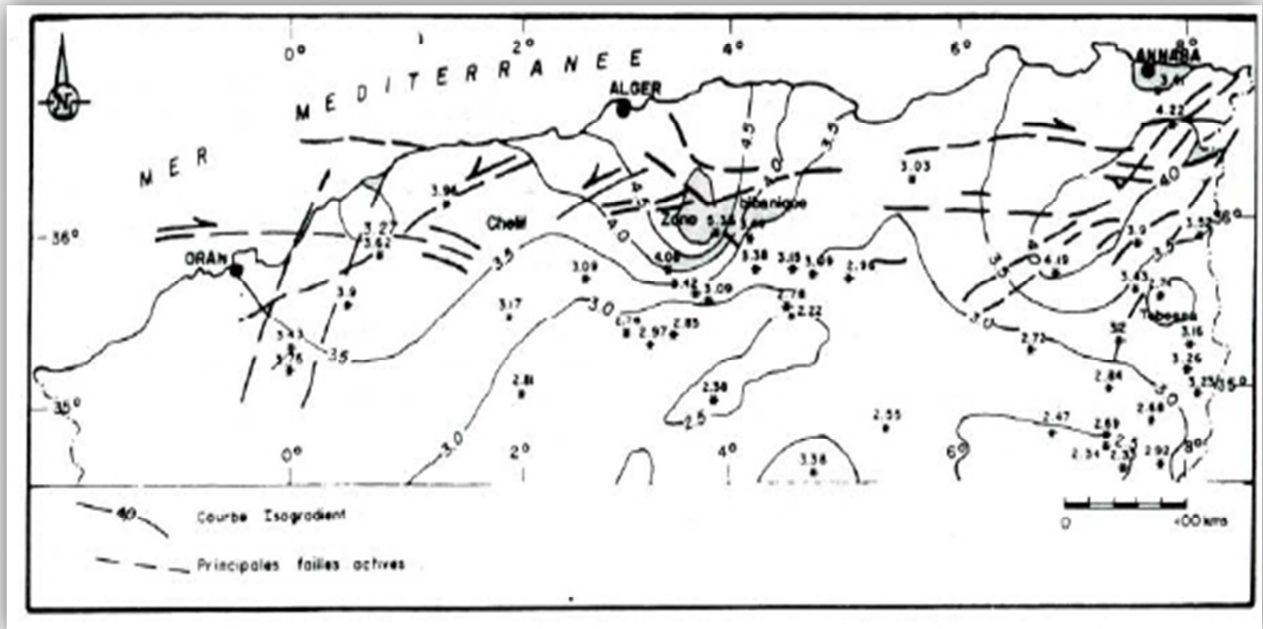


Fig. 57: Carte des Zones géothermiques préférentielles et potentiel à l'exhaure (CDER)

VI.2.7. Gradient géothermique

La température des roches augmente avec la profondeur, c'est ce qu'on appelle le gradient géothermique. Il varie selon les couches traversées. Le gradient géothermique observé dans la croûte continentale varie largement d'un endroit à un autre, bien que la valeur normale soit de l'ordre de $3\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$, certaines régions enregistrent plus de $100\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$ comme c'est le cas à Larderello (Italie), alors que d'autres sites ne dépassent pas $1\text{ }^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$ comme pour Padoue (Italie).

Une carte de gradient géothermique, pour l'Algérie septentrionale, a été réalisée par des chercheurs algérien (A. Issaâdi et F.Z Haouchine, 1994), et à partir de laquelle nous avons estimé le gradient géothermique pour chaque région d'étude. (Fig. 58).



.Fig 58. Carte du gradient géothermique de l'Algérie du Nord d'après A. Issaâdi et F.Z. Haouchine (1994).

VI.3. La géothermométrie chimique

Introduction

Suivant la nature et la masse (radiation émise) des roches qui constituent le réservoir aquifère, le volume de ce dernier, la quantité et la vitesse de transit d'eau, c'est autant de paramètres qui définissent le potentiel géothermique donc la quantité d'énergie (chaleur). 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". Sans être obligé à effectuer des forages, ni même d'entamer des études géologiques poussés.

Si à première vue on constate la simplicité d'emploi des outils géothermométrique, leur exploitation reste très illusoire, car les risque de perturbation dans les profondeurs, des équilibres chimiques peuvent corrompre non seulement la précision des résultats, mais les faussé complètement, nonobstant ces risques dans la littérature on retrouve aussi des outils de correction, néanmoins des études des caractéristiques de ces gisements s'impose et peut nous orienter dans les choix des géothermomètres adéquats.

Historique géothermométrie

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. (F. HUNEAU ; 2000)

En se basant sur les paramètres issu des analyses physico-chimique des échantillons prélevés à la surface, la littérature spécialisée fournit de nombreuses méthodes permettant d'estimer la température atteinte en profondeur par une eau souterraine, existent dans la littérature ; appliquées au début pour les études géothermiques, elles le sont maintenant couramment pour les eaux minérales.

VI.3.1 Principe générale 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 atteinte 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.

VI.3.1.2 Les géothermomètres

Selon (Serra H., Sanjuan B, 2004) - dans leur Synthèse bibliographique des géothermomètres chimiques appliqués aux eaux géothermales. Ils classent les géothermomètres en deux groupes "classique" et "plus récents", Les géothermomètres « classiques » sont ceux à silice (Fournier, 1977), les géothermomètres Na/K (White, 1965 ; Ellis, 1969 ; Fournier et Truesdell, 1973 ; Truesdell, 1975 ; Fournier, 1979), le géothermomètre Na-K-Ca (Fournier et Truesdell, 1973). On citera, également, le géothermomètre « isotopique » SO_4-H_2O (Lloyd, 1968 ; Mizutani et Rafter, 1969 ; Robinson, 1973 ; Pearson et Rightmire, 1980) et le géothermomètre CO_2 (Arnórsson *et al.*, 1983 ; Giggenbach, 1988).

Différents processus pouvant affecter la composition chimique des eaux chaudes profondes, au cours de leur remontée et de leur refroidissement depuis le réservoir géothermique vers la surface, les géothermomètres chimiques doivent être manipulés avec précaution en fonction du milieu géologique où ils sont appliqués et en fonction des gammes de température estimées.

Les relations géothermométriques classiques ont parfois été révisées en tenant compte de différents points d'application comme, par exemple, le géothermomètre SiO_2 (Schoeller et Schoeller, 1977 ; Michard, 1979 ; Fournier et Potter, 1982 ;

Ragnarsdóttir et Walther, 1983 ; Arnórsson *et al.*, 1983 ; Giggenbach *et al.*, 1983 ; Giampaolo *et al.*, 1992 ; Arnórsson, 2000), le géothermomètre Na/K (Michard, 1979 ; Tonani, 1980 ; Arnórsson *et al.*, 1983 ; Nieva et Nieva, 1987 ; Giggenbach, 1988 ; Kharaka et Mariner, 1989 ; Arnórsson, 2000) et le géothermomètre Na-K-Ca (Fournier et Truesdell, 1973, 1974 ; Páces, 1975 ; Benjamin *et al.*, 1983).

Face à certains problèmes d'application des géothermomètres « classiques », d'autres géothermomètres, plus empiriques et plus récents, ont fait leur apparition. Il s'agit, notamment, de géothermomètres utilisant le lithium ou des rapports de cations avec le lithium : Na/Li (Fouillac et Michard, 1981 ; Kharaka *et al.*, 1982 ; Michard, 1990), Mg/Li (Kharaka *et al.*, 1985 ; Kharaka et Mariner, 1989 ; Giggenbach, 1988).

D'autres relations thermométriques ont été définies en utilisant des rapports de cations par rapport au potassium :

- **Ca/K²** (Fournier et Truesdell, 1973 ; Michard, 1990) ;
- **Mg/K²** (Giggenbach *et al.*, 1983 ; Giggenbach, 1988 ; Michard, 1990) ;
- **Fe/K²** (Michard, 1990 ; Alaux-Négrel, 1991) ; - **Sr/K²** (Michard, 1990) ;
- **Mn/K²** (Michard, 1990) ;

Mais aussi des facteurs de cations par rapport au potassium :

- **F*K** (Michard, 1990) ; - **W*K²** (Michard, 1990 ; Alaux-Négrel, 1991) ;
- **Mo*K²** (Alaux-Négrel, 1991) ; - **U*K** (Alaux-Négrel, 1991) ;

et par rapport au sodium : **Rb/Na** et **Cs/Na** (Michard, 1990).

Les erreurs engendrées par les estimations de températures en utilisant les géothermomètres sont liés à des processus de mélange d'eaux d'origine différente, qui viennent perturber l'état d'équilibre eau-roche existant en profondeur, dans le réservoir géothermique ;

Malgré leurs imperfections, les géothermomètres chimiques demeurent des outils précieux pour la prospection géothermique. Néanmoins, ces outils doivent être appliqués avec précaution et par des spécialistes en géochimie des fluides, qui tiennent compte de :

- l'ensemble des résultats obtenus à partir des analyses chimiques et isotopiques des eaux thermales étudiées et des principales conclusions associées ;

- l'évolution de ces eaux, qui peuvent subir différents processus de perturbation (processus de mélange avec des eaux superficielles plus froides, processus de dissolution ou précipitation de minéraux, processus de dégazage, etc.), au cours de leur remontée depuis le réservoir géothermique vers la surface.

VI.3.1.2.1 Le géothermomètre à silice

La silice est l'un des constituants majeurs de l'écorce terrestre ; omniprésente dans les roches magmatiques, elle entre également dans la composition de nombre de roches sédimentaires (argiles, marnes, grès...) (ISSAADI A. ; 1992)

A/ Les géothermomètres SiO₂ classique.

Ont été définis par Fournier (1977). Ils dépendent de l'équilibre de la solution avec le quartz, la calcédoine, la cristobalite et la silice amorphe à des températures de 0 à 250 °C

Les différentes variétés allotropiques de la silice (quartz, calcédoine et silice amorphe) se dissolvent en donnant naissance, à l'équilibre, à une variété monomère H₄SiO₄ ; la réaction de solubilisation correspondante est indépendante du pH (jusqu'à pH > 9,5) et de la force ionique de la solution, la mise en solution est donc essentiellement fonction de la température.

Les feldspaths, les pyroxènes, les olivines libèrent aussi 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...

Précautions et recommandations pour l'utilisation des géothermomètres à silices.

La température estimée à partir du géothermomètre à silice ne faisant pas appel à un rapport de concentrations peut être préférentiellement affectée par des processus de séparation de phases (perte de vapeur) ou de dilution

Recommandations en termes de concentrations

Il est recommandé d'utiliser deux relations géothermométriques à silice (calcédoine et quartz) pour les sources ou les puits de faible profondeur, si la concentration de la silice non dissociée se trouve entre 60 et 250 ppm. Quand la teneur en silice non dissociée est inférieure à 60 ppm, le terme « température à silice » se réfère à la calcédoine. La référence à l'équilibre avec le quartz est faite, par contre, pour des concentrations en silice dissoute supérieures à 250 ppm (Arnórsson, 1975).

Recommandations en termes de température

Quelques précautions doivent être prises en utilisant le géothermomètre SiO₂ (Gunter *et al.*, 1992). Kharaka et Mariner (1989) ont recommandé que le thermomètre à calcédoine soit utilisé pour des températures comprises entre 40 et 70 °C et le thermomètre à quartz entre 70 et 250 °C.

Cependant, ces deux thermomètres doivent être utilisés avec précaution au-delà de 200 °C car aux températures de surface, les eaux deviennent sursaturées vis-à-vis de la silice amorphe, qui peut alors précipiter lors de la remontée du fluide vers la surface ; des températures trop basses pourraient alors être calculées à cause de la perte de SiO₂ dissous.

Dans le cas où l'ébullition se produit lors de la remontée de l'eau vers la surface, la silice dissoute va devenir plus concentrée. Si ce phénomène est suspecté, un calcul adiabatique devra être fait plutôt qu'un calcul par conduction, où l'ébullition n'est pas supposée se produire.

Recommandations en termes de milieu géologique

Dans le cas de roches carbonatées, le géothermomètre SiO₂ n'est pas satisfaisant d'un point de vue expérimental. Malgré cela, les géothermomètres SiO₂ ayant été calibrés expérimentalement avec des roches silicatées peuvent être utilisés pour des applications dans des systèmes géothermiques caractérisés par la présence d'un réservoir prédominé par les carbonates.

En effet, le plus souvent, la circulation de l'eau et les temps d'interaction sont beaucoup plus importants dans ces systèmes que lors d'expériences menées en laboratoire. Ces systèmes représentent des réservoirs infinis même pour la silice (Giampaolo *et al.*, 1992).

Le géothermomètre SiO₂ est insensible aux variations modérées de salinité du fluide (TDS). Il ne semble pas affecté par la présence de substances organiques dissoutes, même si la solubilité de la silice a montré qu'elle augmentait lors de la formation de complexes aqueux avec certains ligands organiques (Bennet et Siegel, 1989).

Cependant, ce géothermomètre n'est pas fiable pour des eaux acides riches en sulfates contenant peu de chlorures (Fournier et Truesdell, 1973).

B/. NOUVEAUX GÉOTHERMOMÈTRES SiO₂

Ragnarsdóttir et Walther (1983) ont étudié l'effet de la pression du fluide sur le géothermomètre à silice.

Les résultats de cette étude, combinés à d'autres mesures de solubilité du quartz, aboutissent à un géothermomètre à silice sensible à la pression pour des fluides ayant subi une perte adiabatique de vapeur (ann. 2, tabl. 3).

Ce géothermomètre peut s'appliquer à des solutions à l'équilibre avec le quartz pour des températures de 180 à 340 °C et des pressions de fluide allant de la pression de saturation de l'eau à 500 bars.

Les températures des eaux thermales ayant été en équilibre avec le quartz et ayant subi une perte adiabatique de vapeur peuvent être calculées avec confiance (± 3 °C) en utilisant l'équation de ce géothermomètre, jusqu'aux pressions de 500 bars et pour des températures variant de 180 à 240 °C.

Des précautions doivent être prises si les températures dépassent 250 °C à cause de la ré-équilibration rapide entre le quartz et le fluide (Ellis et Mahon, 1977 ; Rimstidt et Barnes, 1980).

L'équation de ce nouveau géothermomètre peut prédire avec une assez bonne précision les températures profondes des puits géothermiques, quand les différents facteurs, qui affectent la température et le mélange du fluide sont pris en compte.

La validité de cette équation a été testée en comparant les températures estimées à partir des concentrations de silice dissoute de fluides de puits géothermiques avec les mesures de température en profondeur.

Pour la plupart de ces puits, on a remarqué que les mesures de température étaient toujours légèrement plus basses que celles estimées à partir de l'équation.

Ceci a été attribué au refroidissement de la roche encaissante au voisinage du forage, causé par la décompression du fluide au cours du flash (Menzies *et al.*, 1982), et non à la mauvaise calibration de l'équation qui, elle, donnait les valeurs de température profonde plus représentatives (avant refroidissement).

Une nouvelle équation thermométrique est proposée par Arnórsson (2000) pour les géothermomètres à quartz (ann. 2, tabl. 3). Elle est basée sur la révision de données expérimentales de la solubilité du quartz dans l'eau.

Fournier et Rowe (1966), Michard (1979), Arnórsson *et al.* (1983), Verma (2000), Fournier et Potter (1982) et Giggenbach *et al.* (1983), ont également proposé des relations thermométriques empiriques pour le géothermomètre à quartz (ann. 2, tabl. 3).

Schoeller et Schoeller (1977) et Schoeller (1976) ont, quant à eux, formalisé un nouveau géothermomètre SiO₂ lié aux sources thermominérales, basé sur les rapports cations/silice de l'eau et du granite ou des roches cristallophylliennes (ann. 2, tabl. 4). Ce géothermomètre complète celui de Fournier (1977), en tenant compte du chlore contenu dans la roche ainsi

que des cations et de la silice apportés par l'eau d'infiltration alimentant le circuit hydrothermal (la concentration de la silice est exprimée en moles et celle des cations en équivalents).

Michard (1979, 1990), Arnórsson *et al.* (1983) et Verma (2000) ont proposé de nouveaux géothermomètres à calcédoine et silice amorphe (ann. 2, tabl. 4). Giampaolo *et al.* (1992), ont déterminé aussi trois géothermomètres expérimentaux à silice (ann. 2, tabl. 4).

On peut alors utiliser les concentrations en silice de ces dernières pour calculer leur température d'équilibre à partir des formules suivantes :

Methode 01 (M1) : Quartz pas sans perte de vapeur (Fournier, 1977)

$$T(C^{\circ}) = \frac{1309}{5,19 - \text{Log } SiO_2} - 273,15$$

Methode 02 (M2) : Calcédoine. (Fournier, 1977)

$$T(C^{\circ}) = \frac{1032}{4,69 - \text{Log } SiO_2} - 273,15$$

(Concentration en mg/l)

En supposant l'équilibre atteint avec la calcédoine. Au-dessus de 160°C, on peut être sûr de la présence de quartz. En dessous, on ne peut choisir entre les deux valeurs qui diffèrent d'environ 25°C.

VI.3.1.2.2 Les géothermomètres à cations (Na-K)

A/ Les géothermomètres à cations (Na-K) classique

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 :

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

Toutefois, et selon Fournier et Truesdell (1973), le rapport Na/K ne doit pas être appliqué pour estimer la température si $\sqrt{M_{Ca}} / M_{Na} > 1$ (M = molarité), car la température calculée sera plus haute que la véritable température d'interaction eau/roche. Mais il peut être

utilisé pour estimer la température des eaux alcalines ou proches de la neutralité, qui ne déposent pas de travertins, et/ou des eaux de faible concentration en calcium et de forte teneur en sodium (i.e., $\log (\sqrt{\text{Ca}} / \text{Na}) < 0,5$).

Les équations correspondantes sont :

$$\text{❖ Selon A.J. Ellis Méthode 03 (M3) : } T (C^{\circ}) = \frac{908}{0.700 + \text{Log} \frac{\text{Na}}{\text{K}}} - 273.15.$$

$$\text{❖ Selon A.H. Trusdell Méthode 04 (M4) : } T (C^{\circ}) = \frac{856}{0.857 + \text{Log} \frac{\text{Na}}{\text{K}}} - 273.15.$$

$$\text{❖ Selon R.O. Fournier Méthode 05 (M5) : } T (C^{\circ}) = \frac{1217}{1.483 + \text{Log} \frac{\text{Na}}{\text{K}}} - 273.15.$$

$$\text{❖ Selon Arnorson Methode 06(M6) : } T (C^{\circ}) = \frac{933}{0.993 + \text{Log} \frac{\text{Na}}{\text{K}}} - 273.15.$$

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. L'application du géothermomètre dans ce cas conduirait à des températures allant de 145 à 500°C. (GLACON J. 1967).

Avantages et inconvénients du géothermomètre

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.

Le rapport Na/K peut, être modifié par des réactions d'échanges avec des minéraux argileux (Weissberg et Wilson, 1977) ou par un enrichissement en potassium provenant de roches sédimentaires ou de matériel volcanique de réservoirs plus surfaciques (Michard *et al.*, 1976). *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.*

Il peut également mener à de fausses estimations de températures pour des eaux provenant d'environnement de basse température (Henley *et al.*, 1984). La raison principale de ces fausses estimations dans un tel environnement est que la température d'équilibre entre feldspaths et eaux géothermales n'est pas atteinte à basse température et que le rapport Na/K

des eaux est gouverné par le lessivage des roches plutôt que par l'équilibre chimique (D'Amore *et al.*, 1987). Ce dernier est particulièrement efficace pour des eaux riches en CO₂ où les cations peuvent être lessivés de la roche encaissante par l'acide carbonique. Le rapport Na/K dans les lessivats peut affecter la température vers le haut ou vers le bas (Güleç, 1994 ; Pope *et al.*, 1987).

Les températures calculées à partir du géothermomètre Na/K sont généralement trop élevées quand elles sont appliquées à des eaux riches en calcium, particulièrement dans des systèmes à faible température. En effet, dans ces conditions, le calcium, le sodium et le potassium sont en compétition dans les réactions d'échange d'ions avec les minéraux silicatés et de ce fait faussent l'équilibre Na/K - feldspath (Nicholson, 1993).

Le géothermomètre Na/K, contrôlé par l'équilibre entre l'albite et le K-feldspath, donne de bons résultats pour des températures comprises entre 175 et 200 °C. Des températures anormalement hautes sont obtenues si la température de l'eau est inférieure à 100 °C. De plus, les eaux riches en calcium ne conduisent pas à des températures raisonnables et il apparaît que la teneur en calcium doit être prise en compte (Fournier et Truesdell, 1973).

Le géothermomètre Na-K-Ca (Fournier et Truesdell, 1973) semble être plus fiable que le géothermomètre Na/K pour les eaux de basses températures et/ou concentrées en calcium.

B/. NOUVEAUX GÉOTHERMOMÈTRES Na/K

Un nouveau géothermomètre Na/K est proposé par Arnórsson (2000), basé sur les propriétés thermodynamiques de l'albite et du K-feldspath (ann. 2, tabl. 5). Pour des eaux diluées ou légèrement salines à des températures inférieures à 300 °C, le rapport des activités Na/K peut être pris pour le rapport des concentrations.

Michard (1990) a mis au point un géothermomètre Na/K, à partir d'une analyse statistique de données provenant d'eaux thermales en contact avec des granites européens (ann. 2, tabl. 5).

Arnórsson *et al.* (1983) ont proposé trois géothermomètres Na/K après avoir étudié les basaltes d'Islande (ann. 2, tabl. 5).

Tonani (1980), Nieva et Nieva (1987), Giggenbach *et al.* (1983), Michard (1979) ont proposé des relations géothermométriques pour le thermomètre Na/K basées sur l'équilibre entre les feldspaths sodique et potassique (ann. 2, tabl. 5).

Fournier (1979) a également proposé un géothermomètre Na/K (ann. 2, tabl. 5).

Enfin, Kharaka et Mariner (1989) ont défini une relation géothermométrique Na/K (ann. 2, tabl. 5) ne pouvant pas être appliquée aux eaux de champs pétroliers ; elle est, par contre, beaucoup plus fiable pour les systèmes géothermaux (coefficient de corrélation $\rho = 0,87$), spécialement pour des températures supérieures à environ 150 °C.

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1180}{1,31 + \log \text{Na/K}} - 273,15$$

VI.3 1.2.3 LE GEOTHERMOMETRE Na/K/Ca (correction du géothermomètre Na/K)

A/ LE GEOTHERMOMETRE Na/K/Ca classique

Fournier et Truesdell (1973) considèrent que l'ajout de calcium au géothermomètre Na/K proposé par White (1965) puis Ellis (1970), rend compte d'un échange possible des cations Ca^{2+} et Na^{+} entre le solide, en l'occurrence un plagioclase, et la solution.

Le remplacement du calcium dans un plagioclase par du sodium s'accompagnant d'un remplacement de l'aluminium par le silicium, Michard et Fouillac (1976) ont cherché une démonstration plus exacte de la relation thermométrique de Fournier et Truesdell (1973), afin de savoir ce qu'elle impliquait.

Dans des conditions d'équilibre entre l'eau, le plagioclase et le feldspath potassique, le bon fonctionnement de ce géothermomètre à des températures « élevées » ($100\text{ }^{\circ}\text{C} < T < 375\text{ }^{\circ}\text{C}$) tendrait à indiquer que les plagioclases qui s'équilibrent avec l'eau ont une composition moyenne voisine de $\text{Ab}_{80}\text{An}_{20}$ (i.e. plagioclase peu calcique).

Benjamin *et al.* (1983) ont d'ailleurs proposé que la dissolution des minéraux d'altération influençant les concentrations aqueuses avaient un impact sur le géothermomètre Na-K-Ca ; cette influence pouvait d'ailleurs également s'appliquer au géothermomètre Na/K. Ils concluent que le géothermomètre Na-K-Ca est basé sur des réactions d'altération plutôt que sur des échanges d'ions entre feldspaths en admettant, cependant, qu'il reste difficile de savoir si les réactions d'altération jouent véritablement.

Ce géothermomètre doit être appliqué si

- (1) la silice est présente en excès,
- (2) l'aluminium est conservé dans les phases solides et
- (3) qu'il n'y a pas de changement de pH (Nicholson, 1993).

Pour remédier à ces difficultés, R.O. FOURNIER et A.H. TRUESDELL [1973] ont proposé un géothermomètre Na-K-Ca.

$$\log \frac{\text{Na}}{\text{K}} + \beta \log \frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}} = \frac{1647}{T} - 2,24$$

$$\text{Soit : Methode 07 (M7)} \quad T^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{2,24 + \log \text{Na/K} + \beta \log \sqrt{\text{Ca/Na}}} - 273,15^*$$

*Concentrations exprimées en Moles/l

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

Han (1979) a énuméré les facteurs produisant le plus souvent des erreurs dans les estimations de températures avec le géothermomètre Na-K-Ca. L'application du géothermomètre Na-K-Ca dans les conditions suivantes peut conduire à des estimations de température erronées (Serra, 2004) :

-Les interactions eau/roche continues (dissolution/précipitation) quand l'eau migre du réservoir géothermal vers le point de prélèvement. Par exemple, les eaux contenant initialement un peu de calcium conduisent à des estimations de températures d'aquifères trop basses à cause de réactions eau/roche continues lors de la remontée du fluide. Cependant, les eaux initialement riches en CO_2 et en calcium peuvent conduire à des estimations de températures trop élevées à cause de la précipitation rapide de carbonates de calcium (en quantités significatives dans les zones de remontées du fluide quand l'ébullition a lieu) et de réactions plus lentes concernant le sodium et le potassium (Fournier et Truesdell, 1973 ; Arnórsson *et al.*, 1982) ;

- l'écart par rapport à l'équilibre chimique ;

- le mélange avec des eaux équilibrées, à différentes températures ;

- les eaux de composition chimique différente de celle utilisée par Fournier et Truesdell (1973) ;

- les eaux acides et riches en sulfates contenant peu de chlorures (Fournier et Truesdell, 1973) ;

- les eaux riches en CO₂ (D'Amore *et al.*, 1987 ; Páces, 1975 ; Páces et Cermak, 1976 ; Fouillac et Michard, 1977). Comme la concentration absolue de calcium dans les eaux est contrôlée par les minéraux carbonatés, le niveau de la pression partielle de CO₂ en solution influencera fortement la concentration en calcium. Il a aussi été réalisé que l'influence du CO₂, l'ébullition (créant une perte de CO₂, qui cause la précipitation de carbonates de calcium) et la dilution avec des eaux profondes riches en CO₂ pouvaient affecter le géothermomètre. De plus, le géothermomètre Na-K-Ca doit être appliqué avec prudence si la pression partielle de CO₂ à l'équilibre avec l'eau est supérieure à 10⁻⁴ atm et la température inférieure à 75 °C (Páces, 1975). Dans ce cas, une forme modifiée du géothermomètre Na-K-Ca a été proposée (ann. 2, tabl. 2) ;

B/. NOUVEAU GÉOTHERMOMÈTRE Na-K-Ca

Benjamin *et al.* (1983) ont proposé une nouvelle équation du géothermomètre Na-K-Ca en modifiant les constantes de Fournier et Truesdell (1973) à l'aide de la méthode des moindres carrés (ann. 2, tabl. 2). Bien que cette méthode mène à un jeu de constantes améliorées pour le géothermomètre Na-K-Ca et à une estimation significative des paramètres thermodynamiques pour les équilibres eau/roche, une plus ample utilisation de ces contraintes thermodynamiques dépend de l'obtention de données thermodynamiques des phases d'altération observées.

Le géothermomètre Na-K-Ca établi par Páces (1975 ; ann. 1, tabl. 2) a déjà été évoqué au VI.3.1.2.2.B.

VI.3.1.2.4 LE GEOTHERMOMETRE Na/K/Ca/Mg (correction du géothermomètre Na/K/Ca)

- Les réactions d'échange avec d'autres ions, notamment le magnésium. à cause de la solubilité des silicates magnésiens à faible température, de fortes teneurs en magnésium dans les eaux sont un sérieux désavantage pour l'application de ce géothermomètre. Pour pallier à cela, Fournier et Potter (1979) ont conçu des équations et des abaques pour corriger les effets contraires du magnésium sur le géothermomètre chimique Na-K-Ca. Ces outils peuvent être utilisés pour déterminer les corrections appropriées de température pour des eaux données avec des températures Na-K-Ca supérieures à 70° C et $R < 50$, où $R = [Mg / (Mg+Ca+K)] * 100$ avec les concentrations des cations exprimées en équivalents. Les eaux avec $R > 50$ proviennent probablement d'aquifères froids à des températures proches de celles des sources, sans tenir compte de températures Na-K-Ca beaucoup plus fortes.

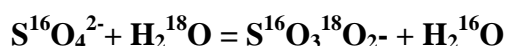
- procédure de calcul du géothermomètre Mg:

Calcul de l'expression $R = (Mg/(Mg+Ca+K))*100$, 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 en (annexe 3), pour déterminer Δt (Mg) qui est la correction de température en°C à soustraire de T(Ca,Na,K).

La correction empirique du géothermomètre Na-K-Ca pour de fortes teneurs en magnésium (Fournier, 1981) peut être appliquée si la teneur en magnésium ne subit pas un enrichissement excessif par rapport au potassium et au calcium lors d'un mélange du fluide initial profond avec des eaux provenant de réservoirs de moindre profondeur (D'Amore et al., 1987).

Le géothermomètre « isotopique » $SO_{42}\text{-}H_2O$, qui prend en considération la distribution à l'équilibre des isotopes de l'oxygène de l'eau et du sulfate dissous.

La réaction isotopique décrivant cette répartition thermo-dépendante est la suivante :



Urey (1947), Lloyd (1968) et Mizutani et Rafter (1969) ont proposé des équations qui relient le fractionnement de cet équilibre à la température (ann. 2, tabl. 1).

Le coefficient de fractionnement entre l'ion sulfate et l'eau est décrit par :

$$\delta(SO_{42} - H_2O) = \frac{(^{18}O/^{16}O)SO_{42}}{(^{18}O/^{16}O)H_2O}$$

ou :

$$\delta(SO_4^{2-} - H_2O) = 1 + \frac{\delta SO_4^{2-} - \delta H_2O}{1000}$$

L'équilibre isotopique qui s'établit dans un réservoir géothermique en milieu cristallin à une température donnée peut être perturbé, au cours de la remontée du fluide à la surface. Ces perturbations affectent aussi bien les teneurs en oxygène-18 de l'eau que celles du sulfate dissous par des phénomènes de réduction ou d'oxydation du soufre (Michelot, 1988).

Lloyd (1968) montre que la vitesse d'échange isotopique en oxygène-18 entre les ions sulfates et l'eau est fonction de la température et du pH de la solution. À partir de ces résultats, Pearson et Rightmire (1980) ont proposé une équation pour calculer le temps de demi-équilibre (ann. 2, tabl.1). Cet échange isotopique eau-sulfate pourrait être utilisé comme géochronomètre. (Serra, 2004)

Il existe également un échange isotopique en ^{34}S entre sulfate et sulfure (Robinson, 1973) :

$$4\text{S} + 4\text{H}_2\text{O} = 3\text{H}_2\text{S} + \text{HSO}_4 + \text{H}^+$$

L'équation reliant le fractionnement à la température est donnée dans le tabl.1 l'ann 2.

Pour les températures et pH des fluides géothermiques, la vitesse d'échange en oxygène-18 est beaucoup plus grande que celle en ^{34}S . Ainsi, un équilibre isotopique entre l'eau et le sulfate peut être atteint sans que celui entre le sulfate et le sulfure ne le soit (Chiba *et al.*, 1985).

VI.3.1.2.5. Géothermomètres « plus récents » (lithium, éléments traces, etc.)

VI.3.1.2.5.1 LES GÉOTHERMOMÈTRES LITHIUM

Michard (1979, 1990) a été le premier à proposer des géothermomètres faisant intervenir le lithium et plus précisément le rapport Na/Li, un faible rapport Na/Li semblant être représentatif des zones les plus chaudes d'un terrain. Puis, Kharaka *et al.* (1982) ont également proposé un tel géothermomètre expérimenté pour des bassins pétroliers. Fouillac et Michard (1981) ont défini des géothermomètres lithium.

Kharaka *et al.* (1985) et Kharaka et Mariner (1989) ont quant à eux proposé des géothermomètres basés sur le rapport $\sqrt{\text{Mg/Li}}$ (ann. 2, tabl. 6).

VI.3.1.2.5.1.1. LES GÉOTHERMOMÈTRES Na/Li

La dépendance du lithium sur la température est plus forte que celle du sodium : environ quatre ordres de magnitude entre 0 et 300 °C pour le lithium contre environ deux ordres de grandeur pour le sodium.

Le rapport Na/Li, difficilement modifié pendant la remontée du fluide, semble donner de bonnes estimations des températures de profondeur (Fouillac et Michard, 1981).

Ce géothermomètre, bâti à partir d'une analyse statistique de données sur des fluides de forages du monde entier, présente deux avantages certains (Michard, 1979 ; Fouillac et Michard, 1981) :

les eaux froides superficielles obéissent approximativement à la relation thermométrique Na/Li ; nous avons vu qu'il n'en était pas ainsi ni pour la silice ni, surtout, pour le Na/K ;

-les éléments Na et Li ne subissent guère de modifications de concentration lors de la remontée des eaux, beaucoup moins que le potassium. Ainsi, le rapport Na/Li des sources naturelles de Wairakei (NouvelleZélande) aurait permis de déterminer avec exactitude la température profonde (250°C), alors que Na/K ne donne que 170°C à cause de la perte de 40 % du potassium au cours de la remontée.

Ben Dhia et Meddeb (1990) ont constaté que le géothermomètre Na/Li n'était pas fiable si l'eau avait interagi avec des roches de type évaporitique ou dolomitique (la même remarque s'applique, d'ailleurs, aux géothermomètres Na/K). Kharaka et Mariner (1989) soulignent, quant à eux, que ce géothermomètre n'est pas beaucoup utilisé, notamment à cause de sa dépendance avec les chlorures. Les deux géothermomètres Na/Li, définis par Fouillac et Michard (1981), sont, d'ailleurs, fonction de la concentration en chlorure (ann. 2, tabl. 6).

G. MICHARD et C. FOUILLAC (1981) à partir d'une étude statistique portant sur des eaux issues de milieux granitiques et de volcanisme acide.

Pour les eaux de salinité modérée (Cl < 10 000 mg/l), ils proposent l'équation :

Méthode 08 (M8)

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{\log \text{Na/Li} + 0,38} - 273,15$$

Et pour les saumures (Cl > 10 000 mg/l) :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{\log \text{Na/Li} - 0,13} - 273,15$$

(Concentrations exprimées en moles/l)

Ces relations ne permettent pas d'obtenir la température avec la même précision que la silice et que, peut-être, le Na/K. On aura une estimation à ± 20°C. Par contre, Na/Li possède deux gros avantages :

Le géothermomètre Na/Li est donc un géothermomètre un peu grossier, mais très sûr. Au minimum, il pourra être utilisé pour discuter la signification des températures données par la silice et le Na/K

VI.3 1.2.5.1.2. Le géothermomètre Mg/Li

Kharaka *et al.* (1985a) ont, les premiers, défini un géothermomètre Mg/Li à partir d'échantillons d'eaux de formation provenant de champs pétroliers. Kharaka et Mariner (1989), par la suite, en ont défini un deuxième pour estimer les températures profondes des bassins sédimentaires, où la salinité des eaux et les pressions hydrauliques sont généralement plus fortes qu'en milieu géothermal. Ce géothermomètre peut donner, cependant, de bonnes estimations de températures dans de tels systèmes (ann. 2, tabl. 6). Une régression linéaire de cette équation a également été établie pour les échantillons provenant uniquement d'eaux de champs pétroliers (ann. 2, tabl. 6). Kharaka et Mariner (1989) recommandent de ne pas

utiliser cette dernière équation pour des eaux géothermales de températures supérieures à 200°C.

VI.3.1.2.5.1.3. Le géothermomètre Li

Fouillac et Michard (1981) ont défini deux géothermomètres empiriques faisant intervenir la concentration en lithium pour des eaux naturelles provenant de nombreux sites géothermaux. Ces géothermomètres dépendent de la salinité des eaux, faible à modérée d'une part ($Cl < 0,3 M$) et forte pour les eaux marines et les saumures ($Cl > 0,3 M$).

Comme la concentration en Li est sensible au mélange avec les eaux froides et à des pertes de vapeur, ce géothermomètre est plus difficile à utiliser et nécessite de savoir si des processus de mélange ont eu lieu.

VI.3.1.2.5.2. LE GÉOTHERMOMÈTRE CO₂

Le géothermomètre CO₂ est utile pour l'estimation des températures profondes des zones de fumeroles (Arnórsson *et al.*, 1983). Son application implique l'analyse des concentrations en CO₂ dans les vapeurs de fumeroles. La fonction de température s'applique entre 180 et 300 °C (ann. 2, tabl. 7).

La réaction gouvernant les pressions de CO₂ dans un système pleinement à l'équilibre correspond à (Giggenbach, 1988, 1991) :



La dépendance de la température de cette réaction invariante est fiable avec une relativement bonne précision (PCO₂ en bar, T en °C) par l'équation dans le tabl.7 l'anne 2.

VI.3.1.2.5.3. LE GÉOTHERMOMÈTRE SiO₂/CO₂

Arnórsson *et al.* (1983) ont trouvé que les concentrations en CO₂ dans les eaux des réservoirs géothermaux n'étaient dépendantes que de la température de ces eaux. Ils conclurent que c'était le résultat d'une équilibration totale entre solutés et minéraux dans ces réservoirs. Aux températures supérieures à 200 °C, la plupart du carbonate total dissous est sous forme de CO₂ ; assimiler le carbonate analysé au CO₂ est, donc, une approximation satisfaisante. Il est bien connu que les concentrations en silice des eaux portées à haute température sont contrôlées par la solubilité du quartz. Supposer, alors, une relation entre silice et carbonate total pour les eaux géothermales de haute température semble être une bonne approximation.

L'utilisation de cette relation permet d'estimer la température en profondeur d'eaux thermales ayant subi un processus de mélange et n'ayant pas dégazé (Arnórsson, 1985).

VI.3.1.2.5.4. LE GÉOTHERMOMÈTRE Ca/K²

Le rapport Ca/K² a été considéré comme un géothermomètre potentiel par Fournier et Truesdell (1973), qui l'ont associé au thermomètre Na/K dans le géothermomètre NaK-Ca (ann. 2, tabl. 7). À partir de leur équation, une relation empirique peut être dérivée (Michard, 1990 ; ann. 2, tabl. 7).

VI.3.1.2.5.5. LE GÉOTHERMOMÈTRE Mg/K²

Giggenbach *et al.* (1983) ont proposé un géothermomètre Mg/K², qui peut être utilisé quand le sodium et le calcium dissous ne sont pas à l'équilibre avec les minéraux (par exemple, l'eau de mer dans un aquifère de basse température). Cependant, il ne peut être utilisé que quand les teneurs en potassium et en magnésium sont fortes. À cause du rapport de concentrations Mg/K², d'importantes erreurs dans les calculs arrivent s'il y a mélange avec des eaux moins profondes (D'Amore *et al.*, 1987). De plus, la relation thermométrique suggérée par Giggenbach *et al.* (1983) est reliée à un équilibre entre la chlorite, l'adulaire et la muscovite (ann. 2, tabl. 7). (Serra, 2004)

Quelques problèmes d'utilisation de ce géothermomètre ont été soulevés par Mutlu et Güleç (1998). Le géothermomètre Mg/K² donne des températures basses qui sont similaires et dans certains cas plus faibles que celles des eaux de décharge. Ceci est probablement dû à l'augmentation de la solubilité du magnésium avec la diminution de la température et de son lessivage des roches pendant la remontée des eaux vers la surface ; les teneurs en magnésium plus fortes que celles du réservoir conduisent donc à une sous-estimation des températures car l'équation géothermométrique est basée sur l'utilisation des rapports Mg/K². En d'autres termes, tant que Mg reflète l'équilibre à des niveaux peu profonds, le géothermomètre Mg/K² n'est pas un bon indicateur des températures profondes.

Une combinaison des géothermomètres Na/K et Mg/K² proposée par Giggenbach *et al.* (1983) sous la forme de diagrammes ternaires Na/1000-K/100-√Mg est plus adaptée et est plus fiable pour une estimation des températures de réservoir. Michard (1990), lors de son étude statistique sur des eaux thermales en contact avec des granites européens, a également formulé un géothermomètre Mg/K² (ann. 2, tabl. 7).

VI.3.1.2.5.6. LE GÉOTHERMOMÈTRE Mg/Na

Une technique géothermométrique différenciant les eaux peu évoluées des eaux bien équilibrées provenant des réservoirs géothermaux profonds et donnant alors une indication de la bonne application des géothermomètres pour une eau donnée a été proposée par Giggenbach

(1988). Cette technique combine les géothermomètres Na/K (Fournier, 1979) et Mg/K² (Giggenbach *et al*, 1983) par le moyen d'un graphe triangulaire Na-K-Mg^{1/2} (ann. 2, tabl. 7).

Le géothermomètre Na/K, qui se réajuste relativement lentement dans les environnements froids rencontrés par l'eau lors de sa remontée, est peu affecté par le mélange avec les eaux de moindre profondeur et indique généralement les températures d'équilibration en profondeur. Le géothermomètre K²/Mg est, au contraire, très sensible au refroidissement et au mélange avec des eaux de moindre profondeur.

VI.3.1.2.5.7. LE GÉOTHERMOMÈTRE Mo/K²

Il existe un équilibre entre une phase minérale sensible à la température et les concentrations en molybdène des eaux thermales de milieu granitique (ann. 2, tabl. 7). La faiblesse du coefficient de corrélation (0,61) peut signifier que le molybdène n'a pas un comportement simple (Alaux-Négrel, 1991 in Serra 2004).

VI.3.1.2.5.8. LE GÉOTHERMOMÈTRE U/K

En considérant l'uranium sous la forme U(OH)₅, son comportement dans une trentaine de sources pyrénéennes (température de réservoir entre 80 et 110 °C) en fonction de la température a été modélisé (ann. 2, tabl. 7). Il semblerait que dans ce système l'uranium soit régulé par l'uraninite (Alaux-Négrel, 1991; in Serra 2004).

VI.3.1.2.5.1.9. AUTRES GÉOTHERMOMÈTRES

Beaucoup d'ions autres que les ions alcalins (Li, Rb, Cs) présentent, par rapport au potassium, des variations assez similaires avec la température (Michard, 1990). Ceci veut dire que de nombreux éléments y compris le sodium, mais avec exceptions pour Li, K, Rb et Cs, montrent une dépendance similaire avec la température. Toutes les relations :

$$\log(\text{Me}) / (\text{K})^z = A / T + B \quad (z : \text{charge de Me})$$

Peuvent être considérées comme des géothermomètres « auxiliaires », mais peuvent aussi être utilisées pour calculer la concentration totale de l'élément Me dans une eau, si les constantes A et B et la température T sont connues. Michard (1990) a par conséquent identifié de nombreux géothermomètres à partir d'une analyse statistique d'eaux granitiques profondes provenant d'Europe et sous la forme générique donnée ci-dessus. Il a également identifié des

VI.3.1.2.5.1.9.1. Le géothermomètre Fe/K²

Le log Fe/(K)² montre une corrélation plutôt bonne avec l'inverse de la température absolue pour toutes les sources d'eaux granitiques où les données de fer sont disponibles.

Alaux-Négrel (1991) a établi une équation similaire -à plus faible coefficient de corrélation- en utilisant toutes les sources hormis les sources mélangées et les sources de surface (ann. 2, tabl. 7). Les eaux alcalines étant relativement riches en sulfure, la relation entre le log (Fe/K²) et la température profonde est supposée due à l'existence d'un contrôle exercé par la solubilité d'un sulfure de fer, FeS₂ ou FeS.

VI.3.1.2.5.1.9.2. Le géothermomètre Sr/K²

Le strontium est moins affecté par le refroidissement de l'eau que le magnésium et le calcium. Le rapport Sr/K² montre une très forte corrélation avec la température dans le cas des eaux de massifs granitiques.

VI.3.1.2.5.1.9.3. Le géothermomètre Mn/K²

Le manganèse est un élément très sensible aux réactions de sub-surface et au mélange avec des eaux superficielles. Le rapport Mn/K² des eaux granitiques étudiées est relié très approximativement à la température de l'aquifère.

VI.3.1.2.5.1.9.4. Le géothermomètre F*K

La relation de ce géothermomètre peut être expliquée par : (a) le contrôle du fluor par la solubilité de la fluorite (CaF₂) ; et (b) la relation entre Ca/(K)² et la température de l'aquifère.

VI.3.1.2.5.1.9.5. Le géothermomètre W*K²

La relation de ce géothermomètre peut être expliquée par : la solubilité de la scheelite (CaWO₄) ; et par la relation entre Ca/(K)² et la température de l'aquifère. Alaux-Négrel (1991) a établi une équation similaire -à plus faible coefficient de corrélation- en utilisant toutes les sources hormis les sources mélangées et les sources de surface (ann. 2, tabl. 7).

VI.3.1.2.5.1.9.6. Les géothermomètres Li/Na, Rb/Na, Cs/Na

Les ions Li⁺, Rb⁺ et Cs⁺ sont fortement liés à la teneur en sodium avec une pente de + 1 sur une échelle log - log dans le cas des eaux de massifs granitiques. Ceci est compatible avec des éléments contrôlés, présents en tant qu'ions monovalents en solution. Les rapports (ions alcalins en trace)/Na sont relativement bien reliés à la température.

VI.3.1.2.5.1.9.7. Remarques

Le comportement de l'étain, de l'argent, du cobalt, de l'arsenic et du zinc n'est pas lié exclusivement à la température profonde et aux éléments mobiles, et par conséquent, aucune relation géothermométrique n'a pu être établie pour le cas d'eaux provenant de massifs granitiques et assimilés. Les concentrations en sulfures intervenant dans les équilibres minéralogiques les contrôlent probablement. (Alaux-Négrel, 1991).

VI.3.2. Méthodologie d'interprétation des estimations.

L'analyse discriminatoire préalable doit porter sur deux points majeurs :

- Peut-on admettre que l'émergence considérée est bien représentative de ce qu'est l'eau au niveau du gisement et qu'elle n'a été ni mélangée ni diluée ? Bien souvent il n'existe pas de réponse claire à cette question et on se contente d'admettre que parmi la population d'émergences considérée, celle qui est la plus minéralisée et la plus chaude est la plus représentative, mais sans pouvoir affirmer qu'elle l'est réellement (c'est la moins mélangée, mais on ne peut affirmer qu'elle ne l'est pas également).

- Peut-on admettre que l'équilibre chimique eau-roche était atteint en profondeur ? On peut maintenant répondre de façon plus scientifique à cette question en ayant recours aux programmes de calcul qui permettent, à partir des paramètres de l'analyse de recalculer les index de saturation de l'eau vis à vis des minéraux et vérifier ainsi la possibilité d'application des différentes méthodes de géothermométrie..

A défaut de réponse claire à ces deux questions fondamentales, on peut, faute de mieux, adopter la démarche pragmatique proposée par G. Michard qui applique en France ces méthodes pour l'établissement d'une carte des températures de réservoirs alimentant les sources thermales en France :

A- Utilisation de 3 géothermomètres :

- . Silice
- . Na/K ou sa correction Na/K/Ca
- . Na/Li

B- Définition de 4 niveaux de certitude :

a) *Température estimée avec certitude :*

. Indications concordantes des 3 méthodes et existence d'une discussion de leur condition d'application.

b) *Température estimée très certainement significative :*

- . Concordance de deux (02) géothermomètres
- . Explication de la discordance du 3 ème

c) *Température estimée douteuse :*

- . Une (01) seule méthode est interprétable quantitativement
- . Informations qualitatives des 2 autres méthodes

d) *Température non significative.*

VI.3.2.1 Calcul de la profondeur

Pour chaque source thermique, la profondeur du gisement hydrothermal peut être évaluée en utilisant le gradient géothermique estimé et la température calculée par les géothermomètres comparée à la température de l'air, en se rapportant à l'équation suivante :

$$P = \frac{T_{cal} - T_{air}}{G}$$

G : Gradient géothermique régional (°C/100 m)

T_{cal} : Température calculée par le géothermomètre (°C);

T_{air} : Température moyenne annuelle de l'air °C

VI.4. Application des Géothermomètres et calcule des profondeurs.

Dans ce chapitre, nous allons tenter d'appliquer des équations géothermométriques empiriques, basées sur les différents processus pouvant affecter la composition chimique des eaux chaudes profondes, durant leur remontée et leur refroidissement depuis le gisement géothermique vers la surface, la manipulation des géothermomètres chimiques doit être avec précaution en fonction des conditions du milieu où ils sont appliqués et en fonction des gammes de température estimées.

VI.4.1 Application des géothermomètres aux deux griffons de Hammam Essalhine.

VI.4.1.1 Application des géothermomètres à Silice (griffons H.Es):

Les résultats obtenus après l'application des géothermomètres à silice sont représentés dans le (tableau 27),

Tableau 27 -Températures estimées par les géothermomètres à silice (griffons H.Es).

Méthode Désignation	Températures calculées (°C)			Températures mesurées
	M1 Quartz, pas de perte de vapeur	M2 Calcédoine	Quartz, avec perte de vapeur	
H.Es Griffon 01	115,83	87,03	114,60	61
H. Es Griffon 02	112,85	83,79	112,05	50

Les géothermomètres à Quartz et à Calcédoine donnent des estimations significatives supérieures à celle mesurées avec des coefficients de corrélation de 0.931 pour les deux géothermomètres. Avec le même écart prévu d'environ 25°C.

La différence de température estimée entre les deux griffons n'est que de 3°C ce qui conforte l'hypothèse d'un gisement thermique commun, cette différence peut s'expliquer par la précipitation de silice due au refroidissement des eaux du deuxième griffon.

VI.4.1.2. Application des géothermomètres à cations (Na-K) (Griffons H.Es).

Verification selon Fournier et Truesdell (1973).

- le rapport Na/K ne doit pas être appliqué pour estimer la température si $\sqrt{M_{Ca} / M_{Na}} > 1$ (M = molarité).

$(\sqrt{M_{Ca} / M_{Na}})_{\text{Griffon 01}} = 0,35$, (le rapport est inférieure à 01).

$(\sqrt{M_{Ca} / M_{Na}})_{\text{Griffon 02}} = 0,35$, (le rapport est inférieure à 01).

- Et aussi il faut que le rapport $\log(\sqrt{Ca / Na})$ soit inférieure à 0,5.

$\log(\sqrt{Ca / Na})_{\text{Griffon 01}} = -1,70$, inférieure à 0,5.

$\log(\sqrt{Ca / Na})_{\text{Griffon 02}} = -1,71$, inférieure à 0,5.

Les résultats obtenus après l'application des quatre géothermomètres à cations, ont donnés des estimations significatives supérieures à celle mesurées (tableau 28).

Tableau 28 -Températures estimées par les géothermomètres à cations (Griffons H.Es).

Méthode Désignation	Températures calculées (°C)				Températures mesurées
	M3 A.J. Ellis	M4 Arnorson	M5 R.O. Fournier	M6 A.H. Trusdell	
Hammam Essalhine G1	155,33	102,93	146,20	113,65	61
Hammam Essalhine G2	133,90	85,36	130,68	96,55	50

On remarque que les géothermomètres M4 de Arnorson et M6 de trusdell donnent des estimations assez proches, les géothermomètres M3 Ellis et M5 fournier donnent également des estimations très rapprochées.

Les estimations ont une fourchette de 40°C pour les deux griffons, avec un maximum de 155°C pour le griffon 01, et un minimum de 85°C pour le griffon 02. Beaucoup plus élevées que celle obtenus avec le géothermomètre à silice, dépassant les 100°C pour la plupart,

Avec des coefficients de corrélation de 0,92 pour toutes les estimations des géothermomètres.

VI.4.1.3. Essai de correction. Application des géothermomètres Na/K/Ca (Griffons H.Es).

Les résultats obtenus après l'application de ce géothermomètre, ont donnés des estimations significatives supérieures à celle mesurées (tableau 29).

Tableau 29 -Températures estimées par le géothermomètre Na/K/Ca en °C.

Méthode Désignation	Températures calculées (°C)		Températures mesurées
	M7 géothermomètre Na/K/Ca		
	$\beta = 4/3$	$\beta = 1/3$	
Hammam Essalhine G1	148,88	149,92	61
Hammam Essalhine G2	137,15	138,14	50

Les résultats obtenus avec $\beta = 4/3$ sont tous supérieures à 100°C donc les estimations des géothermomètres à cation ne sont pas rejetés, et on garde les résultats trouvé avec $\beta = 1/3$ comme estimation pour M7. Ce géothermomètre à un bon coefficient de corrélation de l'ordre de 0.92.

Les estimations calculé par M7 sont très proche des estimations données par le géothermomètre à cation d'Ellis M3 et de Fournier M4.

VI.4.1.4. Application des géothermomètres Na/K/Ca/Mg. (Griffons H.Es)

Le tableau ci-après récapitule le calcul du géothermomètre Mg.

Tableau 30-Recapitulatif de calcul du géothermomètre Na/K/Ca/Mg en °C.

Méthode Désignation	Paramètre de calcul				Températures mesurées
	correction géothermomètre				
	M7	R	ΔT	T° estimé Na/K/Ca/Mg	
H.Es. Griffon 01	149,92	16,25599286	50	99,92	61
H.Es. Griffon 02	138,14	17,20174396	40	98,14	50

Les estimations obtenues avec ce géothermomètre sont un peu proches des estimations de la méthode 4 d'Arnorson.

VI.4.1.5. Application des géothermomètres Na/Li et Mg/Li.

Les résultats obtenus après l'application de ce géothermomètre, ont donnés des estimations significatives supérieures à celle mesurées (tableau 31).

Tableau 31-Températures estimées par le géothermomètre Na/Li en °C.

Méthode Désignation	Températures calculées		Températures mesurées
	M8 géothermomètre Na/Li	Géothermomètre Mg/Li	
Hammam Essalhine G1	168,08	177,79	61
Hammam Essalhine G2	171,63	162,12	50

Corroborant les deux géothermomètres M3, M5 et M7 (tableaux 28 & 29), Comme ce géothermomètre donne des résultats à $\pm 20^\circ\text{C}$ (eaux profonde non diluées par les eaux de surface)

Les résultats obtenus ont un coefficient de corrélation de 0.84 pour le Na/li et 0.74 Mg/Li.

VI.4.1.6. Calcule des profondeurs;

Les tableaux suivant récapitulent les profondeurs calculées suivant les températures estimées par les différents géothermomètres.

Tableau 32- profondeurs calculées par chaque Températures estimées par les géothermomètres (H. Essalhine)

A

	Géothermomètre à silice							
	M1 Quartz, pas de perte de vapeur		M2 Calcédoine		Quartz, avec perte de vapeur		α -cristobalite	
	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)
Griffon 01	115,83	2 388,51	87,03	1 701,22	114,60	2 359,16	65,23	1 181,00
Griffon 02	112,85	2 317,37	83,79	1 623,96	112,05	2 298,29	62,28	1 110,60

B

	Géothermomètre à cations											
	M3 A.J. Ellis		M4 Arnorson		M5 R.O. Fournier		M6 A.H. Trusdell		M7 Na/K/Ca		Correction Mg	
	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)
Griffon 01	155,33	3 331,21	102,93	2 080,60	146,20	3 113,30	113,65	2 336,40	149,92	3 202,19	99,92	2 008,88
Griffon 02	133,90	2 819,83	85,36	1 661,27	130,68	2 742,85	96,55	1 928,36	138,14	2 920,92	98,14	1 966,26

C

	Géothermomètre à Lithium			
	M8 Na/Li		Mg/LI	
	T°C	P(m)	T°C	P(m)
Griffon 01	168,08	3 635,65	177,79	3 867,29
Griffon 02	171,63	3 720,20	162,12	3 493,44

Interprétation des estimations (GRIFFONS DE HAMMAM ESSALHINE)

Griffon 01

L'estimation des deux géothermomètres à cations d'Ellis et de Fournier ainsi que la correction avec M7 donnent des estimations très proches entre 146°C et 155° avec un écart de d'estimation du géothermomètre Na/Li de moins de 20°C.

Et vu que le géothermomètre Mg/Li donne une estimation trop élevée.

Et vu que les estimations des géothermomètres à silice sont à prendre sous réserve du faite de la précipitation de la silice, causée par la baisse de température, néanmoins significatives de l'ordre de grandeur et donnent une information qualitative d'appréciation.

Donc on peut dire que la température d'environ $\approx 150^{\circ}\text{C}$ estimée est très certainement significative du gisement du griffon 01 de hammam Essalhine.

Avec une profondeur calculée entre 3100m et 3300m

Donc c'est de la géothermie à moyenne énergie et c'est des champs classés semi-thermaux

Griffon 02

Du faite de son faible débit, de la grande surface d'exposition du bassin d'accumulation (forte évaporation), on a une précipitation plus accentuée de la silice (dépôts bien visibles) (géothermomètres à silice perturbés) augmentation de la concentration des éléments "tel que le lithium" du faite de l'évaporation estimée à environ 3% de plus que le bassin du griffon 01.

Tous les signes indiquent que le griffon 02 découle du même gisement géothermale que le griffon 01, mais a subi une perturbation soit dans la remontée ou tout simplement des faits cités auparavant.

Nonobstant, hypothèses d'un gisement commun avec le griffon 01,

Les géothermomètres à silices donnent une température estimée douteuse d'environ 110°C , avec une profondeur calculée de 2300m.

les géothermomètres à cations et la correction, donnent une température estimée douteuse (mais la plus probable) d'environ $\approx 135^{\circ}\text{C}$, Avec une profondeur allant de 2700m à 2900m du gisement du griffon 02.

De même pour le lithium, une température douteuse estimée à 171°C . avec une profondeur calculée de $\approx 3700\text{ m}$.

Donc c'est de la géothermie à moyenne énergie et c'est un champ classé semi-thermal.

VI.4.2. Application des géothermomètres aux eaux du Forage de Hammam Elknif.

VI.4.2.1 Application des géothermomètres à Silice (H.Elknif):

Les résultats obtenus après l’application des géothermomètres à silice sont représentées dans le (tableau 33),

Tableau 33-Températures estimées par les géothermomètres à silice en °C (H.Elknif).

Méthode Désignation	Températures calculées (°C)			Températures mesurées
	M1 Quartz, pas de perte de vapeur	M2 Calcédoine	Quartz, avec perte de vapeur	
Hammam Elknif	115,98	87,19	114,73	51.7

Les géothermomètres à Quartz et à Calcédoine donnent des estimations significatives supérieures à celle mesurées avec des coefficients de corrélation de 0.93 pour les deux géothermomètres. Avec le même écart prévu d’environ 25°C.

VI.4.2.2. Application des géothermomètres à cations (Na-K) (H.Elknif).

Verification selon Fournier et Truesdell (1973).

- le rapport Na/K ne doit pas être appliqué pour estimer la température si $\sqrt{M_{Ca}} / M_{Na} > 1$ (M = molarité).
- ($\sqrt{M_{Ca}} / M_{Na}$)_{H.Elknif} = 0,36 , (le rapport est inférieure à 01).
- Et aussi il faut que le rapport $\log(\sqrt{Ca} / Na)$ soit inférieure à 0,5.
- $\log(\sqrt{Ca} / Na)$ _{F.H.Elknif} = -1,67, inférieure à 0,5.

On peut donc appliquer les géothermomètres à cation.

Les résultats obtenus après l’application des quatre géothermomètres à cations, ont donnés des estimations significatives supérieures à celle mesurée (tableau 34).

Tableau 34-Températures estimées par les géothermomètres à cations (Forage H.Elknif).

Méthode Désignation	Températures calculées (°C)				Températures mesurées
	M3 A.J. Ellis	M4 Arnorson	M5 R.O. Fournier	M6 A.H. Trusdell	
Forage H.Elknif	153,29	101,26	144,74	112,03	51.7

On remarque que les géothermomètres M4 de Arnorson et M6 de trusdell donnent des estimations assez proches, les géothermomètres M3 Ellis et M5 fournier donnent également des estimations très rapprochées.

Les estimations ont une fourchette de 50°C, avec un maximum de 153°C donner par Ellis, et un minimum de 101°C pour Arnorson. Beaucoup plus élevées que celle obtenus avec le géothermomètre à silice, dépassant tous les 100°C.

Avec des coefficients de corrélation de 0,92 pour toutes les estimations des géothermomètres.

VI.4.2.3. Essai de correction. Application des géothermomètres Na/K/Ca (Forage H.Elknif).

Les résultats obtenus après l'application de ce géothermomètre, ont donnés des estimations significatives supérieures à celle mesurées (tableau 35).

Tableau 35-Températures estimées par le géothermomètre Na/K/Ca (Forage H.Elknif).

Méthode Désignation	Températures calculées (°C)		Températures mesurées
	M7 géothermomètre Na/K/Ca		
	$\beta = 4/3$	$\beta = 1/3$	
Forage H.Elknif	147,65	148,79	51.7

Le résultat obtenu avec $\beta = 4/3$ est supérieure à 100°C, donc les estimations des géothermomètres à cation ne sont pas rejetés, et on garde les résultats trouvé avec $\beta = 1/3$ comme estimation pour M7. Ce géothermomètre à un bon coefficient de corrélation de l'ordre de 0.92.

Les estimations calculé par M7 sont très proche des estimations données par le géothermomètre à cation d'Ellis M3 et de Fournier M4.

VI.4.2.4. Application des géothermomètres Na/K/Ca/Mg. (Forage H.Elknif).

Le tableau ci-après récapitule le calcul du géothermomètre Mg.

Tableau 36-Recapulatif de calcule du géothermomètre Na/K/Ca/Mg en °C.

Méthode Désignation	Paramètre de calcule correction géothermomètre				Températures mesurées
	M7	R	ΔT	T° estimé Na/K/Ca/Mg	
	Forage H.Elknif	148.79	25	60	

L'estimation obtenue avec ce géothermomètre est un peu proches des estimations de la méthode 2 de la calcédoine.

VI.4.2.5. Application des géothermomètres Na/Li et Mg/Li (Forage H.Elknif).

Le résultat obtenu après l'application du géothermomètre Na/Li, a donné une estimation significatives supérieures à celle mesurées, le géothermomètre Mg/Li donne une estimation aberrante (valeur négative). (Tableau 37)

Tableau 37-Températures estimées par les géothermomètres à Li en °C (Forage H.Elknif).

Méthode Désignation	Températures calculées		Températures mesurées
	M8 géothermomètre Na/Li	Géothermomètre Mg/Li	
Forage H.Elknif	173,13	/	51.7

Malgré son estimation trop élevé, le géothermomètre Na/Li néanmoins corrobore les trois géothermomètres M3, M5 et M7 (tableaux 34 & 35), Comme ce géothermomètre donne des résultats à $\pm 20^{\circ}\text{C}$ (eaux profonde non diluées par les eaux de surface)

Les résultats obtenus ont un coefficient de corrélation de 0.84 pour le Na/li

VI.4.2.6. Calcule des profondeurs;

Les tableaux suivant récapitulent les profondeurs calculées suivant les températures estimées par les différents géothermomètres.

Tableau 38- profondeurs calculées par chaque Températures estimées par les géothermomètres

A

	Géothermomètre à silice							
	M1 Quartz, pas de perte de vapeur		M2 Calcédoine		Quartz, avec perte de vapeur		α -cristobalite	
	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)
Forage H.Elknif	115,98	2 392,09	87,19	1 705,12	114,73	2 362,22	65,38	1 184,55

B

	Géothermomètre à cations											
	M3 A.J. Ellis		M4 Arnorson		M5 R.O. Fournier		M6 A.H. Trusdell		M7 Na/K/Ca		Correction Mg	
	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)
Forage H.Elknif	153,29	3 282,64	101,26	2 040,90	144,74	3 078,55	112,03	2 297,86	148,79	3 175,21	88,79	1 743,23

C

	Géothermomètre à Lithium	
	M8 Na/Li	
	T°C	P(m)
Forage H.Elknif	173,13	3 756,18

INTERPRÉTATION DES ESTIMATIONS (FORAGE HAMMAM ELKNIF)

L'estimation des deux géothermomètres à cations d'Ellis et de Fournier ainsi que la correction avec M7 donnent des estimations très proches entre 144°C et 153° avec un écart de d'estimation du géothermomètre Na/Li d'environ 20°C.

Et vu que le géothermomètre Mg/Li donne une estimation aberrante.

Et vu que les estimations des géothermomètres à silice sont à prendre sous réserve du fait de la précipitation de la silice, causée par la baisse de température, néanmoins significatives de l'ordre de grandeur et donnent une information qualitative d'appréciation.

Donc on peut dire que la température d'environ $\cong 148^{\circ}\text{C}$ estimée est très certainement significative du gisement exploité par le forage de hammam Elknif.

Avec une profondeur calculée entre 3100m et 3300m

Donc c'est de la géothermie à moyenne énergie et c'est un champ classé semi-thermal

VI.4.3 Application des géothermomètres aux eaux de Hammam Djaarir.

VI.4.3.1 Application des géothermomètres à Silice (H.Djaarir):

Les résultats obtenus après l'application des géothermomètres à silice sont représentées dans le (tableau 39),

Tableau 39-Températures estimées par les géothermomètres à silice en °C (H.Djaarir).

Méthode Désignation	Températures calculées (°C)			Températures mesurées
	M1 Quartz, pas de perte de vapeur	M2 Calcédoine	Quartz, avec perte de vapeur	
H.Djaarir	92,69	62,13	94,65	33.5

Les géothermomètres à silice amorphe et à β -cristobalite ont donnés des valeurs aberrantes (négatives), Le géothermomètre α -cristobalite est également à exclure car son estimation est trop proche des températures d'émergence.

Pour les géothermomètres à Quartz et à Calcédoine donnent des estimations significatives supérieures à celle mesurées avec des coefficients de corrélation de 0.93 pour les deux géothermomètres. Avec le même écart prévu d'environ 25°C.

VI.4.3.2. Application des géothermomètres à cations (Na-K) (H.Djaarir).

Verification selon Fournier et Truesdell (1973).

- le rapport Na/K ne doit pas être appliqué pour estimer la température si $\sqrt{M_{Ca}} / M_{Na} > 1$ (M = molarité).

$(\sqrt{M_{Ca}} / M_{Na})_{H.Djaarir} = 0,46$, (le rapport est inférieure à 01).

- Et aussi il faut que le rapport $\log(\sqrt{Ca} / Na)$ soit inférieure à 0,5.

$\log(\sqrt{Ca} / Na)_{H.Djaarir} = -1,66$, inférieure à 0,5.

On peut donc appliquer les géothermomètres à cations.

Les résultats obtenus après l'application des quatre géothermomètres à cations, ont donnés des estimations significatives supérieures à celle mesurée (tableau 40).

Tableau 40-Températures estimées par les géothermomètres à cations en °C (H.Djaarir).

Méthode Désignation	Températures calculées (°C)				Températures mesurées
	M3 A.J. Ellis	M4 Arnorson	M5 R.O. Fournier	M6 A.H. Trusdell	
H.Djaarir	117,11	71,50	118,21	83,00	33.5

On remarque que les géothermomètres M4 de Arnorson et M6 de trusedell donnent des estimations très proches (1°C de différence), les géothermomètres M3 Ellis et M5 fournier donnent également des estimations assez rapprochées.

Les estimations ont une fourchette de 50°C, avec un maximum de 118°C donné par fournier, et un minimum de 71°C pour Arnorson. Beaucoup plus élevées que celle obtenus avec le géothermomètre à silice, dépassant les 100°C pour fournier et Ellis.

Avec des coefficients de corrélation de 0,92 pour toutes les estimations des géothermomètres.

VI.4.3.3. Essai de correction. Application des géothermomètres Na/K/Ca (H.Djaarir).

Les résultats obtenus après l’application de ce géothermomètre, ont donnés des estimations significatives supérieures à celle mesurées (tableau 41).

Tableau 41-Températures estimées par le géothermomètre Na/K/Ca en °C (H.Djaarir).

Méthode Désignation	Températures calculées (°C)		Températures mesurées
	M7 géothermomètre Na/K/Ca		
	$\beta = 4/3$	$\beta = 1/3$	
Forage H.Elknif	127,16	128,40	33.5

Le résultat obtenu avec $\beta = 4/3$ est supérieure à 100°C, donc les estimations des géothermomètres à cation ne sont pas rejetés, et on garde le résultat trouvé avec $\beta = 1/3$ comme estimation pour M7. Ce géothermomètre à un bon coefficient de corrélation de l’ordre de 0.92.

Les estimations calculé par M7 sont très proche des estimations données par le géothermomètre à cation d'Ellis M3 et de Fournier M4.

VI.4.3.4. Application des géothermomètres Na/K/Ca/Mg. (H.Djaarir).

Le tableau ci-après récapitule le calcul du géothermomètre Mg.

Tableau 42-Recapulatif de calcule du géothermomètre Na/K/Ca/Mg en °C (H.Djaarir).

Méthode Désignation	Paramètre de calcule				Températures mesurées
	correction géothermomètre				
	M7	R	ΔT	T° estimé Na/K/Ca/Mg	
H.Djaarir	128.40	11.77	10	118.40	51.7

L'estimation obtenue avec ce géothermomètre est un très proches des estimations des géothermomètres à cations avec un écart de 0.19°C avec fournier et 1.29°C avec la méthode d'Ellis.

VI.4.3.5. Application des géothermomètres Na/Li et Mg/Li (H.Djaarir).

Le résultat obtenu après l'application du géothermomètre Na/Li, a donné une estimation significatives supérieures à celle mesurées, le géothermomètre Mg/Li donne une estimation aberrante (valeur négative). (Tableau 43)

Tableau 43-Températures estimées par les géothermomètres à Li en °C(H.Djaarir).

Méthode Désignation	Températures calculées		Températures mesurées
	M8 géothermomètre Na/Li	Géothermomètre Mg/Li	
H.Djaarir	117,92	/	51.7

Le géothermomètre Na/Li corrobore les trois géothermomètres M3, M5 et M7 et à la correction Mg (tableaux 40, 41 & 42), une estimation très proche avec un écart de 0.5°C avec M7, de 0.81°C avec M3 d'Ellis, et seulement de 0.3°C avec M5 de fournier.

Le résultat obtenu à un coefficient de corrélation de 0.84 pour le Na/li

VI.4.3.6. Calcule des profondeurs;

Les tableaux suivant récapitulent les profondeurs calculées suivant les températures estimées par les différents géothermomètres.

Tableau 44- profondeurs calculées par chaque Températures estimées par les géothermomètres

A

	Géothermomètre à silice							
	M1 Quartz, pas de perte de vapeur		M2 Calcédoine		Quartz, avec perte de vapeur		α-cristobalite	
	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)
Hamмам Djarire	92,69	1 836,28	62,13	1 106,82	94,65	1 883,17	42,50	638,43

B

	Géothermomètre à cations											
	M3 A.J. Ellis		M4 Arnorson		M5 R.O. Fournier		M6 A.H. Trusdell		M7 Na/K/Ca		Correction Mg	
	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)	T°C	P(m)
Hamмам Djarire	117,11	2 418,98	71,50	1 330,54	118,21	2 445,31	83,00	1 605,01	128,40	2 688,64	118.40	2 449,97

C

	Géothermomètre à Lithium	
	M8 Na/Li	
	T°C	P(m)
Hamмам Djarire	117,92	2 438,34

INTERPRÉTATION DES ESTIMATIONS (HAMMAM DJAARIR)

Tous les géothermomètres concordent sur une estimation d'environ 118°C, sauf les géothermomètres à silice, cela est due probablement à la précipitation de la silice avec le refroidissement, donc 118°C estimée est très certainement significative pour le gisement alimentant hammam Djaarir.

Avec une profondeur calculée $\cong 2445m$

Donc c'est de la géothermie à moyenne énergie et c'est un champ classé semi-thermal

VI.4.4 corrélation températures estimées et profondeurs calculées

Les graphes suivant représentent la corrélation entre les températures estimées par les différents géothermomètres et les profondeurs calculées.

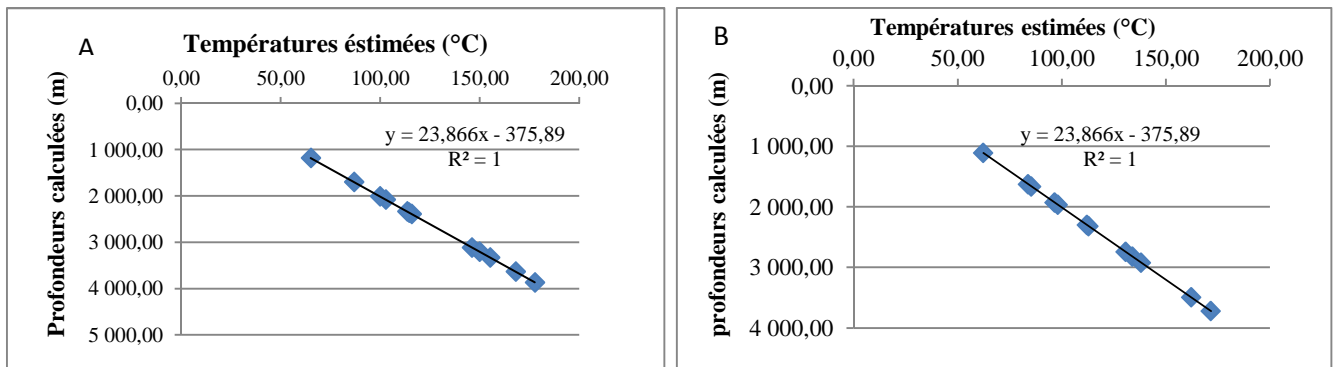


Fig. 59: variation de la température en fonction de la profondeur (Hammam Essalhine).

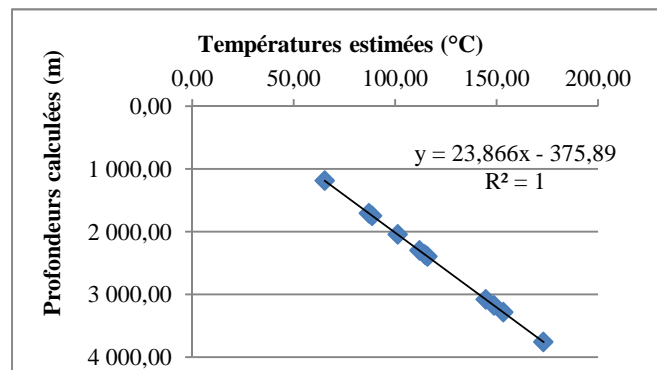


Fig. 60: variation de la température en fonction de la profondeur (Forage H. Elknif).

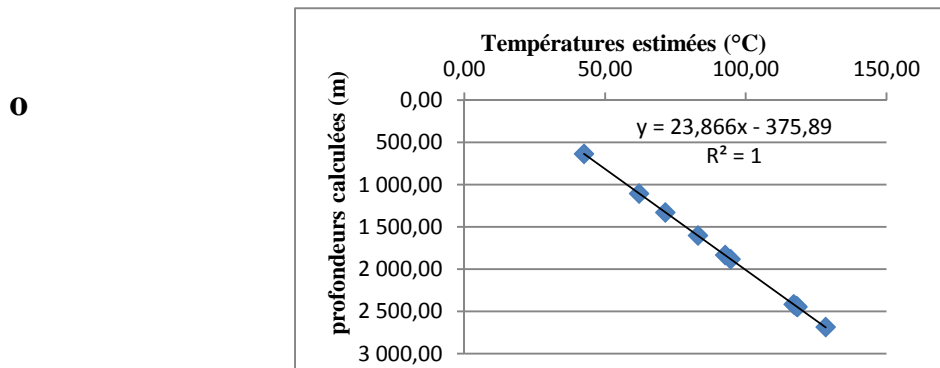


Fig. 61: variation de la température en fonction de la profondeur (H. Djaairir).

On remarque que la corrélation est parfaite car dans les quatre courbes $R^2=1$

L'équation des courbes de tendance " $Y = 23,866X - 375,89$ " c'est la même pour le calcul de la profondeur $P = [(T_{cal}/G) - (T_{air}/G)]$

Où $G=4.19$ °C/100m et $T_{air}=15.75$ °C Donc

$$P = (100T_{cal}/4.19) - (1575/4.19) \Rightarrow P = 23,866T_{cal} - 375.89$$

VI.5. Géothermie perspective

Les centrales nucléaires et thermiques ont le même fonctionnement qu'une chaudière de chauffage centrale. Un combustible (en l'occurrence nucléaire, pétrole, gaz...etc.) permet de créer de la chaleur. Cette chaleur permet au travers d'un échangeur de transformer de l'eau en vapeur, qui accélérée entraînera mécaniquement une turbine. Cette turbine entraînera à son tour un alternateur qui produira l'électricité. Et c'est le principe de production de l'énergie électrique en Algérie.

Les prévisions les plus optimistes prévoient l'épuisement du pétrole dans notre pays dans les 30 prochaines années. ainsi dans la Revue statistique sur l'énergie British Petroleum (juin 2004), indique que la durée de vie des réserves pétrolières de l'Algérie n'est que de 16 ans. La durée de vie des réserves est de 73 ans pour l'Arabie Saoudite, de 92 ans pour l'Iran. Donc les réserves mondiales aussi ne tiendront pas plus d'un siècle. A la lumière de ces prévisions, il est plus qu'urgent (vital) de trouver des énergies de substitution, plus important encore les développées avant la fin de la période pétrolière. Aussi L'énergie nucléaire est très risquée et cause beaucoup de polémique, Ce la dit les énergies renouvelables ou propres sont très prometteuses (solaire, hydrique, éolienne,etc).

Dans ce petit chapitre on va présenter deux exemples pour l'exploitation de l'énergie géothermique le premier c'est un surcircuit de chauffage des bungalows d'un complexe touristique. Le second est l'exemple du site pilote de Soultz-Sous-Forêts en France pour la production d'électricité.

Exploitation d'énergie géothermique

L'exploitation de l'énergie géothermique se fait soit par un **usage direct** (chaleur) cas de (l'exemple 1) utilisation calorifique au moyen d'un échangeur de chaleur qui transmet les calories du fluide géothermique à un fluide de chauffage. Toutes les applications liées au chauffage et à la climatisation peuvent être envisagées (habitat urbain collectif ou individuel, locaux industriels et agricoles (chauffage de serre), thermalisme, balnéothérapie, usages industriels, pisciculture). Afin de rentabiliser au mieux l'utilisation d'une ressource géothermique, les rejets de fluide (réinjection dans l'aquifère) doivent se faire à la température la plus basse possible. La solution idéale est de refroidir le fluide géothermique par des utilisations successives en cascade, jusqu'à la température ambiante. Soit par un **usage indirect** (électricité) (cas de l'exemple 02), en remontant dans un forage, le fluide géothermal, sous forme liquide ou diphasique, se trouve progressivement dépressurisé et se vaporise. La vapeur sous pression ainsi formée permet de convertir son énergie en électricité, au moyen d'une turbine et d'un générateur. À la sortie de la turbine, les rejets de fluide sont encore à près de 100° C, ce qui permet encore une utilisation calorifique de cette énergie.

VI.5.1 EXEMPLE D'UN CIRCUIT DE DISTRIBUTION (chauffage touristique)

Chauffage par énergie géothermique des bungalows d'un complexe touristique

*M. Hellel, O. Bellache et A. Chenak
Centre de Développement des Energies Renouvelables
(2006)*

Un système de chauffage géothermique comprend en général:

- les puits géothermiques d'où est soutiré le fluide géothermique,
- un échangeur permettant de transférer l'énergie de l'eau géothermale à l'eau calo-porteuse circulant dans les habitations,
- le circuit primaire contenant le fluide géothermique qui alimente les bains,
- le circuit secondaire transfère l'énergie de l'eau géothermale aux logements, il comprend un réseau de distribution et un réseau de retour.

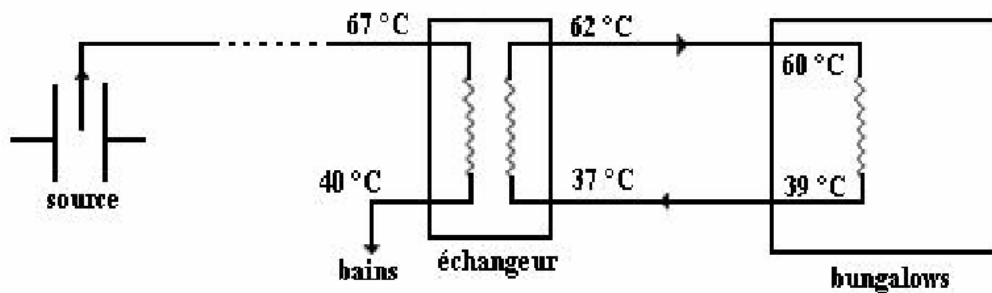


Fig. 62: Présente le schéma de principe de l'installation.

La chaleur nécessaire au chauffage des locaux est transmise, à travers un échangeur, au fluide intermédiaire chargé de la transporter Jusqu'aux locaux où elle sera distribuée au moyen de canalisations.

Le taux d'infiltration est fixé à un demi-volume d'air échangé par heure pendant les heures d'occupation. La cuisine est ventilée pendant cette dernière période. Les gains sont dus aux occupants, au chauffage et à l'éclairage. La température de l'air intérieur est maintenue à 20°C pendant les heures d'occupation et à 15 °C pendant les heures d'inoccupation.

VI.5.2. Exemple du site pilote de Soultz-Sous-Forêts. (Production d'électricité)

Après vingt-deux années de recherches et de travaux, grâce à la contribution de scientifiques, énergéticiens, institutionnels et entreprises de France, d'Allemagne et d'autres pays voisins, le site pilote en géothermie profonde de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin) produit 1,5 Mwe - une quantité qui suffit à alimenter un village de 1.500 habitants - grâce à la chaleur de l'eau pompée à 5.000 mètres de profondeur.

Cette eau est réinjectée dans le sous-sol après utilisation, dans un cycle permanent, sans incidence sur l'environnement. Il s'agit donc d'une énergie propre, disponible, renouvelable et durable, représentant une alternative à la production de vapeur obtenue en brûlant les énergies fossiles.

D'autres centrales géothermales seront conçues et construites pour la production d'énergie, avec des puissances de l'ordre de 20 à 30 MW thermiques ou 3 à 5 MW électriques.

À Soultz-sous-Forêts, les roches sont fracturées naturellement, un avantage majeur puisque l'eau est collectée en utilisant les failles naturelles du sous-sol. Mais il a fallu "détartrer" les failles colmatées par les temps géologiques et créer une boucle de circulation dans le ventre de la terre pour faire remonter l'eau chaude en surface où une centrale électrique capte ses calories.

À Soultz-sous-Forêts, l'eau est pompée en grande profondeur, à 5.000 mètres sous terre, où elle se charge de calories en circulant dans les fractures existantes des roches chaudes, qui sont environ à 200 °C. Elle remonte ensuite en surface, avec une température qui avoisine les 180°C. Elle passe par un système d'échangeurs de chaleur pour y libérer ses calories avant de rejoindre son milieu d'origine par l'intermédiaire du puits d'injection pour se recharger en calories. Là, elle se réchauffe au contact des roches avant d'être à nouveau aspirée quelques jours ou quelques mois plus tard.

Le premier circuit a un débit de 120 m³ par heure. En passant par le système d'échangeurs de chaleur, l'eau géothermale cède ses calories à un fluide de travail (isobutane) qui va se transformer en vapeur sèche et entraîner une turbine, couplée à un générateur. Ce premier parcours s'effectue en circuit fermé, appelé circuit primaire. À la sortie de la turbine, le gaz détendu va passer dans un aérocondenseur pour y être refroidi. Il sera ensuite redirigé dans le système d'échangeurs de chaleur pour y reprendre des calories de l'eau géothermale et ainsi de suite. Ce second circuit est appelé boucle secondaire. Il récupère les calories (du circuit primaire) à l'aide d'un échangeur et libère de l'énergie en alimentant une turbine radiale qui fait tourner un alternateur. C'est ce dernier qui produit l'électricité.

Source ;

<http://www.paperblog.fr/947802/geothermie-profonde-le-site-pilote-de-soultz-sous-forets/>

Conclusion:

Après l'application des onze géothermomètres: trois géothermomètres à silice; six à cations, dont quatre à Na/K, un à Na-K-Ca et un géothermomètre Na-K-Ca-Mg. Et de deux géothermomètres à lithium plus récents Na/Li et Mg/Li, pour l'estimation des températures qui règnent en profondeurs dans les différents gisements hydrothermaux. On s'est rendu compte que les géothermomètres à silice donnaient les estimations de températures les plus basses et le lithium les plus élevées, les estimations des cations étaient intermédiaires et cohérentes.

Malgré que le géothermomètre à silice est réputé d'être le plus fiable, mais du fait de sa grande sensibilité aux conditions d'échantillonnages de prélèvement et de conservation (précipitations et adhérence aux parois) ainsi qu'aux refroidissements et aux mélanges, il n'était pas d'un grand secours dans notre étude, contrairement aux géothermomètres à cations qui sont totalement insensibles au refroidissement, les géothermomètres à lithium fidèle à sa réputation d'être grossier mais très fiable malheureusement un changement de 0.01mg de concentrations de lithium a un impact de 3°C d'estimation, ce qui est très gênant dans nos cas de bassin d'accumulation où le taux d'évaporation est très élevé.

En résultat pour les deux griffons de Hammam Essalhine, les eaux thermales proviennent soit d'un seul gisement géothermal (l'hypothèse la plus probable) à des profondeurs allant de 3100 à 3300 (m) où les eaux sont portées à une température d'approximativement 150°C. Soit que le deuxième griffon provient d'un tout autre gisement avec des températures estimées douteuses variant de 110°C (silice) à 170°C (lithium), et une profondeur allant de 2300(m) à 3700(m). Pour le gisement de Hammam Elknif; une profondeur calculée entre 3100 m et 3300 m pour une température estimée à environ 148°C, quant au gisement de Hammam Djaarir tous les géothermomètres s'accordent pour une estimation d'environ 118°C pour une profondeur calculée de 2445 (m), les trois gisements c'est des champs classés semi-thermal et c'est de la géothermie à moyenne énergie.

Les caractéristiques des gisements étudiés semblent être très intéressantes du point de vue scientifique et aussi économique, et pas seulement dans le domaine touristique mais aussi industriel et énergétique, l'exploitation directe (chauffage) peut être appliquée sans aucun dispositif particulier (sauf canalisations et échangeur). Pour l'usage indirect avec une température estimée à plus de 150°C la production d'électricité est bien possible (sous réserve d'études géologiques complémentaires).



Conclusion générale



Conclusion générale

Cette étude est une contribution à la compréhension du thermalisme dans la région des Aurès, par ce travail, nous avons essayé, d'attribuer une origine géologique aux eaux de ces sources. Puis d'évaluer et de caractériser quelques gisements hydrothermaux qui alimentent les sources thermales des hammams du Nord des Aurès, afin d'évaluer leur potentiel géothermique et ses exploitations possibles.

Les sources thermales de Hammam Essalhine sont situées dans un anticlinal au pied du mont de Ras Serdoun. Les terrains qui affleurent s'étendent du Trias au Quaternaire, de même pour le forage de hammam elknif au pied du mont de Djebel el Knif, Pour la région de hammam Djaarir à Bouhmama à 1100 m d'altitude caractérisée par un affleurement du Crétacé au Miocène.

La zone d'étude à un climat semi-aride (hiver pluvieux et froid et un été chaud et sec), sur la période étudiée de 18 ans (1994 – 2011), Le régime pluviométrique de la wilaya de Khenchela, suit étroitement la variabilité du relief et les zones les plus élevées (nord-ouest de la wilaya) sont les mieux arrosées avec une précipitation moyenne annuelle estimée à environ 900 mm, et à 487,96mm pour la station d'Elhamma. L'observation des relevés montre qu'en général le niveau moyen annuel des précipitations est en régression. L'évapotranspiration réelle est estimée à 488,19mm mobilisant 100% des précipitations de la région de montagne. La température moyenne mensuelle varie entre 7°C et 26°C, avec une moyenne annuelle de 15.75°C. Le mois de juillet étant le plus chaud avec 26.7°C, et le mois de Janvier est le plus froid avec 6.8°C. Le ruissellement ne représente que 10,79% des précipitations, ce qui représente 52,64mm. L'infiltration est estimée à -10,83%. Ce qui permet de percoler -52,87mm dans la région de montagne, et le déficit agricole est estimé à 369,9mm étalé sur la période allant de Juin jusqu'à Octobre, avec un bilan hydrologique déficitaire.

L'étude hydrochimique a démontré que les origines des éléments chimiques sont liées à la dissolution et à l'altération des formations carbonatées du réservoir et aux formations évaporitiques que les eaux thermales dissolues lors de l'ascension. Les éléments Ca^{2+} , Mg^{2+} et Li proviennent à la fois des formations carbonatées et évaporitiques. Les éléments Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-} sont liés à la dissolution des formations évaporitiques (halite et gypse ...etc.). Les éléments HCO_3^- , K^+ et SiO_2 sont liés à la dissolution des formations carbonatées (micas, schistes, gneiss...etc.). Les concentrations relativement élevées du lithium et de la silice témoignent d'un séjour relativement long, d'une température élevée au sein du gisement et par conséquent une grande profondeur (moins importantes pour Hammam Djarire). Les eaux thermales étudiées ont

toutes un *pH neutre* et une conductivité de *classe 2* avec une forte minéralisation. Toutes les eaux ont le même faciès qu'est : *chlorure sodique*.

On remarque aussi la présence de nitrates, qu'est un indice de pollution d'origine anthropique agricole (engrais), mais inférieur à la norme de L'OMS (< 25 mg/l).

Lors de l'utilisation des géothermomètres: à silice, à cations et à lithium (plus récents), pour l'estimation des températures nous nous sommes rendus compte que les géothermomètres à silice donnaient les estimations de températures les plus basses, ceux à lithium les plus élevées, les estimations des géothermomètres à cations étaient intermédiaires et cohérentes.

Vu la grande sensibilité aux conditions d'échantillonnages, de conservation des échantillons, ainsi qu'au refroidissement et aux mélanges le géothermomètre à silice n'était pas d'un grand secours, contrairement aux géothermomètres à cations qui sont totalement insensibles au refroidissement, les géothermomètres à lithium grossiers mais très fiable malheureusement dans notre cas une différence de 0.01mg de concentration du lithium a un impact de 3°C sur l'estimation, ce qui est très gênant dans notre cas vu que les bassins d'accumulations ont un taux d'évaporation très élevé.

En conclusion pour Hammam Essalhine les eaux des sources proviennent d'un gisement géothermal à des profondeurs allant de **3100** à **3300 (m)**, les eaux sont portées à des températures avoisinant **150°C**. Aussi pour le gisement de Hammam Elknif; une profondeur calculée entre **3100** et **3300 (m)** pour une température estimée à environ **148°C**, quant au gisement de Hammam Djaarir tous les géothermomètres s'accordent pour une estimation d'environ **118°C** pour une profondeur estimée à **2445 (m)**, les trois gisements sont des champs classés « semi-thermal » et c'est de la géothermie à moyenne énergie.

Les gisements étudiés semblent avoir des caractéristiques très intéressantes non pas seulement du point de vue scientifique mais aussi économique, et pas seulement dans le domaine touristique mais aussi industriel et énergétique, car avec une température estimée à plus de 150°C. La production d'électricité est possible (sous réserve d'études géologiques complémentaires), quant au chauffage il peut être appliqué sans aucun impact négatif.

RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUE



Références bibliographiques

- A.N.R.H.** (2002) : Étude de synthèse sur l'hydrogéologie des nappes aquifères de la plaine Rémila – Khenchela.
- ALBAN D.** (2006) : Origine et processus de minéralisation des eaux thermales en milieu continental méditerranéen : cas du système géothermal thermopile(Grèce).Mémoire de Doctorat.univ.Paris Sud.267pages.
- ANONYME** (1999) : Les géothermomètres chimiques; Note technique n° 13. 14p
- ANONYME** (2009) : Tourisme magazine; N° 17 mars/avril, page 54-55
- ATHAMENA M.** (2006) : Étude des ressources thermales de l'ensemble allochtone sud Sétifien. Mémoire de Magister, Départ. Hydraulique, Univ. Batna, 130 p.
- ARNÓRSSON S.** (1975) : Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. Am. J. of Sci., 275, p. 763-784.
- ARNÓRSSON S.** (1983) : Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems - Geothermics Vol 12 - p.119-128
- ARNÓRSSON S.** (2000) : The quartz and Na/K geothermometers. I. New thermodynamic calibration. Proceedings World Geothermal Congress 2000, p. 929-934.
- BOUCHAREB H.** (1993) : Apport de la géothermométrie et de données de forages profondes à l'identification des réservoirs géothermiques de l'Algérie du Nord. Mémoire de Magister. IST.USTHB. Alger 105pages.
- BOUGHALLI M.** (2003) : Thermalismes et thalassothérapie en Algérie, Revue la Presse thermique et climatique, p 140-165.
- C.E.N.E.A.P.** (2009) : Plan d'aménagement et de développement durable de la wilaya de Khenchela ; phase n°1 : rapport n°2 évaluation territoriale « Bilan critique-problématique d'aménagement ». Direction De L'environnement. 202 p.
- DIB H.** (2008) : Guide pratique des sources thermales de l'Est algérien ; mémoires du service géologique national ANGCM, 105p.
- DJEBAILI S.** (1984) : Steppe algérienne, phytosociologie et écologie, OPU, Alger, 177p.
- DURIEZ A.** (2006) : Origine et processus de minéralisation d'eaux thermales en milieu continental méditerranéen cas de système géothermale des Thermopyles (GRECE). Thèse de doc. En science de la terre, Uni. De Paris Sud 11, 306p.
- ELLIS A.J.** (1979) : Chemical geothermometry in geothermal systems - Chemical geology 25 - p. 219-226
- EMSALEM R.** (1989) : Climatologie générale, tome I, édition ENL, Alger, 487p.
- FEKRAOUI A.et ABOURICHE A.** (1999) : Ressources Géothermiques du Nord de l'Algérie - Eléments de l'Atlas Géothermique, CDER. Bouzaréah, Alger.

- FOUILLAC C. et MICARD G.** (1981) : Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs - Geothermics Vol 10 n° 1 - pp. 55-70
- FOURNIER R.O. et TRUSDELL AM** (1973) : An empirical Na K Ca - Geothermometer for natural waters Geochimica et cosmochimica acta vol 37 p. 1255-1275
- FOURNIER R.O.** (1979) : A revised equation for Na/K geothermometer Geothermal Resources Council Transactions Vol 3 p. 221-224
- FOURNIER R.O. et POTTER R.W.** (1979) : Magnesium correction to the Na K Ca geothermometer – Geochimica et cosmochimica acta Vol 42 p. 1543-1550
- GARCIA D.** (1986) Etude isotopique et géochimique des eaux thermales des Vosges méridionales – Document du BRGM n° 112.
- GAUME. E.** (2002): Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation pluiedébit, Edition, École nationale des ponts et chaussées, France, 71 p.
- 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 p.
- GOUIADIA L.** (2008) : Influence de la Lithologie et des Conditions Climatiques sur la Variation des Paramètres Physico-Chimiques des Eaux d'une Nappe en Zone Semi-Aride, cas de la nappe de Meskiana Nord-est Algérien. Thèse de Doc. d'état en science Option: Hydrogéologie Départ. De Géologie, Uni. Annaba. 130 p.
- GUENDOUIZ A.** (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 Doc. d'état en Génie rural, Spécialité Sciences de l'eau, Université Saad Dahlab, Blida.
- GUIGUE S.** (1947) : Les sources thermo-minérales de l'Algérie, étude géochimique, Bulletin du service de la carte géologique de l'Algérie, série 3, vol. 2.
- GUIRAUD R.** (1990) : Évolution post-triasique de l'avant pas de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines-Mémoires n° 3. Publication de l'Office national de la géologie.
- HALIMI A.** (1981): L'atlas blidéen "climat et étages végétaux", OPU, Alger, 623p.
- HELLEL M., BELLACHE O. et CHENAK A.** (2006) : Chauffage par énergie géothermique des bungalows d'un complexe touristique, CDER, Alger.
- HOUHA B.** (1996) : Qualité des eaux de Khenchela, étude hydro-chimique, mémoire de magistère, Uni. D'Annaba.120p.
- HOUHA B.** (2007) - Etude de fonctionnement hydrogéochimique et isotopique des eaux de Khenchela, thèse doc. En hydrogéologie, Uni. D'Avignon, France, 140p.
- HUNEAU F.** (2000) – Fonctionnement hydrogéologique et archives paléo climatologiques d'un aquifère profond méditerranéen. Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-est de la France). Thèse De Doctorat. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse France.

- ISSAADI A.** (1981): Étude 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, Doctorat d'état. IST. USTHB. Alger. 274 p.
- LADLANI. I** (2007): Contribution à la gestion optimale de la ressource en eau mobilisée «Choix de formule empirique pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle "ETP" dans les régions de Tébessa et Annaba» thèse du magister, l'université de Batna, 174 p.
- LAFFITTE R.** (1939): Étude géologique de l'Aurès Bull. Serv. Géol. Algérie, N° 15,451p.
- MICHARD G.** (1979): Géothermomètres chimiques - Bull. BRGM section III n° 2 p.183-189
- MICHARD G. , FOUILLAC C.** (1976): Remarques sur le géothermomètre Na K Ca - Journal of volcanology and geothermal research (1) p.297-304
- MUSY et AL.,** (2001): Cours d'hydrologie appliquée. Edition HGA, Bucarest.
- OMS,** (1994): Directive pour la qualité de l'eau de besoin ; vol. I, recommandation.
- OSMANI S.** (2012): Le traçage chimique et isotopique des eaux du versant Nord du massif de l'Aurès, Univ Khenchela, 134pages.
- OUALI S., Khellaf A. et Baddari K.** (2007): Étude des ressources géothermiques du sud algérien Centre de Développement des Énergies Renouvelables, Uni. M'Hamed Bouguerra.
- OUALI S.,** (2006): Les sources Thermales en Algérie, Division Énergie Solaire, Thermique et Géothermie.
- PACES T.** (1975) : A systematic deviation from Na K Ca geothermometer below 75°C and above 10⁻⁴ Atm pCO₂- Geochimica et Cosmochimica acta vol 39 p. 541-544
- RODIER J.** (2009) : l'analyse de l'eau, 9^{ème} édition, Dunod ; 1526 p.
- RAMADE F., 2002.** Dictionnaire encyclopédique de l'écologie et des sciences de l'environnement. Ed. Dunod, 1063 p.
- SAVARY P.** (2003): Guide des analyses de la qualité de l'eau. Editions Techni.Cités. 279p.
- SERRA H., SANJUAN B.** (2004) : Synthèse bibliographique des géothermomètres chimiques appliqués aux eaux géothermales. BRGM/RP-52430-FR, 79 p.
- TRUESDELL A.H., FOURNIER R.O.** (1977) : Procedure for estimating the temperature of a hot-water component in a mixed water by using a plot of dissolved silica versus enthalpy. *J. Res. U.S. Geol. Survey*, 5, n° 1, p. 49-52.
- VALLES V.** (1985) : Étude et modélisation des transferts d'eau et des sels dans un sol argileux. Application au calcul des doses d'irrigation, Thèse Doc. De l'institut national polytechnique de Toulouse.
- VALLES V.** (2010) : Cours sur les eaux thermales université d'Avignon.

Site web:

- <http://e-uapv.univ-avignon.fr>
- <http://fr.wikipedia.org>.
- <http://www.brgm.fr/brgm/geothermie/accueil.htm>.
- <http://www.brgm.fr/domaines/eaux>.
- <http://www.geothermie.net>
- <http://www.geothermie-perspectives.fr>
- <http://www.geothermie-soultz.fr>
- <http://www.paperblog.fr/947802/geothermie-profonde-le-site-pilote-de-soultz-sous-forets/>.
- <http://www.terre-et-eau.univ-avignon.fr>
- <http://www.umc.edu.dz>



ANNEXES



Annexe 1 : (Source station météorologique d'Elhamma – W. Khnechela)
Relevés de des données climatiques de 1994 à 2011.

Préci.	jan	fév.	mars	avril	mai	juin	juil.	aout	sept	oct.	nov.	déc.	P.moy. an.
1994	38	23	29	12	7	10	30	3	41	77	31	26	27,25
1995	98	1	24	42	3	95	16	58	129	38	21	18	45,25
1996	141	102	79	59	16	22	01	36	19	19	6	11	49,10
1997	27	9	17	29	54	9	22	38	73	50	75	55	38,17
1998	6	31	61	59	57	28	00	30	44	34	42	21	37,55
1999	48	14	23	21	64	30	17	86	26	42	89	56	43,00
2000	10	4,4	14,6	10,3	81	60	1,2	9,7	47,2	34,7	17	20,8	25,91
2001	17,8	15,4	4,3	32,4	97,4	1,4	6,5	16,5	81	26,6	38,7	19,4	29,78
2002	9,9	14,9	12,1	26,9	22,2	13,1	27,4	128,6	28	20	84,5	29,5	34,76
2003	110	66	26,2	88,8	17,6	41,7	11	5,9	37,9	81,8	19	44,3	45,85
2004	29	3,9	41,8	53,6	141,7	66,2	5,2	14,5	24,6	15	112,5	110,6	51,55
2005	5	43	35,9	36,4	14,9	46,1	10,8	19,9	42,2	43,2	24,8	46,4	30,72
2006	88,7	43,1	10,5	46,7	148,7	11	41,1	47	22,2	36,6	11,9	76,2	48,64
2007	8,1	17,4	103	76,7	30,4	38,1	12	20,7	122,4	16,8	13,4	49,1	42,35
2008	23,1	7,7	24,8	14,5	102,7	5,6	26,8	57,8	93,7	96,2	15,2	48,5	43,05
2009	145,3	17,8	74,9	145	53,4	6,7	20,7	29,7	72,7	17,9	3,6	23	50,86
2010	30,1	15	15,5	84	87,4	25,3	17	42,7	70,6	36,7	73,2	31,6	44,09
2011	26,9	86,2	98,8	64,3	128,5	57,6	28,1	14,4	18,1	64,9	13,2	42,3	53,6
P.moy.	49,12	25,21	35,10	49,23	58,73	29,95	17,65	37,88	57,32	41,66	39,87	40,38	478,69

Tableau 1- relevé des précipitations mensuelles (1994-2011)

Temp.	jan	fév.	mars	avril	mai	juin	juil.	aout	sept	oct.	nov.	déc.	T°.moy.an.
1994	6,7	7,8	9,7	10,3	20,4	23,1	26	28,2	22,4	16,2	12,5	7,9	15,93
1995	8,4	9,8	8,5	11,2	18,3	22,3	25,9	24,3	20,8	15,9	11,6	9,1	15,51
1996	8,5	5,9	9,3	11,9	16,6	19,6	24,9	26,5	20,5	14,9	11,9	9,7	15,02
1997	8,1	9,8	9,4	12,4	20,3	26,2	26,9	24,9	20,4	16,5	11,2	8,2	16,19
1998	6,7	7,9	9,2	13,9	16,4	23,5	27	26,8	23,2	15,1	10,3	6,2	15,52
1999	7,1	5,3	10,1	14,5	21,7	25,8	26,5	29,5	23,3	19,4	10,2	6,6	16,67
2000	4,3	8	11,4	15,8	20	22,2	27,1	26,3	22,1	15,6	12,4	9,2	16,20
2001	7,8	7,6	15,7	13,5	18,1	23,9	28,2	26,4	21,9	20,7	11	6,3	16,76
2002	6,3	9,1	11,8	14,3	18,7	24,2	26,2	25	20,8	17,7	11,6	8,8	16,21
2003	6,4	5,7	9,6	13,7	18,2	24	28,6	26,9	21,2	18,8	11,3	6,6	15,92
2004	6,7	9,3	11,3	12,4	14,9	21,1	25,5	27,3	20,8	20	9,1	6,8	15,43
2005	4,2	4,4	10,8	13,3	19,8	23,2	27,5	22,7	18,3	17,2	11,3	6,1	14,90
2006	4,3	6,4	11,2	15,9	20,05	24,1	25,5	24,5	20,4	9,5	12	7,1	15,08
2007	8,3	8,8	8,4	12,8	17,8	25	26,3	26,3	21,4	16,8	10,1	6,6	15,72
2008	7,2	8,1	10,2	14,7	18,7	22,3	28	26,5	21,7	16,2	9,1	5,8	15,71
2009	6,2	5,8	9,1	10,2	16,8	22,7	28,1	26	20	15,4	12,5	10,3	15,26
2010	7,4	9,7	11,9	14,9	16,2	22,7	26,3	26,4	21,2	16,4	11,1	8,8	16,08
2011	7,8	6	9,2	14,2	16,3	21,1	26,8	26,5	23,4	15,3	11,5	7,4	16,03
T°.moy	6,80	7,52	10,45	13,33	18,29	23,17	26,74	26,17	21,32	16,53	11,15	7,64	15,75

Tableau 1- Relevé des températures mensuelles (1994-2011)

Annexe 2

(Source: Synthèse bibliographique des géothermomètres chimiques appliqués aux eaux géothermales. **SERRA H., SANJUAN B.** (2004); BRGM/RP-52430-FR,)

Équations des géothermomètres

Géothermomètres	Équations	Intervalle de T	Auteurs
Quartz, pas de perte de vapeur (ppm)	$T\text{ °C} = \frac{1309}{5,19 - \log S_2} - 273,15$	0 - 250 °C	Fournier (1977)
Quartz, perte de vapeur maximum à 100 °C (ppm)	$T\text{ °C} = \frac{1522}{5,75 - \log SiO_2} - 273,15$	0 - 250°	Fournier (1977)
Calcedoine (ppm)	$T\text{ °C} = \frac{1032}{4,69 - \log SiO_2} - 273,15$	0 - 250°	Fournier (1977)
α-cristobalite (ppm)	$T\text{ °C} = \frac{1000}{4,78 - \log SiO_2} - 273,15$	0 - 250°	Fournier (1977)
β-cristobalite (ppm)	$T\text{ °C} = \frac{781}{4,51 - \log SiO_2} - 273,15$	0 - 250 °C	Fournier (1977)
Silice amorphe (ppm)	$T\text{ °C} = \frac{731}{4,52 - \log SiO_2} - 273,15$	0 - 250 °	Fournier et Truesdell (1974)
Na/K (ppm) albite ⇔ K-feldspath	$T\text{ °C} = \frac{855,6}{0,8573 + \log Na/K} - 273,15$	T > 120 °C	Truesdell (1975)
Na/K (ppm) albite ⇔ K-feldspath	$T\text{ °C} = \frac{1217}{1,483 + \log Na/K} - 273,15$	T > 120 °C	Fournier (1979)
Na/K (mol/l)	$T\text{ °C} = \frac{777}{0,4693 + \log Na/K} - 273,15$		Fournier et Truesdell (1973)
Na-K-Ca (mol/kgw) β = 4/3 si T < 100 °C β = 1/3 si T > 100 °C	$T\text{ °C} = \frac{1647}{\log Na/K + \beta \log \sqrt{Ca}/Na + 2,24} - 273,15$	4 - 340 °C	Fournier et Truesdell (1973)
SO ₄ ²⁻ - H ₂ O	$1\ 000 \ln \alpha = 3,251 (10^6/T^2) - 5,6$	T (K)	Lloyd (1968)
SO ₄ ²⁻ - H ₂ O	$1\ 000 \ln \alpha = 2,88 (10^6/T^2) - 4,1$	T (K)	Mizutani et Rafter (1969)
SO ₄ ²⁻ - H ₂ O, t _{1/2} en heures	$\log t_{1/2} = 2,15 * 1\ 000/T + 0,44 \text{ pH} - 3,09$	T (K)	Pearson et Rightmire (1980)
HSO ₄ ⁻ - H ₂ S	$1\ 000 \ln \alpha (HSO_4^- - H_2S) = 5,07 (10^6/T^2) + 6,33$		Robinson (1973)

Tableau 1 - Équations géothermométriques classiques.

Équation	Conditions	Intervalle de T	Auteurs
$\log K = \log \frac{Na^+}{K^+} + 4/3 \log \frac{\sqrt{Ca^{2+}}}{Na^+} - I$	I = -1,36 - 0,253 log P _{CO2} K = constante d'équilibre	T < 75 °C P _{CO2} > 10 ⁻⁴ atm	Páces (1975)
$T = \frac{22\ 200}{64,2 - \log \frac{Na^+}{K^+} + 6,3 \log \frac{\sqrt{Ca^{2+}}}{Na^+}} - 273,15$	Utilisation de la méthode des moindres carrés des données de Fournier et Truesdell (1973)	T ≤ 100 °C	Benjamin <i>et al.</i> (1983)
$T = \frac{1416}{1,69 + \log \frac{Na^+}{K^+} + 0,055 \log \frac{\sqrt{Ca^{2+}}}{Na^+}} - 273,15$	Utilisation de la méthode des moindres carrés des données de Fournier et Truesdell (1973)	T > 100 °C	Benjamin <i>et al.</i> (1983)

Tableau 2 - Autres équations du géothermomètre Na-K-Ca (les concentrations sont exprimées en mol/kgH₂O).

Géothermomètre	Équation	Conditions	Intervalle de T	Auteurs
Quartz	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 311}{5,196 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (ppm)		Fournier et Rowe (1966)
Quartz	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 322}{0,435 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (mol/l)		(*) Michard (1979)
Quartz	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 164}{4,90 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (ppm)	180 - 300 °C	(+) Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
Quartz	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 498}{5,70 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (ppm) Après perte de vapeur adiabatique jusqu'à 100 °C	180 - 300 °C	(+) Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
Quartz	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = 874 - \frac{0,156 P}{(\log m_{\text{Si(OH)}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}})^2} + 411 \cdot \log m_{\text{Si(OH)}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}} + 51 \cdot (\log m_{\text{Si(OH)}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}})^2$	P : pression de fluide (bar), $m_{\text{Si(OH)}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}}$: molalité de surface	180 - 340 °C H ₂ O saturation < P < 500 bars	Ragnarsdóttir et Walther (1983)
Quartz	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = -55,3 + 0,3659 \cdot S - 5,3954 \cdot 10^{-4} \cdot S^2 + 5,5132 \cdot 10^{-7} \cdot S^3 + 74,360 \cdot \log S$	S = silice aqueuse monovalente, concentrations de SiO ₂ en ppm		Arnórsson (2000)
Quartz	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 175,7(\pm 31,7)}{\log\text{SiO}_2 - 4,88(\pm 0,08)} - 273,15$	SiO ₂ (ppm)	0 - 374 °C	Verma (2000)
Quartz (ppm)	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = k_1 + k_2\text{SiO}_2 + k_3\text{SiO}_2^2 + k_4\text{SiO}_2^3 + k_5\log\text{SiO}_2$	$k_1 = -42,1981$ $k_2 = 0,288313$ $k_3 = -3,6686 \cdot 10^{-4}$ $k_4 = 3,1665 \cdot 10^{-7}$ $k_5 = 77,034$	0 - 250 °C	Fournier et Potter (1982)
Quartz à H T °C Calcédoine à B T	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{4,55 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (ppm)	20 - 160 °C	Giggenbach <i>et al.</i> (1983)

Tableau 3 - Équations des géothermomètres à quartz. (*) eaux très concentrées ($Cl \geq 10^{-3} M$) avec une faible teneur en silice ; (+) silice non dissociée.

Géothermomètre	Équation	Conditions	Intervalle de T	Auteurs
Calcédoine	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 015}{0,125 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (mol/l)		(*) Michard (1979)
Calcédoine	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 112}{4,91 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (ppm)	25 - 180 °C	(+) Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
Calcédoine	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 264}{5,31 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (ppm) Après perte de vapeur adiabatique jusqu'à 100 °C	100 - 180 °C	(+) Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
Calcédoine	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 021}{4,69 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (ppm)	25 - 180 °C	(+) Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
Calcédoine	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 101}{0,11 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (mol/kgH ₂ O)	25 - 180 °C	Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
Calcédoine	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 210}{0,5 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (mol/kgH ₂ O)		Michard (1990)
Silice amorphe	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{-731}{0,26 + \log\text{SiO}_2} - 273,15$	SiO ₂ (mol/l)		Michard (1979)
Silice amorphe	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{724,68(\pm 81,0)}{\log\text{SiO}_2 - 4,50(\pm 0,13)} - 273,15$	SiO ₂ (ppm)	0 - 374 °C	Verma (2000)
H ₄ SiO ₄	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 361}{0,561 - \log a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}} - 273,15$	$a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$ = activité	eaux granitiques	Schoeller et Schoeller (1977)
Géothermomètres expérimentaux				
EST-o SiO ₂ (mol)	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{847}{4,31 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	Roche silicatée oxydée - eau distillée	150 - 350 °C	Giampaolo <i>et al.</i> (1992)
EST-r SiO ₂ (mol)	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{666}{3,80 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	Roche silicatée réduite - eau distillée	150 - 350 °C	Giampaolo <i>et al.</i> (1992)
EST-m SiO ₂ (mol)	$T\text{ }^{\circ}\text{C} = \frac{1\ 074}{4,59 - \log\text{SiO}_2} - 273,15$	Roche silicatée oxydée et réduite - eau de mer	100 - 250 °C	Giampaolo <i>et al.</i> (1992)

Tableau 4 - Équations des géothermomètres à SiO₂. (*) eaux très concentrées ($Cl \geq 10^{-3} M$) avec une faible teneur en silice ; (+) silice non dissociée.

Équation	Conditions	Intervalle de T	Auteurs
$T\text{ °C} = \frac{908}{0,70 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	+		Ellis (1970) et White (1965), formulé par Michard (1979)
$T\text{ °C} = \frac{1\ 217}{1,483 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	ppm		Fournier (1979)
$T\text{ °C} = \frac{883}{0,549 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	+	25 - 250 °C	Tonani (1980)
$T\text{ °C} = \frac{933}{0,993 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	low albite ↔ K-feldspath ppm	25 °C - 250 °C	Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
$T\text{ °C} = \frac{1\ 319}{1,699 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	+	250 °C - 350 °C	Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
$T\text{ °C} = \frac{908}{0,692 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	low albite ↔ K-feldspath (mol/kgw)	25 - 250 °C	Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
$T\text{ °C} = \frac{1\ 178}{1,2393 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	+		Nieva et Nieva (1987)
$T\text{ °C} = \frac{1\ 390}{1,75 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	+, ppm Activités des minéraux proches de 1	T > 120 °C	Giggenbach <i>et al.</i> (1983)
$T\text{ °C} = \frac{1190}{1,35 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	Étude statistique de 60 eaux granitiques (mol/kgw)		Michard (1990)
$T\text{ °C} = \frac{1\ 170}{1,42 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	Étude statistique de 60 eaux granitiques (mol/kgw)		Michard (1990)
$T\text{ °C} = \frac{1\ 180}{1,31 + \log\text{Na/K}} - 273,15$	$\rho = 0,87$ ppm		Kharaka et Mariner (1989)
$\log\text{Na/K} = -1,782 - 2775,5/T + 558780/T^2 - 0,00969T + 4,104\log T$	Na, K (mol/kgw) T en K	25 - 350 °C	Arnórsson <i>et al.</i> (1983)
$T\text{ °C} = 733,6 - 770,551*Y + 378,189*Y^2 - 95,753*Y^3 + 9,544*Y^4$	Y = rapport d'activité en molalité de Na^+/K^+		Arnórsson (2000)

Tableau 5 - Équations du géothermomètre Na/K ; + : basé sur l'équilibre albite ↔ K-feldspath.

Géothermomètre	Équation	Conditions	Intervalle de T, ρ	Auteurs
Na/Li	$T\text{ °C} = \frac{1\ 000}{0,38 + \log\text{Na/Li}} - 273,15$	Cl < 0,3 M Na, Li (mol/kgw)		Michard (1979)
Na/Li	$T\text{ °C} = \frac{1195}{-0,13 + \log\text{Na/Li}} - 273,15$	Cl ≥ 0,3 M Na, Li (mol/kgw)		Michard (1979)
Na/Li	$T\text{ °C} = \frac{1\ 590}{1,30 + \log\text{Na/Li}} - 273,15$	Na, Li (mol/l)		Kharaka <i>et al.</i> (1982)
Li/Na (statistique)	$T\text{ °C} = \frac{1\ 040}{0,43 - \log\text{Li/Na}} - 273,15$	Na, Li (mol/kgw) eaux granitiques	$\rho = -0,91$	Michard (1990)
Li	$T\text{ °C} = \frac{2\ 258}{1,44 - \log\text{Li}} - 273,15$	Cl < 0,2 M Li (mol/kgw), $\rho = 0,936$		Fouillac et Michard (1981)
Li	$T\text{ °C} = \frac{1\ 436}{0,61 - \log\text{Li}} - 273,15$	Cl > 0,3 M Li (mol/kgw), $\rho = 0,91$		Fouillac et Michard (1981)
Mg/Li	$T\text{ °C} = \frac{2\ 200}{3,82 + \log\sqrt{\text{Mg/Li}}} - 273,15$	Mg, Li (mol/l)	30 - 350 °C	Kharaka et Mariner (1989)
Mg/Li	$T\text{ °C} = \frac{1\ 910}{4,63 + \log\sqrt{\text{Mg/Li}}} - 273,15$	Mg, Li (mg/l) eaux de champ pétrolier	30 - 350 °C < 200 °C (géothermie)	Kharaka et Mariner (1989)
Mg/Li	$T\text{ °C} = \frac{1\ 900}{3,02 + \log\sqrt{\text{Mg/Li}}} - 273,15$	Mg, Li (mol/l)	40 - 350 °C	Kharaka <i>et al.</i> (1985)

Tableau 6 - Équations des différents géothermomètres Li. ρ : coefficient de régression.

Géothermomètre	Équation	Conditions	Intervalle de T, p	Auteurs
Mg/K ²	$T\text{ °C} = \frac{4\ 410}{13,95 + \log \text{Mg/K}^2} - 273,15$	Équilibre entre chlorite, adulaire et muscovite. Mg, K (ppm)	50 - 300 °C	Giggenbach et al. (1983)
Mg/K ²	$T\text{ °C} = \frac{3\ 000}{5,84 + \log \text{Mg/K}^2} - 273,15$	K, Mg (mol/kgw)	p = 0,05	Michard (1990)
Ca/K ²	$T\text{ °C} = \frac{2\ 920}{3,02 + \log \text{Ca/K}^2} - 273,15$	Laumontite + 2 Quartz + 2K ⁺ = 2 Adulaire + 4H ₂ O + Ca ²⁺ Ca, K (mol/kgH ₂ O)		Fournier et Truesdell (1973)
Ca/K ²	$T\text{ °C} = \frac{3\ 030}{3,94 + \log \text{Ca/K}^2} - 273,15$	58 sources / 60 Ca, K (mol/kgH ₂ O)	p = 0,94	Michard (1990)
Mg/Na	$T\text{ °C} = \frac{1\ 630}{10,5 + \log \text{Mg/Na}^2} - 273,15$	Fusion géothermomètres Na/K et Mg/K ²		Giggenbach (1986)
Fe/K ²	$T\text{ °C} = \frac{2\ 440}{5,32 + \log \text{Fe/K}^2} - 273,15$	35 sources Fe, K (mol/kgw)	p = 0,05	Michard (1990)
Fe/K ²	$T\text{ °C} = \frac{1\ 950}{3,95 + \log \text{Fe/K}^2} - 273,15$	Eaux thermales granitiques Fe, K (mol/kgw)	p = 0,59	Alaux-Négrel (1991)
Rb/Na	$T\text{ °C} = \frac{1\ 920}{1,0 - \log \text{Rb/Na}} - 273,15$	Rb, Na (mol/kgw)	p = - 0,66	Michard (1990)
Rb/Na	$T\text{ °C} = \frac{-1\ 400}{0,66 + \log \text{Rb/Na}} - 273,15$	15 sources bulgares Rb, Na (mol/kgw)	p = - 0,53	Michard (1990)
Rb/Na	$T\text{ °C} = \frac{-1\ 400}{0,27 + \log \text{Rb/Na}} - 273,15$	autres sources Rb, Na (mol/kgw)	p = - 0,67	Michard (1990)
Cs/Na	$T\text{ °C} = \frac{2\ 610}{2,48 - \log \text{Cs/Na}} - 273,15$	50 sources Cs, Na (mol/kgw)	p = - 0,66	Michard (1990)
Sr/K ²	$T\text{ °C} = \frac{2\ 450}{4,44 + \log \text{Sr/K}^2} - 273,15$	Sr, K (mol/kgw)	p = - 0,53	Michard (1990)
Mn/K ²	$T\text{ °C} = \frac{2\ 880}{7,64 + \log \text{Mn/Na}} - 273,15$	Mn, K (mol/kgw)	p = 0,51	Michard (1990)
F [*] K	$T\text{ °C} = \frac{-2\ 170}{1,79 + \log \text{F}^* \text{K}} - 273,15$	F, K (mol/kgw)	p = 0,69	Michard (1990)
W [*] K ²	$T\text{ °C} = \frac{-3\ 330}{5,94 + \log \text{W}^* \text{K}^2} - 273,15$	W, K (mol/kgw)	p = 0,77	Michard (1990)
W [*] K ²	$T\text{ °C} = \frac{-2\ 870}{7,2 + \log \text{W}^* \text{K}^2} - 273,15$	eaux thermales granitiques. W, K (mol/kgw)	p = 0,57	Alaux-Négrel (1991)
Mo [*] K ²	$T\text{ °C} = \frac{-2\ 800}{7,94 + \log \text{Mo}^* \text{K}^2} - 273,15$	eaux thermales granitiques. Mo, K (mol/kgw)	p = 0,61	Alaux-Négrel (1991)
U [*] K	$T\text{ °C} = \frac{-1\ 140}{11,12 + \log \text{U}^* \text{K}} - 273,15$	30 sources pyrénéennes. U, K (mol/kgw)	p = 0,50	Alaux-Négrel (1991)
CO ₂	$\log P_{\text{CO}_2} = 0,0166T - 3,78$	Ca-Al ₂ -silicate + K-feldspath + CO ₂ = K-mica + calcite		Giggenbach (1986)
CO ₂	$\log \text{CO}_2 = 37,43 + 73192 / T - 11629 \cdot 10^3 / T^2 + 0,16923T - 66,167 \log T$	Analyses de CO ₂ dans les fumaroles. T (K), CO ₂ (mol/kg de vapeur)	150 - 300 °C	Amorsson et al. (1983)

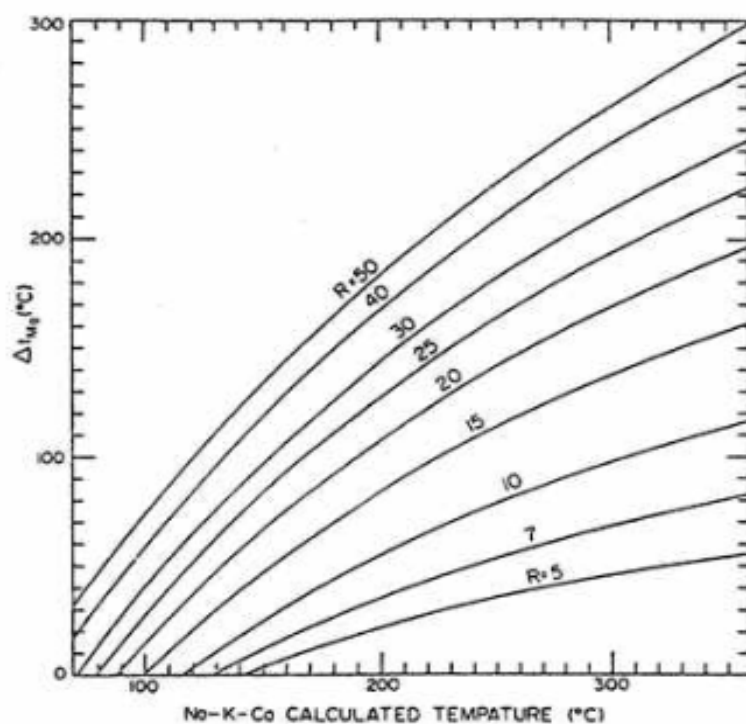
Tableau 7 - Équations de différents géothermomètres. p : coefficient de régression.

Géothermomètre	Équations initiales	Équations avec coefficients de régression	Équations finales
Na/K (ppm)	(*) $T(K) = \frac{1217}{\log(\text{Na/K}) + 1,483}$	$T(K) = \frac{1217 (\pm 93,9)}{\log(\text{Na/K}) + 1,483 (\pm 0,2076)}$	$T(K) = \frac{1289 (\pm 76)}{\log(\text{Na/K}) + 1,615 (\pm 0,179)}$
Na/Li (mol/kgw), Cl < 0.3M	(**) $T(K) = \frac{1000}{\log(\text{Na/Li}) + 0,38}$	$T(K) = \frac{1000 (\pm 47)}{\log(\text{Na/Li}) + 0,38 (\pm 0,11)}$	$T(K) = \frac{1049 (\pm 44)}{\log(\text{Na/Li}) + 0,44 (\pm 0,10)}$
Na/Li (mol/kgw), Cl > 0.3M	(**) $T(K) = \frac{1195}{\log(\text{Na/Li}) + 0,19}$	$T(K) = \frac{1195 (\pm 75)}{\log(\text{Na/Li}) + 0,19 (\pm 0,25)}$	$T(K) = \frac{1267 (\pm 35)}{\log(\text{Na/Li}) + 0,07 (\pm 0,10)}$
SiO ₂ (ppm)	(***) $T = C_1 + C_2S + C_3S^2 + C_4S^3 + C_5 \log S$ (20 °C < T < 330 °C) C ₁ = -42,1981 ± 1,3454 C ₂ = 0,288313 ± 1,337.10 ⁻² C ₃ = -3,6686.10 ⁻⁴ ± 3,152.10 ⁻⁵ C ₄ = 3,1665.10 ⁻⁷ ± 2,421.10 ⁻⁸ C ₅ = 77,034 ± 1,21637	$T = C_1 + C_2S + C_3S^2 + C_4 \log S$ (20 °C < T < 210 °C) C ₁ = -44,119 ± 0,438 C ₂ = 0,24469 ± 0,00573 C ₃ = -1,7414.10 ⁻⁴ ± 1,365.10 ⁻⁵ C ₄ = 79,305 ± 0,427	$T\text{ °C} = C_1 + C_2S$ 210 °C < T < 330 °C C ₁ = 140,82 ± 0,00 C ₂ = 0,23517 ± 0,00179

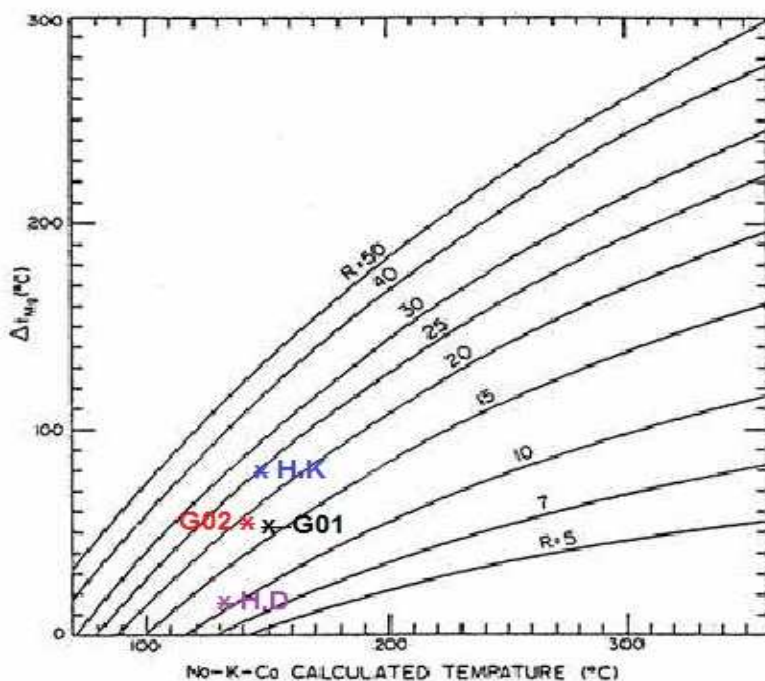
Tableau 8 - Nouvelles équations thermométriques obtenues par régression (Verma et Santoyo, 1997). (*) Fournier (1979) ; (**) Fouillac et Michard (1981), (***) Fournier et Potter (1982).

Annexe 3

Abaque de correction tenant compte du magnésium



Abaque 1- Estimation de la correction delta T(Mg) à appliquer à la température T°(Ca/Na/K) pour $1.5 < R < 5$.



Abaque 2- représentation des estimations des corrections delta T(Mg) à appliquer à la température T°(Ca/Na/K) pour $5 < R < 50$.