



Université d'Oran2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

THESE

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat Es-sciences
Sciences de la Terre
Spécialité : Hydrogéologie

**Structure et fonctionnement hydrogéologique des principaux
réservoirs hydrothermaux du Nord-Ouest de l'Algérie**

Présentée et soutenue publiquement par :

HADJOU Fatiha

Le 04 Mai 2025

Devant le jury composé de :

SEDDIKI Abdelmadjid	Professeur	Université d'Oran2	Président
MANSOUR Hamidi	Professeur	Université d'Oran2	Directeur de thèse
MEGHRAOUI Mustapha	Professeur	Université de Strasbourg	Co-directeur
GUENDOUIZ Abdelhamid	Professeur	Université de Blida	Examineur
MOUASSA Souad	MCA	Université de Mascara	Examinatrice
BOUDJEMLINE Djamel	MCA	USTO-MB	Examineur
MEBROUK Zaidi Naïma	Professeure	Université d'Oran 2	Invitée

Année 2024-2025

*‘‘L’eau reste la grande dénonciatrice des
secrets de la terre et la plus belle source n’est
qu’une trahison de ses entrailles’’.*

Jean GIRAUDOUX

(La folle de Chaillot)

Avant-propos

El-Hamdou-li-Allah, le grand, le Tout Puissant, le Miséricordieux, qui me comble chaque jour par sa générosité intarissable.

Le travail de thèse est le fruit de contribution, de nombreuses personnes, l'apport de chacune été une clé pour l'achèvement de ce modeste travail.

Au terme de cette étude, avec joie et gratitude, j'adresse mes vifs remerciements, aux personnes qui m'ont épaulés, encouragés, dirigés, conseillés, et parfois secoués, quand cela s'avère nécessaire.

Ma reconnaissance va à mon directeur de thèse le professeur MANSOUR Hamidi, qui m'a proposé ce sujet et s'est engagé pour mener à bien ce travail de thèse. Pour sa disponibilité et sa patience, tout au long de ce travail.

Evidemment, la contribution précieuse du Co-directeur de thèse le professeur MEGHRAOUI Mustapha, de l'Université de Strasbourg, est indélébile. Pour son accueil au laboratoire, sa disponibilité, pour ses conseils scientifiques avisés. Ses critiques utiles et son savoir faire, ont énormément contribué à l'enrichissement du manuscrit.

J'exprime mes vifs remerciements au président de jury, Mr SEDDIKI Abdelmadjid, professeur à l'université d'Oran2 de m'avoir fait l'honneur de participer au jury de ma thèse.

Je remercie particulièrement mesdames MOUASSA Souad de l'université de Mascara et MEBROUK Naima de l'université d'Oran2, de prendre part au jury cette thèse.

Ma gratitude s'adresse aux membres du jury, Messieurs GUENDOZ Abdelhamid et BOUDJEMLINE Djamel, d'avoir pris le temps d'expertiser ce travail.

Je dois reconnaissance et gratitude à Monsieur MOULLA Adnane Souffi du CRNA également à son équipe très active sur le terrain, Rachid ABDELOUAHAB et Hadjer CHORFI. Grâce à sa précieuse contribution, le travail de terrain s'est déroulé dans une ambiance agréable, et fut une riche et fructueuse expérience.

Mes remerciements s'adressent à mes collègues et enseignants des départements de géologie des universités d'Oran 2, de Mascara et de l'USTHB. Un grand merci aux professeurs BENDELLA Mohamed, ZAAGANE Mansour et Mme AZFIRANE du BRGM. Monsieur ISSAADI Abderrahmane

A mes Collègues et amies du département d'hydrogéologie Mme Bakretti Amel et Guenoune Kamilia.

A monsieur le chef de département, BOUZID Rabah, je témoigne ma reconnaissance, pour ses efforts à régler dans les meilleurs délais, les procédures administratives.

Un grand merci aux anciens doctorants du département (Ilyes Belayadi, Bendjedou Yacine, Zinou Roukh et Belaraoui Hakim) pour leur disponibilité et le sens du partage.

Un merci particulier au docteur Zemour Youcef, en raison de la mitoyenneté de nos sujets de recherche, nos échanges et discussions sont immaculés de fluidité et de fraternité.

Pour finir, merci à mes parents, à mes frères et sœurs à ma famille, à mes Amis (es) Dalila, Djamilia, Réda et Mohamed.

Enfin, je tiens à remercier toute personne ayant contribué de près ou de loin au bon déroulement, de ce travail.

Résumé

L'Algérie du Nord est dotée d'un nombre important de sources, avec des températures et des minéralisations très variées. Ce travail de recherche, vise une mise en évidence, d'une typologie des mécanismes de fonctionnement hydrogéologique des sources thermales du Nord Ouest de l'Algérie. Toutefois, l'exploitation efficace et rationnelle des émergences thermales, exige une bonne évaluation des caractéristiques du réservoir et une bonne compréhension des modalités de fonctionnement, du gisement précieux. Le site d'étude retenu concerne, quelques importantes sources du Nord-Ouest de l'Algérie, pour lesquelles une approche pluridisciplinaire est appliquée. L'hydrothermalisme représente l'une des passerelles, vers une bonne compréhension de la géologie profonde. Le circuit hydrothermal n'est qu'une structure géologique, traversée par un flux d'eau. Les circuits hydrothermaux existent, aussi bien en contexte géologique magmatique actif, qu'en contexte sédimentaire. Des structures géologiques particulières, permettent à l'eau thermale de rejoindre la surface. La pérennité de la ressource, dépend en grande partie, de la stabilité des structures géologiques du circuit, des conditions physicochimiques de l'eau et des conditions climatiques de surface. Les sources thermales sont considérées, comme une séquence du cycle de l'eau, suite aux résultats des études de modélisation géochimiques et isotopiques. Les résultats d'analyses isotopiques, des eaux des sources thermominérales étudiées, révèlent une origine météorique. Les eaux de pluies sont rechargées sur des sommets de grandes altitudes par infiltration, subissent un long parcours pour émerger en surface, en zone de basses altitudes. Le circuit dans sa globalité est caractérisé par, une fonction de transfert de pression rapide, et un déplacement de fluide très lent. La diversité des eaux de source est liée au contexte géologique et tectonique, régional ou local, spécifique à chaque système hydrothermal. Le système hydrothermal, tire son originalité des mécanismes de fonctionnement, auxquels il obéit. Pour une meilleure maîtrise des paramètres intervenant directement ou indirectement dans le fonctionnement des sources thermominérales, l'étude du contexte régional s'avère nécessaire. Plusieurs points ressortent des travaux anciens, globalement, plusieurs auteurs portent un intérêt particulier au phénomène d'hydrothermalisme et s'accordent sur l'étroite relation des émergences thermales avec les zones fracturées et diaclasées, et de même aux phénomènes volcaniques. Les températures maximales du réservoir profond, sont estimées par le biais des géothermomètres chimiques. Les températures issues des calculs, sont un reflet des profondeurs de circulation des eaux. Globalement, ce type d'informations, peuvent constituer une base aux interprétations des structures et des données géologiques. L'étude de quelques importantes sources thermales du secteur nord-ouest, par approche pluridisciplinaire, en fonction des données disponibles, traite globalement, la typologie des structures liées à leur fonctionnement, l'héritage tectonique, la géométrie et le style des structures, la cinématique des failles, en faveur du circuit hydrothermal. L'utilisation de diverses disciplines scientifiques, permet de comprendre le fonctionnement hydrogéologique des sources, et par cette occasion, définir avec conscience l'origine des minéralisations, de la thermalité, des dégagements gazeux... L'accent est mis sur les structures tectoniques servant de drains pour la remontée des eaux chaudes en surface. Les sources d'eaux thermales, sont formées à partir des eaux météoriques, avec la particularité de circuler à de grandes profondeurs, à la faveur des réseaux de fractures. En conséquence, ce type de sources, acquièrent des propriétés physico-chimiques, différentes de celles des sources froides. Le caractère spécifique de ses eaux, se trouve intimement lié aux températures élevées du réservoir profond.

Mots clé : Sources Thermales, Hydrochimie, Isotopes de la molécule d'eau, Géothermométrie, Nord-Ouest d'Algérie

المخلص

يتميز الشمال الجزائري بوجود عدد كبير من منابع المياه الطبيعية، التي تتميز بتنوع كبير في درجات الحرارة ودرجة الملوحة. يهدف هذا العمل البحثي إلى توضيح آليات الاشتغال الهيدروجيولوجي للينابيع الحارة في شمال غرب الجزائر. ومع ذلك، فإن الاستغلال الفعّال والعقلاني لهذه الموارد الحرارية يتطلب تقييماً دقيقاً لخصائص الخزانات الجوفية، وفهماً جيداً لآليات تشغيل هذا المورد الثمين.

تشمل الدراسة عدداً من الينابيع المهمة في شمال غرب الجزائر، حيث تم تطبيق منهج متعدد التخصصات لدراسة هاته الينابيع الحرارية. يمثل النشاط الحراري المائي أحد المفاتيح لفهم جيد للجيولوجيا العميقة، إذ لا يُعدّ المسار الحراري المائي سوى بنية جيولوجية تتدفق عبرها المياه. تتواجد هذه المسارات في سياقات جيولوجية متنوعة، سواء في البيئات الماغماتية النشطة أو في البيئات الرسوبية. وتسمح بعض البنيات الجيولوجية الخاصة بوصول المياه الحارة إلى السطح. وتعتمد استدامة هذه الموارد بدرجة كبيرة على استقرار البنى الجيولوجية للمسار، وعلى الظروف الفيزيائية-الكيميائية للمياه، وكذلك على الظروف المناخية السطحية.

تُعتبر الينابيع الحارة جزءاً من دورة المياه، كما يتضح من نتائج دراسات النمذجة الجيوكيميائية والنظائرية. وتُظهر نتائج التحاليل النظائرية لمياه الينابيع الحارة المدروسة أن أصلها هي مياه الأمطار والتساقطات.

تتسرب مياه الأمطار من قمم المرتفعات العالية، وتقطع مسارات طويلة لتظهر في مناطق منخفضة الارتفاع. ويتسم هذا المسار ككل بوظيفة نقل سريع للضغط، لكن بحركة بطيئة جداً للسوائل.

ترتبط تنوعات مياه الينابيع بالسياقات الجيولوجية والزلزالية المحلية أو الإقليمية الخاصة بكل نظام حراري مائي. ويستمد كل نظام حراري مائي خصوصيته من آليات الاشتغال الخاصة به. ومن أجل فهم أفضل للمعايير التي تؤثر بشكل مباشر أو غير مباشر في تشغيل الينابيع الحرارية، تُعد دراسة السياق الإقليمي أمراً ضرورياً.

وقد أظهرت الدراسات السابقة أن العديد من الباحثين اهتموا بشكل خاص بظاهرة النشاط الحراري المائي، وأجمعوا على العلاقة الوثيقة بين ظهور الينابيع الحارة والمناطق المتشققة والمتصدعة، وكذلك مع الظواهر البركانية. تُقدّر درجات الحرارة العظمى في الخزان العميق باستخدام مقياس الحرارة الجيوكيميائي، حيث تعكس هذه القيم أعماق دوران المياه. وبصفة عامة، فإن هذا النوع من المعلومات يمكن أن يشكل أساساً لتفسير البنيات والمعطيات الجيولوجية.

تعالج هذه الدراسة، التي شملت بعض الينابيع الحرارية المهمة من منطقة الشمال الغربي الجزائري، باستخدام منهج متعدد التخصصات ووفقاً للمعطيات المتوفرة، تصنيف البنيات المرتبطة بتشغيلها، التاريخ التكتوني، هندسة النظم وشكل البنيات، وحركة الفوالق التي تساهم في مسارات المياه الحارة. تساعد الاستعانة بعدة تخصصات علمية في فهم طريقة اشتغال هذه الينابيع، وتُمكن من تحديد أصل التمدن والحرارة والانبعثات الغازية. كما تركز الدراسة على البنيات التكتونية التي تعمل كمصارف تساعد على صعود المياه الساخنة إلى السطح.

تتشكل ينابيع المياه الحرارية من مياه التساقطات، إلا أنها تتميز بجريانها في أعماق كبيرة بفضل شبكات الفوالق، مما يُكسبها خصائص فيزيائية-كيميائية تختلف تماماً عن خصائص الينابيع الباردة. وترتبط الخصائص النوعية لهذه المياه ارتباطاً وثيقاً بدرجات الحرارة المرتفعة في الخزان العميق.

الكلمات المفتاحية: الينابيع الحرارية، الكيمياء المائية، نظائر جزيء الماء، الجيوترمودمترية، شمال غرب الجزائر.

Abstract

Northern Algeria is endowed with a significant number of springs, exhibiting a wide range of temperatures and mineralizations. This research aims to highlight the typology of the hydrogeological functioning mechanisms of thermal springs in northwestern part of the country. Efficient and rational exploitation of thermal emergences requires a thorough evaluation of reservoir characteristics and a good understanding of the functioning modalities of this precious resource. The study area includes several important springs in Northwestern Algeria, for which a multidisciplinary approach has been applied. Hydrothermalism serves as a gateway to a better understanding of deep geology. The hydrothermal circuit is a geological structure traversed by a water flow. These circuits exist in both active magmatic and sedimentary geological contexts. Specific geological structures allow thermal water to reach the surface. The sustainability of the resource largely depends on the stability of the circuit's geological structures, the physico-chemical conditions of the water, and surface climatic conditions.

Thermal springs are considered a sequence of the water cycle, as indicated by the results of geochemical and isotopic modeling studies. Isotopic analyses of the thermal-mineral waters studied reveal a meteoric origin. Rainwater is recharged on high-altitude summits through infiltration, undergoing a long journey to emerge at the surface in low-altitude areas. The overall circuit is characterized by a rapid pressure transfer function and very slow fluid movement. The diversity of spring waters is linked to the regional or local geological and tectonic context specific to each hydrothermal system. The hydrothermal system's originality stems from the functioning mechanisms it follows. To better understand the parameters directly or indirectly influencing the functioning of thermal-mineral springs, studying the regional context is necessary. Several points arise from previous studies. Generally, many authors have shown particular interest in hydrothermalism and agree on the close relationship between thermal emergences and fractured or jointed zones, as well as volcanic phenomena. The maximum temperatures of the deep reservoir are estimated using chemical geothermometers. The calculated temperatures reflect the depths at which the waters circulate. This type of information can provide a basis for interpreting geological structures and data.

The study of several important thermal springs in the northwest sector through a multidisciplinary approach addresses the typology of structures related to the functioning of these significant springs based on available data. The tectonic history or heritage, the geometry of the structures, the style, and the kinematics of faults favor the hydrothermal circuit. Using various scientific disciplines helps to understand the hydrogeological functioning of thermal-mineral springs and thus accurately define the origin of mineralizations, thermal properties, and gas emissions. Emphasis is placed on tectonic structures serving as conduits for the ascent of hot waters to the surface. Thermal water springs are formed from meteoric waters, which circulate at great depths facilitated by fracture networks. Consequently, these types of springs acquire physico-chemical properties different from those of cold springs. The specific characteristics of these waters are closely linked to the high temperatures of the deep reservoir.

Keywords: Thermal Springs, Hydrochemistry, Water Molecule Isotopes, Geothermometry, Northwestern Algeria

Table des matières :

Avant-propos

Résumé

Abstract

INTRODUCTION	1
PROBLEMATIQUE	1
DEMARCHE METHODOLOGIQUE	3
STRUCTURE DU DOCUMENT	3

Chapitre 1 : Présentation générale

A. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE GENERAL	6
I. Situation géographique	6
II. Aperçu géomorphologique	7
1. Le Tell Oranais	7
2. La chaîne littorale	7
3. Les plaines littorales	8
4. L'Atlas Tellien	8
5. Les Plaines intra-Telliennes	9
6. Les hautes plaines Oranaises	9
7. L'Atlas Saharien occidental	9
III. Aperçu Hydrologique	9
1. Le bassin versant de la Tafna	10
2. Le bassin versant de la Macta	10
3. Le Réseau Hydrographique	10

4. Aperçu climatique	12
B. ACTIVITE HYDROTHERMALE	16
I. Introduction	16
II. L'Activité hydrothermale en Algérie	16
1. Définition d'une eau thermo minérale	17
2. L'Activité hydrothermale en Algérie	17
3. Cadre réglementaire et juridique des sources thermominérales	18
III. Cadre général de l'activité hydrothermale	19
1. Le circuit hydrothermal et ses principales composantes.....	19
1.1 Définition du circuit.....	19
1.2 Les principales composantes du circuit	21
IV. Les principaux modèles de circuits.....	23
1. Circuit en domaine cristallin	23
2. Circuit en domaine sédimentaire	26
V. Phénomène de mélange et de refroidissement	29
VI. Colmatage des drains ascendants.....	30
CONCLUSION.....	31

Chapitre 2 : Synthèse géologique à l'échelle régionale et locale

A. HISTOIRE GEOLOGIQUE.....	33
I. Eléments de la géologie régionale	33
II. Travaux antérieurs.....	33
III. Les principaux traits de la géologie locale.....	35
1. Le domaine Tellien	35

2. Le domaine externe	35
3. Les avant-pays autochtones.....	36
4. L'Atlas Saharien.....	37
IV. Aperçu Lithostratigraphique et hydrogéologique	38
1. Les formations anté-nappes.....	38
2. Les formations post-nappes.....	38
V. Cadre hydrogéologique	39
1. Le Trias	39
2. Le Jurassique	40
3. Le Crétacé	40
4. Le Paléogène	41
5. Le Néogène	41
6. Le Quaternaire.....	42
B. HISTOIRE TECTONIQUE.....	42
I. Histoire structurale et tectonique	42
1. Au Paléozoïque	42
2. Trias-Lias	43
3. Jurassique –Crétacé.....	43
4. Pliocène supérieur- Quaternaire.....	44
II. Eléments de l'Histoire morphostructurale et les systèmes hydrothermaux	44
C. CADRE SISMOTECTONIQUE DU NORD-OUEST	48
I. Introduction	48
II. Sismicité historique	49

III. Les caractéristiques sismiques de l'Algérie NW	50
IV. Les zones sismogènes	51
1. Zone d'Ain Temouchent	51
2. La région d'Oran	54
3. La région de Mascara	54
4. La région de Chelif.....	56
CONCLUSION.....	56
D. FORMATIONS VOLCANIQUES DU SECTEUR NORD OUEST ALGERIEN.....	58
I.Introduction	58
II. Travaux antérieurs sur l'activité volcanique	59
III. Présentation des centres volcanique.....	60
1. Le Sahel d'Oran.....	60
2. Le massif d'Ain Témouchent	62
3. Le massif de la basse Tafna.....	62
4. Le massif de la moyenne Tafna	63
5. Complexe de Souahlia	63
6. Le massif de M'Sirda	64
7. Les formations volcaniques de Tifaraouine.....	64
8. Le secteur volcanique de Mohammadia	66
IV. Evolution spatiale et temporelle des formations volcaniques de la marge maghrébine	66
V. Caractéristiques géochimique des formations magmatiques de la marge maghrébine	69
1. Le magma calco-alcalin.....	69
2. Le magma Transitionne	70

3. Le magma alcalin.....	70
VI. Processus géodynamiques probables de mise en place des formations magmatiques.....	70
1. Caractéristiques particulières du magmatisme de la marge Maghrébine	72
2. Mécanismes possibles de mise en place des formations magmatiques	72
2.1 Formations calco-alcalines.....	72
2.2 Formations Transitionnelles et alcalines	73
VII. Interprétation des données tomographiques	76
VIII. Relation de l'activité volcanique du secteur Nord Ouest et les structures tectoniques	77
1. Arguments géologiques et structurales.....	77
2. Corrélation du volcanisme et des systèmes hydrothermaux.....	78
CONCLUSION	78

Chapitre 3 : Géochimie des eaux thermales

A. Méthodologie de mesure et de prélèvement sur terrain	80
I. Mesure in situ.....	80
1. Mesure de température	81
2. Mesure du potentiel d'hydrogène pH	83
3. Mesure de conductivité électrique (CE)	84
4. Mesure de l'alcalinité	84
5. Mesure de l'oxygène dissous.....	85
6. Mesure des éléments chimiques en solution	85
6.1 Mesure des cations	85
6.2 Mesure des anions	86
7. Protocol de préparation des échantillons sur terrain pour l'analyse isotopique	86

7.1 Mesure de l'isotope du carbone ^{13}C	86
7.2 Protocole de préparation des échantillons pour l'analyse de ^{18}O et ^2H	88
II. Mesure au laboratoire	88
III. Critiques des données antérieures	88
IV. Débit des sources	89
CONCLUSION	89

B. CARACTERISTIQUES HYDROGEOCHIMIQUES

I. Introduction.....	90
II. Répartition des sources thermales du secteur d'étude	91
III. Études antérieures	93
IV. Étude des paramètres physico-chimiques	95
1. Étude de la température	95
1.1 Origine de la thermalité des eaux profondes.....	96
1.2 Caractéristiques des températures aux émergences	98
2. Le Potentiel Hydrogène (pH).....	100
3. La conductivité électrique.....	101
4. Teneur en solides dissous (TDS).....	102
4.1 L'alcalinité	102
5. Étude de la minéralité principale des eaux thermales.....	103
5.1 Le calcium Ca^{2+}	104
5.2 Le magnésium Mg^{2+}	105
5.3 Les chlorures et le sodium.....	106
5.4 Les sulfates (SO_4^{2-}).....	106

5.5 Les bicarbonates (HCO_3^-)	107
5.6 Les nitrates (NO_3^-)	108
6. Étude de la minéralité secondaires des eaux thermales	108
6.1 Le Lithium (Li^+)	108
6.2 Le Brome (Br^-).....	109
6.3 Le Fluor (F^-).....	109
6.4 La Silice (SiO_2).....	109
7. Études des rapports caractéristiques	110
7.1 Na^+/Cl^-	110
7.2 $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$	111
7.3 $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$	111
7.4 $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$	113
7.5 Br^-/Cl^-	113
8. Diagrammes binaires et minéralisation des eaux	114
8.1 Relation $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$	115
8.2 Relation calcium – bicarbonates	116
8.3 Relation $\text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$	118
9. Indice d'échange de base.....	119
10. Classification chimique des eaux thermales	122
10.1 Interprétation par diagramme de Piper.....	123
10.2 Interprétation par diagramme de Schöeller Berkaloff.....	128
10.3 Interprétation par la formule caractéristique de Stabler	131
10.4 Diagramme de Chadha	133

11. Les sources thermales et les massifs travertineux	135
11.1 Dépôts calcaires	135
11.2 Dépôts siliceux.....	137
11.3 Dépôts ferrugineux.....	137
CONCLUSION	139
C. LES ISOTOPES STABLES DE LA MOLECULE D'EAU	
I. Généralités	140
II. Caractéristiques des données isotopiques des eaux thermales du Nord-ouest	143
III. Discussion des résultats.....	143
CONCLUSION	145
D. LA GEOTHERMOMETRIE DES EAUX THERMALES ETUDIEES	
I. Introduction	147
II. Les principes fondamentaux des géothermomètres	147
III. Prototypes de géothermomètres	148
1. Le géothermomètre à silice	148
2. Les géothermomètres à cations	149
2.1 Le géothermomètre Na/K	149
2.2 Géothermomètre Na /K/Ca	150
3. Diagramme triangulaire Na – K – Mg.....	151
4. Précautions liées à l'utilisation des géothermomètres.....	151
5. Etude géothermométrique appliquée aux eaux thermales du bassin de la Tafna et des monts de Tlemcen	152
6. Discussion des résultats des géothermomètres à silice.....	152

7. Discussion des résultats des géothermomètres à cations.....	154
8. Diagramme triangulaire Na – K – Mg.....	159
9. Diagramme triangulaire Cl – SO ₄ – HCO ₃	161
10. Diagramme SiO ₂ -log (K ² /Mg ²⁺)	161
11. Diagramme Log (K ² /Mg) –log (K ² /Ca)	163
12. Synthèse bibliographique des principaux résultats issus des géothermomètres appliqués à la région Nord-ouest	165
13. Estimation des températures des réservoirs profonds de la région Nord-ouest.....	166
14. Discussion des résultats de la géothermométrie	169
CONCLUSION	171

Chapitre 4 : Etude de quelques cas de sources thermales du secteur Nord-Ouest

A. INTRODUCTION.....	171
B. LES SOURCES DE HAMMAM BOUHADJAR	175
I. Introduction et Situation	175
II. Description lithologique	176
III. Contexte géologique et structural.....	178
IV. Les structures Faillées de la région	179
1. La faille de l'oud el Melah	179
V. L'Origine de la thermalité des sources.....	182
VI. Le thermalisme de Hammam Bouhdjar	185
1. Source « Le Petit Vichy ».....	185
2. Source El Hamdha	186
3. Source Ain el Begra.....	187

VII. Résultats de l'étude géophysique.....	189
VIII. Origine des eaux thermales de Hammam Bouhdjar	191
IX. Paramètres physico-chimiques.....	193
X. Les dégagements gazeux aux émergences	194
C. LA SOURCE THERMALE D'AIN FRANINE.....	196
I. Introduction.....	196
II. Cadre Géostруктурал de la source.....	197
III. Chimie des eaux	199
D. LES SOURCES THERMALES DE LA REGION DE MASCARA	203
I. Introduction.....	203
II. Groupe de sources supérieures	203
III. Groupe de sources inférieures	203
IV. Les sources de Sidi Abdallah	204
V. Aperçu sur les débits et des températures des sources thermales.....	205
VI. Contexte Géologique.....	206
VII. Caractéristiques Chimiques des eaux thermales.....	207
Conclusion sur les données relatives des sources thermales étudiées.....	212
Conclusion Générale	214
Recommandations	217
Références Bibliographiques	
Annexes	

Liste des tableaux :

Tableau 1: Les principaux événements sismiques de la région Nord-ouest (1365 – 2003)	49
Tableau 2: Caractéristiques géométriques des principales sources sismogènes de l'Algérie Nord-ouest..	56
Tableau 3: Récapitulatif des principaux secteurs magmatiques de la marge maghrébine.	67
Tableau 4: Températures de l'air, les minimas et les maximas de la région d'étude	96
Tableau 5: Valeurs des rapports Na^+/Cl^- et $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ des eaux thermales.....	110
Tableau 6: valeurs des rapports $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3 + \text{SO}_4^{2-})$ et $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ des eaux thermales	112
Tableau 7: Teneurs en ions chlorures et bromures (mg/l) et rapports massiques en Br^-/Cl^- des sources thermales.	114
Tableau 8: Récapitulatif des différents faciès chimiques des eaux thermales de l'ouest Algérien	124
Tableau 9: Les principales équations de géothermomètres à silice (In Bouchareb -Haouchine, 2012)...	149
Tableau 10: Principales équations des géothermomètres à cations Na-K	150
Tableau 11: Estimation des températures (°C) des eaux thermales du bassin de la Tafna par les géothermomètres à silice.	153
Tableau 12: Estimation des températures par les géothermomètres à cations, du réservoir profond des eaux thermal du bassin de la Tafna.	155
Tableau 13: Synthèse des principaux résultats issus de l'application des géothermomètres à cations	157
Tableau 14: Principaux résultats de températures (°C) estimées par les géothermomètres chimiques appliqués à la région Nord-Ouest.....	165
Tableau 15: Températures en (°C) évaluées par les géothermomètres à Silice des eaux thermales du secteur nord-ouest Algérien.....	166
Tableau 16: Températures en (°C) évaluées par les géothermomètres Na/K.....	167
Tableau 17: Nature des captages avec la production journalière des principales sources Nord Ouest.	213
Tableau 18: Synthèse de quelques caractéristiques des sources thermales étudiées	213

Liste des figures :

Figure 1 : Carte de situation de la zone d'étude -----	6
Figure 2 : Extrait de la carte morpho-structurale des des principeaux éléments du Nord-Ouest Algérien --	8
Figure 3 : Extrait de la carte des pluies moyenne annuelles du Nord de l'Algérie-----	12
Figure 4 : Variations interannuelles des précipitations au cours de la période 1982 - 2016 -----	13
Figure 5: Variations interannuelles des Températures (°C) en période : 1982- 2016 -----	14
Figure 6: Evolution du climat selon l'Indice d'aridité de De Martonne de la période (1982-2016) -----	15
Figure 7: Représentation schématique d'un circuit hydrothermal -----	20
Figure 8: modèle type du circuit hydrothermal en domaine cristallin-----	24
Figure 9: Schéma hydrogéologique synthétique des différents types d'eau thermominérales des Pyrénées -----	25
Figure 10: Schéma de circulation des eaux thermales de Dax -----	26
Figure 11: Circuit hydrothermal d'Aix les bains -----	28
Figure 12: Modèle de fonctionnement du système hydrothermal de Hammam Righa-----	29
Figure 13: Processus dans la zone d'émergence du drain thermal. -----	30
Figure 14: Coupe géologique Nord Sud de l'Algérie -----	36
Figure 15: Carte géologique de l'Algérie -----	37
Figure 16: Carte de distribution des principaux linéaments de l'Algérie Nord-ouest -----	45
Figure 17: Rosace de distribution des principaux linéaments de l'Algérie Nord-Ouest -----	46
Figure 18: Carte illustrant la relation des événements sismiques et l'hydrothermalisme du Nord-Ouest de l'Algérie-----	47
Figure 19: Sismicité de la région oranaise: -----	53
Figure 20: Carte morphotectonique du séisme de Mascara-----	55
Figure 21: Représentation des secteurs volcaniques du Nord Ouest Algérien -----	61
Figure 22: Répartition des centres volcaniques de la rive droite de l'oued Tafna - BéniSaf -----	63
Figure 23: Position stratigraphique et âge des laves volcaniques en Oranie Nord occidentale -----	65
Figure 24: Résumé des formations magmatiques de la marge maghrébine au Néogène -----	67
Figure 25: Coupe très schématique de l'évolution tectono-magmatique du Priabonien au Plio- quaternaire de la marge maghrébine -----	75
Figure 26: Carte de situation des sources thermales du secteur Nord-ouest-----	91
Figure 27: Carte de répartition des sources thermales par secteur géographique. -----	92
Figure 28: Extrait de la carte des gradients géothermiques de l'Algérie du Nord-----	98
Figure 29: Carte des températures aux émergences thermales des eaux étudiées. -----	99
Figure 30: Schématisation des principales réactions chimiques dans les aquifères carbonates -----	106

Figure 31: Graphiques de corrélation de Cl en fonction de Na. -----	116
Figure 32: Graphiques de corrélation de Cl en fonction de Na+K. -----	116
Figure 33: Graphiques de corrélation de Ca et HCO ₃ -----	117
Figure 34: Graphiques de corrélation de (Ca+Mg) en fonction de HCO ₃ -----	118
Figure 35: Graphique de corrélation des sulfates (SO ₄) en fonction du calcium (Ca). -----	119
Figure 36: Les indices d'échange des bases des eaux thermales de H. Bouhdjar, Oran et AEK. -----	120
Figure 37: Les indices d'échange des bases des eaux thermales de la région de Saïda -----	120
Figure 38: Les indices d'échange des bases des eaux thermales de la région de Saïda -----	121
Figure 39: Les indices d'échange des bases des eaux thermales de la région de la basse Tafna et des Monts de Tlemcen -----	122
Figure 40: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales du bassin de la Tafna et des Monts de Tlemcen). -----	124
Figure 41: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales de la région de Mascara. -----	125
Figure 42: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales de la région de Saïda. -----	125
Figure 43: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales de HammamBouhdjar, Ain Franine et Ain El Ouarka. -----	126
Figure 44: Diagramme de Piper – Faciès géochimique pour l'ensemble des eaux thermales prélevées dans l'ouest Algérien -----	127
Figure 45: Carte des faciès chimiques des eaux thermales du Nord ouest -----	128
Figure 46: Représentation graphique des éléments majeurs des eaux thermales prélevées au niveau des régions d'Oran, Ain El Ouarka et Tlemcen, sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.-----	129
Figure 47: Représentation graphique des éléments majeurs des eaux thermales de la région de Mascara, sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff -----	130
Figure 48: Représentation graphique des éléments majeurs des eaux thermales des régions de Saïda, d'Oran, Ain El Ouarka et Hammam Bouhdjar sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff. -----	131
Figure 49: Représentation graphique des sources de la région de Saïda selon la formule de Stabler -----	132
Figure 50: Graphique des sources de la région de Tlemcen selon la formule de Stabler. -----	132
Figure 51: Représentation graphique des sources des régions de Mascara, Oran, Bouhdjar et Ain El Ouarka, selon la formule de Stabler. -----	133
Figure 52: Diagramme de CHADHA pour l'ensemble des eaux thermales prélevées dans l'ouest Algérien -----	134
Figure 53: Diagramme $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ avec les principales évolutions par rapport à la droite des précipitations mondiales et locales -----	142
Figure 54: Diagramme des isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$) des sources thermales du bassin de la Tafna. -----	144

Figure 55: : Estimation des températures du réservoir profond par les géothermomètres à silice-----	154
Figure 56: Estimation des températures des réservoirs profonds par les géothermomètres à cations -----	156
Figure 57: Représentation des températures des eaux thermales du bassin de la Tafna par le diagramme triangulaire Na-K-Mg-----	159
Figure 58: Représentation graphique par le diagramme triangulaire Cl-SO ₄ -HCO ₃ -----	161
Figure 59 : Diagramme de log (K ² /Mg) vs log (SiO ₂) des eaux thermales du bassin de la Tafna.-----	162
Figure 60: Graphique du log (K ² /Mg) vs log (K ² /Ca) des eaux thermales du bassin de la Tafna et les Monts de Tlemcen. -----	163
Figure 61: Graphique de 10Mg/10Mg+Ca) vs 10 K/ (10k+Na) des eaux thermales du bassin de la Tafna -----	164
Figure 62: Carte de localisation de la région de Hammam Bouhadjar-----	175
Figure 63: Colonne Stratigraphique des unités tectono- sédimentaires de la région de Hammam Bouhdjar -----	177
Figure 64: Carte géologique de Hammam Bouhadjar selon la carte géologique d'Ain Témouchent, 1987 -----	179
Figure 65: Carte structurale du bassin de la M'léta-----	183
Figure 66: Coupe synthétique (A-A') montrant la disposition spatiale des unités engagées dans l'édifice structural de Hammam Bouhdjar -----	184
Figure 67: Carte des résultats des sondages électriques -----	189
Figure 68: Représentation du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer de la région de Hammam Bouhdjar. -----	190
Figure 69: Schéma synthétique expliquant l'origine des eaux thermales de Hammam Bouhdjar. -----	192
Figure 70: Graphique de la classification de Stabler des eaux thermales de Hammam Bouhdjar-----	194
Figure 71: Localisation de la source thermale Ain Franine-----	196
Figure 72: Amas chaotique d'Ain Franine, coupe géologique le long de la route Oran-Kristel -----	197
Figure 73: Situation géologique de la source Ain Franine-----	198
Figure 74: Graphique de la formule caractéristique de Stabler des eaux thermales de la source Ain Franine, Oran. -----	201
Figure 75: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales de la source Ain Franine. -----	202
Figure 76: Carte de situation des sources thermales de Mascara-----	204
Figure 77: Représentation de la station thermale de Bouhnifia en 1940 -----	205
Figure 78: Graphique du diagramme Schöeller Berkaloff des eaux thermales de la région de Mascara -----	207
Figure 79: Graphique de la classification de Stabler des eaux thermales de la région de Mascara -----	208
Figure 80: Représentation des eaux thermales de la région de Mascara par le diagramme de Piper. -----	208

Liste des photos :

Photo 1 : Appareillages de mesure in situ : Température, pH, O2 dissous, TDS.....	82
Photo 2 : Mesure de température d'une source thermique à Tlemcen.....	82
Photo 3: Source thermique en forme de vasque de Sidi Abdellys dans la région de Tlemcen.....	83
Photo 4 : Mesure de température et de l'alcalinité au niveau de la source Aïn El Begra- Hammam Bouhdjar.....	84
Photo 5 : Opération de filtration in- situ avec la pompe sous vide, des échantillons prélevés à la Source El Hammam- Sebdou- Tlemcen.....	86
Photo 6 : Préparation des échantillons au niveau de la source thermique Aïn El Begra	87
Photos 7 : L'édifice travertineux de la source thermique "petit Vichy" de la région de Hammam Bouhdjar.....	136
Photo 8 : Exemple de concrétions de silice à Hammam Debagh.....	137
Photo 9 : Photographies des dépôts ferrugineux au niveau de la source Ain Franine d'Oran...	138
Photo 10 : La muraille travertineuse de Hammam Bouhdjar observée sur l'une des branches en forme du « Fer à Cheval »	180
Photo11 : B - la ligne de crête de l'édifice travertineux vue de haut ; C- les branches de remontée des eaux thermales, actuellement colmatées par des cristallisations.....	181
Photo 12: Vue sur le cœur de la fente de tension, associée à la faille de remontée des eaux thermales de Hammam Bouhdjar.....	181
Photos 13 : Source thermique « Le petit Vichy ».....	185
Photo 14 : La source Ain Elhamdha, illustration des bulles de gaz en surface du bassin de la source.....	186
Photo 15 : Source Ain El Begra.....	187
Photo 16(A et B) : Source Ain El Begra, canalisations et réseau de transport vers la station du Hammam.....	188

Photo 17 : localisation de la source Ain Franine	197
Photo 18 : A ; B ; C ; Amas chaotique d'Ain Franine formé de gypse, des tufs volcaniques, de gros blocs pluri-métriques de 'roches vertes' et des dolomies noire.....	199
Photo 19 : L'intérieur du captage d'Ain Franine.....	200
Photo 20 : Couleur rougeâtre des d'oxydes de fer, qui tapissent la surface de l'écoulement aval de la source vers la mer.....	201
Photo 21 : A : mesure des paramètres physico-chimique au niveau d'un griffon. B : Entartrage des tubes de transports des eaux thermales.....	209
Photos 22 : A, B : représentent la Source du Pont (point MS2) ; C : le Pont de l'Oued El Hammam ; D : mesure des paramètres physico-chimiques au niveau de la Source N°6 : source du marché, Bouhnifia, Mascara.....	210
Photo 23 : La masse considérable de calcaires travertineux qui masquent partiellement, parfois Complètement les marnes bleues et les calcaires à silex de l'Eocène inférieur.....	211
Photo 24 : Bassins de stockage des eaux thermales.....	211
Photo 25 : Petit regard maçonné construit, au niveau des griffons, afin de canaliser les eaux thermales, et les diriger vers des canaux de transport.....	212

INTRODUCTION

PROBLEMATIQUE

APPROCHES METHODOLOGIQUES

I. INTRODUCTION

Le thermalisme ou manifestation thermique, sous l'aspect de sources chaudes, se situe au carrefour de plusieurs disciplines scientifiques. En fait, l'hydrothermalisme, représente une thématique vaste. Dans l'optique de clarté, il est important de préciser le domaine d'intérêt et les objectifs de cette l'étude, axée particulièrement sur des sources thermominérales.

Le site d'étude retenu concerne, quelques importantes sources du Nord-ouest de l'Algérie, pour lesquelles une approche pluridisciplinaire est appliquée, a s'avoir l'apport de la géologie, les structures tectoniques, la sismicité et l'hydrogéochimie isotopique). L'hydrothermalisme représente l'une des passerelles, vers une bonne compréhension de la géologie profonde.

II. PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE

De nombreuses questions nous viennent à l'esprit, dans l'étude de la structure et du fonctionnement hydrogéologique, des réservoirs hydrothermaux. Les interrogations les plus pertinentes peuvent être formulées comme suit :

– La distribution spatiale des sources thermales semble obéir à la présence de certains critères, lesquels ? sont-ils incontestables, pour l'apparition d'une manifestation hydrothermale ? sinon pourquoi avons-nous l'apparition des sources thermales dans certaines régions, de même leurs absences en d'autres localités ?

A travers cette interrogation, on tente de mettre lumière sur les éléments fondamentaux, qui engendrent inévitablement, l'arrivée des eaux chaudes et minéralisées, en surface.

– Quelle est la relation, entre la distribution spatiale des sources thermique, et les structures tectoniques reconnues sur le terrain ?

– Existe-t-il une relation entre la sismicité et l'émergence des sources thermales, de façon générale ? quelle est cette relation ? est-elle directe ou indirecte ?

– Comment expliquer l'existence de régions sismogéniques sans présence systématique de manifestation hydrothermales ? Le contraire existe aussi, nous pouvons citer à titre d'exemple la source de Ain el Ouarka, dans l'atlas saharien, région connue à ce jour stable, sans incident sismique particulier, il est important de rappeler que le cas de cette source n'est pas isolé.

– Que peut –on dire de la sismicité de l’Algérie du Nord et sa relation avec nos sources thermales en particulier ?

– Une interrogation à répercussion économique a tout le mérite d’être discutée, à savoir, les besoins en eaux au niveau des stations thermales, sont fréquemment plus importants que les débits d’exploitation par forages ou par sources ; Est – il possible d’implanter de nouveaux forages secours directement sur les griffons thermaux ? Si toutefois cette solution est réalisable, cela ne risque-t-il pas d’engendrer une suite à l’inverse de nos espérances ?

– La géochimie peut – elle à elle seule, expliquer l’émergence des sources chaudes et minéralisées en surface ? Est-il possible d’apporter des précisions sur les origines de cette manifestation ?

– Peut-on évaluer les températures maximales atteintes par les eaux thermales dans les réservoirs profonds, avant leur l’ascension ? Est-il possible de mettre en évidence les éventuels mélanges d’eaux lors de leur remontée en surface ?

Élucider ‘‘le mystère’’ du fonctionnement des sources thermales, en différents contexte géologique et hydrogéologique, en zone sismique ou stable, demeure notre principal souci...

Afin de répondre aux interrogations posées en problématique de l’étude, du moins à certaines d’entre elles, une vision intégrale et approfondie, des différents paramètres, jouant un rôle direct ou indirect, dans le fonctionnement des sources thermales, doit être suivi avec soin et rigueur.

Nous proposons pour se faire, l’application d’une démarche méthodique et pluridisciplinaire.

Ainsi, une analyse isotopique par exemple, va permettre de définir l’origine de l’eau, préciser les aires d’alimentations, de transits et d’émergences.

Quant aux géothermomètres chimiques, ils nous informent sur les températures maximales atteintes par l’eau dans les réservoirs profonds, ainsi que les processus d’acquisition de la minéralisation.

III. DEMARCHE METHODOLOGIQUE

Ce travail de recherche, vise une mise en évidence, d'une typologie des mécanismes de fonctionnement hydrogéologique des sources thermales. Toutefois, l'exploitation efficace et rationnelle des sources d'eau chaude, exige une bonne évaluation des caractéristiques du réservoir et une bonne compréhension des modalités de fonctionnement, du gisement précieux.

En premier lieu, éclairer les problèmes de la genèse de l'eau, de la thermalité et de la minéralisation.

En second plan, la relation des sources thermominérales avec d'autres phénomènes géologiques tels que la tectonique, la géodynamique, la géothermie, le volcanisme et la sismicité.

La résolution de cette panoplie d'interrogation, nécessite une description et une analyse des plus intimes possibles des sources thermales, et de leurs environnements immédiats.

Pour une meilleure maîtrise des paramètres intervenant directement ou indirectement dans le fonctionnement des sources thermominérales, l'étude du contexte régional s'avère nécessaire.

Plusieurs points ressortent des travaux anciens, globalement, plusieurs auteurs portent un intérêt particulier au phénomène d'hydrothermalisme et s'accordent sur l'étroite relation des émergences thermales avec les zones fracturées et diaclasées, et de même aux phénomènes volcaniques (Dib ; Issaadi ; Blavoux ; Haouchine- Bouchareb ; Belhai ;...)

IV. STRUCTURE DU DOCUMENT

Le manuscrit est réparti en plusieurs chapitres, traitant la problématique. Ce travail est initié par une introduction générale qui présente les objectifs assignés, suivie d'un bref aperçu géomorphologique de la région d'étude. Afin de croiser un maximum d'informations. Le manuscrit de la thèse s'articule autour des chapitres suivants :

Chapitre 1

Le premier chapitre est consacré à une présentation générale de la zone d'étude, du point de vue géographique, géomorphologique et climatique. Une synthèse sur les schémas de fonctionnement des systèmes hydrothermaux, selon différents contextes géo-structuraux est développée.

Chapitre 2

Une présentation de la géologie régionale et locale, basée essentiellement sur un ensemble de travaux, géologiques et stratigraphiques antérieurs. Une description des formations géologiques et des structures tectoniques, ainsi que le cadre géodynamique, en relation avec l'espace géographique concerné par l'étude.

Dans ce chapitre, un intérêt particulier est dédié au contexte volcanique, du secteur nord-ouest Algérien, sous forme d'une brève synthèse des travaux antérieurs, suivit d'une discussion des principaux résultats.

Chapitre 3

Une fraction du chapitre est dédiée aux méthodes de prélèvement des échantillons in situ, les procédés de mesures des paramètres physico-chimiques et d'analyse sont abordés.

La partie chimie des eaux, à travers les paramètres physico-chimiques mesurés in situ, et les éléments chimiques en solution, aborde l'origine de la minéralisation des eaux. La définition des facies chimiques, par l'utilisation de plusieurs diagrammes et graphiques.

Les températures maximales du réservoir profond, sont estimées par le biais des géothermomètres chimiques. Les températures issues des calculs, sont un reflet des profondeurs de circulation des eaux. Globalement, ce type d'informations, peuvent constituer une base aux interprétations des structures et des données géologiques.

L'objectif du traitement des données isotopiques, de la phase liquide en oxygène 18 et Deutérium, est de déterminer l'origine de l'eau thermique, entre autre. De préciser, quand c'est possible, les altitudes de recharge (zones d'alimentations des aquifères profonds).

L'aspect quantitatif des deux isotopes de la molécule d'eau, permet d'apprécier les temps de séjour, des eaux infiltrées en contact du réservoir profond.

Chapitre 4

Dans ce chapitre, sont abordés des cas d'études, de quelques importantes sources thermales du secteur nord-ouest, par approche pluridisciplinaire.

Toutes les informations possibles sur les sources retenues (les sources de la basse Tafna et des Monts de Tlemcen, de Hammam Bouhdjar, Boughrara, Bouhnifia, Ain Franine...) sont synthétisées.

Le cas d'une source de l'Atlas saharien, la source Ain El Ouarka, a fait objet d'une publication international dans la revue *Geotectonics*

En fonction des données disponibles, cette partie traite globalement, la typologie des structures liées au fonctionnement des quelques, importantes sources. L'histoire tectonique ou l'héritage tectonique, la géométrie des structures, le style, et la cinématique des failles, en faveur du circuit hydrothermal.

Conclusion générale

Enfin une conclusion générale exposant l'ensemble des résultats obtenus. Une synthèse des principaux résultats chimiques et isotopiques, confrontés aux données géologiques, tectoniques, géodynamiques et sismique, afin de comprendre le fonctionnement des sources thermales étudiées.

L'utilisation de diverses disciplines scientifiques, permet de comprendre le fonctionnement hydrogéologique des sources thermominérales, et par cette occasion, définir avec conscience l'origine des minéralisations, de la thermalité, des dégagements gazeux....

Chapitre 1

Présentation générale

Cadre Géomorphologique général.

L'activité hydrothermale

A. CADRE GEOMORPHOLOGIQUE GENERAL

I. Situation géographique

La zone d'étude se localise en Algérie Nord occidentale aux coordonnées 33°S et 36°N de latitude et 2°W et 1°E en longitude, comme illustré en (Fig.1). Le secteur en question est à environs 250 km à l'ouest d'Alger le long de la zone du littoral. Il s'étend de la région de Ténès à l'Est jusqu'aux frontières Marocaines à l'Ouest.

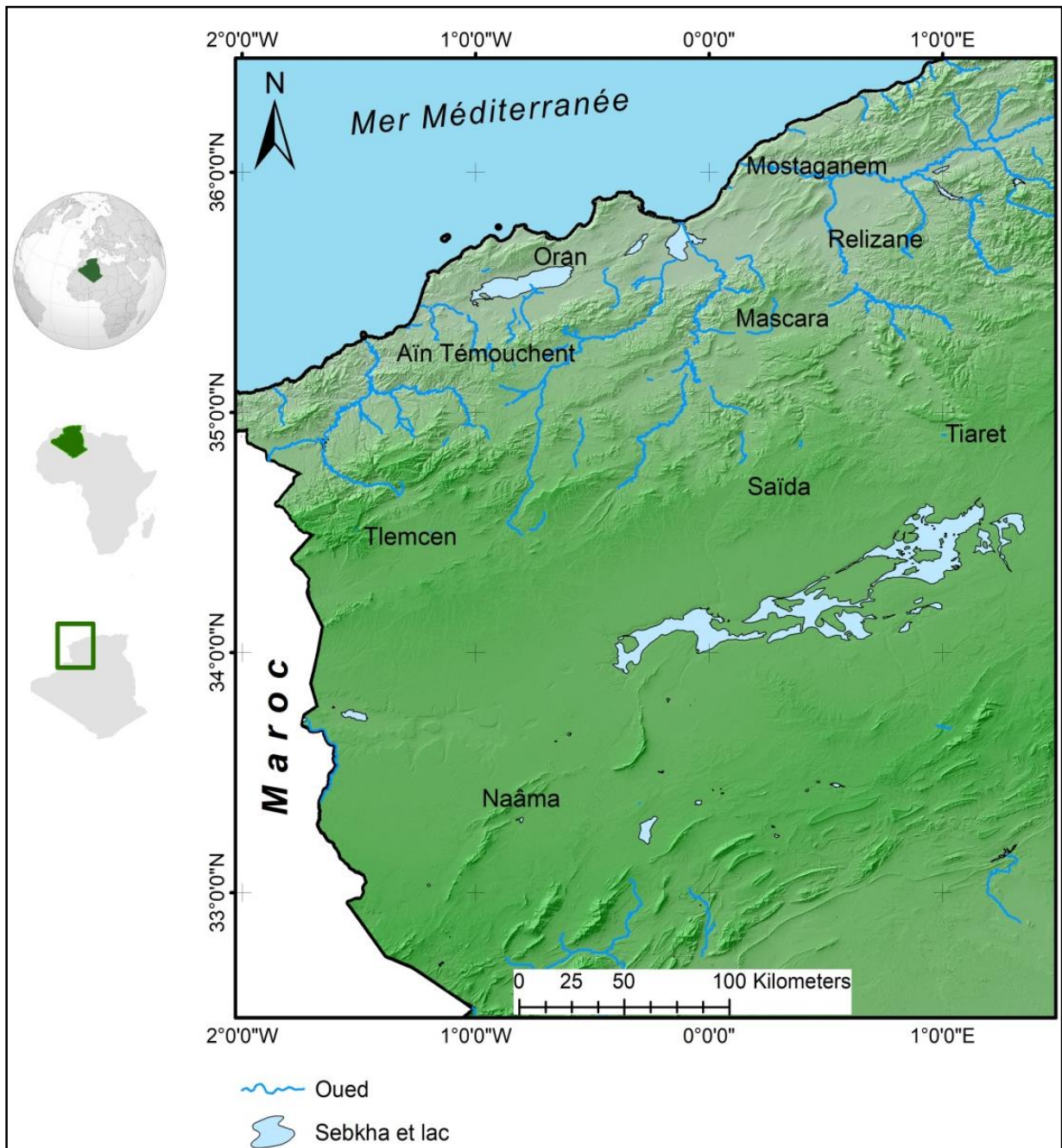


Figure 1 : Carte de situation de la zone d'étude

Sur le plan administratif, la région d'étude englobe plusieurs wilayas et secteurs de l'Ouest Algérien. On distingue en particulier, les wilayas de Tlemcen, Oran, Mascara, Saida, Tiaret et Naâma. Elle est communément limitée :

- Au Nord, par la mer Méditerranée.
- La limite Est, est voisine des wilayas du centre de l'Algérie, Chéelif et Ain Defla.
- Au Sud, la zone d'étude est limitée par la chaîne de montagne, de l'Atlas saharien.
- La limite Ouest, concorde avec les frontières Est du Maroc.

L'Algérie Nord- ouest se distingue par une variation des paramètres climatiques, lithologiques et conditions topographiques. Ceci suggère une répartition du secteur dans sa globalité, en plusieurs domaines géomorphologiques. Les grands traits orographiques sont marqués par des alignements des reliefs, suivant la direction SW-NE, séparés par des dépressions de même direction. Du Nord au Sud, la succession suivante peut être distinguée.

II. APERÇU GEOMORPHOLOGIQUE

1. Le Tell Oranais

Cette zone s'ouvre sur la Méditerranée, et regroupe de nombreuses chaînes et plaines. Globalement, cette panoplie de relief peut être sommairement résumée en chaînes littorales, plaines internes et Atlas.

2. La chaîne littorale

Cette chaîne est formée par les massifs côtiers, des Monts des Traras avec djebel Fillaoucène, les Monts de Sebaâ Chioukh et les Monts des Tessalas.

Les massifs littoraux oranais forment une succession de petits massifs, de faible altitude fréquemment inférieure à 700 m. Ces derniers sont représentés de l'Ouest à l'Est, par le massif de Madagh et son prolongement oriental, le Djebel Lindles (massif des Andalouses) ; le massif d'Oran, séparé des précédents par la plaine des Andalouse et la vallée de l'oued Hammadi.

Le massif d'Oran en particulier, réunit le Djebel Murdjadjo, le Djebel Santon, le Djebel Cruz, et enfin vers l'extrême Est, on retrouve Djebel Khar (ou montagne des lions), totalement isolé et domine le plateau d'Oran. Quant au massif d'Arzew, il rassemble les Djebels Orousse, Borosse et les montagnes de Ghris.

3. Les plaines littorales

Elles s'allongent parallèlement à la côte méditerranéenne, ces dernières sont représentées par les plaines d'El Malah et d'Ain el Turc à l'Ouest. A Oran Est, on trouve la plaine de l'Habra, caractérisée par son ouverture sur la mer, entre Arzew et Mostaganem. Elle s'interrompt vers l'Est par de petites collines (Djebel Chegga), lequel la sépare de la plaine du Chélif.

Les plaines Sub-littorales du bas Chélif et de la M'léta, forment une dépression endoréique, occupée par la Sebkhha d'Oran à l'Ouest.

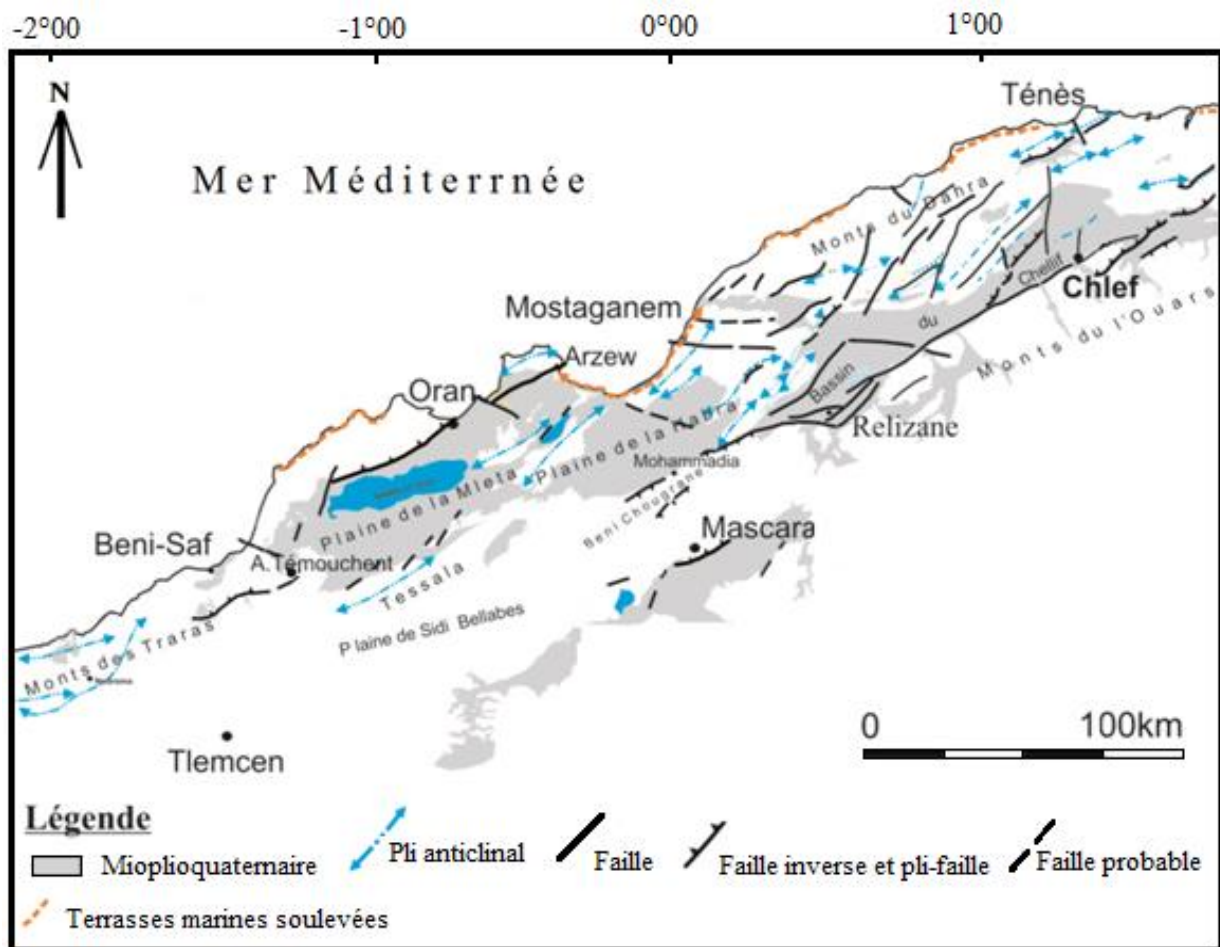


Figure 2 : Extrait de la carte morpho-structurale des principaux éléments du Nord-Ouest Algérien

(Maouche et al.,2010)

4. L'Atlas Tellien

L'Atlas Tellien est représenté par les unités physiques, des Monts de Tlemcen, les Monts de Beni-Chougrane. Ce sont des chaînes plissées de direction dominante E-W.

5. Les Plaines intra-Telliennes

Les plaines intra-Telliennes sont limitées au Nord par l'Atlas Tellien. Elles sont représentées par les plaines intérieures, comme Maghnia, Hennaya, Sidi Bel Abbés et Ghriss et les plaines Sub-steppiques semblables à Sebdou et Telagh.

6. Les hautes plaines Oranaïses

Les hautes plaines Oranaïses coïncident avec la zone intercalée entre le Tell et l'Atlas Saharien, d'allongement SW-NE. Ces reliefs rassemblent l'ensemble des régions élevées, situées entre le tell littoral et le Sahara. Elles correspondent aux Monts de Ghar Roubain, lesquels concordent avec le prolongement du massif marocain de Jerda.

Les hautes plaines Oranaïses sont caractérisées par l'absence de drainage vers la mer, d'où la formation de dépressions endoréiques, conforme au cas du Chott chergui.

7. L'Atlas Saharien occidental

L'Atlas Saharien occidental forme une barrière topographique et climatique entre l'Algérie du Nord et le Sahara algérien ([Ameur, 1999](#)).

Il est constitué par une longue chaîne d'orientation globale SW-NE, sur 30 à 50 km et contient les Monts de Ksour, Djebel Amour et Ouled Naïls. C'est une région assez élevée, qui dépasse parfois 2000 m d'altitude, le Djebel Mzi est à environ (2 145 m) d'altitude et Djebel Aïssa est aux alentours de (2 236 m) d'altitude.

L'Atlas Saharien est séparé des hautes plaines, par l'accident Nord Atlasique, sa limite Sud est symbolisée par l'accident Sud Atlasique.

III. APERÇU HYDROLOGIQUE

Le présent travail porte sur la thématique du fonctionnement de vingt-neuf (29) sources thermales, réparties d'une façon asymétrique, sur l'ensemble de la région Nord-ouest de l'Algérie.

Un regroupement des sources thermales étudiées, par secteur géographique, est adopté pour ce recueil. De l'Ouest à l'Est plusieurs bassins versant correspondent aux sièges d'émergences des eaux thermales. Un rappel succinct des principaux bassins s'avère utile à notre sens, dans le cas de cette étude, dans le but d'orienter le lecteur vers un cadre géomorphologique et structural intime, facilitant de la sorte la compréhension des objectifs visés.

1. Le bassin versant de la Tafna

Ce bassin se localise à l'extrême Nord-ouest de l'Algérie et culmine à 1843 m au Djebel Tenouchfi. Les monts de Tlemcen, correspondent au principal haut relief de la région ouest. C'est une chaîne avec des altitudes comprises entre 800 et 1400m, d'orientation WSW-ENE. Les Monts de Traras s'intercalent entre les Monts de Tlemcen et la mer méditerranée, Djebel Fillaoussène étant moins élevés, et culmine à 1081m. Ces Monts correspondent à une bande de faible largeur, mais constituent une barrière efficace pour les pluies, ce qui engendre l'aridité de la plaine de Maghnia (Collignon B., 1986).

2. Le bassin versant de la Macta

Situé au Nord de l'Algérie, le bassin de la Macta est limité au Nord-Ouest par les chaînes montagneuses des Tessalas, au Sud par les hauts plateaux de Maalif, à l'Ouest par le plateau de Telagh, et à l'Est par les Monts de Saïda.

Le bassin de la Macta est traversé par deux principaux cours d'eau, l'oued Mekerra à l'Est et l'Oued El Hamman à l'Ouest.

Le bassin versant de la Macta est constitué d'une part par la haute plaine de Sidi Bel Abbes, les plaines de la Habra et de Mascara et d'autre part, par deux dispositifs orographiques parallèles à la côte allant du SW au NE. Ces dispositifs sont formés essentiellement par les Monts de Beni Chougrane (Fig. 2), avec une altitude qui varie entre 540 et 900m. Quant aux Monts de Telagh et de Saïda les altitudes varient de 600 à 1200m.

3. Le Réseau Hydrographique

L'hydrographie de l'Algérie est caractérisée par l'existence de trois types d'écoulement de surface.

Le système exoréique au Nord, celui de l'endoréique entre l'Atlas tellien et l'atlas Saharien et en fin le système aréique au grand Sahara.

Le système endoréique est caractérisé par un écoulement temporaire en épisode de crue, puis se perdent sur les hauts plateaux pour certains, et pour d'autres, se jettent dans les chotts. C'est le cas des oueds des régions de Tlemcen, Daïa et Saïda.

Le système endoréique, se traduit par l'existence de cuvettes fermées, cas des sebkhas et des chotts. Ce système se localise au centre des plaines telliennes.

Le réseau hydrographique du bassin de la Tafna est constitué essentiellement par deux artères fluviales composées de l'oued Tafna à l'ouest et l'oued Isser à l'Est. La partie ouest est drainée par trois principaux affluents : le Mouillah (Au Maroc), le Mehaguène et la haute Tafna. En partie orientale, on a l'oued Isser avec des cours d'eaux fréquemment pérennes.

- **Le Tafna**

Le Tafna prend naissance dans les monts de Tlemcen ([Fig.1](#)), et traverse la plaine de Hennaya. Sa confluence avec l'oued Isser, s'effectue à l'entrée des Monts des Traras et se déverse en mer, aux alentours de Beni Saf.

- **El Hammam**

Le talweg principal de l'oued El Hammam est drainé par quatre affluents et coule sur une longueur de 150 km ([Djedial H., 1997](#)). Il prend sa source dans les Monts des Daïa, longe les reliefs de Beni Chougrane à l'Ouest, et traverse la dépression de l'Habra, avant de se jeter en mer entre Arzew et Mostaganem.

- **Le Chélif**

C'est le plus important oued d'Algérie d'environ 300 km, d'où l'appellation d'oued Touil. Il prend naissance dans Djebel Amour et se termine en mer.

- **Le Mékerra**

Cet oued est d'une longueur de 92 km, son bassin versant est limité au Nord par les Monts des Tessalas, au Sud par la ride anticlinale des hauts plateaux (Ras El Ma) et à l'Ouest par les Monts de Béni Chougrane.

- **Oued Saïda**

Le grand bassin des Monts de Saïda est drainé par un réseau hydrographique bien structuré et bien hiérarchisé, formé de trois grandes rivières pérennes, quasiment à longueur de l'année. L'oued Saïda prend naissance à Ain Tebouda, considéré comme l'un des principaux cours d'eau, et forme par confluence, oued El Hammam ([Djedial H., 1997](#)).

La forme géomorphologique du bassin de la Macta et la forte dissymétrie dans la répartition des pluies entre le Nord et le Sud déterminent les régimes hydrologiques des différents cours d'eau (Khaldi A., 2005).

IV. APERÇU CLIMATIQUE

La région est caractérisée dans sa globalité, par un climat méditerranéen semi-aride. Quant à la source Ain el Ouarka, cette dernière fait exception, par son appartenance au département géographique de l'Atlas Saharien, jouissant d'un climat aride.

Les monts de Tlemcen constituent l'une des régions les plus arrosées de l'Ouest. La quantité des précipitations tend à diminuer vers le Sud, à moins de 500mm/an. De ce fait, les ressources en eau souterraines, se trouvent fortement réduite sur le versant Sud-ouest des Monts de Tlemcen.

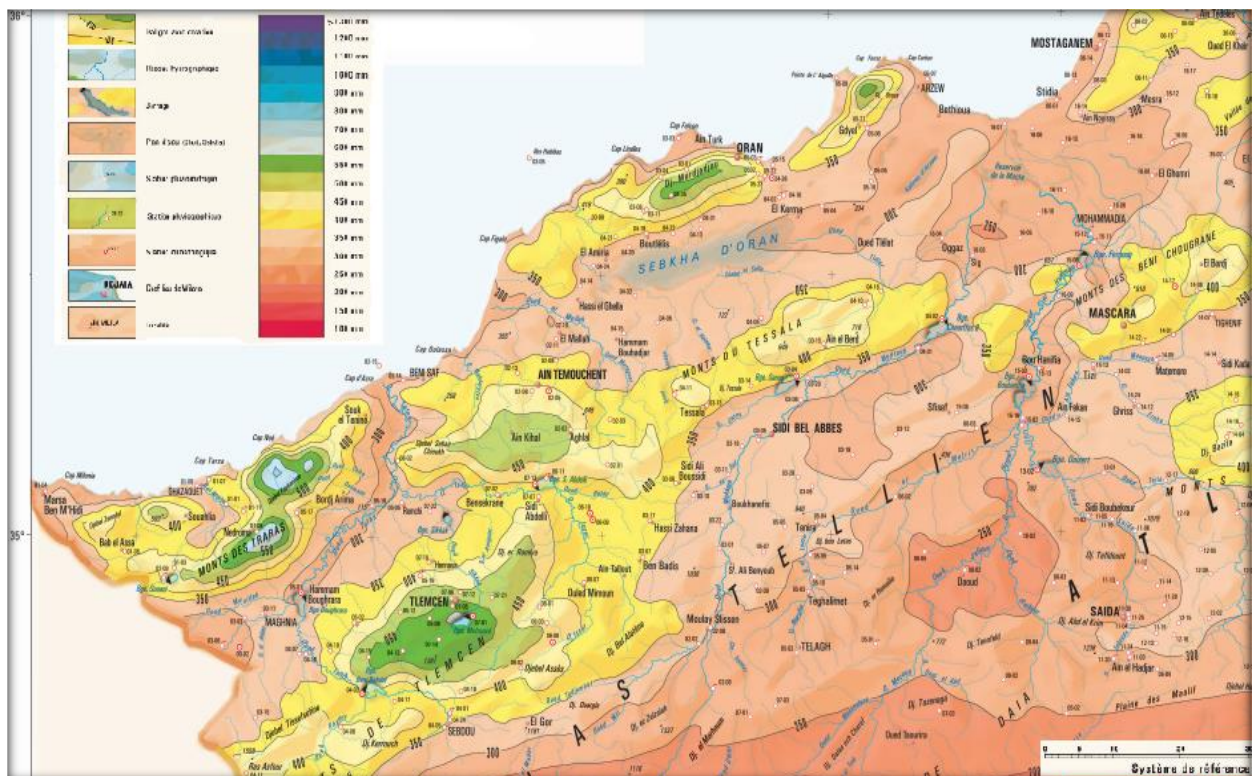


Figure 3 : Extrait de la carte des pluies moyenne annuelles du Nord de l'Algérie

(ANRH, 2005)

Le climat du bassin de la Tafna s'apparente à celui de toute la région méditerranéenne de l'Afrique du Nord, à savoir humide et doux. Les deux mois les plus chauds correspondent à juillet et août avec une température moyenne de 26°C (Dakiche A., 1998).

Le régime commun des pluies, est celui des zones semi-arides méditerranéennes, de l'Algérie du Nord. Il est caractérisé par des précipitations hivernales avec des maxima en décembre, janvier et février, suivi d'une longue période de sécheresse de juin à septembre. L'évaporation moyenne annuelle atteint la valeur de 1200 mm. Quant aux vents, ils sont modérés avec une prédominance de la direction Nord et Nord-ouest (Khalidi A., 2005).

Le bassin de la Macta est sous une influence méditerranéenne au Nord, et continentale au Sud, avec des hivers froids et des étés chauds. Les précipitations annuelles sont de l'ordre de 280 mm au Sud et 600 mm dans les montagnes de Béni Chougrane.

Le domaine semi-aride est caractérisé par des précipitations rares et irrégulières qui varient entre 400 et 600 mm par an (Fig.3). La pluviométrie annuelle dans les monts de Saïda varie entre 313 mm à 389 mm (Khalidi A., 2005). Quant au domaine aride, il perçoit moins de 400 mm/an, avec la caractéristique de grands écarts de température et des sévères sécheresses cycliques.

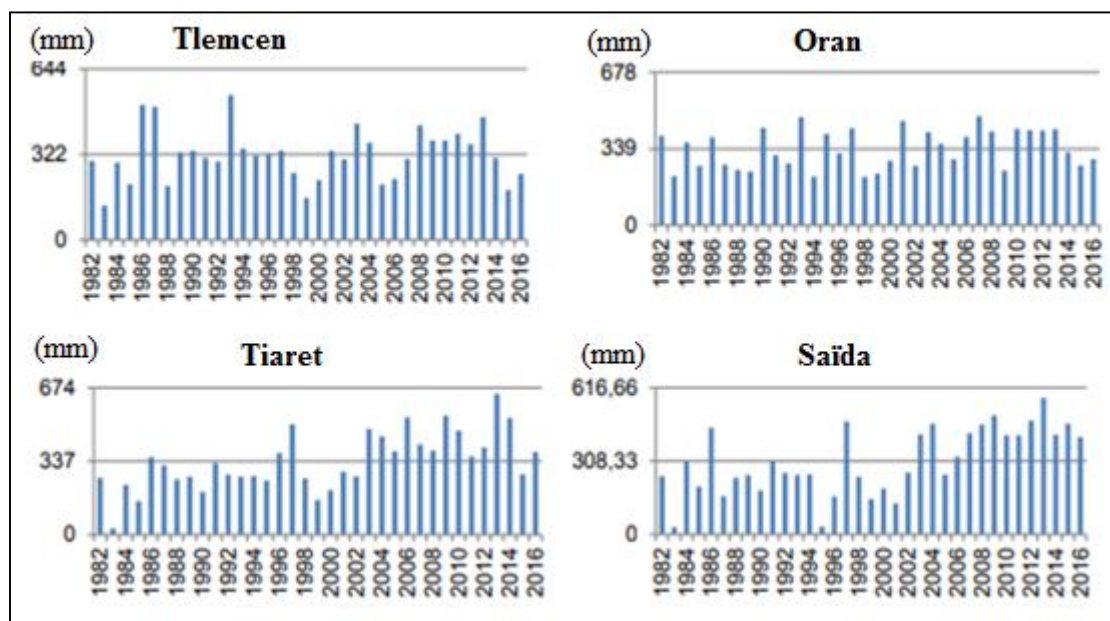


Figure 4 : Variations interannuelles des précipitations au cours de la période 1982 - 2016

(Benyettou M. et al, 2017)

L'examen des graphiques des (Fig. 3 à 6) qui suivent, fait ressortir une tendance semi- aride entrecoupée par des années arides, respectivement pour les stations des régions Nord –ouest, Oran et Saïda.

La région de Tiaret, montre une tendance subhumide à semi-aride à partir des années 2000. Quant à la région d'Aïn Sefra, elle se caractérise par une prédominance du climat aride.

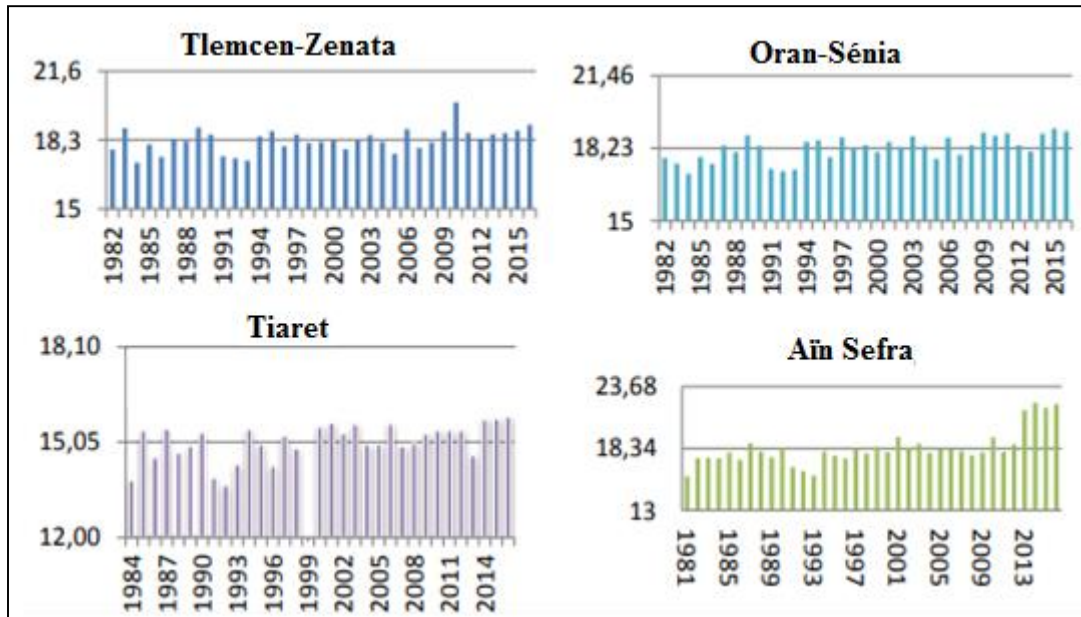


Figure 5: Variations interannuelles des Températures (°C) en période : 1982- 2016

(Benyettou M. et al., 2017)

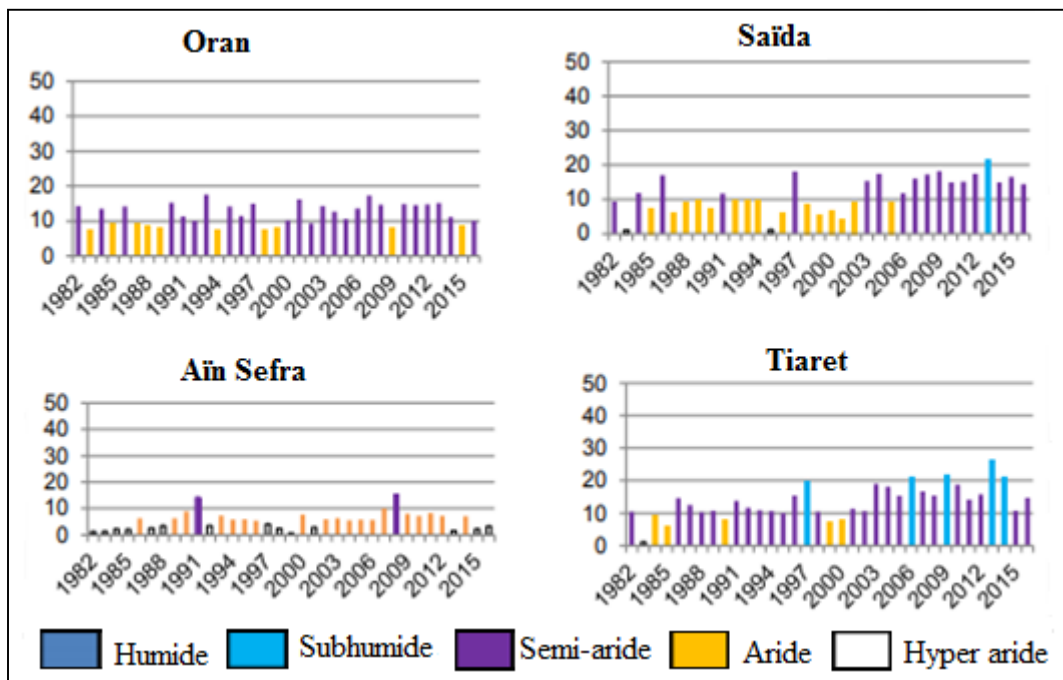


Figure 6: Evolution du climat selon l'Indice d'aridité de De Martonne de la période (1982-2016)

(Benyettou M.et al., 2017)

B. L'ACTIVITE HYDROTHERMALE

I. INTRODUCTION

Les eaux chaudes et minéralisées, quand elles émergent en surface, procurent l'emballement des populations à travers l'histoire. La béatitude fournie par leur utilisation et les vertus thérapeutiques approuvées, en domaine médicale et de remise en forme, sont à l'origine de ce mérite.

Un regain d'intérêt, est constaté à l'égard de l'exploitation, des sources thermominérales. Ce dernier est a caractère socio-économique, attribué essentiellement, aux potentialités de l'exploitation et du développement des ressources en énergie géothermique. Sachant que cette l'énergie est à double rente, écologique et renouvelable, est en mesure de contribuer à l'alimentation des centrales électriques, des piscines publiques aussi peut être utile dans le réchauffement domestique.

Des questions nous viennent à l'esprit, quand on aborde un tel sujet. Couramment, on commence par mettre une définition adéquate d'une eau thermominérale. Par la suite, on essaye d'expliquer à quoi correspond une activité hydrothermale, son circuit et ses composantes, de même les modalités de son existence.

Quelles structures géologiques, sont à la faveur de l'émergence, des sources thermominérales ?

Que peut-on dire de l'activité hydrothermale en Algérie ? Peut-on discerner une quelconque relation, entre l'activité sismique récurrente, et le fonctionnement d'un circuit hydrothermal ?

On essayera de répondre dans ce qui suit à la problématique abordée ci-dessus, au cours du développement de ce chapitre. Commençons tout d'abord par préciser, à quoi correspondent les eaux thermominérales et quels sont leurs critères ?

II. L'ACTIVITE HYDROTHERMALE EN ALGERIE

Plusieurs auteurs, ont tenté de définir cette eau, l'accent est surtout mis, sur l'aspect thérapeutique, sur leur thermalité et minéralité. Il n'existe pas de définition officielle des eaux thermales et minérales. Néanmoins, d'un point de vue hydrogéologique, elles sont considérées comme des eaux qui se distinguent par leur composition chimique et/ou leur température ([Castany et al., 1977](#) ; [Pomerol et al., 1992](#)).

1. Définitions d'une eau thermominérale

Les définitions des sources thermominérales, associent généralement, les caractéristiques physiques et propriétés thérapeutiques (Canellas et al., 1995). Pour (G.Castany, 1967) « une eau thermominérale est une eau naturelle dotée de propriétés thérapeutiques particulières».

Quant à (Lopez A., 1969), il la définit, comme une eau souterraine ayant une température supérieure à la température moyenne annuelle locale ». La majorité des auteurs considèrent qu'une eau est dite thermale, si sa température dépasse de 5°C la température moyenne annuelle de l'air (Bakalowicz et al. ,1987). Une eau est dite thermale, si sa température est supérieure à celle des eaux de nappes phréatiques locales, ou à la température moyenne annuelle de l'air (Blavoux, 2009).

Un autre critère d'identification, pour ce type de sources, est la stabilité des paramètres physico-chimiques, vu qu'ils sont peu ou pas influencés par les changements climatiques et saisonniers (Blavoux et al, Issaadi, 1993, Haouchine, 2012...). Du fait de l'origine profonde des réservoirs thermaux, ces dernières sont à l'abri des pollutions superficielles, aux quelles sont habituellement, exposées les eaux des nappes phréatiques. Ce qu'il faut retenir de façon générale, ce qu'une eau thermominérale présente au moins un des critères suivants :

- La thermalité : une température supérieure à la moyenne annuelle locale ;
- Ce sont des eaux chargées, avec un résidu sec supérieur à 1g/l ;
- Une minéralisation inhabituelle notamment, elles sont marquées par la présence de gaz, à l'état libre ou dissous (Le Maréchal A., 1976).

2. L'activité hydrothermale en Algérie

L'Algérie du nord est dotée d'un nombre important de sources, avec des températures et des minéralisations très variées. Durant les années 1940, la chimiste Simone GUIGUE, a réalisé une étude géochimique des sources thermominérales d'Algérie. Un nombre de 175 sources, avaient été recensées. Le nombre de sources croît de l'Ouest vers l'Est du pays, au même titre que les gisements métallifères reconnus

En 1970, l'Etat algérien a pris en charge la promotion et le développement du thermalisme. Ce programme a été amplifié en s'appuyant sur les directives de la loi du 17 février 2003, relative au développement durable.

Néanmoins, sur le terrain, l'exploitation des sources thermominérales souterraines, d'importance nationale est très faible, environs dix (10) stations (rapport du M.T.A., 2010)¹. Outre celles avisées, il existe au moins une cinquantaine (50) de stations régionales, qu'il serait toutefois judicieux de moderniser et de développer.

3.Cadre réglementaire et juridique des sources thermominérales

En Algérie, l'exploitation des sources minérales et thermominérales, pour un usage thérapeutique, est réglementée et doit être autorisée par décision ministérielle.

Le **décret exécutif n°07-69 du 19 février 2007**, fixe les conditions et les modalités d'octroi de la concession d'utilisation et d'exploitation des eaux thermales.

L'article 2 du décret : « *Les eaux thermales sont des eaux captées à partir d'une émergence naturelle ou d'un forage qui, en raison de la nature spéciale de leurs principes, de la stabilité de leurs caractéristiques physiques et de leur composition chimique, peuvent avoir des propriétés thérapeutiques* ».

L'article 5 du décret : « *Est considéré comme établissement thermal, tout établissement utilisant l'eau thermale et ses dérivés à des fins thérapeutiques et de remise en forme* ».

D'un point de vue légal, les eaux thermales sont considérées comme des eaux de source ou des eaux minérales naturelles, soumises uniquement aux normes de potabilité bactériologique. La réglementation est fondée sur la conservation, des caractéristiques physico-chimiques telles définies, lors de l'autorisation d'exploitation.

La source thermale n'est pas exposée aux problèmes de pollution, dans son aire d'infiltration, pour la simple raison, le temps de transit se chiffre en millions d'années. Dans une certaine mesure, seules les zones d'émergences, peuvent être concernées par un périmètre immédiat, à cause d'éventuelles mélanges avec les eaux superficielles parfois contaminées.

III. CADRE GENERAL DE L'ACTIVITE HYDROTHERMALE

1.Le circuit hydrothermal et ses principales composantes

¹ M.T.A. : Ministère du Tourisme et de L'Artisanat, Rapport n°2- Données relatives à l'eau thermale, 2010).

Dans l'étude des sources thermominérales, il est nécessaire de rappeler quelques principes fondamentaux, sur les processus de leur fonctionnement. Cette partie sera toutefois, appuyée par des figures et des illustrations schématiques, les plus fréquemment rencontrés, en domaine hydrothermal.

1.1. DEFINITION DU CIRCUIT

Les sources thermales se localisent principalement, dans les régions pourvues de structures tectoniques complexes. Ce qui permet, en effet, une remontée rapide des eaux souterraines vers la surface, ce parcours est nommé circuit hydrothermal.

Un circuit hydrothermal, correspond à un flux d'eau traversant une structure géologique souterraine, ce qui lui permet d'acquérir une température et une minéralisation élevée.

Le parcours ou le circuit hydrothermal en domaine continental, peut être décomposé en trois compartiments, (Vuataz, 1983 ; Henley et al., 1984 ; Blavoux, 1998 et 2009).

- **L'aire d'alimentation**, appelée aussi impluvium, lieu où se produit l'infiltration des eaux de pluie, ensuite l'eau sera soumise à un cheminement profond, jusqu'aux structures conductrices (Fig. 7).
- **Une colonne de percolation** volumineuse, composée d'un réseau de fissures et fractures dans le cas des roches cristallines. Dans le cas des roches sédimentaires, symbolisée par des couches perméables et poreuses. Durant cette étape, on a l'enfoncement des eaux infiltrées à de grandes profondeurs. Cependant, une circulation très lente, va permettre à l'eau d'atteindre un équilibre thermique et géochimique, avec le milieu encaissant. Il va en résulter, une eau avec une température et une minéralisation élevée (Bligny, 1994).
- **Un axe drainant**, permettant une remontée rapide de l'eau, des profondeurs vers la surface, en conservant pour l'essentiel, les propriétés acquises comme la température et la minéralisation. Cette remontée est assurée, par la présence de drains ascendants, sous forme de couche géologique redressée, ou de grandes failles verticales à subverticales.

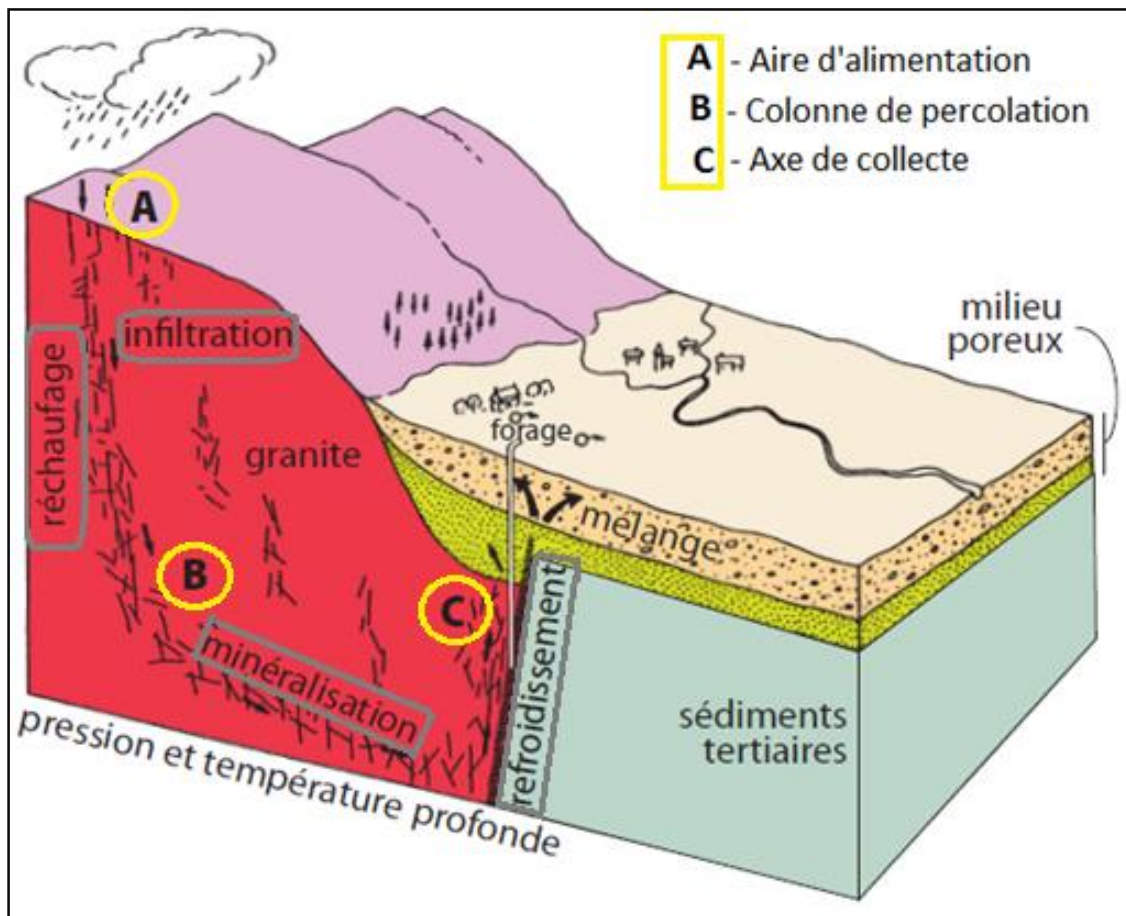


Figure 7: Représentation schématique d'un circuit hydrothermal

(Lopukine, 1994, in Blavoux, 2009).

La température et la minéralisation sont bien conservées, quand la vitesse de remontée des eaux est rapide, et qu'elles ne subissent pas de mélange avec des eaux superficielles lors de l'ascension. Un circuit hydrothermal doit inévitablement répondre à certains critères analogues à :

- L'existence d'une différence d'altitude entre l'aire d'alimentation et l'aire d'émergence. Un dénivelé important permet en effet, la poussée de l'eau à une grande profondeur, puis sa remontée en surface, tout en minimisant les pertes de charges.
- Un milieu favorable à une circulation profonde, grâce à la perméabilité et /ou porosité de la formation, permettant l'infiltration des eaux de pluie.
- Présence d'une continuité hydraulique c.à.d. l'existence d'une bonne connectivité dans le milieu profond.
- L'étanchéité du circuit, au moins partiellement, le long de l'axe drainant (Blavoux et al., 2009).
Constance de l'ouverture du drain terminal du circuit.

1.2. LES PRINCIPALES COMPOSANTES DU CIRCUIT

Les composantes d'un circuit hydrothermal, sont fréquemment au nombre de trois, et se présentent suivant l'ordre exposé ci-dessous.

➤ **L'étape de l'alimentation**

Dans l'aire d'alimentation ou impluvium, se réalise l'infiltration de l'eau de pluie sur les hauts reliefs. Durant cette étape, du CO₂ biogénique, disponible dans l'atmosphère, va se combiner à l'eau de pluie et lui permettre d'acquérir une grande capacité de dissolution ou altération chimique des roches. Cette propriété est mise en activité, aussitôt l'eau pluvieuse traverse les roches de la première tranche du circuit hydrothermal ([Blavoux, 1985](#), [Issaadi A., 1993](#), [Blavoux et al.2009](#), [Haouchine 2012](#)).

➤ **Déplacement des eaux vers les grandes profondeurs**

Cette phase dépend d'une façon directe, de la fracturation héritée de l'histoire tectonique de la région, puisque l'infiltration de l'eau, va au-delà de la zone d'altération superficielle, d'environ 50 m d'épaisseur.

En présence d'un réseau de fracture bien développé, cas des massifs cristallins, ou en présence de structures sédimentaires, avec de bonnes propriétés capacitatives et conductrices, liée à la porosité et la micro fracturation du réservoir (cas des réservoirs à double porosité), l'eau tend à atteindre de grandes profondeurs et acquies des températures très élevées.

Cette phase est caractérisée par des circulations très lentes de façon générale, en outre, l'eau tend à établir un équilibre géochimique et thermique avec son milieu encaissant qui se matérialise par le réservoir profond.

➤ **La remontée des eaux en surface**

Cette phase se caractérise par la remontée rapide de l'eau chaude et minéralisée en surface. La remontée se fait par l'intermédiaire de drain ouvert, permettant la liaison des réservoirs profonds avec la surface. L'ascension de l'eau thermique peut se faire selon plusieurs processus :

a. Processus hydraulique : Comme nous l'avons mentionné plus-haut, la remontée de l'eau en surface est conditionnée par l'existence de dénivelée altitudinale, entre l'aire d'alimentation et la résurgence ([Blavoux et al., 2009](#)).

Ce cas de figure s'observe généralement dans les régions montagneuses, où des sommets constituent les aires d'alimentation et les vallées représentent les zones d'émergences. Plus l'altitude de l'aire d'alimentation est grande, plus l'eau du circuit atteint de grandes profondeurs, en conséquence, des hautes températures des eaux.

b. Processus du thermosiphon : l'augmentation de la température de l'eau en profondeur va s'accompagner d'une baisse de sa densité et sa viscosité ([Combarnous, 1970](#)). L'eau sous sa nouvelle forme, va déclencher des courants de convection ascendants, matérialisé par une élévation des masses d'eaux légères vers le toit du réservoir.

c. L'effet de gaz-lift : Au niveau de la zone la plus basse du circuit, l'eau s'enrichie par le CO₂ endogène, qui joue un rôle dans l'accélération du mouvement convectif. En fait, les réservoirs hydrothermaux sont généralement affectés de failles profondes, à travers lesquelles du CO₂ mantélique s'échappe et occupe les semelles des réservoirs. La perte de ce gaz, plus loin dans le circuit, par la baisse de pression, permet parfois à l'eau d'arriver en surface par artésianisme ([Issaadi, 1993](#), [Blavoux et al., 2009](#), [Haouchine, 2012](#)).

Le dégazage en surface au niveau des émergences va donner, des sources dites carbogazeuses. C'est le cas de la source Ain Franine à Oran, ou la source El Hamdha de la région de Hammam Bouhdjar.

Dans la majorité des circuits hydrothermaux, les trois processus d'ascension agissent simultanément. La circulation souterraine découle parfois du phénomène hydraulique associé au phénomène de thermosiphon, secondairement l'effet de gaz-lift ([Arnòrsson, 2000](#), [Haouchine-Bouchareb, 2012](#)). La vitesse et la durée de la remontée, peut modifier la composition chimique de l'eau, en revanche, les pertes de chaleur sont faibles.

IV. LES PRINCIPAUX MODELES DE CIRCUITS

Les sources thermales Françaises et Algériennes, se situent dans les régions affectées respectivement par les orogénèses pyrénéennes et alpines, leur existence n'est qu'une conséquence de la tectonique récente voir actuelle.

Certaines analogies sont constatées entre quelques unes de nos sources, et les sources issues des massifs Pyrénéens et Alpains, notamment sur le plan géologique et structural.

Les structures géologiques et tectoniques du secteur d'étude, associés au contexte géodynamique actif, favorisent l'existence et l'entretien des sources thermominérales. Les quelques modèles qui seront exposés dans ce qui suit, sont observés dans les circulations hydrothermales en France. Ce choix en effet, est fondé sur les grandes similitudes des circuits hydrothermaux algériens et français.

1.CIRCUIT EN DOMAINE CRISTALLIN

Les circuits en domaine cristallin sont particulièrement associés aux formations granitiques, avec des circulations très profondes, confirmée par les résultats des géothermomètres chimiques ([voir chapitre- chimie des eaux,](#)), par conséquent, de très longues durées d'après les datations au carbone 14 ([Issaadi A., 1992, Winkel A., 2002, Blavoux et al, 2009](#)).

Le modèle1 : le système hydrominéral en socle cristallin, rencontré dans le massif central Français, présenté en ([Fig. 8](#)), correspond à des cas des massifs granitiques, en bordure d'un fossé d'effondrement rempli de terrains sédimentaires. Ce schéma peut être transposé dans certaines mesures, à des cas de nos sources, vu l'analogie avec les systèmes hydrothermaux algériennes, qui émergent en domaine montagneux.

L'illustration montre clairement, les trois parties distinctes d'un circuit hydrothermal, à s'avoir, la zone d'infiltration des eaux de pluies sur les massifs, puis une circulation profonde dans la zone fracturée, par les événements géologiques. Le circuit s'achève par une remontée rapide de l'eau, chauffée et minéralisée, aux grandes profondeurs.

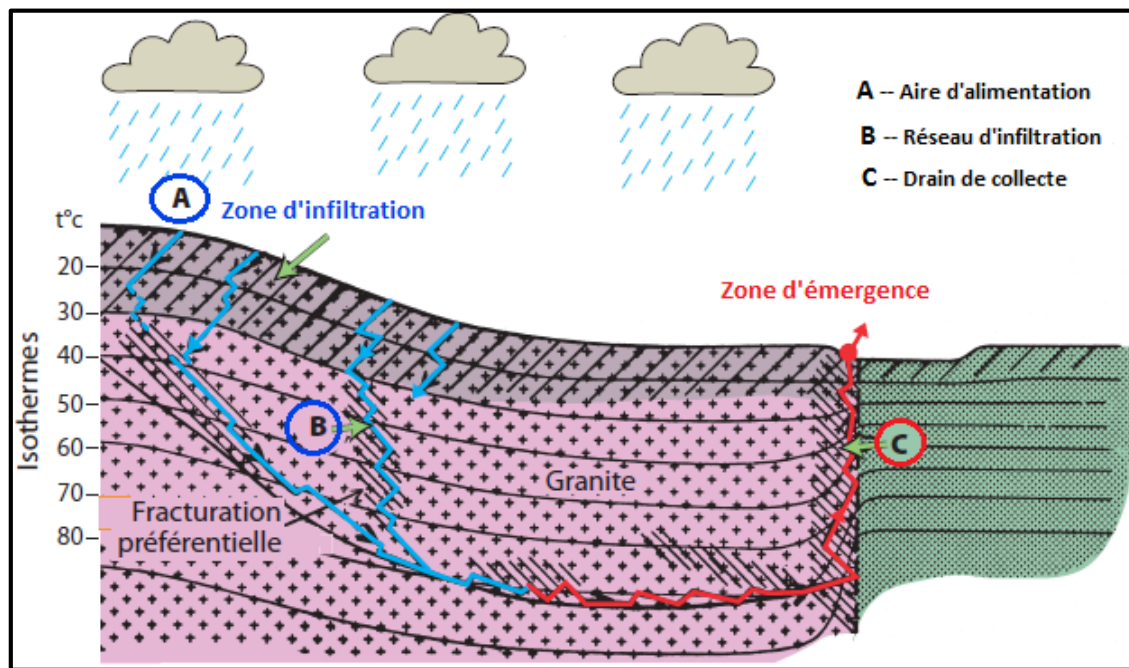


Figure 8: modèle type du circuit hydrothermal en domaine cristallin

A : aire d'alimentation ; B - réseau d'infiltration ; C- drain de collecte et zone d'émergence (Blavoux et Berthiers, 1985).

La remontée vers la surface est assurée bien entendu, par l'existence de grandes failles d'effondrement du fossé.

Des éléments d'origine profonde se combinent aux eaux, ayant atteint de grandes profondeurs de circulation. Une radioactivité naturelle est décelée dans les analyses physico-chimiques, liée à la dissolution de l'Uranium, Radium Thorium et potassium des roches profondes (Zemour et al., 2022). On peut en citer le CO₂, le radon et l'hélium, également, des anions (Fluor, Bore...) et des cations (arsenic et lithium), (Issaadi, 1992 ; Belhai et al, 2021 ; Zemour et al., 2022).

Le modèle 2 : Le schéma hydrogéologique illustré par la (Fig. 9), correspondant aux types d'eaux minérales des Pyrénées, établi par (Pomerol et al., 1992), est applicable à certaines sources thermales algériennes, caractérisées par des faciès sulfatés calciques ou chlorurées sodiques. Ce type de faciès, est lié à une circulation dans les formations gypso salines du Trias, qui sont à l'origine des fortes minéralisations. Les structures plissées chevauchantes et les failles injectées de Trias, permettent à l'eau de circuler à de grandes profondeurs, de se minéraliser, et d'acquérir des températures élevées en fonction de la profondeur de circulation atteinte.

L'émergence des sources à faciès sulfurées sodique, se fait entre le granite à structure en éventail, et la formation métamorphique encaissante. Ce scénario se fait particulièrement, à la faveur des

fractures issues d'un mode en extension, hérité des anciennes orogénèses (Pomerol et al., 1992 ; Blavoux, 2009).

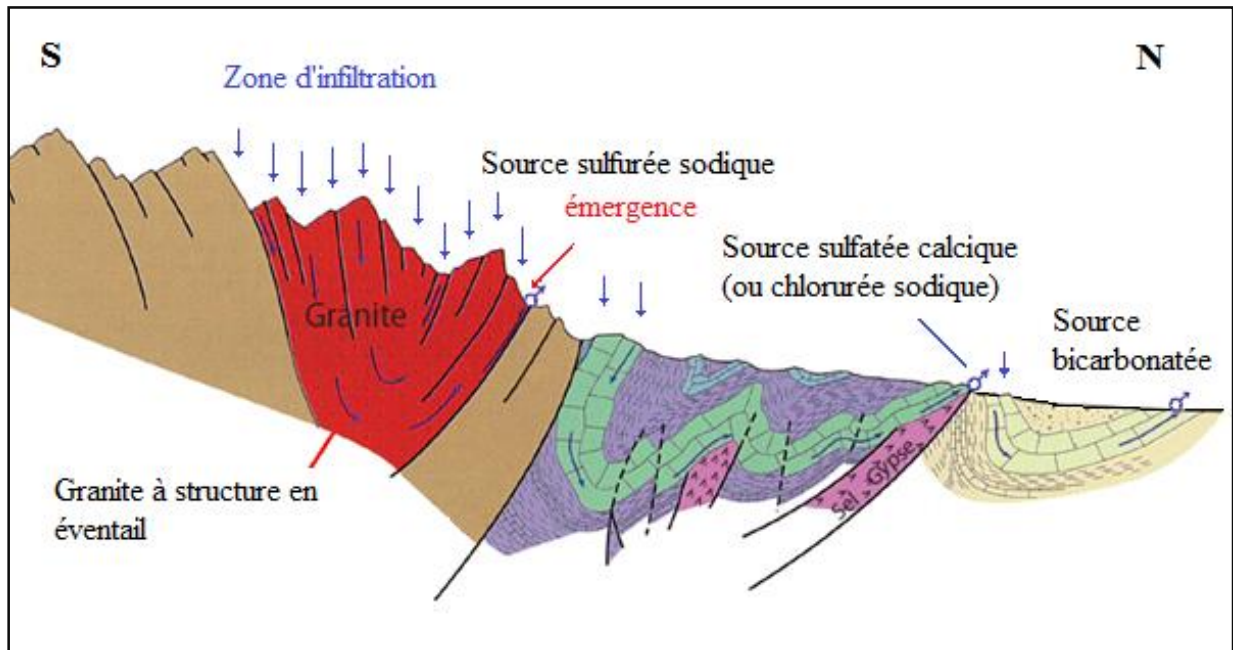


Figure 9: Schéma hydrogéologique synthétique des différents types d'eaux thermominérales des Pyrénées (Roux, 2006, « Aquifères et eaux souterraines en France » tome 2, BRGM éd. (Pomerol et al., 1992, in Blavoux, 2009).

Le schéma hydrogéologique de la (Fig. 9) dans sa partie vers le nord, montre des niveaux de calcaires et des dolomies du secondaire, fortement plissés sur des marnes imperméables. Le redressement des couches au contact de la faille, permet la remontée des eaux chaudes en surface (Levet, 2003).

Le modèle 3 : Correspond au circuit hydrothermal en milieu cristallin, localisé en bordure de graben, type Massif Central (d'après Lopukine, 1994,) et illustré plus haut par la (Fig. 7). La présence de couverture sédimentaire de surface, sur les terrains primaires plus ou moins métamorphiques et imperméables, empêchent parfois les sorties rapides. La remontée des eaux chaudes se fait à faible débit, car l'eau se trouve bloquée dans sa progression, par les couches imperméables juxtaposées, aux delà des limites de la faille bordière, servant de drain pour la remontée.

Les profondeurs de circulations dépendent directement de la fracturation héritée des orogénèses hercyniennes, et réactivée par l'orogénèse Alpine. Cependant, la majorité des eaux infiltrées sont reprises par les écoulements de surface, via l'émergence de sources froides peu minéralisées. En revanche, seule une fraction minime des eaux infiltrées, franchit les zones aux profondes circulations.

2.CIRCUIT EN DOMAINE SEDIMENTAIRE

Les circuits hydrothermaux en domaine sédimentaire, avec une structure synclinale, sont caractérisés par un affleurement perméable à haute altitude, où s'effectue l'infiltration.

Les eaux s'enfoncent au cœur de la structure, lieu d'acquisition de la température et minéralisation élevée (Blavoux, 1991).

Modèle 1 : le circuit hydrothermal de Dax représenté par la (Fig. 10), montre des calcaires et des dolomies du Crétacé plissés et parfois redressés, suite à la poussée du front Pyrénéen qui engendre la montée du diapir.

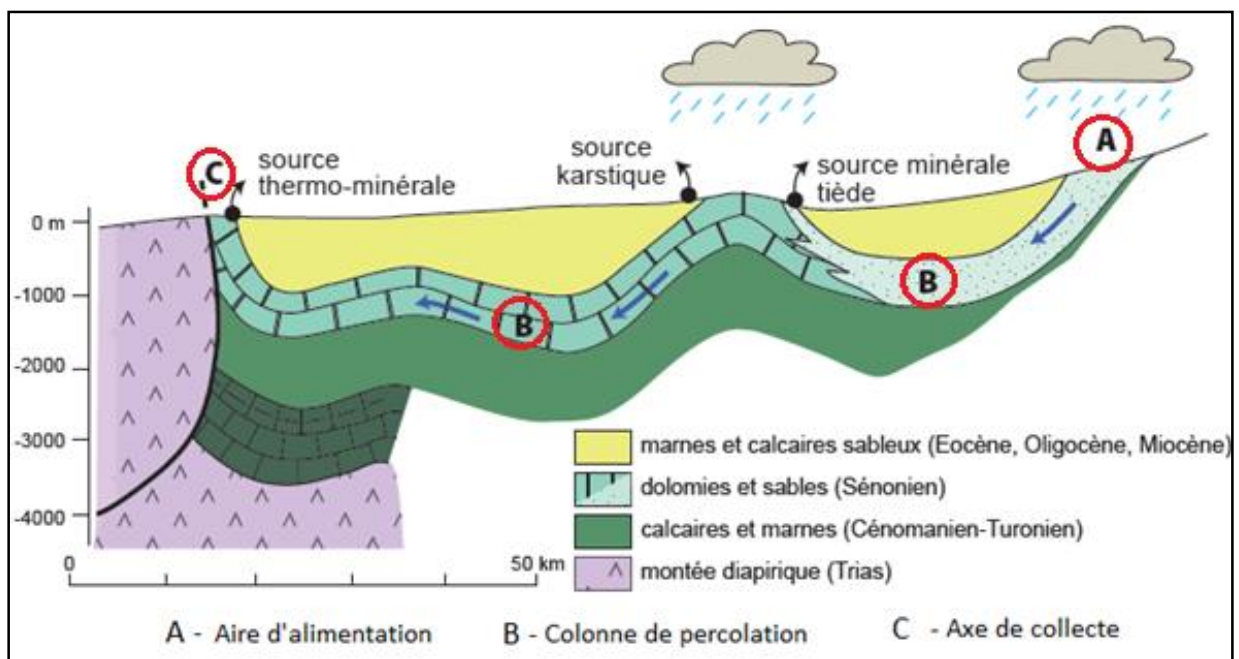


Figure 10: Schéma de circulation des eaux thermales de Dax

Caractérisée par une structure géologique complexe, liée à la poussée du front pyrénéen qui a favorisé des montées de diapirs de sel

(Blavoux, 2009).

A la faveur de ce redressement, s'effectue l'ascension verticale de l'eau thermique depuis de grandes profondeurs (Le Fanic, 2005). La remontée de l'eau chaude en surface peut s'effectuer suivant différentes structures géologiques, selon les conditions tectoniques du lieu considéré. Dans des conditions de continuité de la structure, l'émergence peut se faire au niveau des couches redressées et fracturées (Le Fanic, 2005).

Dans le cas de régions très plissées, le synclinal peut être affecté de grandes failles verticales, ce qui va engendrer des structures en plis-failles à flancs inverses, ou des surfaces de chevauchements, qui forment parfois des drains assurant l'ascension des eaux chaudes, vers la surface.

En domaine sédimentaire, le cheminement vers les grandes profondeurs, englobe la totalité des eaux infiltrées. Par conséquent, l'émergence des débits importants, est prévisible, si toutefois, les drains ascendants le permettent.

Modèle 2 : Le schéma de la (Fig. 11), représentant la circulation des eaux thermales d'Aix les Bains. Cette illustration, peut en effet correspondre aux circulations de certains de nos circuits hydrothermaux en Algérie, caractérisées par des structures tectoniques très plissés et faillés. La zone ouest de la figure, correspond à l'aire d'infiltration des eaux de pluies, formée par des affleurements de calcaires du jurassique supérieur. Ces eaux sont transférées à de grandes profondeur grâce à la présence du gradient d'altitude, jusqu'à atteindre le cœur de la structure synclinale.

La remontée des eaux se fait au point le plus bas du circuit, au niveau de la zone de chevauchement de la structure synclinale, située à l'ouest du circuit, et la structure anticlinale, plus à l'Est, à la faveur des grandes failles (Carfantanet *al.*, 2003 ; Gallino, 2007).

A la base des structures tectoniques, synclinales et anticlinales, on constate la présence des évaporites du Trias, sous forme de diapirs, souvent présentes dans les séries à la base des bassins sédimentaires.

La minéralisation de l'eau peut se faire à deux niveaux, dans le circuit hydrothermal, au contact avec :

- Les formations (calcaires, dolomies, marnes,...) traversées lors du parcours composant le circuit ;

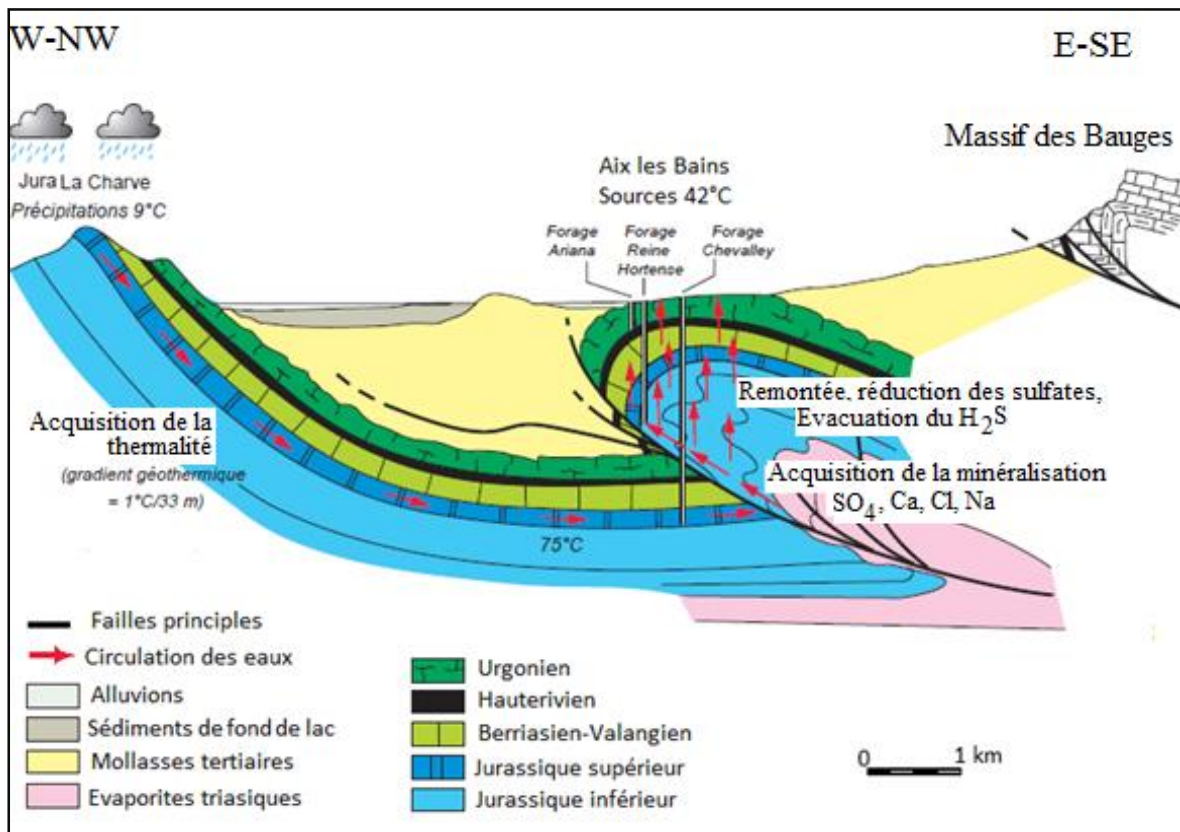


Figure 11: Circuit hydrothermal d'Aix les bains

(Carfantan et al., 2003, in Doublet, 2016).

- Les structures empreintes, lors de l'ascension verticale, cas des Diapirs salifères.

Ce qu'il est important de noter, c'est le double rôle lié à la présence des diapirs salifères, constitués pour l'essentiel, de gypse et sels, dotée d'une grande solubilité.

- Sur le plan tectonique, le Trias va constituer une semelle de décollement pour les grandes failles ;
- Sur le plan hydrochimique, il est à l'origine des fortes minéralisations des eaux, à faciès sulfatés calciques ou chlorurés sodiques, et parfois les deux.

De façon générale, les circuits hydrothermaux, sont rarement présent selon des cas typiquement granitiques ou sédimentaires. Ce qui est fréquent dans la nature, d'ailleurs les schémas des modèles présentés plus haut, montrent clairement des cas mixtes.

Le circuit prend naissance dans les massifs granitiques, généralement à hautes altitudes, permettant de ce fait, une infiltration des eaux de pluies. L'émergence se fait, dans les zones de basses altitudes, dans les bassins sédimentaires, avec des structures en plis- failles avec des chevauchements. L'évolution de la composition chimique de l'eau, de l'étape infiltration à l'étape d'émergence, constitue un moyen d'identification de chaque système hydrothermal ([Blavoux, 2009](#)).

Modèle 3 : Modèle de fonctionnement du système hydrothermale de Hammam Righa

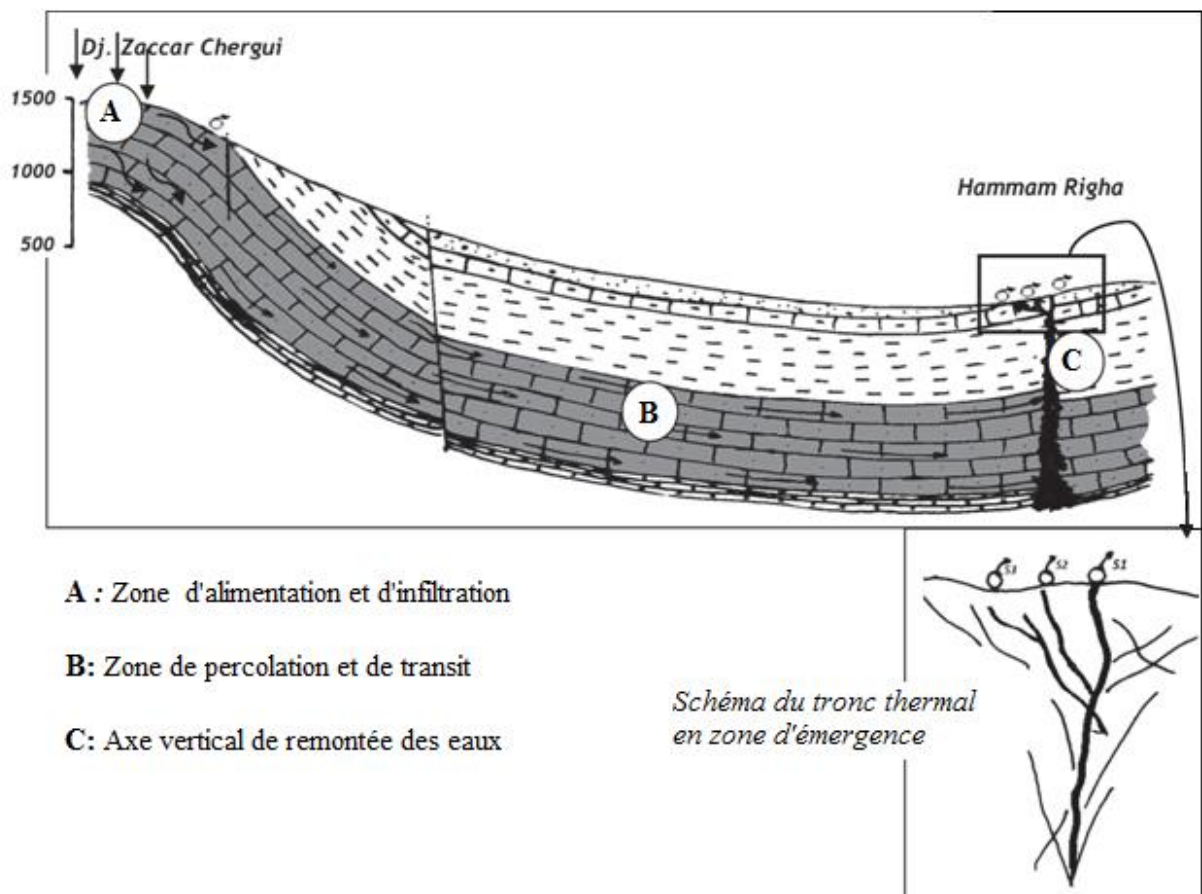


Figure 12: Modèle de fonctionnement du système hydrothermal de Hammam Righa

([Bouchareb- Haouchine et al., 2012](#))

V. PHENOMENE DE MELANGE ET DE REFROIDISSEMENT

Les eaux thermales, lors de leur ascension vers la surface, traversent des milieux plus froids et plus perméable, ce qui va engendrer la perte d'une quantité de sa température acquise en profondeur.

Dans la zone de décompression en surface, le drain ayant assuré la remontée, tend à se ramifier et former plusieurs résurgences. Ce qu'il faut retenir dans ce cas, est l'émergence de plusieurs sources en surface, avec les mêmes caractéristiques géochimiques (Fig.13).

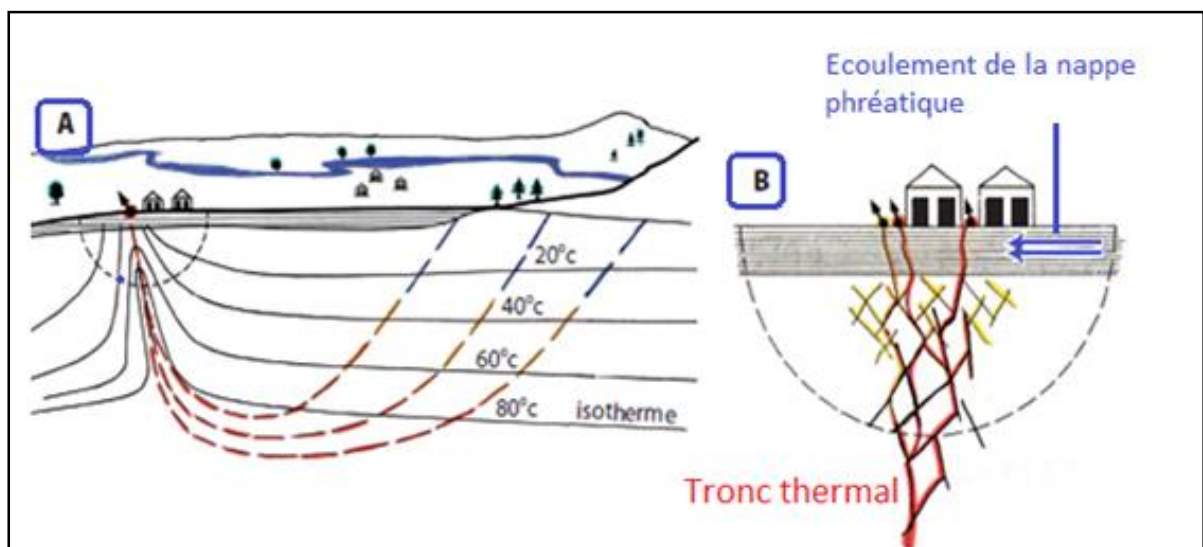


Figure 13: Processus dans la zone d'émergence du drain thermal.

A – refroidissement de l'eau thermique profonde lors de sa remontée. B – Diffusion du tronc thermal et mélange près de la surface

(Blavoux et al., 2009).

En revanche, une différence des températures est notée, en fonction de la longueur des circuits empreints, et des terrains traversés après ramification du drain profond.

VI. COLMATAGE DES DRAINS ASCENDANTS

Le colmatage des drains ascendants, est souvent à l'origine de la disparition définitive ou provisoire de certaines sources thermales.

Dans certains cas, on assiste à son émergence autre part. Ce qu'il faut retenir du phénomène de colmatage des drains, est que la présence des éléments chimiques (forte minéralisation des eaux

thermales), associés aux conditions physiques du milieu, réunis les conditions favorables, aux précipitations chimiques.

Toutefois, les colmatages du drain terminal du circuit hydrothermal, est un processus inévitable dans la majorité des cas, ce qui engendre un rétrécissement des drains, voir un colmatage total à long terme.

Ce phénomène est graduel, on assiste d'abord à une diminution progressive, des débits de la source, puis sa disparition au cours du temps, suite à la fermeture totale des conduites ascendantes, par précipitations chimiques.

Ces faits, sont très fréquent dans les circuits hydrothermaux algériens, d'ailleurs, les photos prises lors de la mission de terrain, attestent de la paléo-circulation des fluides hydrothermaux, matérialisés par des massifs de travertins que nous exposerons d'une façon détaillée dans le chapitre relatif aux sources thermales et massifs travertineux, particulièrement les contextes hydrothermaux de, Hammam Bouhdjar, Bouhnifia.

CONCLUSION

Le circuit hydrothermal n'est qu'une structure géologique, traversée par un flux d'eau. Les circuits hydrothermaux existent, aussi bien en contexte géologique magmatique actif, qu'en contexte sédimentaire.

Des structures géologiques particulières, permettent à l'eau thermique de rejoindre la surface. La pérennité de la ressource, dépend en grand partie, de la stabilité des structures géologiques du circuit, des conditions physicochimiques de l'eau et des conditions climatiques de surface.

Les sources thermales sont considérées, comme une séquence du cycle de l'eau, suite aux résultats des études de modélisation géochimiques et isotopiques de (Blavoux, 1995). Les résultats d'analyses isotopiques, des eaux des sources thermominérales étudiées, révèlent une origine météorique (voir chapitre sur les isotopes). Les eaux de pluies sont rechargées sur des sommets de grandes altitudes par infiltration, subissent un long parcours pour émerger en surface, en zone de basses altitudes.

Sur le plan hydrologique, les eaux thermominérales, sont considérées comme ressource renouvelables et durables, quand l'équilibre Entrée - Sorties d'eau est harmonieux (Blavoux et al, 1985).

Les sources thermales réunissent deux propriétés importantes, à s'avoir, la température considérablement supérieure à la moyenne annuelle, du lieu d'émergence, et la minéralisation variée. Le circuit dans sa globalité est caractérisé par, une fonction de transfert de pression rapide, et un déplacement de fluide très lent.

La diversité des eaux de source est liée au contexte géologique et tectonique, régional ou local, spécifique à chaque système hydrothermal.

Le système hydrothermal, tire son originalité des mécanismes de fonctionnement, auxquels il obéit, basés pour l'essentiel sur des paramètres de :

- Surface (équilibre des entrées/sorties) ;
- Constance des conditions climatiques ;
- Stabilité des structures géologiques et des conditions hydrodynamiques profondes ;
- Contexte Géodynamique actif, qui garantit l'entretien et la réactivation des drains assurant l'ascension rapide des eaux vers la surface.

Chapitre 2

SYNTHESE GEOLOGIQUE A L'ECHELLE REGIONALE ET LOCALE

Histoire géologique

Histoire tectonique

Cadre sismotectonique

Les formations volcaniques du secteur Nord-Ouest

A. HISTOIRE GÉOLOGIQUE

I. ÉLÉMENTS DE LA GÉOLOGIE RÉGIONALE

Au cours des phases tectoniques du mésozoïque et cénozoïque, l'Algérie a connu l'individualisation des bassins sédimentaires, des massifs autochtones allant du paléozoïque au cénozoïque, et des massifs allochtones constitués essentiellement des sédiments Crétacé, Paléogène, Néogène et Quaternaire. Du Sud au Nord, on retrouve trois domaines ;

Le domaine Saharien, formé par la plate-forme saharienne limité au Nord par l'accident nord saharien ou sud atlasique, relativement stable, avec une tectonique moins prononcée.

Le domaine Atlasique considéré comme l'avant pays tellien de la chaîne alpine, limité au Nord par la Méséta oranaise et le domaine Tlemcenien.

Le domaine Tellien, ce domaine est très tectonisé, il a connu des phases de déformations méso-cénozoïques aboutissant à la mise en place de nappes de charriages dit domaine allochtone.

II. TRAVAUX ANTERIEURS

Les formations géologiques de l'Algérie nord occidentale, leurs structures ainsi que leur géodynamique, ont suscité l'intérêt de plusieurs chercheurs. Elles ont fait objet de plusieurs travaux anciens et récents. Globalement, les premiers travaux se résument à des reconnaissances et des descriptions pétrographiques. Plusieurs résultats peuvent être dégagés de cette panoplie de documents d'ordre stratigraphique, sédimentologique, structurale et paléogéographique.

GENTIL (1903) a décrit deux formations Miocènes, l'étude contient la première distinction des deux cycles Miocènes post-nappes à travers l'ensemble du Tell Oranais. Il montra l'existence des mouvements tectoniques post-carténiens. Tout comme, il complète et précise les connaissances sur le Miocène, notamment dans le secteur du Cap Figalo. Son travail contient en outre une remarquable étude pétrographique, une mise au point des connaissances stratigraphiques à l'époque avec une bibliographie et un historique copieux.

LUCAS, (1942- 1952) publia une synthèse fondamentale sur la description géologique et pétrographique de Monts de Ghar Roubane et de Sidi-Abd (frontière Algéro-marocaine).

CLAIR, (1949), a établi un travail sur la région de Saïda, qui a été repris par LUCAS en 1952 (synthèse du jurassique inférieur et moyen).

PERRODON, (1957) dans sa fameuse thèse intitulée « Etude géologique des bassins sublittoraux de l'Algérie occidentale : exemple Ain Témouchent », donna des informations sur la stratigraphie, la sédimentologie, la paléontologie et la paléogéographie de la région. Il a introduit le caractère intra montagneux du bassin du bas Chélif, cette notion est bien développée dans l'étude de G. THOMAS, 1985.

GOURINARD, (1949-1955) : se voit confier la révision des cartes géologiques du littoral Oranais avec, pour objectif, leur parution pour les congrès géologiques internationaux d'Alger de 1952. En **(1958)**, il proposa la structure en horsts et grabens pour la bordure Nord-occidentale.

DELFAUT et al, (1973), a mis en évidence un modèle ainsi que les lois qui le régissent, dans le cas du bassin du bas Chélif.

DELTEIL, (1974) ; **FENET, (1975)**, ont développé l'étude géodynamique de l'Algérie Nord-Occidentale.

GUARDIA (1975 ET 1981) réalisa les cartes géologiques de la région d'Ain Témouchent et de Béni Saf. Ces dernières sont une représentation cartographique, fine et de grande qualité, des unités géologiques à l'affleurement. Il a effectué une étude géodynamique de la marge alpine, du continent africain, d'après l'étude de l'Oranais nord-occidental. Tout comme il a établi, des relations structurales et paléontologiques entre le Rif, le Tell et l'avant-pays atlasique.

BELLON, (1976) a daté du Miocène, les coulées volcaniques de l'ouest Oranais.

BELLON et GUARDIA, (1980), ont daté le volcanisme Plio quaternaire d'Ain Témouchent.

THOMAS en (1985) a réalisé une thèse ayant comme thème l'étude du bassin du Chélif, durant la période du Serravallien au Quaternaire. Ce bassin intra montagneux, développé sur une croûte continentale normale, caractérisé par une extrême mobilité. Cette dernière, est une conséquence du cisaillement collision, qui engendre une tectonique polyphasée en transtension d'abord, puis en transpression par la suite. Il mit en évidence des décrochements dextres de direction « Est-Ouest ». En **1987 Thomas** a fait une étude de la tectonique cassante et plicative, et a montré l'existence de déformations en plis et en failles dans la zone Ouest d'Ain Témouchent.

CISZAK en (1993), a réalisé une thèse sur l'évolution de la géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie pendant le Paléozoïque et le Cénozoïque où il a mis en évidence les principaux accidents hercyniens et leurs réactivations ultérieures.

III. LES PRINCIPAUX TRAITS DE LA GÉOLOGIE LOCALE

Les formations géologiques du Nord-Ouest, telle que délimitée dans le cadre de cette étude, appartiennent simultanément au domaine tellien et atlasique.

1. LE DOMAINE TELLIEN

Ce domaine est représenté par la chaîne alpine, de l'Afrique du Nord, dite chaîne des Maghrébides. Cette dernière fait partie de l'orogène alpine péri-méditerranéen (Durant-Delga, 1969), appelée également chaîne tello-rifaine (Wildi, 1983). Elle s'étend du Sud de l'Espagne à l'arc calabro-sicilien, sur une étendue de 2000 km environ. Ce domaine est constitué par plusieurs ensembles géologiques (Fig.14).

- Les zones internes
- Les nappes de flyschs
- Les zones externes

Les zones internes des Maghrébides et les nappes de flyschs, disparaissent à l'ouest, et laissent place aux zones externes. Le domaine des Maghrébides et son avant-pays sont séparés du domaine saharien au Sud par la zone de flexure Sud-Atlasique.

2. LE DOMAINE EXTERNE

Ce domaine se localise au Sud de la chaîne des Maghrébides, avec une orientation principale de direction SW-NE. Le domaine externe, est caractérisé par une tectonique très variée, modelée par des séries de nappes telliennes et des séries de l'avant pays. En Algérie Nord occidentale, seul de domaine des avant pays est rencontré.

2.1 Le para –autochtone du littoral Oranais

Le littoral oranais est à comportement tectonique rigide et englobe les massifs

- D'Oran et d'Arzew (B. Fenet, 1975)
- Des Traras et du Fillaoussène (Guardia, 1975)

Ces derniers sont constitués localement de séries écaillées et plissées. Les séries en question, constituées essentiellement de schistes à graptolites d'âge Silurien, avec un léger métamorphisme, des calcaires massifs du Lias, d'une série schisteuse plus ou moins détritique du Dogger et en fin des horizons néocomiens, et marnes schisteuses du Sénonien (Fenet, 1975).

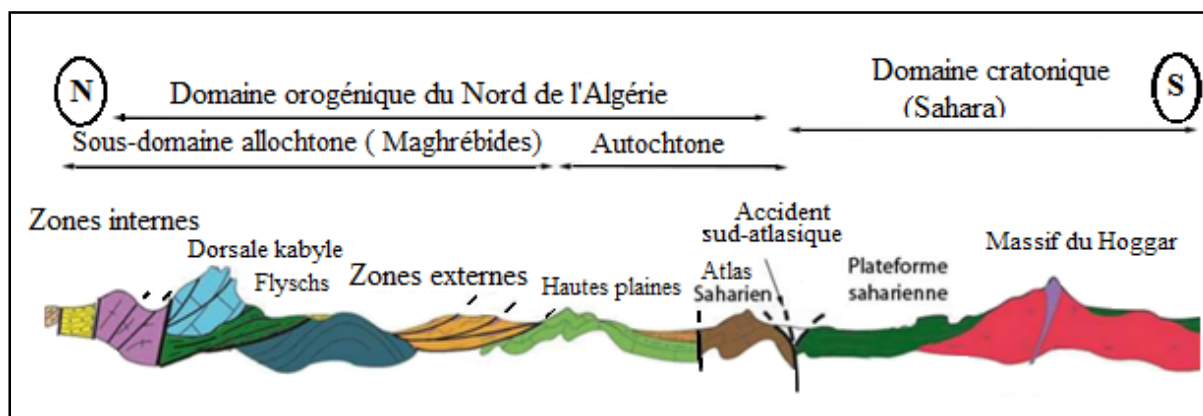


Figure 14: Coupe géologique Nord Sud de l'Algérie

(D. BELHAI, 1996)

2.2 L'AUTOCHTONE DES MASSIFS DU CHELIF

Les massifs du Chélif sont formés par Djebel Zaccar et Djebel Doui, localisés de part et d'autre de la plaine. Ces massifs sont reconnus comme des témoins de socle, et sont formés principalement, de blocs et de galets, dans un complexe à matériel triasique. On trouve également, une série de schistes et quartzites épi-métamorphiques à Zaccar, ainsi qu'une série volcanique d'âge Viséen.

Le Lias et Dogger-Malm sont constitués par des calcaires, transgressifs sur le Permo-Trias gréseux. Le Néocomien est marno-calcaire à ammonites pyriteuses. Ces formations sont affectées d'un léger métamorphisme (C. Lepvrier, 1978).

3. LES AVANT-PAYS AUTOCHTONES

Ce domaine est représenté par les hautes plaines, avec des séries stratigraphiques, réduites à l'ouest et plus développées vers l'Est.

3.1 LES HAUTES PLAINES ORANAISES

Dans la partie occidentale de l'Algérie, on a les hautes plaines oranaises, caractérisées par une structure tabulaire, à l'exception des anticlinaux de Telagh au Sud, de Sidi Bellabès et de djebel Nador. Elles sont marquées par de vastes étendues Crétacées et Jurassiques, très faiblement plissées. Le Crétacé est à faciès marneux et gypsifère, par contre, le Jurassique est particulièrement gréseux.

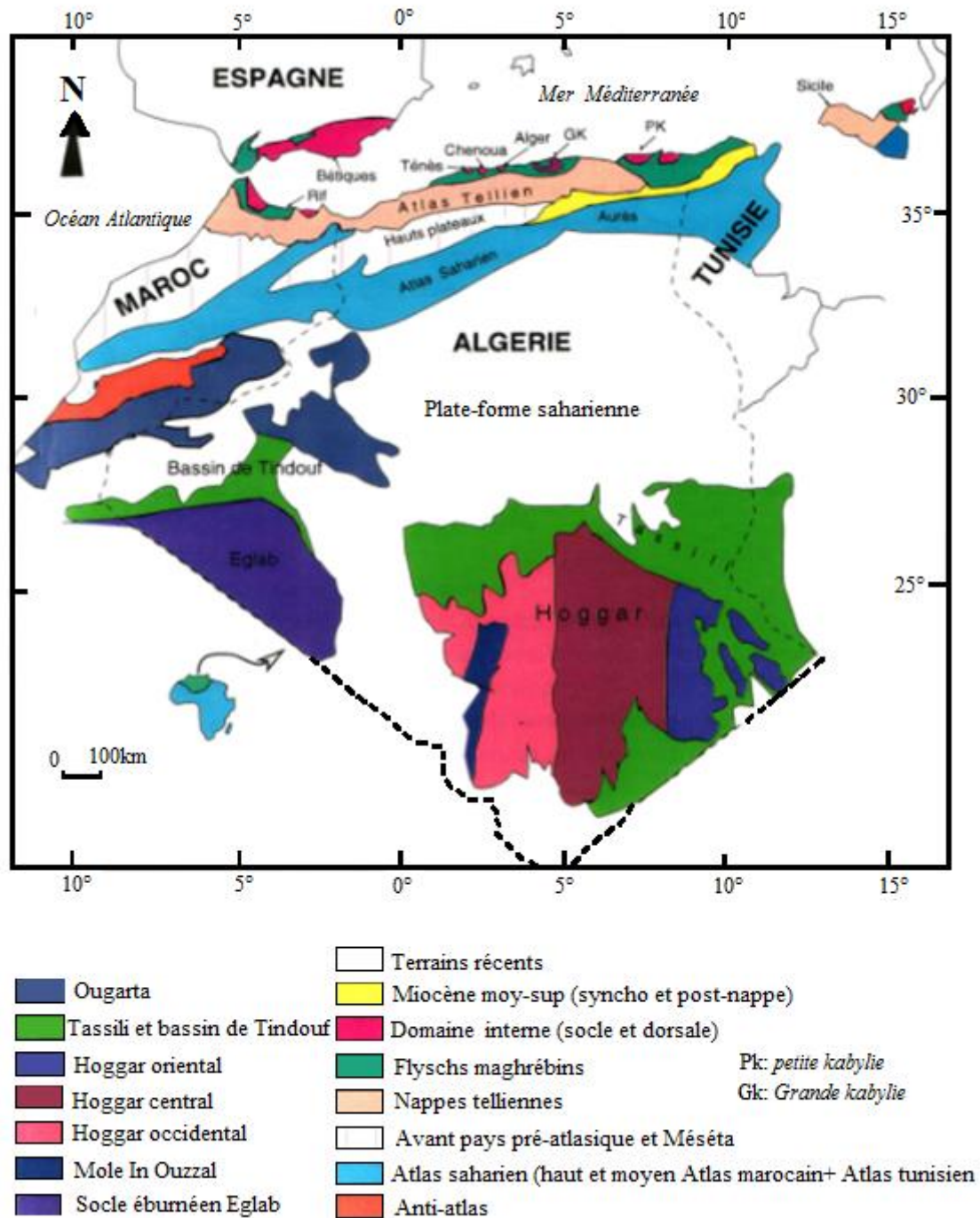


Figure 15: Carte géologique de l'Algérie

(D. BELHAI, 1996)

4. L'ATLAS SAHARIEN

L'Atlas saharien, orienté globalement SW-NE, se situe au Sud du Tell, composé d'unités autochtones, et se subdivise en Haut Atlas situé au Maroc, l'Atlas Saharien au centre, les Aurès à

l'Est et se termine avec l'Atlas Tunisien à l'extrême Est. Il est séparé de la plateforme Saharienne par l'accident Sud Atlasique (Fig.15).

Dans la partie Ouest d'Algérie, l'Atlas est constitué d'un socle paléozoïque, très résistant et peu déformé, avec une faible couverture de sédiments méso- cénozoïque, essentiellement continentale et néritique.

IV. APERÇU LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE

1. LES FORMATIONS ANTE-NAPPES

La série stratigraphique des massifs littoraux d'Oran débute par les formations du substratum autochtone relatif (Fenet, 1975) ou autochtone anté-nappe (Thomas, 1985).

Le Primaire est formé de schistes et conglomérats carbonifères et permo- carbonifères, ses formations sont rencontrées dans les massifs des Andalous.

Le Jurassique affleure sous une formation carbonifère, à lentilles dolomitiques massives et des calcaires schisteux. Cette formation affleure à Santa-Crus et Djebel Santon (Fenet, 1975), elle est attribuée à l'allochtone et au Lias d'après (Doumerg, 1912). Au Murdjadjo et Santa-Crus, le Dogger est représenté par des schistes calcaires ardoisiers.

Le Malm et le Tithonique inférieur sont marqués par des bancs de calcaire à niveau argileux, d'une centaine de mètres. Les formations du jurassique moyen et supérieur sont représentées par des écaillés para-autochtones schisteuses (Fenet, 1975).

Le Crétacé est représenté par un faciès schisto-gréseux, très plissé. Il forme l'ossature du Murdjadjou et compte une épaisseur d'environ 500m. Par endroit, il se trouve intercalé des bancs de quartzites, du Néocomien.

2. LES FORMATIONS POST-NAPPE

Thoma (1985) a défini trois séquences, la formation du Remchi (Saletien) qui affleure aux alentours de Hammam Bouhdjar. La base de cette séquence est formée par des sédiments fluviaux à conglomérats polygéniques grossiers.

Les zones des piémonts, aux alentours du Murdjadjo, sont constituées de terrasses et glaciaires d'accumulation, de limons sableux ou argileux rubéfiés. Vers l'aval, cette formation est recouverte de limons gris (Thoma, 1985). Cette même formation, affleure près de Tamzourah et Ain Larbaa, avec une extension réduite, dans la plaine de la M'léta (Hassani, 1985).

Au niveau d'Aïn Beïda et Brédeah, sont présents des tufs et des travertins, lesquels témoignent de l'existence d'anciennes sources d'eau douces (Hassani, 1985). La majeure partie de la plaine de la M'léta, ainsi que les bordures immédiates de la sebkha sont constituées de limons gris salés et gypseux (Hassani, 1985). Ces formations sont attribuées au Rharbien (Thomas, 1985).

Les parties inondables de la sebkha sont recouvertes par des alluvions actuelles salées et gypsifères (Hassani, 1985).

Les Monts de Tlemcen et de Saïda, sont dans leur globalité, constitués de matériaux Jurassique moyen et supérieur, ainsi que du Crétacé inférieur et moyen. Le prolongement de Beni Chougrane, par la série de Bouhnifia, atteint l'extrémité orientale de la plaine de Sidi Bel Abbès. En l'occurrence, un important remblaiement argileux- sableux du Quaternaire, est observé dans la vallée.

La partie médiane de la plaine de Sidi Bel Abbès, correspond à une cuvette à substratum argilo-marneux, gris et vert d'âge Miocène ou Pliocène.

Les Monts plissés de Tessalas, montrent un allongement SE au NE avec une ossature crétacée et un recouvrement tertiaire très épais.

V. CADRE HYDROGÉOLOGIQUE

Les formations meubles et les formations calcaires peuvent constituer de bons réservoirs aquifères. Néanmoins le degré de connaissances de chacune de ces formations varie d'une région à une autre.

1. LE TRIAS

Les dépôts triasiques correspondent de façon générale aux diapirs argilo-gypso-salifères injectés le long des grandes failles, ou bien localisés dans les parties sommitales des anticlinaux failles.

Globalement, les formations triasiques constituent de médiocres réservoirs aquifères, relié au faciès argileux très peu perméables. Seulement, la nature gypso-saline des formations triasiques, occupe une position dominante dans la minéralisation des eaux. Les sources émergentes des formations triasiques ou à proximité, sont réputées par des faciès chimiques spécifiques, hyper-chlorurés, chlorurés sodiques ou sulfatés.

2. LE JURASSIQUE

Les affleurements du Jurassique forment de large étendu dans le Nord des hauts plateaux, les Monts de Tlemcen, les Monts de Saïda et Traras. Les formations jurassiques composées de roches carbonatées (les dolomies, les calcaires et à moindre degré, des marnes), constituent de véritables réservoirs d'eaux souterraines. La nature lithologique et morphologique, surtout quand la karstification est bien développée, étant la cause primordiale de cette notoriété.

3. LE CRÉTACE

Les terrains du Crétacé sont très répandus dans le Nord de l'Algérie, en particulier dans l'Atlas Tellien, où des séries terrigènes et carbonatées prédominent. Dans l'Atlas Saharien et les hauts plateaux, le Crétacé est composé de roches grés-argileuses et quelquefois des carbonates.

Le Crétacé inférieur est caractérisé par une grande variété lithologique. Ainsi, les formations du Berriasien, sont formées de marnes et grès dans les Monts des Béni Chougrane. Quant aux formations du Néocomien (Valanginien - Hauterivien), elles sont formées de roches terrigènes, au Nord, à l'Ouest et au Sud-ouest de l'Algérie. Des schistes argileux à passées calcaires argileux détritiques et des brèches carbonatées, affleurent le long de la bande côtière, qui s'étend depuis BéniSaf jusqu'à l'extrême Est. Les formations du Barrémien sont essentiellement terrigènes, et atteignent la plus grande épaisseur dans la partie centrale de l'Algérie du Nord. Elles sont constituées essentiellement de marnes à passées argileuses, et des grès dans les Béni Chougrane. On retrouve des grès à passées de dolomies gréseuses dans les Monts des Tessalas, Tlemcen, Daïa et Saïda.

Les formations Aptiennes sont représentées dans la majeure partie de l'Algérie septentrionale, par des dépôts carbonatés, constitués de calcaires grossiers à intercalations de marnes et de dolomies, dans les Béni Chougrane et dans l'Oranie. L'Albien est particulièrement terrigène dans sa partie inférieure, et carbonaté dans la partie sommitale. Il se présente sous forme d'argiles et calcaires à la base, et des calcaires au sommet dans les Béni Chougrane. Puis des grès et des marnes à passées calcareuses et dolomitiques à Tlemcen et Telagh.

Le Crétacé supérieur diffère du Crétacé inférieur par une stabilité lithologique, particulièrement formé de sédiments carbonates. Cependant, les formations Cénomaniennes sont représentées par des calcaires et des dolomies à Tiaret. Les formations sénoniennes, quant à elles, sont formées de calcaires épais avec des passées aux calcaires dolomitiques à Tiaret, Béni Chougrane et Daïa.

4. LE PALEOGENE

La fin du Mésozoïque et le début du Paléogène sont bien marqués par le passage d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation essentiellement argilo-marneuse. Cependant, le Paléogène moyen débute par des roches carbonatées et se poursuit par des argiles et de marnes gypsifères. Quant au Paléogène supérieur, ce dernier est constitué fréquemment par des grès, des poudingues et des conglomérats.

Dans la plaine du Cheliff, la Paléogène expose des marnes bitumeuses avec des intercalations de lentilles de calcaires.

Les formations du Paléogène sont pour la plupart des roches meubles (grès, conglomérats) et calcaires. De ce fait, elles peuvent être assimilées à des réservoirs souterrains, tout comme les terrains sous-jacents du crétacé et du jurassique. Néanmoins, et en particulier dans les zones telliennes, les réservoirs sont étroits en raison de leur position structurale.

5. LE NEOGENE

Les terrains néogènes occupent dans certaines zones de grandes superficies. Ces derniers sont formés de sédiments marins et continentaux.

Les principaux affleurements des sédiments marins, se localisent dans les dépressions de la Tafna et le Chélif, où ils sont recouverts par une faible épaisseur de terrains quaternaires.

Les sédiments continentaux, sont représentés dans les piémonts des hauts plateaux et dans l'Atlas saharien. Le Miocène anté-nappe est représenté par une série transgressive grés-conglomératique dans les Béni Chougrane et Ouarsenis. Cette série transgressive est surmontée quelque fois, dans certaines régions, par une série marneuse à rares passées gréseuses. Quant au Miocène post-nappe, il est bien développé dans les bassins de la Tafna et Chélif, également, sur les versants des Béni Chougrane. Il comporte à sa base des marnes à passées gréseuses, et au sommet des conglomérats et des grés à passées argileuses-marneuses.

Le Pliocène est formé essentiellement de sédiments continentaux qui comblent les vallées et les dépressions internes. Les sédiments marins, sont assez développés sur les bordures des massifs littoraux. La coupe la plus complète du Pliocène, est connue dans le bassin du Chélif, où la série inférieure, comprend des grés à lentilles de conglomérats et de calcaires. Cette dernière est surmontée par des marnes, des calcaires et des grés calcareux.

6. LE QUATERNAIRE

Les sédiments quaternaires reposent en discordance sur des formations plus anciennes. Dans les hauts plateaux et à l'Atlas saharien, les formations quaternaires, se présentent sous forme de graviers, sables, limons et argiles gypsifères.

Dans la plaine du Chélif, les sédiments se présentent sous forme de terrasses fluviales. Quant au bassin de la Tafna, la coupe quaternaire montre des limons alluviaux gréseux à passées de graveleuses.

Tout compte fait, les séries détritiques généralement grossières du Néogène, recouvertes par les épandages quaternaires, dans les vallées, les plaines internes ou côtières, présentent des caractéristiques hydrogéologiques vastes. Néanmoins, les formations quaternaires sont bonnes dans l'ensemble, ce qui consent à la formation d'importants horizons aquifères.

B. HISTOIRE TECTONIQUE

I. HISTOIRE STRUCTURALE ET TECTONIQUE

Cette synthèse fait intervenir des événements, sédimentaires et tectoniques, survenus dans le secteur tellien Oranais. Il s'appuie sur des données analytiques, historiques, issues des travaux de recherche, de plusieurs auteurs. De la sorte, se déduit le style des déformations, du cadre d'évolution géodynamique alpine, et de son héritage hercynien. Ce dernier, joue le rôle de guide, pour les différents événements géologiques.

1. AU PALEOZOÏQUE

La croûte du domaine atlasique et mésétien est profondément affectée par, le mégacycle orogénique du Paléozoïque ([Hoepffner et al., 2006](#)).

Le socle pré Permien affleure de l'Algérie nord occidentale à la côte atlantique du Maroc ([Frizon de Lamotte et al., 2006](#)). Ce dernier se compose de roches paléozoïques, du Cambrien inférieur au Carbonifère. Les massifs paléozoïques les plus occidentaux montrent des déformations relevant du cycle calédonien, tandis que les structures majeures, relèvent du cycle éovarisque et varisque ([Frizon de Lamotte et al., 2006](#)).

Les structures varisques contrôlent fortement celles de l'Atlas, et aussi la géométrie et le comportement de la marge africaine méso-cénozoïque, actuellement incluse dans l'orogène tellorifain ([Frizon de Lamotte et al., 2006](#)).

Les affleurements du massif des Traras et le littoral Oranais, révèlent des manifestations tectogénèses polyphasées, liées à la période hercynienne ([Ciszak, 1993](#)).

La période entre le Dévonien supérieur et le Visien supérieur, correspond à la phase de raccourcissement, et se traduit par la fermeture des bassins des flyschs.

Le style de déformation du domaine hercynien, se traduit par une vergence des structures souples vers l'ouest des massifs des Traras et vers le NW dans les Ghomarides (Ciszak, 1993).

Les déformations souples évoluent en cisaillement, à Madagh et dans les Traras une phase d'écaillage est révélée.

Les épisodes de plissement, se réalisent dans un contexte de métamorphisme, globalement faible. Dans les massifs des Traras, l'écaillage et les décollements vers l'ouest, affecte la série paléozoïque dans son ensemble. Ces déformations précéderaient les mises en place des magmas granitiques (Guardia, 1975 ; Gonord et Rolet, 1976). Les mouvements tardi-hercyniens, dans les massifs des Traras, (Guardia, 1975), lui attribue essentiellement des cassures N20°-50°. Ces cassures décrochantes, verticallisent les surfaces d'écaillage. Dans les massifs littoraux, cette phase est sans incident, seuls les conglomérats de la formation de la montagne des lions, marquent un rajeunissement possible des reliefs Varisques (Ciszak, 1993).

2. TRIS –LIAS

À la limite Tris –Lias, On assiste à la mise en place des principaux domaines structuraux, tellien et atlasique d'orientation globale W-E. On note l'ouverture de la Téthys et de l'atlantique Central (Dercourt et al, 1986), suite aux mouvements spécifiques de distension et début des coulissages sénestres.

3. JURASSIQUE – CRETACE

La limite Jurassique – Crétacé est marquée par la première phase de plissement ou phase atlasique, responsable de plissement de direction principale NNE-SSW.

Au Crétacé (Sénonien), le domaine tellien oranais montre une phase de raccourcissement suite à une longue période distensive. Deux types de zones paléogéographiques s'individualisent :

Le Parautochtone et unité rifaines (massifs à schistosité), ce style de déformation se traduit par un plissement isoclinal de grandes amplitudes, accompagné d'une schistosité de flux (N-60). Le mécanisme de la déformation est l'aplatissement. Le déversement des plis vers le Sud s'exagère et se matérialise par des écaillages et des chevauchements dans lesquels les massifs calcaires des Djebel Ourouse et Borosse (Massifs d'Arzew) trouvent leur origine. Les déformations N40-60 et N60 mesurées dans Djebel Khar (Ciszak, 1987) et dans les massifs de Madagh, relèvent très probablement de cette phase.

La phase tectonique crétacée est accompagnée par un métamorphisme épizonal, pouvant atteindre le faciès schistes vert, dans les parties les plus déformées. Zone des nappes telliennes, dans le secteur du pic Tafraoui, les mouvements Sénoniens, se traduisent par une schistosité de fracture bien exprimée dans les formations du substratum anté-Maastrichtien et par la discordance du Santonien et du Maastrichtien.

À l'Eocène moyen, l'Atlas et les Aurès acquièrent l'essentiel de leur structure. On note à l'occasion, le chevauchement dans la chaîne tellienne (Guirad et al, 1987).

Au Miocène inférieur, on assiste à la mise en place gravitaire, des nappes telliennes, marqué par le charriage avec schistosité du domaine tellien (Burdigalien).

Le Miocène supérieur, marque la phase finale du cycle orogénique, avec prise en forme du schéma structural, actuel de l'Algérie du Nord. On note principalement la mise en place des nappes telliennes au Tortonien, avec subsidence de grands fossés (bassin du Chélif).

4. PLIOCÈNE SUPÉRIEUR- QUATERNAIRE

Le Pliocène supérieur- Quaternaire correspond à la période marquant une alternance de mouvements compressif et distensif N-S à NW-SE. La phase distensive, est marquée par la mise en place d'importants phénomènes magmatiques, le long de la côte méditerranéenne. Plus de détail est donné dans l'étude des formations volcaniques du Nord-Ouest.

II. ÉLÉMENTS DE L'HISTOIRE MORPHOSTRUCTURALE ET LES SYSTÈMES HYDROTHERMAUX

L'Algérie du Nord est affectée par un système de failles qui s'organisent suivant quatre directions principales, selon les études de plusieurs auteurs (L. Glangeaud, 1951 ; R. Guiraud (1969-1990) ; J. Devaux, 1967 ; Kieken (1974-1975) ; P. Guardia, 1975 ; B. Fenet, 1975 ; J.M. Vila 1980 ; S. Elmi, 1983 ; G. Thomas, 1985 et N. Kazi-Tani, 1986.)

De même, les méthodes d'investigation géophysiques, ainsi que les études géologiques régionales, consentent à préciser les principaux éléments structuraux, qui marquent l'histoire tectonique et géodynamique de l'Algérie du Nord.

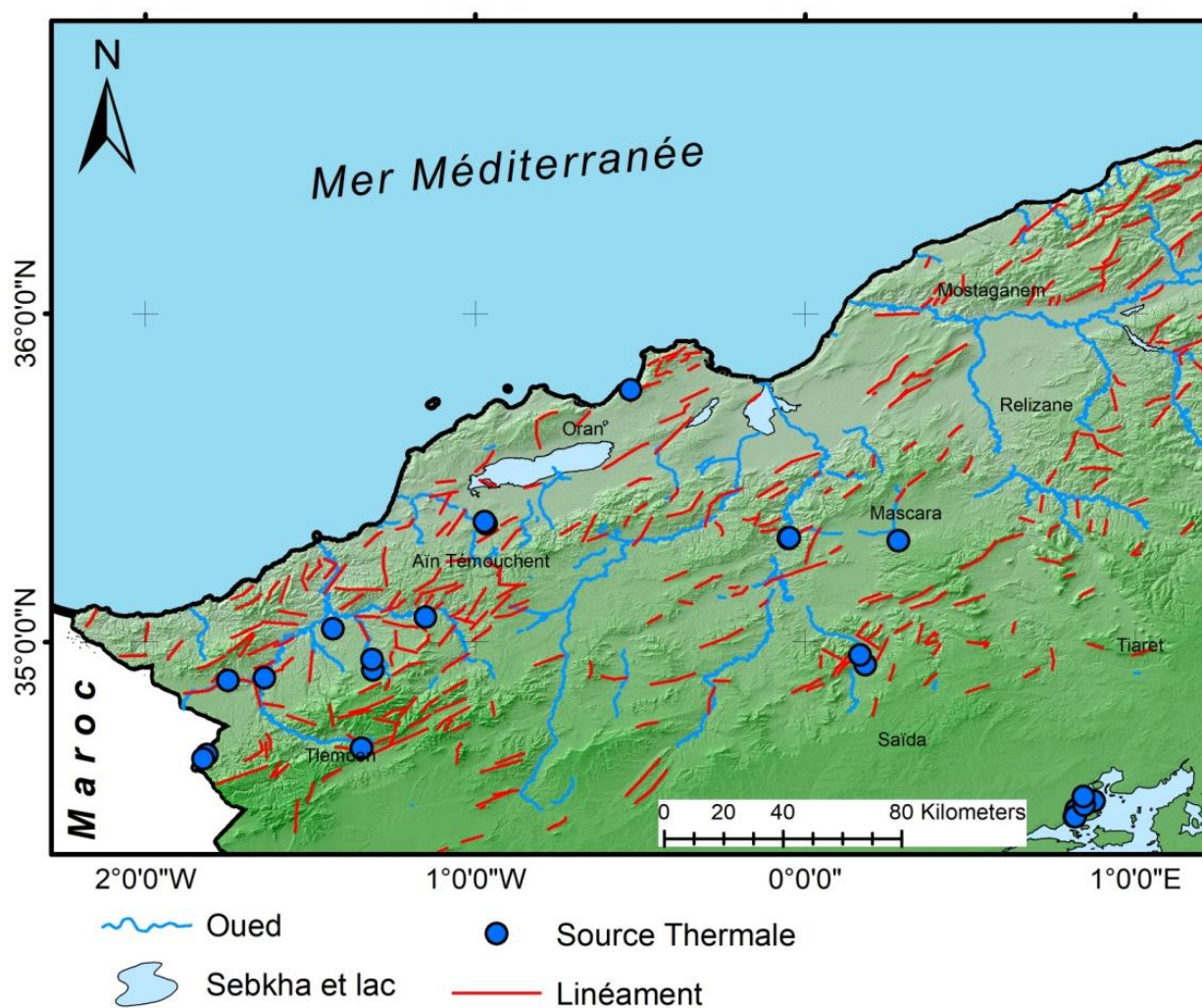


Figure 16: Carte de distribution des principaux linéaments de l'Algérie Nord-ouest (Zemour, 2024) et sources thermales de la zone d'étude (Hadjou, 2024).

Différents outils d'investigation sont combinés pour examiner de près le fonctionnement des systèmes hydrothermaux. Cependant, l'imagerie satellitaire, les modèles numériques de terrain (MNT), l'analyse structurale, la tectonique et la sismicité sont utilisés. Les différentes informations sont croisées, afin de déterminer les éléments structuraux à l'origine des émergences thermales dans le Nord-Ouest algérien.

Cependant, le réseau de linéaments de la figure ci-dessus, peut être interpréter, comme un reflet des structures à tectonique polyphasée (Fig.16). En analogie la rosace de distribution des directions préférentielles des linéaments, d'en (Fig.17), reproduit les directions dominantes de N030°, N060° ainsi que N130°.

De ce fait, les structures cassantes de l'Algérie du Nord, peuvent être résumées comme suit :

- Des failles directionnelles en décrochements senestres d'orientation moyenne N030. D'ailleurs, l'alignement des zones sismiques suivant ces directions atteste probablement du rejeu récent de ce système de failles.
- Des accidents de direction NE-SW, avec une orientation moyenne N060. Ces derniers sont particulièrement observés dans les régions prédominées par les formations carbonatées. Ces failles détiennent la particularité de morceler les massifs en grands panneaux, déterminant ainsi un ensemble de structures en horst et en grabens, propices à la remontée des eaux thermales.
- Des failles de direction W-E, de grande extension à décrochement dextre. Ces failles affectent généralement le socle cristallin.

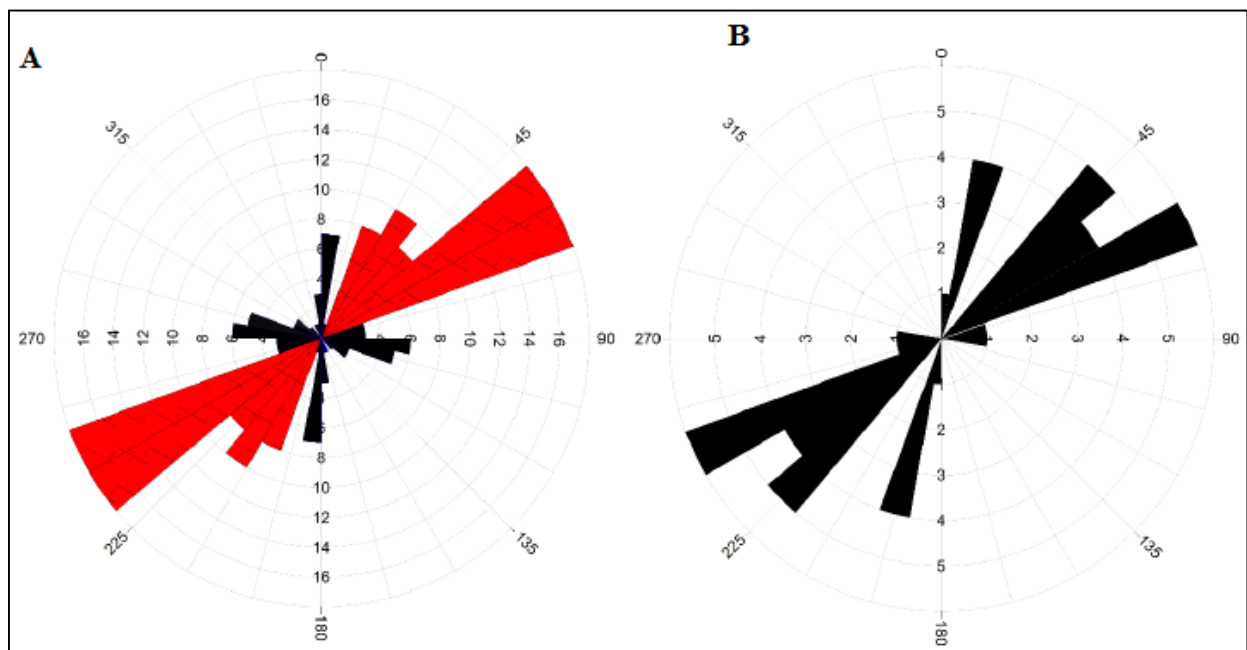


Figure 17: Rosace de distribution des principaux linéaments de l'Algérie Nord-Ouest

A : linéaments, B- Les failles ;(Zemour, 2024).

Ces orientations sont en étroite liaison avec les émergences chaudes et c'est à l'intersection de ces failles qu'apparaissent une ou plusieurs sources thermales.

Toutefois, l'alignement observé des épicentres des séismes majeurs de l'Algérie du Nord près de ces failles, ainsi que la proximité de sources thermales, témoignent du rôle que détiennent ces dernières (Fig.18).

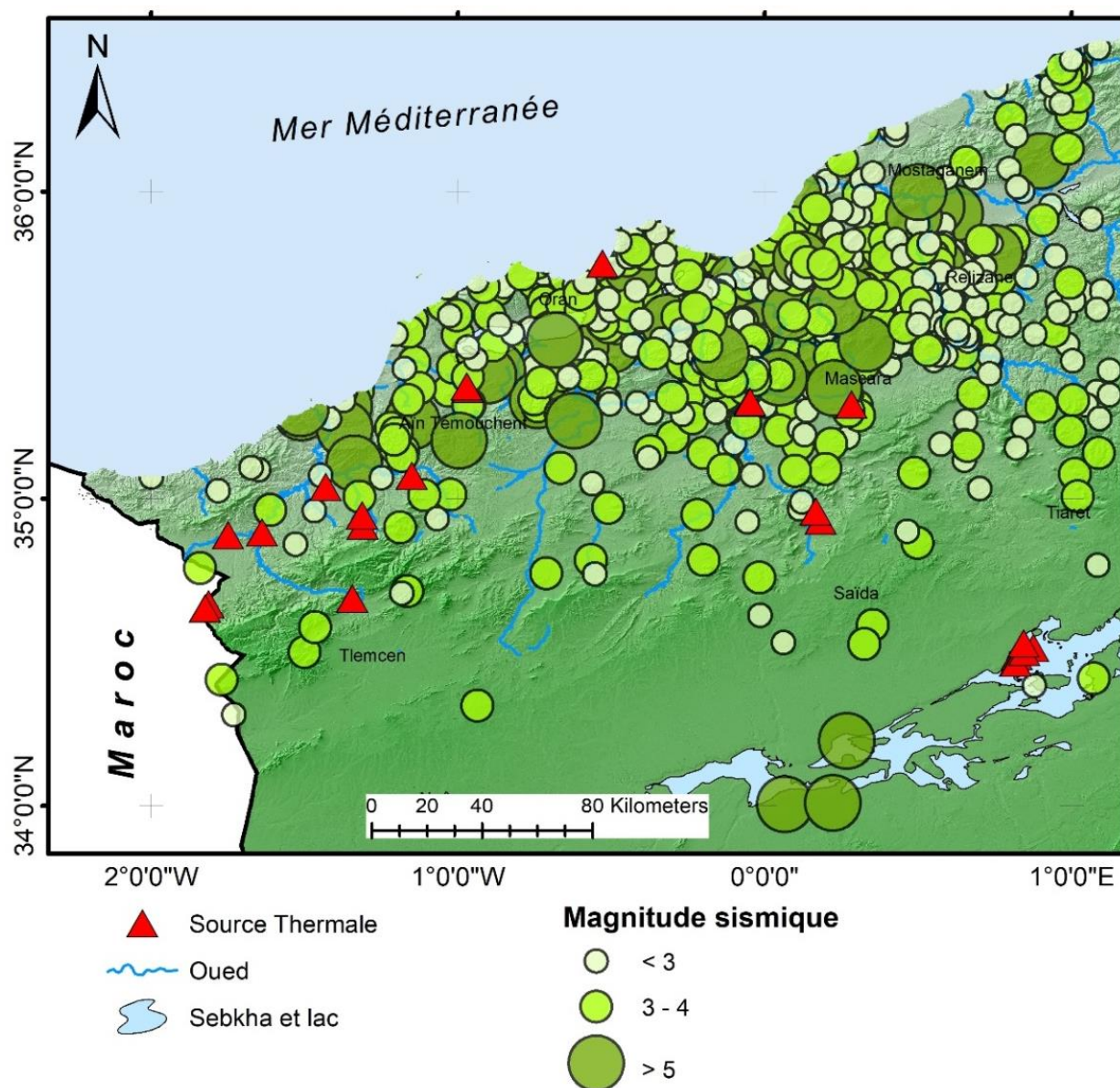


Figure 18: Carte illustrant la relation des événements sismiques et l'hydrothermalisme du Nord-ouest de l'Algérie

(Belayadi et al., 2015, modifiée Hadjou, 2024).

L'examen de la (figure 18), illustre la localisation simultanée des zones à fortes densité et intensité sismique de la région Nord-ouest, selon le catalogue sismique de la région Nord-Ouest de l'Algérie en période [1790 à 2016] d'après (Belayadi et al., 2015). Notamment, la région Aïn Témouchent, Oran et la région de Mascara. Cependant, ces mêmes régions montrent des émergences thermales à températures élevées et à dégagement de gaz. Ce constat, peut constituer un argument de la relation de la géostructure avec les systèmes hydrothermaux. Seules les failles profondes, sont en faveur du drainage des eaux des réservoirs profonds vers la surface, en

particulier les gaz (CO₂, et le radon ([Zemour et al., 2022](#)), ne sont que des témoins d'une origine profonde.

C. CADRE SISMOTECTONIQUE DU NORD-OUEST

I. INTRODUCTION

Les déformations observées en Méditerranée, sont une expression de la convergence moyenne Nord-Sud, des plaques Eurasienne et Africaine, depuis le Crétacé ([Philip, 1983](#) ; [Mc Kenzie, 1973](#)). L'Algérie du Nord est le siège de nombreux séismes destructeurs, cette activité sismique est raccordée à l'activité tectonique, récente compressive ([Meghraoui, 1982](#)). La distribution des séismes de magnitude supérieure à ($M_s > 4$), durant la période de [1900 à 2004], issues des catalogues de ([Benouar, 1994](#)) , du [CRAAG, 2002](#)) ainsi que celui de **ISC** (International Seismological Center), souligne la limite de plaque Afrique-Europe, depuis le point triple des Açores jusqu'en Tunisie.

La tectonique littorale se manifeste par des séismes à l'origine de la surrection de certaines côtes. Comme exemple, on peut citer le soulèvement cosismique de Boumerdès du 21 mai 2003, estimé en moyenne à 0,5 m ([Meghraoui et al., 2004](#)).

La tectonique active dans le Tell, s'exprime par des séismes qui se localisent surtout le long des bassins du Néogène, qui longent la côte. Il en résulte leur fermeture progressive et une poursuite de l'édification des chaînes de montagne du Tell.

La déformation au sein de cette zone donne lieu à deux types de structures, avec une orientation de l'ensemble suivant NE-SW à NNE-SSW.

- Structures plicatives (synclinaux et anticlinaux) ;
- Structures cassantes, plis-failles, failles inverses et chevauchements ([Meghraoui et al, 1996](#)).

II. SISMICITE HISTORIQUE

Les études de sismicité historique, montrent que l'Algérie a connu plusieurs séismes de fortes magnitudes. Plusieurs auteurs ont rapporté des séismes très violents, de l'histoire de l'Algérie (Tab.1), localisés dans la zone littorale. En particulier, celui de la région Oran en 1790 ainsi que celui d'Orléans ville en 1954 ($M_w=6,7$). Le Séisme d'El Asnam en 1980 de magnitude ($M_w=7.3$), reste des plus violents, de l'Atlas Tellien occidental (Meghraoui, 1988).

Tableau 1: Les principaux événements sismiques de la région Nord-ouest (1365 – 2003)

Régions	Date	Intensité Max	Magnitude
Mascara	22. 11. 1851	VIII	5.7
	03. 1819	X	7.5
	18. 08. 1994	XII	5.7
Oran	09. 11. 1790	X	7.5
Béni Saf	13. 05. 1964	VII	5.2
Orléans ville	09. 09. 1954	VII	6.7
El Asnam	10. 10. 1980	X	7.3
Ain Témouchent	22. 12. 1999	VI	5.7

Les principales failles actives montrent une activité tectonique associée à des chevauchements (la faille de Chélif, de Tipasa, Boumerdès-Zemmouri). La cartographie des événements historiques permet l'établissement d'un document qui met en évidence 4 zones :

Zone maritime : c'est une zone où se localise les plus grands séismes de l'histoire.

Le Tell : tout comme la zone maritime, le Tell est marqué par des événements importants, cette région est caractérisée par une forte activité sismique.

Les hauts Plateaux : la région des hauts plateaux se comporte comme un bloc rigide, avec une localisation de la sismicité au niveau des bordures

L'Atlas Saharien : dans cette région, des Séisme de faibles magnitudes, inférieurs à 4 sont enregistrés le long du front sud-Atlasique.

III. LES CARACTÉRISTIQUES SISMQUES DE L'ALGERIE NW

Le Tell constitue la région la plus exposée aux séismes violents et dévastateurs de l'Algérie du Nord. L'étude de quelques séismes récents (El Asnam, 1980), montre que ces derniers sont produits généralement par des plis, plis failles ou failles inverses, de direction NNE-SSW témoin d'un raccourcissement.

Diverses structures géologiques comme les plis et pli-failles affectent les terrains Pliocènes et Quaternaires, et s'observent principalement dans les bassins post-nappes intra-montagneux d'allongement E-W. Cette tectonique compressive de direction N-S, s'organise suivant deux directions structurales principales, la première est marquée par des décrochements dextres E-W et la deuxième se caractérise par des pli-failles et décrochements senestres NE-SW (Meghraoui et al., 1988). Les différents mécanismes au foyer montrent un raccourcissement suivant la direction NNW-SSE (N140 E) dans les régions occidentales et centrales (Bezzeghoud et al., 1996).

A l'Ouest, les massifs des Traras, sont le siège de nombreux séismes ainsi que les massifs de Beni Chougrane c'est également le cas de la région de Mascara. En revanche, la région des Hauts Plateaux se caractérise par une très faible sismicité.

Dans le bassin du Chélif, les plis quaternaires de plusieurs localités (Dahra, Abou El Hassen-Ténès et Bou Kader) sont des structures actives, responsables de sa segmentation en sous-bassins.

Dans la partie Nord occidentale, Bassin de M'leta (Murdjadjjo, Mostaganem), les pli-failles senestres NE-SW se disposent en bandes parallèles E-W, limitées par des décrochements dextres. Ce type de structures, sont moins visibles qu'à l'Est, à cause de l'importante épaisseur de la couverture sédimentaire.

Les séismes récents ont souvent mis en relief des structures actives non connues précédemment, ce qui témoigne de la complexité de l'identification des structures actives profondes (Yelles et al., 2006).

Les régions ayant été le siège de tremblements de terre de fortes intensités, ont également observé l'apparition de nombreuses sources thermales, qui s'alignent le long des fractures de direction NE-SW ou E-W.

IV. LES ZONES SISMOGENES

L'Algérie du Nord est marquée par une importante activité sismique, dans le secteur Nord-ouest, les zones sismogènes sont au nombre de quatre(4).

Le séisme d'El Asnam (1980), a engendré une déformation avec rupture de surface, assez large d'environ 2,5m en moyenne. En revanche, les séismes d'Ain Témouchent (1999) et celui de Mascara (1994), ne dévoilent aucune forme morphologique en surface, permettant la reconnaissance des zones de déformation Co-sismiques. Cependant, les séismes de magnitude modérée ($M_w < 6$) sont usuellement, associés à des failles aveugles, caractérisées par l'absence de formes morphologiques apparentes en surface, en particulier la situation et la géométrie des failles responsables du séisme ; (Belabbès, 2008).

1. ZONE D'AIN TEMOUCHENT

Le séisme modéré d'Ain Témouchent 1999 (M_w 5.7) est caractérisé par un mécanisme en trois (03) failles inverses (Belabbès, 2008). Le mécanisme au foyer inverse ne fait que confirmer le régime compressif auquel est soumise l'Algérie du Nord. La faille responsable est d'une longueur de 20 km et d'orientation NE-SW (Yelles et al., 2006). Le séisme d'Ain Témouchent est porteur de deux informations importantes. Il permet de rendre compte de l'état des contraintes, dans le secteur situé entre Mascara et Alboran, et de l'autre côté, il a permis de revoir le classement de la région. Les travaux de (Géomatrix, 2003) ont porté lumière sur d'autres structures potentiellement actives.

– Faille de Stah Zilzila (F1)

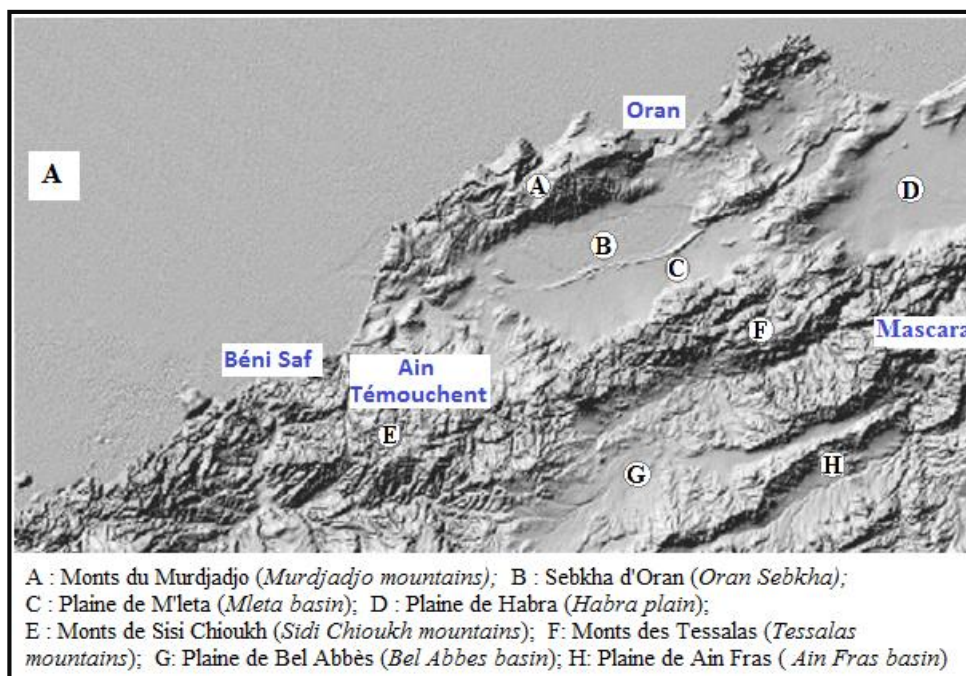
Cette faille est localisée au Sud de la côte de BéniSaf (Fig. 19), à proximité de la localité d'Oulhaça (Souk Ethnin). Elle est de direction NE-SW avec un pendage SE et une longueur totale de 10 km. D'importants glissements, associés à une érosion côtière ont masqués cette faille. La région montre un important soulèvement, marqué par imposant anticlinal, qui plonge vers le N-E de BéniSaf, avant de disparaître. Néanmoins, des entailles par les petits cours d'eau des surfaces alluviales, portent les indices du soulèvement actif dans la région (Yelles et al., 2006).

– Faille inverse de Dar Lalla Messaouda (F2)

Cette structure géologique à aspect très jeune, se localise, à 5 km au NNE du village d'Aïn Youcef. Il s'agit d'une faille inverse et aveugle de 8 km de long, avec un pendage vers le NW, bien cachée sous un flanc linéaire et très redressé d'un pli anticlinal à pendage NE (Yelles et al., 2006).

– Faille de Djebel Djaddara (F3)

C'est une faille inverse, avec un pendage vers le NW et une direction NE, visible sur environ 10 km (16 Km d'après une étude récente basée, sur l'interprétation d'imagerie satellite Landsat et MNT Aster). Cette faille s'étend d'un point situé à 1,5 km du village de Chentouf jusqu'au Nord de Hammam Bouhdjar. Elle se présente en alignement discontinu, avec des escarpements à facettes SE, au contraste linéaire très marqué.



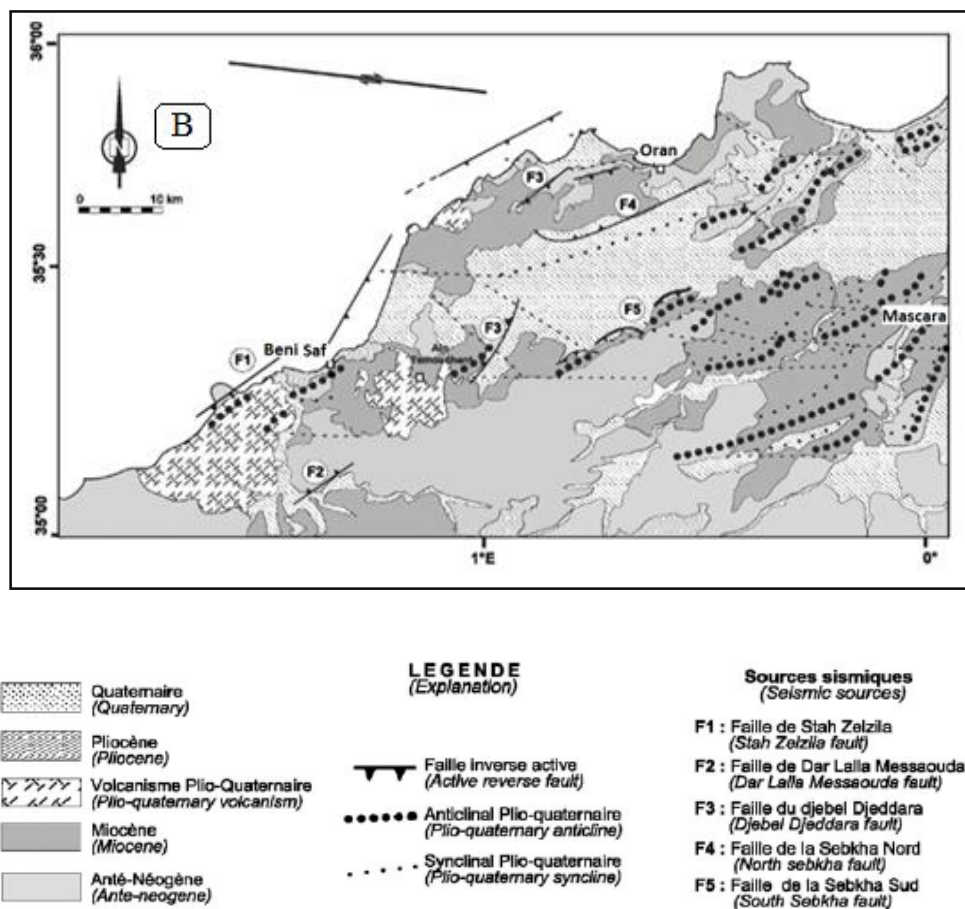


Figure 19: Sismicité de la région oranaise :

(A) MNT, (B) structures actives (Yelles et al., 2006).

La faille est associée à des déplacements de surfaces alluviales d'âge Pléistocène supérieur – Holocène. La structure en question, peut correspondre à un linéament identifié et cartographié par (Thomas, 1985 ; Yelles et al., 2006).

2.LA REGION D'ORAN

Cette région fut le siège d'un violent séisme historique dans le Nord-ouest en 1790. Deux structures actives majeures, susceptibles de générer de gros séismes, sont identifiées par investigations récentes de terrain (Geomatrix, 2003).

– Faille de Sebkha Nord (F4)

Cette faille délimite les monts du Murdjadjo au Nord, et la plaine de la grande Sebkha, au Sud. Interprétée comme une faille inverse à pendage Nord, elle s'étend sur 15 km environ suivant la direction NE–SW. Brusquement, vers l'ouest, cette direction devienne NW- SE sur environ 4km.

Le déplacement Nord de la faille, est associé au soulèvement et plissement du djebel Murdjadjo. Cette faille est supposée active, vu les importantes épaisseurs des séquences sédimentaires d'âge Quaternaire (Geomatrix, 2003).

Cette faille a une longueur totale de 55 km, parfois, siège de micro-sismicité, (Ml : 3,1 du 26 novembre 2004), dans l'extension marine du pli-faille du Murdjadjo. Cette faille pourrait être à l'origine du séisme d'Oran historique de 1790 (Yelles et al., 2006).

– Faille de Sebkha Sud (F5)

C'est une structure discontinue, d'orientation NE–SW, montre un plan de stries, en faveur d'une cinématique en faille inverse. Cette dernière, génère un chevauchement oblique, vers le S à SE.

Ce système de failles se localise le long des Monts des Tessalas, sur une longueur de voisinage 30 km (Thomas, 1985). Vers l'Est, elle montre un allongement d'au moins 35 km, et atteindre un totale de 65 km, le long de la limite méridionale de la plaine l'Habra (Yelles et al., 2006).

3.LA RÉGION DE MASCARA

La région de Mascara se situe au sud de la région d'Oran, bordée par les Monts des Béné Chougrane. Elle est constituée essentiellement, d'un faisceau de plis anticlinaux et des chevauchements, qui correspondent à une traduction d'un régime compressif, bien mis en évidence par le mécanisme focal inverse (Fig.20).

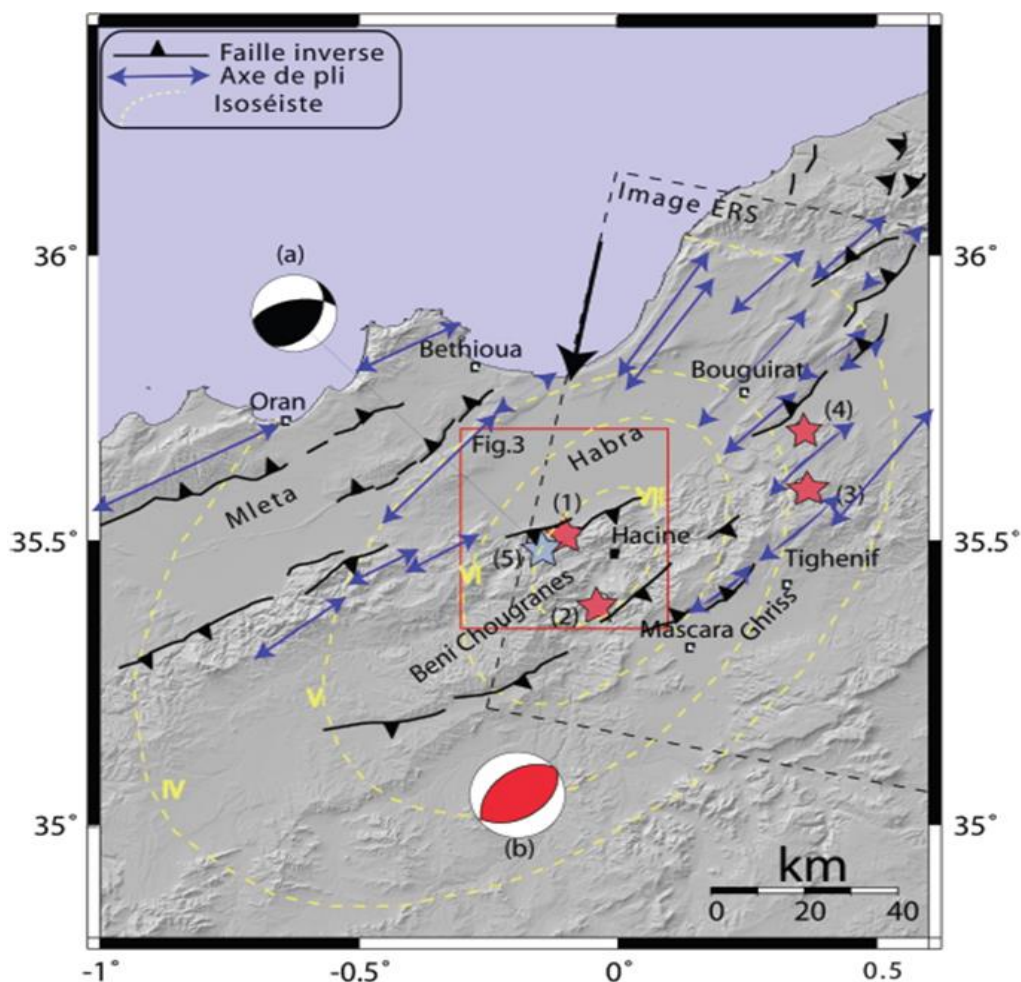


Figure 20: Carte morphotectonique du séisme de Mascara

1994 (Meghraoui, 1988). Les intensités macrosismiques (Ayadi et al., 2002). Mécanismes au foyer : (a) Mascara, 13/07/1967 (Ms 5.1, épicentre = étoile grise) ; McKenzie (1972). (b) Mascara, 18/08/1994 (Mw5.7) Bezzeghoud et Buorn (1999). Etoiles rouges représentent les épicentrales du séisme de 1994 (1) USGS, (2) CRAAG, (3) Global CMT, (4) Bezzeghoud et Buorn, 1999. (In Belabbes, 2008)

Cette région se distingue par une tectonique active, les séismes historiques produit à Mascara et reportés en bibliographie (*29 novembre 1887 séisme d'intensité X ; 18 août 1994 séisme de magnitude 5,7 (Benouar et al., 1994) ; 17 août 2005 séisme de magnitude 4,4*) sont des témoins vivants de l'activité de cette région. Les séismes actuels sont une continuité, de cette activité.

4. LA REGION DU CHELIF

La région de Chélif est caractérisée par une importante activité sismique, reporté par la contribution scientifique de plusieurs auteurs (Ouyed et al., 1983 ; les rapports CTC, 1985 ; Benhallou et al. 1985 ; Meghraoui, 1988 ; Meghraoui et al., 1998). Cette région a connue les plus violents tremblements de terre du secteur ouest Algérien (voir tableau 3)

Tableau 2: Caractéristiques géométriques des principales sources sismogènes de l'Algérie Nord-ouest

Région	Nom de Faille	Type de faille et sens de pendage	Longueur Totale (Km)	Pendage de La faille (Degrés)	Références
Témouchent	Stah Zilzila (F1)	Inverse (SE)	15	45	Yelles et al., (2006)
	Dar Lalla Messaouda (F2)	Aveugle (NW)	8	55	
	Djebel Djaddara (F3)	Inverse (NW)	16	55	
Oran	Sebkha Nord (F4)	Inverse (N)	55	55	Geomatrix, (2003) Thomas, (1985)
	Sebkha Sud (F5)	Inverse (S)	65	55	
Ténès	Oued Allalah (F1)	Inverse (N)	29	60	Yelles et al., (2006)
	Faille en mer (F2)	Inverse (S)	225	40	
Chélif	Oued Fodda (F3)	Inverse (N)	47	55	Benhallou et al., (1985) Meghraoui, (1988) ; Meghraoui et al., (1998)
	Bahri Karouch (F4)	Décrochante	16	90	
	Ouled Fares (F5)	Inverse (N)	15	40	

Conclusion

En Algérie du nord-ouest, la sismicité est associée à des structures néotectoniques en plis et pli-failles de direction NE-SW le long des bordures des bassins néogènes qui longent la côte. Notamment dans le Tell, les séismes, correspondent à la continuité de la déformation en compression, de la bordure septentrionale de la plaque africaine (Meghraoui et al, 1996 ; Frizon et al., 2000). Les mécanismes au foyer, témoignent d'un raccourcissement, suivant une direction

NNW–SSE (N140°E) dans les régions occidentale et centrale ([Bezzeghoud et al., 1996](#) ; [Stich et al., 2003](#)). Le taux de raccourcissement lié à la convergence Afrique-Eurasie est d'environ 2mm/an ([Meghraoui et Doumaz, 1996](#)). Les sismologues, ont adopté une classification des séismes en fonction de leur profondeur, ainsi de 0 à 33 km, sont casés superficiels. En conséquence, les séismes algériens, d'une profondeur maximale de 20 km, sont considérés superficiels.

D'autre part, la sismicité en Algérie demeure relativement modérée, malgré les violents séismes enregistrés (Oran, Chéelif, Boumerdès...). De façon générale, les magnitudes sont inférieures à 5,5 et atteignent rarement la magnitude 6,0.

Cependant, les déformations récentes des régions Nord, sont engendrées par les accidents majeurs, de direction E–W. Cette tectonique transpressive définit des blocs orientés NE–SW, en rotation les uns par rapport aux autres ([Meghraoui et al., 1996](#)).

Les séismes de Chleff et d'Aïn Témouchent, ont apporté de nouvelles informations sur l'activité sismique dans l'ouest. La région littorale présente un haut niveau de sismicité en considérant le reste du territoire ([Aoudia et al., 2000](#)).

D. FORMATIONS VOLCANIQUES DU SECTEUR NORD OUEST ALGERIEN

I. INTRODUCTION

Durant la période du Miocène au Quaternaire, des produits volcaniques, répartis en massifs plus ou moins éloignés, recouvrent d'importantes surfaces de la marge maghrébine.

Plusieurs coulées à caractères pétrographiques distincts peuvent être dénombrées. Des intrusions plutoniques (massif granodioritique de Thénia), des coulées basaltiques (Cap Djinet et Dellys) et des coulées et brèches dacitiques et rhyolitiques (Zemmouri), sont mises en place.

Le volcanisme de nature calco-alcaline, le mieux représenté en Méditerranée occidentale et celui du Miocène (11,7 et 7,5 Ma), connu au Sahel d'Oran et M'sirda. Des basaltes de nature alcaline, d'âge Plio-quaternaires, sont observés en Moyenne Tafna, (Bellon et al., 1983 ; Mégartsi, 1985; Bendoukha, 1987 et 2008 ; Louni-Hacini et al., 1995 et 2002).

Des laves de nature transitionnelles, viennent s'intercaler entre les deux catégories précédentes (Mégartsi, 1985 ; Louni-Hacini et al., 1995 ; El Azzouzi et al. 2003).

Les questions que l'on peut se poser, sur le magmatisme de la marge maghrébine de façon générale, et de l'Oranie de façon particulière sont comme suit :

- Quelles sont les particularités géochimiques et chronologiques de ce magmatisme ?
- Quelles sont les sources propices, ayant participé à l'alimentation de ce magmatisme, et quelles sont les modalités possibles, de mise en place de ces formations ?
- Existe-t-il une relation entre les émissions magmatiques et la tectonique de la marge maghrébine ?
- Y'a-t-il une relation directe ou indirecte avec l'émergence des sources thermales de la région du Nord-ouest en particulier ?

Le présent chapitre, se base essentiellement sur les données et les conclusions des principaux travaux antérieurs, émanant d'études pluridisciplinaires. Il vise essentiellement, à apporter des réponses aux nombreuses interrogations, liées au magmatisme de la marge maghrébine de façon

générale et de l'ouest Algérien en particulier, au cours du Mio-Plio-Quaternaire.

II. TRAVAUX ANTERIEURS SUR L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE

Les formations volcaniques de l'Algérie nord occidentale ont suscité l'intérêt des chercheurs, et ont fait l'objet de plusieurs travaux anciens et récents. Les premiers travaux se résument à des reconnaissances et des descriptions pétrographiques, des roches volcaniques des îles Habibas et de l'île de Rachgoun (**Velain, 1874**).

Lacroix (1893-1927), a abordé l'aspect minéralogie et la chimie des laves du secteur ouest.

Gentil (1903) a étudié les massifs éruptifs de la Moyenne et Basse Tafna et le secteur de Ain-Temouchent.

Sadran (1958), a le mérite de réalisé une première étude détaillée sur les roches volcaniques de Traras et de l'Oranie nord occidentale en cartographiant les différents centres d'émissions de la Basse Tafna. Entre autres, il a signalé la présence d'enclaves à pétrographie variées et établie une chronologie relative du volcanisme (Miocène supérieur). Enfin, il a abordé la relation entre les événements tectoniques et l'activité volcanique.

Fenet (1975), et d'autre part **Guardia (1975)**, présentent des études structurales sur la région, avec des précisions stratigraphiques, sur un grand nombre de secteurs volcaniques. Ils apportent d'importantes interprétations géodynamiques à l'échelle régionale.

Par ailleurs, **Guardia (1975)** relie le volcanisme de la Basse Tafna à la néotectonique profonde, plutôt qu'à la tectogénèse antérieure.

Bellon et Brousse (1977), puis **Bellon et Guardia (1980)**, ont apporté de nouvelles informations stratigraphiques, par datations radiométrique (méthode K/Ar).

Megartsi (1985), présente une synthèse géologique, pétrographique et géodynamique du volcanisme dans le nord-ouest. Il établit la distinction entre les manifestations de nature calco-alcalines, d'âge Miocène, et les éruptions à affinités alcalines du Plio-Quaternaire.

Abed (1993), a étudié le massif éruptif de Souhalia du point de vue pétrographique et géochimique et souligne son caractère alcalin.

Louni-Hacini et al. (1995), proposent de nouvelles datations radiométriques (^{40}K - ^{40}Ar) du passage du volcanisme calco-alcalin, au volcanisme alcalin de l'Oranie. Ils obtiennent des âges plus jeunes à ceux présentés par Bellon et Guardia (1980) dans la Moyenne Tafna.

Tabeliouna (1997), décrit l'activité phréatomagmatique du massif d'Aïn Témouchent et détaille la pétrographie et la minéralogie des basaltes.

Benali (2001), présente une étude volcanologique, pétrographique et géochimique du secteur volcanique de Mohammadia, sur la base des éléments majeurs et de la terre rare.

Par ailleurs, **Maury et al. (2000)**, **Coulon et al. (2002)**, et **El Azzouzi et al. (2003)**, apportent de nouvelles hypothèses sur la transition du volcanisme au néogène, de calco-alcalin à alcalin. Ils montrent qu'il est post-collisionnel, et serait due à l'expression magmatique d'une rupture de la lithosphère subductée. Ces conclusions sont basées sur les travaux de Carminatti et al. (1998), qui ont obtenu une image du manteau sous-oranais, à une profondeur de 400 km.

Zerka (1991 et 2002) a étudié les enclaves ultramafiques associées aux produits éruptifs des régions d'Aïn Témouchent et de la Basse Tafna, et conclut sur leur origine mantellique. Il associe les hétérogénéités minéralogiques et texturales des enclaves, aux cisaillements lithosphériques, en contexte distensif accompagnant les processus métasomatiques.

Bendoukha (2008), a réalisé une étude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme de la Basse Tafna. Il met en évidence trois épisodes volcaniques majeurs (strombolien à la base puis phréatomagmatique et enfin strombolien au sommet).

III. PRÉSENTATION DES CENTRES VOLCANIQUES

De M'Sirda, à l'ouest, aux appointements de Mohammedia à l'Est, on note la présence de massifs suivant un alignement SW – NE, séparés par des dépressions de même orientation ([Sadran, 1958](#) ; [Guardia, 1975](#) ; [Belloni et al., 1977](#)).

1. LE SAHEL D'ORAN

Le Sahel d'Oran s'étend du Cap Figalo à l'Ouest au Cap Sigale à l'Est. Il comprend les secteurs de Tifaraouine- Bouzedjar et des îles Habibas.

Les roches volcaniques, de nature variées (andésites, dacites et rhyolites), longent la côte. Elles apparaissent en forme de dômes, de dykes ou de coulées pyroclastiques, en contact avec les sédiments du miocène ([Mégartsi, 1985](#)).

Les andésites correspondent aux premières laves émises, sans interruption de 11,70 Ma à 9 Ma, avec un volume de 70%, dans la région Tifaraouine ([Mégartsi, 1985](#)).

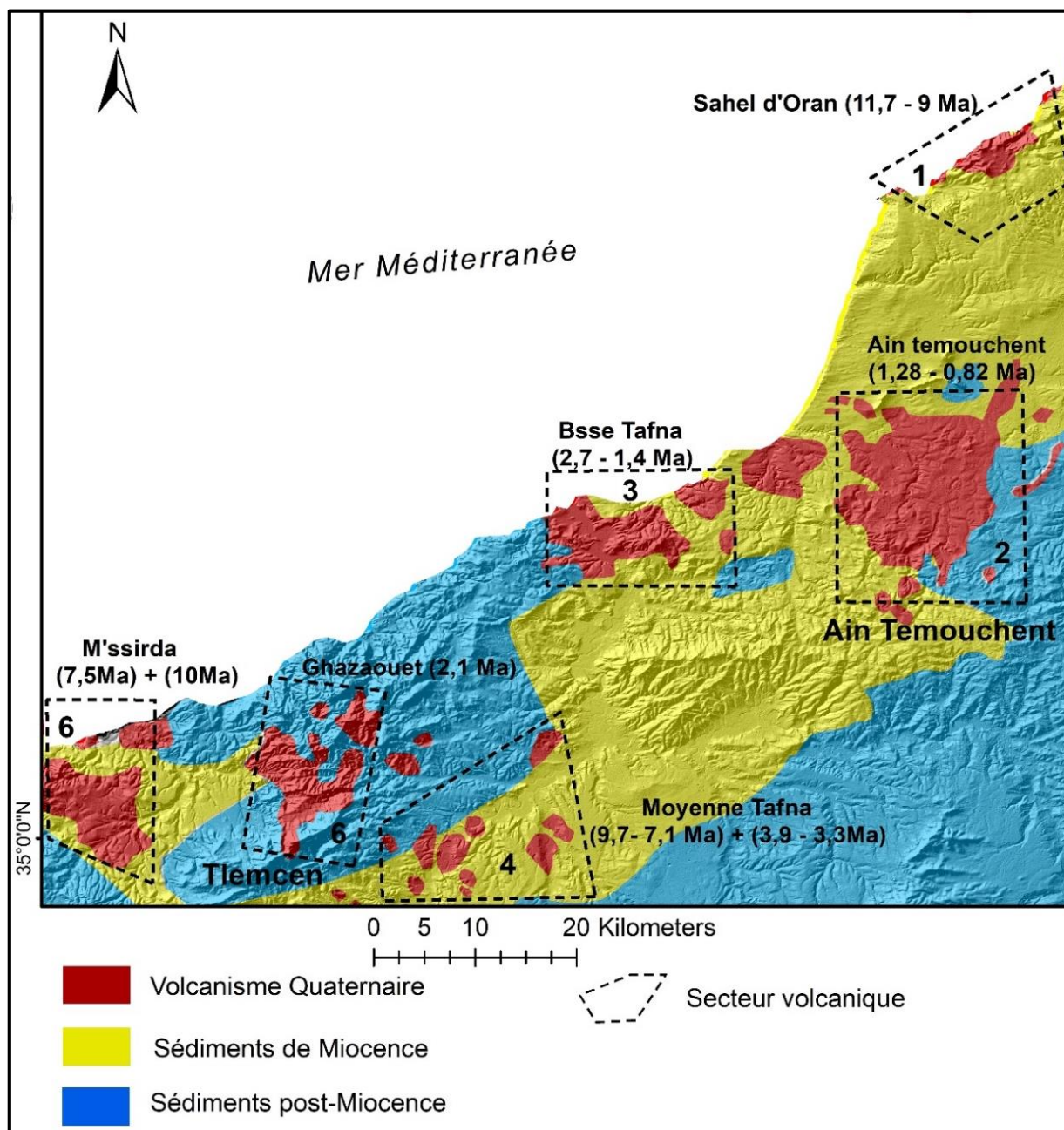


Figure 21: Représentation des secteurs volcaniques du Nord Ouest Algérien

(Mégartsi, 1985, modifiée par Hadjou 2024)

La deuxième éruption dans Tifaraouine, se caractérise par une accumulation de brèches andésitiques, recoupées par endroit, par des filons de direction EW et NS.

L'émission de laves andésitiques s'est achevée dans le Sahel d'Oran par la mise en place du dyke du Cap Figaro. Les îles Habibas se situent à 10Km environ de la côte, au nord de la Marsa Madakh, et sont constituées essentiellement par des dacites et des rhyolites.

2. LE MASSIF D'AIN TEMOUCHENT

Le complexe volcanique d'Ain Témouchent se situe à 70 Km environ au Sud-ouest de la ville d'Oran et couvre une superficie de 350 Km². Il compte près de 22 appareils volcaniques, généralement bien conservés, avec une morphologie assez variée, en dômes scoriacés ou en enceintes circulaires à subcirculaires.

Le volcanisme de Ain Témouchent se caractérise par son jeune âge, les laves sont du Plio-Quaternaires (1,28 à 0,82 Ma), considérées comme les plus récentes de l'Oranie Nord Occidentale (Louni –Hacini et al. ,1995 ; et Coulon et al. ,2002).

Les émissions volcaniques sont importantes en volume, varient entre des laves associées le plus souvent à des brèches volcaniques, et du volcano-sédimentaires. Les coulées émises reposent sur un substratum représenté par des sédiments Néogènes du deuxième cycle post-nappes.

3. LE MASSIF DE LA BASSE TAFNA

Ce massif volcanique s'étale de part et d'autre de l'embouchure de l'Oued Tafna dans la région de Beni Saf et couvre une superficie de 200 Km².

Le secteur est d'altitude modérée avec un point culminant à 403m. Les laves de type prismatiques, priment sur les produits pyroclastiques (Mégartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987).

Le volcanisme est caractérisé par des coulées basaltiques, où un grand nombre de cônes volcaniques de type explosif est bien conservé sur les rives de la Basse Tafna (Tabeliouna, 1997).

Le massif compte une vingtaine de centres d'émission de faible altitude (Bendoukha, 1987).

Les formations sédimentaires sous-jacentes aux émissions volcaniques, sont représentées par des unités charriées parfois, ou par des assises du miocène post nappe.

Dans la basse Tafna, deux épisodes volcaniques se sont succédé durant le Pliocène : de 4,7 à 3,5 Ma, et à 2,7 Ma, avec une interruption de l'activité entre 3,5 Ma et 2,7 Ma.



Figure 22: Répartition des centres volcaniques de la rive droite de l'oued Tafna - BéniSaf
(Centres volcaniques, in [Azzouni, 2010](#) ; modifiée) ;(Photo satellite Google, Earth 2018)

4. LE MASSIF DE LA MOYENNE TAFNA

Ce massif se situe au flanc Sud de djebel Fillaoucène, sur la rive droite de la Tafna. Les formations sont représentées par des coulées basaltiques alcalines, reposant sur des formations miocènes synchro-nappes.

Les manifestations volcaniques de la Moyenne Tafna sont autour de 4 Ma, l'activité a débuté par la mise en place du dôme rhyolitique de Hammam Boughrara.

La coulée basaltique surmonte la coulée rhyodacitique inter- stratifiée, et achève cette activité ([Bellon et al, 1983](#)).

5. LE COMPLEXE DE SOUAHLIA

Ce complexe se localise au NW des monts des Traras et correspond à un vaste plateau basaltique entaillé par plusieurs oueds. Il s'étale de part et d'autre de l'Oued El Marsa, de Ghazaouet à Nedroma, d'une altitude modérée de 200 à 250 m.

Près d'une quinzaine de centres éruptifs en dômes ou en cônes scoriacés, sont dénombrés dans le secteur, (Mégartsi, 1985 ; Abad, 1993, Bendoukha, 2008).

Les produits émis, sont pour l'essentielle de nature alcaline, recouvrent globalement les formations allochtones.

6. LE MASSIF DE M'SIRDA

Le massif de M'Sirda s'étale de la frontière algéro-marocaine, Mersat Ben M'hidi à l'ouest, au Cap Kelah à l'Est. Des roches volcaniques d'âge Miocène et de nature calco- alcalines, couvrent une importante superficie de 60 Km² environ, (Mégartsi, 1985 ; Louni-Hacini et al., 1995).

Les laves de nature calco-alcaline du Miocène, évoluent vers une affinité alcaline au Plio-Quaternaire (Mégartsi, 1985 ; Louni-Hacini et al, 1995 et 2002).

L'activité volcanique de la région de M'Sirda est marquée par trois périodes d'émissions principales :

- A 9,99 +/- 0,37 Ma, des laves basaltiques sont observées, le long de la côte de Mersat Ben M'hidi, au Cap Milonia (Louni-Hacini, 2002).
- A 7,5 Ma, on note la mise en place d'un massif d'andésites, en forme de brèches et de tufs (Mégartsi, 1985 ; Louni-Hacini et al, 2002).
- Au Plio- Quaternaire, des laves volcaniques à affinités alcalines, couvrent les andésites (Sadran, 1958 ; Mégartsi, 1985)

7. LES FORMATIONS VOLCANIQUES DE TIFARAOUINE

La région est constituée par deux assises volcaniques. Une assise formée par une alternance d'andésites à amphibole et pyroclastites andésitiques, surmontée par une assise d'andésites à pyroxène. Le tout est recoupé par une intrusion granodioritique à microdioritique rencontrée uniquement par sondage à la base des deux assises volcaniques.

(Mégartsi, 1985).

8. LE SECTEUR VOLCANIQUE DE MOHAMMADIA

Tout comme les régions oranaises (Ain Témouchent, Basse et Moyenne Tafna, et le Sahel d'Oran), la région de Mohammadia est le siège d'une activité volcanique.

Le centre volcanique de Mohammadia se situe à 80 Km environ au Sud-est d'Oran, dans la partie Nord-occidentale des Beni Chougrane.

L'activité volcanique s'est manifestée par des coulées basaltiques sous forme de brèches et des tufs, intercalées dans les niveaux gypseux du Miocène supérieurs (Messinien), et des bancs d'une série marno-gréseuse, attribuée au Pliocène (Perrodon, 1975 ; Mégartsi, 1982).

IV. EVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DES FORMATIONS VOLCANIQUES DE LA MARGE MAGHREBINE

La chaîne magmatique de la marge maghrébine s'étend de Mogods en Tunisie à Ras Tarf au Maroc sur 1200 Km environ. Elle est caractérisée par une évolution dans l'espace et au cours du temps.

Le siège de la première manifestation est localisé dans la partie centrale et orientale de l'Algérie Ya 16 Ma. Au cours du temps, on assiste à une migration de l'activité magmatique vers l'Est en Tunisie et vers l'Oranie et le Maroc, à l'ouest (Mégartsi, 1985 ; EL Azzouzi et al., 1999).

Les données de la (Fig.24), résument l'activité magmatique néogène de la marge maghrébine.

Les études synthétiques de (Bellon, 1976, Bellon et al., 1977 ; Girod et al., 1977), ont montré la prédominance en Algérie centrale et orientale, de magma calco-alcalin, riche en potassium et d'âge Langhien.

Les magmas acides calco-alcalins sont mis en place entre 16 et 15 Ma, sous forme d'intrusions peu profondes souvent à cordiérites², qui ont traversé le socle de la chaîne Tellienne (grande Kabylie) ou les zones externes (Filfla, Béjaïa- Amizour), (Semroud et al, 1994 ; Bellon, 1976), voir le détail sur la (Fig.24).

Les magmas calco-alcalins basiques (gabbros, les coulées de basaltes, les brèches hydromagnétiques) affleurent essentiellement dans l'Algérois (Dellys et Cap Djinet). Ils ont été mis en place avant les magmas acides, comme en témoigne les coulées sous-marines intercalées dans les molasses et les marnes du Burdigalien supérieur (EL Azzouzi et al., 2003).

² La cordiérite est un silicate alumineux ferro-Magnésien. C'est un minérale de métamorphisme de contact et régional de basse pression. Produits de fusion de la croûte continentale.

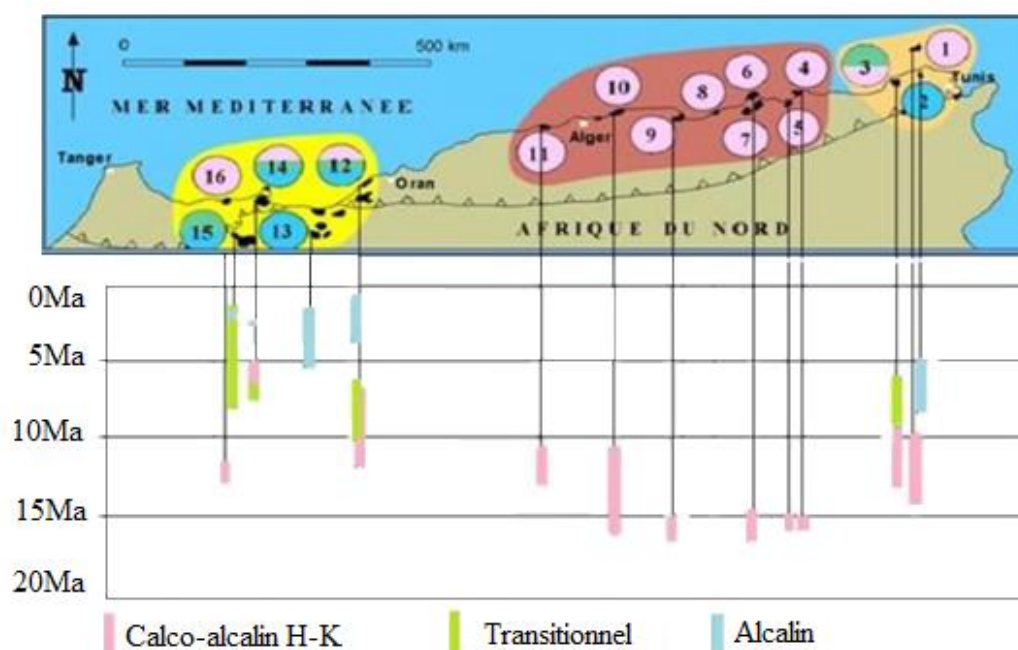


Figure 24: Résumé des formations magmatiques de la marge maghrébine au Néogène

Les cercles sur la figure représentent les massifs volcaniques avec leurs numéros respectifs. La nature géochimique et fourchette d'âge, sont donnés par secteur du tableau ci-dessous), 1 : La Galite ; 2 : Mogods ; 3 : Nefza ; 4 : Ouest Edough-Cap de Fer ; 5 : Filfla ; 6 : Bougaroun ; 7 : Beni Toufout ; 8 : El Aouana ; 9 : Béjaïa-Amizour ; 10 : Algérois ; 11 : Cherchell ; 12 : Oranie ; 13 : Oujda ; 14 : Gourougou-Trois Fourches ; 15 : Guilliz ; 16 : Ras Tarf. (Maury et al., 2000 ; in Abbassene, 2016).

Tableau 3: Récapitulatif des principaux secteurs magmatiques de la marge maghrébine.

Secteurs			Type du magmatisme	Age (Ma)	Référence
Tunisie	1	La Galite	Calco-alcalin	14,2 - 10	Juteau et al, 1985 Bellon, 1976
	2	Mogods	Alcalin	8,4 - 5	Haloul, 1989 Mauduit, 1978
	3	Nefza	Calco-alcalin	12,9 - 8,2	Bellon, 1976
			Transitionnel	8,4 - 6,6	
Algérie	4	Cap de Fer Edough	Calco-alcalin	15,9 - 15,1	Fougnot, 1990 ; Marignac et al. , 1983 ; Vass et al. , 1974
	5	Filfla	Calco-alcalin	15,3	Fourcade et al. , 2000
	6	Cap Bougaroun	Calco-alcalin	16,4 - 15,2	Ouabadi, 1994 ; Penven et al. ,1986 ; Bellon, 1981

	7	Beni Touffout	Calco-alkalin	16,2	
	8	El Aouana	Calco-alkalin	15,9 - 14,5	<i>Bellon, 1981 ; Robin, 1970</i>
	9	Béjaïa - Amizour	Calco-alkalin	16,2 - 15,3	<i>Semroud et al. , 1994</i> <i>Bellon, 1976</i>
	10	Algérois	Calco-alkalin	16 - 11,6	<i>Belanter et al. , 1995</i>
	11	Cherchell	Calco-alkalin	13 - 11	<i>Lepvrier et al. , 1976</i> <i>Bellon, 1976</i>
	12	Oranie	Calco-alkalin	11,7 - 7,5	<i>Coulon et al. ,2002</i> <i>Louni- Hacini et al., 1995</i>
Transitionnel			10 - 7,2		
Alcalin			3,9 - 0,8		
Maroc	13	Oujda	Alcalin	5,6 - 1,5	<i>El Azzouzi et al., 1999</i> <i>Andrias et al., 1989</i>
	14	Gourougou Cap des trois Fourches	Calco-alkalin	6,6 - 5,4	<i>El Azzouzi et al., 1999</i>
			Transitionnel	7,8 - 6,5	<i>El Bakkali et al., 1998</i>
			Alcalin	2,6	<i>Hernandez et al., 1985</i>
	15	Guilliz	Transitionnel	2,2	<i>El Azzouzi et al., 1999</i>
			Alcalin	8 - 1,7	<i>Hernandez et al., 1985</i>
	16	Ras Tarf	Calco-alkalin	13,1 - 12,1	<i>El Azzouzi et al., 1999</i> <i>El Bakkali et al., 1998</i> <i>Hernandez et al., 1985</i>

L'activité calco-alkalines s'achève au Langhien supérieur vers 15 Ma, en Algérie orientale, et migre vers la Tunisie et vers l'Oranie et le Maroc.

La migration du magmatisme calco-alkalin vers l'ouest a débuté au Serravallien supérieur et s'est achevée, au Tortonien supérieur, en Oranais et au Maroc.

Lors de la réduction de l'activité calco-alkalines aux extrémités Est et Ouest de la marge magrébine, des magmas transitionnels se mettent en place dès le Tortonien en Oranie. L'activité magmatique transitionnelles s'est arrêtée vers 7.2 Ma en Oranie, et plus tard en Tunisie et Maroc, plus exactement au Messinien vers 6.5 Ma.

L'activité magmatique alcalines débute dès le Tortonien supérieur, et se poursuit jusqu'au Pliocène, exceptionnellement au Pléistocène, dans l'Oranie.

V. CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUE DES FORMATIONS MAGMATIQUES DE LA MARGE MAGRÉBINE

Le volcanisme de la marge maghrébine est caractérisé, dans son ensemble, par une grande variété de roches. Plusieurs auteurs ont signalé, un passage successif, des basaltes aux andésites, puis aux dacites et aux rhyolites.

Au Langhien, l'activité magmatique a débuté en Algérie centrale et orientale par des émissions de granitoïdes matalumineux et peralumineux (Maury et al. ,2000), associés à des andésites et dacites de nature calco-alkaline.

Plus tard, **au Serravallien**, l'activité magmatique de même nature a démarré en Tunisie, en Oranie et au Maroc (Louni-Hacini et al. ,1995 ; Maury et al. ,2000 ; Coulon et al. ,2002 ; Zerka et al. ,2002 ; El Azzouzi et al. ,2003).

Du **Tortonien au Pliocène**, voir localement **Pléistocène**, l'activité calco-alkaline est relayée par une activité de nature alcaline (Louni-Hacini et al. ,1995 ; Maury et al. ,2000 ; 2002, Coulon et al. ,2002 ; El Azzouzi et al. ,2003).

Les trois groupes de roches ont différentes origines, aucun processus de différenciation par cristallisation n'apporte une explication plausible à cette évolution pétrographique (Hernandez et al. ,1979).

L'étude chimique et minéralogique des formations volcaniques dans l'Algérois, a montré qu'il existe une liaison entre les andésites et les andésites potassiques, certaines rhyolites peuvent être extraits du liquide résiduel des andésites sodiques, néanmoins, ce processus ne donne pas d'explication sur l'origine des rhyolites potassiques (Hernandez et al. ,1979).

Les formations dans l'Oranie ne font pas exception, en effet, elles montrent une évolution minéralogique et texturale, comme signalé par plusieurs auteurs (Louni-Hacini et al. ,1995 ; Coulon et al., 2002, Zerka et al.,2002).

Les basaltes des massifs de Mohammadia et Djebel Fillaoucène, sont un exemple de laves transitionnelles, en position intermédiaires (Bendoukha, 2008).

1. LE MAGMA CALCO-ALCALIN

Le volcanisme calco-alkalin est représenté par des coulées de laves et des brèches hydromagnétiques de type Maar. Les roches calco-alkalines sont porphyriques avec un pourcentage de phénocristaux. Trois types de magmas sont distingués en marge maghrébine, en fonction de la teneur en potassium : des formations pauvres, à concentration moyenne, et des

formations riches en potassium. Cette particularité est associée à plusieurs origines entre autres, une forte altération hydrothermale, la variété des sources à l'origine du magma, le degré de contamination par la source mantélique et du degré de fusion (Fourcade et al., 2001).

Les caractéristiques chimiques sont comparables à celles des magmas orogéniques (Sun et al., 1989). On y trouve des andésites, dacites, rhyolites, granodiorites, granites et très peu de basaltes et de gabbros (Fourcade et al., 2001, El Azzouzi et al., 2003).

Le magma calco-alcalin est le produit de fusion du manteau lithosphérique. L'empreinte de la croûte continentale est bien marquée dans ces magmas, par la source elle-même ou lors de l'ascension du magma. Toutefois, la quantité de contribution dans le magma, varie selon les secteurs et les périodes d'émissions. La figure 4, montre la répartition des principaux centres magmatiques de la marge maghrébine, ainsi que leurs natures respectives.

Les laves basiques de l'Algérois (Dellys et Cap Djinet), et les gabbros du Cap de Fer (Fourgnot, 1990 ; Fourcade et al., 2001) ont des signatures isotopiques typiques des magmas orogéniques (El Azzouzi et al., 2003). La source la plus probable est un manteau appauvri, préalablement métasomatisé³ lors d'une subduction, (Arculus, 1994, Tatsumi et al., 1997).

Dans le cas des magmas calco-alcalins intermédiaires et acides, l'empreinte crustale est très forte et a tendance à masquer l'empreinte de leur signature mantélique d'origine (Fourcade et al., 2001). Néanmoins, une contribution mineure de source mantellique peut être invoquée à l'exception du granite anatectique⁴ de Filfla (Skikda), même remarque pour les andésites et diorites basiques, et les granitoïdes de Béjaïa-Amizour (Semroud et al., 1994).

2. LE MAGMA TRANSITIONNEL

Les basaltes transitionnels, sont absents en Algérie centrale et orientale, existent uniquement en Oranais (Louni-Hacini et al., 1995 ; Piqué et al., 1998 ; Coulon et al., 2002). Quelle que soit leur position géographique (Fig.24), ces magmas forment un groupe homogène, mis en place entre 7 et 10 Ma, à la fin du cycle calco-alcalin et avant le cycle alcalin. Ce qui désigne cet intervalle de temps, comme période de changement de géochimie des laves.

Le magma transitionnel est représenté essentiellement par des basaltes, avec des caractéristiques minéralogiques, chimiques et isotopiques intermédiaires, de celles des magmas calco-alcalins et alcalins. Les rapports isotopiques attestent d'une contamination faible mais significative de leur

³ Métasomatose : processus diagénétique ou métamorphique, par lequel, il y a un élément au sein de la roche, remplacé par l'autre.

⁴ Anatectique : fusion partielle des roches dans la croûte terrestre.

source par la croûte. Le magma transitionnel dans l'Oranie, a pour origine, une zone de fusion à la limite lithosphère- asthénosphère, la contribution du réservoir asthénosphère varie de 10 à 35% (Coulon et al., 2002).

3. LE MAGMA ALCALIN

Les magmas alcalins sont représentés essentiellement par les basaltes alcalins et les basanites, sans empreinte crustale importante. D'après (Hoernle et al., 1995), les magmas alcalins, dérivent d'une source asthénosphérique enrichie de type OIB⁵(Weaver, 1991), semblable à celle des roches volcaniques cénozoïques de la méditerranée Occidentale, et des provinces volcaniques, de l'Europe Centrale et Occidentale.

Ces formations présentent de nombreuses similitudes minéralogiques et chimiques, avec les roches du manteau subcontinental (kumar et al., 1996,).

La présence des laves alcalines en marge maghrébines, peut résulter d'après les auteurs (El Azzouzi et al., 1999 ; Bernard-Griffiths et al., 1997) des interactions chimiques entre les magmas asthénosphériques ascendants, et le manteau lithosphérique hétérogène.

VI. PROCESSUS GEODYNAMIQUES PROBABLES DE MISE EN PLACE DES FORMATIONS MAGMATIQUES

Le magmatisme Néogène de la marge maghrébine, est lié à une zone de subduction, tout en présentant des caractéristiques particulières et exceptionnelles, qui marquent sa singularité.

Lors de la proposition d'un modèle géodynamique de genèse, et de mise en place des formations magmatiques, certains points clés sont à considérer. Les formations magmatiques montrent une grande variation de leur nature chimique, avec une évolution dans l'espace et au cours du temps.

1. CARACTÉRISTIQUES PARTICULIÈRES DU MAGMATISME DE LA MARGE MAGHREBINE

Bien que le magmatisme de la marge Maghrébine, montre des analogies, avec celui des zones de subduction actuelles actives, néanmoins, il est distinct sur la question volume de roche produit. La quantité de formation calco-alcaline émise est de 2000 km³ sur l'ensemble de la marge, et moins

⁵ OIB : Basaltes des îles Océaniques.

de 200 km³ entre les formations transitionnelles et alcalines (Maury et al., 2000). Ce volume est considéré très faible, en comparaison avec la production magmatique calco-alcalines et des îles de l'arc de Sunda, en Indonésie, avec une quantité minimale émise de 50 000 Km³, pour une longueur similaire à la marge Maghrébine (Spakman, 1986).

Les formations magmatiques calco-alcalines de la marge Maghrébine, montrent une richesse exceptionnelle en potassium, synonyme d'une signature crustale.

Un point important à signaler est la participation de plusieurs réservoirs, contrastés chimiquement, à la production magmatique de la marge. Aux caractéristiques citées, s'ajoute la contribution décroissante dans le temps du manteau lithosphérique.

De toute évidence, en tenant compte des propriétés particulières des formations magmatiques de la Marge Maghrébine (MM), un modèle de subduction contemporain, ne convient pas à cette situation complexe. En revanche, un mécanisme de rupture de la lithosphère plongeante, peut fournir une explication au magmatisme de la MM, (Hernandez et al., 1979 ; Davies et al., 1995).

2. MECANISMES POSSIBLES DE MISE EN PLACE DES FORMATIONS MAGMATIQUES

2.1 FORMATIONS CALCO-ALCALINES

La rupture de la lithosphère, engendrée par les mouvements de compression N-S, entre la plaque Africaine et européenne, va permettre la remontée du liquide asthénosphérique. Au cours de l'ascension, le magma va se propager et occuper de façon privilégiée les zones de déchirures de la lithosphère à savoir les failles, (Davies et al., 1995), (voir le modèle en annexes 1 et 2) ; (Gvirtzman et al., 1999).

En effet, la remontée du liquide asthénosphérique, va s'accompagner de l'ascension d'un flux de chaleur. Ce flux va jouer un rôle important dans la fusion à différents degrés, des roches des réservoirs probables, qui contribuent à l'alimentation du magmatisme de la marge maghrébine au cours du Néogène. L'ordre des fusions peut être envisagé comme suit :

- Fusion partielle du manteau lithosphérique immédiat, déjà métasomatisé lors d'une subduction antérieure (Davies et al., 1995 ; Zeck, 1996) ;
- Fusion locale de la croûte continentale, aboutissant à sa fonte complète dite anatexie crustale (Maury et al., 2000 ; El Azzouzi et al., 2003).

Le manteau enrichi par les produits de la croûte suite à la fusion partielle ou totale, va produire des roches magmatiques de nature calco-alcalines, marquée par une forte teneur en potassium (Maury et al., 2000 ; El Azzouzi et al., 2003).

La remontée progressive de l'asthénosphère à travers les zones de déchirure lithosphérique, après sa migration aux extrémités de la marge maghrébine, va produire des basaltes de nature transitionnels puis alcalins comme déjà mentionné (Maury et al., 2000 ; Coulon et al., 2002 ; El Azzouzi et al., 2003).

Sur le plan géomorphologique, il est prévisible que les formations magmatiques, ayant empreinte les tracés de la déchirure lithosphérique, pour voir le jour, vont former une chaîne étroite, le long de la marge maghrébine (El Azzouzi et al., 2003). Cette caractéristique morphologique, peut constituer à notre sens, un critère de corrélation entre le magmatisme Néogène de la marge et la géodynamique dans la région en question.

2.2 FORMATIONS TRANSITIONNELLES ET ALCALINES

a) FIN CRETACE- EOCENE

Prédominance de la subduction d'orientation Nord, marquée par des mouvements de rapprochement des plaques Africaine et Européenne (Frizon De Lamotte et al., 2000).

b) FIN EOCENE

La convergence N-S est à sa phase paroxysmale, la plaque Africaine entre en collision avec la plaque européenne (étape 1, Fig. 25). La collision a probablement, eu lieu au Langhien vers 16 Ma, avant cette période, aucun indice de rupture de plaque lithosphérique, n'est signalé le long de la marge Maghrébine (annexes 1 et 2).

c) AU BURDIGALIEN

La partie inférieure plongeante, de la plaque Africaine, s'est détachée puis glissée profondément dans le manteau asthénosphérique. Tandis que, la partie supérieure de la plaque poursuit le mouvement de rapprochement vers le Nord (étape 2, Fig. 25).

d) AU LANGHIEN- SERRAVALLIEN

L'apparition des manifestations magmatiques est considérée comme conséquence de la rupture de la lithosphère, suite à la collision Afrique – Europe. Le détachement de la partie subduite de la lithosphère, est accompagné d'une évolution spatiale et temporelle de l'activité magmatique.

Les éruptions magmatiques de nature calco-alkalines, se sont manifestées d'abord, en Algérie centrale et orientale au Langhien, (étape 3, Fig.25).

On assiste au Serravallien, à une migration latérale de la manifestation du magmatisme calco-alkalin, aux extrémités Est et Ouest de la marge maghrébine, en Tunisie et en Oranie/Maroc (étape 4, Fig.25).

L'éruption du Serravallien est d'une nature calco-alkaline, puisqu'elle résulte d'une fusion localisée à l'interface du manteau lithosphérique métasomatisé/ asthénosphère.

e) AU TORTONIEN

On assiste à un arrêt total de l'activité magmatique la nature calco-alkaline, après son épuisement, en Algérie centrale et orientale. L'événement à signaler au Tortonien est l'ouverture des bassins, au Nord de la chaîne maghrébine. Cette ouverture est liée à un amincissement crustal, qui engendre la remontée de la discontinuité de Moho et du manteau asthénosphérique, plus une nouvelle éruption volcanique, de nature transitionnelle en Oranie et au Maroc (étape 5, Fig.25).

f) AU PLIO-QUATÉNAIRE

Après épuisement probable des produits du manteau lithosphérique métasomatisé, la nouvelle éruption magmatique a véhiculé un volcanisme alcalin en Oranie et Maroc (étape 6, Fig.25).

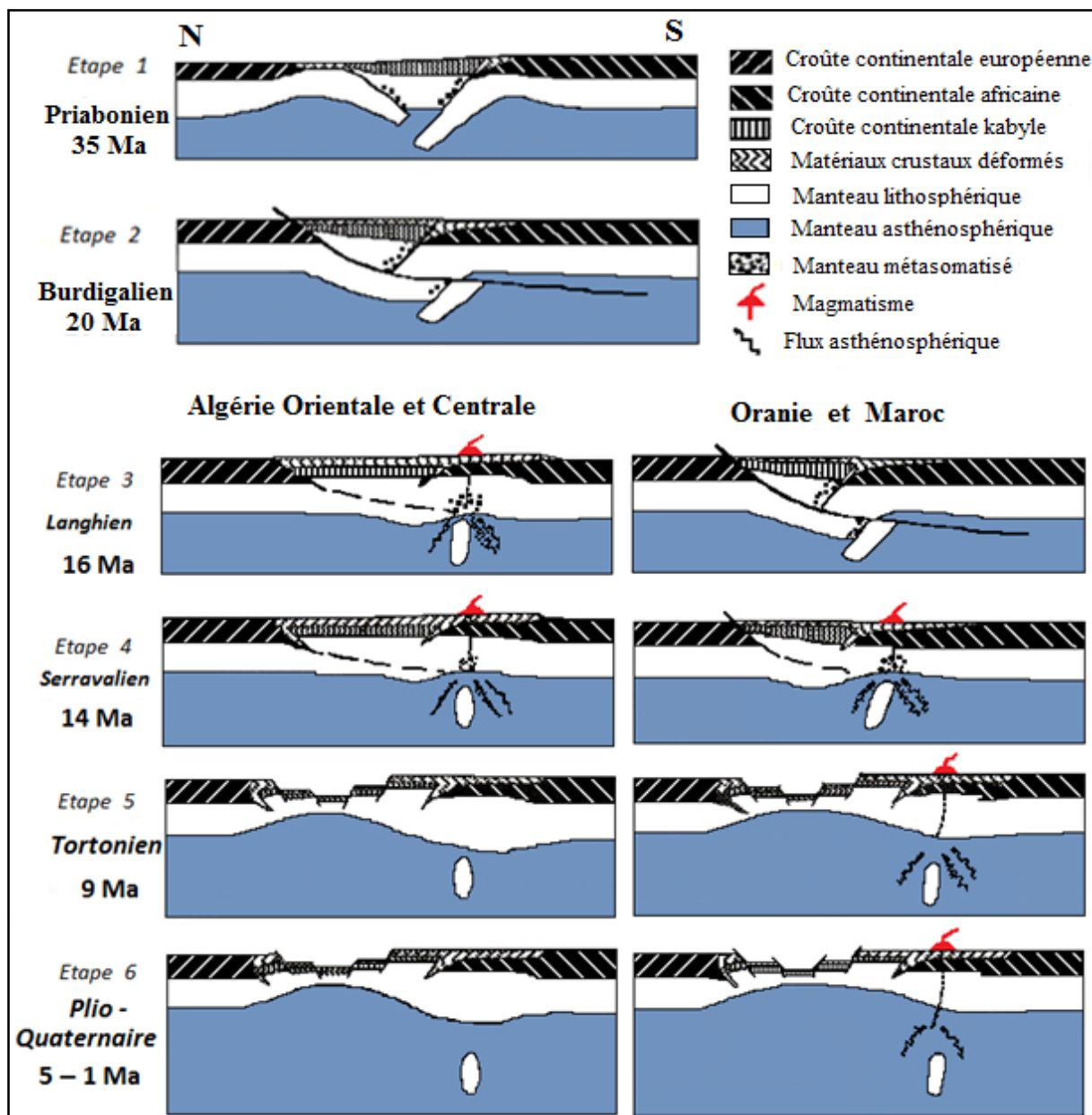


Figure 25: Coupe très schématique de l'évolution tectono-magmatique du Priabonien au Plio-quaternaire de la marge maghrébine

A gauche (évolution de l'Algérie orientale et centrale) ; A droite (évolution de l'Oranie et du Maroc), l'explication de la figure est dans le texte. (Maury et al., 2000 ; El Azzouzi et al., 2003).

VII. INTERPRÉTATION DES DONNÉES TOMOGRAPHIQUES

Les données tomographiques, de la méditerranée Sud occidentale, suggèrent l'existence d'un panneau de la lithosphère océanique, à pendage Nord (Bijwaard et al., 1998), subductée, entre les profondeurs de 200 à 500 Km (Spakman, 1986 ; Spakman et al., 1993 ; Carminatti et al., 1998a).

L'interprétation du profil de l'Algérie Est, montre une importante anomalie positive des vitesses des ondes sismiques. Cette anomalie se localise à une profondeur de 200 Km sous la marge Méditerranéenne et à 500 Km au SE de la Sardaigne. Elle correspond à une signature tomographique d'une lithosphère océanique subduite (Maury et al., 2000).

L'absence d'une anomalie négative, synonyme d'un manteau chaud, sous la marge Est de l'Algérie, est en parfaite accord avec l'absence de roches magmatiques d'âge Plio-Quaternaire en cette zone.

L'examen du profil tomographique de la zone ouest en Oranie, montre deux situations :

- Une anomalie positive des vitesses des ondes sismiques, à des profondeurs de 200 à 700 km sous la chaîne Bétique et le bassin d'Alboran, elle est interprétée comme un panneau isolé à pendage vertical de la lithosphère océanique (Carminatti et al., 1998).
- Une anomalie négative à faible profondeur (inférieur à 300 Km), est visible sous la région volcanique de l'Oranie (Zone 12, la Fig.24), expliquée par l'apparition d'un volcanisme tardif du Plio-Quaternaire (3,9 à 0,8 Ma), sous forme de basalte alcalins (Maury et al.2000 ; El Azzouzi et al.2003).

VIII. RELATION DE L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE DU SECTEUR NORD OUEST ET LES STRUCTURES TECTONIQUES

1. ARGUMENTS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURAUX

La majorité des centres volcaniques montrent une mitoyenneté, avec les accidents tectoniques, ayant affecté cette région. Cette situation peut-elle témoigner de l'existence d'une relation entre les émissions volcaniques, et les accidents tectoniques dans la région ?

D'après (Bousquet et al., 1981 ; Thomas, 1985), l'arrivée des magmas en surface est à la faveur des accidents d'orientation NE-SW, et les transversales définies par (Glangeaud, 1952), aboutissant à un découpage losangique de la croûte.

Selon (Hernandez et al., 1979), le magmatisme de l'Algérois est lié à l'évolution en régime distensif de bassin "tardi-tectonique". Tout comme il a signalé, l'allongement des formations magmatiques essentiellement, suivant une direction ENE- WSW à E-W et rarement suivant la direction NW-SE.

Des levés aéromagnétiques ⁶ suggèrent l'existence en mer, d'un alignement des formations volcaniques, selon une orientation NE-SW (Galdeano et al., 1977).

Les magmas sont mis en place à la faveur des distensions, qui ont suivi la mise en place des chaînes rifaines et des nappes telliennes, qu'ils recoupent parfois (Piquet et al., 1998 ; Maury et al., 2000). L'ensemble des magmas en Algérie centrale et orientale, ont pris effet tardivement, au stade post-collisionnel (Hernandez et al., 1987) vers 16 Ma.

À l'Oranais comme près de Oudjda, les histoires tectoniques et magmatiques, au cours du Miocène, étaient imbriquées (El Azzouzi et al., 2014).

Dans les secteurs de Ain Témouchent, basse Tafna, Souhalia et la région de M'Sirda, les centres volcaniques ont une disposition pratiquement parallèlement à la direction atlasique NE-SW (Sadran, 1958 ; Guardia, 1975 ; Thomas, 1985 ; Mégartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987 ; Zerka, 1991 et Tabeliouna, 1997). L'alignement de l'ensemble des centres éruptifs de l'Oranie Nord-Occidentale, suivent les directions N20 à N60 (Thomas, 1985).

Si l'on considère la région de la basse Tafna, les centres volcaniques à la limite occidentale du bassin, s'alignent avec la faille bordière des Traras, suivant la direction N20° (Sadran, 1958).

Les émissions volcaniques semblent être reliées à l'accident transversal de Tafna - Magoura, (Bellon et al, 1984 ; Mégartsi, 1985 ; Bendoukha, 1987).

Les formations volcaniques des îles Habibas (au Nord de la Marsa Madagh), sont arrivées en surface particulièrement, à la faveur de fractures de direction atlasique N130 et N40 (Mégartsi, 1985).

2. CORRELATION DU VOLCANISME ET DES SYSTÈMES

HYDROTHERMAUX

Les mouvements d'extension, qui ont favorisé les manifestations volcaniques du Mio-Pio-Quaternaire, sont propices à la remontée des eaux profondes. D'ailleurs, les sources carbogazeuses sont des indices des remontées du CO₂ mantélique, à travers les grandes fractures N-S des fossés oligocène.

La relaxation engendrée par la surrection des massifs montagneux sous l'effet d'une tectonique active, est favorable au maintien des ouvertures de la fracturation.

⁶Méthode géophysiques, qui consiste à mesurer le champ magnétique terrestre, depuis un avion pour déduire des informations sur les roches sus-jacentes (Wikipédia.fr)

CONCLUSION

Le magmatisme enregistré le long de la marge magrébine est étroitement lié au cadre géodynamique, en régime de compression, imposé par le rapprochement de l'Afrique et de l'Europe. Il n'est autre, qu'une conséquence de la rupture de la lithosphère subduite.

Les caractéristiques magmatiques, à elles seules ne peuvent être utilisées pour la reconstruction de la géodynamique en méditerranée occidentale. Il est impératif de prêter une attention particulière, aux données tectoniques et chronologiques (El Azzouzi et al., 2014).

Néanmoins, les caractéristiques géochimiques et pétrographiques des laves, s'intègrent bien dans le modèle géodynamique de type collisionnel.

Le fort redressement des coulées volcaniques, est associé aux effets ultérieurs d'une tectonique compressive, produite dans l'algérois, dans l'Oranie et vers le Gibraltar (Bousquet et al., 1977), durant le post- Serravallien à l'anté- Tortonien (Hernandez et al., 1979).

En (1998, Carminatti et al.,) ont proposé un modèle basé sur des observations tectoniques, géochronologiques et des données pétrologiques et géochimiques. En effet, le modèle proposé, permet d'expliquer la majorité des particularités magmatique de la marge septentrionale du Maghreb.

Le modèle proposé pour l'Afrique du Nord, est la subduction de la lithosphère vers le Nord, sous les massifs internes Kabyles, avec ouverture du bassin Nord-Africain. Un tel modèle, paraît satisfaisant pour expliquer la genèse des laves calco-alkalines de l'Algérois, dont les caractères sont ceux des laves de marge continentale active. Ce modèle pourrait convenir à d'autres intrusions synchrones et de même nature (Hernandez et al., 1979).

Les basaltes alcalins sont liés à l'influence d'un panache asthénosphérique avec fusion d'un manteau enrichi de type continentale (Louni, 2002 ; Zerka, 2002 ; El Azzouni, 2003 ; Bendoukha, 2008).

Ces mécanismes susceptibles d'affecter simultanément, la base de la croûte, et une partie du manteau supérieur, sont capable d'expliquer les variétés pétrographiques des émissions volcaniques (Hernandez et al., 1979).

La mise en place des magmas alcalins dans l'Oranie, se serait effectuée à la faveur de jeux et rejeux des méga-zones de cisaillement, lors d'épisode distensif, succédant aux dernières phases compressives du miocènes (Hernandez et al., 1987, Piqué et al. 1998, Maury et al. 2000, Coulon et al. 2002).

Sur la base de cette synthèse, on peut qualifier l'activité volcanique intense, de la marge magrébine, d'une conséquence du contexte dynamique et tectonique, du Néogène.

Chapitre 3

Géochimie des eaux thermales

Méthodologie de mesure et de prélèvement sur terrain

Caractéristiques hydrogéochimiques

Les isotopes stables de la molécule d'eau

La géothermométrie chimique

A. METHODOLOGIE DE MESURE ET DE PRELEVEMENT SUR TERRAIN

Dans le cadre de ce travail de thèse, deux missions de terrain ont été effectuées dans le secteur Nord-ouest Algérien, programmées et réalisées en deux phases.

La première mission de travail de terrain s'est déroulée en décembre 2016, en compagnie des ingénieurs du Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (CRNA). Le matériel et appareillages de mesure, utilisé au cours des missions de terrain, appartient au (CRNA) d'Alger, pour la totalité des paramètres quantifiés in situ. Le financement des analyses chimiques et isotopiques est pris en charge, par le laboratoire de recherche GEOREN, de l'université d'Oran 2.

Le travail de terrain a concerné, en premier lieu les régions de : Mascara, Saïda, Tiaret, Mostaganem et Hammam Bouhdjar. La seconde mission a eu lieu en février 2018, et a concerné les régions, d'Oran, Tlemcen, Maghnia et Naâma (source thermale d'Ain el Ouarka).

Dans la partie acquisition des données, les méthodes de prélèvement, ainsi que l'analyse des échantillons recueillis, sont abordées.

I. MESURE IN SITU

Certains paramètres physicochimiques nécessitent d'être mesurés directement sur le terrain. En effet, ces derniers sont fugaces, donc impossibles à évaluer par la suite ([Bakalowicz, 2005](#)).

Les mesures in situ ont englobés :

- La température (T) en degrés Celsius (C°)
- Le potentiel d'hydrogène (pH)
- La conductivité électrique
- Le titre alcalimétrique complet
- Le TDS, total des sels dissous,
- L'Oxygène dissous
- Des prélèvements d'eau en vue d'analyses chimiques et isotopiques en laboratoire,
- Prise des coordonnées géographiques (longitude, latitude) des points de mesure, par un GPS portatif.

Les paramètres suscités, sont systématiquement mesurés sur les sites visités, qu'il s'agit de sources thermales, de vasques chaudes ou de forage chaud.

Ces paramètres ont été mesurés le plus proche possible de la sortie de l'eau, par précaution d'éventuelles variations, liées au contact de l'eau avec l'atmosphère.

Dans le cas des mesures et prélèvements dans les forages d'eau chaude, les mesures sont réalisées sur l'eau brute à la sortie du forage et en cellule fermée (sans aucun traitement).

L'alcalinité est déterminée sur terrain par dosage acide après filtration de l'échantillon d'eau brute à 0,45µm.

Les incertitudes des appareillages sur les paramètres mesurés in situ, sont comme suit :

- $\pm 0,1$ ° C pour la température
- 2 µS. Cm⁻¹ pour la conductivité électrique
- 0,1 unité pH pour le potentiel d'hydrogène
- 10⁻⁴ mole /litre pour l'alcalinité.

L'intérêt des mesures sur terrain de certains paramètres (T°, pH, O₂, conductivité, composés carbonatés), réside dans le fait que, ces derniers sont instables, et que leur concentration varie au cours du transport et du stockage. Dans ce sens, afin de limiter les risques de précipitation des minéraux, nous avons acidifié avec un acide supra- pure [HNO₃] les échantillons destinés à l'analyse au laboratoire.

1. MESURE DE TEMPERATURE

La mesure de température s'est effectuée au moyen d'une sonde intégrée ([photo, 1](#)) au pH-mètre de type (WTW, multi 350i), la valeur de température est donnée en degrés Celsius.

Certaines sources thermales forment des vasques (bassin avec plusieurs émergences disséminées. L'emplacement du point où l'eau thermique sourde, reste peu précise, c'est le cas de la source el Hamdha de Hammam Bouhdjar et la source Sidi Abdellys de Tlemcen ([photo, 2](#)))



Photo 1 : Appareillages de mesure in situ : Température, pH, O₂ dissous, TDS (Hadjou, Décembre 2016).



Photo 2 : Mesure de température d'une source thermique à Tlemcen (Hadjou, Février 2018).

Dans ce cas de figure, plusieurs températures sont mesurées dans le bassin, afin de localiser le point d'émergence avec la température la plus élevée. En ce même point, l'échantillon est prélevé (photo 3).

Lors de la mesure automatique de la température, par la sonde thermomètre de terrain, il est conseillé de noter rapidement la valeur. Particulièrement dans le cas des sources thermales où le paramètre température représente un critère de base, la valeur de température risque d'être influencée par les conditions atmosphériques (basses ou élevées).

2. MESURE DU POTENTIEL D'HYDROGENE pH

Tout comme la température, le pH de l'eau est mesuré à l'émergence à l'aide d'une électrode pH reliée au pH-mètre multi 350i de WTW.

Après calibration de l'appareil avec une solution tampon standard de pH (4,5 et 10), il nous donne la différence de potentiel existant entre l'eau à étudier et celle de la solution tampon.

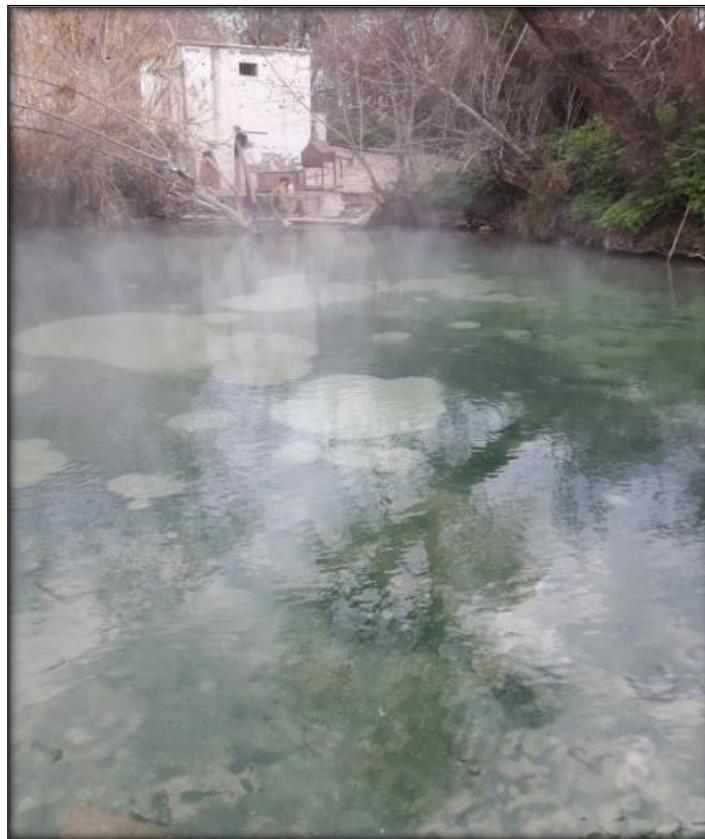


Photo 3: Source thermique en forme de vasque de Sidi Abdellys dans la région de Tlemcen (Hadjou, Février 2018)

Régulièrement, le pH-mètre est étalonné à l'aide de solution étalon. Cette opération est quotidienne durant toutes les campagnes d'échantillonnage sur terrain.

3. MESURE DE CONDUCTIVITE ELECTRIQUE (CE)

A l'aide d'un pH-mètre conductivimètre de type WTW-350i, sont mesurées les conductivités électriques à 25 degrés C en $\mu\text{S} / \text{cm}$. Tout comme le pH-mètre, le conductivimètre également, nécessite un étalonnage régulier durant la campagne de mesure sur terrain.

REMARQUE

Les mesures du potentiel d'oxydoréduction (Eh), n'ont pas été réalisées pour les deux missions de terrain.



Photo 4 : *A gauche :* Mesure de température au niveau de la source Aïn El Begra- Hammam Bouhadjar (Décembre 2016). *A droite :* Mesure de l'alcalinité au niveau de la station de refoulement de Aïn Skhouna (Hadjou, Décembre 2016).

4. MESURE DE L'ALCALINITE

Les mesures d'alcalinité sur terrain se font par dosage acido-basique par les indicateurs colorés (vert de Bromo crésol et rouge de méthyle).

Dans une fiole, on prend 100 ml d'eau à analyser, filtrée à $0,45\mu\text{m}$, afin d'éliminer toute phase minérale carbonatée, susceptible de participer à la réaction chimique.

On titre avec de l'acide sulfurique (FeSO_4 à $1,6 \pm 5.10^{-3}$ Normalité), lorsque l'équivalence est obtenue, l'indicateur passe du vert cuivre au rose comme indiqué sur les (photos 4).

REMARQUE

Sur le terrain, lors de l'opération de prélèvement, il est important d'éviter tout contact entre l'échantillon prélevé et l'atmosphère, de crainte d'avoir une éventuelle rééquilibration, entre les pressions partielles du CO₂ de la fiole, et celui de l'atmosphère.

5. MESURE DE L'OXYGENE DISSOUS

Les teneurs en oxygène dissous sont mesurées à l'aide d'une sonde luminescente LDOTM HQ10 de HACH calibrée à l'air libre. Lors de la mesure, il faut éviter tout dégazage qui risque d'altérer la valeur.

Les eaux thermales sont des eaux qui circulent à de grandes profondeurs, leurs teneurs en oxygène dissous sont généralement faibles (faible contact avec l'atmosphère et pas d'activité biologique à cause des profondeurs importantes et des températures élevées).

La teneur en oxygène dissous est porteuse de l'information dans certains cas, des éventuels mélanges, avec des eaux des nappes superficielles, plus saturées en oxygène.

6. MESURE DES ELEMENTS CHIMIQUES EN SOLUTION

Les points d'eau (sources, forages et autres), visités au cours des missions de terrain, sont systématiquement échantillonnés, à des fins d'analyses au laboratoire comme annoncé en introduction. Les échantillons sont stockés dans des flacons hermétiques, à vis en polyéthylène d'une capacité de 30 et 500ml selon le besoin.

Pour tous les échantillons, l'eau est filtrée avec un filtre de 0,45 µm par une pompe sous vide comme montré sur la [\(photo5\)](#), puis stocké dans des flacons étiquetés avec les codes d'inventaire des points visités.

6.1 MESURE DES CATIONS

Les prélèvements prévus pour l'analyse des cations en solution sont conservés dans des flacons de capacité de 30ml, acidifiés avec une goutte d'acide avant sa fermeture. L'acidification de l'échantillon est un moyen d'éviter tout changement de concentration du Ca²⁺ et Mg²⁺ par précipitation de carbonate dans le flacon, durant la période de stockage avant l'analyse au laboratoire.

6.2 MESURE DES ANIONS

Les échantillons destinés pour l'analyse des anions sont stockés dans des flacons hermétiques de 500 ml, filtrés et non acidifiés.



Photo 5 : Opération de filtration in- situ avec la pompe sous vide, des échantillons prélevés. Le lieu sur la photo correspond à la Source El Hammam- Sebdou- Tlemcen ([Hadjou, Février 2018](#)).

7. PROTOCOL DE PREPARATION DES ECHANTILLONS SUR TERRAIN POUR L'ANALYSE ISOTOPIQUE

7.1 MESURE DE L'ISOTOPE DU CARBONE ^{13}C

La manipulation, il est recommandé de rincer le flacon d'échantillonnage et de mentionner les informations nécessaires au-dessus (étiquetage). Cette étape est réalisée de façon systématique pour tous les prélèvements effectués, au cours des deux missions de terrain ([photo 6](#))

A l'aide d'un dispositif spécial pour la précipitation des DIC (carbone inorganique dissous), on commence par prélever 500ml d'eau à analyser et on ferme rapidement le flacon, pour minimiser le contacte entre l'eau prélevée et l'atmosphère qui contient du CO_2 libre, qui peut se fixer sur l'eau et nous fausser, de ce fait, le résultat de l'analyse.

On ajoute 1ml de NaOH à 3 moles dépourvue de carbonates, afin d'élever le pH à plus de 10 dans le but d'avoir tous les carbonates dissouts.

On ajoute 2 g de chlorures de plomb et 50mg de Sulfate de fer et quelques gouttes (0,5ml) de prestol (coagulant). Agiter et laisser décanter durant quelques minutes, un précipité va se former et se décanter vers le récipient à la base.

Une fois la précipitation terminée, retirer le récipient et fermer hermétiquement le flacon et conserver jusqu'à son analyse au laboratoire.



Photo 6 : *A gauche :* Préparation des échantillons et mesure de l'alcalinité au niveau de la source thermale Aïn El Bagra dans la région de Hammam Bouhdjar. *A droite :* Préparation du précipité de carbonate de bryum, pour l'analyse de l'isotope ^{13}C . Forage ADE, Ain Skhouna, – Saïda (Hadjou, Décembre 2016)

REMARQUE

Pour quelle raison nous procédons à la préparation du précipité de carbonate sur terrain ? Est-ce juste une précaution ou une nécessité ?

L'analyse de la composante isotopique des eaux souterraines, doit répondre à certaines exigences particulières. Afin d'éviter tout fractionnement isotopique, durant la période précédant l'analyse au laboratoire, modifiant de ce fait les teneurs isotopiques.

En effet, plusieurs facteurs peuvent modifier la signature isotopique de l'eau, comme la température, la pression, l'échappement des gaz dissous...

A titre d'exemple, l'écart de température entre le milieu de circulation des eaux (principalement pour les eaux thermales caractérisées par des températures élevées) et le milieu atmosphérique, provoque un fractionnement isotopique.

Tout compte fait, la crédibilité des résultats en dépend, d'où la nécessité de cette opération sur le terrain.

7.2 PROTOCOLE DE PREPARATION DES ECHANTILLONS POUR L'ANALYSE DE ^{18}O ET ^2H

On procède à l'étiquetage du flacon en polyéthylène de 30ml, avec les informations relatives du point d'eau prélevé. On remplit le flacon, après filtration de l'eau, avec un filtre de $0,45\mu\text{m}$ et on ferme hermétiquement ce dernier, jusqu'à son analyse au laboratoire.

II. ANALYSE AU LABORATOIRE

Les échantillons prélevés durant les deux missions de travail de terrain sont analysés au niveau du laboratoire d'analyse du Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (CRNA). Cations et anions sont mesurés par chromatographie ionique sur un appareil DIONEX –QIC. Pour chaque échantillon analysé, si l'erreur sur la balance ionique dépasse les 10%, l'analyse est systématiquement refaite. Pour les isotopes du carbone ; seul le ^{13}C sera mesuré.

III. CRITIQUES DES DONNEES ANTERIEURES

Usuellement, on est emmené à comparer certains de nos résultats physicochimiques, avec les résultats antérieurs, originaires d'autres auteurs, ayant exploré au préalable la région d'étude. Cependant, la comparaison de l'aspect qualitatif des données est parfois délicate, vu que :

- Les techniques analytiques ont dans la plus probable des cas évolués, et les limites de détection sont différentes ;
- Il peut exister des erreurs de transcriptions ou de conversion, notamment pour la conductivité ;
- Les prélèvements n'ont pas toujours été faits au même endroit pour une source portant le même nom ;

- Les précautions et les modalités de prélèvement, de conservation ainsi que les délais d'analyse des échantillons, sont parfois à l'origine de la variation quantitative.

Pour les points cités ci-dessus, seules les tendances générales de l'évolution quantitative, au cours du temps, seront prises en compte, en ce qui concerne les données antérieures.

IV. DEBIT DES SOURCES

C'est une caractéristique importante à connaître dans l'étude des sources thermales. Elle renseigne sur l'état de fracturation du sous-sol, ainsi que sur la dimension des fractures. Malheureusement, un grand nombre des sources étudiées ne disposent pas de cette donnée. Quelques valeurs de débit issues de différents documents, ne présentent pas de suivi dans le temps, ce qui limite l'utilisation de cette information.

CONCLUSION

Les deux missions de terrain (décembre 2016 et février 2018) ont consisté en des mesures in situ, des paramètres physico-chimiques des sources thermales (température, pH, conductivité électrique, alcalinité...), ainsi que des prélèvements des échantillons d'eau à des fins d'analyse hydrochimique et isotopique.

Cependant, aucune étude de phase solide ou de dépôts travertineux des sources thermominérales, n'a été entreprise dans cette étude. Des prélèvements de roches encaissantes du Plio-quatenaire, visibles à l'émergence, s'avère en dire beaucoup sur la néotectonique et sur l'activité hydrothermale ([Maouche S. et al., 2013](#)). Afin d'identifier les structures drainantes, favorisant les émergences, il aurait été intéressant de réaliser une étude structurale détaillée sur les sites prélevés, quand les conditions, sols et couvert végétal, le permettent.

B. CARACTERISTIQUES HYDROGEOCHIMIQUES

I. INTRODUCTION

L'étude des manifestations thermale s'appuie sur plusieurs disciplines scientifiques. Cependant, l'approche chimique joue un rôle déterminant, dans la résolution de plusieurs problèmes hydrogéologiques, entre autre, l'origine de l'eau proprement dite, l'origine de sa température et sa minéralité.

Vue son importance et son utilité, cette approche est adoptée par plusieurs auteurs en différentes situations, on peut en citer (Goff et Grigsby, 1982 ; Michard et al, 1987 ; Chiodini et al, 1991 ; Stober et Bucher, 1999 ; Hsissou et al, 1999 ; Michard, 2000 ; Gherardi et al, 2000 ; Larsen et al, 2001).

Les sources d'eaux thermales, sont formées à partir des eaux météoriques, avec la particularité de circuler à de grandes profondeurs, à la faveur des réseaux de fractures. En conséquence, ce type de sources, acquièrent des propriétés physico-chimiques, différentes de celles des sources froides.

Le caractère spécifique de ses eaux, se trouve intimement lié aux températures élevées du réservoir profond.

Les temps de contact sont relativement longs, ce qui favorise d'importantes dissolutions avec un enrichissement en gaz et oligo-éléments.

L'approche chimique dans cette étude, permet de mettre en évidence, le rapport entre les formations géologiques et la composition minérale de l'eau, de ce fait, expliquer le mode de minéralisation. Elle s'appuie sur l'interprétation des résultats d'analyses des échantillons prélevés et des paramètres physicochimiques mesurés in situ.

Le traitement des résultats issues des analyses chimiques en éléments majeurs, traces et isotopiques, sont des graphiques, faits à l'aide du logiciel Diagramme (ternaires, Piper, Schöeller-Berkaloff, Stabler, Diagrammes binaires...).

II. REPARTITION DES SOURCES THERMALES DU SECTEUR D'ETUDE

Le présent travail porte sur la thématique du fonctionnement de vingt-neuf (29) sources thermales, réparties d'une façon asymétrique (Fig.26), sur l'ensemble de la région Nord-ouest de l'Algérie.

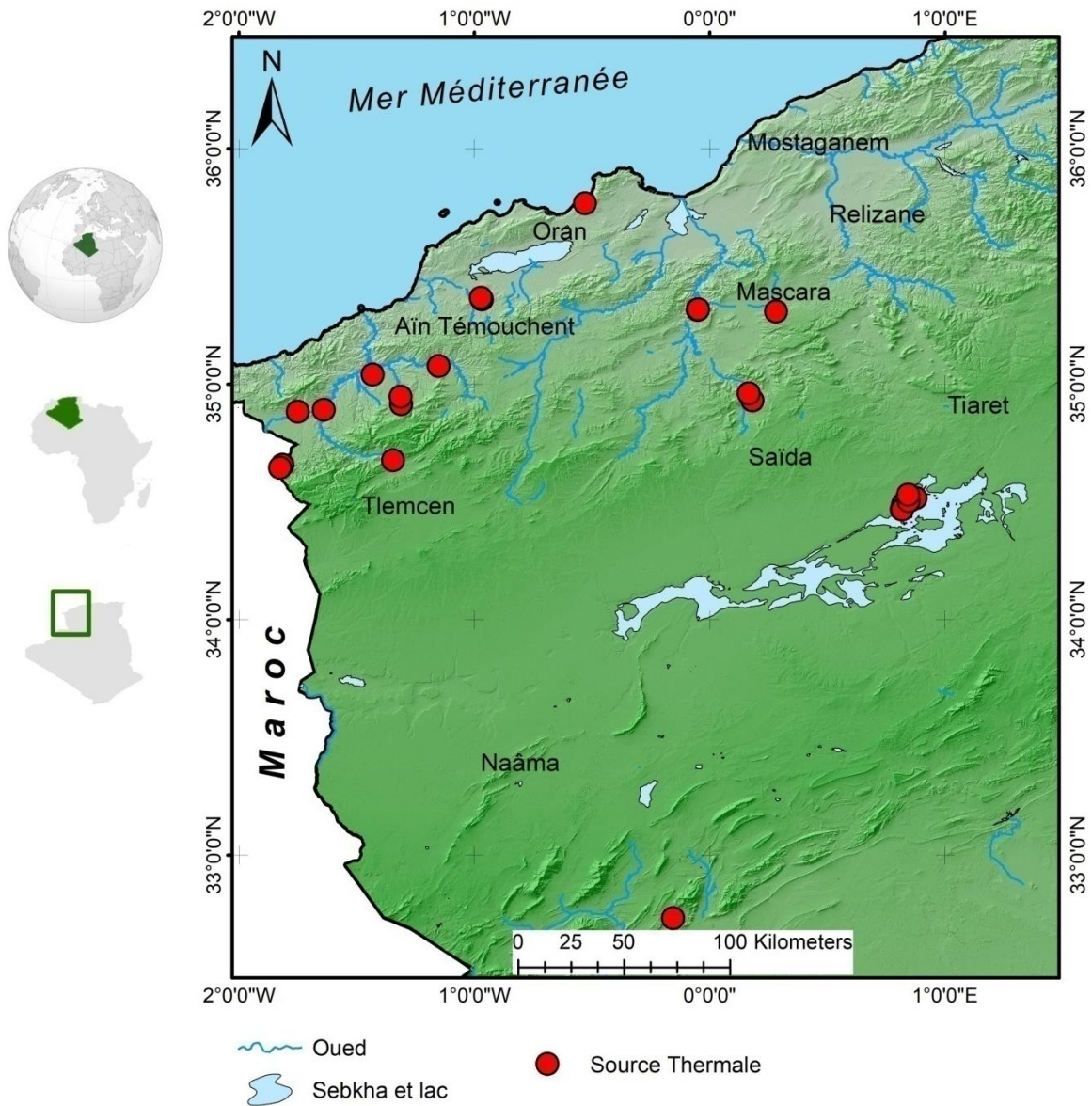


Figure 26: Carte de situation des sources thermales du secteur Nord-ouest

Un regroupement des sources par secteur géographique, est adopté pour cette étude. De l'ouest à l'Est la (Fig. 27) illustre cette répartition.

Groupe 1 : les sources du bassin de la Tafna et des Monts de Tlemcen au nombre de dix (10).

Groupe 2 : les sources du bassin du Bas Chélif, de l'ouest à l'Est on compte les sources de Hammam Bouhdjar (Ain Témouchent), la source Ain Franine à Oran et enfin les sources de la région de Mascara au nombre de Six (06).

Groupe 3 : les eaux thermales des Monts de Saïda (Chott Chergui et Ain Skhouana) avec un nombre de neuf sources (09).

Groupe 4 : dans la région de l'atlas Saharien à Ain Sefra., on a la source thermale Ain El Ouarka.

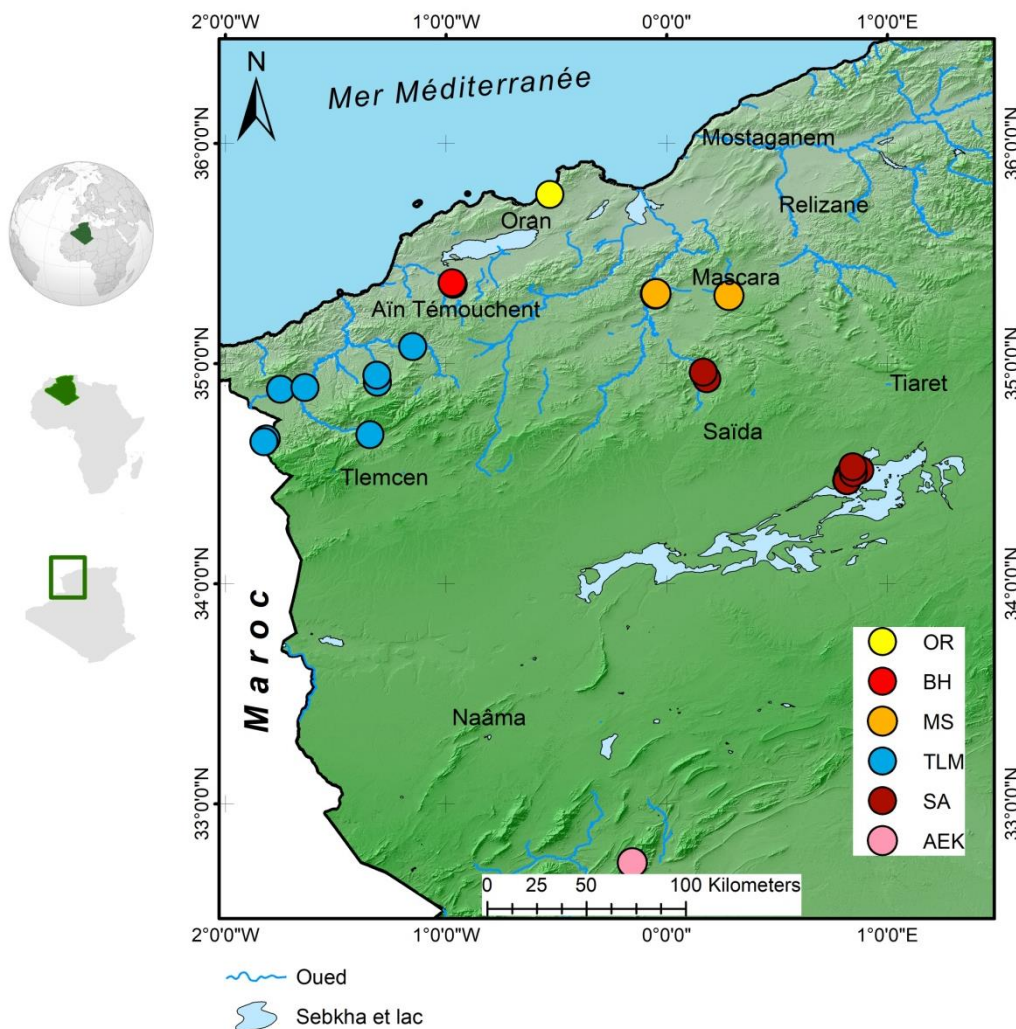


Figure 27: Carte de répartition des sources thermale par secteur géographique.

(OR : Oran ; BH : Hammam Bouhdjar ; MS : Mascara ; TLM : Tlemcen ; SA : Saïda ; AEK : Ain El Ouarka)

La répartition présentée ci-dessus, sera adoptée à l'ensemble des chapitres du manuscrit. Le regroupement des sources thermales, par secteur géographique présente l'intérêt dans la commodité de la présentation, les interprétations et discussions des résultats.

III. ÉTUDES ANTERIEURES

L'intérêt que porte l'homme aux émergences d'eau chaudes remonte au-delà de l'époque néolithique. Des traces d'établissements thermaux, de piscines, sont retrouvées à travers le territoire, sur les principaux griffons.

Les premières études scientifiques sur le thermalisme Algérien, datent de 1823 et ont consisté en une réglementation pour une utilisation en domaine médicale, sur certaines données précises. De ce fait, en 1842, la source 'les Bains de la Reine' à Oran fut agréementé.

En 1852, l'ouvrage de M. Ville sur " les roches, les eaux et les gîtes minéraux des provinces d'Oran et d'Alger" a vu le jour. Corrélativement, l'auteur a arrêté son attention sur les sources salées de la province d'Oran, entre autre : les sources de hammam Bouhdjar, bains de la Reine et la source sulfureuse de la Tafna.

En 1888, une notice sur " les sources thermales et minérales du département d'Oran" fût rédigée par J. Bails.

En 1889, M. Ville dans son ouvrage "les sources thermales et minérales d'Algérie", a inventorié un total de 174 sources thermales, sur l'ensemble du territoire.

En 1911, le professeur Hanriot, membre du comité d'études médicales de l'Algérie, édita un ouvrage intitulé " les eaux minérales de l'Algérie", dans lequel 83 émergences avec 98 griffons sont décrites.

En 1923, des informations détaillées sur la radioactivité des eaux algériennes, sont établies par Pouget et Chouchak.

En 1940 et 1945 la chimiste Simone Guigue étudie " les sources thermominérales de l'Algérie". Plusieurs points sont à retenir de cette étude géochimique, sur les sources thermominérales de l'Algérie. Un nombre de 175 sources est recensé, répartie géographiquement de façon inégale à travers le territoire. Une augmentation des émergences de l'ouest vers l'Est s'identifie. Dans cette étude la localisation préférentielle des sources, dans l'Atlas tellien, est relevée. En effet, cette zone est considérée comme zone de plissements intenses et active sur le plan tectonique. En revanche,

la rareté des émergences thermales dans l'Atlas saharien, caractérisé par des structures tectoniques régulières et passives.

Dans cette étude, l'auteur a procédé à un classement des griffons par faciès chimiques. Nous retiendrons de cette étude, les résultats d'analyse de la région nord-ouest, effectuées en 1940. Ceci va nous servir, comme base de comparaison, avec nos analyses effectuées en 2016/ 2018. L'objectif de cette opération est de voir dans quelle mesure, les sources thermales ont conservés leur qualité d'origine, puisque la stabilité des paramètres physicochimiques, est l'un des critères de reconnaissance des sources thermales.

En 1974, B. Laissoub a réalisé une synthèse sur le thermalisme de l'Oranie, dans le cadre d'une thèse en médecine.

En 1974, P. Verdeil a réalisé une carte au 1/500 000^e des eaux minérales, thermales et thermominérales de l'Algérie, dans le cadre de l'association internationale des hydrogéologues (IAH).

En 1976, le même auteur a établi une application pour l'analyse factorielle, ayant comme objectif, la recherche d'une méthode générale de la classification des eaux minérales, thermales et thermominérales de l'Algérie. En 1980, il a publié le document s'intitulant "les eaux minérales et thermales dans le cadre de la tectonique globale"

En 1985, H. Dib-Adjoul a étudié "le thermalisme de l'est algérien" dans le cadre d'une thèse de doctorat 3^{ème} cycle.

En 1992, Issaadi A. publie le travail d'une thèse de doctorat d'état sous le thème "le thermalisme dans son cadre géostructural".

En 2008, H. Dib-Adjoul diffusa un travail titré "le Guide pratique des sources thermales de l'est Algérie"

En 2012, y'a eu les travaux de thèse de Bouchareb-Haouchine sur l'hydrogéochimie des sources thermales de l'Algérie, dans ce travail l'auteur a mis l'accent sur les potentialités géothermiques des sources.

La présente étude, vient se greffer aux précédents travaux de recherche, dans le souci de donner un aperçu approprié, au fonctionnement des sources thermales de la région ouest. Nous avons

essayé de mieux comprendre l'origine des eaux thermominérales, leurs zones d'alimentation, les processus d'acquisition de la température et de la minéralité. L'estimation des températures des réservoirs profonds, est approchée par l'emploi des géothermomètres chimiques. Enfin, l'interprétation des analyses physico-chimiques est optimisée, par utilisation des moyens adaptés à ce type de sources.

IV. ÉTUDE DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

L'étude des caractéristiques physicochimiques présente l'avantage de classer les sources thermales en fonction de plusieurs paramètres, entre autres, la température, le potentiel d'hydrogène (pH), la conductivité,

1. ÉTUDE DE LA TEMPERATURE

La température est un facteur éminent dans l'étude des sources thermales. Ce facteur affecte les propriétés physique et chimique de l'eau, en particulier sa densité, sa viscosité, ainsi que la solubilité de ses gazes en particulier, l'oxygène.

La température impacte la vitesse des réactions chimiques, d'ailleurs, plusieurs classifications sont basées sur ce paramètre. La température à l'émergence, est en mesure de donner des informations préliminaires, sur la profondeur de circulation de l'eau.

Cependant, la température à l'émergence est fonction de plusieurs paramètres :

- Le gradient géothermique local ;
- La profondeur du réservoir ;
- La vitesse de remontée de l'eau en surface ;
- La longueur du circuit de remontée, en effet, une remontée rapide réduit le processus de refroidissement des eaux ([Blavoux et Berthier, 1985](#) ; [Pouchan, 1995](#))
- Les mélanges éventuels des eaux thermales, avec les eaux d'autres horizons superficiels, lors de l'ascension en surface ([Lahrach et al, 1998](#)).

Plusieurs définitions sont proposées pour les eaux thermales ; cependant, celle de ([Bakalowicz et al., 1987](#)), considère qu'une eau est thermale, quand sa température à l'émergence est supérieure de 5°C à la température moyenne annuelle, de l'air du lieu d'émergence.

Tableau 4: Températures de l'air, les minimas et les maximas de la région d'étude

Région	Température moyenne de l'air (°C)	(Tmoyenne+5)°C	Températures des sources	
			min	max
Tlemcen	18,30	23,3	24,5	43,5
H. Bouhdjar	17,7	22,7	48	67,2
Oran	18,23	23,23	33,2	
Mascara	16,6	21,6	22	55,7
Saïda	16,63	21,63	21,5	45,7
Ain El Ouarka	22,26	27,26	45,8	

Compte tenu des données du (Tab.4), où sont mentionnées les températures moyennes de l'air pour chaque région du secteur d'étude, on conclut que les sources étudiées, ont le caractère de thermalité. Les températures aux émergences, sont supérieures aux températures moyennes annuelles de l'air augmenté de 5 °C. La source SA9 se situe à la limite du seuil de thermalité considérée.

1.1. ORIGINE DE LA THERMALITE DES EAUX PROFONDES

La thermalité des eaux est à la faveur de plusieurs facteurs, entre autre les réactions exothermiques, telle que la réduction des sulfates ou la transformation de l'anhydrite en gypse. Les mouvements de l'écorce terrestre, analogues à la sismicité et/ou les déplacements lents des réseaux de failles, avec ou sans séismes, produisent une énergie calorifique, qui peut contribuer à l'augmentation de la température en profondeur.

Le gradient géothermique, est parmi les facteurs, qui favorisent l'augmentation de la température de l'eau, en profondeur. Le gradient géothermique considéré comme normal, est le cas de l'augmentation de la température de 1°C par 30m. Seulement, selon le contexte géologique, cette valeur varie dans les massifs granitiques par exemple, ou les régions volcaniques, en créant ainsi des anomalies thermiques.

Selon la carte de distribution du gradient géothermique de l'Algérie du Nord (A. Issaadi et Bouchareb-Haouchine, 1994), la moyenne au Nord, est estimé de 3°/100m (Bouchareb-Haouchine, 2012). Quant à la région Nord-ouest, son gradient est de 3,5°C/100m. Le gradient de température dans les Monts de Tlemcen est de 3,7°C/100m (Collignon B., 1986). Avec un

semblable gradient, les températures d'émergences de l'ordre de 25°C (Tahmamite) et 34°C (Sidi Abdellys), impliquent des réservoirs situés entre 200 et 500 m de profondeur (Collignon B., 1986).

Les cartes d'isogradient géothermique de l'Algérie du Nord (Bouchareb-Haouchine, 1994 et 2012), suggère l'existence d'une série d'anomalies thermiques positives.

Dans le secteur ouest, ces anomalies sont localisées, l'une dans la zone exutoire de l'oued Chélif et l'autre au niveau des zones volcaniques Plio-quaternaire de l'Oranie.

De façon globale, les gradients géothermiques sur l'ensemble de l'Algérie, calculés à partir des données de forages pétroliers, sont compris entre un minimum de 22,2°C/km et un maximum de 43,5°C/km. En particulière, l'ouest Algérien montre des valeurs de gradient comprises entre un minimum de 2,92°C/100 m et un maximum de 4,29°C/100 m.

Par manque de la donnée de température, due à l'absence de forages profonds, la carte ne couvre pas entièrement la zone d'étude. Tout compte fait, 75% des valeurs de températures utilisées, dans les calculs des gradients, couvrent les profondeurs de 1 500 m à 4 000 m (Bouchareb-Haouchine, 2012).

Néanmoins, l'émergence des sources thermales dans les zones à anomalies thermiques, reste un témoin en surface d'une circulation profond.

Dans une certaine mesure, les valeurs des températures aux émergences, peuvent contribuer dans l'évaluation de la cohérence des gradients géothermiques fournis par les cartes des gradients géothermiques.

Dans le cas des roches carbonatées, la conductivité thermique moyenne, est estimée entre 2 à 3.10⁻³ KW/m°C (Champagne, 1984).

Un équivalent gradient concorde avec un flux géothermique de 80 à 120 mW/m², ce qui est considéré comme une valeur ordinaire en régions continentale avec absence d'activité volcanique (Collignon B., 1986).

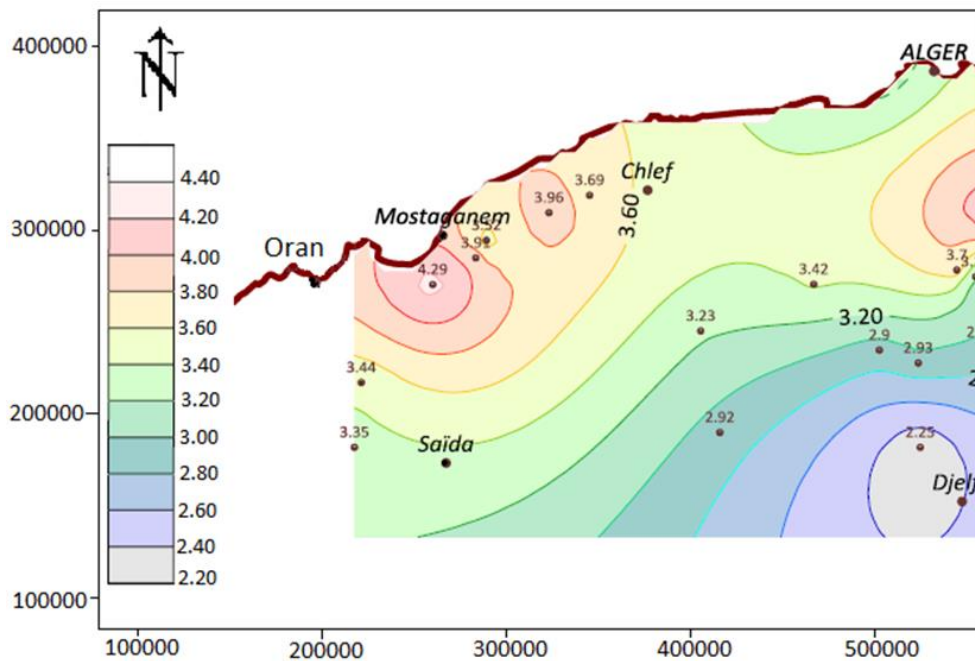


Figure 28: Extrait de la carte des gradients géothermiques de l'Algérie du Nord

(Bouchareb-Haouchine, 2012)

1.2 CARACTERISTIQUES DES TEMPERATURES AUX EMERGENCES

La mesure des températures aux émergences permet de déceler les variations liées au temps et à l'espace, elle permet également de détecter les variations liées aux mélanges, avec des eaux froides des aquifères supérieurs, lors de son l'ascension.

La classification des eaux en fonction de la température, est proposée par plusieurs auteurs

(H. Schöeller, P. Verdeil, A. Issaadi, 1992). Ce procédé, nous donne l'avantage d'effectuer un classement rapide des sources.

- Eaux athermales : dont la température est inférieure à la température de l'air du lieu d'émergence.
- Eaux hypothermales : dont la température est égale à la température moyenne du lieu d'émergence.
- Eaux mésothermales : dont la température est comprise entre la température moyenne du lieu d'émergence plus 4°C et un maximum de 37°C.

- Eaux Orthothermales : dont la température est comprise entre un minimum de 37°C et un maximum de 45°C.
- Eaux hyperthermales : dont la température est supérieure à 45°C.

Les résultats issus du classement ci-dessus, sont mentionnés en (annexe 3). Les températures aux émergences de la région d'étude (Fig.29), varient d'un minimum de 21,5 C° enregistré au forage (SA9) dans la région de Saïda, et un maximum de 67,2 C°, consigné à la source (BH1), de la région de Hammam Bouhdjar.

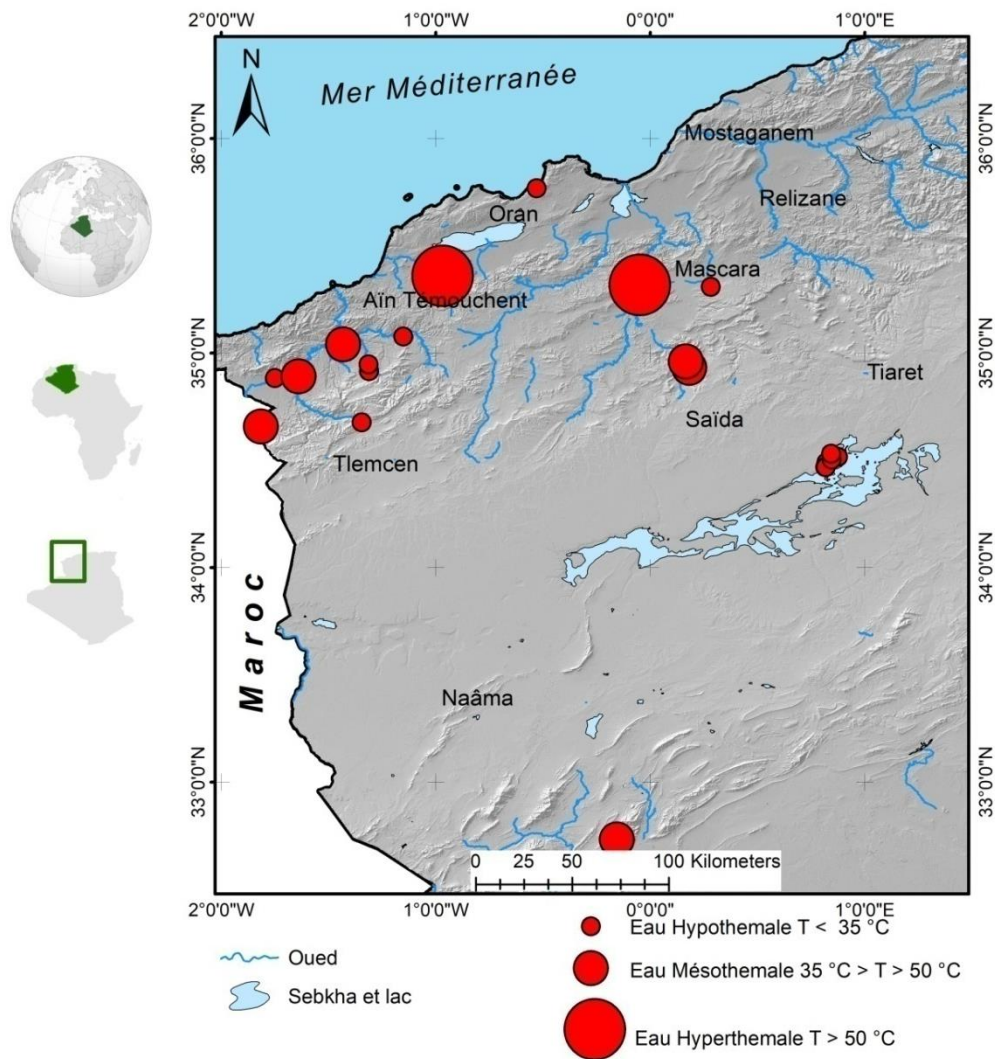


Figure 29: Carte des températures aux émergences thermale des eaux étudiées.

Les eaux chaudes mésothermales représentent un taux de 48,27% de nos échantillons. Quant, aux eaux Orthothermales et hyperthermales, elles sont d'environ 20%. Enfin, les sources hypothermales représentent la plus faible proportion, environ 10%.

D'après (Arnòrsson, 2000), les valeurs des températures enregistrées dans cette étude présentent des caractéristiques d'un thermalisme faible à moyen enthalpie⁷.

2. LE POTENTIEL HYDROGENE (pH)

Le potentiel hydrogène (pH) est la mesure de l'activité des ions H^+ contenus dans l'eau. Il est influencé par plusieurs facteurs, entre autre la température et l'origine de l'eau. La mesure du pH, nous donne l'avantage de procéder à la classification de l'eau, selon le caractère acide, basique ou neutre.

Le caractère acide, est la capacité de libérer dans l'eau des ions hydrogène (H^+), ce qui donne un sel avec une base, de pH inférieur à 7.

Les pH sont liés à la présence du CO_2 , ce dernier influence la répartition des espèces carbonatés (H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}). Comme les eaux thermales, ont la particularité de circuler à de grandes profondeurs, les pH faibles, peuvent s'expliquer par la dissolution du CO_2 d'origine généralement profonde.

L'examen des valeurs de pH mesuré dans la région d'étude, montre des valeurs qui s'échelonnent d'un minimum de 5,87 (MS5) dans la région de Mascara et un maximum de 7,56 (Tlm8), mesurée à Hammam Boughrara dans la région de Tlemcen. Globalement trois types d'eau peuvent être distingués :

- Des sources acides, comme est le cas des points (MS5, BH1, BH2, OR1.....). En effet, l'abondance des ions H_2CO_3 dans le réservoir profond, attribue à la source le caractère acide (Stumm et Morgan, 1996).

Les sources de Hammam Bouhdjar et la source Ain Franine à Oran présentent des pH faibles, ces dernières sont dites carbogazeuses à cause du dégagement de gaz aux émergences. De nombreux auteurs ont observés des pH acides au niveau des sources carbogazeuses (Cailleau et al, 1976, Michard et al, 1981 ; Ceron et al, 1998a, Winckel. A., 2002)

- Des sources avec des pH neutre, comme est le cas des points (SA4, Tlm6)

⁷ Enthalpie : c'est une grandeur thermodynamique, qui correspond à l'énergie totale, échangée lors d'un changement d'état ou d'une réaction chimique.

- Des sources basiques ou à caractère alcalin, avec des pH supérieurs à 7 (Tlm3, Tlm5, Tlm8, Tlm10, AEK...). Les pH les plus élevés, sont observés au niveau des sources caractérisées, par l'absence de dégagement gazeux aux émergences.

Les valeurs du pH pour la majorité des points mesurés, sont proches de la neutralité. Les faibles valeurs du pH sont liées au dégagement important du gaz carbonique d'origine profond.

3. LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE

La conductivité électrique est le reflet de la minéralisation des eaux, cette dernière est contrôlée par la durée du contact avec les roches rencontrées lors du trajet souterrain.

La conductivité dépend de la température, et de la quantité des sels dissouts dans eau, mesurés sous forme d'ions.

Les valeurs de conductivité des sources étudiées, s'étalent d'un minimum de 0,871 ms/cm à

Hammam Boughrara à Tlemcen, à un maximum de 10,02 ms/cm à la source Ain Franine d'Oran.

L'estimation de ce paramètre présente l'avantage de donner un ordre de grandeur de la minéralisation de l'eau, de procéder en l'occurrence à un classement rapide des sources thermale. Selon la classification adaptée par (Issaadi A. 1992), les sources étudiées définissent trois classes à s'avoir :

Classe 1 : La conductivité est inférieure à 2 ms/cm. Dans cette classe, les sources montrent une faible minéralisation, liée aux réservoirs carbonatés (Issaadi, 1992). Les eaux ayant circulées dans les formations carbonatées dévoilent un produit de solubilité faible (Stumm et Morgan, 1996).

Cette classe de conductivité caractérise les sources de la région de Tlemcen et la source MS6 de Mascara, avec un taux de 34,48 % sur la totalité des sources étudiées.

Classe 2 : La conductivité est comprise entre 2 et 7,5 ms/cm. La grande majorité des sources étudiées, sont incluses dans cette catégorie, avec un taux de 58,62%. Les eaux thermale circulent généralement, au contact de formations évaporitiques, avec un produit de solubilité plus élevé (Stumm et Morgan, 1996), de ce fait, les eaux montrent des conductivités électriques quelquefois élevées. La minéralisation est moyenne à forte, les faciès concernés sont chlorurés et sulfatés sodique, comme est le cas des sources de Hammam Bouhdjar, Mascara, Saïda, on y ajoute, la source de Hammam Chigguer de la région de Tlemcen.

Classe 3 : Conductivité allant de 7,5 à 15 ms/cm, cette classe regroupe des eaux très chargées, à minéralisation forte, elle est rencontrée au niveau des sources Ain Franine et Ain el Ouarka.

4. TENEUR EN SOLIDES DISSOUS (TDS)

La teneur en solides dissous (TDS) inférieur à 1g correspond au pôle des eaux les moins minéralisées, représentées par le faciès bicarbonaté calcique et sodique, telle est le cas de Hammam Boughrara avec une teneur de 435mg/l. Globalement, les sources de la région de Tlemcen appartiennent à cette catégorie d'eaux thermales.

Le reste des eaux thermales analysées présentent des valeurs de TDS supérieur à 1g/l et inférieur à 15g/l, ce qui correspond aux catégories des eaux saumâtres. La source MS6 de la région de Mascara montre la teneur la plus élevée en TDS d'une valeur de 6,6g/l, tel est le cas même pour les sources Ain Franine (OR1) et Ain El Ouarka (AEK), de valeurs respectives de 5g/l et 4,6g/l.

4.1 L'ALCALINITE

Les eaux naturelles dont le pH est supérieur à 4,5 sont considérées de caractère alcalin. L'alcalinité totale d'une eau, correspond à la somme des concentrations des bases faibles en solution à laquelle, on soustrait la concentration des ions $[H^+]$. Elle s'écrit comme suit :

$$\begin{aligned} \text{Alcalinité} = & [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [NH_3] + [HS^-] + 2[S^{2-}] + [H_3SiO_4^{2-}] + 2[H_2SiO_4^{2-}] \\ & + [B(OH)_4^-] + [Org^-] + [HPO_4^{2-}] + 2[PO_4^{3-}] - [H_3PO_4] + [OH^-] - [H^+] \end{aligned}$$

Les espèces non carbonatées, sont habituellement présente en faibles concentration dans les eaux naturelles, de ce fait, elles sont négligées. L'équation de l'alcalinité est réduite à ce qui suit :

$$\text{Alcalinité} = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [OH^-] - [H^+]$$

L'alcalinité correspond à la somme des ions HCO_3^- en solution, dans les cas des eaux avec un pH compris entre 7 et 9 ([Stumm et Morgan, 1996](#)).

L'alcalinité des eaux analysées varient de 185 mg/l au niveau du point (SA5) de la région de Saïda, à un maximum de 970 mg/l, enregistré à la source Ain Franine d'Oran.

Les valeurs les plus élevées sont rencontrées au niveau des sources de hammam Bouhdjar et Ain el Ouarka. D'autre part, les eaux thermales de la région de Saïda, montrent des valeurs d'alcalinités des plus faibles et varient peu dans la globalité.

L'alcalinité des eaux de la région de Mascara sont comprise entre 385 mg/l (MS6) et 530 mg/l au point (MS3).

Les résultats de l'alcalinité élevée des eaux analysées, peut-être reliés à la présence du CO₂, tel est le cas des sources carbogazeuses de Hammam Bouhdjar et Ain Franine d'Oran.

5. ÉTUDE DE LA MINERALITE PRINCIPALE DES EAUX THERMALES

Les eaux thermales présentent la particularité de circuler à de grandes profondeurs, à la faveur des réseaux de failles. Cette propriété permet l'acquisition des caractéristiques chimiques différentes, de celles des eaux froides. Les températures élevées des réservoirs thermaux, consentent à la dissolution de certains minéraux et gaz au cours du contact eau-Roche.

Le contexte géologique détermine l'origine des cations et des anions contenus dans l'eau. La minéralisation naturelle des eaux, est d'une façon prépondérante, contrôlée au moins en partie, par la lithologie suite à la dissolution ou l'altération des minéraux, les plus solubles ou altérables. La teneur de ces derniers dans l'eau, dépend de la vitesse des réactions chimiques et du temps de contact eau/roche. La vitesse de réaction diffère selon le type de formation géologique, cependant, la dissolution est importante pour les roches évaporitiques⁸ (gypse, Halite, ...) moins importante pour les formations carbonatées (calcaires, dolomies...).

Cette étude hydrochimique, repose sur l'interprétation des résultats d'analyse des eaux thermales prélevées, lors des deux campagnes d'échantillonnage, contenant 29 points d'eau. Elle consiste en dosage des éléments majeurs, des principaux cations (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺) et des principaux anions (HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻ et NO₃⁻) ainsi que deux isotopes de la molécule d'eau (Oxygène-18 et deutérium).

5.1 LE CALCIUM Ca²⁺

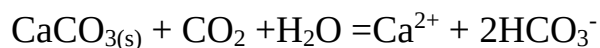
⁸ Evaporite : ce terme désigne des dépôts riches en chlorures et sulfates alcalins (avec les ions K⁺, Na⁺, Mg²⁺, Cl⁻ et SO₄²⁻). La précipitation de ses sels succède aux concentrations par évaporation intense. Par ordre de cristallisation, on a la formation des minéraux suivants : le gypse, l'anhydrite, la halite... (Raoult et Foucault, 2005)

Les ions de Ca^{2+} présents dans l'eau, sont principalement liés, soit à la dissolution des formations carbonatées, telle que la calcite (CaCO_3), la dolomite et les marnes, soit à celle des formations évaporitiques équivalente au gypse (CaSO_4). Les réactions les plus probables de dissolution des carbonates et des évaporites, sont selon les processus des réactions ci-dessous.



Néanmoins, dans le processus de dissolution des carbonates, la première mise en solution est celle du CO_2 présent dans l'atmosphère.

La calcite, omniprésente dans les calcaires avec de grandes proportions, et avec des teneurs moindres dans les roches magmatiques et métamorphiques. De ce fait, elle accomplit le processus de dissolution en seconde phase, selon l'équation suivante :



Les résultats d'analyse des sources thermales étudiées, montrent une gamme de valeur en calcium assez vaste. Le minimum enregistré est de 62,06mg/l, dans la région de Tlemcen, au niveau de Hammam Boughrara, et le maximum est de 966,63 mg/l, consigné au niveau de la source Ain Franine, dans la région d'Oran.

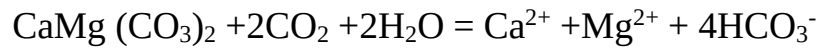
Les faibles teneurs en Ca^{2+} caractérisent des eaux peu influencées par la dissolution des formations carbonatées et gypseuses, comme est le cas d'ailleurs de la majorité des sources de la région de Tlemcen. Les valeurs élevées, quant à elles, reflètent l'importance de la dissolution des formations en question.

5.2 LE MAGNESIUM Mg^{2+}

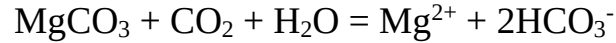
Tout comme le calcium, le magnésium peut provenir de la dissolution des formations carbonatées, avec des concentrations importantes en magnésium, telle que les dolomites et les magnésites.

La cinétique de la dissolution de la dolomite est lente, en comparaison avec la calcite, pour cette raison les ions Mg^{2+} sont considérés comme indicateur de temps de séjour, des eaux souterraines (Mudry, 1987 ; Bakalowicz, 1994 ; Charmoille, 2005).

La dissolution peut être schématisé par la (Fig.30), d'après (Ford et Williams, 1992), et exprimée par la réaction qui suit :



Enfin la dissolution de la magnésite peut s'écrire comme suit :



Les valeurs obtenues à l'issue des analyses chimiques, sont comprises entre un minimum de 19,87 mg/l enregistré au forage Zenata (Tlm2) dans la région de Tlemcen, et un maximum de 192,9 mg/l au niveau de la source Ain Franine, dans la région d'Oran.

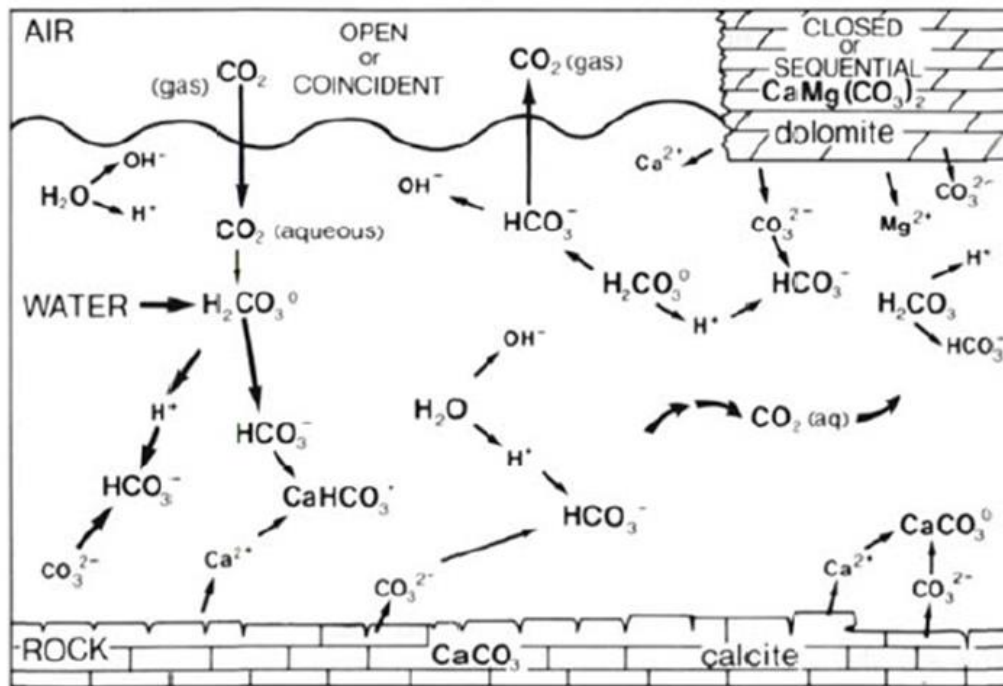
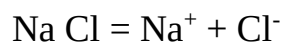


Figure 30: Schématisation des principales réactions chimiques dans les aquifères carbonatés

(Ford et Williams, 1992)

5.3 LES CHLORURES ET LE SODIUM

Les origines des chlorures et du sodium sont liées principalement à la dissolution des formations salifères suivant la réaction chimique ci-dessous :



Les valeurs de chlorures obtenues par analyses des eaux thermales s'étalent sur une large gamme de valeur. Le minimum est de 22,57 mg/l, consigné au niveau de la source Ain el Hout (Tlm3), dans la région de Tlemcen et un maximum de 4265,59 mg/l, enregistré au niveau de la source d'Ain en Ouarka (AEK) dans l'Atlas saharien.

5.4 LES SULFATES (SO₄²⁻)

La présence des sulfates dans l'eau, peut être attribuée à de nombreuses origines. La solubilité du gypse des sédiments argileux, de même les sulfates de calcium et des sulfates de magnésium, sont les principales causes.

L'oxydation du soufre et l'oxydation des minéraux sulfatés, sont souvent évoquées, pour expliquer la présence des sulfates dans l'eau.

D'autres origines des sulfates peuvent être évoquées, telle que la mise en solution de la pyrite par l'eau, contenue dans les formations carbonatées.

La réaction chimique de la mise en solution des sulfates peut s'écrire comme suit :



Les teneurs en sulfates des eaux analysées, montrent une large gamme de variation, allant d'un minimum de 10,68mg/l (Tlm3) et un maximum de 1619,21mg/l (OR1) Ain Franine.

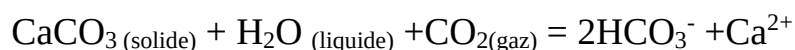
Les concentrations en sulfates montrent deux tendances, des eaux faiblement minéralisées avec des teneurs inférieures à 60mg /l, c'est le cas des sources de la région de Tlemcen, à l'exception de Hammam Chigguer (Tlm7).

Des sources modérément minéralisées, avec des teneurs inférieures à la norme de potabilité pour les sulfates, qui est de 250 mg/l, telle est le cas des sources de la région de Mascara.

Tout de même, il est important de signaler les concentrations élevées, au niveau des sources de la région Saïda. Quant aux sources Ain Franine et Ain el Ouarka, ses dernières sont hyper minéralisées avec des teneurs respectives de 1619,21mg/l et 1113,36 mg/l.

5.5 LES BICARBONATES (HCO_3^-)

La présence des bicarbonates dans l'eau est due à la dissolution des formations carbonatées par les eaux riches en gaz carbonique (CO_2). L'équation de dissolution s'écrit comme suit :



Les teneurs en les bicarbonates des eaux thermales analysées, sont comprises entre 137 mg/l enregistrée à la source Ain el Ouarka et un maximum de 1227 mg/l, au niveau de la source Ain Franine de la région d'Oran.

5.6 LES NITRATES (NO_3^-)

Les nitrates dans les eaux souterraines ont une origine essentiellement externe et sont utilisés comme indice de pollution. Les nitrates appartiennent au cycle de l'azote, qui décrit une succession de modification subies par les différentes formes de l'azote. L'atmosphère demeure la principale source de l'azote. Cette dernière est transformée sous l'action des bactéries aérobies en nitrates, et quand les conditions du milieu sont favorables, on obtient de l'azote gazeux qui s'échappe, ainsi l'eau est dénitrée.

Les valeurs des nitrates obtenues dans les eaux thermales analysées, sont de 0 mg/l au niveau des sources de hammam Bouhdjar, Ain Franine, Ain Ouarka, Hammam Sidi Aïssa (Saïda) ainsi que dans la région de Tlemcen (Tlm2, Hammam Chigguer et Boughrara). La dégradation des nitrates est favorisée, probablement, par l'augmentation de la température et les longues durées de transit souterrain, ce type de phénomène, conduit assez souvent, à une disparition totale (Collignon B., 1983c).

Toutefois, des nitrates demeurent présentent au niveau des sources de la région de Saïda et au niveau de quelques points de la région de Tlemcen. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées au niveau de la région de Mascara aux points (MS4 et MS6) de concentrations respectives de 207 mg/l et 109mg/l.

6. ÉTUDE DE LA MINERALITE SECONDAIRES DES EAUX THERMALES

Les éléments mineurs, dits éléments en traces, contenus dans les eaux thermales, consentent également à identifier l'origine des eaux, malgré leur présence en faibles proportions. Parmi les éléments chimiques mineurs, détectés dans les eaux thermales analysées, le brome montre des teneurs élevées, tel est le cas du point MS3 avec une concentration de 32mg/l, quant au point MS2, il montre une concentration de 3,1 mg/l en fluor.

6.1 LE LITHIUM (Li^+)

Les teneurs en lithium sont faibles, de l'ordre de 0,7 mg/l dans la région de Mascara, de l'ordre de 0,2 mg/l au niveau des points de la région de Saïda. Quelques points dans la région de Tlemcen présentent des teneurs de l'ordre de 0,4mg/l, les autres points analysés marquent l'absence de lithium tel est le cas des régions de Bouhdjar, Oran et Ain El Ouarka (BH1, BH2, OR1, AEK...).

6.2 LE BROME (Br^-)

Le Brome est présent en concentration importante en certains points analysés, tel est le cas du point MS3 à Mascara avec une teneur de 32mg/l, quant au point MS5, sa teneur est de 1,8 mg/l. Les points de la région de Saïda, dévoilent des teneurs de l'ordre de 2,3 à 2,4 mg/l. Dans la région de Tlemcen, seuls les points Tlm2 et Tlm7 divulguent la présence de brome dans leur eau, avec des proportions respectives de 2,74 et 2,53 mg/l.

6.3 LE FLUOR (F⁻)

La concentration en fluor la plus importante est retrouvée au niveau du point MS2 de la région de Mascara d'une valeur de 3,1mg/l. Les autres points de cette région montrent des concentrations allant de 0,1 à 2 mg/l. Dans la région de Tlemcen, les teneurs sont en moyen de 0,5mg/l, quant au point Tlm2, sa concentration est de 0,92 mg/l. Les teneurs en fluor de la région de Saïda sont de 0,7 mg/l. Cependant, les sources de hammam Bouhdjar, hammam Sidi Aïssa, source Ain Franine et la source Ain el Ouarka, dévoilent l'absence totale du fluor dans leurs eaux.

6.4 LA SILICE (SiO₂)

La silice est très présente dans les eaux thermales, ce qui est due essentiellement à sa grande solubilité, intensifiée de façon générale, par les deux paramètres, à savoir la température et alcalinité de l'eau. La présence de dépôts de silice aux émergences est considérée comme un indicateur d'une origine profonde de l'eau.

La silice est un produit de l'altération des roches par dissolution, tout comme les autres éléments présents dans l'eau : Na⁺, K⁺, Ca²⁺ et Mg²⁺.

Les teneurs en silice des eaux analysées varient de 5,48 (Tlm3) à 60 mg/l (BH2). Les fortes teneurs sont enregistrées au niveau des sources de Hammam Bouhdjar, les sources de la région de Mascara ainsi que hammam Sidi Aïssa de la région de Saïda. Les fortes teneurs en silice peuvent être expliquées par un état de saturation par rapport au quartz. La calcédoine, notamment, peut potentiellement être invoquée en tant que régulateur des teneurs en silice (Huneau F., 2000).

L'accroissement des teneurs en silice, peut également être corrélé avec l'altération des plagioclases, et essentiellement par la transformation de l'albite en kaolinite, qui libère la silice, sous l'influence d'importantes sources de CO₂ ;(Huneau F., 2000).

7. ÉTUDES DES RAPPORTS CARACTERISTIQUES

Les rapports caractéristiques permettent d'identifier, l'élément chimique clé, à l'origine de la minéralisation, lors des écoulements souterrains.

7.1 Na^+/Cl^-

Les résultats des rapports Na^+/Cl^- est synonyme de la dissolution de l'halite, quand il prend des valeurs inférieures à 1, dans le cas contraire, cela évoque une autre origine. Les valeurs du (Tab.5) montrent dans la majorité des cas, de valeurs inférieures à 1, traduisant la dissolution de l'halite.

Du fait que, l'halite étant suffisamment plus soluble par rapport au gypse, une faible quantité d'halite suffit pour transmettre à une eau une signature en NaCl typique, (Meybeck (1986) ; Malcuit, 2012). Les ions sodium de la source Ain Franine d'Oran, ainsi que les points Tlm1, Tlm2, Tlm4, également hammam Boughrara, rappellent une origine autre que l'halite, du fait des rapports supérieur à 1.

Tableau 5: Valeurs des rapports Na^+/Cl^- et $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ des eaux thermales

Points d'eau	$\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$	Origine	Na^+/Cl^-	Origine
BH1	7,54	Dissolution gypse	0,54	Dissolution halite
BH2	7,76	Dissolution gypse	0,49	Dissolution halite
MS1	4	Dissolution gypse	0,73	Dissolution halite
MS2	4,58	Dissolution gypse	0,73	Dissolution halite
MS3	4,8	Dissolution gypse	0,71	Dissolution halite
MS4	5,43	Dissolution gypse	0,74	Dissolution halite
MS5	4,92	Dissolution gypse	0,73	Dissolution halite
MS6	2,32	Dissolution gypse	0,64	Dissolution halite
SA1	5,21	Dissolution gypse	0,74	Dissolution halite
SA2	5,08	Dissolution gypse	0,78	Dissolution halite
SA3	2,92	Dissolution gypse	0,62	Dissolution halite
SA4	2,83	Dissolution gypse	0,64	Dissolution halite
SA5	3,76	Dissolution gypse	0,59	Dissolution halite
SA6	3,95	Dissolution gypse	0,61	Dissolution halite
SA7	2,82	Dissolution gypse	0,54	Dissolution halite
SA8	2,87	Dissolution gypse	0,60	Dissolution halite
SA9	2,30	Dissolution gypse	0,59	Dissolution halite

OR1	5	Dissolution gypse	1,03	Autres origines
Tlm1	2,71	Dissolution gypse	1,65	Autres origines
Tlm2	3,63	Dissolution gypse	1,05	Autres origines
Tlm3	2,26	Dissolution gypse	0,75	Dissolution halite
Tlm4	3,30	Dissolution gypse	1,61	Autres origines
Tlm5	2,58	Dissolution gypse	0,76	Dissolution halite
Tlm6	2,59	Dissolution gypse	0,76	Dissolution halite
Tlm7	3,8	Dissolution gypse	0,48	Dissolution halite
Tlm8	1,82	Dissolution dolomies	1,19	Autres origines
Tlm9	1,7	Dissolution dolomies	0,70	Dissolution halite
Tlm10	1,57	Dissolution dolomies	0,57	Dissolution halite
AEK	4,25	Dissolution gypse	0,37	Dissolution halite

7.2 $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$

Le rapport calcium/magnésium permet d'identifier l'origine des ions calcium, présent dans l'eau. Si ce rapport est supérieur à 2, les ions calcium sont issus de la dissolution du gypse de formule chimique CaSO_4 . Les rapports inférieurs à 2 reflètent la dissolution des dolomies.

Les résultats des rapports des eaux analysées, mentionnées en (Tab.5), montrent que les ions calcium de la grande majorité des eaux étudiées, résultent de la dissolution des formations gypseuses.

Quant au calcium de quelques émergences de la région Tlemcen (telle que Tlm8, Tlm9 et Tlm10), les résultats des rapports $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ traduisent la large prédominance des dolomies, d'ailleurs les affleurements observés en témoignent (Collignon B., 1986).

7.3 $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$

L'interprétation du rapport calcium en fonction des sulfates et des bicarbonates, permet de faire une distinction entre les deux origines principales du calcium, à savoir, carbonatée ou évaporitiques.

Pour les rapports supérieurs à 1, l'origine du calcium est liée au lessivage des formations évaporitiques. En revanche, les rapports inférieurs à 1, reflètent une origine carbonatée.

À partir des résultats du (Tab.6), on conclue que les eaux analysées avec des rapports inférieurs à 1, appartient à la catégorie des eaux ayant été en contact avec des formations carbonatées.

Tableau 6: valeurs des rapports $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ et $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ des eaux thermales

Points d'eau	$\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$	Origine	$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$	Origine
BH1	0,56	Carbonatée	0,11	Lessivage terrain salifère
BH2	0,64	Carbonatée	0,11	Lessivage terrain salifère
MS1	0,25	Carbonatée	0,36	Lessivage terrain salifère
MS2	0,27	Carbonatée	0,22	Lessivage terrain salifère
MS3	0,27	Carbonatée	0,22	Lessivage terrain salifère
MS4	0,29	Carbonatée	0,20	Lessivage terrain salifère
MS5	0,25	Carbonatée	0,20	Lessivage terrain salifère
MS6	0,30	Carbonatée	0,53	Lessivage terrain salifère
SA1	0,29	Carbonatée	1,22	Lessivage terrain gypsifère
SA2	0,29	Carbonatée	1,43	Lessivage terrain gypsifère
SA3	0,29	Carbonatée	0,93	Lessivage terrain salifère
SA4	0,29	Carbonatée	0,94	Lessivage terrain salifère
SA5	0,37	Carbonatée	0,94	Lessivage terrain salifère
SA6	0,4	Carbonatée	0,58	Lessivage terrain salifère
SA7	0,28	Carbonatée	0,50	Lessivage terrain salifère
SA8	0,29	Carbonatée	0,93	Lessivage terrain salifère
SA9	0,3	Carbonatée	0,90	Lessivage terrain salifère
OR1	0,34	Carbonatée	1,78	Lessivage terrain gypsifère
Tlm1	0,4	Carbonatée	0,36	Lessivage terrain salifère
Tlm2	0,18	Carbonatée	0,11	Lessivage terrain salifère
Tlm3	0,22	Carbonatée	0,47	Lessivage terrain salifère
Tlm4	0,24	Carbonatée	0,75	Lessivage terrain salifère
Tlm5	0,22	Carbonatée	0,40	Lessivage terrain salifère
Tlm6	0,22	Carbonatée	0,40	Lessivage terrain salifère
Tlm7	0,45	Carbonatée	0,12	Lessivage terrain salifère
Tlm8	0,16	Carbonatée	0,29	Lessivage terrain salifère
Tlm9	0,21	Carbonatée	0,35	Lessivage terrain salifère
Tlm10	0,20	Carbonatée	0,42	Lessivage terrainsalifère

AEK	0,51	Carbonatée	0,26	Lessivage terrain salifère
-----	------	------------	------	----------------------------

7.4 $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$

Les valeurs des rapports $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ dévoilent la distinction entre la dissolution des terrains gypsifères ou marno-argileux et celle des terrains salifères. La valeur supérieure à 1 implique la prédominance des sulfates issus du lessivage des terrains gypseux. Quant aux valeurs inférieures à 1, cela reflète la prédominance des ions Cl^- , liés au lessivage des terrains salifères. L'examen des résultats du (Tab.7), montrent la prédominance du lessivage des terrains gypsifères pour les sources de Hammam Rabbi (Sa1), Hammam Sidi Aïssa (Sa2) et Ain Franine (OR1). Les autres points d'eau, analysés résultent du lessivage des terrains salifères.

7.5 Br^-/Cl^-

De nombreux auteurs se sont intéressés aux teneurs en Br^- et Cl^- , présent dans les eaux (Richard, 2000 ; Davis et al., 2001 ; Kloppmann et al., 2001 ; Bouchaou et al. 2008). Ces éléments apportent des informations en différents contextes, notamment sur l'origine de la minéralisation. Les espèces chimiques Cl^- et Br^- , sont qualifiés d'éléments conservatifs, du fait qu'ils ne participent pas aux réactions d'oxydoréduction et ne forment pas de précipités insolubles (Hsissou et al., 1999). Ces éléments interviennent notamment, dans les processus de dilution ou de concentration (A. Winkel, 2002). L'élément Cl^- présente la particularité d'une grande mobilité, ce qui réduit considérablement sa réaction avec le réservoir encaissant.

Les analyses en Br^- sont effectuées sur toutes les eaux prélevées. Cependant, seules les eaux thermales présentées en tableau ci-dessous, dévoilent la présence de cet élément.

Le rapport massique Br^-/Cl^- moyen de l'halite est de 5.10^{-4} (Fudge, 1974), celui de l'eau de mer actuel est de $3,4.10^{-3}$ (Morris et Riley, 1966 ; Edmunds, 1966).

D'après les valeurs du (Tab.8), tous les points étudiés présentent un rapport Br^-/Cl^- supérieur à celui de l'halite, à l'exception des points MS1 et SA1 qui sont respectivement de $1,21.10^{-4}$ et $1,94.10^{-4}$.

Le rapport massique $[Br^-]/[Cl^-]$ des eaux analysées du (Tab.7) est supérieur à celui de l'eau de mer actuel, qui est de $3,4 \cdot 10^{-3}$. Néanmoins, les points MS1, MS2, MS4, MS6, et SA1 montrent des valeurs inférieures.

Le point MS3 de la région de Mascara, quant à lui, se distingue des autres points analysés par son fort rapport Br^-/Cl^- qui est de $(7,8 \cdot 10^{-2})$, caractérisant des saumures (Matray, 1988).

Les faibles rapports Br^-/Cl^- peuvent être attribués à une dissolution de l'halite par les eaux souterraines, bien que ces eaux n'aient pas atteint la valeur du rapport de l'halite. Les valeurs des rapports faibles, peuvent être interprétées, soit par un temps de contact insuffisant entre l'eau et halite, soit la conséquence de mélange avec des eaux superficielles.

Tableau 7: Teneurs en ions chlorures et bromures (mg/l) et rapports massiques en Br^-/Cl^- des sources thermales.

Points d'eau	Cl^- (mg/l)	Br^- (mg/l)	Br^-/Cl^- (rapport massique)
MS1	412	0,5	$1,21 \cdot 10^{-4}$
MS2	407	0,3	$7,37 \cdot 10^{-4}$
MS3	410	32	$7,8 \cdot 10^{-2}$
MS4	402	0,5	$1,15 \cdot 10^{-3}$
MS5	408	1,8	$4,41 \cdot 10^{-3}$
MS6	135	0,16	$1,18 \cdot 10^{-3}$
SA1	412	0,08	$1,94 \cdot 10^{-4}$
SA4	391	2,3	$5,88 \cdot 10^{-3}$
SA5	403	2,4	$5,95 \cdot 10^{-3}$
SA6	414	2,3	$5,55 \cdot 10^{-3}$
SA7	464	2,4	$5,17 \cdot 10^{-3}$
SA8	407	2,4	$5,89 \cdot 10^{-3}$
Tlm2	165,98	2,74	$1,65 \cdot 10^{-2}$
Tlm9	144,67	2,53	$1,74 \cdot 10^{-2}$

8. DIAGRAMMES BINAIRES ET MINERALISATION DES EAUX

La réalisation des diagrammes binaires est l'un des moyens de mettre focus sur les éléments majeurs détenant le rôle clé, suite à l'interaction Eau/Roche. Les facies chimiques caractérisant les eaux thermales étudiées, n'est qu'une évidence, qui vient expliquer la minéralisation obtenue. Le choix des éléments des différents diagrammes réalisés, est basé essentiellement sur les cations et anions dominants aux émergences des sources étudiées.

8.1 RELATION Cl^- - Na^+

Le graphique de $[\text{Cl}^-]$ vs $[\text{Na}^+]$ de la (Fig.31) montre que la majorité des points analytiques des sources thermales se situent le long de la droite de pente (1.1), caractéristique de la dissolution d'halite.

Pour les points analytiques situés en dessous de la droite de dissolution de l'halite, l'enrichissement en ions Na^+ pourrait être dû à un échangé de base entre les ions Na^+ et Ca^{2+} , et ce entre l'eau et les niveaux argileux rencontrés.

En (Fig.32), les teneurs en K^+ , associées aux ions Na^+ , sont alors corrélées aux teneurs en Cl^- . Cependant, on constate que la répartition de l'ensemble des points analytiques est identique à celle du graphique $[\text{Cl}^-]$ vs $[\text{Na}^+]$. Les teneurs en K^+ sont tellement faibles par rapport aux ions Na^+ , que les deux graphiques reflètent une similitude.

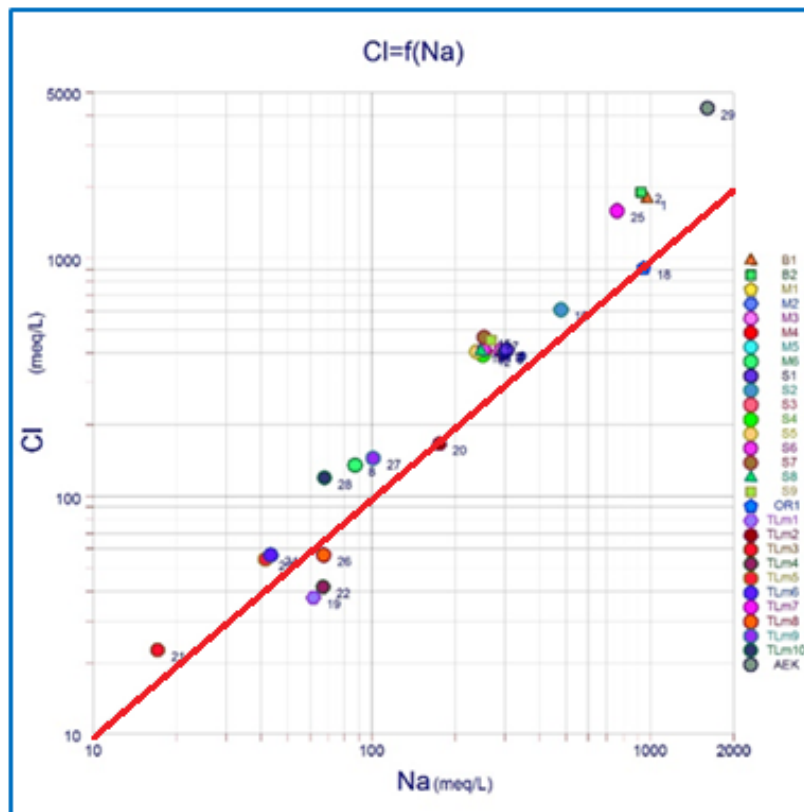


Figure 31: Graphiques de corrélation de Cl en fonction de Na.

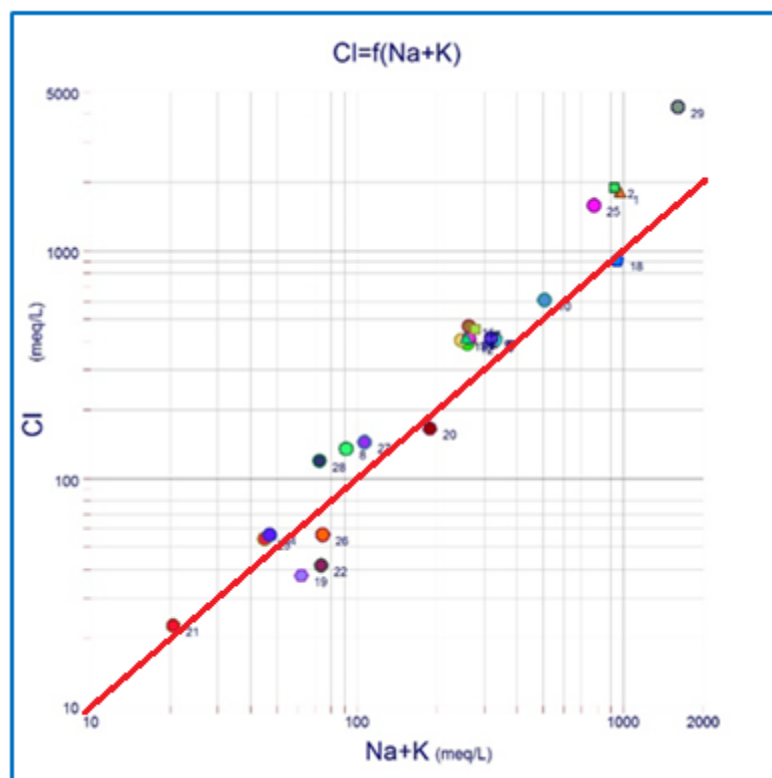


Figure 32: Graphiques de corrélation de Cl en fonction de Na+K.

8.2 RELATION CALCIUM – BICARBONATES

Sur le graphique de corrélation $[Ca^{2+}]$ vs $[HCO_3^-]$ de (Fig. 33), la droite de pente (1.1) représente la dissolution de la calcite à pH neutre. Les eaux thermales sont peu corrélées, à l'exception des trois points de la région de Saïda (Sa2, Sa5 et Sa6).

La quasi-totalité des points analysés, sont en dessous de la droite de la calcite, correspondant à un déficit en Ca^{2+} , par rapport aux concentrations en HCO_3^- . Toutefois, la source Ain El Ouarka se singularise du lot d'eau thermique et montre un excès en Ca^{2+} , dû à l'origine sulfatée des ions Ca^{2+} , provenant de la dissolution du gypse.

Le graphique de la figure 31 représentant $[Ca^{2+} + Mg^{2+}]$ vs $[HCO_3^-]$, la droite de pente (1.1) indique la dissolution de carbonate (calcite, calcite magnésienne, dolomite et magnésite). Ce graphique montre deux tendances, celle des eaux peu minéralisées, avec des concentrations en HCO_3^- supérieur ou égales aux teneurs en $Ca^{2+} + Mg^{2+}$, telles est le cas de la majorité des sources des régions de Tlemcen et Mascara. La deuxième catégorie d'eau thermique, est celle des eaux minéralisées avec des concentrations élevées en $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ par rapport aux teneurs en HCO_3^- , la source de Ain en Ouarka, reflète bien cette catégorie, à un degrés moindre quelques sources de la région de Saïda (Sa2, Sa5 et Sa6).

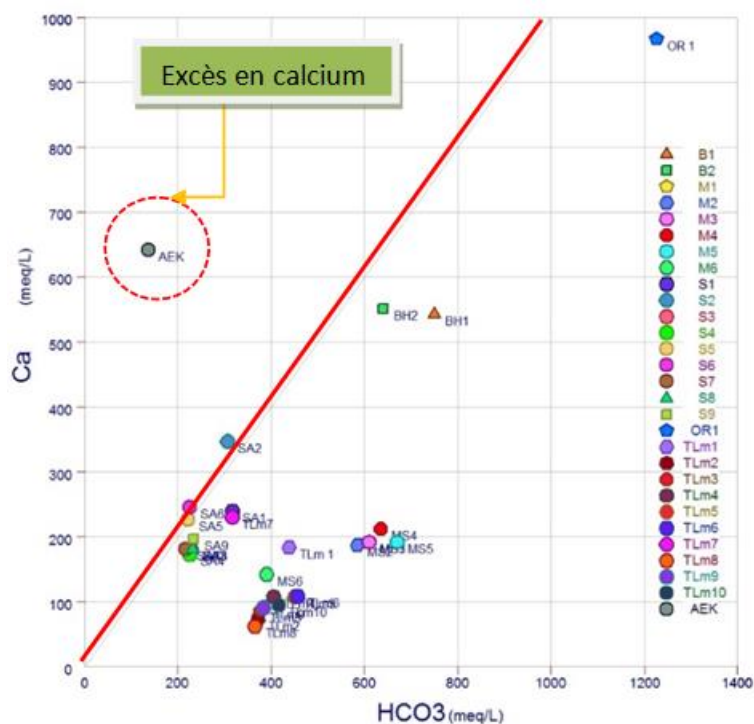


Figure 33: Graphiques de corrélation de Ca et HCO_3

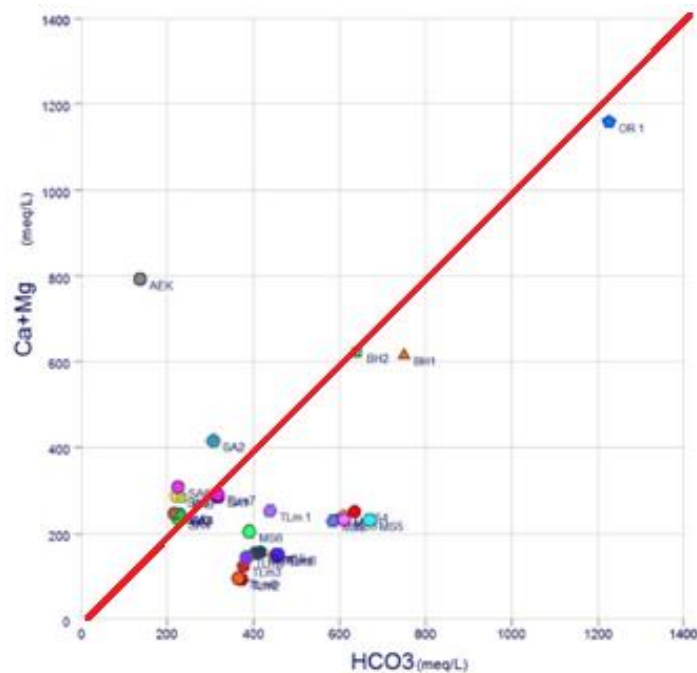


Figure 34: Graphiques de corrélation de (Ca+Mg) en fonction de HCO_3

8.3 RELATION $\text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$

La corrélation des ions calcium et les ions sulfates peut être relié à la dissolution de sulfate de calcium (gypse et anhydrite présents dans les formations argileuses (Bouchareb- Haouchine, 2012). Tout compte fait, le gypse est un minérale omniprésent dans les systèmes hydrothermaux (Rye, 2005 ; Zimmerman et al., 2005 ; Boukrouh, 2006).

Le graphique de corrélation des sulfates et du calcium illustré par la (Fig. 35) montre deux tendances d'eau thermale. Des eaux peu minéralisées et enrichies en Ca^{2+} , avec des teneurs assez faibles en sulfates, ce type d'eau est rencontré dans la région de Tlemcen et Mascara.

La deuxième tendance est celle des eaux minéralisées, ces points montrent d'abord un enrichissement en Ca^{2+} , puis ils poursuivent un enrichissement en Ca^{2+} et en SO_4^{2-} . Ces eaux se positionnent en dessus de la droite de dilution de l'eau de mer de pente (1.1), on y retrouve la source Ain Franine, Ain El Ouarka, ainsi que les eaux thermale de la région de Saïda (Fig.35)

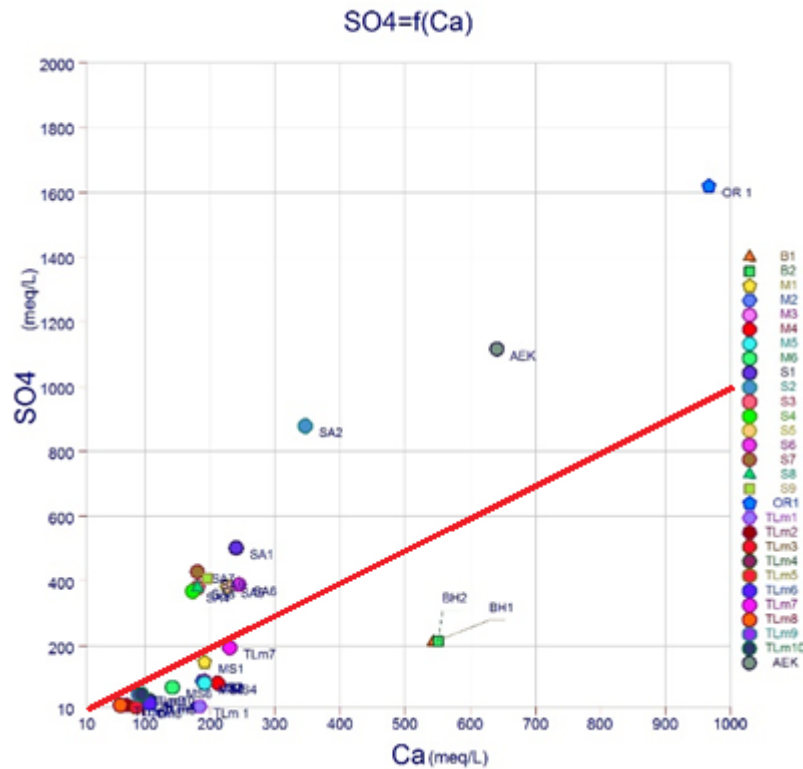


Figure 35: Graphique de corrélation des sulfates (SO4) en fonction du calcium (Ca).

9. INDICE D'ÉCHANGE DE BASE

L'indice d'échange de base de (Schöeller, 1934), est donné par l'expression suivante :

$$I.E.B = r \text{ Cl}^- - (r\text{Na}^+ + r\text{K}^+) / r\text{Cl}^-$$

C'est le rapport entre les ions échangés et les ions de même nature primitivement existant dans l'eau. Cet indice définit le sens d'échange ioniques entre l'eau et son encaissant profond. Cependant, l'interprétation des résultats est simple ; Si :

- **L'I.E.B = 0** pas d'échanges
- **L'I.E.B < 0** Ca^{2+} et Mg^{2+} sont substitués par Na^+ et K^+
- **L'I.E.B > 0** Na^+ et K^+ sont substitués par Ca^{2+} et Mg^{2+}

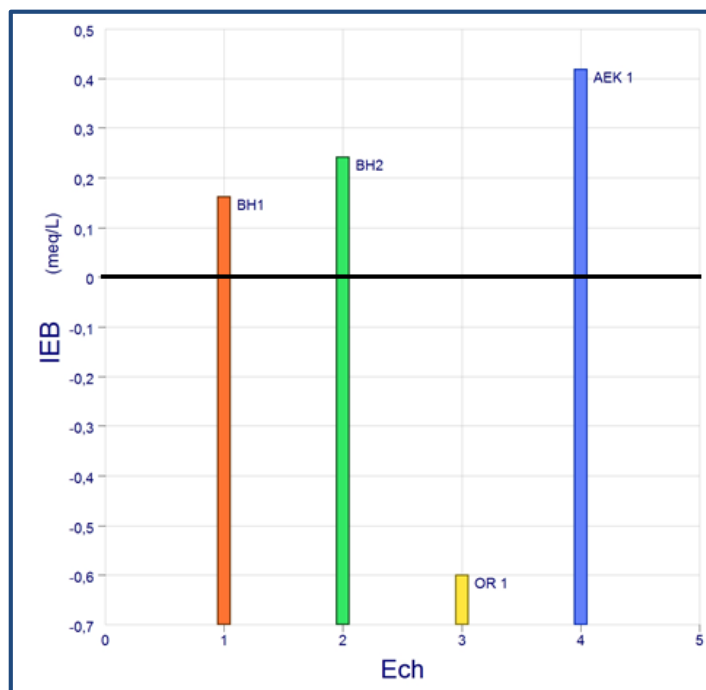


Figure 36: Les indices d'échange des bases des eaux thermales de H. Bouhdjar, Oran et AEK.

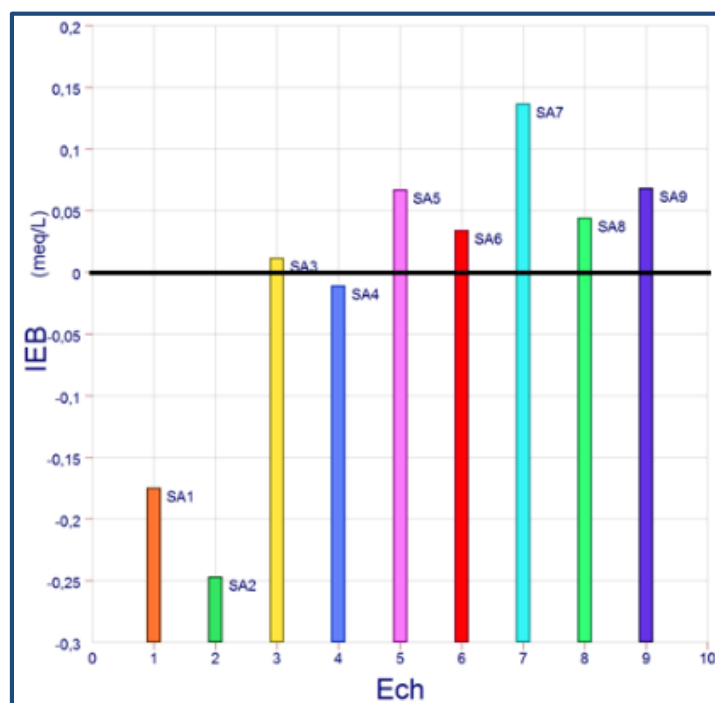


Figure 37: Les indices d'échange des bases des eaux thermales de la région de Saïda

Le graphique de la (Fig.36) montre des indices d'échange de base positifs au niveau des sources de Hammam Bouhdjar et Ain El Ouarka.

Un taux d'échange important de Na^+ et K^+ par Ca^{2+} et Mg^{2+} , au niveau de la source d'Ain el Ouarka d'une valeur de 0,4. En revanche, la source d'Ain Franine avec un important taux négatif, illustrant la substitution de Ca^{2+} et Mg^{2+} par Na^+ et K^+ .

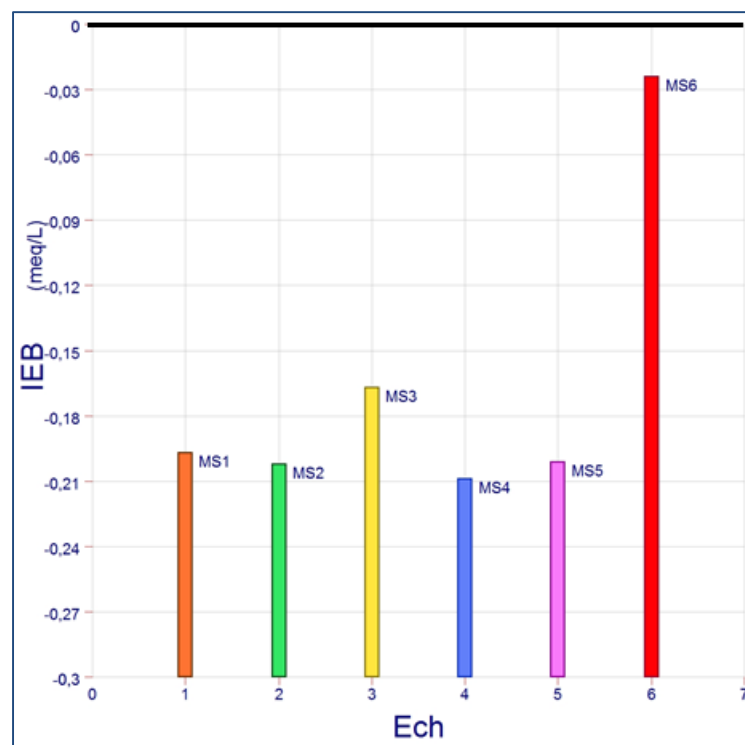


Figure 38: Les indices d'échange des bases des eaux thermales de la région de Saïda

Le graphique de la (Fig.37) représentant les sources de la région de Saïda, montre des indices d'échange positifs, à l'exception des points SA1 et SA2. Quant aux points SA3 et SA4, pratiquement, on note l'absence d'échange.

Les eaux thermales de la région de Mascara en (Fig.38) montrent la prédominance de l'indice négatif, mettant l'accent sur la substitution de Ca^{2+} et Mg^{2+} par Na^+ et K^+ .

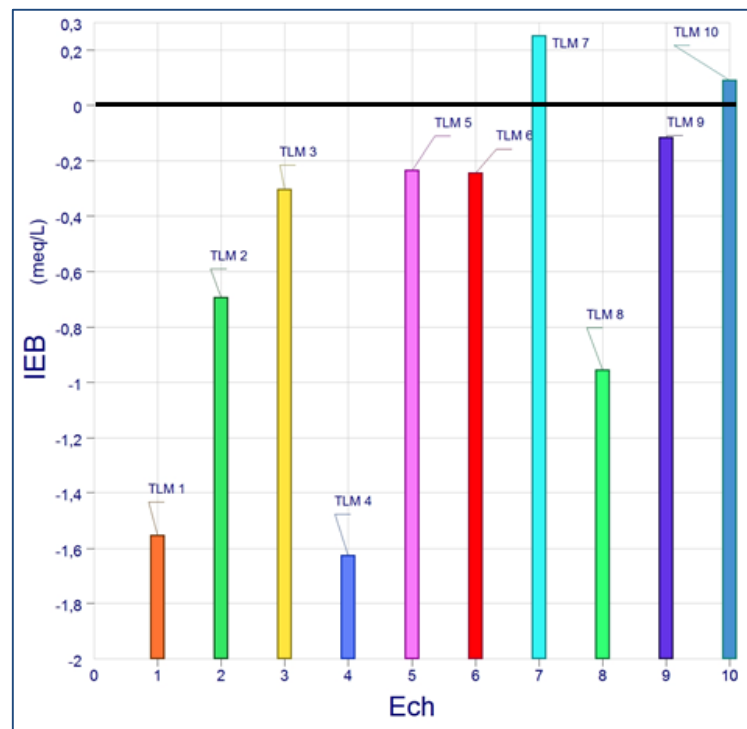


Figure 39: Les indices d'échange des bases des eaux thermales de la région de la basse Tafna et des Monts de Tlemcen

Les indices d'échange de base calculés pour les eaux thermales de la basse Tafna (Fig.39), montrent des valeurs négatives pour la majorité des eaux échantillonnées, les valeurs les plus faibles sont enregistrées au niveau des points Tlm4 et Tlm1.

La prédominance des valeurs négatives traduit une substitution du calcium et du magnésium de l'eau avec le sodium et potassium des terrains traversés ou du réservoir profond (Bouziane et al., 2009).

Les sources Tlm7 et Tlm10 ont toutefois enregistrées des valeurs positives, ce qui traduit une substitution du Na^+ et K^+ des eaux thermales, par Ca^{2+} et Mg^{2+} des terrains traversés.

10. CLASSIFICATION CHIMIQUE DES EAUX THERMALES

La classification chimique des eaux thermales analysées s'effectue à la faveur de plusieurs représentations graphiques. Les diagrammes tels que celui de Piper, Schöeller-Berkaloff, la

formule caractéristique de Stabler, ainsi que celui de Chadha sont les outils utilisés pour mettre en évidence les faciès d'eau dominants pour chaque type d'eau thermique.

10.1 INTERPRETATION PAR DIAGRAMME DE PIPER

Nous disposons de plusieurs diagrammes, pour classer les eaux en fonction de leur composition chimique ou faciès hydrochimique, dans celui de Piper.

Ce diagramme, permet de visualiser l'évolution géochimique spatiale d'échantillons de différentes régions, et temporelle (des prélèvements effectués à des temps différents, en terme de saison ou année).

Le diagramme de Piper est composé de deux triangles, pour représenter les cations et les anions, et un losange, principalement utilisé pour spécifier les faciès chimiques des eaux.

Dans ce système de classification, les cations et les anions, exprimés en pourcentage, sont classés dans l'ordre décroissant de leur concentration équivalente et relative à la minéralisation totale. Ce diagramme permet de distinguer des groupes d'eau selon le faciès géochimique sans notion de minéralisation.

L'utilisation du diagramme de Piper, comme outil d'interprétation des éléments majeurs, en termes de faciès chimique, s'avère précieux. La représentation de plusieurs sources d'eaux ensemble, permet des comparaisons rapides.

La diversité de l'environnement géologique de la région d'étude, est bien mise en évidence lors de la représentation des données physicochimiques sur le diagramme de piper. Ce dernier montre en conséquence, plusieurs faciès chimiques.

En effet, les caractéristiques chimiques naturelles, des eaux souterraines, répondent à un déterminisme lié, en partie à la nature lithologique des terrains superficiels traversés par l'eau (Blum et al., 2001).

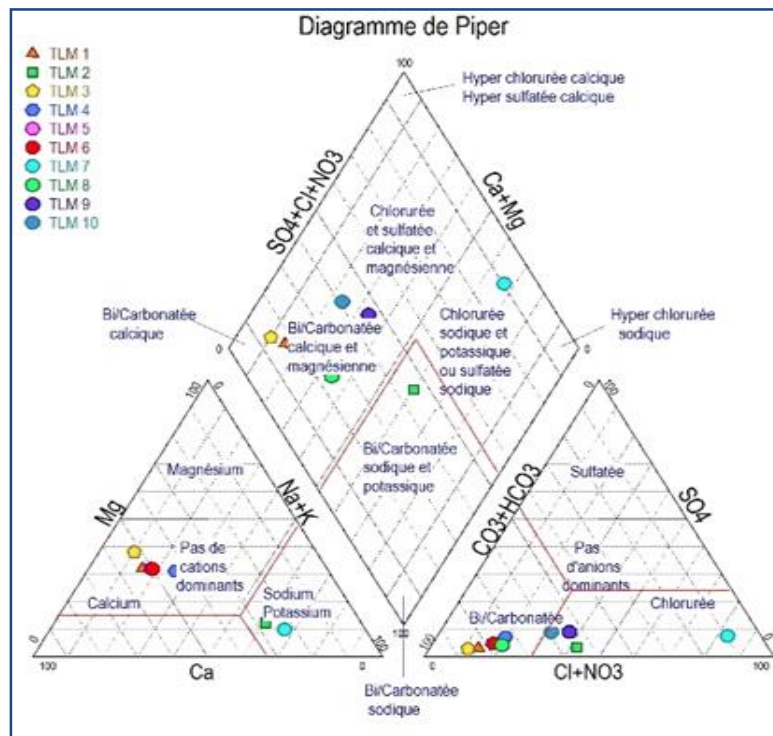


Figure 40: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales du bassin de la Tafna et des Monts de Tlemcen).

Les faciès hydrochimique des sources thermales étudiées, sont illustrés par les (Fig.40 à 45); l'essentiel des résultats obtenus en termes de faciès chimiques, sont résumé en (Tab.8).

Tableau 8: Récapitulatif des différents faciès chimiques des eaux thermales de l'ouest Algérien

Faciès chimique	Hyper-Chlorurées Sodiques	Chloruré et sulfaté sodique	Bicarbonaté		Sulfaté sodique et calcique
			Calcique	Sodique	
Bassin de la Tafna Monts de Tlemcen	Tlm ₇		Tlm ₁ Tlm ₃ Tlm ₄ Tlm ₅ Tlm ₆ Tlm ₁₀	Tlm ₂ Tlm ₈ Tlm ₉	
Hammam Bouhdjar	BH ₁ BH ₂				
Oran	OR ₁				
Ain El Ouarka	AEK ₁				
Saïda		S ₃ -S ₄ -S ₅ -S ₆ -S ₇ -S ₈ -S ₉			S ₁ -S ₂ H. rabbi, H. Sidi Aïssa
Mascara		MS ₁ -MS ₂ -MS ₃ -MS ₄ - MS ₅	MS ₆		

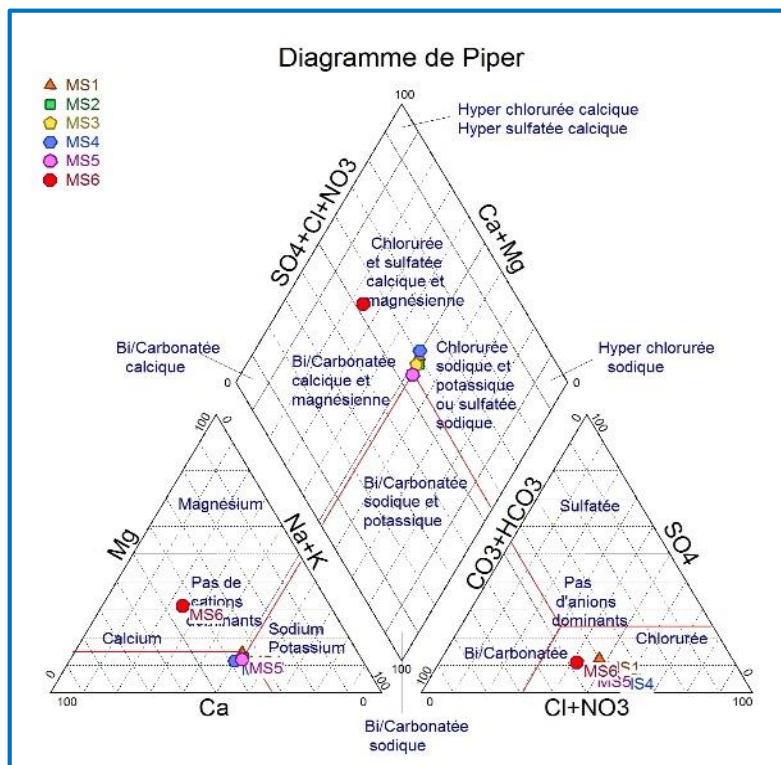


Figure 41: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales de la région de Mascara.

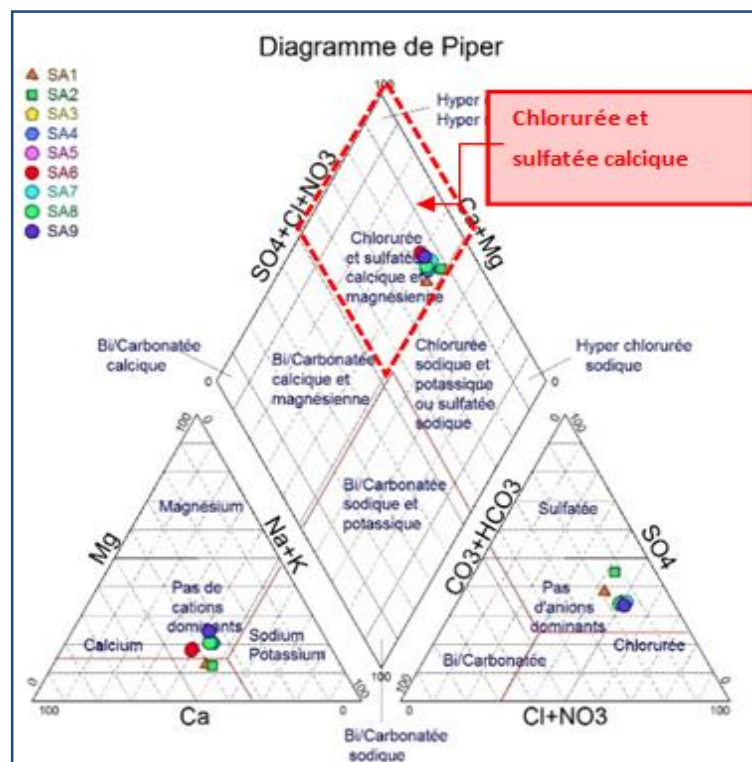


Figure 42: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales de la région de Saïda.

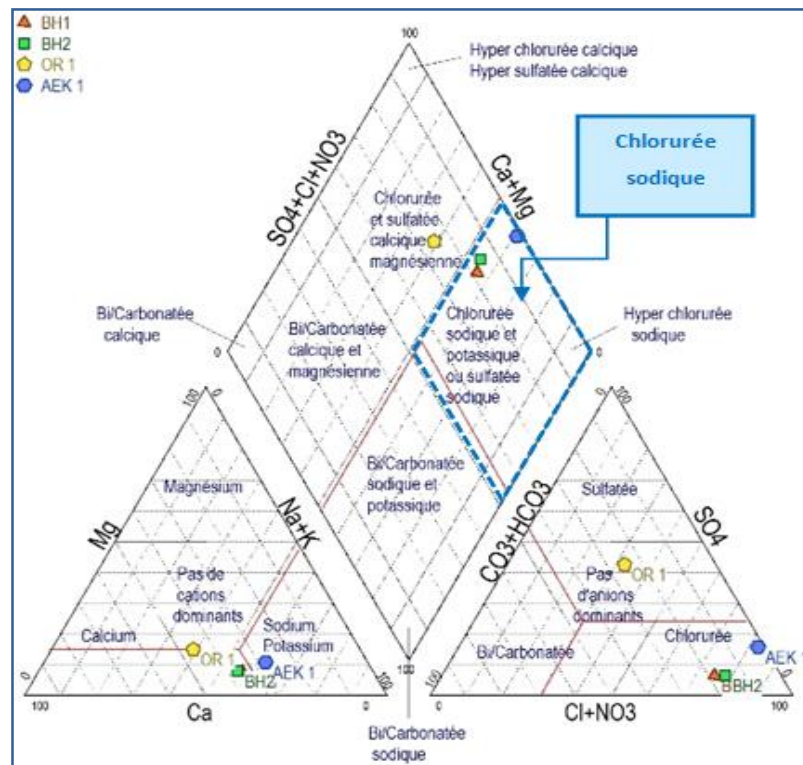


Figure 43: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales de Hammam Bouhdjar, Ain Franine et Ain El Ouarka.

De façon globale trois groupes de sources résultent de cette représentation. Le faciès prédominant des sources thermales échantillonnées est le chloruré et sulfaté calcique. En deuxième position on retrouve le faciès chloruré sodique, puis le faciès bicarbonaté calcique et sodique.

Le groupe de sources à faciès chlorurés sodiques et calciques caractérise les sources les plus minéralisées et concernent différentes émergences, comme c'est le cas des sources de Hammam Bouhdjar (BH1, BH2), Ain Franine (OR1), Ain El Ouarka (AEK), ainsi que les sources de la région de Saïda et la source (MS6) de la région de Mascara. On peut également inclure dans ce groupe, la source Tlm7, de faciès chloruré sodique, avec une salinité d'environ (2,9g/L).

En revanche, la minéralisation des sources bicarbonatées calciques et sodiques, faciès habituel des aquifères sédimentaires (fréquemment propre aux interactions avec des silicates, feldspaths ou argiles), concerne principalement les sources thermales du bassin de la Tafna. Ce faciès est contrôlé par des équilibres chimiques, avec des minéraux moins solubles de la roche encaissante.

En conséquence, les valeurs de TDS restent faibles (inférieures à 1g/L) et se situent entre un minimum de 435 mg/L (Tlm8) et un maximum de 763 mg/L de la source (Tlm4).

Les figures des anions et cations, viennent confirmer les constats que nous venons d'éclaircir. Cependant, les importantes observations à retenir sont comme suit :

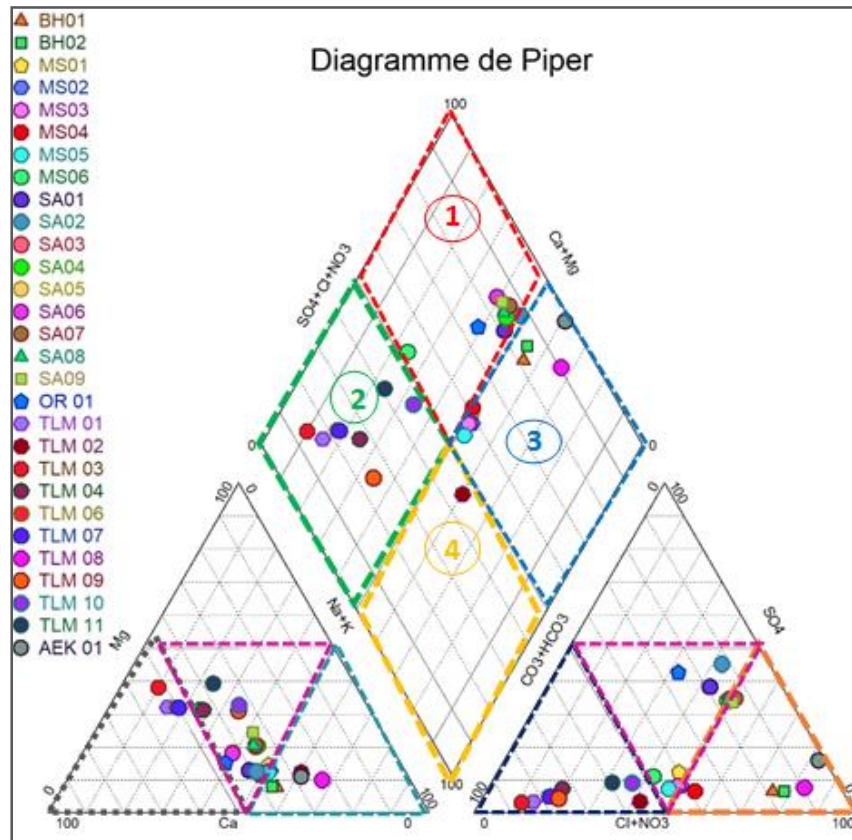


Figure 44: Diagramme de Piper – Faciès géochimique pour l'ensemble des eaux thermales prélevées dans l'ouest Algérien

1- représente le faciès géochimique majoritaire, le Chloruré et sulfaté calcique ; 2 - les eaux à faciès Bicarbonatées calciques ; 3- faciès Chloruré sodique et le 4- les eaux bicarbonatées sodiques.

Groupes de source de la région de Tlemcen : triangle des cations nous permet de distinguer le faciès sulfaté calcique. Le diagramme des anions nous permet de séparer le faciès chloruré sodique (Cl supérieur à 90%) et le faciès sulfaté calcique riche en bicarbonate (HCO_3^- supérieur à 50%). Les points d'eau qui sont groupés entre ces deux pôles représentent une zone de mélange (de 10 à 15%).

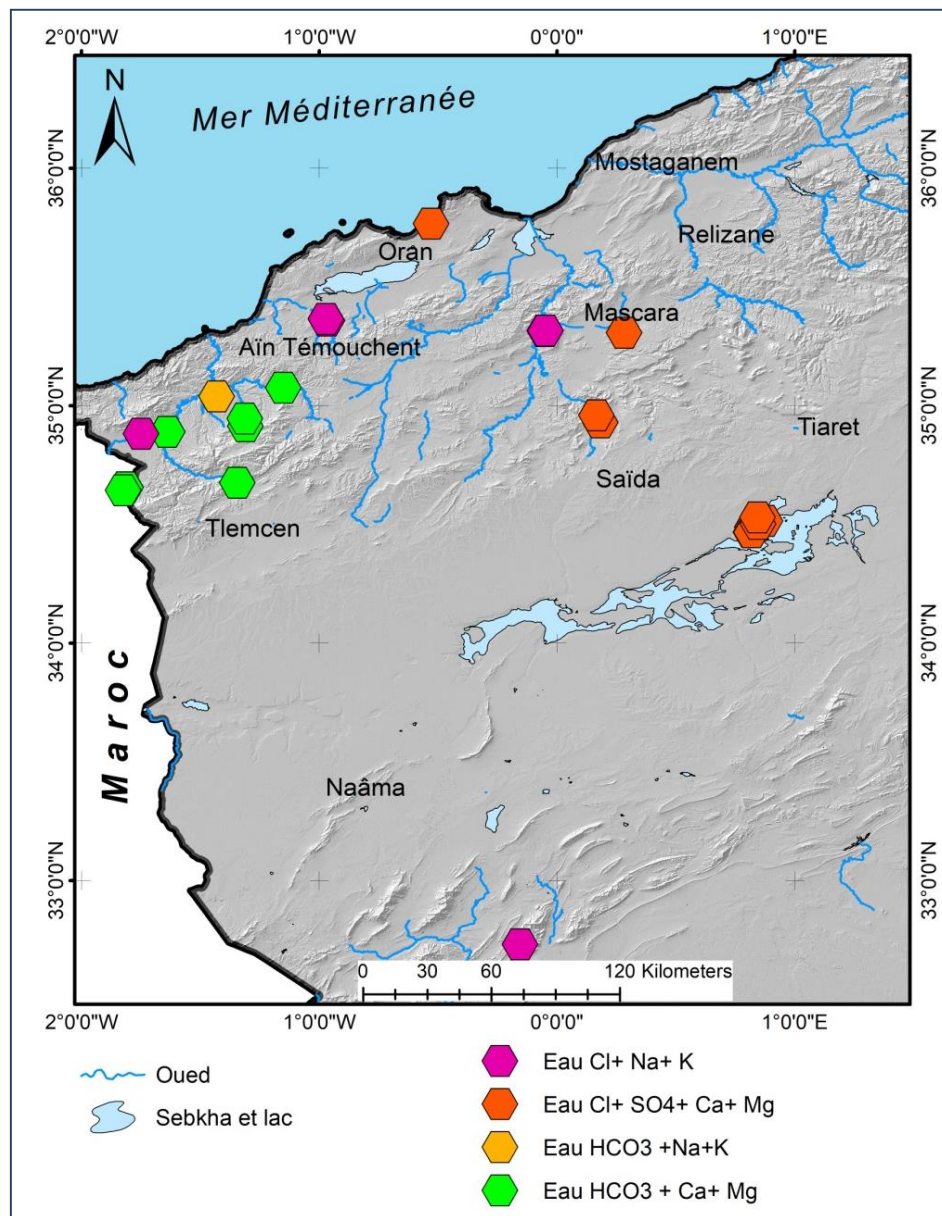


Figure 45: Carte des facies chimiques des eaux thermales du Nord ouest

10.2 INTERPRETATION PAR DIAGRAMME DE SCHÖELLER BERKALOFF

Le diagramme de Schöeller donne suivant l'axe des ordonnées, en échelle logarithmique, accès aux concentrations absolues en milliéquivalents/L. En axe des abscisses, sont représentés les cations et les anions, ordonnés telle qu'illustré par les différentes figures ci-dessous.

Cette représentation a la particularité d'identifier aisément les faciès chimiques, avec la mise en évidence quantitative de la minéralisation des eaux analysées.

La représentation des sources en groupe, présente l'avantage de procéder avec facilité, à une lecture rapide de l'ensemble des cations et anions, procéder ainsi à la comparaison des eaux, entre elles.

Les faciès similaires se caractérisent par une configuration similaire de courbes. Le cas des mélanges, en particulier, les échanges d'une eau chargée avec une eau moins minéralisée, par le procédé de dilution, se révèle par une succession de courbes parallèles. Cet aspect sera, lors des interprétations des différents profils d'eau, obtenus à l'issue de l'application du diagramme en question.

Les différentes représentations graphiques, sont illustrées par les (Fig.46 à 48). L'allure des profils hydrogéochimiques des sources échantillonnées par ce diagramme, permet de définir les faciès dominants à forte minéralisation.

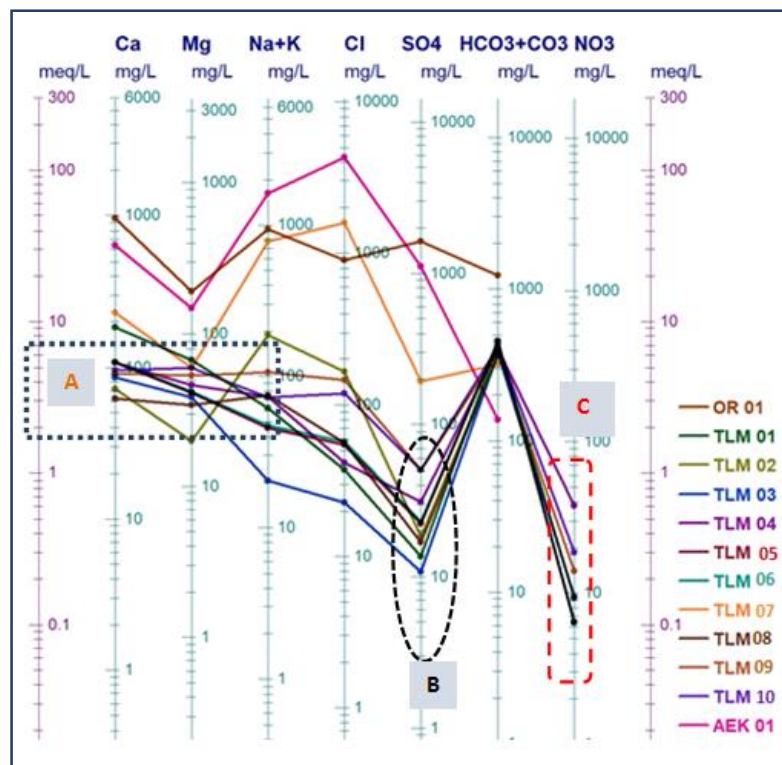


Figure 46: Représentation graphique des éléments majeurs des eaux thermales prélevées au niveau des régions d'Oran, Ain El Ouarka et Tlemcen, sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.

A : correspond à la dissolution de l'halite. B : correspond aux pertes des eaux thermales des sulfates, probablement par la réaction chimique de sulfato-réduction. C : correspond à la dénitrification des eaux thermales.

Le faciès chloruré sodiques, riche en sulfates en particulier, caractérise des eaux de différentes émergences, à savoir, les sources de Hammam Bouhdjar, la source Ain El Ouarka et la source Ain Franine à Oran (BH1, BH2, AEK et OR).

Les eaux à minéralisation moyenne, caractérisent les sources thermales des régions de Saïda et Mascara.

Les eaux faiblement minéralisées, de faciès bicarbonatés calciques, tel est le cas des sources de la région de Tlemcen, à l'exception de la source de Hammam Chigguer (Tlm7) qui appartient au groupe des sources à forte minéralisation.

Les eaux thermales de la région de Saïda comme illustré par la (Fig.48), indiquent clairement la même typologie, avec un sensible enrichissement progressif en sulfates, associés aux autres éléments majeurs telle que $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ et Cl^- .

Par conséquent, les eaux thermales de cette région présentent un faciès géochimique sulfaté-calcique. Par ailleurs, sur le plan qualitatif, les eaux thermales de Saïda, présentent des teneurs en sulfates assez importante et dépassent 250 mg/l, concentration correspondant à la norme de potabilité. Hammam Sidi Aïssa (SA2), correspond à la source la plus riche en sulfate, avec une teneur de 877 mg/l.

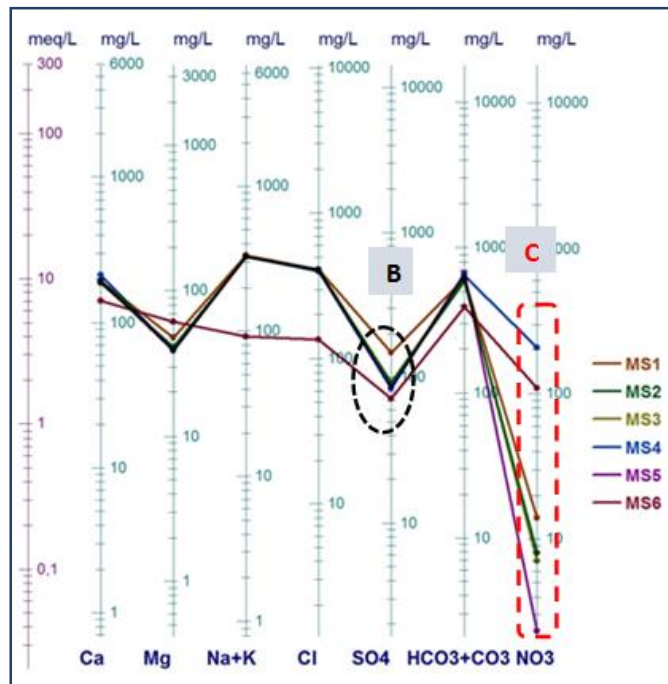


Figure 47: Représentation graphique des éléments majeurs des eaux thermales de la région de Mascara, sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff

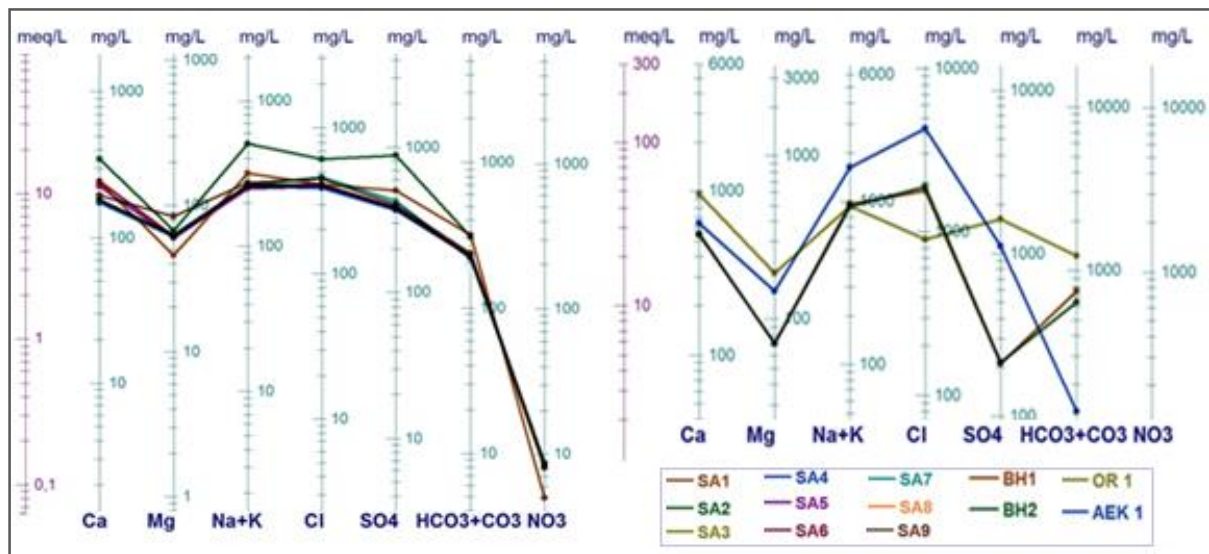


Figure 48: Représentation graphique des éléments majeurs des eaux thermales des régions de Saïda, d'Oran, Ain El Ouarka et Hammam Bouhdjar sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.

10.3 INTERPRETATION PAR LA FORMULE CARACTERISTIQUE DE STABLER

Cette classification dite "La formule caractéristique" selon Stabler, consiste à classer les teneurs en ions suivant un ordre décroissant. Les cations et les anions sont exprimés en quantités en réaction (méq/l).

Cette classification, comme illustrée par les (Fig.49 à 51), met l'accent sur hétérogénéité des faciès chimiques.

Les eaux thermales de la région de Saïda, comme exposé précédemment avec d'autres représentations graphiques, montrent une même typologie de faciès à savoir, le sulfaté calcique, l'enrichissement en élément sulfate est encore une fois, très discernable, particulièrement au niveau de la source de Sidi Aïssa (SA2).

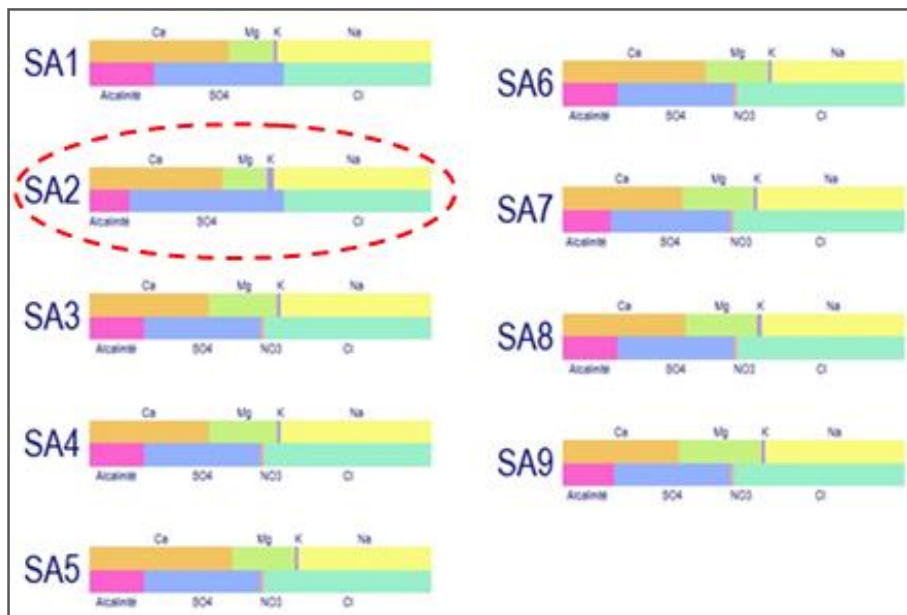


Figure 49: Représentation graphique des sources de la région de Saïda selon la formule de Stabler (Hammam Sidi Aïssa, représenté par SA2, montre une élévation de l'élément sulfate), les autres eaux thermales de cette région reflètent globalement le même type d'eau).

Les eaux thermales de la région de Tlemcen dévoilent un net enrichissement en bicarbonates, ce qui confère à ces eaux un faciès bicarbonaté calcique, dans la majorité des cas. Néanmoins, la source de Hammam Chigguer (Tlm7), se différencie de ce groupe d'eau et présente une élévation spécifique de l'élément chlore, de même pour les sources de hammam Bouhdjar, les eaux thermales de la région de Mascara ainsi que les sources de Ain Franine et de Ain El Ouarka.

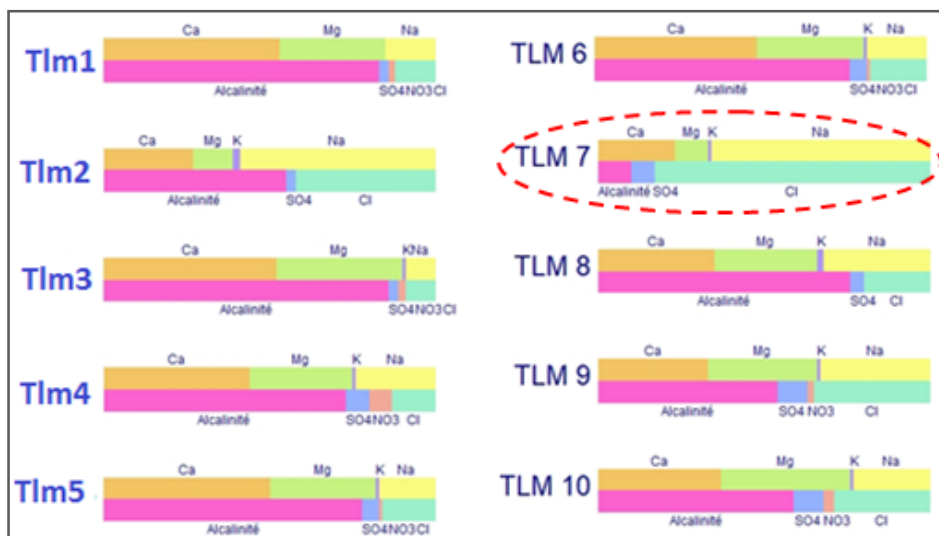


Figure 50: Graphique des sources de la région de Tlemcen selon la formule de Stabler.

Les eaux thermales montrent un faciès bicarbonaté calcique globalement, le point Tlm2 est plutôt sodique. Quant au point Tlm7 correspondant à Hammam Chigguer, il se distingue totalement de ce groupe d'eau thermique avec un faciès chloruré sodique.

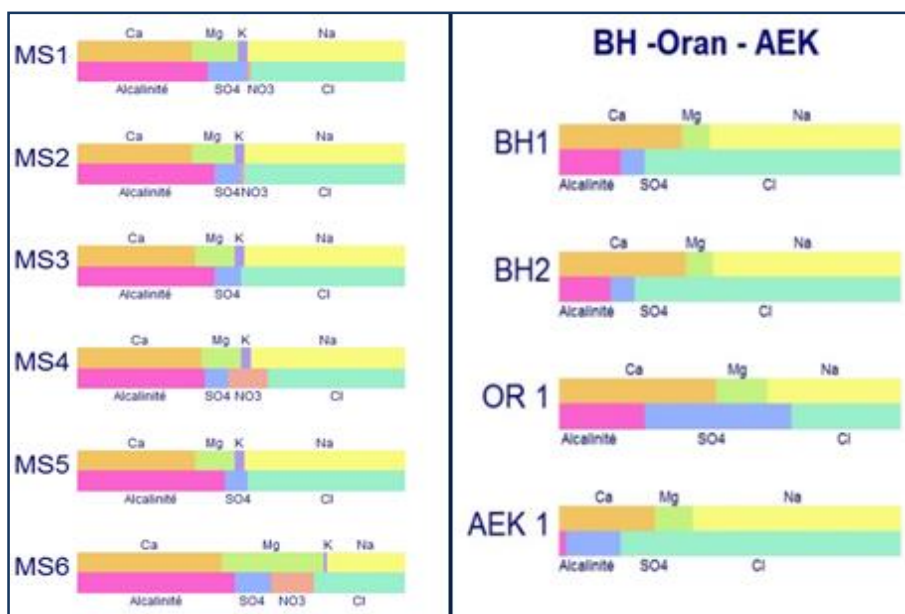


Figure 51: Représentation graphique des sources des régions de Mascara, Oran, Bouhdjar et Ain El Ouarka, selon la formule de Stabler.

10.4 DIAGRAMME DE CHADHA

Le diagramme de Chadha est une version modifiée de celui de Piper. Chadha a classé l'origine des ions en 8 groupes. Dans ce diagramme, le champ rectangulaire décrit le caractère primaire des eaux souterraines. Il correspond à la distribution ionique globale qui démontre la classification géochimique et les processus hydrochimiques des eaux souterraines.

Le diagramme est obtenu par la conversion des données d'analyse en milliéquivalent, exprimés en pourcentage (méq %). Les cations sont reportés suivant l'axe des abscisses, représentant les différences en (%) entre les métaux alcalino-terreux ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) et les métaux alcalins ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$). Suivant l'axe des ordonnées, sont reportés les anions représentant la différence entre les acides faibles ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) et les acides forts ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$).

Chaque quadrant du graphique indique un processus hydrogéochimique spécifique. Le quadrant (5) correspond aux eaux de recharge de type ($\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^-$). Quant au quadrant (6), il rassemble les eaux de type ($\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Cl}^-$) et correspondant aux échanges d'ions inverses. Le quadrant (7),

réunis des eaux à forte salinité de type ($\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$) ou eau de mer. Le dernier quadrant (8) caractérise les eaux de type ($\text{Na}^+ - \text{HCO}_3^-$) représentant les échanges de base.

Le graphique de la (Fig.52), indique que la majorité des échantillons analysés se projettent dans les champs 6 et 5 avec des pourcentages respectifs de 34,5% et 31%.

Les eaux thermales du champ 6, correspondent à la prédominance du processus d'échanges d'ions inverses. Ceci peut traduire l'abondance des ions $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ par rapport aux ions $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, probablement lié à la libération d'ions Ca^{2+} et Mg^{2+} suite à l'altération des formations carbonatées du réservoir (Kaur L. et al., 2019). Dans cet espace on retrouve les sources de la région de Saïda ainsi que la source Ain Franine d'Oran.

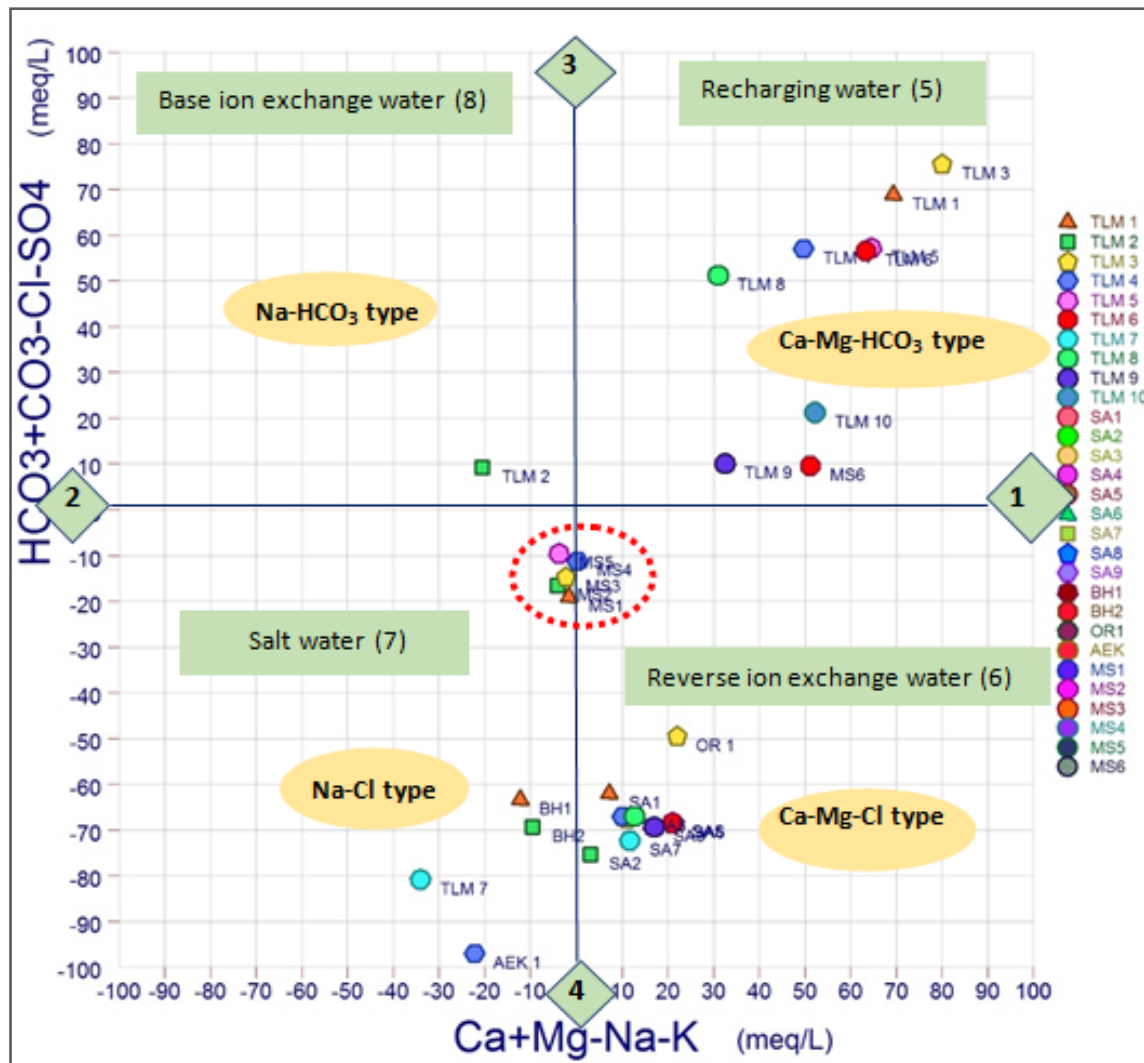


Figure 52: Diagramme de CHADHA pour l'ensemble des eaux thermales prélevées dans l'ouest Algérien

1 Alkaline earths exceed alkali metals; **2** Alkali metals exceed alkaline earths; **3** weak acidic anions exceed strong acidic anions; **4** strong acidic anions exceed weak acidic anions.

Le champ 5 correspond aux eaux de recharge, résultant de l'infiltration des eaux pluvieuses à travers les aquifères supérieurs, qui transportent à l'occasion du HCO_3 et du Ca^{2+} dissous du point de vue géochimique, transportable/mobile (Kaur L. et al., 2019). Dans ce domaine, on retrouve la majorité des points de la région de Tlemcen à l'exception de Tlm2 et de Hammam Chigguer (Tlm7), on y trouve aussi le point MS6 de la région de Mascara.

Très peu d'échantillons relèvent du champ 8, qui indique un excès d'alcalins par rapport aux alcalino-terreux et les anions acides plus faibles dépassent les anions acides plus forts. Ce type d'eau est en mesure de déposer du carbonate de sodium résiduel (Kaur L. et al., 2019). Le point Tlm2 de la région de Tlemcen, appartient à ce domaine.

Les sources de la région de Mascara se positionnent sur l'axe (4) du graphique, qui symbolise une prédominance des ions à acides forts sur les ions à acides faibles.

Les résultats du graphique de Chadha, illustre que les alcalino-terreux et les anions acides forts sont abondants dans les échantillons analysés avec la prédominance du processus d'échange d'ions inverse.

11. LES SOURCES THERMALES ET LES MASSIFS TRAVERTINEUX

La majorité des sources thermales émergentes à proximité immédiate des massifs travertineux, d'où la légitimité d'associer les deux phénomènes. Il est supposé que les eaux chaudes sursaturées en bicarbonates, sont à l'origine de la formation des massifs travertineux (Collignon B., 1986). Les dépôts aux émergences, ne sont décelés que dans certains cas, seulement ils existent toujours, de nature et d'abondance variables. Ces derniers sont généralement liés au type de minéralisation de l'eau.

11.1 DEPOTS CALCAIRES

Certaines sources présentent d'importants dépôts de tufs et de travertins calcaires aux émergences. Lors de la remontée des eaux en surface, celles-ci sont mise en contact avec l'atmosphère, accompagnées souvent d'un important dégagement gazeux, de ce fait, on assiste à une précipitation sous forme de travertins.

L'extension des travertins (carbonate de calcium), montre que l'emplacement des émergences s'est déplacé à cause de leur obturation progressive par les dépôts. Les dépôts de travertins sont présents

en plusieurs sources étudiées, le cas le plus spectaculaire est observé dans la zone de hammam Bouhdjar, au niveau de la source du jardin, dite source petit vichy (photo 7). Les dépôts forment d'imposantes cascades, avec des épaisseurs de quelques mètres, accompagnées de circulation d'eau assez diffuse en surface.

Certaines sources présentent des dépôts peu importants, le plus souvent se résument à de simples pellicules carbonatées autour du griffon.

Collignon (1986), a constaté l'absence de formation de dépôts travertineux actuels aux alentours des sources thermales dans les Monts de Tlemcen. Ce cas de figure peut suggérer un contexte structural différent de l'actuel, où les eaux thermales ont véhiculées du CO_2 d'origine profonde, qui a facilité la remontée des eaux profondes en surface.



Photos 7 : L'édifice travertineux de la source thermique 'petit Vichy' de la région de Hammam Bouhdjar.

L'analyse des dépôts au laboratoire n'est réalisée dans cette étude, chose vivement souhaitée, pour préciser la nature minéralogique des dépôts pour chaque source. Néanmoins, leur formation est bien entendu conditionnée par les teneurs des différents ions, intervenant dans l'équilibre des carbonates et bicarbonates de calcium.

Les sources avec des dépôts aux émergences, reflètent dans une certaine mesure, un état de sursaturation, par conséquence, elles y déposent du carbonate de calcium à l'émergence. Comme on l'a constaté sur terrain, certaines, montrent d'importants dépôts, pour d'autres, de simples encroutements ou de minces pellicules assez souvent, sans doute en fonction des conditions particulières d'émergences.

11.2 DEPOTS SILICEUX

Ce modèle de dépôt se présente sous forme soit d'un tuf siliceux à débris de plantes, soit d'une arène granitique recimentée, soit d'une croûte siliceuse ([photo8](#)). Ce type de dépôt peu se rencontrer pour des eaux à forte teneur en silice. Les sources thermales de la région de Hammam Bouhdjar (avec un maximum de 60mg/l à la source BH2), ainsi que celles de la région de Mascara (d'une moyenne de 50mg/l), sourdent avec des teneurs importantes en silice. Lors du refroidissent en surfaces, la silice de nature peu soluble, se dépose en concrétions siliceuses, généralement en formant des vasques ou des murailles.

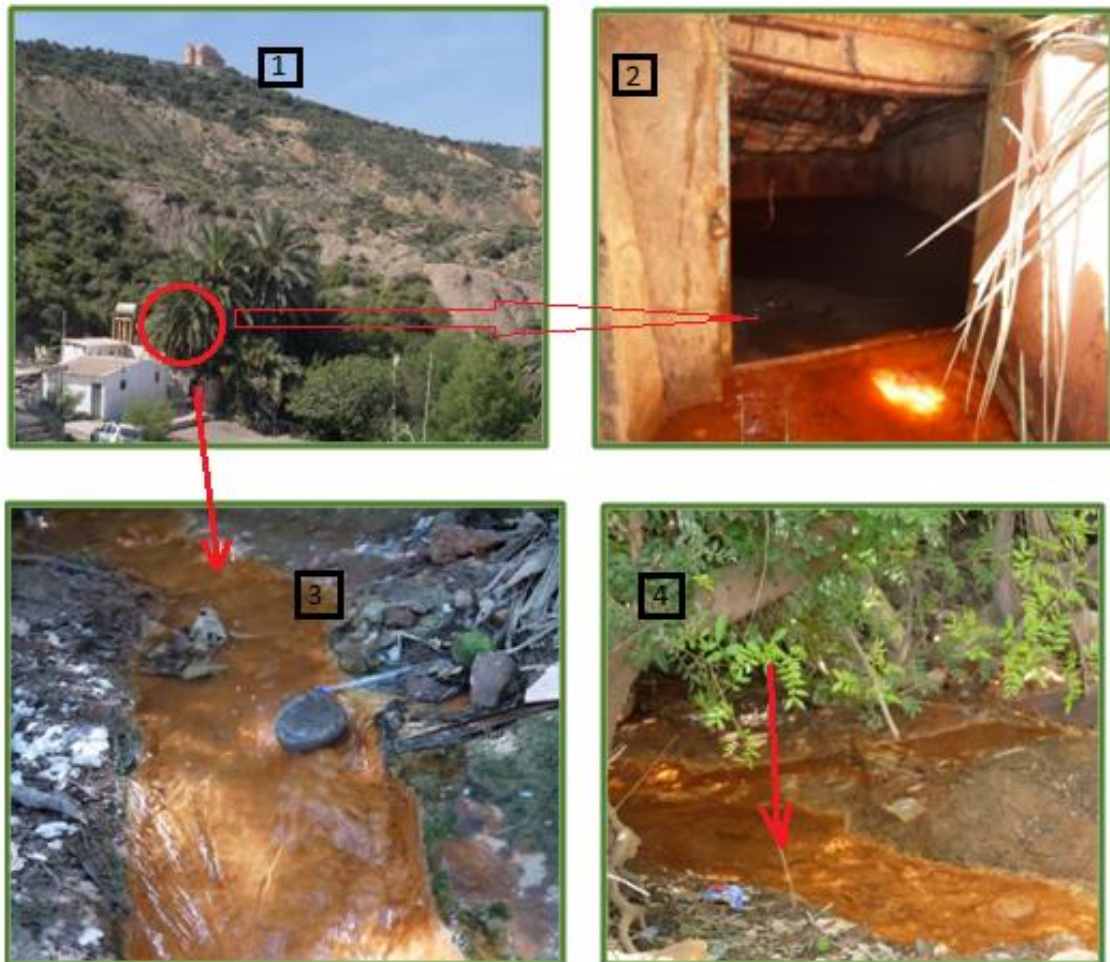


Photo 8 : Exemple de concrétions de silice à Hammam Debagh ([in Bouchareb-Haouchine, 2012](#))

11.3 DEPOTS FERRUGINEUX

La précipitation du carbonate de calcium est presque toujours accompagnée de celle d'hydroxydes de fer qui imprègnent les dépôts calcaires. Ce phénomène se manifeste par la floculation du fer

aux émergences, qui correspond à une oxydation des éléments réducteurs des eaux en question (Fe^{2+} en particulier). Un dégagement de CO_2 entraîne la formation de carbonate à se joindre au dépôt. Ce cas de figure peut bien concorder avec les conditions de la source Ain Franine d'Oran (Photo 9), ainsi que les émergences des sources de Bouhnifia dans la région de Mascara.



Photos 9 : Photographies des dépôts ferrugineux au niveau de la source Ain Franine d'Oran. 1 : Source Ain Franine ; 2 : l'intérieur de la source, où un dégagement des bulles gazeuses est très marqué à la surface de l'eau ; 3 et 4 : écoulement vers la l'aval, avec une nette coloration de la surface de la rigole d'écoulement par les oxydes de fer (Hadjou, 2016).

CONCLUSION

L'étude des 29 échantillons d'eau thermique, prélevés au niveau des différents points géographiques visités, montre une variabilité des températures, des paramètres physico-chimiques et de faciès de façon générale.

Quelques distinctions particulières sont notées au niveau des sources thermales de la région d'étude.

Les différents faciès chimiques sont définis globalement à partir de plusieurs diagrammes, appropriés à l'étude de faciès chimique, Piper, diagrammes de Schöeller-Berkaloff...etc.

Les résultats de l'étude géochimique des eaux thermales de la région nord-ouest, montre une large variété sur le plan thermique.

L'éventail des températures varie des eaux hypothermales, à faible proportion, passent par les eaux mésothermales majoritaires, et enfin on retrouve les eaux Orthothermales et hyperthermales.

Les faciès chimiques des eaux analysées également montrent une consistante variété, avec le faciès chloruré et sulfaté sodique majoritaire et caractérisent les eaux thermales des régions de Saïda et de Mascara.

Le faciès bicarbonaté calcique et sodique marque les sources de la région de Tlemcen.

Les eaux hyper chlorurées sodiques concernent des sources avec une répartition géographique très variée, la source Chigguer dans la basse Tafna, les sources de Hammam Bouhdjar, Ain Franine d'Oran et la source d'Ain el Ouarka dans l'atlas saharien.

Enfin, le faciès faiblement présent dans la zone d'étude, est celui des eaux sulfatées sodiques, retrouvé au niveau des sources de Hammam Rabbi et Hammam Sidi Aïssa.

Cette diversité des faciès chimique est liée à l'hétérogénéité des milieux géologiques traversés par les eaux analysées.

Les sources thermales au faciès chimique bicarbonaté calcique, de minéralisation moyenne peuvent provenir d'un mode de circulation avec une influence des terrains évaporitiques du Trias.

Les eaux lessivent partiellement le Trias, au cours de l'infiltration, soit lors de la remontée, à travers les failles et les fractures injectées du trias salifère.

C. LES ISOTOPES STABLES DE LA MOLECULE D'EAU

I. GENERALITES

Les eaux thermales et minérales, renferment des éléments radioactifs naturels, dont les concentrations changent en fonction de plusieurs paramètres tels que :

- La nature géologique des terrains traversés par l'eau,
- Le temps de contact eau/roche,
- Les températures des réservoirs profondes,
- La solubilité des minéraux concernés.

Les isotopes stables de la molécule d'eau, représentés par l'oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$) et deutérium ($\delta^2\text{H}$), permettent de suivre l'évolution des eaux depuis l'infiltration des précipitations jusqu'à leur émergence en surface.

Les interprétations des teneurs en isotopes, complètent très efficacement, les méthodes hydrochimiques classiques, dans la détermination de l'origine des eaux.

En absence de l'évaporation, ou d'éventuels échange avec les gaz dissous (CO_2) de même en dehors d'interaction eau-roches à des températures élevées, les isotopes stables peuvent être considérés comme traceur conservatif. De ce fait, les différentes sources de recharge des réservoirs sont aisément décelées.

L'analyse des teneurs isotopiques de la molécule de l'eau permet de tracer

- L'origine de l'eau de recharge (eau météorique⁹, eau de surface, ...)
- L'espace ou zone de recharge (altitude de recharge) ;
- Le temps de recharge (eau souterraine jeune ou ancienne).
- Processus influençant la composition isotopique (évaporation, mélange avec des eaux plus froides lors de la remontée en surface).

⁹ Eau météorique : est une eau issue de la pluie, neige ou du ruissellement d'autres plans d'eau de surface qui percole dans les roches. L'eau météorique dans les bassins sédimentaires est généralement rechargée à de hautes altitudes, le long des marges du bassin (BRGM, 2008)

Les rapports des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène sont exprimés en unité delta (δ) en part pour milles (‰) de déviation par rapport à un standard de référence.

$$\delta = [(R \text{ échantillon} / R \text{ standard} - 1) \times 1000]$$

R : rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) et $^2\text{H}/^1\text{H}$.

Le standard de référence est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) qui est à 0 ‰ pour une eau de mer moyenne.

Le V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) de (Craig et al., 1961), correspond à l'eau océanique avec $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de 0‰.

Les valeurs de $\delta^2\text{H}$ des pluies et des eaux naturelles d'origine météoriques sont linéairement corrélées à celles du $\delta^{18}\text{O}$ (IAEA¹⁰, 1981).

Cette relation obtenue à partir d'un réseau de données mondiale géré par l'IAEA est appelée la droite météorique mondiale (**DMM**) dite droite de (Craig, 1961) de la (Fig. 47), et dont l'équation s'écrit comme suit :

$$\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10$$

Toutefois, il est recommandé de construire la droite météorique locale (**DML**) qui concorde mieux à chaque réalité régionale, de manière à modérer les légères variations locales.

La droite météorique n'est en fait, qu'une ligne de référence, qui permet de comparer les couples de valeurs $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$, pour obtenir la signature isotopique de l'eau étudiée.

¹⁰ IAEA : International AtomicEnergy Agency

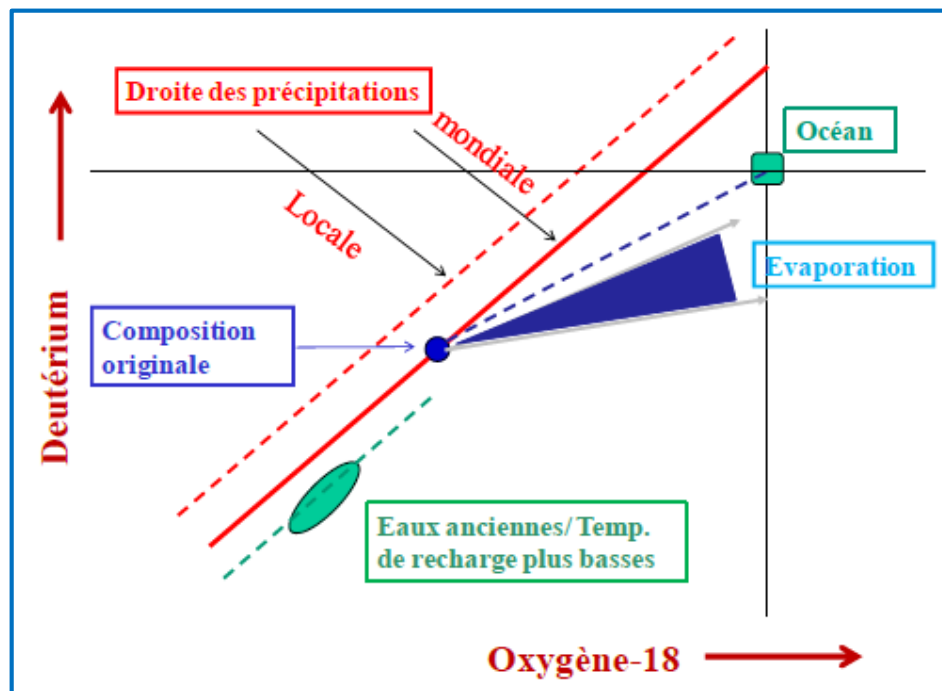


Figure 53: Diagramme $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ avec les principales évolutions par rapport à la droite des précipitations mondiales et locales

(Craig, 1961 ; Gourcy et al., 2005).

Selon les positions de l'échantillon, sur le graphique de la (Fig.53), de corrélation $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$, on obtient des informations, sur le type d'eau de recharge et d'approcher les temps de résidences, dans les systèmes aquifères.

Les eaux soumises à une forte évaporation, montrent une droite avec une pente différente, qui reflète l'état de fractionnement isotopique, qui affecte le $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Cette droite d'évaporation montre une pente plus faible, de l'ordre de 3,5 à 6 (IAEA, 1981).

Globalement, le fractionnement isotopique varie en fonction de l'humidité, la température, la salinité et d'autres facteurs du contexte hydrologique pour chaque région (IAEA, 1981).

L'histoire hydroclimatique des réservoirs profonds, est en mesure d'être reconstituée à la faveur des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^2\text{H}$. Tel est le cas de l'identification des eaux anciennes, dont les signatures isotopiques, correspondent à des épisodes hydroclimatiques, d'un climat plus froid du pléistocène (Mook et al., 2001 ; Malcuit, 2012).

Dans le cas de faible rapport eau/roche avec des températures élevées du réservoir, et des temps de résidence long, on obtient une modification de la composition initiale de l'eau (Négrel et al., 2008 ; Malcuit, 2012).

II. CARACTERISTIQUES DES DONNEES ISOTOPIQUES DES EAUX THERMALES DU NORD-OUEST

Les données isotopiques utilisées dans cette étude, correspondent à celles des échantillons prélevés lors du travail de terrain, effectué dans le cadre de cette thèse (voir chapitre : acquisition des données...).

L'examen des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ du (tableau 1 en annexe) montre, des $\delta^{18}\text{O}$ négatives et varient de -9,6 à -6,3 ‰ vs.SMOW, enregistrées respectivement au niveau des sources Ain El Ouarka (AEK) et Sidi Boussaid (MS6) à Mascara.

La distribution des teneurs en isotopes stables $\delta^2\text{H}$ des eaux thermales étudiées est de - 64,6 à - 37,3 ‰ vs.SMOW.

L'utilisation des techniques d'isotopes stables, dans l'étude des eaux thermales, a prouvé leur origine météorique (Blavoux et al., 1993).

Le diagramme représentatif des rapports en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, illustré en (Fig. 54), des émergences du bassin de la Tafna, se situent de façon quasi-totale sur la droite de (Craig, 1961), d'équation : $\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} + 10$, indiquant des eaux météoriques.

III. DISCUSSION DES RESULTATS

Les points les plus importants à retenir de l'étude des isotopes de la molécule d'eau sont comme suit :

- Les eaux les plus enrichies en isotopes lourds $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont relevés au niveau des points Tlm4 de Tlemcen (-6,5 et -37,3) Ain Franine d'Oran (-6,8 et -39,7) ainsi que MS6 et MS1 de la région de Mascara.

Ces résultats peuvent être liés à une infiltration directe des précipitations. De même une évaporation dans les zones non saturées, peut contribuer à un enrichissement en isotope $\delta^{18}\text{O}$ par fractionnement.

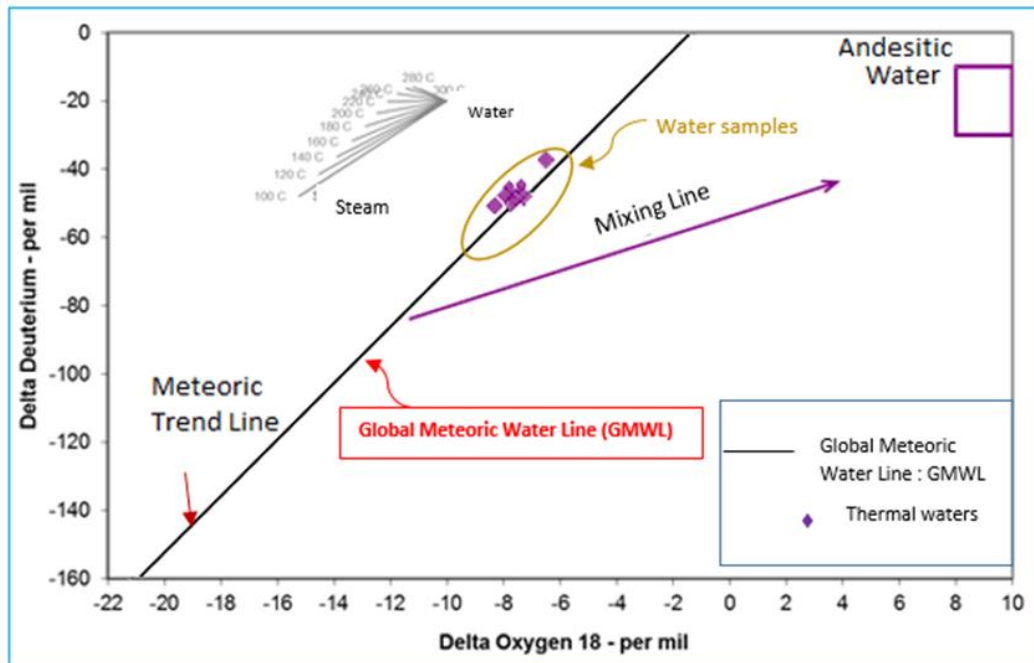


Figure 54: Diagramme des isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$) des sources thermales du bassin de la Tafna.

- En revanche, les eaux thermales de la région de Saïda sont les plus appauvries en composition isotopiques, les teneurs moyennes pour la globalité des points analysés de l'ordre de $-8,3 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ et $-60 \delta^2\text{H} \text{ ‰}$. Ces eaux peuvent faire partie de la catégorie des eaux dites "fossiles", rechargées à la fin de la dernière glaciation. Ce sont des eaux avec une composante Pléistocène probable.

De même les eaux infiltrées au niveau des massifs à grande altitude, avec une fissuration et/ou karstification assez développée sont peu ou pas affectées par l'évaporation, due à l'infiltration rapide des précipitations. Ce cas de figure engendre un appauvrissement en isotopes lourds.

- Quant à la source d'Ain El Ouarka, elle se singularise par des teneurs extrêmement appauvries en isotopes stables de l'ordre $-9,6 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ et $-64,6 \delta^2\text{H} \text{ ‰}$.

Ce fort appauvrissement en isotope stable est révélateur d'un marquage paléoclimatique des eaux.

- Les eaux très anciennes ont été rechargées dans des conditions climatiques différentes de l'actuelle. Comme le fractionnement isotopique est fonction de la température, ces eaux révèlent des teneurs isotopiques négatives car elles ont été rechargées à des périodes avec des températures moyennes plus basses.

Les teneurs très appauvries en isotopes stables des eaux profondes est un indice inspirant la conservation des eaux fossiles dans l'aquifère (Castany et Margat, 1977).

De façon générale, plus les eaux profondes sont appauvries en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ (valeurs négatives), plus elle correspondent à une période de recharge froide et donc ancienne (Blavoux et al., 1993 ; Huneau, 2000 ; Malcuit, 2012).

En France, (Blavoux et al., 1993) ont noté un appauvrissement de 2 ‰ en oxygène-18 et jusqu'à 14‰ en deutérium, pour les eaux rechargées au Pléistocène (20 000 et 30 000 ans).

CONCLUSION

Ce qu'il faut retenir des résultats isotopiques de ses eaux thermales du nord-ouest Algérien, est l'absence de variation significative de leur composition isotopique. Les échanges entre l'oxygène des eaux de pluie infiltrées, et celui composant les minéraux des terrains traversés ou réservoirs encaissants, demeurent insignifiants. Cet échange, se traduit généralement par des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ positives, ce processus nécessite des températures assez élevées pour avoir lieu, de l'ordre de 220°C (IAEA, 2008).

Les eaux des sources étudiées proviennent de l'infiltration des précipitations, qui se sont produites à une période où les températures étaient moyennes à faibles.

Les altitudes de recharge sont probablement, celles des bassins versants dominants, situés à l'amont des diverses émergences thermales.

[Blavoux B. \(1978\)](#) a effectué des mesures isotopiques en O^{18} dans les monts de Tlemcen, à fin de déterminer l'altitude des impluviums des eaux profondes. Les résultats déduits de cette analyse, sont vraisemblablement les même que le karst correspondant à l'aquifère en question.

L'hypothèse des transferts à grandes distances, à travers de fortes dénivelées, est totalement éloignée. De même pour l'hypothèse de transit lointain, dans le cas des sources thermale des monts de Tlemcen.

En conclusion, les impluviums des aquifères karstiques des monts de Tlemcen, sont situés à proximité des émergences, ce qui peut être une conséquence des phénomènes de l'érosion et des structures tectoniques en horsts et graben ([Collignon B., 1986](#)).

D. LA GEOTHERMOMETRIE DES EAUX THERMALES ETUDIEES

I. INTRODUCTION

Les eaux thermales exhibent la particularité d'arriver en surface avec des températures très élevées, expression d'une circulation des eaux à de grandes profondeurs.

D'ailleurs, l'estimation des profondeurs de circulation des eaux, en rapport avec les niveaux géologiques, repose sur la connaissance de cette température, déterminée par le moyen des géothermomètres chimiques.

Par conséquent, la température de l'eau thermique, diminue de manière plus ou moins importante aussitôt remontée vers la surface.

Cependant, les géothermomètres chimiques, correspondent à la méthode ou outil géochimique, très utilisée dans l'étude géothermique.

Simplement, le géothermomètre fait une estimation de la température du réservoir profond, à partir de la composition chimique de l'eau à son émergence ([Michard, 2000](#)).

II. LES PRINCIPES FONDAMENTAUX DES GEOTHERMOMETRES

Les géothermomètres chimiques reposent sur le principe d'équilibre, à une température donnée, entre les phases minérales et les phases fluides, ([White, 1965 ; Fournier, 1974](#)).

La théorie des géothermomètres émise par ([White, 1970 ; Fournier, 1974](#)) accorde l'activité d'estimation de la température, à tout constituant chimique, disposant d'une concentration, contrôlée par cette dernière.

L'hypothèse de l'équilibre chimique des géothermomètres chimiques est basée sur le principe de la conservation. Ce dernier, une fois atteint en contact avec la roche réservoir, dans des conditions de températures et de pression, se garde.

En d'autres termes, l'équilibre chimique n'est masqué ni par le refroidissement prévisible au cours de la remontée, ni par des mélanges éventuels, que peut subir l'eau au cours de son ascension, à

traversant les horizons aquifères superficiels. Autrement dit, l'équilibre chimique atteint au préalable en profondeur reste visible dans la composition chimique de l'eau (Michard, 2000).

III. PROTOTYPES DE GEOTHERMOMETRES

Plusieurs types de géothermomètres chimiques sont mis en œuvre par de nombreux auteurs et dans différents secteurs géographiques, les plus connus sont à silice (Michard, 1979).

Pour l'essentiel, certains modèles sont présentés dans ce qui suit :

- Groupe de géothermomètres à silice, basé sur l'équilibre de la silice et de l'eau ($\text{SiO}_2 / \text{H}_2\text{O}$). Ce modèle renferme les géothermomètres à quartz, cristobalite, calcédoine et silice amorphe (Michard, 1979).
- Groupe de géothermomètres basés sur les rapports entre les éléments alcalins : Na/K, (Michard, 1979 ; Arnórsson et al., 1983). Na-K-Ca de (Fournier et Trudell, 1973) et celui de Na-K-Ca-Mg de (Giggenbach et al., 1983 ; Giggenbach, 1988).
- Groupe de géothermomètres expérimentaux, basés sur l'extrapolation d'expériences simples, entre un minérale et une solution. Habituellement, sont utilisés les minéraux de Quartz et de cristobalite (Weill et Battinga, 1970 ; Ragnarsdóttir et Walther, 1983 ; Giampaolo et al., 1992).
- La température en profondeur peut être appréciée par de nombreux indicateurs chimiques, comme les gaz dissous (CO_2 , H_2S , H_2), le bore, mais également par les dépôts siliceux, indice de température élevée.
En revanche, les dépôts des travertins en surface, dévoilent des températures modérées ou bien des mélanges avec des eaux bicarbonatées froides (Issaadi, 1992).

1. LE GEOTHERMOMETRE A SILICE

Le géothermomètre à silice, est basé sur la solubilité de silice, présente dans les minéraux des roches du réservoir profond. Par conséquent, la solubilité de cette dernière, dépend uniquement de la température, pour un pH constant (Pouchan, 1995).

Le géothermomètre à silice (Fournier, 1977), est basé sur l'équilibre chimique de la silice, entre 0 et 250°C. Néanmoins, la solubilité du quartz, au-delà de 80°C est susceptible d'induire des réactions de rééquilibrations.

Aussi, la mixture des eaux thermales, lors de la remontée, avec des eaux des niveaux aquifères plus froides, est susceptible de modifier les températures acquises en profondeur.

De ce fait, une utilisation prudente de ce géothermomètre est recommandée. Selon (Wanner et al., 2014), ce géothermomètre demeure fiable, dans le cas de fortes vitesses de transfert, des fluides vers la surface d'émergence.

Le (Tab. 9) qui suit, illustre les équations des géothermomètres à silice, établies par plusieurs auteurs.

Tableau 9: Les principales équations de géothermomètres à silice (InBouchareb -Haouchine, 2012).

Géothermomètre	Equation
(1) Quartz no steam loss (Fournier, 1977)	$T(^{\circ}\text{C}) = 1309 / (5.19 - \log S) - 273.15$
(2) Quartz max steam loss (Fournier, 1973)	$T(^{\circ}\text{C}) = 1522 / (5.75 - \log S) - 273.15$
(3) Quartz (Arnorsson, 1988)	$T(^{\circ}\text{C}) = -55.3 + 0.3659S - 5.3954 \cdot 10^{-4}S^2 + 5.5132 \cdot 10^{-7}S^3 + 74.360\log S$
(4) Calcédoine (Arnorsson, 1983)	$T(^{\circ}\text{C}) = 1112 / (4.91 - \log S) - 273.15$
(5) Quartz Sq(SiO ₂) (Fournier, 1973)	$T(^{\circ}\text{C}) = 12 \cdot \sqrt{S}$
(6) Quartz (Fournier, Potter, 1982)	$T(^{\circ}\text{C}) = -42.198 + 0.2831S - 3.6686 \cdot 10^{-4}S^2 + 3.1665 \cdot 10^{-7}S^3 + 77.034\log S$
(7) Quartz (Verma, 2000)	$T(^{\circ}\text{C}) = (-1117.3) / (\log S - 4.78) - 273.15$
(8) Quartz (Gunnarsson, Arnorsson, 2000)	$\log(10^{-3}S/60.0843) = -34.188 + 197.44 / (T + 273.15) - 5.85 \cdot 10^{-6}(T + 273.15)^2 + 12.245 \cdot \log(T + 273.15)$

* S = [SiO₂] en mg/L

2. LES GEOTHERMOMETRES A CATIONS

2.1 LE GEOTHERMOMETRE NA/K

Le géothermomètre Na/K repose sur l'équilibre en profondeur, des plagioclases et des feldspaths potassiques (Truesdell, 1976 ; Fournier, 1979 ; Tonali, 1980 ; Arnorsson, 1983 ; Nieva, 1987 ; Giggenbach, 1988).

Ce dernier est recommandé en particulier, dans le cas des réservoirs très profonds à températures supérieures à 170°C. Ce géothermomètre s'avère résistant aux réactions de rééquilibrations (Fouillac et Michard, 1981), et de précipitations de minéraux en phase de refroidissement (Wanner et al., 2014).

Le géothermomètre Na/K demeure peu crédible, pour l'estimation des températures inférieures à 100°C.

Les échanges avec des minéraux argileux, sont susceptibles de brouiller les résultats, de même pour les opérations de dilutions, par les aquifères superficielles (Weissberget Wilson, 1977).

Les équations utilisées dans cette étude, sont issues de divers auteurs, reliant la température au rapport Na/K.

Tableau 10: Principales équations des géothermomètres à cations Na-K (In Bouchareb- Haouchine , 2012).

Géothermomètre	Equation
(9) Na-K (Arnorsson, 1983)	$T(^{\circ}C) = 933 / (0.993 + \log Na/K) - 273.15$
(11) Na-K (Trusdell, 1976)	$T(^{\circ}C) = 856 / (0.85 + \log Na/K) - 273.15$
(12) Na-K (Tonani, 1980)	$T(^{\circ}C) = 883 / (0.78 + \log Na/K) - 273.15$

2.2 GEOTHERMOMETRE NA /K/Ca

Ce géothermomètre est proposé par Fournier et Truesdell, 1973, basé principalement sur la solubilité des cations Na-K- Ca, dérivant des plagioclases. Accédant de ce fait, à un équilibre entre les feldspaths et les minéraux calciques. Ce géothermomètre, semble convenir aux basses températures, ce qui n'est pas le cas des géothermomètres Na-K. D'ailleurs, adéquat pour un large éventail de température, allant de 0 à 350°C.

Toutefois, ce modèle de géothermomètre, montre des limites liées aux interactions eaux/roches. En particulièrement, la dissolution des formations sédimentaires (les évaporites), conduit à des résultats incohérents.

Son équation est la suivante :

$\beta = 1/3 \rightarrow$ dans le cas où la température de l'eau à l'émergence est inférieure à 100°C

$\beta = 4/3 \rightarrow$ dans le cas où la température de l'eau à l'émergence est supérieure à 100°C

3. DIAGRAMME TRIANGULAIRE NA – K – Mg

Le diagramme ternaire $\text{Na}/1000\text{-K}/100\text{-Mg}^{1/2}$ de (Giggenbach, 1988), présente l'avantage de fournir des informations intéressantes sur les eaux thermales (Fig.57).

En plus de son utilisation pour l'estimation des températures des réservoirs géothermaux profonds, ce diagramme, contribue dans l'identification du géothermomètre convenable au type d'eau, selon l'équilibre atteint avec le réservoir encaissant.

Le diagramme ternaire (Giggenbach, 1988) est basé sur l'étude des liaisons thermiques des réactions chimiques, impliquant des minéraux alcalins.

Pour une température donnée, il permet de distinguer trois catégories d'eau vis-à-vis du réservoir profond abritant l'eau :

- des eaux immatures ;
- des eaux partiellement en équilibres avec l'encaissant ;
- des eaux en équilibre complet avec l'encaissant.

4. PRECAUTIONS LIEES A L'UTILISATION DES GEOTHERMOMETRES

Il est fondamental, lors de l'utilisation des géothermomètres à silice (SiO_2), de prendre en considération les réserves suivantes :

- En termes de concentration, il est recommandé d'utiliser la calcédoine ou quartz, pour les sources ou les puits de faible profondeur, quand la concentration en silice non dissocié, se trouve entre 60 et 250 ppm (Arnórsson, 1975).
- En terme de température, les géothermomètres à calcédoine sont mieux adaptés pour des températures de 40 à 70°C (Gunter et al., 1992 ; Kharaka et Mariner, 1989).
Quant aux géothermomètres à quartz, ces derniers sont compatibles avec l'intervalle des températures de 70° à 250°C.
- Pour un environnement géologique formé de roches carbonatées, les géothermomètres à silice sont inappropriés.

Les géothermomètres à silice sont insensibles aux variations de salinité (TDS), liées au réservoir infini, nécessitant de longues périodes de circulations.

De même, ce géothermomètre est inapproprié pour les eaux acides, riches en sulfates, à faible teneurs en chlorures (Fournier et Trusdell, 1973).

Dans des conditions de fort pH, la solubilité des minéraux silicatés alcalins augmente fortement, ce qui engendre des températures anormalement hautes (Gunter et al., 1992).

5. ETUDE GEOTHERMOMETRIQUE APPLIQUEE AUX EAUX THERMALE DU BASSIN DE LA TAFNA ET DES MONTS DE TLEMCEN

L'estimation de la température du dernier équilibre thermodynamique, des eaux thermales du bassin de la Tafna, est basée sur l'application de plusieurs géothermomètres chimiques.

Cependant, le croisement des géothermomètres est recommandé, vue la complexité des réactions chimiques, se produisant lors du transfert des fluides en profondeur.

6. DISCUSSION DES RESULTATS DES GEOTHERMOMETRES A SILICE

Les résultats des différents géothermomètres, utilisés dans l'étude des eaux thermale du bassin de Tafna, sont mentionnés en (Tab.11) et représentés par la (Fig.55).

Les géothermomètres à silice, Amorphous Silica (Fournier et Truesdell, 1974), α - Cristobalite et β - Cristobalite (Fournier, 1977), fournissent des températures négatives, ce qui démontre l'inadéquation de ses géothermomètres aux eaux thermales du bassin de la Tafna.

Il est important de rappeler que la majorité des géothermomètres chimiques, ont été mis au point dans des contextes géologiques et géothermiques particuliers (volcanisme actif et haute enthalpie). Leur application en formations sédimentaires et en basse enthalpie, doit être prise avec réserve.

Le géothermomètre à Chalcedoine conductive de (Fournier, 1977), donne des températures positives, pourtant assez faibles et souvent inférieures à celles mesurées aux émergences.

En revanche, ce géothermomètre peut convenir à la source de Hammam Chigguer (Tlm7), il donne une température du réservoir de 47°C, valeur représentative, sachant que la température d'émergence est de 33,1°C.

Pour le quartz conductive (Fournier 1977), les températures estimées sont représentatives et varient de 36°C au niveau de la source (Tlm6) à un maximum de 79°C Hammam Chigguer.

Ce même géothermomètre donne une valeur faible et inférieure à la température d'émergence pour la source (Tlm3).

Le géothermomètre de quartz adiabatique (Fournier, 1977), donne une estimation des températures, très représentatives pour l'unanimité des eaux thermales étudiées. Ces dernières s'échelonnent de 31°C (Tlm3) à 82°C (Tlm7).

Tableau 11: Estimation des températures (°C) des eaux thermales du bassin de la Tafna par les géothermomètres à silice.

Sample ID	Temp.discharge (°C)	Amorphous Silica	α Cristobalite	β Cristobalite	Chalcedony conductive	Quartz conductive	Quartz adiabatic
Tlm 1	34	-61	-3	-46	12	44	52
Tlm 2	44.5	-36	26	-19	44	76	80
Tlm 3	29.5	-80	-26	-66	-12	16	31
Tlm 4	31.3	-57	2	-41	18	50	57
Tlm 5	24.7	-65	-8	-50	7	38	48
Tlm6	25.6	-67	-10	-52	5	36	46
Tlm 7	33.1	-34	29	-17	47	79	82
Tlm 8	43	-37	25	-20	43	75	79
Tlm9	35	-60	-2	-45	13	45	53
Tlm 10	27.3	-65	-8	-50	7	39	48

Amorphous Silica (Fournier et Truesdell (1974) :

$$T = [731 / (4.52 - \log \text{SiO}_2)] - 273.15$$

$$\alpha - \text{Cristobalite (Fournier 1977)} : T = [1000 / (4.78 - \log \text{SiO}_2)] - 273.15$$

$$\beta - \text{Cristobalite (Fournier 1977)} : T = [781 / (4.51 - \log \text{SiO}_2)] - 273.15$$

$$\text{Chalcedoine conductive (Fournier 1977)} : T = [1032 / (4.69 - \log \text{SiO}_2)] - 273.15$$

$$\text{Quartz conductive (Fournier 1977)} : T = [1522 / (5.75 - \log \text{SiO}_2)] - 273.15$$

$$\text{Quartz adiabatique (Fournier 1977)} : T = [1309 / (5.19 - \log \text{SiO}_2)] - 273.15$$

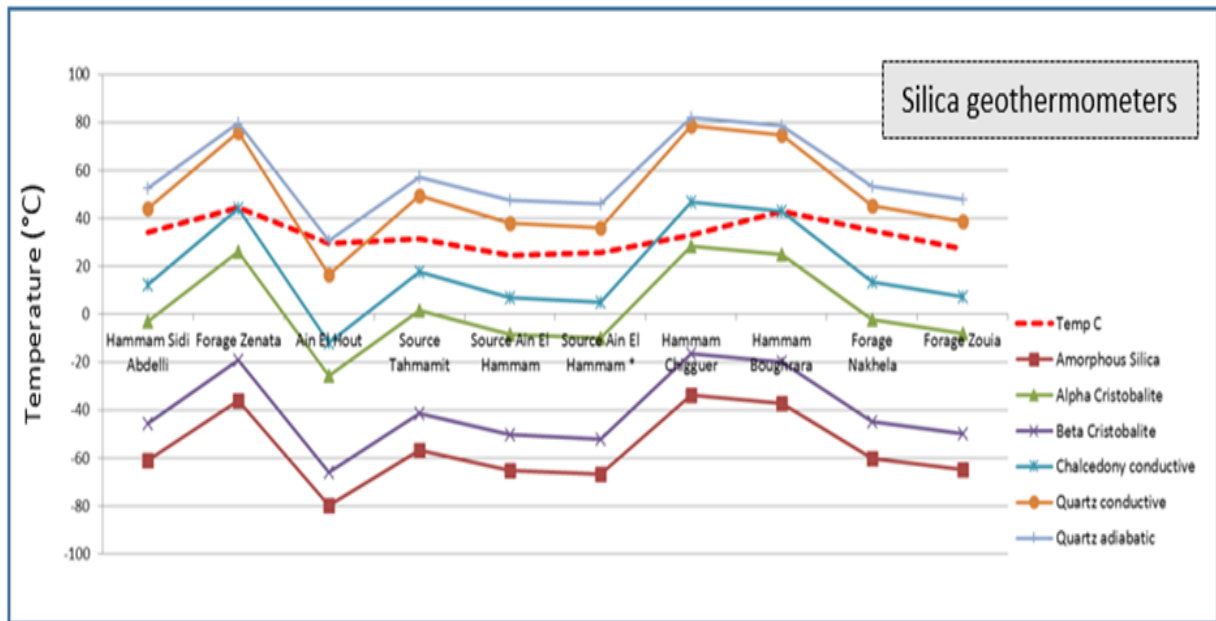


Figure 55: Estimation des températures du réservoir profond par les géothermomètres à silice

7. DISCUSSION DES RESULTATS DES GEOTHERMOMETRES A CATIONS

Les équations utilisées pour estimer les températures du réservoir profond sont celles de (Fournier et Truesdell, 1973) ; (Fournier et Truesdell, 1974) ; Na/K (Truesdell, 1975) ; (Fournier, 1977) ; Na/K (Fournier, 1979) ; Na/K (Tonani, 1980) ; Na/K (Arnòrsson, 1983) ; Na/K (Giggenbach, 1988) ; K/Mg (Giggenbach, 1988).

Les résultats obtenus de ces différentes applications de géothermomètres chimiques, sont synthétisés en (Tab.12) et illustré par la (Fig.56).

Le géothermomètre (F) Na/K de (Tonani, 1980), fournit des températures très élevées, avec des variations de valeurs à large gamme, allant de 90°C à 324°C.

De même pour le géothermomètre Na/K de (Giggenbach, 1988), les estimations des températures du réservoir profond sont, comprises entre un minimum de 135°C (Tlm7) à un maximum de 294°C (Tlm3).

Globalement, les géothermomètres [(D), (F), (G) et (H)], présentent des températures élevées, dans une certaine mesure surestimés, puisque la région d'étude appartient à une zone à basse enthalpie,

dont les températures sont comprises dans un intervalle de 50°C à 90°C (Bouchareb-Haouchine, 2012).

Tableau 12: Estimation des températures par les géothermomètres à cations, du réservoir profond des eaux thermal du bassin de la Tafna.

Sample ID	T°C discharge	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)	(F)	(G)	(H)	(I)
Tlm1	34	25	25	182	145	200	175	170	154	29
Tlm 2	44.5	83	68	187	151	204	182	175	160	64
Tlm3	29.5	23	23	285	277	294	324	270	278	32
Tlm 4	31.3	47	47	214	184	230	219	201	191	42
Tlm 5	24.7	28	28	206	173	222	207	193	182	32
Tlm 6	25.6	28	28	200	166	216	199	187	175	32
Tlm 7	33.1	85	67	115	68	135	90	104	79	59
Tlm 8	43	61	48	225	198	240	234	212	133	48
Tlm 9	35	46	46	163	122	181	150	151	122	36
Tlm10	27.3	38	38	181	143	198	173	168	112	32

(A) Na-K-Ca (Fournier et Truesdell 1973) :

$$T = [1112 / \log (Na/K) + \beta * \log (Ca/Na) + 2.24] - 273.15, \beta = 1/3$$

(B) Na-K-Ca Mg correct (Fournier 1979): T.Na-K-Ca-

$$(C) Na/K (Fournier 1979) : T = [1217 / (1.483 + \log(Na/K))] - 273.15$$

$$(D) Na/K (Truesdell 1975): T = [856 / (0.857 + \log (Na/K))] - 273.15$$

$$(E) Na/K (Giggenbach 1988): T = [1390 / \log (Na/K) + 1.75] - 273.15$$

$$(F) Na/K (Tonani 1980): T = [833 / \log (Na/K) + 0.780] - 273.15$$

$$(G) Na/K (Nieva\&Nieva 1987): T = [1178 / (1.2393 + \log (Na/K))] - 273.15$$

$$(H) Na/K (Arnôrsson 1983): T = [908 / (0.692 + \log (Na/K))] - 273.15$$

$$(I) K/Mg (Giggenbach 1988): T = [4410 / (14 - \log (K^2/Mg))] - 273.15$$

Quant aux géothermomètres, [(A), (B) et (I)], ces derniers donnent des estimations de températures moyennes à faibles, allant de 28°C à 85°C.

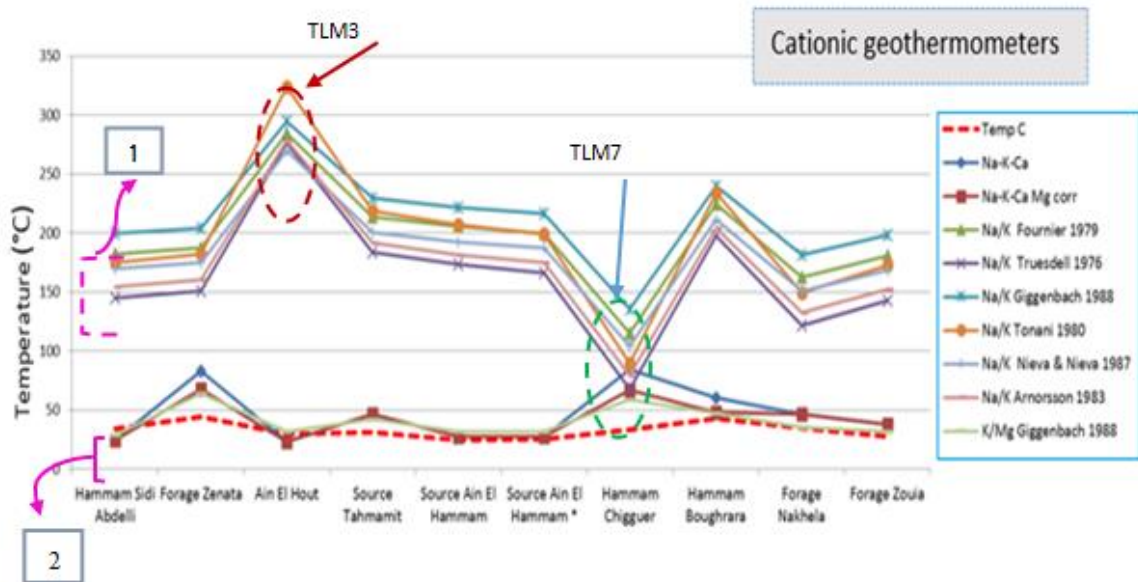


Figure 56: Estimation des températures des réservoirs profonds par les géothermomètres à cations

Toutefois, une exception est faite au niveau des points (Tlm1) et (Tlm3), avec des températures respectives de 25°C et 23°C, inférieures aux températures d'émergences.

L'examen de la (Fig. 56), illustrant l'allure des profils de températures des géothermomètres à cations, montre une répartition des températures en deux groupes, à aspect similaire.

Le groupe (1) de géothermomètres à températures élevées, [(F), (C), (H), (D), (G)]. Ces derniers marquent un maximum de la température du réservoir profond au point (Tlm3) et un minimum de température au niveau de la source (Tlm7).

Le groupe (2) de géothermomètres : (A) Na-K-Ca (Fournier et Truesdell, 1973), (B) Na-K-Ca Mg corrigée ainsi que (I) K/Mg (Giggenbach, 1988), montre deux maxima correspondant aux sources (Tlm2) et (Tlm7) de 67°C et 85°C.

Globalement, ces géothermomètres fournissent des températures modestement faibles ou proches de celles mesurées aux différentes émergences.

L'analogie des températures estimées par les géothermomètres Na-K-Ca- Mg et celles mesurées aux émergences, plaide en faveur de mélange des eaux thermales, lors de l'ascension avec des eaux froides riches en magnésium.

D'ailleurs, le diagramme triangulaire Na-K-Mg de (Giggenbach, 1988), en (Fig.57), montre bien la concentration des sources étudiées au niveau du pôle magnésien (zone des eaux superficielles). Le mélange des eaux thermales chaudes, aux eaux froides des niveaux géologiques supérieur riches en Mg, a beaucoup influencé les eaux thermales. Au final le chimisme des eaux de surfaces, a fini par être imposé aux eaux étudiées.

De ce fait, l'application des géothermomètres à cations, au cas des eaux thermales immatures, pour l'estimation des températures du réservoir profond, affaibli la crédibilité des résultats obtenus (Giggenbach, 1988 ; Tarcn, 2005 ; Belhail et al., 2016).

Les géothermomètres à cation [(F), (H), (D), (G)] sont contrôlés par les concentrations en Na^+ et K^+ , de ce fait, ils dépendent de la valeur du rapport Na^+/K^+ .

Quand Na^+/K^+ est faible, tel est le cas du point (Tlm3), avec un rapport d'une valeur de 5, cette source marque une température maximale, pour l'unanimité des géothermomètres utilisés.

Cela peut concorder avec une remontée très rapide des eaux thermales en surface, à la faveur de failles ou de couloirs fracturés, sans être affecté par des mélanges avec des aquifères supérieurs à eaux froides.

De même, cette remontée rapide, engendre un temps de contact eau/roche faible, de ce fait les réactions de dissolutions sont limitées, d'ailleurs, des résultats d'analyses en (Annexe 3), reflète bien une source de faible minéralité.

Tableau 13: Synthèse des principaux résultats issus de l'application des géothermomètres à cations

Groupe 1						
Géothermomètre	Sample ID	Na ⁺ /K ⁺	T°C min	Sample ID	Na ⁺ /K ⁺	T°C max
(F) Na/K (Tonani 1980)	Tlm7	44.97	90	Tlm3	5	324
INa/K(Giggenbach 1988	Tlm7		135	Tlm3		294
Na/K (Fournier 1979)	Tlm7		115	Tlm3		285
(H)Na/K (Arnòrsson 1983)	Tlm7		79	Tlm3		278
(D)Na/K (Truesdell 1975)	Tlm7		68	Tlm3		277
(G)Na/K (Nieva&Nieva 1987)	Tlm7		104	TLm3		270
Groupe 2						
	Sample ID	K ⁺ /Mg ²⁺	T°C Min	Sample ID	K ⁺ /Mg ²⁺	T°C max

(A) Na-K-Ca (Fournier et Truesdell 1973)	Tlm3	0.09	23	Tlm7	0.27	85
(B) Na-K-Ca Mg corr				Tlm2		67
(I)K/Mg (Giggenbach 1988)	Tlm1	0.05	29		0.61	64

La source Tlm7 avec un rapport de Na^+/K^+ assez important d'une valeur de 44,97, a cependant enregistrée les températures les plus faibles, sur les géothermomètres dès lors cités.

Cette source peut correspondre au cas d'une remontée lente, qui engendre un refroidissement de ses eaux par conduction thermique.

Ce régime de la remontée, va favoriser les réactions de dissolution des différentes formations géologiques, composant les horizons supérieurs (Messinien et Miocène), et donnant lieu à des eaux très minéralisées.

La vitesse de remontée, de l'eau thermique vers la surface, demeure un facteur de contrôle des échanges avec l'encaissant, ce qui peut inévitablement modifier sa composition chimique, pour des vitesses faibles.

Il est important de rappeler que cette source présente un faciès Chloruré sodique, comme exposé par les différents diagrammes (Piper, Schöeller-Berkaloff, Chadha), et montre un enrichissement important en ions Na^+ et Cl^- . Cet enrichissement peut être accordé aux interactions eau/roche, se traduisant par la dissolution de l'halite, dans un milieu sédimentaire évaporitique. La possibilité de la dissolution de gypse, pour cette source, est inapproprié vue les faibles teneurs en sulfates (Annexe 1).

8. DIAGRAMME TRIANGULAIRE NA – K – Mg

La représentation graphique des sources analysées, illustrée par la (Fig. 57), montre une concentration de la majorité des points analysés au niveau du pôle magnésien. Une exception est notée à la source de Hammam Chigguer du point (Tlm7), qui tend vers l'équilibre partiel sans toutefois l'atteindre.

La singularité du point (Tlm7), par rapport aux autres sources du bassin de la Tafna, est d'ailleurs relevée par le diagramme ternaire $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ en (Fig.58), où le caractère d'une eau mature est attribué à cette dernière.

De façon générale, les autres sources thermales du bassin, appartiennent au domaine des eaux immatures, distinguées par des caractéristiques des eaux de surface, pour lesquelles l'équilibre avec l'encaissant n'est pas atteint. Ce cas de figure peut suggérer un rééquilibrage des eaux, suite à une forte dilution.

Une variété de processus peut convenir avec cette éventualité telle un mélange des eaux chaudes, avec des eaux d'infiltration peu profondes et froides, ou des eaux de surface riches en magnésium.

En effet, les eaux chaudes provenant des réservoirs profonds au cours de leur transfert vers la surface, ces dernières vont être diluées (Giggenbach, 1988).

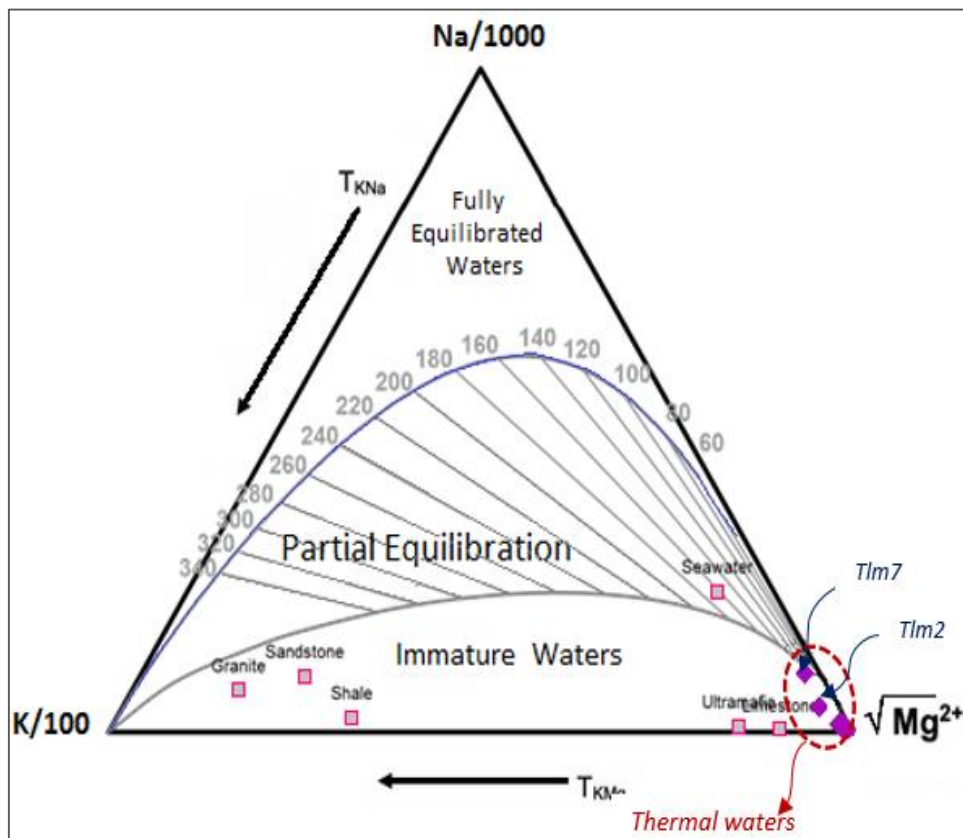


Figure 57: Représentation des températures des eaux thermales du bassin de la Tafna par le diagramme triangulaire Na-K-Mg

(Giggenbach, 1988), illustrant l'état immature des eaux étudiées.

En revanche, le transfert des eaux thermales les moins diluées, se fait directement vers la surface, par l'intermédiaire des failles profondes, jouant le rôle de drains.

Il arrive qu'un équilibre s'acquière dans le réservoir souterrain profond. Seulement, ce dernier peut se masquer par des interactions tardives, au cours de la remontée, suite à des mélanges avec les eaux des aquifères superficielles, pauvres en éléments dissous (Michard, 1990 ; Serra et al, 2003).

Il n'est pas possible d'observer sur ce graphique une courbe de tendance des températures. Ceci pourrait suggérer que les géothermomètres ne conviennent pas à ce type de sources de façon générale, en particulier, les géothermomètres Na/K.

9. DIAGRAMME TRIANGULAIRE CL – SO₄ – HCO₃

Le diagramme Cl – SO₄ – HCO₃ de (Giggenbach, 1991), permet une classification des eaux géothermales selon leur origine, avec une caractérisation du type d'eau. L'illustration sur la (Fig. 58) montre des eaux bicarbonatées à origine périphérique, à l'exception de Hammam Chigguer (Tlm7). Ce dernier montre une appartenance à la catégorie des eaux chlorurées à caractère mature.

10. DIAGRAMME SiO₂-LOG (K²/Mg²⁺)

L'évaluation de l'état de saturation des eaux thermales du bassin de la Tafna, face aux différentes variétés allotropiques de silice, est effectuée à la faveur du diagramme géochimique, de SiO₂ en fonction du log (K²/Mg²⁺). Le géo-indicateur ou le géothermomètre de SiO₂-log (K²/Mg²⁺), enregistre l'équilibre le plus récent, obtenu entre l'eau et son réservoir profond, avant son arrivée en surface (Giggenbach and Glover, 1992).

Dans les systèmes géothermiques à haute température, les eaux chlorurées se placent sur la courbe de dissolution du quartz.

Quant aux eaux carbonatées (faibles températures), elles se retrouvent surtout sur la courbe de dissolution de la Chalcédoine, ou bien entre la Chalcédoine et la courbe de dissolution de la silice Amorphe (Henley et al., 1984).

La projection des sources thermales du bassin, représentée par la (Fig. 59), montre que la source (Tlm8) correspondante à Hammam Boughrara, se situe sur la courbe de saturation de la Chalcédoine.

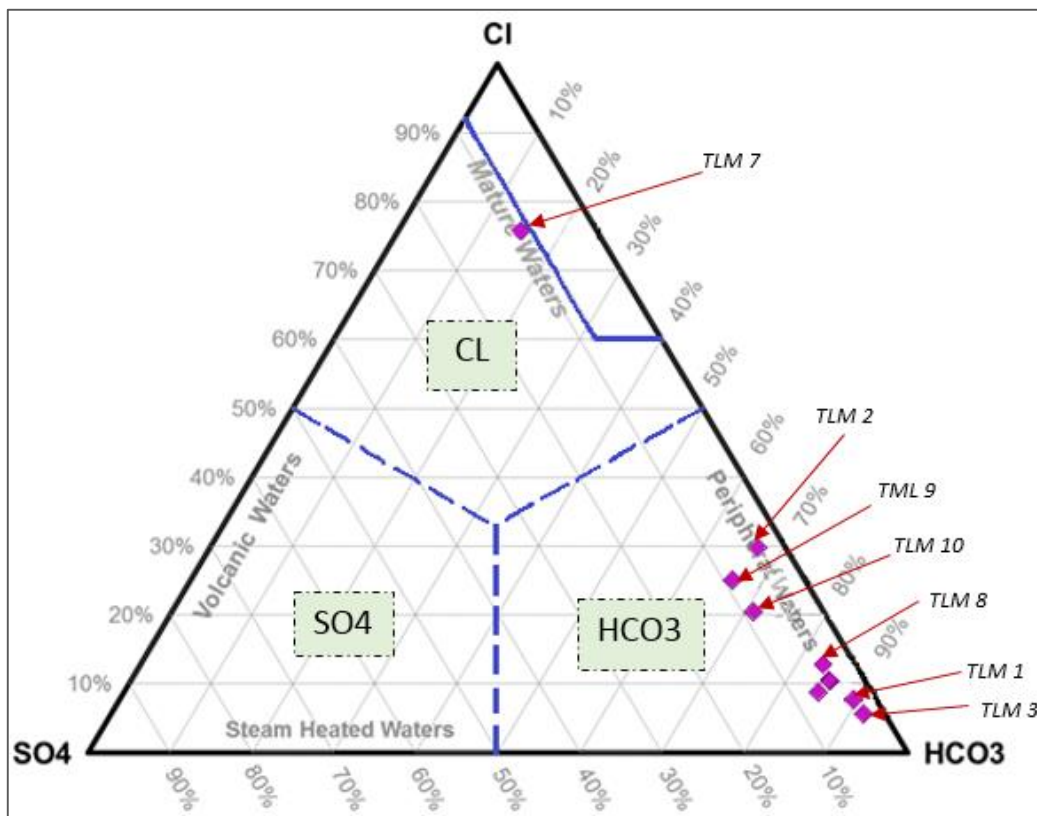


Figure 58: Représentation graphique par le diagramme triangulaire Cl-SO₄-HCO₃ (Giggenbach, 1991), des eaux thermales du bassin de la Tafna.

Quant aux eaux thermales des points (Tlm7 et Tlm2), ces derniers se projettent dans l'espace de Quartz – Chalcedoine caractérisés par une température inférieure à 80°C.

Nous pouvons déduire pour le cas des eaux thermales du bassin de la Tafna que, l'équilibre dépend essentiellement de la solubilité de la Chalcédoine.

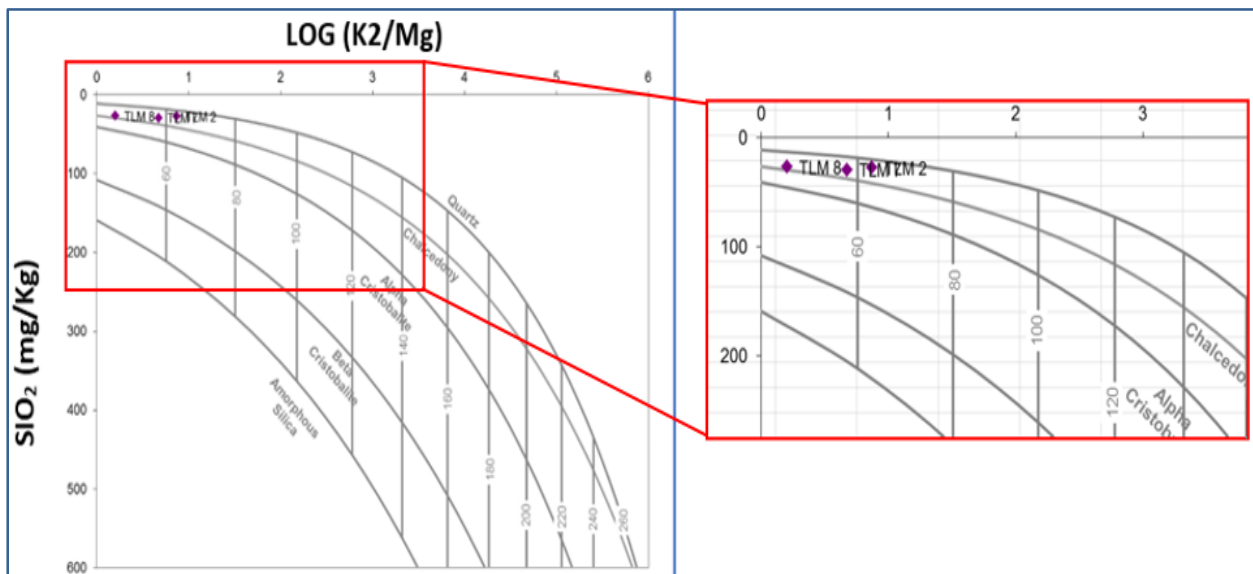


Figure 59: Diagramme de $\log (K2 /Mg)$ vs $\log (SIO_2)$ des eaux thermales du bassin de la Tafna.

Le réservoir profond est composé principalement de calcaire et de dolomites ainsi, l'utilisation d'un géothermomètre à Chalcédoine est un facteur limitant en soi (Belhai et al., 2022).

D'ailleurs, les températures déduites par ce géothermomètre (Tab.12), sont pour la plupart des sources, des valeurs négatives ou proches des températures d'émergence.

11. Diagramme $\log (K2/Mg) - \log (K2/Ca)$

Les eaux thermales du bassin de la Tafna sont projetées sur le graphique $\log (K2/Mg)$ vs. $\log (K2/Ca)$, qui est fréquemment utilisé pour évaluer la température d'équilibre eau/roche du réservoir profond. De même la pression du CO_2 (PCO_2) des eaux thermales, est donnée par ce diagramme.

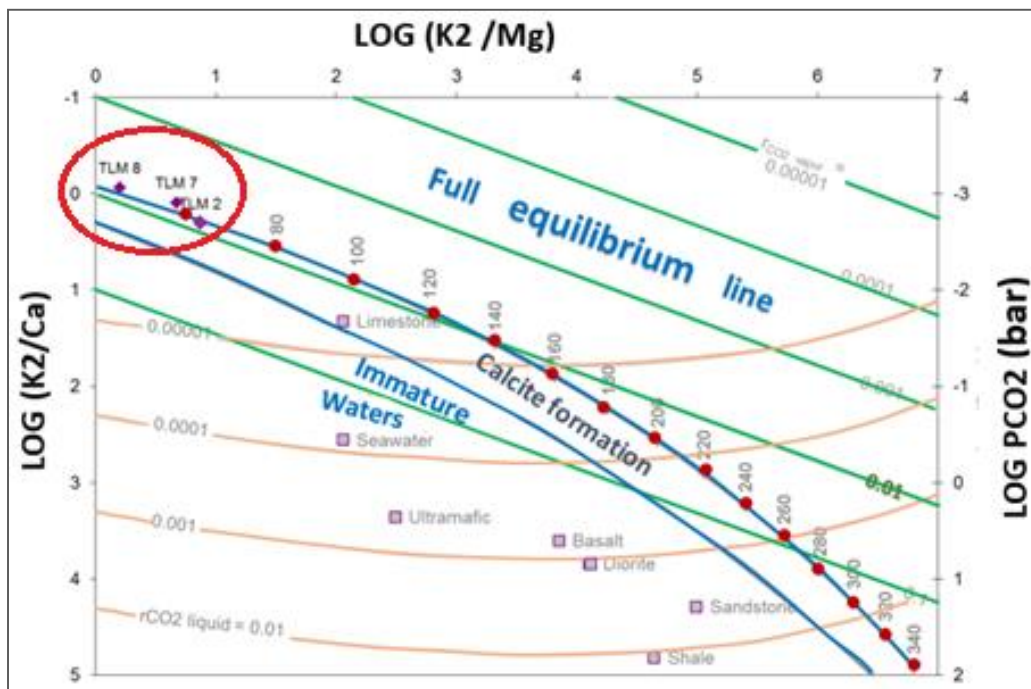


Figure 60: Graphique du log (K2/Mg) vs log (K2/Ca) des eaux thermales du bassin de la Tafna et les Monts de Tlemcen.

Le graphique de la (Fig.60), montre que les points des eaux thermales, se placent sur la courbe de formation calcite, avec un intervalle de température inférieur à 80°C, pour une pression de CO₂ d'environ 0.01 Bar.

Ce domaine, est à la faveur de la conversion du Ca-Al Silicates en calcite (Ristuccia et al., 2019 ; Belhai et al., 2022).

Les eaux thermales du bassin de la Tafna, occupent la partie supérieure du graphique (Fig.61), assez proche de l'espace de la dissolution des roches de la croûte terrestre moyenne (Rock dissolution). Cet intervalle reflète l'état des eaux de faibles températures, riches en magnésium.

En outre, les eaux thermales du bassin, exhibent le caractère immature, par une position assez éloignée de la courbe d'équilibre complet, avec des températures avoisinant les 60°C, pour l'ensemble des eaux bicarbonatées. Néanmoins, le point (Tlm7), montre une tendance vers la courbe d'équilibre avec une température proche de 70°C.

Les mélanges des eaux thermales, avec des eaux de faible profondeur, riche en magnésium peut être à l'origine des faibles températures de ses eaux.

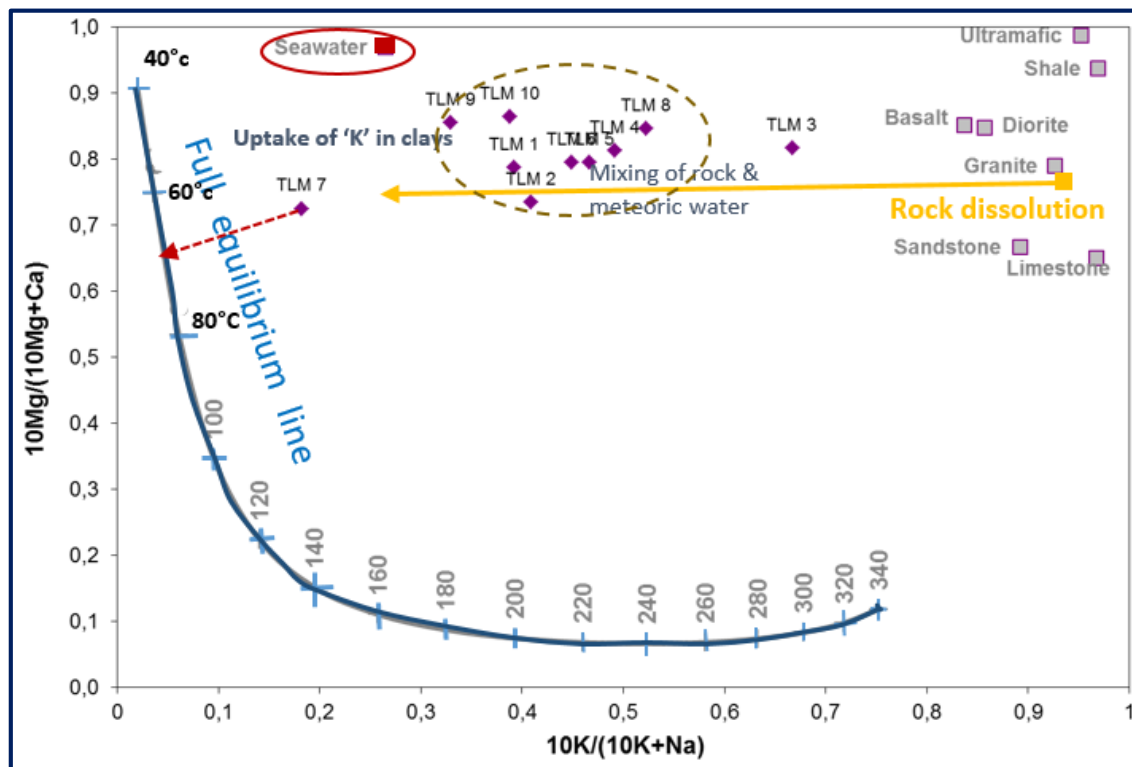


Figure 61: Graphique de $10\text{Mg}/(10\text{Mg}+10\text{Ca})$ vs $10\text{K}/(10\text{K}+10\text{Na})$ des eaux thermales du bassin de la Tafna (Giggenbach, 1988; Pasvanoğlu S. et al., 2019).

Les différentes températures fournies par ce géothermomètre, sont liées au taux de rééquilibrage des eaux, lors des interactions eau/roche, où le sodium (Na^+) possède un taux de dissolution plus lent, et n'est que peu affecté par le mélange, avec les eaux de surface.

Le Potassium (K^+) est intermédiaire alors que le Mg^{2+} est plutôt rapide. Par conséquent, Na-K montre des équilibres profonds (généralement avec des températures plus élevées). Le K-Mg se rapporte à un équilibre plus superficiel, cas des réservoirs proche de la surface avec des températures plus basses.

Les eaux bicarbonatées du bassin de la Tafna, sont tracées avec des taux proches de ceux prévus pour la dissolution moyenne de la roche, suivant une tendance suggérant l'absorption de K^+ , des argiles des formations sédimentaires, plutôt que par un apport d'eau de mer (Pasvanoğlu S. et al., 2019).

12. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX RESULTATS ISSUS DES GEOTHERMOMETRES APPLIQUES A LA REGION NORD-UEST

Les travaux de calcul des températures des réservoirs profonds de la région d'étude issues des différents géothermomètres chimiques, sont pour l'essentiel synthétisés dans ce qui suit.

Tableau 14: Principaux résultats de températures (°C) estimées par les géothermomètres chimiques appliqués à la région Nord-Ouest [Bouchareb -Haouchine, 2012](#))

Eau thermale	Qtz adiabatique (Fournier, 1977)	Na-K (Arnórsson, 1983)	Na-K (Trusdell, 1976)	Na-K (Tonali, 1980)
Ain Franine	89,78	90,74	79,41	102,44
H. Bouhdjar	106,22	134,74	124,73	152,25
H. Sidi Abdellys	42,08	160,68	151,75	182,57
Tahmamit*	47,46	148,93	139,48	168,91
H. Boughrara	68,61	166,25	157,58	189,07

Les températures évaluées par le géothermomètre de (Fournier, 1977), varient de 42°C à 106°C, ces dernières sont conformes, et semble les mieux représentatives des eaux thermales étudiées.

Les températures évaluées par le géothermomètre Na-K (Tonali, 1980), varient de 102°C à 189°C, ces dernières sont vraisemblablement surestimées.

13. ESTIMATION DES TEMPERATURES DES RESERVOIRS PROFONDS DE LA REGION NORD-UEST

Les formules empiriques des géothermomètres chimiques à silice et à cation, permettent l'estimation des températures, auxquelles sont portées les eaux des sources chaudes, au niveau des réservoirs profonds. Ces dernières sont appliquées aux sources thermales de la région Nord-Ouest.

Les Equations des géothermomètres à silice appliqués dans l'estimation des températures des réservoirs thermaux du Nord-ouest sont comme suit :

$$\text{Quartz sans perte de vapeur : } T = \frac{1309}{5,19 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

$$\text{Quartz perte de vapeur maximale à } 100^{\circ}\text{C} : T = \frac{1522}{5,75 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

$$\text{Calcédoine} : T = \frac{1032}{4,69 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

$$\alpha\text{-Cristobalite} : T = \frac{1000}{4,78 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

$$\beta\text{-Cristobalite} : T = \frac{781}{4,51 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

$$\text{Silice amorphe} : T = \frac{731}{4,52 - \log \text{SiO}_2} - 273,15$$

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

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

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

$$\text{Selon Arnòrsson} : T = \frac{933}{0,993 - \log \text{Na/K}} - 273,15$$

Les résultats des estimations des températures du réservoir profondes par géothermomètres, sont synthétisés dans les (Tab. 15 et 16), qui suivent.

Tableau 15: Températures en ($^{\circ}\text{C}$) évaluées par les géothermomètres à Silice des eaux thermales du secteur nord-ouest Algérien (Chorfi. H et al., 2019).

Source thermique	T1	T2	T3	T4	T5	T6
Ain Franine	95,38	90,79	59,76	41,12	-4,95	-22,98
Hammam Sidi Abdely	47,83	50,12	11,45	-3,47	-45,99	-61,15
Forage Zenata	69,74	69,06	33,49	16,91	-27,36	-43,82
Ain El Hout	30,92	35,27	-5,30	-19,01	-60,05	-74,23
Source Tahmamit	53,35	54,93	16,97	1,64	-41,34	-56,83
Source Ain El Hammam	42,57	45,52	6,21	-8,33	-50,40	-65,25
Source Ain El Hammam *	40,66	43,84	4,32	-10,09	-51,99	-66,73
Hammam Chigguer	82,07	79,57	46,05	28,50	-16,67	-33,88
Hammam Boughrara	78,12	76,22	42,02	24,79	-20,11	-37,07
Forage Nakhela	51,44	53,27	15,06	-0,13	-42,95	-58,32

Forage Zouia	41,61	44,68	5,26	-9,21	-51,20	-66,00
Ain El Ouarka	89,86	86,16	54,06	35,88	-9,83	-27,51
Ain el Begra	112,82	105,32	77,93	57,82	10,70	-8,44
Source El Hamdha	114,96	107,08	80,18	59,87	12,64	-6,63
Source N°6	107,54	100,94	72,40	52,74	5,93	-12,87
Source Américaine	108,28	101,56	73,18	53,45	6,59	-12,25
Source du pont	108,78	101,97	73,70	53,93	7,04	-11,83
Champs Captant	107,60	101,00	72,47	52,80	5,98	-12,82
Hammam Bouhnifia	104,19	98,16	68,91	49,53	2,92	-15,67
Source Sidi Boussaïd	62,44	62,79	26,11	10,09	-33,62	-49,64
Hammam Rabi	77,14	75,38	41,02	23,86	-20,96	-37,86
Hammam Sidi Aïssa	110,44	103,35	75,44	55,53	8,55	-10,44
Source Skhouna	73,09	71,93	36,89	20,05	-24,47	-41,13
Forage ST de refoulement	70,48	69,69	34,23	17,60	-26,73	-43,23
Forage C3	65,58	65,49	29,27	13,02	-30,94	-47,15
Forage Ain Zaouïa	70,67	69,86	34,43	17,79	-26,56	-43,07
ST C6	65,38	65,32	29,07	12,83	-31,11	-47,30
Forage Ain Skhouna	64,42	64,49	28,10	11,94	-31,93	-48,07
Forage El Malha	68,58	68,07	32,31	15,83	-28,36	-44,75

Tableau 16: Températures en (°C) évaluées par les géothermomètres Na/K

(Chorfi. H et al., 2019)

Source thermique	T7	T8	T9	T10
Ain Franine	152,95	144,93	100,99	121,53
Hammam Sidi Abdellys	244,96	207,40	175,13	196,75
Forage Zenata	227,79	196,26	161,45	182,95
Ain El Hout	287,06	233,76	208,34	230,14
Source Tahmamit	256,26	214,60	184,08	205,77
Source Ain El Hammam	243,11	206,21	173,66	195,27
Source Ain El Hammam *	234,44	200,60	166,76	188,31
Hammam Chigguer	75,50	86,45	36,84	55,68
Hammam Boughrara	273,74	225,56	197,88	219,64
Forage Nakhela	76,79	87,47	37,92	56,79
Forage Zouia	138,48	134,44	89,12	109,41
Ain El Ouarka	88,89	96,98	48,05	67,23
Ain El Begra	129,44	127,78	81,68	101,79

Source El Hamdha	132,95	130,37	84,57	104,75
Source N°6	265,99	220,73	191,78	213,51
Source Américaine	267,82	221,88	193,22	214,96
Source du Pont	268,13	222,07	193,46	215,20
Champs captant	265,03	220,13	191,01	212,74
Hammam Bouhnifia	259,92	216,92	186,98	208,69
Source Sidi Boussaid	183,87	166,71	126,14	147,16
Hammam Rabi	177,15	162,05	120,70	141,62
Hammam Sidi Aïssa	202,29	179,30	141,02	162,26
Source Skhouna	149,63	142,54	98,27	118,76
Forage de ST de refoulement	150,01	142,81	98,58	119,07
Forage C3	147,49	140,99	96,52	116,97
Forage Ain Zaouïa	148,04	141,39	96,97	117,43
ST C6	158,27	148,74	105,33	125,97
Forage Ain Skhouna	149,63	142,54	98,27	118,75
Forage El Malha	134,52	131,53	85,86	106,07

14. DISCUSSION DES RESULTATS DE LA GEOTHERMOMETRIE

Pour la région d'étude, les informations apportées par l'hydrogéochimie ont été complétées par des données géothermiques, afin d'améliorer la compréhension sur les conditions de la dynamique des eaux, des réservoirs hydrothermaux.

L'estimation des températures du réservoir profond, par l'application de différents géothermomètres chimiques, aux eaux thermales du bassin de la Tafna, permet de comptabiliser de conséquentes remarques.

Les géothermomètres à silice, fournissent des températures négatives, ce qui démontre l'inadéquation de ses géothermomètres, aux eaux thermales étudiées.

Le géothermomètre à Chalcédoine conductive, donne des températures positives, malgré cela, inférieures à celles mesurées aux émergences, dans la majorité des cas. En revanche, ce géothermomètre donne une température représentative de 47°C, au niveau de la source de Hammam Chigguer (Tlm7).

Les températures estimées par le géothermomètre à quartz conductive sont représentatives, et varient de 36°C à 79°C au niveau de Hammam Chigguer.

Quant au géothermomètre à quartz adiabatique, les valeurs sont très représentatives, pour l'unanimité des eaux du bassin de la Tafna, et s'échelonnent de 31°C à 82°C.

Le géothermomètre Na/K de Tonani (1980), fournit des températures très élevées avec une large gamme de valeurs allant de 90°C à 324°C. De même pour le géothermomètre Na/K de Giggenbach (1988). Les températures estimées sont comprises entre 135°C à 294°C. Globalement, ces géothermomètres donnent des températures surestimées, sachant que la région d'étude, appartient à une zone à basse enthalpie (Haouchine-Bouchareb, 2012), caractérisée par des températures comprises entre 50°C à 90°C.

Les géothermomètres Na-K-Ca (Fournier et Truesdell, 1973), Na-K-Ca Mg corrigée, ainsi que K/Mg (Giggenbach, 1988), fournissent des températures modestement faibles, ou proches de celles mesurées aux différentes émergences. Les faibles valeurs, plaident en faveur de mélange des eaux thermales, lors de l'ascension, avec des eaux froides riches en magnésium.

D'ailleurs, le diagramme triangulaire Na-K-Mg de (Giggenbach, 1988), vient confirmer cette hypothèse et montre de ce fait, la concentration des sources étudiées au niveau du pôle magnésien, correspondant à la zone des eaux superficielles.

Le chimisme des eaux de surfaces, a fini par être imposé aux eaux étudiées, l'application des géothermomètres à cations, aux eaux immatures, affaiblit la crédibilité des résultats (Giggenbach, 1988 ; Tarcen, 2005 ; Belhail et al., 2016).

Les géothermomètres à cation sont contrôlés par les concentrations en Na^+ et K^+ , de ce fait, ils dépendent de la valeur du rapport Na^+/K^+ . Quand Na^+/K^+ est faible, la température estimée est maximale, pour la majorité des géothermomètres utilisés. Ceci peut concorder avec une remontée très rapide des eaux thermales en surface, à la faveur de failles ou de couloirs fracturés, sans être affecté par des mélanges avec des aquifères supérieurs aux eaux froides.

De même, cette remontée rapide, engendre un temps de contact eau/roche faible, de ce fait les réactions de dissolutions sont limitées.

La source de Hammam Chigguer montre un rapport de Na^+/K^+ assez important et des températures faibles. Le cas de cette source peut coïncider avec une remontée lente, qui génère un refroidissement de ses eaux par conduction thermique.

Ce régime de remontée, favorise des réactions de dissolution, des différentes formations géologiques, des horizons supérieurs (Messinien et Miocène), donnant lieu à des eaux très minéralisées.

Tout compte fait, la vitesse de remontée, de l'eau thermique vers la surface, demeure un facteur de contrôle des échanges avec l'encaissant. Ce système produit inévitablement, des modifications de la composition chimique, pour des vitesses faibles.

Le diagramme ternaire Na – K – Mg, illustre la causalité des sources thermales du bassin, au domaine des eaux immatures. Quant au diagramme Cl-SO₄-HCO₃, ce dernier montre des eaux bicarbonatées à origine périphérique, sauf Hammam Chigguer, affilié à la catégorie des eaux chlorurées à caractère mature.

L'évaluation de l'état de saturation des eaux thermales du bassin de la Tafna, face aux variées allotropiques de silice, au moyen du diagramme de SiO₂-log (K²/Mg²⁺), situe la source de Hammam Boughrara sur la courbe de saturation de la Chalcédoine.

Quant aux eaux thermales des points (Tlm7 et Tlm2), ils se projettent dans l'espace de Quartz–Chalcedoine, avec une température inférieure à 80°C.

Dans ce cas l'équilibre dépend essentiellement de la solubilité de la Chalcédoine. Le réservoir profond des eaux thermales du bassin de la Tafna, est composé principalement de calcaire et de dolomites, ainsi, l'utilisation d'un géothermomètre à Chalcédoine est un facteur limitant en soi (Belhai et al., 2022).

Le graphique de log (K²/Mg) vs. Log (K²/Ca), relatif à l'évaluation de la température d'équilibre eau/roche et de la pression du CO₂ du réservoir profond, placent les eaux thermales étudiées, sur la courbe formation calcite. Dans cet intervalle la température est inférieure à 80°C, avec une pression de CO₂ d'environ 0.01 Bar.

Globalement, les eaux thermales du bassin de la Tafna, occupent la partie supérieure du graphique, correspondant aux eaux de faibles températures, riches en magnésium. Les mélanges des eaux thermales, avec des eaux de faible profondeur, riche en magnésium peut être à l'origine des faibles températures de ses eaux.

Les températures estimées par ce géothermomètre, sont liées au taux de rééquilibrage des eaux, lors des interactions eau/roche, où le sodium (Na⁺) possède un taux de dissolution plus lent, et

n'est que peu affecté par le mélange, avec les eaux de surface. Le Potassium (K^+) est intermédiaire, alors que le Mg^{2+} , est plutôt rapide.

Les géothermomètres classiques basés sur les teneurs en métaux alcalins (Na/K ; $Na/K/Ca$) sont faiblement appropriés aux sources thermales du bassin de la Tafna. A cause des concentrations en Na^+ et K^+ qui sont fixés par leurs teneurs dans les pluies et les coefficients d'infiltration, et non par l'équilibre avec les feldspaths, tel que le prévient la modèle thermique (Collignon B. et Michelot, 1984).

CONCLUSION

Le patrimoine thermal de l'Algérie Nord-ouest, révèle de bonnes potentialités géothermiques. Ces dernières se manifestent en surface, par l'émergence des sources thermales, qui sourdent à des températures comprises entre 21,5 et 67,2°C. La minéralisation des sources est liée à la dissolution des minéraux évaporitiques, des formations sédimentaires traversées.

De façon générale, les géothermomètres chimiques sont testés et utilisés en milieu volcanique et magmatique. La région d'étude est dans sa globalité composée de terrains sédimentaires, riches en évaporites. Ce type de formation sont caractérisés par des échanges importants avec les eaux, vue la grande solubilité des minéraux, ce qui est très réduit ou négligeable en milieu volcanique.

L'étude géothermométrique basée sur les géothermomètres à silice et à cation révèle une gamme de températures assez variés comme illustrée par les résultats des tableaux ci-dessus. Cependant, l'emploi des géothermomètres chimiques doit être pris avec réserve en milieux sédimentaire.

Certains critères sont en mesures de modifier la crédibilité du fonctionnement de cet outil d'évaluation chimique, tel que les réactions de précipitation et de dissolution probables, lors de la remontée des eaux en surface.

Les mélanges avec des eaux des aquifères supérieurs sont susceptibles de modifier la température et la minéralisation. Il est conseillé d'utiliser plusieurs géothermomètres et de confronter les résultats. Dans le cas de réservoirs carbonaté, il est nécessaire de vérifier si les cations (Ca , Mg , K) participent aux phases de précipitations/dissolutions de carbonates.

De même en contexte sédimentaire, voir l'état des silicates.

Chapitre 4

ETUDE DES CAS DE SOURCES THERMALES

Les sources de Hammam Bouhdjar

La Source Ain Franine d'Oran

Les sources de la région de Mascara

ETUDE DE QUELQUES CAS DE SOURCES THERMALES DU SECTEUR NORD OUEST

A. INTRODUCTION

Ce chapitre aborde la typologie structurale et le fonctionnement de quelques importantes sources thermominérales du secteur nord-ouest (Bouhdjar, Boughrara, Bouhnifia, Ain Franine et Ain El Ouarka...). Ce type d'approche est adopté auparavant, par plusieurs auteurs ([Dazy et Grillot, 1982](#) ; [Verdeil, 1982](#) ; [Dazy et Razack, 1989](#) ; [Issaadi, 1992](#) ; [Ben Makhelouf, 2001](#) ; [Wenckel Anne, 2002](#) ; [Haouchine-Bouchareb, 2012](#) ;...) dans l'étude des sources thermales. Un intérêt particulier est accordé à certains points tels que :

- L'histoire tectonique ou l'héritage tectonique du secteur d'étude, de chaque émergence thermique ;
- La géométrie des structures jouant le rôle de drain, leur style ainsi que leur pendage ;
- La cinématique des failles ainsi que l'aspect sismotectonique particulier pour chaque région ;
- Un rappel systématique des principales caractéristiques physicochimiques des sources thermales avancées.

Sommairement, tous éventuels renseignements accessibles, sur les sources thermales retenues dans cette étude, sont évoqués.

Une approche pluridisciplinaire est appliquée au cas de la source Ain El Ourka, du secteur de l'Atlas saharien. Cet exemple démonstratif du fonctionnement d'un système hydrothermal, a fait l'objet d'une publication scientifique dans le journal *Tectonic*, une copie de l'article est jointe.

L'infiltration des eaux météoriques, dans un système hydrothermal, s'effectue à travers les zones à fracturation intense ([Fenga, 1987a](#)). Ces dernières correspondent à des zones de recharge situées aux hautes altitudes et sont caractérisées par une perméabilité bien développée.

Les structures drainantes sont de deux types, les failles et les diaclases, ce qui constitue une double porosité de fractures ([Winckel A., 2002](#)). Néanmoins, les failles sont en mesure de jouer le rôle de drain et de barrière selon l'orientation de leurs dernières. Il en est de même dans le cas des diaclases ([Bruehl et al., 1999](#)). Le rôle de drain ou de barrière des fractures dépend en effet de la direction des champs de contraintes majeurs aux quelles est soumise la région.

On parle de barrière, quand les fractures sont perpendiculaires aux directions de contraintes majeures , ce qui donne une fermeture à la circulation.

Les drains sont constatés, quand les fractures sont parallèles à ces derniers, ce qui favorise l'ouverture des fractures à la circulation des fluides hydrothermaux.

B. LES SOURCES DE HAMMAM BOUHADJAR

1. INTRODUCTION ET SITUATION

La région de Hammam Bouhdjar est une commune d'Ain Témouchent, qui se localise au Nord-ouest de l'Algérie. Elle appartient au tell méridional, bien connue par sa station balnéaire, aux multiples vertus thérapeutiques.

Géographiquement, elle occupe une position carrefour de plusieurs wilayates, à s'avoir :

Oran au Nord-Est (Sebhka d'Oran) ; Sidi Bel Abbès à l'Est ; Ain Temouchent au Nord-Ouest et Tlemcen au Sud et Sud-Ouest,(Fig.62).Les coordonnées de la station thermale sont :

Latitudes : 35° 22' 12''N ; Longiture : 00°57'40''W ; Altitude : 162m.

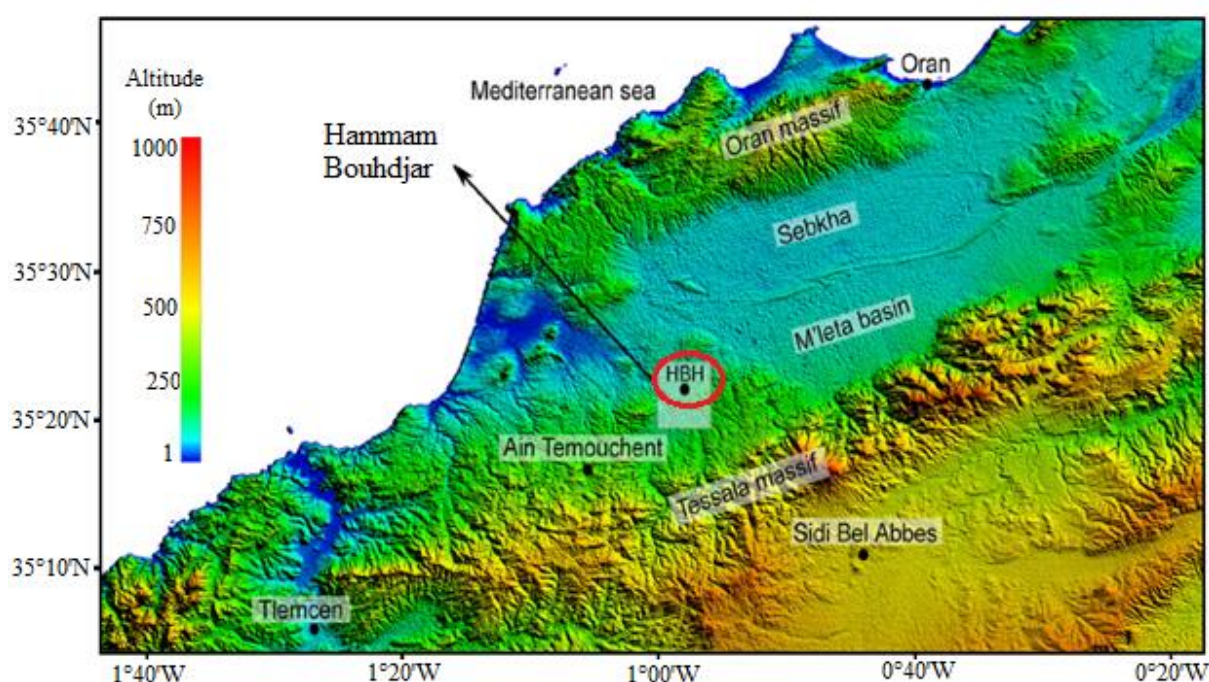


Figure 62: Carte de localisation de la région de Hammam Bouhadjar

(www.ngdc.noaa.gov) (in Bouyahiaoui et al., 2017)

La région de Hammam Bouhdjar, jouie d'un clima méditerranien, semi arride à hiver chaud.Les précipitations moyenne sont de l'ordre de 335,9 mm/anet la moyenne annuelle des température est

de 19,5°C (ONM, 2005). Le réseau hydrgraphique est représenté par les Oueds EL Malah et Meteguer.

Les sources thermales de Hammam Bouhdjar se localisent dans une zone d'effondrement géologique, concrétisée par la plaine de M'léta, elle-même limitée au Nord par les massifs du littoral Oranais et au Sud par les Monts des Tessalas.

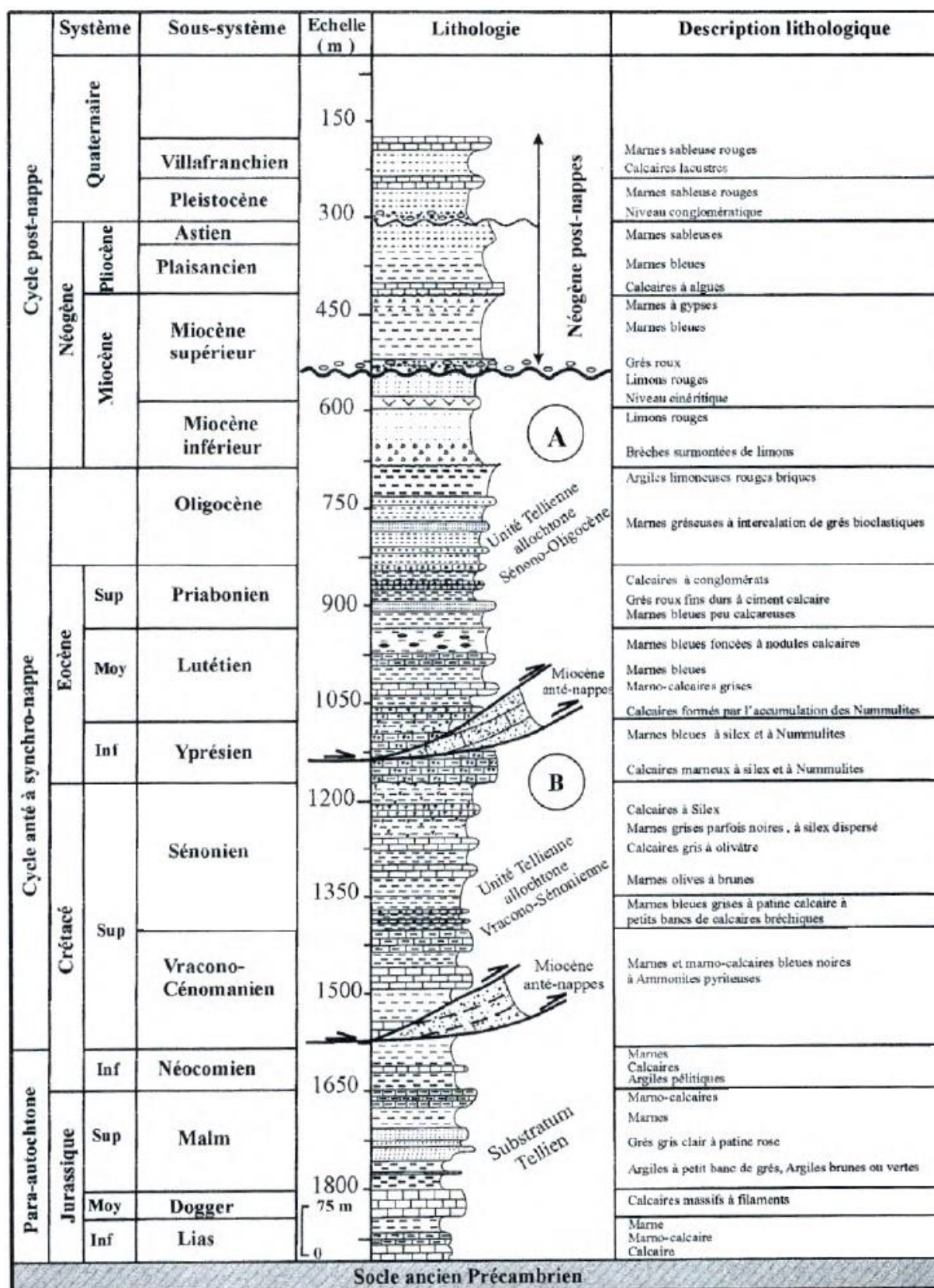
Les émergences thermales à faible débits, sont nombreuses et sourdent le long de la bordure Sud du bassin de la M'léta, suivant un axe d'une orientation NE-SW.

2. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

De la colonne lithostratigraphique (tirée du rapport du CRRAG¹¹, 2005 illustrée en (Fig.63), ce sont déduits les éléments pouvant jouer un rôle direct ou biaisé sur l'activité thermique de Hammam Bouhdjar. En résumé, les formations géologiques correspondent à plusieurs unités superposées, sur lesquelles repose en discordance des accumulations post-nappes, allant de la fin Miocène au Quaternaire (Serravallien terminal à l'actuel), (Dalloni, 1915-1928 ; Gourinard 1952-1958 ; Fenet, 1975 ; Thomas, 1985). Succinctement, trois unités s'individualisent, ainsi on distingue de bas en haut :

- Un substratum tellien para-autochtone, Jurassique- Crétacé et peut atteindre par endroit le Miocène anté-nappe. ce dernier est globalement formé de calcaire et des dolomies, susceptible de former un réservoir aquifère aux robustes potentialités.
- L'unité des nappes telliennes est un ensemble allochtone, hétérogène, de marne du Miocène. Le niveau marno- gréseux, montre de rares intercalations de bancs calcaire, d'épaisseur réduite. Cependant, bien que restreintes, ce niveau exhibe des potentialités aquifères. Les nappes telliennes du centre du bassin de la M'léta sont du Vraconien à l'Oligocène. Ce niveau se subdivise en deux sous unités : le Vraco-Sénonien de 500m d'épaisseur en moyen et le Sénono-Oligocène, l'extension verticale d'environ 500m. Ces nappes ont glissé par gravité au cours du Miocène.

¹¹Le CRAAG : Centre de recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Alger.



- L'unité post-nappe du Néogène, correspond à la fin de l'édifice géologique, matérialisée par des dépôts d'environ 500m, avec des potentialités aquifères pratiquement négligeables.

De vigoureux corps magmatiques, ce sont mis en place le long des grandes failles, et viennent ainsi s'ajouter, aux unités stratigraphiques et structurales de la région. De nombreux auteurs, ce sont intéressés, à ce volcanisme aux caractéristiques fissurale ([Fenet, 1975](#) ; [Guardia, 1975](#) ; [Mégartsi, 1985](#) ; [Louni-Hacini et al., 1995](#) ; [Maury et al., 2000](#)).

3. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

Le substratum tellien, dont le toit est à 1500 ou 1600m de profondeur, est composé de dolomies et des calcaires. Cet ensemble affleure plus au Sud dans les Monts de Sidi Bel Abbés et au Nord au niveau des Djebels Santa Cruz et Ourrouss. Ce dernier correspond vraisemblablement, à l'aquifère de l'Oranie.

Entre les profondeurs 1500 et 500m, on retrouve l'ensemble formant les nappes telliennes avec les deux unités. A ces nappes, s'ajoutent les dépôts du Miocène synchrones des, correspondant à l'allochtone des unités telliennes.

La dépression de la plaine M'léta, correspond à une aire d'effondrement géologique limité au Nord par les massifs littoraux et au Sud par les Monts des Tessalas. Cette dépression résulte du jeu distensif des failles normales qui encadrent la plaine de part et d'autre.

Au centre de la plaine, on note l'existence d'autres structures faillées injectées de roches volcaniques, type dolérites ([Djellit et al., 2005](#)).

Les sédiments Néogènes de la plaine, révèlent la présence de verre volcanique, particulièrement le long de la route Chentouf – Ain Témouchent. Ces débris sont des témoins de l'existence des centres d'émission volcaniques, dans les environs proches, des zones d'émergences des sources thermales de Hammam Bouhdjar.

4. LES STRUCTURES FAILLEES DE LA REGION

Des failles de direction E-W, NE-SW et NNE-SSW, découpent la dépression en horsts et grabens. Certaines failles sont au droit des émergences thermales, dans l'allongement W à SW, en direction des débris volcaniques d'Ain Témouchent.

4.1 LA FAILLE DE L'LOUD EL MELAH

La faille d'orientation NNE-SSW de la région de Hammam Bouhdjar (Fenet, 1975), correspond à l'élément structural majeur de cette région. À la faveur de cette faille, deux zones distinctes s'individualisent. Celle du Bled El Megane soulevée et celle de Hammam Bouhdjar effondrée, et traversée par des failles secondaires, connectées à la principale (Fig. 64).

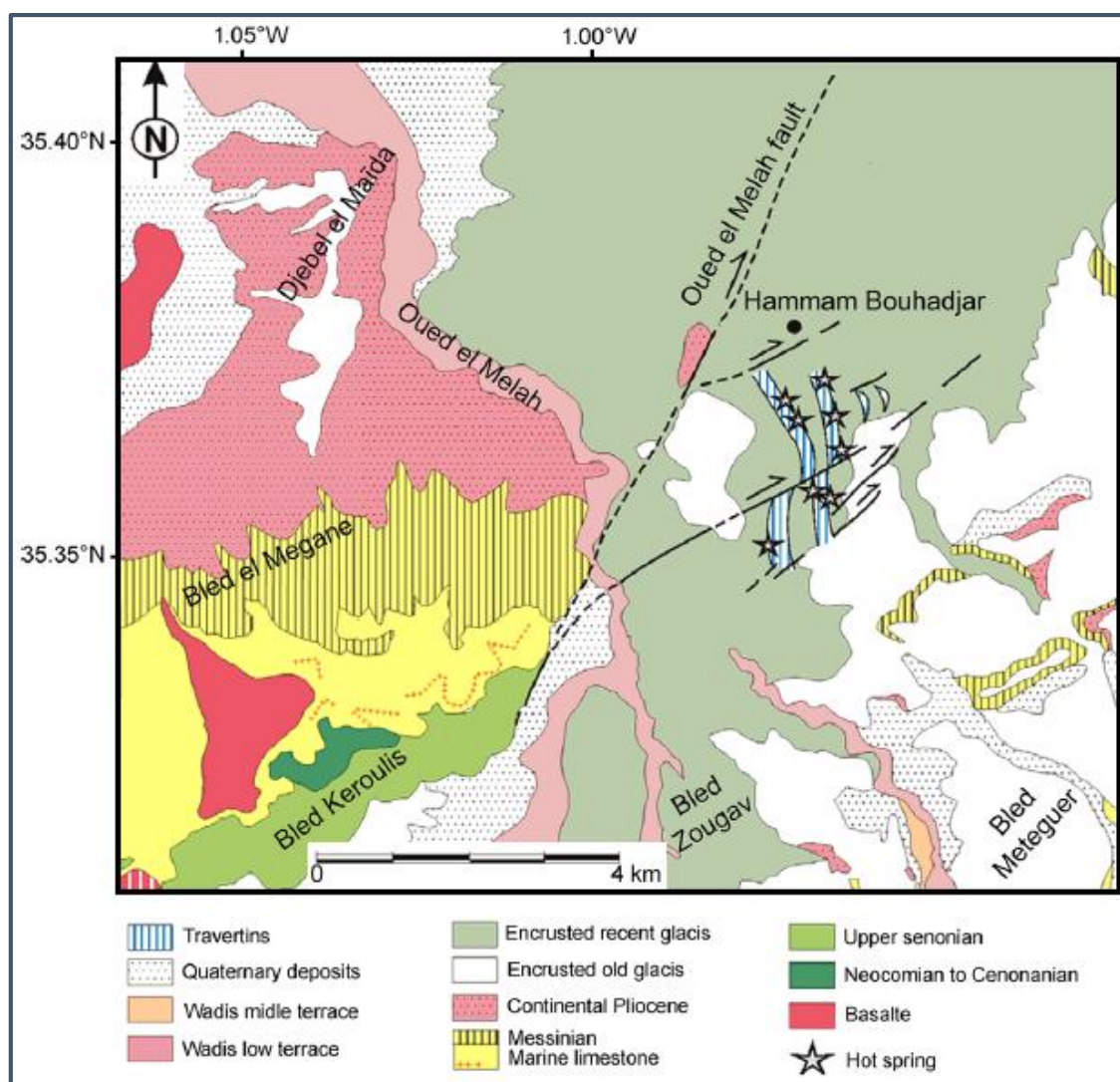


Figure 64: Carte géologique de Hammam Bouhdjar selon la carte géologique d'Ain Témouchent, 1987 (In Rapport de CRAAG, 2005).

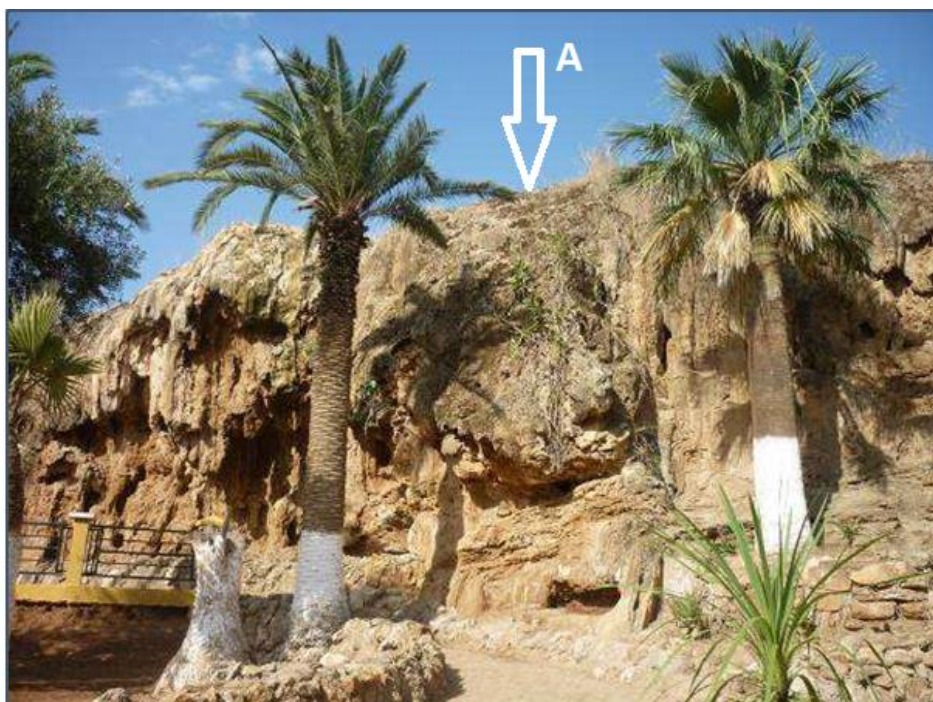
La limite entre les deux compartiments est marquée, par le tracé de l'oued El Maleh. Il est important de noter, la présence du Jurassique au Miocène, avec quelques traces du Trias, du côté occidentale. En revanche, le côté oriental de la faille est marqué, par la présence des terrains Néogènes (Miocène et Quaternaires).

Toutefois, il est important de signaler l'absence des terrains avec des témoins volcaniques, dès la limite Est de l'Oued El Maleh (Djellit et al., 2005). Les calcaires du Jurassique du Bled Keroulis, montrent des fentes de tensions. Ce constat peut être interprété comme témoins d'un décrochement dextre, accompagné de l'effondrement du compartiment oriental (Djellit et al., 2005).

Les éléments structuraux de la région de Hammam Bouhdjar, définissent un mouvement dextre avec des blocs basculés. La carte structurale établie par (Fenet, 1975), résume le dispositif général des traits structuraux de la plaine de M'léta (Fig.64).

Les failles secondaires de Hammam Bouhdjar

Le système de faille de Hammam Bouhdjar est en forme de 'Fer à cheval' dessinée par des dépôts travertineux le long de la fracture ouverte par laquelle sourdent les eaux thermales.



Photos 10: La muraille travertineuse de Hammam Bouhdjar observée sur l'une des branches en forme du « Fer à Cheval ».



Photos11 : B - la ligne de crête de l'édifice travertineux vue de haut ; C- les branches de remontée des eaux thermale, actuellement colmatées par des cristallisations.

Les dépôts calcaires en forme de murailles travertineuse, correspond à des précipitations en surface des produits dissous en profondeur, par les eaux thermale.

Actuellement, les fentes tectonique sont obstruées par des fibre de cristallisation suivant l'axe de la fente.



Photo 12: Vue sur le cœur de la fente de tension, associée à la faille de remontée des eaux thermale de Hammam Bouhdjar ([Hadjou, 2016](#)).

Les précipitations en question, remplissent les fractures ouvertes d'une orientation N170°. La forme arquée de la fracture rappelle celle des fentes de tensions des zones faillées.

La disposition des fibres de croissances cristallisées, au cœur de la fente, permet de dégager la cinématique des jeux de faille. Ce dernier cadre bien avec le modèle de Riedel. Les failles secondaires de la région de Hammam Bouhdjar, correspondent aux structures de type R du modèle de Riedel, connectées à la faille principale décrochante, dextre de d'oued el Maleh.

L'étude géophysique par prospection électrique et audio magnéto tellurique a apporté une confirmation du système de faille en Riedel ([Rapport du CRRAG, 2005](#)).

5. L'ORIGINE DE LA THERMALITE DES SOURCES

Le volcanisme de l'oranaï est considéré comme fissurale ([Louni-Hacini et al., 1995](#) ; [Coulon et al., 2002](#)) . Il se serait mis en place, le long des accidents profonds, affectant la croûte, suite à l'activité tectonique en distension, connue au Néogène.

La coupe géologique (A-A') de la ([Fig.65](#)) ci-dessous, illustre les rapports des trois grandes unités décrites auparavant.

Le réchauffement des eaux thermales peut être effectué par les chambres magmatiques profondes, connectées à des apophyses volcaniques, par la présence de failles jouant le rôle de drains. [Dalloni, \(1915\)](#) admettait, que les basaltes d'Aïn Témouchent puissent « pousser quelques apophyses » dans le sous-sol de la grande Sebkha d'Oran ([Fig.66](#)).

Ce dispositif est probablement mis en place au cours du Pliocène, cependant les failles actives soutenues par l'activité sismique de la région de Ain Témouchent, sont à l'origine du maintien de ce mécanisme thermique du Quaternaire à l'actuel ([Rapport du CRAAG, 2005](#), [Belhai et al.2015](#) ; [Bouyahiaoui et al., 2017](#)).

Le substratum para-autochtone tellien (Calcaro-dolomitique), de même pour les unités sus-jacentes allochtone (lentilles gréseuses et calcaires), sont assez convenable pour former le réservoir aquifère. La profondeur totale des deux niveaux confondus, au droit des sources thermales, est à environs 1500 m ([Issaadi, 1992](#) ; [CRRAG, 2005](#) ; [Bouyahiaoui et al., 2017](#)).

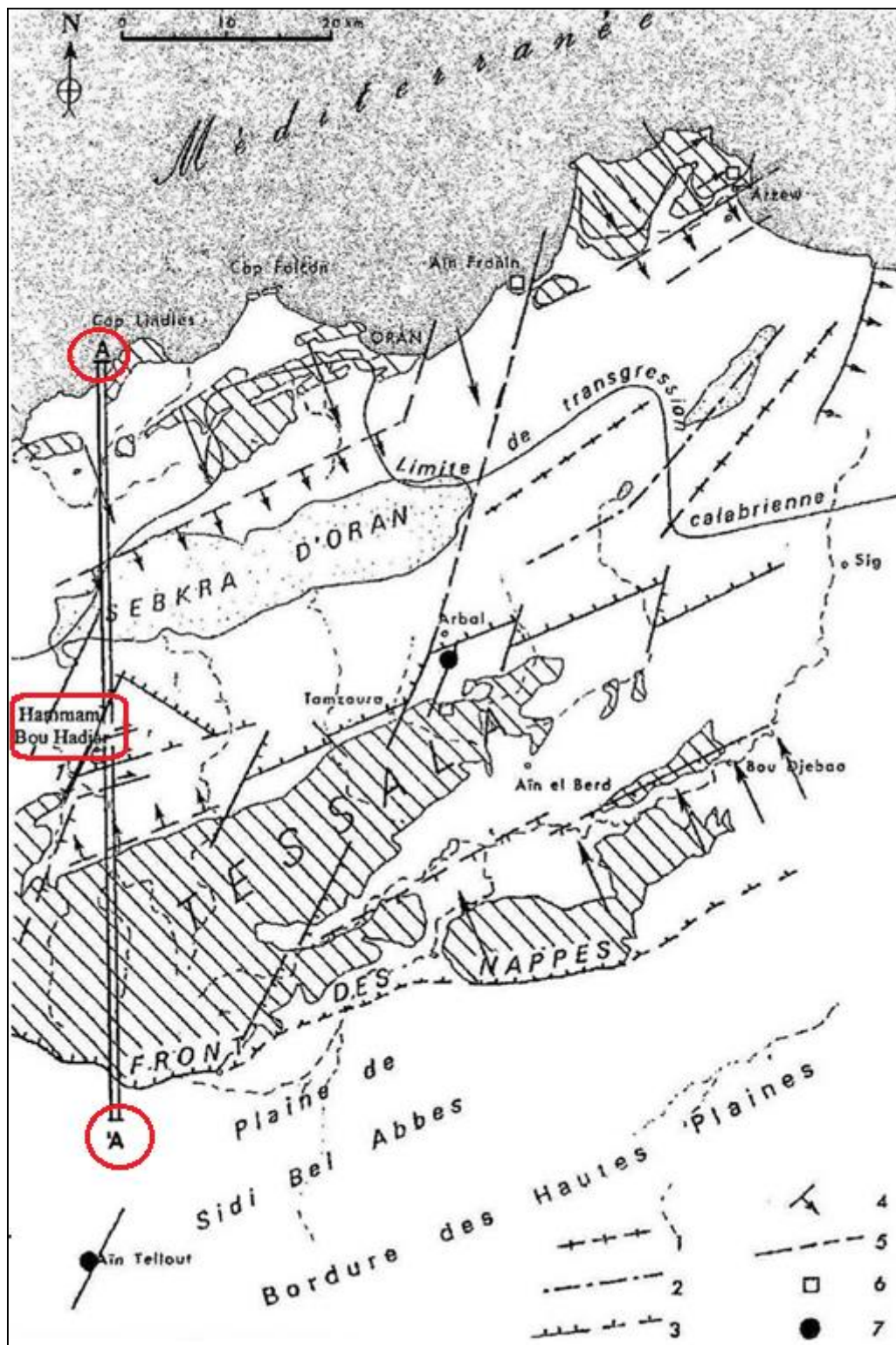


Figure 65: Carte structurale du bassin de la M'léta

1 : Anticlinal ; 2 : synclinal ; 3 : failles ou flexure (barbelures du côté effondré) ; 4 : flexure progressive ; 5 : accident profond supposé ; 6 : source thermominérales ; 7 : diapir ; (Fenet, 1975). A-A' : localisation de la coupe de la (Fig.66).

Deux hypothèses peuvent être retenues sur l'origine de la thermalité des eaux de Hammam Bouhdjar :

- Présence des apophyses en profondeur, avec une nappe phréatique piégée. De cette façon, il y aura création d'une anomalie thermique qui soutiendra, l'élévation du gradient géothermique, lui-même, se charge du réchauffement des eaux du réservoir.
- Cette hypothèse est à la faveur de la genèse des eaux à des profondeurs de 1500 ou 1600m (Issaadi, 1992 ; CRRAG, 2005).
- La deuxième hypothèse, situe le réservoir thermal à une profondeur plus faible, dans les niveaux géologiques des unités telliennes charriées. Dans ce cas de figure, les eaux sont chauffées par la mitoyenneté des apophyses, connectés à une chambre magmatique active, enracinée dans le para-autochtone. Pour cette configuration, le réservoir thermal est à une faible profondeur, inférieur à 1000m.

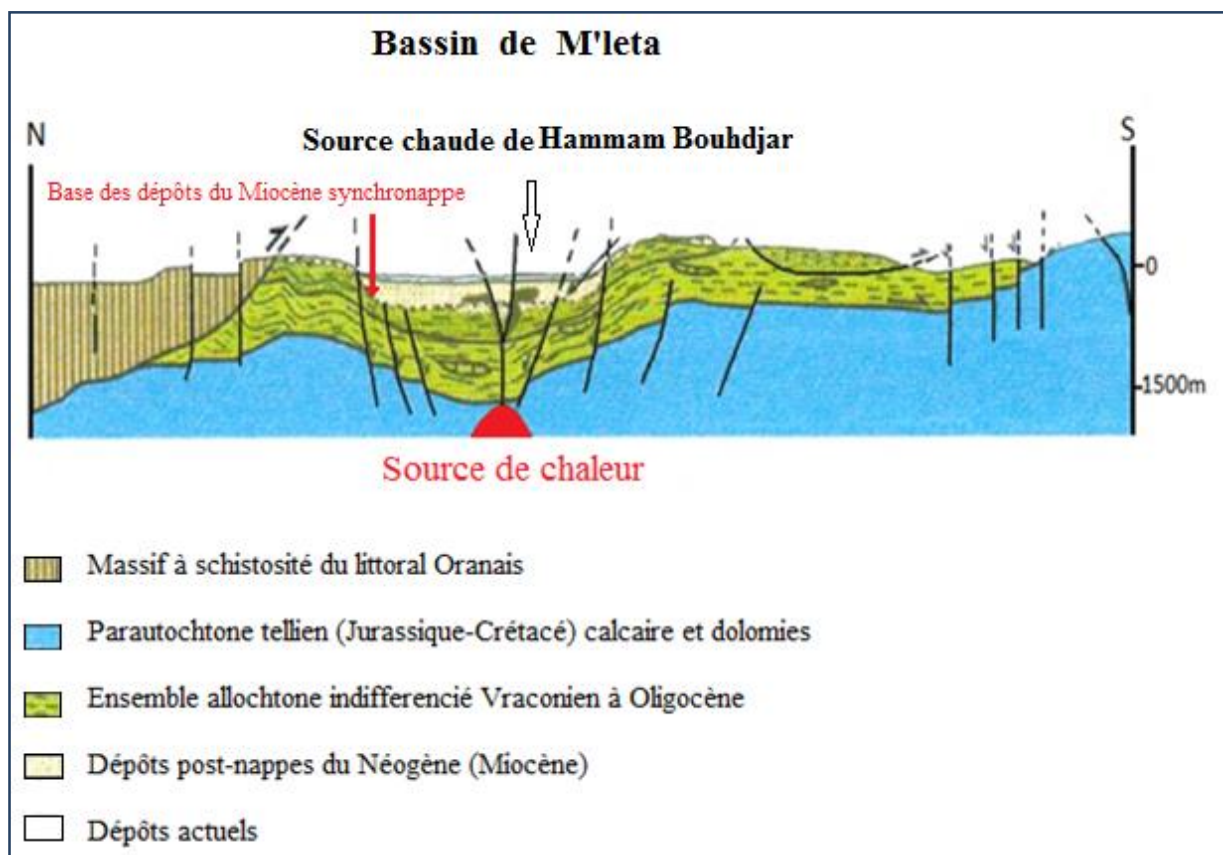
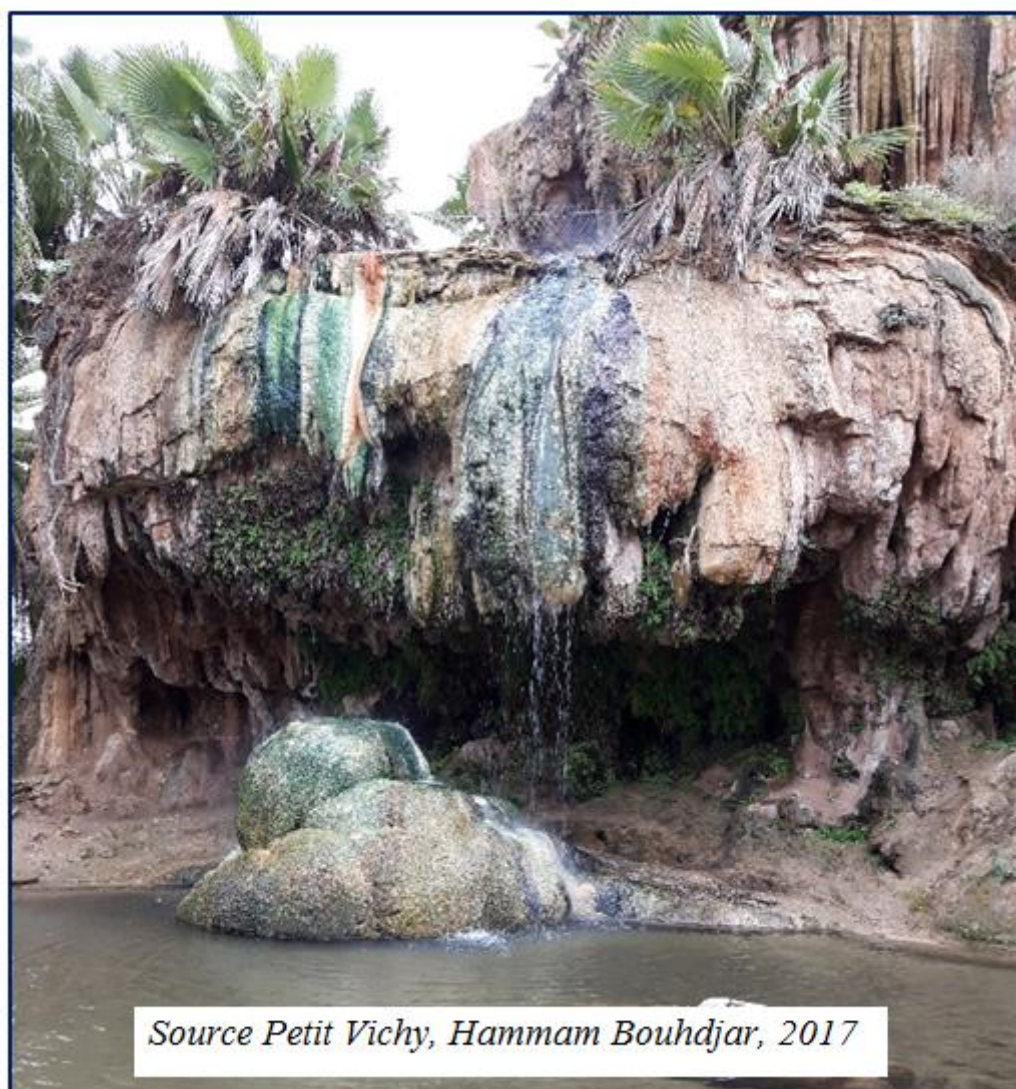


Figure 66: Coupe synthétique (A-A') montrant la disposition spatiale des unités engagées dans l'édifice structural de Hammam Bouhdjar (Baghli et al., CRAAG 2005).

6. LE THERMALISME DE HAMMAM BOUHDJAR

Le thermalisme de Hammam Bouhdjar se manifeste par quelques sources, localisées au niveau des fissures. Au tour de la station thermale, se dresse une muraille de travertin de direction N175°. Cette construction est générée des dépôts de réseaux chaudes chargées en carbonate. La muraille trace une forme qui invoque celle d'un « Fer à Cheval » longue d'environ 800m et d'une épaisseur moyenne de 6 à 10m. Au Nord les terminaisons de la muraille sont redressées, et peuvent atteindre 15m, tandis qu'au Sud, le relief est plutôt aplati.

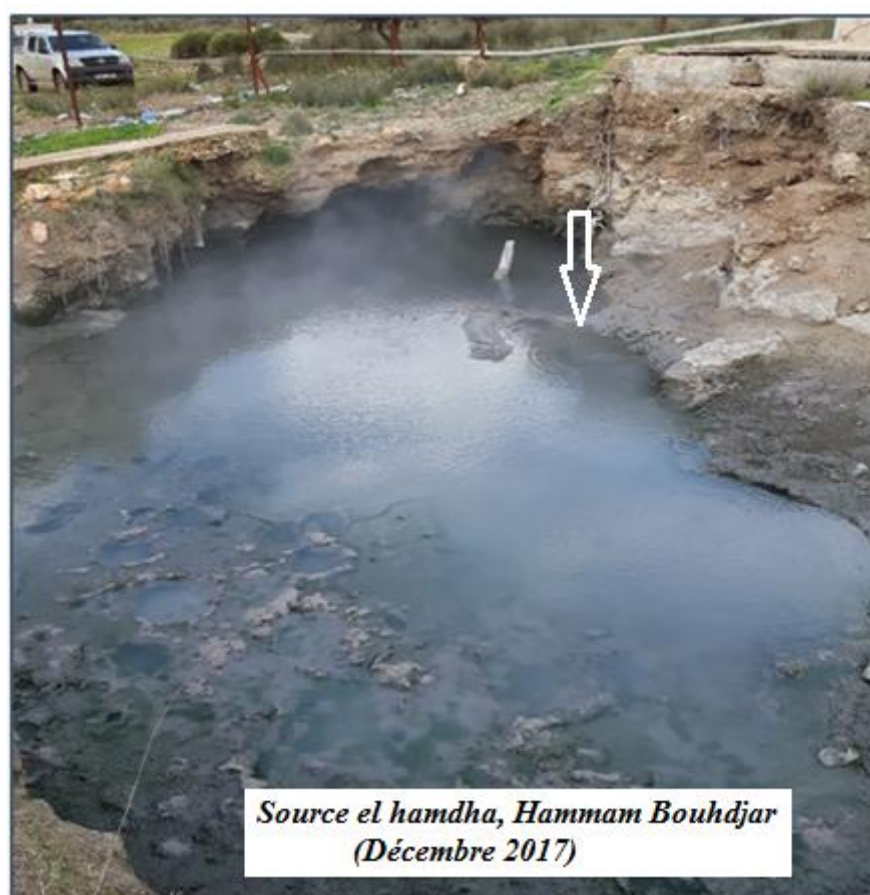
6.1 SOURCE DUJARDIN « LE PETIT VICHY »



Photos 13 : Source thermale « Le petit Vichy », localisée sur l'une des extrémités en « fer à cheval », caractérisée par un énorme édifice travertineux et un écoulement en cascade, (Hadjou, 2017).

Au niveau du jardin public de Hammam Bouhdjar ([Photo. 13](#)), la source « Le petit Vichy » émerge en cascade, de l'extrémité de la muraille. Elle forme un surprenant édifice carbonaté, aux formes variées. Au cours du temps, la composition chimique des eaux, a vraisemblablement beaucoup varié, comme indiquée par les dépôts successifs. Au préalable, exclusivement calcaires, puis sont devenues ferrugineuses, pendant une longue période. Les dépôts travertineux calcaire, apparaissent à nouveau. Au fur et à mesure que les fentes d'émergences se colmatent par précipitations, une diminution du débit est générée, au niveau des sources. Face à cette condition, les eaux thermales sont contraintes de chercher de nouveaux exutoires.

6.2 SOURCE EL HAMDHA



[Photo 14](#) : La source Ain elhamdha, illustration des bulles de gaz en surface du bassin de la source ([Hadjou, 2017](#))

Cette source est caractérisée par un dégagement abondant de gaz carbonique. Les mesures effectuées en décembre 2017 sont comme suit : la température est de 48°C ; le pH = 6,7.

La conductivité 5568 $\mu\text{S}/\text{cm}$; le RS = 2800mg/l ; Cl= 1889mg/l ; Na= 928mg/l ; HCO_3 = 640mg/l et le Ca= 551mg/l. SO_4 = 215mg/l ; Mg= 71mg/l.

6.3 SOURCE AIN EL BEGRA

La source Aïn Begra est composée de plusieurs émergences captées en fond d'un bassin. Le local technique, qui surmontait le bassin, où l'eau est pompée et refoulée, vers la station, est en partie détruit (Photo15). L'ouvrage au fond du bassin, est équipé d'un massif filtrant de gravier, ce dernier se colmate très souvent, par précipitation des minéraux des eaux très chargées. Les canalisations s'entartrent en permanence, ce qui nécessite un entretien régulier.



Photo 15 : Source Ain EL Begra (Hadjou, 2017)

Les eaux de la source présentent les caractéristiques suivantes (décembre 2017) : la température est de 67,2°C, conductivité > à 5000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, pH de 6,5.

Le débit de la source est d'environ 5,2 l/s (d'après l'agent exploitant la station). La température la plus élevée est enregistrée au niveau de la source Ain El Begra (68,5°C (CRRAG, 2005) et 67,2°C mesure effectuée (Hadjou, 2017).

Les eaux hyperthermales de Ain El Begra sont chlorurées sodique comme principale faciès et bicarbonaté calcique comme secondaire faciès.

Les mesures effectuées en juillet 2010 (rapport ONAT), sur les deux griffons de la source Ain El Begra, exploitée par la station thermale de hammam Bouhdjar sont : conductivité est de 5791 $\mu\text{S}/\text{cm}$; CO_2 = 569mg/l ; pH= 6,85 et le RS = 3510mg/l ; Cl= 1521mg/l ; Na= 634mg/l ; HCO_3 = 720mg/l et le Ca= 302mg/l.

Les mesures effectuées en décembre 2017 sont : conductivité 5560 $\mu\text{S}/\text{cm}$; pH= 6,5 et le RS = 2880mg/l ; Cl= 1786mg/l ; Na= 970mg/l ; HCO_3 = 750mg/l et le Ca= 543mg/l ; SO_4 = 211mg/l et Mg= 72mg/l.



Photos 16(A et B) : Source Ain el Bagra, canalisations et réseau de transport vers la station du Hammam, (Hadjou, Décembre 2017).

7. RESULTATS DE L'ETUDE GEOPHYSIQUE

Une étude géophysique en magnétotellurique(MT) de haute fréquence est réalisée dans la région de hammam Bouhdjar, parallèlement avec l'étude électrique (Fig.67). Les principaux résultats de l'étude géophysique sur la structure profonde, se caractérisent par la mise en évidence d'un sous-sol très conducteur, qui peut correspondre aux formations géologiques marneuses ou argileuses. L'existence d'un accident géologique, dans la zone de Hammam Bouhdjar sans précision sur sa localisation, ou son pendage. Néanmoins, ce résultat concorde bien avec les données géologiques.

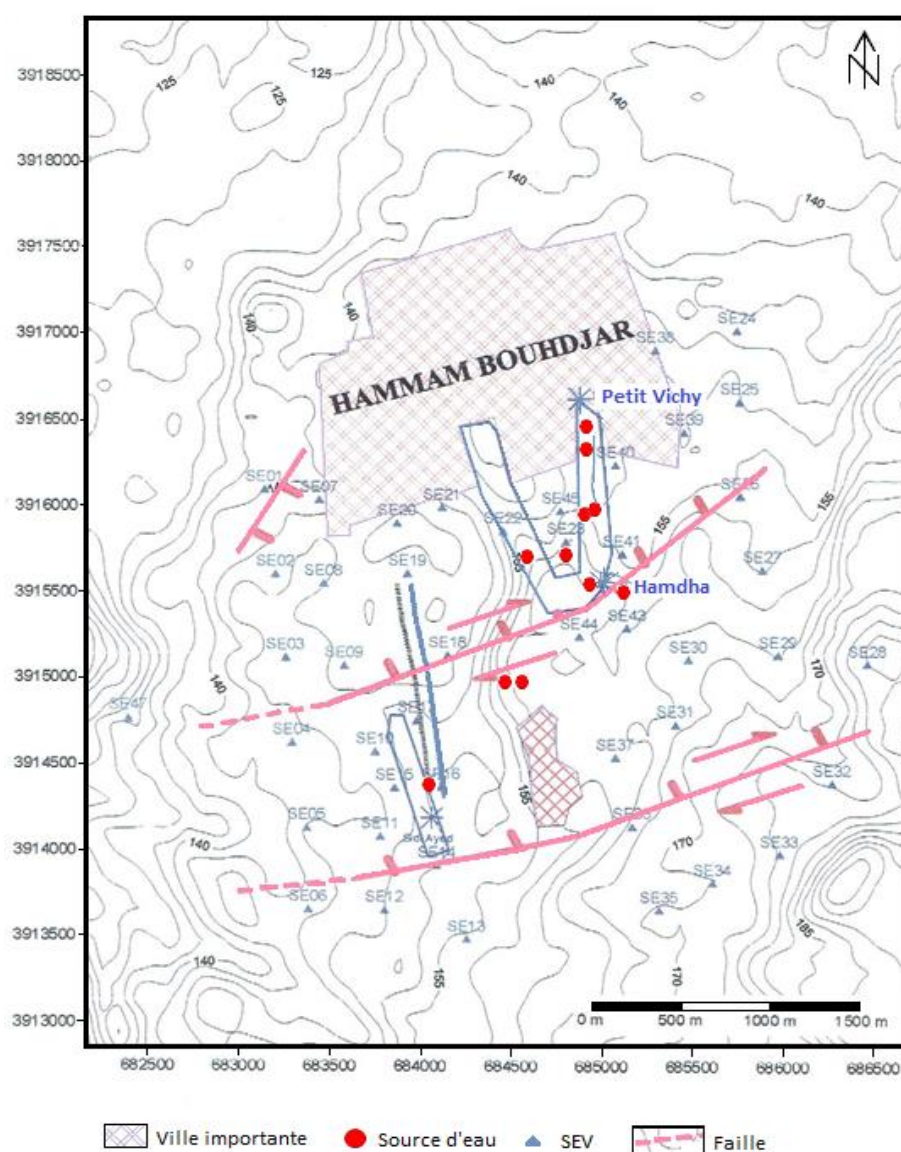


Figure 67: Carte des résultats des sondages électriques

(CRRAG, 2005)

Les méthodes géophysiques (Fig. 67 et 68) en prospection électriques et Audio Magnéto Tellurique (AMT), confirment l'existence d'un système de failles de type R, conforme au modèle de Riedel.

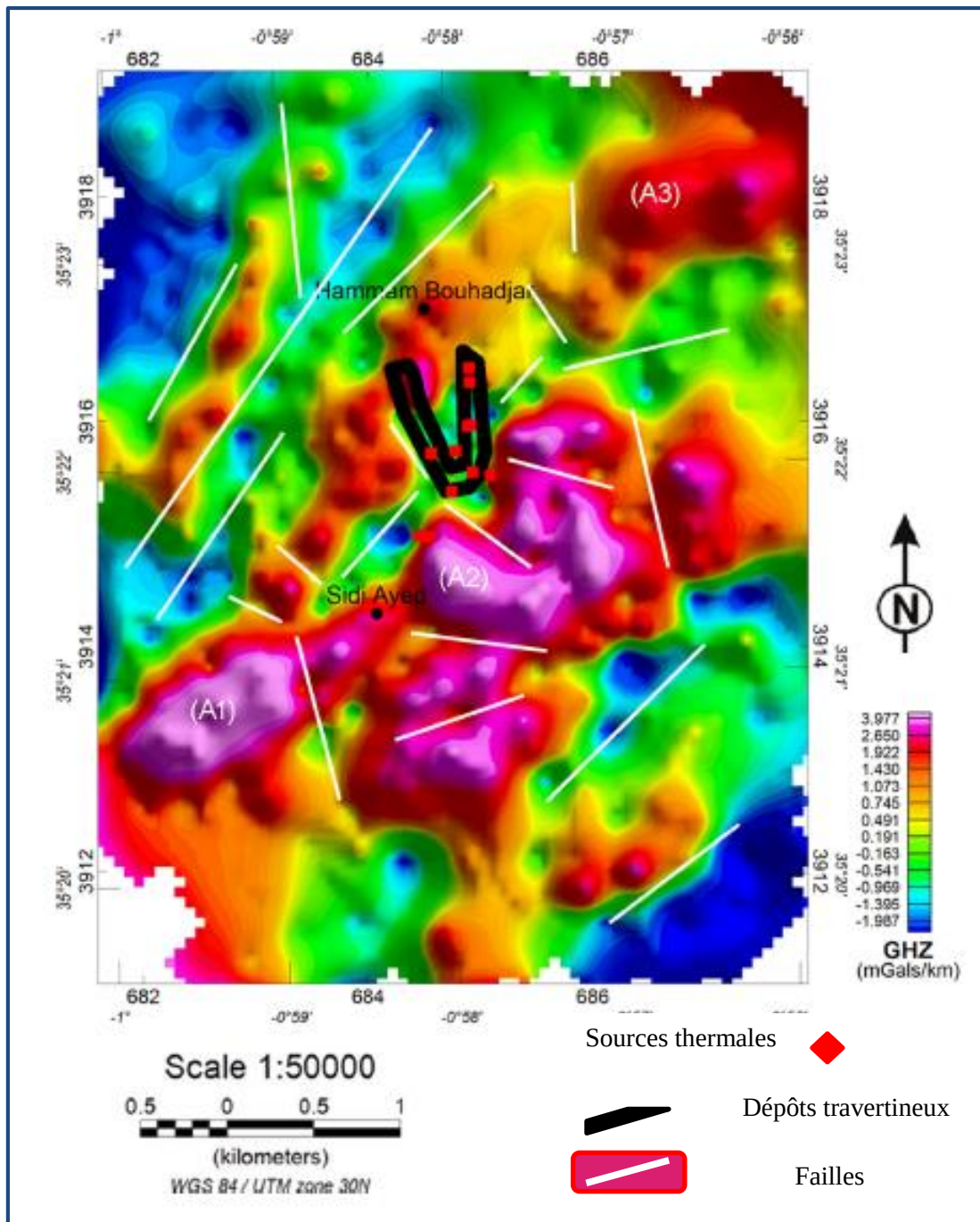


Figure 68: Représentation du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer de la région de Hammam Bouhadjar. Les carrés rouges correspondent aux sources thermales, le tracé gras et noir symbolise les dépôts de travertin en forme de « Fer à cheval » et les tracés Blancs correspondent aux failles, (Bouyahiaoui et al., 2017).

8. ORIGINE DES EAUX THERMALES DE HAMMAM BOUHDJAR

Les eaux chaudes, comme la géologie le suggère, émergent des grandes profondeurs. Pour un gradient géothermal normal (augmentation de 1°C par 30m), les eaux thermales de la source Ain El Begra (68,5°C), proviendrait probablement d'une profondeur supérieure à 1000 m.

Toutefois, sur le plan chimique, les eaux présentent le même faciès chimique (Chloruré sodique), ce qui suggère la provenance d'un même réservoir profond. Une même minéralisation, laisse penser aux mêmes terrains géologiques traversés, lors du trajet de l'acquisition de la minéralisation, dans un circuit hydrothermal.

Le dispositif de la (Fig.68), schématise le rôle des facteurs directs ou indirects intervenant dans le circuit hydrothermal des sources de Hammam Bouhdjar.

La partie centrale montre un effondrement cadré sur les bordures par la muraille travertineuse en forme de « fer à Cheval ». La faille principale de l'oued El Maleh, se ramifie en failles secondaires, et le tout est animé d'une cinématique en jeu dextre, causant l'effondrement et le basculement des blocs délimitant.

Les eaux thermales sourdent à travers les fentes de tension formées lors du jeu dextre des failles. Le volcanisme quant à lui, il est simultanée avec les structures faillées précédentes.

Le faciès chimique homogènes des eaux thermales, reflète leur appartenance au même réservoir profond. Néanmoins, le réservoir thermal n'est pas localisé au niveau du substratum para autochtone, ni au niveau de l'unité tellienne (Vracono- Sénonienne), comme le suggère la géologie et l'hydrogéologie.

L'aquifère est plutôt localisé d'après l'étude géophysique, dans l'unité Sénono-Oligocène, qui se situe à une profondeur de 600 à 800m (CRRAG, 2005, Bouyahiaoui et al., 2017).

A cette profondeur, bien entendu, le gradient géothermal normal (1°C/30m), est insuffisant pour amener les eaux à leur température d'émergence. Seulement, l'existence des apophyses volcaniques, connectés à la chambre magmatique profonde, est en mesure de chauffer l'eau de façon plausible. A la même occasion, du CO₂ émanant de la chambre magmatique, accompagne les eaux et facilite la dissolution des formations et un transit accéléré vers la surface d'émergence.

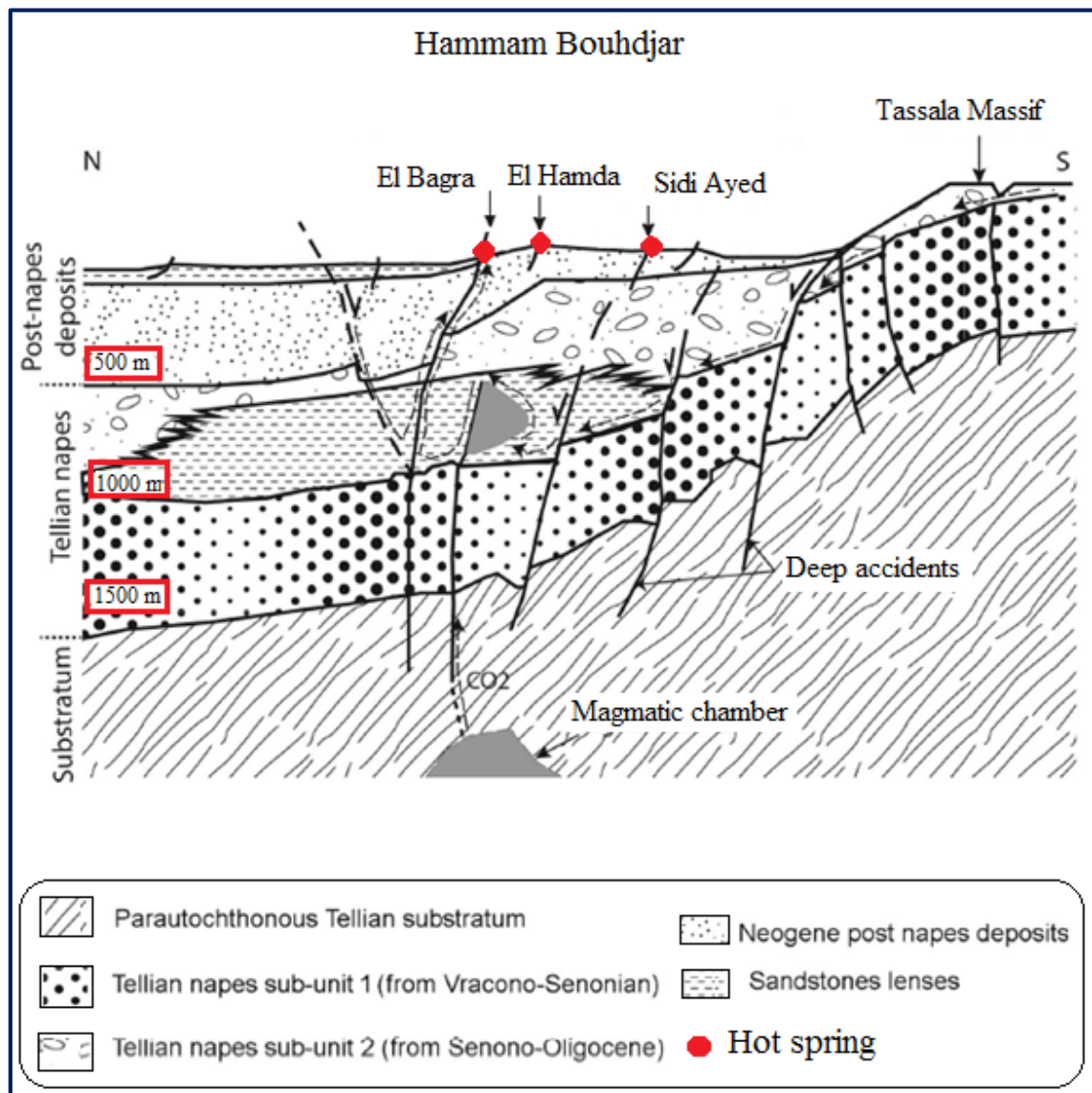


Figure 69: Schéma synthétique expliquant l'origine des eaux thermales de Hammam Bouhdjar.

Les différentes failles et accidents sont déduits des données géophysique (Bouyahiaoui et al, 2017).

En profondeur, la chambre magmatique et ses apophyses supérieures, sont représentés en gris, sur la (Fig.69). Selon le model gravimétrique établie par (Bouyahiaoui et al, 2017), les apophyses se localisent à une profondeur de 800 m environ.

9. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

La Température maximale des sources thermales est de 70°C, le minimum est de 37.5°C (en 1984). Les griffons les plus chauds montrent un écart de 9°C (70°C à 61°C), la moyenne est de 65,5°C. (Issaadi, 1992). Les mesures effectuées dans le cadre de cette étude pour les deux sources BH1 (Ain El Bagara 67,5°C et BH2 (Ain El Hamda) 48°C (Hadjou, 2017).

Les températures des sources de Hammam Bouhdjar, sont contrastés, à savoir, on note la présence des sources froides à proximité des sources méso et hyperthermales. Globalement, l'éventail des températures est assez large il va de 9,5°C pour les sources froides à 70°C dans le cas des sources chaudes.

Les pH sont respectivement pour les deux sources de 6,5 et 5,56 ce qui leur confère un caractère d'eau acide. Les pH des eaux thermales de Hammam Bouhdjar montrent une légère variation tout en conservant le caractère d'origine à savoir acide, les mesures effectuées par (Issaadi ,1992) évoluent de 6,18 à 6,87.

Le pH acide est dû au CO₂ dissous dans l'eau, provenant des grandes profondeurs, et se manifeste sous forme de bulles en surface. Le pH acide attribue à l'eau une certaine agressivité. Cette caractéristique lui permet de dissoudre les carbonates des formations traversés au sein de son circuit hydrothermal. Cependant, une forte teneur en Calcium confère à ses eaux une dureté notable.

Les conductivités sont assez élevées pour les deux sources BH1 et BH2, les valeurs sont respectivement de 5,56 et 5,68 ms/cm. d'après la classification de (Issaadi, 1992), elles sont de classe 2. Comme nous l'avons déjà détaillé dans l'étude chimique des eaux thermales du Nord-ouest, la conductivité reflète la minéralisation. Cependant l'enrichissement de la minéralisation des sources BH1 et BH2, se traduit par des concentrations élevées en chlorures (1786 et 1889 mg) de sodium (970 et 928 mg) et en calcium (543 et 551mg). Les eaux thermales de Hammam Bouhdjar appartiennent au type chloruré sodique, riche en bicarbonate de calcium. Le graphique suivant de la formule caractéristique de Stabler, la montre assez bien (Fig.70).

Les teneurs élevées en Chlorures et en sodium attribuent aux eaux de Hammam Bouhdjar un faciès chimique chloruré sodique. La silice est également élevée avec une certaine constance des concentrations.

Si la teneur des eaux thermales de Hammam Bouhdjar en éléments chimiques cations et anions, demeurent stables, il n'en est pas de même pour les températures qui s'étalent sur un large éventail, allant des eaux froides (9°C) aux eaux hyperthermales ($\sim 70^\circ\text{C}$). La similitude de la minéralisation des eaux thermales de Hammam Bouhdjar, permet de relier ses dernières à un même réservoir profond.

Les eaux thermales de Hammam Bouhdjar, sont modérément radioactives. (Issaadi 1992), a quantifié une valeur de 22,8 millimicrons curie/l en radon résiduelle, sur l'un des griffons et la valeur rapportée par (Mansour et al., 2011) est de 840 Bq/l. L'étude récente sur le radon et le radium des eaux thermales du Nord-ouest, le confirme assez bien (Zemour et al., 2022).

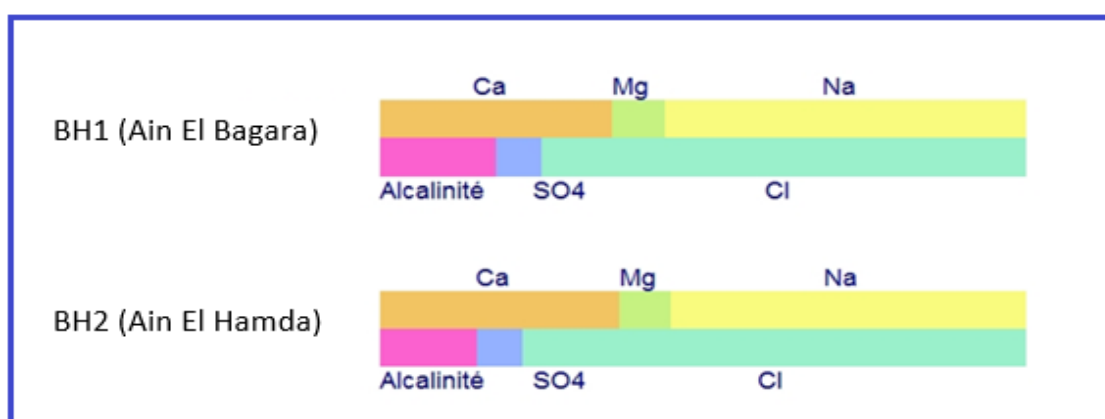


Figure 70: Graphique de la classification de Stabler des eaux thermales de Hammam Bouhdjar

10. LES DEGAGEMENTS GAZEUX AUX EMERGENCES

La présence des gaz associés aux sources thermales se traduit par des effervescences en surface. Le dégagement gazeux continu ou temporaire, correspond à la libération des teneurs engagées libres, se trouvant en excès dans l'eau.

L'étude portant sur les analyses en gaz, permet de distinguer la prédominance de la forme CO_2 , avec des concentrations allant de 70% et pouvant atteindre plus de 95%, dans certaines sources (Issaadi, 1992).

Les sources azotées se trouvent en seconde position avec des teneurs supérieures à 70% en N_2 .

Les sources de Hammam Bouhdjar montrent des concentrations en CO_2 supérieur à 70%, les teneurs en CO_2 quantifiées par (Mansour et al., 2011) se rangent entre 630mg/ et 1200mg/l. Quant à la source Ain Franine, sa concentration en CO_2 se situe entre un minimum de 50% et un maximum de 70%, c'est à cet égard, leur appellation sources carbogazeuses.

Les sources de Hammam Bouhdjar montrent des teneurs en gaz N_2 situées entre 50et 70%, à l'occasion, la même teneur est allouéeaux sources thermale de Bouhnifia (Mascara) et Ain Skhoua (Saïda).

Le troisième gaz décelé au niveau des sources thermale est le H_2S , ce dernier est repéré au niveau des eau thermale de la région de Saïda, et au niveau de la source Sidi Aïssa.

Cependant, l'origine exogène des dégagements gazeux toute forme confondue, n'est pas en mesure de justifier les concentrations importantes, mesurées aux griffons des sources. Il est judicieux, et particulièrement dans le cas du gaz CO_2 , d'admettre une origine endogène. Cette dernière peut être volcanique, ou magmatique avec fracture profonde, permettant la remontée des gaz. A ce propos, l'existence d'accidents liés aux failles actives, est à la faveur de la remontée des gaz, des grandes profondeurs vers la surface.

L'étude pluridisciplinaire (géologique, hydrochimique et géophysique) appliquée aux sources thermale de Hammam Bouhdjar, a levée l'incertitude à plusieurs niveaux. Elle a porté lumières sur le fonctionnement du système hydrothermal dans sa globalité.

C. LA SOURCE THERMALE D'AIN FRANINE

I. INTRODUCTION

La source Ain Franine se localise au NE d'Oran, au pied de la montagne des lions ou Djebel Khar qui culmine à 611m, entre le cap Roux et la pointe de l'Aiguille.

La source Ain Franine connue sous le nom de 'YEPSERRA' en Castillon, qui veut dire plâtrière, appelée également 'Ain el Hamya'. A l'origine cette source était une excavation de 2 m de profondeur, creusée par le propriétaire des lieux aux années 50, et débitait 800m³/jour, (Monique, V., 2010).

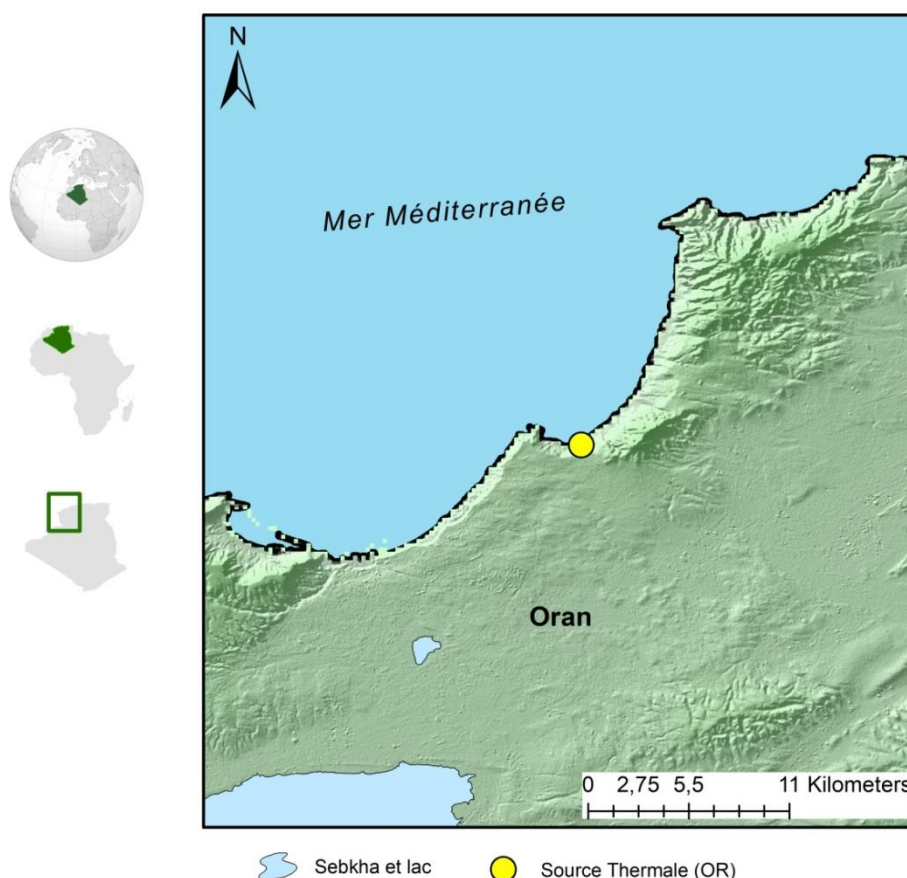


Figure 71: Localisation de la source thermique Ain Franine

L'eau thermique à chaleur modérée, de 36,5°C (2010), sort d'une falaise à 25m d'altitude en moyenne, et se déverse vers la mer, à une cinquantaine de mètres.

La source se localise aux coordonnées suivantes :

Latitude = 35° 46' 0,69'' N

Longitude = 0° 31' 46,23'' W

II. CADRE GEOSTRUCTURAL DE LA SOURCE

Sur le revers Nord du Djebel Khar (Montagne des Lions) et à l'aplomb de la source chaude d'Ain Franine, se présente un amas chaotique. Ce dernier est constitué de gypse, des tufs volcaniques, de gros blocs pluri-métriques de 'roches vertes' altérées, des dolomies noires et des calcaires cristallins (Ciszak R., 1993).

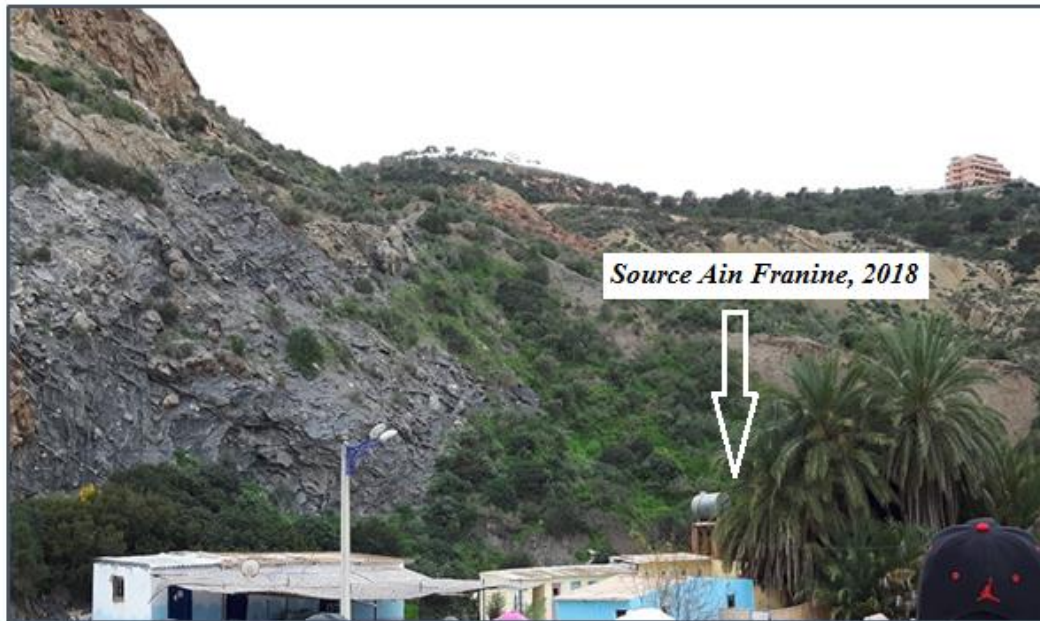


Photo 17 : localisation de la source Aïn Franine , A gauche en gris, on observe la formation de schiste satinés de Djebel Khar (montagne des lions).

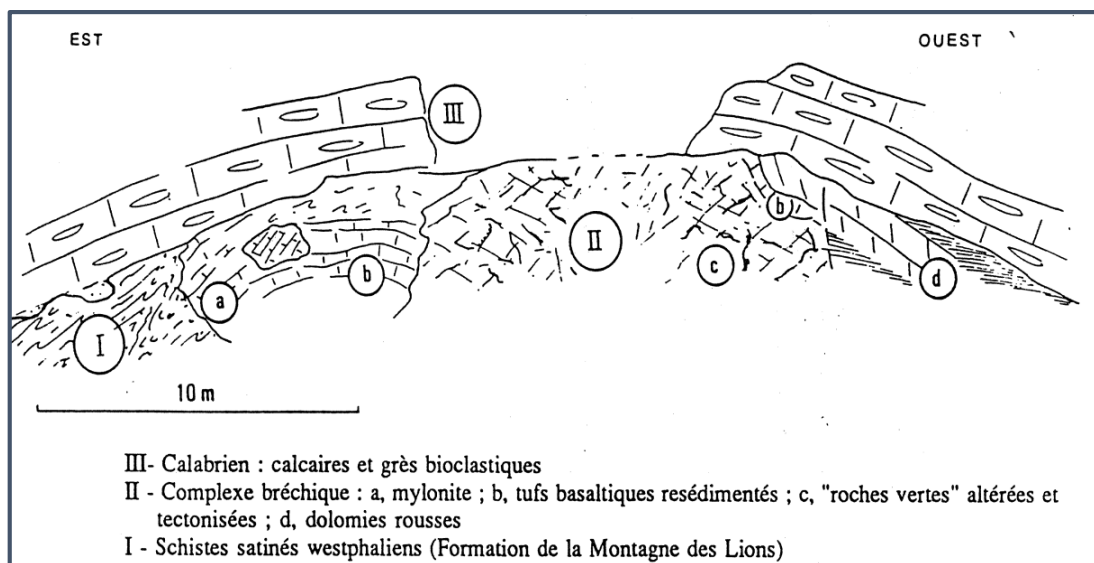


Figure 72: Amas chaotique d'Aïn Franine, coupe géologique le long de la route Oran-Kristel (Longueur 120m environ) (Ciszak R., 1993).

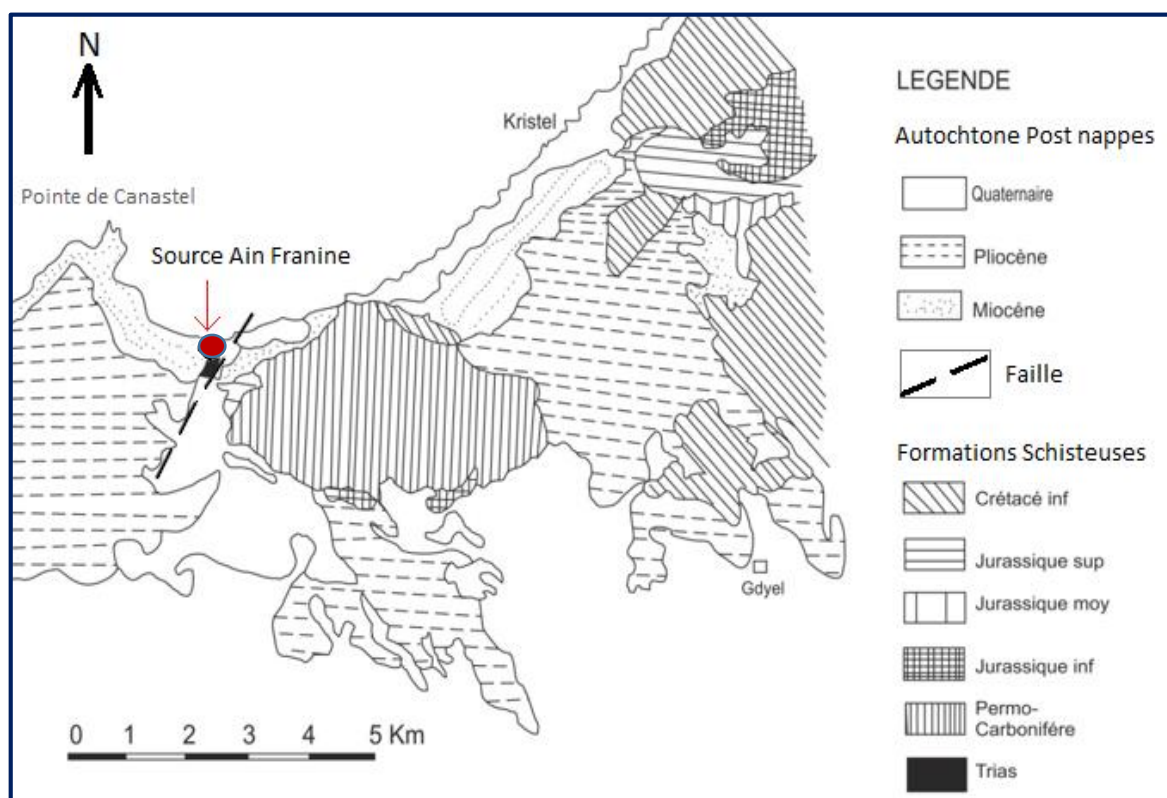


Figure 73: Situation géologique de la source Ain Franine

(Doumerg, Fenet, 1975 , in Issadi, 1992).

Le lambeau sur la (Fig.72) plus haut correspond à l'un des amas volumineux emballé à la base du Miocène, ici conglomératique et sableux. Cette masse s'appuie à l'Est contre les schistes satinés westphaliens du Djebel Khar, le contact est une surface de discordance et d'érosion (Gourinard ,1985 ; Fenet, 1969, 1975).

Les massifs littoraux sont caractérisés par un substratum rigide, produisant une tectonique cassante, suite aux mouvements verticaux. Dans ce contexte lithostratigraphique et tectonique, jaillissent des sources thermominérales. La source thermique Ain Franine, émerge à la faveur de l'accident transversal NNE-SSW qui découpe, les ensembles géologiques de la partie centrale de la plaine M'léta.

La faille passe par le diapir d'Arbal et se poursuit vers le Nord en direction de la source Ain Franine.

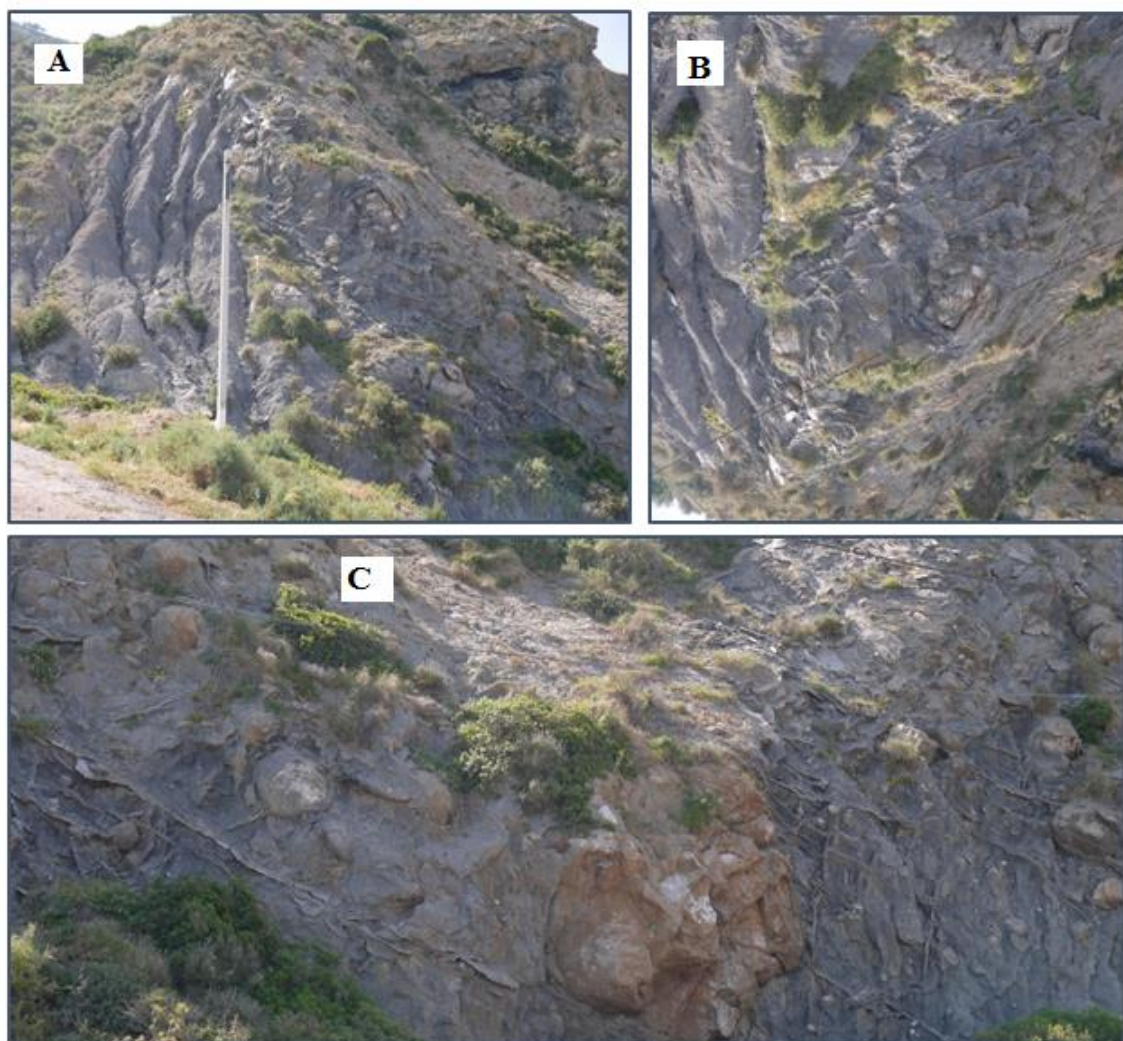


Photo 18 : A ; B ; C ; Amas chaotique d'Ain Franine formé de gypse, des tufs volcaniques, de gros blocs pluri-métriques de 'roches vertes' et des dolomies noires (Hadjou, 2018).

III. CHIMIE DES EAUX

La température mesurée au griffon est entre 32°C à 33,2°C (Hadjou, 2018), ce paramètre marque une légère variation au cours du temps $T = 35^{\circ}\text{C}$ (Issaadi, 1992)

Le pH est acide d'une valeur de 5,95 (Hadjou, 2018), cependant on constate une légère fluctuation au cours du temps $\text{pH} = 6,15$ à $6,30$; (Issaadi, 1992), tout en conservant sa nature acide, liée à l'abondance du CO_2 .

La conductivité est assez élevée d'une valeur de 10,02ms/cm, de même pour le TDS d'environ 5g/l.

La source Ain Franine est caractérisée par un dégagement gazeux abondant, avec des dépôts rougeâtres d'oxyde de fer.

Ces derniers tapissent l'intérieur du captage ainsi que le lit de son écoulement vers la mer comme illustré par les (Photos 19 et 20.).



Photo 19 : L'intérieur du captage d'Ain Franine, observation en surface du dégagement de gaz, assez spectaculaire, coloration des parois du bassin carré de la source par les oxydes de fer, (Hadjou, 2018).

Les teneurs en éléments majeurs sont élevées pour cations et les anions. Le facies chimique des eaux de Ain Franine, comme illustré par la figure de la formule caractéristique de Stabler, est sulfaté calcique. Seulement, on constate le taux élevé des chlorures, des bicarbonates et du Sodium.

Le graphique triangulaire de Piper, confirme le facies, et marque bien l'absence de cations et anions dominant (Fig. 75).



Photo 20 : Couleur rougeâtre des d'oxydes de fer, qui tapissent la surface de l'écoulement aval de la source vers la mer.

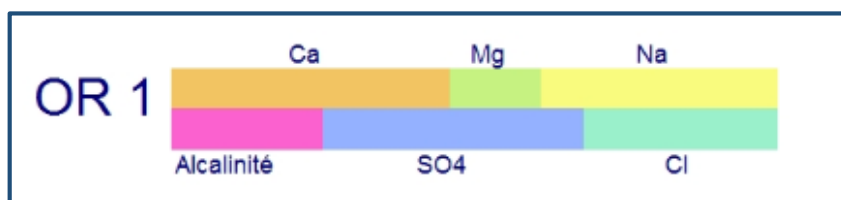


Figure 74: Graphique de la formule caractéristique de Stabler des eaux thermales de la source Ain Franine, Oran.

L'analyse de la phase gazeuse des eaux thermales de la source Ain Franine, évoque la présence de plusieurs gaz avec des proportions variées. La teneur en CO_2 est de 53,6%, l'azote est de 34,6%, quant à l'oxygène, il est de 11,6% et en fin l'Hélium est de 0,04% (Issaadi, 1992).

La température du réservoir profond de la source Ain Franine estimé par le géothermomètre chimique est de 95°C (Issaadi, 1992).

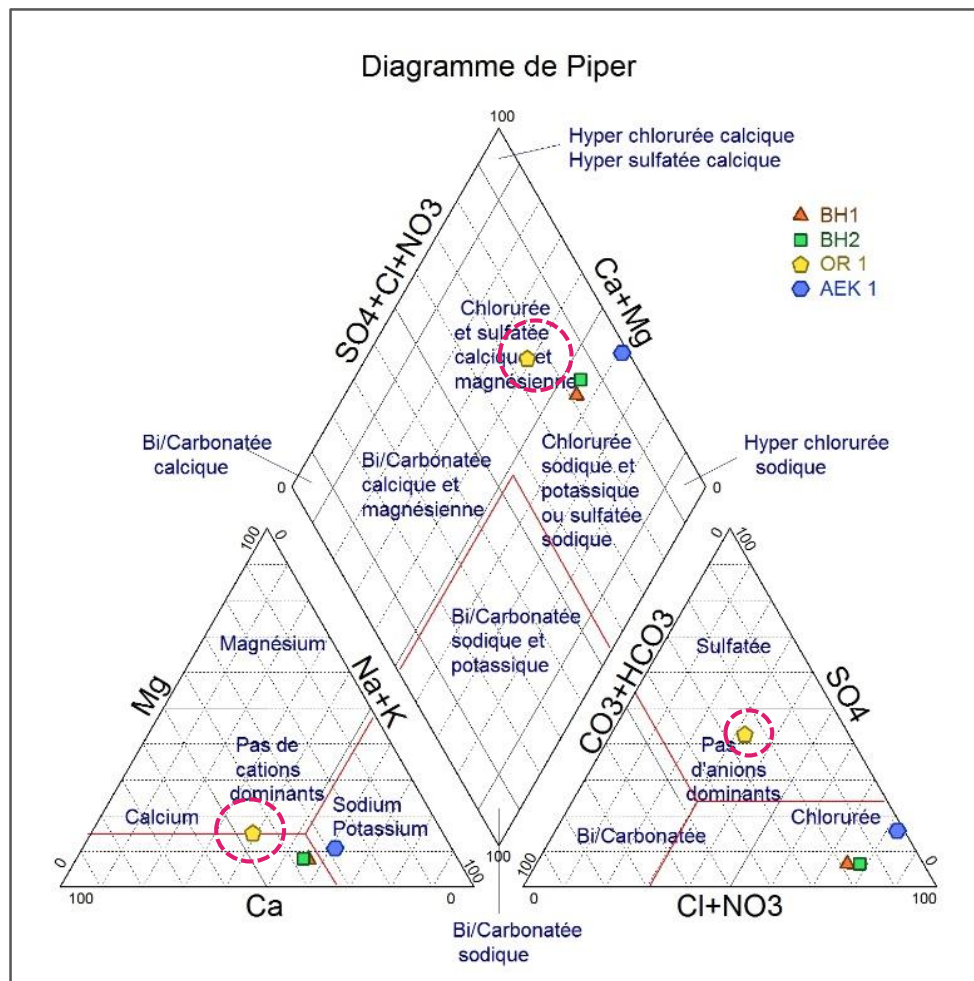


Figure 75: Graphique du diagramme de Piper des eaux thermales de la source Ain Franine.

D.LES SOURCES THERMALES DE LA REGION DE MASCARA

I.INTRODUCTION

Plusieurs sources thermales appartenant au tell Oranais, se localisent en bordure de l'oued El Hammam dans la région de Mascara ([Fig.76](#)). La station thermale de Bouhnifia se situe à 25km environ de la ville de Mascara. Son altitude est de 230m, entourée de montagnes qui culminent à 800m environ Elle se compose de plusieurs griffons et constitue la plus importante émergence de la région nord-ouest.

Le mode de captage actuel, se fait à partir de bassins installés sur les émergences naturelles. Les eaux thermales de Bouhnifia se répartissent en trois groupes hétérogènes.

II.GROUPE DE SOURCES SUPERIEURES

Ce groupe comprend les sources n°1, 3, 4 (Palmier) et 4 bis. Ces sources surgissent sur un plateau situé au NE du village ([Fig.76](#)). Leurs eaux sont hyperthermales avec une température d'emergence de 67°C. Les eaux thermales de Bouhnifia sont qualifiées modérément radioactives d'un interval de valeur de (0,2 à 6 milli - microcuries), d'après ([Simon Guigue, 1940-1945](#)).

III.GROUPE DE SOURCES INFERIEURES

Les griffons de ce groupe de sources sont alignés au pied d'une falaise de travertins, reposant sur les marnes de l'Eocènes. La composition chimique des eaux de ce groupe, est sensiblement identique à celle du Groupe Supérieur ([Rapport de SOGREAH, 2010](#)). Les eaux se distinguent par une température moins élevée, et par une radioactivité plus importante.



Figure 76: Carte de situation des sources thermale de Mascara

(Photo Google Earth, 2016)

IV. LES SOURCES DE SIDI ABDALLAH

Ces sources sont désignées par ‘sources salées ou purgatives’. Elles se situent à 500 m au sud du village et montrent un caractère assez différent des sources hyperthermales. Les eaux thermale de ses dernières sont fortement minéralisées (22 g/l). Le débit de ces sources est de l’ordre de 1,5 l/s avec une température de 20°C.

Les sources thermale sont captées au niveau de leur point d’émergence par des petits regards maçonnés. Ces eaux sont drainées par des canaux vers des baches de stockage, pour être transférées vers la station thermale. Le transport des eaux thermale au niveau de la zone de captage, se fait par écoulement gravitaire.

Toutefois, les eaux de Bouhnifia sont carbogazeuses particulièrement entartrées, les canalisations de transport se colmatent assez rapidement.

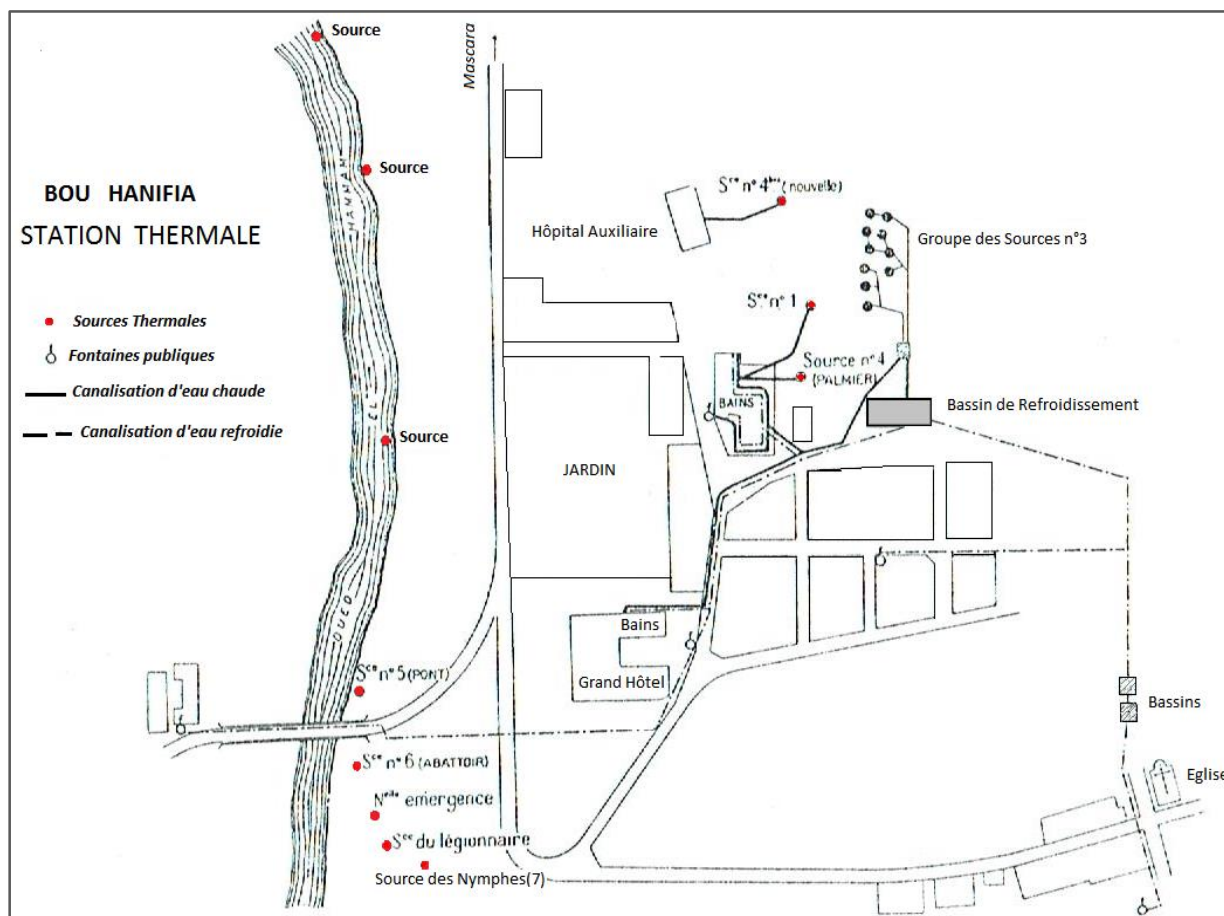


Figure 77: Représentation de la station thermale de Bouhania en 1940

(S. Guigue, 1940)

V.APERÇU SUR LES DEBITS ET DES TEMPERATURES DES SOURCES THERMALES

La ressource thermale de Bouhania est dotée d'un très important débit. Les eaux sourdent par les multiples griffons à des températures variantes de 40 à 65°C.

Le débit total des sources du groupe inférieur (Fig.77), en amont du pont, quantifié en 1994 était de 4,2 l/s, quant aux températures, elles varient de 30°C à 42°C.

En aval du pont, le débit total était de 10,5 l/s, et les températures varient de 52°C à 56°C.

Le débit total des sources du groupe supérieur était de l'ordre de 28 l/s et les températures étaient de 59°C à 66°C.

Les sources répertoriées sur le site de Bouhnifia en 2010, sont au nombre de 19. Les températures de ces dernières varient de 43°C à 68°C.

La Source N°6 (sous-sol du marché) présente une température 43°C ([Rapport ONAT, 2010](#)) et 44,7°C en 2016([Photo22](#)).

En 2010, le débit total est de l'ordre de 30 l/s, cette valeur est relativement proche de celle évaluée en 1944.

VI.CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le contexte géologique de la zone thermale de Mascara, est attribué à la fin du Pliocène. En cette période, un affaissement a généré une dépression qui sectionne la zone bouleversée du Tell, des massifs jurassiques de Saïda.

Tardivement, les calcaires déposés dans le fond de la dépression ont été redressés jusqu'à la verticale.

Sur la rive droite de l'Oued El Hammam, à la faveur d'une faille quaternaire d'orientation SE-NW, plusieurs griffons sourdent le long de cette dernière ([Dalloni, 1925](#)).

La faille en question traverse verticalement les assises très épaisses de la marne bleue éocène, considérée comme terrain d'émergence des sources.

Les remontées d'eaux thermales à la faveur de la faille, s'est produite au début du Quaternaire, lors de l'effondrement, qui produisait la plaine d'Ghris.

Toutefois, on note la présence d'importantes masses de travertins, déposés suite à la remontée des eaux thermales. L'étendue de ces derniers, atteste de l'existence de griffons primitifs, ayant disparu ou changé de lieu d'émergence.

Présentement, le débit des sources thermales est toujours considérable. L'activité sismique de la région est qualifiée de modérée dite de classe II.

VII.CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX THERMALES

Les eaux thermales de Bouhnifia appartient au groupe d'eau de type bicarbonaté sodique. Ces eaux montrent des paramètres physicochimiques qui suggèrent l'influence d'une composante profonde, dans leur minéralisation . Elles sont caractérisées par :

- Des températures élevées (mésothermales à hyperthermales),
- D'abondant dépôts de carbonates de chaux CaCO_3
- Des dégagements du CO_2 en proportion variables. Les analyses du griffon (MS5) dévoilent des concentrations de 99% d'aragonite et de calcite, associées à peu de quartz (Issaadi, 1992).
- Une minéralisation relativement faible, essentiellement représentée par le bicarbonaté de sodium et des chlorures.
- D'importantes teneurs en SiO_2 de l'ordre de 50mg/l en moyenne.
- Des concentrations particulièrement élevées en éléments trace sont observées. Les teneurs en Fluor au niveau des points (MS4 et MS2) sont respectivement de (1,9mg/l et 3,1mg/l). Quant au Brome, une teneur de 32mg/l est décelée au point (MS3).

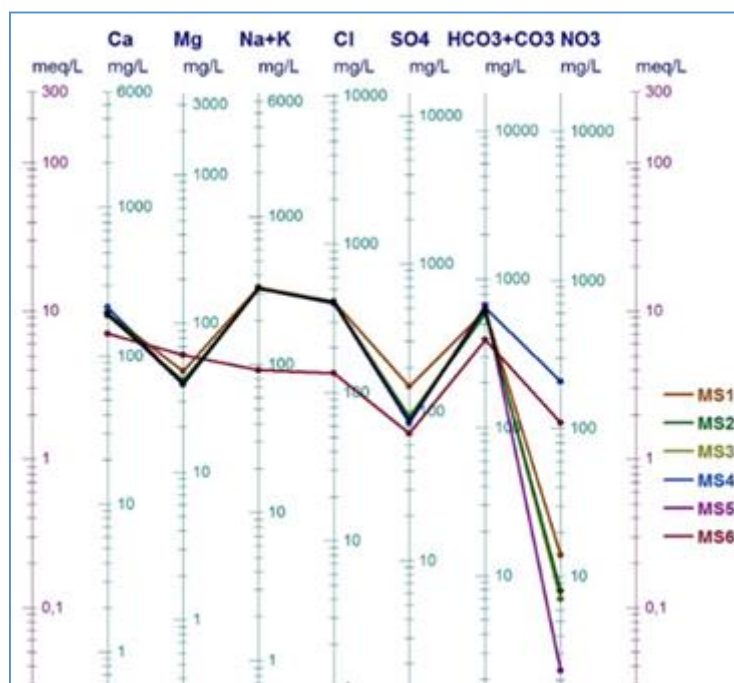


Figure 78: Graphique du le diagramme Schöeller Berkloff des eaux thermales de la région de Mascara

Les eaux contiennent essentiellement des carbonates de calcium et magnésium. Les sulfates de sodium et calcium sont en faibles quantités. quant aux chlorures, ils montrent de notables proportions.

Les eaux de la source du Pont (MS2) sont bicarbonatées calciques (HCO_3Ca) et magnésiennes (Mg), enrichies en chlorures de sodium (Na Cl) au cours de leur remontée (Fig.77).

La température des eaux à l'émergence est de $49,5^\circ\text{C}$, quant au pH, il est de l'ordre de 6,29, ce dernier est proche de la neutralité.

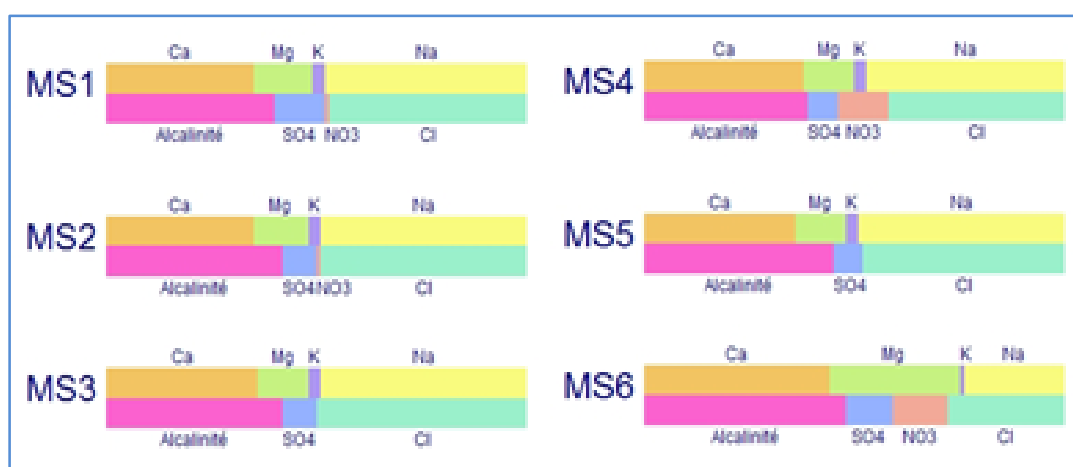


Figure 79: Graphique de la classification de Stabler des eaux thermales de la région de Mascara.

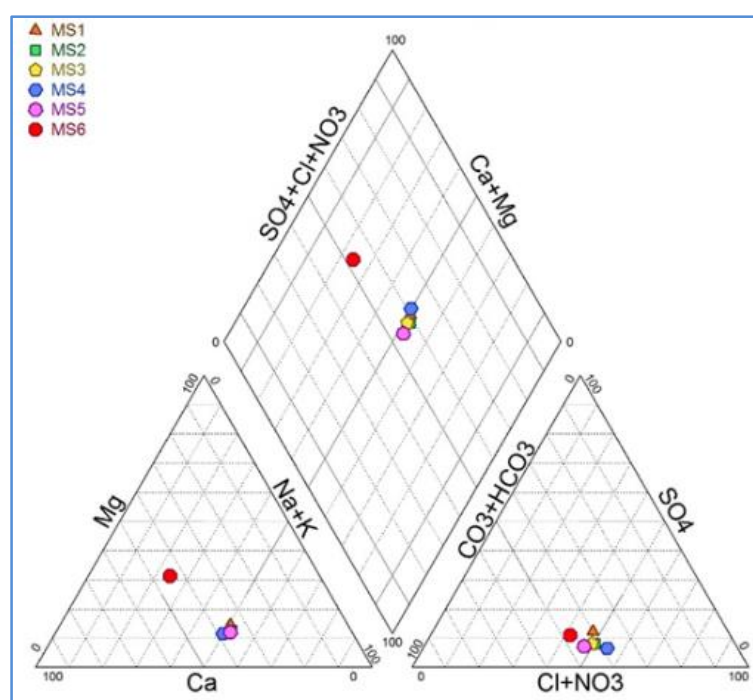


Figure 80: Représentation des eaux thermales de la région de Mascara par le diagramme de Piper.

Selon les analyses de référence de [Simone GUIGUE \(1940\)](#), les eaux thermales de Bouhnifia n'ont pas subis de notables modifications. La thermalité et la minéralisation sont restées similaires.

Bien que les mesures des débits nécessitent une mise à jour. Néanmoins, les débits des sources sont restés proches de ceux évalués au cours des années 1940.

Au niveau des sources du Groupe 3, la température mesurée en juillet 2010 est de 50 °C, la conductivité électrique est de 2 294 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et la minéralisation est de l'ordre de 1,5 g/l (rapport de l'ONAT, 2010). Quant au pH, il est proche de la neutralité avec une valeur de 6,82.

Les eaux hyperthermales avec une température ($T > 60^\circ$), contiennent du gaz carbonique (CO_2) avec une teneur de 341 mg/l de et 45 mg/l de silice.

Les analyses (1940 et 2010) mettent en avant la stabilité de la composition chimique de l'eau thermique depuis les années 1940.



Photo 21 : A : mesure des paramètres physico-chimique au niveau d'un griffon. B : Entartrage des tubes de transports des eaux thermales ([Hadjou, 2016](#)).

Les eaux thermales de Bouhnifia sont carbogazeuses, particulièrement entartrantes. L'entartrage rapide des canalisations de transport, demeure une difficulté conséquente, face au moyen de transfert des eaux vers la station balnéaire.



Photos 22 : A, B : représentent la Source du Pont (point MS2) ; C : le Pont de l'Oued El Hammam ; D : mesure des paramètres physico-chimiques au niveau de la Source N°6 : source du marché, Bouhnifia, Mascara



Photo 23: La masse considérable de calcaires travertineux qui masquent partiellement, parfois complètement les marnes bleues et les calcaires à silex de l'Eocène inférieur.



Photo 24: Bassins de stockage des eaux thermales. Unité d'emmagasiner de l'eau très chaude, prélevées dans les forages, pour refroidir sa température pendant la nuit, avant son usage en balnéothérapie.



Photo25: Petit regard maçonné construit, au niveau des griffons, afin de canaliser les eaux thermales, et les diriger vers des canaux de transport.

Conclusion sur les données relatives des quelques sources thermales étudiées

Des éléments clés sont dévoilés de l'étude des sources thermales de façon générale, en particulier les sources thermales du nord-ouest algérien.

Les qualités physico chimiques sont préservées à travers le temps, pour la plupart des sources thermales. Cet argument est émis sur la base d'un comparatif des résultats d'analyses effectuées par S. Guigue ,1940 ; Issadi, 1992 ; SOGREAH, 2010, Bouchareb-Haouchine, 2012, et des analyses réalisées dans le cadre de cette étude en 2016 et 2018.

Les débits des sources thermales ne font objet d'aucun suivi régulier, du fait de la difficulté d'évaluation de ses derniers. Néanmoins, quelques ordres de grandeur sont disponibles pour certaines émergences (voir tableau ci-dessous).

Tableau 17: Nature des captages avec la production journalière des principales sources Nord Ouest.

Nom de Source	Type de captage	Production journalière (m3/J)
Hamмам Bouhnifia	Griffons ¹² thermaux	Plus de 2500
Hamмам Bouhdjar	Griffons thermaux	600
Hamмам Boughrara	Griffons thermaux	400
Hamмам Rabbi	Griffon thermal	240

Source : Rapport interne ONAT, 2010

Toutefois, l'exploitation des eaux thermales par forage est en mesure d'augmenter la capacité de production de certaines stations pour cures thermales semblablement à Hamмам Bouhdjar, Hamмам Boughrara, et Hamмам Rabbi.

Les eaux thermales de Bouhdjar et Bouhnifia sont classées hyperthermales.

Tableau 18: Synthèse de quelques caractéristiques des sources thermales étudiées

Station thermique	Type de captage	Temp (°C)	Cond. (ms/cm)	Minér.TDS (mg/l)	pH	Gaz thermaux
Eaux hyperthermales						
H. Bouhdjar	Griffons	67,2	5,56	2880	6,5	CO ₂
H. Bouhnifia	Griffons	60,5	2,25	1100	5,87	CO ₂
Eaux mésothermales						
H. Rabbi	Griffon unique	45,7	2,52	1190	6,85	?
H. Boughrara	Griffons	43	0,871	435	7,56	?
S. Ain Franine	Griffon unique	33,2	10,02	5000	5,95	CO ₂

¹² Griffon : émergence naturelle d'eau chaude, l'eau est collectée par un ouvrage en maçonnerie (bassin, regard, puits).

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'Algérie du Nord à la particularité d'exhiber des indices de potentialités géothermiques. Ces derniers se manifestent en surface, par un nombre assez important d'émergences thermales. Le problème de la genèse des eaux thermominérales, demeure parmi les préoccupations des chercheurs, notamment l'origine de la thermalité, l'origine de la minéralisation, ainsi que l'origine de l'eau proprement dite.

Une démarche pluridisciplinaire est appliquée dans l'étude des sources thermales du nord-ouest, ayant comme objectif, une meilleure contribution dans la compréhension du fonctionnement des sources étudiées.

Les conclusions et les observations que nous pouvons tirer de ce travail sont d'ordre géologique, hydrogéologique, structurale, sismotectonique, hydrogéochimique et isotopique.

La répartition géographique des sources thermales montre une bonne coordination avec les principaux traits structuraux. Les sources thermales du Nord-Ouest de l'Algérie sont intimement liées aux grandes fractures, affectant profondément les formations sédimentaires et assez souvent, le socle cristallin. Les circuits empruntés par l'eau thermale lors de l'émergence, correspondent aux failles et aux fissures. Ces failles limitent les grands ensembles géo-structuraux et sont souvent injectées d'évaporites triasiques produisant les différents facies chimiques.

Les sources thermales se localisent aux croisements des failles de directions respectives sont NE-SW, NW-SE ou E-W. Globalement, les réservoirs thermaux correspondent aux formations carbonatées et gréseuses du jurassique et du Crétacé.

La thermalité des eaux est attribuée au gradient géothermique normal, mais également à ses anomalies thermiques. De même les activités magmatiques et sismiques, ainsi que les réactions chimiques, jouent un rôle non négligeable dans le réchauffement de l'eau.

L'éventail des températures permet de classer les eaux en plusieurs groupes. De ce classement ressort la catégorie des eaux mésothermales, en grande majorité. Les sources hyperthermales sont représentées à Mascara et Hammam Bouhdjar. De façon générale, les températures des sources thermales se caractérisent par une stabilité dans le temps, même si certaines d'entre elles montrent un petit écart, seulement les variations ne dépassent que rarement les 2 à 3°C. Les sources de Hammam Bouhdjar montrent des variations de température considérables, d'un griffon à l'autre. La thermalité des eaux est intimement liée à la profondeur des réservoirs. Les sources de Hammam

Bouhdjar sont impactées par l'approximation des appareils volcaniques, du point de vue thermalité et par l'abondance de dégagement gazeux.

Les éléments en solution proviennent des roches encaissantes par dissolution ou par hydrolyse. Il existe plusieurs classifications chimiques basées sur les principaux éléments en solution. Ces éléments sont très nombreux, et en proportion variables, d'où le caractère d'eaux très chargées.

Les classifications génétiques des eaux étudiées, montrent une variété de faciès chimique. Le faciès chloruré et sulfaté sodique est majoritaire et caractérisent les eaux thermales des régions de Saïda et Mascara. Le faciès bicarbonaté calcique et sodique marque les sources de la région de Tlemcen.

Les eaux hyper chlorurées sodiques concernent des sources avec une repartitions géographique très variée, la source Chigguer de Tlemcen, les sources de Hammam Bouhdjar, Ain Franine d'Oran et la source de Ain El Ouarka. Enfin le faciès faiblement marqué est celui des eaux sulfatées sodiques, retrouvé au niveau des sources de Hammam Rabbi et Sidi Aissa.

La concentration des sels dissous est sans rapport apparent avec la température mesurée à l'émergence. Les eaux qui émergent à des températures élevées peuvent renfermer de faibles teneurs en sels dissous.

La minéralisation des eaux est déterminée principalement par la nature chimique et minéralogique des sédiments, traversés lors de son circuit hydrothermal et, accessoirement, par leur vitesse de circulation souterraine.

Les eaux thermales les plus minéralisées telles que les sources (Ain Franine, Ain El Ouarka, Hammam Bouhdjar et Hammam Chigguer) sont en relation directe incontestable, ou très probable avec les formations gypso-salines du Trias. Les formations du Trias, sont très répandues en l'Algérie, ces dernières ont donné lieu aux phénomènes de diapirisme. Certainement, cette hypothèse peut être évoquée sans grand risque concernant les autres faciès chimiques, des eaux sulfurées, chlorurées et sulfatées calciques.

Divers types de dépôts solides ou encroûtements plus au moins épais s'observent et forment d'épaisses travertins, comme exemple dans le secteur nord-ouest, on peut citer les Hammams Bouhdjar et Bouhnifia. Les dépôts sont essentiellement constitués par des carbonates de chaux, des oxydes de fer et de l'halite. Les dépôts de carbonates ont pour origine les réservoirs carbonatés dont la dissolution est provoquée par un excès d'acide carbonique véhiculé par les eaux. Les carbonates précipitent au contact de l'air. D'autre part, le dégagement de CO₂ résultant de la diminution de la pression, génère la précipitation de l'hydroxyde de fer, comme on l'observe dans

toutes les sources à CO₂. Toutes les sources où sont observés des dépôts actuels, contiennent une proportion de CO₂ ou du H₂S. Les réactions sont favorisées par l'acidité des eaux thermales.

La silice peut provenir des réservoirs gréseux ou des roches cristallines, cristallophylliennes ou volcaniques assez répandu dans le secteur Nord-ouest.

L'étude isotopique des eaux thermales du secteur nord-ouest, a dévoilé une origine météorique de ses dernières. En aucun cas il n'a été mis en évidence un effet géothermique, marqué par un enrichissement en ¹⁸O, résultant d'un échange entre l'eau et les roches traversées ou encaissantes. Globalement, ce qu'il faut retenir des résultats isotopiques, de ses eaux thermales, est l'absence des variations significatives de leur composition isotopique, par échange entre l'oxygène des eaux infiltrées, et celui composant les minéraux des terrains traversés ou réservoirs encaissants. Dans le cas inverse, cet échange, se traduit généralement par des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ positives. A noter, ce processus requiert des températures assez élevées pour avoir lieu, de l'ordre de 220°C (IAEA, 2008). Les eaux des sources étudiées, proviennent de l'infiltration des précipitations, qui se sont produites à une période où les températures étaient moyennes à faibles. Les altitudes de recharge sont probablement, celles des bassins versants dominants, situés à l'amont des diverses émergences thermales.

Recommandations

Lors des visites sur les sites des stations thermales, il a été constaté l'entartrage permanent des canalisations, ce qui nécessite un entretien régulier. Pour Y remédier à cette situation, nous

recommandons l'installation d'un équipement de tubages conçus en acier inoxydable. Ce type de matériaux présenterait une conformité vis-à-vis des températures élevées des eaux thermales, de même pour leur caractère corrosif.

Nous recommandons ardemment, l'installation d'un équipement permettant la quantification des paramètres physico-chimiques (température, conductivité, pH, salinité...) au niveau des sources et des forages thermaux. Ce procédé, à long terme, permet la détection des variations à différentes échelles (températures, débits, concentration...), ce qui permet l'amélioration des conditions d'exploitation, de la ressource thermique. L'installation des compteurs de débits, ainsi que des mesures des niveaux d'eau dans les forages est vivement souhaitée.

Des ouvrages de type forage pourraient être envisagés, pour remplacer les bassins ouverts. Ces derniers, pourraient être implantés au droit de certaines sources à faible écoulement. Les forages permettraient une exploitation plus sécurisée des eaux thermales, et probablement d'augmenter les débits d'exploitation. Avec des forages, il serait possible de récupérer les gaz thermaux à des fins thérapeutiques.

Enfin, les résultats obtenus à l'issue de cette étude sur le fonctionnement des sources thermales du Nord –ouest, pourraient constituer, la base d'une réflexion pour poursuivre nos investigations, dans le cadre d'autres recherches sur la géothermie. Cet axe de recherche, en plus de son intérêt scientifique, présente des atouts écologiques et économiques à large portée.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abbassene F. (2016).** Contraintes chronologiques et pétro géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré- et post-collisionnelle de la marge algérienne: Secteur de la Petite Kabylie. Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale et l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne, Algérie, 360 p.
- Ameur M. (1999).** Histoire d'une plate- forme carbonatée de la marge sud-téthysienne. L'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. Doc. Labo. Géol. Lyon, n° 150, 399 p., 157 fig. 17 p.
- Aoudia K., Sarao A., Bukchin B. and Suhadolc P. (2000).** The 1976 Friuly (NE Italy) thrustearthquake: A reappraisal 23 years later, *Geophys. Res. Letters*, vol 27, 577-580,
- Arculus, R.J., (1994).** Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33, 189– 208.
- Argus D.F., GordonrG. (1991).** No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1: *Geophysical Research Letters*, 18V, pp. 2039 -2042.
- Arnòrsson S. (1975).** Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. *American Journal of Sciences*, 275, pp763-784.
- Arnòrsson S. (1983).** Chemical Equilibria in Iceland Geothermal Systems. Implications for Chemical Geothermometry Investigations. *Geothermics*, 12: 119-128.
- Arnòrsson S. (1983).** Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics* 119–128.
- Arnòrsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. (1983).** The geochemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochim Cosmochim Acta* 47:567–577
- Arnòrsson S. (2000).** Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, and interpretation. International Atomic Energy Agency. Vienna, 351pp.
- Auclair D. et Biehler J. (1967).** Etude géologique des Hautes Plaines oranaïses entre Tlemcen et Saïda – Publ. Serv. Géol. Alger. – Bull. 34.
- Ayadi, A and 22 authors (2003).** Strong Algerian earthquake strikes near capital city, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 84, 561, and 568.
- Aydin A. (2000).** Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and petroleum geology*, 17(7):797–814.

B

- Bakalowicz M. (1979a).** Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doct. D'Etat Sc. Nat., Univ. Paris VI, 269p.
- Bakalowicz M. (1979b).** L'anhydride carbonique dans la karstogénèse. Proc. Internat. Symposium on karst erosion. Aix-en-Provence, sept. 1979, p. 41-48.
- Bakalowicz M. (1980).** Un précieux informateur hydrogéologique : le système chimique CO₂-H₂O-carbonate.
- Bakalowicz M., Jusserand C. (1986).** Etude de l'infiltration en milieu karstique par les méthodes des géochimiques et isotopiques. Cas de la grotte de Niaux (Ariège, France). Bull. centre Hydrogéol de Neuchâtel, n°7, p 265- 283, mai 1986.
- Bakalowicz M., Ford D., Miller T., Palmer A. and Palmer M. (1987).** Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. Geological Society of America Bulletin, 99, p. 729–738. DOI: 10.1130/0016-7606 (1987) 99<729: TGODCI>2.0.CO;
- Bakalowicz M. (1994).** Water geochemistry, water quality and dynamics. Acad Press, Inc. Ground water Ecology, p.127.
- Bakalowicz M. (2005).** Eau, sociétés, économie; Society of America. 99, 729-738. Politique. Quelle place pour le spécialiste de l'eau ? Master M1 STEE Université Montpellier II.
- Ballas G., Soliva R., Sizun J.-P., Benedicto A., Cavailhes T. and Raynaud S. (2012).** The importance of the degree of cataclasis in shear bands for fluid flow in porous sandstone, Provence, France. AAPG bulletin, 96(11) :2167–2186.
- Belabbès S. (2008).** Caractérisation de la déformation active par l'Interférométrie Radar (InSAR) : Failles sismiques aveugles et cachées de l'Atlas Tellien (Algérie) et du Rif (Maroc) le long de la limite des plaques Afrique-Eurasie. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur.
- Belgrano T. M., Herwegh M. and Berger A. (2016).** Inherited structural controls on fault geometry, architecture and hydrothermal activity: an example from Grimsel Pass, Switzerland. Swiss journal of geosciences, 109(3) :345–364.
- Belhai M., Fujimitsu Y., Bouchareb-Haouchine F.Z., Iwanaga T., Noto M. (2014).** Geochemistry of the North Western Algerian Geothermal System. In Proceedings, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 24–26, 2014 SGP-TR-202.
- Belhai M., Fujimitsu Y., Bouchareb-Haouchine F.Z., Nishijima J. (2015).** Geology, geothermometry, isotopes and gas chemistry of the Northern Algerian geothermal system. In Proceedings, World Geothermal Congress. Melbourne, Australia, April 19–25.

- Belhai M., Fujimitsu Y., Bouchareb-Haouchine F.Z., Iwanaga T., Noto M., Nishijima J. (2016a).** Hydrogeochemical and isotope geochemical study of northwestern Algerian thermal waters. *Arab J Geosci* 9(3), 169.
- Belhai M., Fujimitsu Y., Barragan-Reyes R.M., Iwanaga T., Maeno M., Ayad B., Bouchareb-Haouchine F.Z. , Nishijima J., Belhai D., Haouchine A. (2022).** Insights into geochemical characteristics of the geothermal fluids of northwestern Algeria: An updated conceptual model. doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102304
- Bellon H. (1976).** Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparées dans leur cadre géochronométriques. Implications géodynamiques. Univ. Paris Sud Orsay (Thèse Doct.). (367 pp.).
- Bellon, H., Bordet, P., Montenat, Ch., (1983).** Chronologie du magmatisme néogènes des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bull. Soc. géol. France* XXV, 205–217.
- Ben (2008).** Les Indices climatiques et leurs significations écologiques en Algérie orientale. Magistère en sciences de la vie et biologie, Université de Constantine.
- Benali H. (2007).** Les minéralisations associées aux roches magmatiques tertiaires du Nord de l'Algérie : typologie, pétrologie, cadre géodynamique et implication métallogénique, Thèse Doctorat d'Etat : pétrologie-structurale, USTHB (Alger) ,175p.
- Bendoukha, R., (1987).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique d'un complexe volcanique plio- quaternaire de la Basse Tafna (Oranie occidentale). Thèse Magister, USTHB, Alger, 159 p.
- Bendoukha, R., (2008).** Etude dynamique, pétrographique et géochimique du volcanisme alcalin Plio Quaternaire de l'Oranie (Algérie nord occidentale), *Thèse Doctorat*, Univ, Oran, 175p.
- Ben Makhlof M. (2001).** Les sources thermales du Maroc : relation entre la tectonique et le thermalisme. Thèse d'Etat, Université Mohammed V, 334p.
- Benouar D., Aoudia A., Maouche S., Meghraoui M. (1994).** The 18 August 1994 Mascara (Algeria) earthquake; a quick-look report. *Terra Nova*, 6, 634–638.
- Benouar D. (1994).** The seismicity of Algeria and the Maghreb during the twentieth century, PhD dissertation, Imperial College, London, U.K.
- Bense V., Person M., Chaudhary K., You Y., Cremer N., and Simon S. (2008).** Thermal anomalies indicate preferential flow along faults in unconsolidated sedimentary aquifers. *Geophysical Research Letters*, 35(24).
- Bense V., Gleeson T., Loveless S., Bour O. and Scibek J. (2013).** Fault zone hydrogeology. *Earth Science Reviews*, 127:171–192.

- Bernard-Griffiths J., Gruau G., Cornen G., Azambre B., Macé J., (1997).** Continental lithospheric contribution to alkaline magmatism : isotopic (Nd, Sr, Pb) and geochemical (REE) evidence from Serra de Monchique and Mount Ormonde Complexes, *J. Petrol.* 38, pp 115–132.
- Bertrand L. (2016).** Etude des réservoirs géothermiques développés dans le socle et à l'interface avec les formations sédimentaires. PhD thesis, Université de Lorraine. Laboratoire GeoRessources (CNRS - UMR 7359), 495p.
- Benyettou M. Bouklikha A. (2017).** Variations et tendances des températures et des précipitations journalières en Algérie. Master en Hydraulique, eau sol et aménagement. Université de Tlemcen, 92 p.
- Bezzeghoud M., Ayadi A., Sebai A., Ait Messaoud M., Mokrane A., Benhallou H. (1996).** Seismicity of Algeria between 1365 and 1989 : Map of Maximum Observed Intensities (MOI), in : *Avances en Geofísica y Geodesia 1, ano 1*, Ministerio de Obras Publicas, transportes y Medio Ambiente, Instituto Geografico Nacional España, pp. 107–114.
- H. Bijwaard, W. Spakman, E.R. Engdahl, (1998).** Closing the gap between global and regional mantle tomography, *J. Geophys. Res.*
- Blavoux B. (1978).** Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du tritium. Ph.D. thesis, Université P. et M. Curie, Paris 6, France, 333 p.
- Blavoux B., Berthier F. (1985).** Les originalités hydrogéologique et technologique des eaux minérales. *Bull.Soc.géol. France*, 1985, (8), 1, 7, 1033-1044.
- Blavoux B.(1991).**Le forage : une façon moderne de protéger et gérer la ressource. Colloque : la qualité de l'eau thermique coulera-t-elle toujours de source ? Journées nationales, Cité des Sciences et de l'Industrie, La Villette, Paris, p. 17-33.
- Blavoux B. (1995).** Apports des techniques isotopiques à la connaissance des gisements d'eau minérale. *La Houille Blanche*, n°2-3, 51–58.
- Blavoux B. (1998).** La formation des gisements d'eau minérale. *Annales des Mines (Réalités industrielles)*, 8–12.
- Blavoux B. (2009).** Les structures à l'origine du patrimoine thermal français et leur fonctionnement. Indications pour la protection de la ressource. Pages 11–20 of : *L'hydrothermalisme en domaine continental. Fonctionnement, ressource et patrimoine. Collection EDYTEM - n° 9.*
- Bligny J. C. (1994).** Etudes des mécanismes de circulation des eaux thermominérales en milieu fissuré et d'acquisition du chimisme de l'eau par interaction avec la matrice minérale. Thèse de Doctorat, Université Paris VI.

- Bouchaou L., Michelot J. L., Vengosh A., Hsissou Y., Qurtobi M., Gaye C. B., Zuppi G. M. (2008).** Application of multiple isotopic and geochemical tracers' for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss–Massa aquifer, southwest of Morocco. *Journal of Hydrology*, 352 (3-4), 267–287. DOI.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.022.
- Bouchareb-Haouchine F.Z., Issaadi A., BenDhia H. (1994).** Estimation et interprétation du gradient géothermique en Algérie du Nord. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol. 5, n°1, pp69-74.
- Bouchareb-Haouchine F.Z., Boudoukha A., Haouchine A. (2012).** Hydrogéochimie et Géothermométrie : Apports à l'identification du réservoir thermal des sources de hammam Righa, Algérie. *H.S.J. Hydrological Sciences Journal*, International Association of Hydrological Sciences IAHS. Taylor and Francis Publisher.
- Bouchareb-Haouchine F.Z. (2012).** Etude Hydrochimique des Sources Thermales de l'Algérie du Nord- Potentialités Géothermiques. Thèse Doctorat en Sciences, USTHB, Algiers, p 135
- Boudiaf A. (1996).** Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie. Thèse. Doc Univ., Montpellier II, 273 p.
- Boukrouh. F (2006).** Etude géologique des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma. Magistère. Université de Constantine, Algérie. 125.
- Bouroubi- Ouadfel Y. (2017).** Caractérisation et fonctionnement du système géothermique de la région Souk-Ahras-Taoura par l'approche géochimique et isotopique (Algérie extrême Nord oriental). Thèse de doctorat, université de Constantine 1, Algérie, 185 p.
- Bouyahiaoui B., Abtout A., Hamai L., Boukerbout H., Djellit H., Bougchiche S. S., Bendali M., and Bouabdallah H. (2017).** Structural Architecture of the Hydrothermal System from Geophysical Data in Hammam Bouhadjar Area (Northwest of Algeria). *Pure Appl. Geophys.* _ 2017 Springer International Publishing DOI 10.1007/s00024-017-1479-0
- BRGM. (1996).** Les techniques isotopiques. Note technique n° 7. 17p.
- BRGM. (1999).** Les géothermomètres chimiques. Note technique DNEMT n° 13.14p.
- BRGM. (2000).** Note Technique n° 15. Eau Minérale et Radioactivité. 31p.
- Bruhn R.L., Parry W. T., Yonkee W. A. and Thompson T. (1994).** Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. *Faulting and Crustal Deformation: field Observation and Modeling*. Pure and Applied Geophysics, 142(3-4), 609-644.

C

- Canellas J., Blavoux B. (1995).** Relations entre les structures géologiques, la composition chimique des eaux minérales et leurs orientations thérapeutiques. *La houille blanche* N° 2/3. <http://dx.DOI.org/10.1051/lhb/1995019>.

Carlos P. (2007). Diversité du volcanisme miocène à quaternaire post-subduction de la péninsule de basse Californie (Mexique) : rôle de la déchirure de la plaque Farallon, thèse de doctorat en Géosciences marines, Brest.

Castany G. (1967). Traité pratique des eaux souterraines. Dunod (Éditeur), Paris.

Castany G., Margat J. (1977). Dictionnaire français d'Hydrogéologie. Editions du BRGM, service géologique National, Orléans, 249 p.

Carfantan J.C., Nicoud G. et Iundt F.(2003). L'origine et le parcours des eaux minérales d'Aix les Bains (Savoie). Colloque : Circulations Hydrothermales en terrains calcaires, 10ème journée technique du Comité National Français de l'Association Internationale desHydrogéologues, 28 novembre 2003, Carcassonne, 7-14.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R. (1998). The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 160 (1998) 651–665

Carminati E., Wortel M.J.R., Meijer P.T., Sabadini R. (1998a). The two-stage opening of the western–central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 667–679.

Carminati E., Wortel M.J.R., Spakman W., Sabadini R. (1998b). The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 651–665.

Carminati E., Lustrino M., Doglioni C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173–192.

Cavailhes T., Soliva R., Labaume P., Wibberley C., Sizun J. P., Gout C., Charpentier D., Chauvet A., Scalabrino B. and Buatier M. (2013). Phyllosilicates formation in faults rock: Implications for dormant fault sealing potential and fault strength in the upper crust. *Geophysical Research Letters*, 40(16):4272–4278.

Ceron J. C., Pulido-Bosch A., Sanz De Galdeano C. (1998a). Isotopic identification of CO₂ from a deep origine in thermomineral waters of south-eastern Spain. *Chemical Geology* 149, 251-258.

Chadha D.K. (1999). A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical Data. *Hydrogeology journal*, 431- 439.

Charmoille A. (2005). Traçage hydrochimique des interactions hydrauliques et mécaniques entre les volumes perméables et peu perméables au sein des aquifères fracturés carbonatés. Thèse de l'université de Franche- Comté, 270p.

Chester F. and Logan J. (1986). Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the punchbowl fault zone, California. *Pure and Applied Geophysics*, 124(1-2):79–106.

Chiodini G., Giaquinto S., Frondini F., Santucci A. (1991). Hydrogeochemistry and hydrogeology of the Canino hydrothermal system (Italy). *Geothermics* 20, 329-342.

Chorfi H., Moulla A.S., Cherchali M.E.H., Khous D., Abdelouahab R., Ouarezki S.A. (2019). Caractéristiques Hydrogéochimiques et Isotopiques de quelques sources thermominérales de l'Algérie Septentrionale : Relation avec les Températures de Gisement. Communication orale, Séminaire International sur l'Hydrogéologie et l'Environnement 2019, Ouargla.

Cisak R. (1987). Résédimentations intra-sénoniennes du Trias évaporitique dans le Sillon tellien (Algérie). Implications dans la tectogenèse des Maghrébides. Xème Colloque Africain de Micropaléontologie, Rabat (Maroc) ; Géologie Méditerranéenne, T. XIV, n° 2, p. 137-141.

Cornet B., Olsen P.E., Kent D. V., Witte W. K. and Schlische R. W. (1996). High-resolution stratigraphy of the Newark rift basin (early Mesozoic, eastern North America). *GSA bull*, v.108, no. 1 ; p. 40-77.

Collignon B. (1986). Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des Monts de Tlemcen. Thèse de Doctorat, Université d'Avignon, 293p.

86Coulon C., Megartsi M., Fourcade S., Maury R. C., Bellon H., Louni-Hacini A. (2002). Post-collisional transition from calco-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab break off. *Lithos*, 62, 87–110.

Craig H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, p.1702-1703.

Craw D., Koons P., Zeitler P. and Kidd W. (2005). Fluid evolution and thermal structure in the rapidly exhuming gneiss complex of namche barwa-gyala peri, eastern himalayan syntaxis. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(9):829–845.

Curewitz D. and Karson J. A. (1997). Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(3) :149– 168.

D

Dakiche A. (1993). Etude statistique multidimensionnelle du régime pluviométrique et des crues, application au bassin versant de la Tafna. ANRH, juin 1993.

Dakiche A. (1996). Bassin versant de la Macta, synthèse bibliographique, inventaire des données. Institut National des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H.).

Dalloni M. (1925). Note préliminaire sur les terrains crétacés des Monts de la Mina et du massif de Beni Chougrane (Tell Oranais). Bull. ser. Carte géol. Algérie. Travaux récents des collaborateurs. Fasc 1. Algérie.

D'Amore F., Scandifio G., Panichi C. (1983). Some observations on the chemical classification of ground waters. Geothermics. Vol. 12, No. 2/3, p. 141-148.

Davies J.H and Von Blanckenburg F. (1995). Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of orogens, Earth Planet. Sci. Lett. 129, pp. 85-102

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Lepichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbertshikov I.M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Bijuduval B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241-315.

Dib H. (1984). Le thermalisme de l'Est Algérien. Thèse de Doctorat, USTHB, Algérie, 287p.

Domzig, A. (2006). Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Thèse de Doctorat. Université de Bretagne Occidentale. 343p.

Doublet, C. (2016). Fonctionnement d'un système hydrothermal hyperminéralisé en contexte alpin : Salins-les-Thermes, Savoie (France) : caractérisation hydrogéologique, hydrogéochimique et hydrodynamique en vue de la gestion de la ressource. Hydrologie. Université Grenoble Alpes, France. 319p.

Durand Delga M. (1969). Mise au point sur la structure du nord-est de la berbérie. Publi. Serv. Geol. Algérie. N° série, pp 89-131

Durand Delga M., et Fontboté J. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, Mémoire. BRGM, 11, 65–85.

Duriez A. (2006). Origine et processus de minéralisation d'eaux thermales en milieu Continental méditerranéen : cas du système géothermal des thermopyles (Grèce) thèse de Doctorat, université Paris Sud 11 ; 292p.

E

Edmunds W. M., (1996). Bromine geochemistry of British groundwaters. Mineralogical Magazine 60, 275-284.

Ehlers T. A. and Chapman D. S. (1999). Normal fault thermal regimes: conductive and hydrothermal heat transfer surrounding the wasatch fault, Utah. Tectonophysics, 312(2):217–234.

El Azzouzi M., Bernard-Griffiths, J., Bellon H., Maury R.C., Piqué A., Fourcade S., Cotten, El Azzouzi M., Maury R.C., Fourcade S., Coulon Ch., Bellon H., Ouabadi A., Semroud B.,

Megartsi M., Cotten J., Belanteur O., Louni-Hacini A., Coutelle A., Piqué A., Capdevila R., Hernandez J., Réhault J.P. (2003). Evolution spatiale et temporelle du magmatisme néogène de la marge septentrionale du Maghreb : manifestation d'un détachement lithosphérique. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. 447,107–116.

El Azzouzi M., Bellon H., Coutelle A., Réhault J.P. (2014). Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). *Journal of Geodynamics* 77, 171-185.

Elmi S. (1982). L'évolution des Monts de Rhar-Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. *Mémoires géologiques de l'Université de Dijon* (1982), 7, pp. 401–412.

Evans J. P., Forster C. B., and Goddard J. V. (1997). Permeability of fault-related rock, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of structural Geology*, 19(11):1393–1404.

F

Faulds J., Coolbaugh M., Bouchot V., Moek I., and Oguz K. (2010). Characterizing structural controls of geothermal reservoirs in the great basin, USA, and western turkey: Developing successful exploration strategies in extended terranes. In *World Geothermal Congress 2010*, pages 11–p.

Fekraoui A., et Abouriche A. (1999). Ressources Géothermiques du Nord de l'Algérie-Eléments de l'Atlas Géothermique. *Cder.dz*, 159–162.

Fekraoui A. (2007). Caractéristiques géochimiques des eaux géothermales de la région d'Oran. *Revue des Energies Renouvelables CER'07 Oujda* 75 – 80.

Fenet B. (1975). Recherche sur l'Alpinisation de la Bordure Septentrionale du Bouclier Africain à Partir de l'Etude d'un Elément de l'Orogenèse Nord Maghrébine, Les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du Littoral Oranais', Thèse de Doctorat Es-sciences, Université de Nice, 300p.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène R., and Mercier E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740–761.

Frizon de Lamotte, D., Michard, A., Saddiqi, O. (2006). Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. *C. R. Geoscience* 338 (2006) 1–10. DOI: 10.1016/j.crte.2005.11.006.

Fossen, H. (2016). Structural geology. Cambridge University Press.

Fouillac A. M., Michard G. (1981). Sodium/Lithium ratios in water applied to geothermometry reservoirs. *Geothermics* 10, 55-70.

Fougnot, J. (1990). Le magmatisme miocène du littoral nord-constantinois. Thèse de doctorat, INPL Nancy, 358 p.

- Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., (2001).** The origin and geodynamic significance of the Alpine cordieritebearing granitoids of Northern Algeria: a combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos* 57, 187– 216.
- Fournier R.O., Truesdell A.H. (1973).** An empirical Na-K-Ca geothermometers for natural waters. *Geochim.cosmochim. Acta* 37, 1255-1275.
- Fournier R.O., Truesdell A.H. (1974).** Geochemical indicator of subsurface temperature—part2, estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water. *J Res US Geol Survey* 2:263–270
- Fournier, R.O. (1977).** Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, p. 41-50
- Fournier, R.O. (1979).** A revised equation for the Na/K geothermometers. *Geotherm. Resour. Council Trans.* 3, 221-224
- Fournier, R. O., Potter R.W. (1982).** A revised and expanded silica (Quartz) geothermometer. *Geothermal Resource Council Bulletin*, 11, 3-12.
- Forster, C. and Smith L. (1989).** The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: a model study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B7):9439–9451.
- Forster, C. B., Caine J. S., Schulz S. and Nielson, D. L. (1997).** Fault zone architecture and fluid flow an example from Dixie valley, Nevada. In *Proceedings, Twenty-second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California, pages 123 130.
- Fudge, R. (1974).** *Handbook of geochemistry* (ed. E. Springer), sections 35-A-1 à 35-O-2.

G

- Gallino, S. (2007).** Hydrogéologie, géochimie et modélisation hydrodynamique- thermique d'un système thermominérale associé à un contact structural alpin (Aix les Bains- Savoie). Thèse de Doctorat. Université de Savoie, Chambéry.
- Galdeano, A., Rossignol J.C. (1977).** Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la méditerranée. *Bull. Soc. Géol. Fr*, XIX, p.461-468.
- Glangeaud, L. (1951).** Notice explicative de la carte géologique de Marengo, Algérie. *Bull. Soc. Climatologie. Algérie*.
- Glangeaud, L., (1952).** Histoire géologique de la Province d'Alger (with the collaboration of A. Aymé, A. Caire, M. Mattauer and F. Muraour). 19^{ème} Congrès Géologique International Alger, Monographie régionale, 1^{ère} sér. 25, 144 p.

- Géraud Y., Diraison M. and Orellana N. (2006).** Fault zone geometry of a mature active normal fault: A potential high permeability channel (pirgaki fault, Corinth rift, greece). *Tectonophysics*, 426(1):61-76.
- Gherardi, F., Panichi C., Caliro S., Magro G., Pennisi M. (2000).** Water and gas geochemistry of the Euganean and Berician thermal district (Italy). *Applied Geochemistry* 15, 455-474.
- Gibert, D. and Galdeano, A. (1985).** A computer program to perform transformations of gravimetric and aeromagnetic survey. *Computers and Geoscience*, 11, 553-588.
- Giampaolo, C., Gorgoni C., Mottana A. (1992).** Experimental water-rock interaction: silica geothermometers in the temperature range 100-350 °C. *Eur J. Mineral*, 4, 4. 53-65.
- Giggenbach, W.F., Gonfiantini R., Jangi B.L., Truesdell A.H. (1983).** Isotopic and chemical compositions of Parbati Valley geothermal discharges, Northwest Himalaya, India. *Geothermics*, 12, p. 199-222.
- Giggenbach, W.F. (1988):** Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2749-2765.
- Girod M., Girod N., (1977).** Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène, *Bull. Soc. géol. France* (7), XIX, pp, 481-488.
- Goff F., Grigsby C. O. (1982).** Valles caldera geothermal systems, New Mexico, U.S.A. *Journal of Hydrology* 56, 119-136.
- Guardia, P. (1975).** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique. Thèse Doc Es Sci. Université de Nice. N° A.O.11 417.
- Guigue, S. (1940).** Les sources thermo-minérales de l'Algérie. Etude géochimique (Tome I). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 3^{ème} sér. Fasc.5, 138p.
- Guigue S. (1947).** Les sources thermominérales de l'Algérie. Étude géochimique (Tome II). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 3^{ème} sér. Fasc.9, 112p.
- Gentil L. (1903).** Etude géologique du bassin de la Tafna (Algérie). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, 2e s. n° 4, 88 fig., 425 p., 4 pl.
- Goff F., Grisby C. O., (1982).** Valles caldera geothermal systems, New Mexico, U.S.A. *Journal of Hydrology* 56, 119-136.
- Gonord H. et Rolet J. (1976).** Sur l'importance de la tectonique hercynienne en écaillage aux différentes échelles dans la structure des Traras (Région d'Honaïne, Algérie occidentale. 4^{ème} R.A.S.T., Paris, p. 204.

Gourcy L.L., Groening M., and Aggarwal P.K. (2005). Stable Oxygen and hydrogen isotopes in precipitation. Isotop hydrology section. Division of physical and chemical Sciences. International Atomic Energy Agency, Vienna.

Gourcy L., Petelet- Giraud, E. (2011). Utilisation des outils isotopiques pour la délimitation des aires d'alimentation des captages destinés à l'alimentation en eau potable. Rapport BRGM. 77p.

Glangeand, L. (1932). Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger, thèse Paris série N° 32, 751p.

Glotsbach C., Reinecker J., Danišík M., Rahn M., Frisch W., Spiegel C. (2010). Thermal history of the central Gotthard and Aar massifs, European Alps: evidence for steady state, long term exhumation. J. Geophys. Res. 115. Doi: 10.1029/2009JF001304.

Guirad E., Bellion Y., Benkhelil J., Moreau C. (1987). Post –Hercynian tectonics in Northern and Western Africa. Geol. J., p. 433-466.

Gunnarsson I. and Arnórsson S. (2000). Amorphous silica solubility and thermodynamic properties of H₄SiO₄ in the range 0° to 350°C at Psat. Geochimica and Cosmochimica Acta, 64, 2295–2307.

Gunter W.D., Wiwchar B., Holloway L., Perkins E.H. (1992). Silica geothermometers for use in predicting temperatures in Alberta Oil Sand Reservoirs during steam-assisted thermal recovery. Water-Rock Interaction, p. 1451-1454.

Gvirtzman, Z., Nur, A., (1999). The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. Nature 401, 782–785.

H

Hayan S.M. (1983). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'oued Sikkak- Thèse de doctorat 3^{ème} cycle, Université d'Oran.

Hassani M. I. (1987). Hydrogéologie d'un bassin endoréique semi-aride. Le bassin versant de la grande Sebkhah d'Oran (Algérie). Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle. Université de Grenoble, 304p.

Henley R.W., Truesdell A.H., Barton P.B., Whitney J.A. (1984). Fluid-mineral Equilibria in Hydrothermal Systems. Reviews in Economic Geology 1. The Economic Geology Publishing Company, Texas 267p.

Hernandez J. et Lepvrier C. (1979). Le volcanisme calco-alcalin miocène de la région d'Alger (Algérie) : pétrologie et signification géodynamique, Bull. Soc. Géol. Fr (7), XXI, n°1, p. 73-86

Hernandez, J., de Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., (1987). Le magmatisme néogène-bétique-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. Bull. Soc géol France 8, III, 2, 257–267.

Hsissou Y., Mudry, J., Mania, J., Bouchaou, L., & Chauve, P. (1999). Utilisation du rapport Br/CI pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines exemple de la plaine du Souss (Maroc). *Earth and planetary science*, 328, p. 381-386.

Hoepffner C., Houari M.R., Bouabdelli M. (2006). Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria: An outline. *Geoscience* 338 (1) : 25-40. DOI : 10.1016/j.crt.2005.11.003.

Hoernle, K., Zhang, Y.S., Graham, D., (1995). Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature* 374, 34– 39.

Hubbert M. K. (1940). The theory of ground-water motion. *The Journal of Geology*, 48(8, Part 1) :785–944.

Huneau F. (2000). Fonctionnement Hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen ; Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-Est de la France). Thèse de l'université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 192p.

I

I.A.E.A. (1981). Stable isotope hydrology. Deuterium and oxyge-18 in the Water Cycle. *Gat et Gonfiantinied*. Technical Report Series N. 210. 337p.

I.A.E.A. (2008). Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique. Collection cours de formation No 32/F. IAEA, Vienne. 588p.

Issaadi A. (1992). Le thermalisme dans son cadre géo- structural, apports à la connaissance de la structure profonde de l'Algérie et de ses ressources géothermales. Thèse de Doctorat d'état. IST. USTHB. Alger. 274p.

Issaadi A. (1996). Mécanismes de fonctionnement des systèmes hydrothermaux Application aux eaux thermominérales algériennes et aux eaux de Hammam Bouhadjar. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 7(1), 71–85.

Issaadi A. et Bouchareb-Haouchine, F- Z. (1997). Estimation du flux de chaleur en Algérie du Nord à partir de la Thermométrie silice. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* Vol. 8, p. 29- 39.

J- K

Jolivet L., Faccenna C.(2000). Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1094–1106.

- Kaur L., Rishi M. S., Sharma S. (2019).** Hydrogeochemical characterization of groundwater in alluvial plains of river Yamuna in northern India: An insight of controlling processes, Journal of King Saud University – Science, <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2019.01.005>
- Kazi-Tani N. (1986).** Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doctorat Es-Sciences, Université de Pau, 2 Tomes, France, 871 pp.
- Kedaïd F. Z. (2006).** Développement de la base de données géothermique de l'Algérie par un système d'information géographique. Revue des Energies Renouvelables Vol. 9 N°4, p.253 – 258.
- Kedaïd F.Z. (2007).** Database on the geothermal resources of Algeria. Geothermics, Vol. 36,p. 265–275. <http://DOI.org/10.1016/j.geothermics.2007.02.002>.
- Khalidi A.(2005).** Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien " Monts de Tlemcen - Saida" Thèse de doctorat –Université d'Oran. 229p.
- Kharaka Y.K. and Mariner R.H. (1989).** Chemical geothermometers and their applications to waters from sedimentary basins. In: Thermal history of sedimentary basins. S.C.P.M. special volume, pp 99-117
- Kumar N., Reisberg L., Zindler A., (1996).** A major and trace element and strontium, neodymium, and osmium isotopic study of a thick pyroxenite layer from the Beni Bousera ultramafic complex of northern Morocco, Geochim. Cosmochim.

L

- Lacroix A. (1927).** Les caractères chimico-minéralogiques des roches éruptives et volcaniques tertiaires de l'Afrique du Nord. C.R Acad. Sci., tome 185 N12, 573-576.
- Lahlou Mimi A. , BenDhia H. , Bouri S. , Lahrach A. , Bouchareb-Haouchine F.Z. (1998).** Application of chemical geothermometers to thermal springs of the Maghreb, North Africa. Geothermics Vol. 27 n°2, pp211-233.
- Lahrach A., zarhoule Y., Ben Aabidate L., Bouri S., Ben Dhia H., khattach D., Boughriba M., ElMandour A., Jebrane R. (1998).** Géochimie des eaux chaudes et prospection géothermique de surface au Maroc septentrional : caractérisation du réservoir d'origine et indices thermiques. Hydrogéologie 3, 3-19.
- Larsen D., Swihart G. H., Xiao Y. (2001).** Hydrochemistry and isotope composition of springs in the Tecopa basin, southeastern California, USA. Chemical geology 179, 17-35.

Le Fanic R. (2005). Hydrogéologie d'un système thermal et modélisation couplée hydrodynamique, thermique en vue de la gestion de la ressource : application au système de Dax-Saint-Paul-Lès-Dax. Thèse, Bordeaux 3, 285 p.

Le Maréchal A.(1974). Géologie et géochimie des sources thermominérales du CAMEROUN. Thèse de Doctorat, Université de Paris VI, 180p.

Lepvrier C. (1978). Les plis couchés synschisteux des massifs du Chélif (Tell algérois, Algérie) : une tectonique d'âge Crétacé supérieur ? Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 20 (1978), pp. 123–136

Levet S. (2003). Contribution à l'étude des relations spatiales et temporelles entre la géochimie des eaux thermominérales, la géologie et la sismotectonique : cas des Pyrénées. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.

López D.A., Azcona J.M. (1969). Aguas minerales y termales de Espana. Internat.Geol. Congr., 23eSess. 1968, t. 18, p. 113-125.

López D. A. and Smith L. (1995). Fluid flow in fault zones: analysis of the interplay of convective circulation and topographically driven groundwater flow. Water Resources Research, 31(6):1489–1503.

Louni-Hacini, A., Bellon, H., Maury, R. C., Megartsi, M., Coulon, C., Belkacem, S. (1995). Datation ^{40}K - ^{40}Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, 321, 975–982.

Louni-Hacini, A., (2002). La transition du magmatisme calco-alcalin au magmatisme alcalin dans l'Oranie (Algérie nord occidentale) Thèse Doc. D'état, USTHB, Alger, 201p.

M

Malcuit, E. (2012). Origine de la minéralisation des eaux dans un aquifère multicouche profond. Thèse de l'Université de Bordeaux 3, 456p.

Morey G. W., Fournier R.O., Rowe J.J. (1962). The Solubility of quartz in water in the temperature interval from 29° to 300°C. Geochimica and Cosmochimica Acta, vol. 26, p 1029-1043.

Mansour H., Nadji A. M. et Issaadi A. (2011). La tectonique récente et ses conséquences sur le thermalisme de Hammam Bou-hadjar (Aïn Témouchent, Algérie nord occidentale.

Maouche S., Abtout A., Merabet N.E, Aïfa T., Lamali A., Bouyahiaoui B., Bougchiche S., and Ayache.M(2012). Tectonic and hydrothermal activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria) Hindawi Publishing Corporation; Journal of Geological Research; Volume 2013, Article ID 409475, 13 p.

- Marques J.M., Matias, M.J. Basto, M.J., Carreira P.M., Aires-Barros, L.A., Goff, F.E., (2010).** Hydrothermal alteration of Hercynian granites, its significance to the evolution of geothermal systems in granitic rocks. *Geothermics* 39, pp152-160.
- Matray Y. J.M. (1988).** Hydrochimie et géochimie isotopique des eaux de réservoir pétrolier du Trias et du Dogger dans le Bassin de Paris. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud, 119p.
- Maury R. C., Fourcade S., Coulon C., El Azzouzi M., Bellon H., Coutelle A.(2000).** Post-collision neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab Breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 331, pp 159–173.
- McKenna J. R. and Blackwell D. D. (2004).** Numerical modeling of transient basin and range extensional geothermal systems. *Geothermics*, 33(4):457–476.
- McKenzie D.P., (1972).** Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30,109-185.
- Meghraoui M. (1982).** Etude néotectonique de la région nord-est d'El Asnam : Relation avec le séisme du 10 Octobre 1980. Thèse de 3^e cycle, Univ. Paris VII, 210 pp.
- Meghraoui M. (1988).** Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie. Paléosismologie, Tectonique Active et Synthèse sismotectonique, Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud Orsay, pp 355.
- Meghraoui M. and Doumaz F. (1996a).** Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault related fold. *Journal of Geophysical Research*. 101, 17, 617–17,644.
- Meghraoui M., Morel J. L., Andrieux J., and Dahmani M. (1996).** Néotectonique de la chaîne Tello-Rifaine et de la Mer d'Alboran : une zone complexe de convergence continent-continent''. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 141–157.
- Mégartsi M. (1985).** Le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de l'Oranie Nord occidentale : Géologie, Pétrologie, Géodynamique. Thèse Doctorat d'Etat, USTHB, Alger, 296p.
- Meybeck M. (1986).** Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. *Sci. Géol. Bull.*, 39, pp. 3-77, Strasbourg, 1986.
- Michard G. (1979).** Géothermomètres chimiques. *Bull. du BRGM (2^e série), Section III, n°2*, p. 183-189.
- Michard G., Fouillac C., Grimaud D., Denis J. (1981).** Une méthode globale d'estimation des températures des réservoirs alimentant les sources thermales. Exemple du Massif Central français. *Géochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1199-1207.
- Michard G., Fouillac C., Vuataz F. D., Criaud A. (1987).** Etude chimique et modèle d'évolution des eaux minérales du Cézallier. *Géologie de la France* 4, 133-144.

Michard G. (2002). Chimie des eaux naturelles. Principes de géochimie des eaux. Editions Publisud.

Mitchell T. and Faulkner D. (2009). The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: a field study from the atacama fault system, northern chile. *Journal of Structural Geology*, 31(8):802–816.

Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37:867– 882.

Mook W. G., Gat J.R., Meijer H. A.J. (2001). Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and applications, v. II: Atmospheric water. Agence internationale de l'énergie atomique. Sc.2001/WS/37 ; 113p, illus.

Mook W.G. (2008). Introduction to Isotope Hydrology. Stable and Radioactive isotopes of Hydrogen, oxygen and Carbon. Taylor & Francis, 226p.

Morel J. L. (1946). Les sources thermominérales : hydrogéologie, géochimie, biologie. Ed. Masson et Cie, Paris, 136p.

Morgan P. (1983). Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift. *Tectonophysics*, 94(1-4):277–298.

Morris A. W., Riley J. P. (1966). The bromide/chlorinity and sulphate/chlorinity ratio in the sea water. *Deep Sea Research* 13, 699-705.

Mudry J. (1987). Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse de doctorat d'état, Université de Besançon, 202p.

N- O- P

Nedjaï R. (1987). Etude hydrogéologique et hydrochimique des sources thermominérales du centre Algérien (Nord). Thèse Doct. 3ème cycle, université de Grenoble. 289p.

Négrel Ph., Petelet-Giraud E., Brenot A., Millot R., Innocent C. (2008). Caractérisation isotopique et géochimique des masses d'eau dans le bassin Adour-Garonne : interconnections et hétérogénéités – CARISMEAU. Rapport final. Tome 1 : les outils isotopiques appliqués à la gestion des ressources en eau, exemple de la masse d'eau des stables Infra-Molassiques. Rapport BRGM/RP- 56291-FR, 194p.

Nieva D., Neiva R. (1987). Developments in geothermal energy in Mexico, part 12. A cationic composition geothermometers for prospecting of geothermal resources. Heat recovery systems and CHP, 7, p. 243-258.

- Ouabadi, A. (1994).** Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (cap Bougaroun, Beni-Touffout et Filfila), Algérie Nord-Orientale, Thèse, Univ. Rennes I, 257p.
- Ouardas T. (1983).** Sédimentologie des grès de Sidi Amar ou grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie). Stratigraphie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 150p.
- Perrodon A. (1957).** Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. Ser. Cart. Géol. Algérie, Alger. 328 p., 96 fig., 8 photos, 4 pl. h-t.
- Pomerol C., Ricour J. (1992).** Terroirs et Thermalisme, les eaux minérales françaises. Ed. BRGM, 288 p.
- Person M., Hofstra A., Sweetkind D., Stone W., Cohen D., Gable C., and Banerjee A. (2012).** Analytical and numerical models of hydrothermal fluid flow at fault intersections. *Geofluids*, 12(4):312–326.
- Philip H. (1983).** Structural-analysis and interpretation of the surface deformations of the El-Asnam earthquake of October 10, 1980, *Tectonics* 2: 17.
- Pomerol C., Ricour J. (1992).** Terroirs et thermalisme de France, Editions du BRGM, 288p.
- Pouchan P. (1995).** L'émergence thermominérale. *La Houille Blanche* 2/3, 46-50.
- Pasvanoğlu S., Çelik M. (2019).** Hydrogeochemical characteristics and conceptual model of Çamlidere low temperature geothermal prospect, northern Central Anatolia. *Geothermics* 79 (2019) 82–104. doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.01.004
- Piper A.M. (1944).** A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *American Geophysical Union Transactions*, 25, 914–928.
- Piqué, A., Aït Brahim, L., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Bellon, H., Semroud, B., Laville, E., (1998).** Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* 326, 575– 581.

R– S

- Ristuccia G.M., Bonfanti P., Giammanco S. and Stella G. (2019).** Assessment of the Geochemical Potential in a Complex Tectonic Environment of South-East Sicily: New Insights from Hydrochemical Data. *Front. Earth Sci.* 7:88. Doi: 10.3389/feart.2019.00088
- Ragnarsdóttir K.V., Walther J.V.(1983).** Pressure sensitive ‘silica geothermometer’ determined from quartz solubility experiments at 250 ° C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, p. 941-946.

- Rye R. (2005).** A review of stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical geology*. DOI: 10.1016/j.chengeo.2004.06.034.
- Sadran G. (1958).** Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Alger. 535p. 61 fig., 61 pl. et photos.
- Saibi H. (2009).** Geothermal resources in Algeria, *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 13 (2009) p 2544–2552. DOI.org/10.1016/j.rser.2009.06.019.
- Savage H. M. and Brodsky, E. E. (2011).** Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B3).
- Savelli C. (2002).** Time-space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). *Journal of Geodynamics*, 34(1), 99–126.
- Semroud, B., Maury, R.C., Ouabadi, A., Cotten, J., Fourcade, S., Fabriés, J., Gravelle, M., (1994).** Géochimie des granitoïdes miocènes de Bejaïa-Amizour (Algérie du Nord). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, Série II, pp. 95– 102.
- Seltzer P. (1946).** Le climat de l'Algérie. *Inst. Météo. et Phys. du Globe. Univ. Alger*, 219 p.
- Serra H., Sanjuan B. (2004).** Synthèse bibliographique des géothermomètres chimiques appliqués aux eaux géothermales. BRGM/RP -52430- RF, 79 p.
- Stober I., Bucher K. (1999).** Deep groundwater in the crystalline basement of the Black Forest region. *Applied Geochemistry* 14, 237-254.
- Spector, A. and Grant F. S. (1970).** Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293–302.
- Spakman, W. (1986).** Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys, *Geologie en Mijnbouw*, 65, pp. 145-153
- Spakman, W. Van Der Lee S. and Van Der Hilst R. (1993).** Travel –time tomography of the European- Mediterranean mantle down to 1400km, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79, pp.3-74
- Stumm W., Morgan J. (1996).** Aquatic chemistry – Chemical equilibria and rates in natural waters – Third edition (Ed. J.L. Snoor and A. Zehnder), 1022p.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., (1989).** Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 42, pp.313–345.

T

- Tatsumi Y., Kogiso T. (1997).** Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust. 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.* 148 (1997) 207–221.
- Tabet Helal, A., Baghli, A. (2005).** Etude hydrogéologique, hydrologique & hydrochimique, p 42-76. In. Etude hydrogéologique de la zone thermale de Hammam Bouhdjar. Rapport interne, commune de Hammam Bouhadjar, 119 p.
- Thiébaud E. (2008).** Fonctionnement d'un système hydrothermal associé à un contact tectonique alpin (La Léchère, Savoie). Apports de l'hydrogéologie, de la géochimie et de la modélisation hydrodynamique et thermique en vue de la gestion de la ressource. Thèse, Université de Savoie, 207 p.
- Thomas G. (1976).** Mise en évidence de décrochements dextre Est-Ouest d'âge Quaternaire en Algérie Nord Occidentale, *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 283, 893-896
- Thomas G. (1985).** Géodynamique d'un bassin intra-montagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. Doctorat d'Etat, Univ. Pau et Pays de l'Adour, France, 594 p.
- Tonali F. (1980).** Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. In *Proc. Adv. Eur. Geoth. res. Second Symp. Strasbourg*, pp. 428-443.
- Truesdell A.H. (1975).** Summary of Section III. Geochemical techniques in exploration. *Proc. Second United Nations Symposium on the development and use of Geothermal Resources.*
- Truesdell A.H., Fournier R.O. (1976).** Calculations of deep temperatures in geothermal systems from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin. *Proceedings 2nd Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources.* 1: 837–844.

V- W

- Vasseur G., Gable R., Feuga B., Bienfait G. (1991).** Groundwater flow and heat flow in an area of mineral springs. *Geothermics*, 20, 3, 99-117.
- Verma M.P. (2000).** Limitations in applying silica geothermometers for geothermal reservoir evaluation. *Proceed. 25th Workshop on Geoth. Res. Eng., Stanford univ., Stanford, California*, January 24-26.
- Vosteen, H.D., Rath V., Clauser C. and Lammerer B. (2003).** The thermal regime of the eastern Alps from inversion analyses along the transalpine profile. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9):393–405.

Vuataz F.D. (1983). Hydrology, geochemistry and geothermal aspects of the thermal waters from Switzerland and adjacent alpine regions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 19(1-2), 73–97.

Wanner C., Peiffer L., Sonnenthal E., Spy-cher N., Iovenitti J. and Kennedy B. M. (2014). Reactive transport modeling of the Dixie valley geothermal area: Insights on flow and geothermometry. *Geothermics*, 51:130–141.

Walter B. (2016). Réservoirs de socle en contexte extensif : genèse, géométries et circulations de fluides : exemples du rift intra-continental du lac Albert (Ouganda) et de la marge proximale d’Ifni (Maroc). PhD thesis, Université de Lorraine.

White D.E. (1965). Saline waters of sedimentary rocks (Fluids in Subsurface Environments-Symposium). *Am.Ass.Petrol.geol.Mem.*4, p. 342-366.

Wibberley, C. A., Yielding G., and Di Toro, G. (2008). Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 299(1):5–33.

Weaver, B.L. (1991). Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts. *Geology*, 19, pp. 123-126

Weill D.F., Bottinga, Y. (1970). Thermodynamic analysis of quartz and cristobalite solubilities in water at saturation vapor pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, n° 2, p. 125-132.

Weissberg B. G., Wilson P.T.(1977). Montmorillonite and the Na/K geothermometer. In : *Geochemistry 77*, N.Z. Dept. Sci. Indust. Res. Bull., 218, p. 31-35.

White D. E. (1970). Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploration of geothermal energy sources. *Geothermics (Spec. Issue, 2)*, 1, 58-80.

Wilmarth M., Stimac J.(2015). Power Density in Geothermal Fields. *Proceedings World Geothermal Congress*, Melbourne, Australia, 19-25 avril, 1-7.

Winckel A. (2002). Etablissement d'une typologie des eaux thermales par une approche hydrochimique, isotopique et tectonique : exemple du Maroc. PhD. thesis, Paris11, Orsay, 414 p.

Y– Z

Yelles-Chaouche A. K., Djellit H., Beldjoudi H., Bezzeghoud M., and Buforn E. (2004). The Ain Temouchent (Algeria) earthquake of December 22nd, 1999. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 607–621.

Zarhloule Y. (1994). Potentialités hydrogéothermiques du bassin d’Essaouira-Agadir (Maroc). Thèse de doctorat, Université de Sfax pour le Sud, 99p.

Zeck, H.P. (1996) .Betic-Rift orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254, pp. 1-16.

Zemour Y., Mebrouk N., Mayer A., Mekebret I. and Sherif M. (2022). Hydrochemical and geological controls on dissolved radium and radon in northwestern Algeria hydrothermal groundwaters. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2022.137573>

Zemour Y. (2024). Comportement géochimique des isotopes du Radium et du Radon et relation avec les teneurs en sulfates dans les systèmes hydrothermaux de l'Ouest algérien. Thèse Doctorat 3ème cycle « L.M.D » en Sciences de la Terre, hydrogéologie. Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed. Faculté des sciences de la Terre et de l'Univers, 233p.

Zimbelman D.R., Rye R. O. and Breit G.N. (2005). Origin of secondary sulfate minerals on active andesitic stratovolcanoes. *Geochemistry of Sulfate Minerals: A Tribute to Robert O. Rye*. Paper 7. University of Nebraska; US Geological Survey.

ANNEXES

Annexe 1 : Modèle de (Davies et al., 1995)

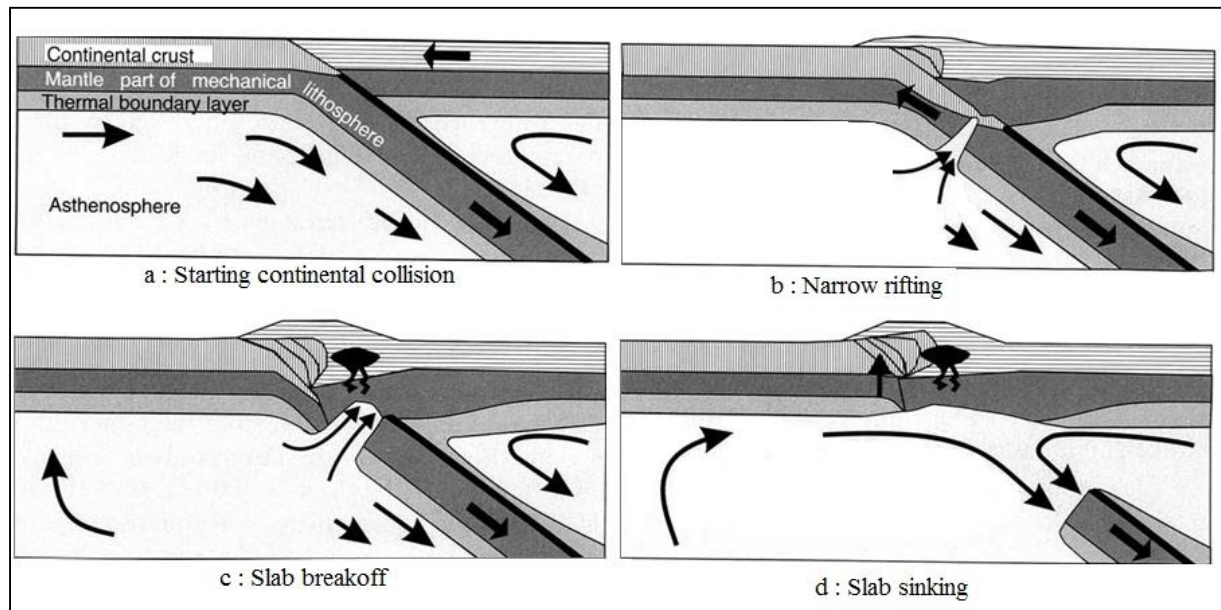


Figure 1 : étapes de la mise en place des formations volcaniques (Davies et al., 1995)

Annexe 2 : Modèle de (Carminati et al., 1998)

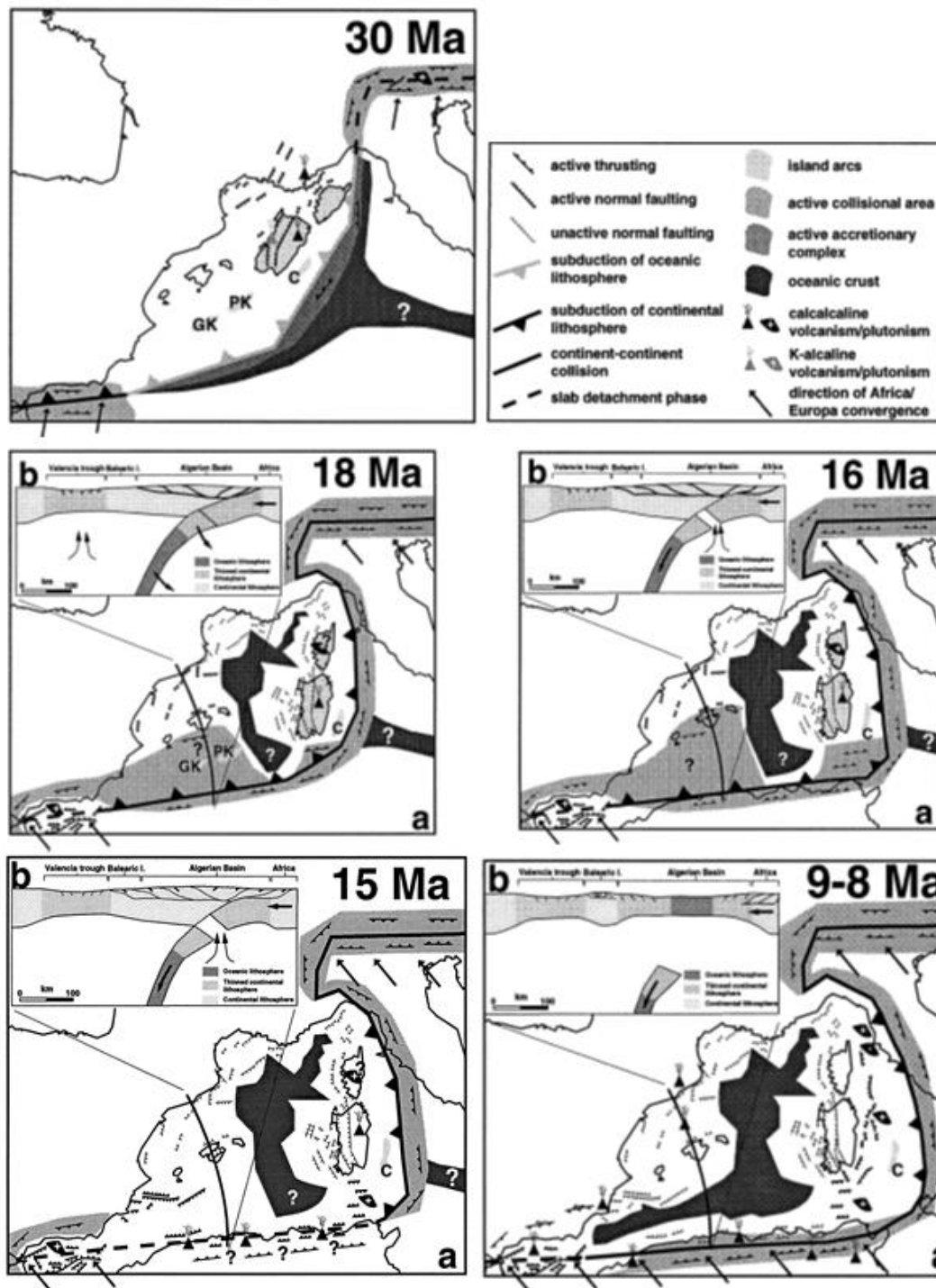


Figure2: Reconstruction of the geological surface processes and of the major geodynamic processes active, in the Early Oligocene (about 30 Ma ago), in the western Mediterranean area. C D Calabria; GK D Grand Kabylie; PK D Petit Kabylie : Modèle de (Carminati et al., 1998)

(a) Reconstruction of the geological surface processes and of the major geodynamic processes active, in the late Burdigalian (about 18 Ma ago), in the western Mediterranean area. The legend is the same as in **(b)** Cross-section from northern Spain to northern Africa displaying the supposed lithospheric and upper mantle setting for the same period. C D Calabria; GKD Grand Kabylie; PK D Petit Kabylie.

(a) Reconstruction of the geological surface processes and of the major geodynamic processes active, in the early Langhian (about 16 Ma ago), in the western Mediterranean area. The legend is the same as in (b) Cross-section from northern Spain to northern Africa displaying the supposed lithospheric and upper mantle setting for the same period. C D Calabria.

(a) Reconstruction of the geological surface processes and of the major geodynamic processes active, in the late Langhian (about 15 Ma ago), in the western Mediterranean area. The legend is the same as in. (b) Cross-section from northern Spain to northern Africa displaying the supposed lithospheric and upper mantle setting for the same period. C D Calabria.

(a) Reconstruction of the geological surface processes and of the major geodynamic processes active, in the Tortonian (about 9–8 Ma ago), in the central and western Mediterranean area. The legend is the same as in Fig. 2. (b) Cross-section from northern Spain to northern Africa displaying the supposed lithospheric and upper mantle setting for the same period. C D Calabria.

Annexe 3:

Points d'eau	Libellé	Longitudes	Latitudes	T°C	pH	Classification		Faciès
						T° c	pH	
H. SidiAbdelli	TLM 1	-1, 15118	35, 075	34	6,89	Hypothermale	acide	HCO ₃ -Ca+Mg
F.Zenata	TLM 2	-1, 43185	35, 039	44,5	6,77	Mésothermale	acide	HCO ₃ -Na+K
A. El Hout	TLM 3	-1, 31096	34, 914	29,5	7,19	Hypothermale	alcalin	HCO ₃ -Ca+Mg
S.Tahmamit	TLM 4	-1, 31313	34, 946	31,3	6,95	Hypothermale	acide	HCO ₃ -Ca+Mg
S. Ain El H.	TLM 5	-1, 34442	34, 675	24,7	7,37	Hypothermale	alcalin	HCO ₃ -Ca+Mg
S. Ain El H. *	TLM 6	-1, 34502	34, 676	25,6	7,02	Hypothermale	neutre	HCO ₃ -Ca+Mg
H. Chigguer	TLM 7	-1, 74987	34, 882	33,1	7,2	Hypothermale	alcalin	Cl-Na+K
H. Boughrara	TLM 8	-1, 63934	34, 891	43	7,56	mésothermale	alcalin	HCO ₃ -Ca+Mg
F. Nakhela	TLM 9	-1, 81392	34, 656	35	7,3	mésothermale	alcalin	HCO ₃ -Ca+Mg
F.Zouia	TLM 10	-1, 82488	34, 644	27,3	7,45	Hypothermale	alcalin	HCO ₃ -Ca+Mg
Ain EL Bagra	BH1	-0, 96711	35, 359	67,2	6,5	hyperthermale	acide	Cl-Na+K
S. EL Hamdha	BH2	-0, 97173	35, 366	48	6,7	mésothermale	acide	Cl-Na+K
Ain Franine	OR 1	-0, 52951	35, 767	33,2	5,95	Hypothermale	acide	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
S N°6	MS1	-0, 05066	35, 314	44,7	6,15	mésothermale	acide	Cl-Na+K
S. Amiricaine	MS2	-0, 05097	35, 315	49,5	6,29	mésothermale	acide	Cl-Na+K
S. Du Pont	MS3	-0, 05062	35, 316	47,8	6,57	mésothermale	acide	Cl-Na+K
C. Captant	MS4	-0, 04857	35, 316	55,7	6,9	hyperthermale	acide	Cl-Na+K
H.Bouhnifia	MS5	-0, 04825	35, 316	60,5	5,87	hyperthermale	acide	Cl-Na+K
S. SidiBousaid	MS6	0, 28229	35, 307	22	7,2	Hypothermale	alcalin	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
H. Rabbi	SA1	0, 18192	34, 930	45,7	6,85	mésothermale	acide	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
H. Sidi Aïssa	SA2	0, 16636	34, 959	44	6,7	mésothermale	acide	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
S. Skhouana	SA3	0, 84466	34, 502	30	6,86	Hypothermale	acide	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
F. ST REF	SA4	0, 82128	34, 488	29,5	7,03	Hypothermale	neutre	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
F. C3	SA5	0, 81554	34, 467	31,5	6,9	Hypothermale	acide	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
F. Ain Zouia	SA6	0, 81864	34, 467	32	6,96	Hypothermale	acide	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
Station C6	SA7	0, 87486	34, 515	26	6,9	Hypothermale	acide	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
F A. Skhouana	SA8	0, 84569	34, 503	31,3	6,8	Hypothermale	acide	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
F EL Malha	SA9	0, 84294	34, 529	21,5	6,86	Hypothermale	acide	Cl+ SO ₄ -Ca+Mg
Ain El Ourka	AEK	-0, 15492	32, 732	45,8	7,17	mésothermale	alcalin	Cl-Na+K

S: source; F: forage; H: Hammam; St: station; C: champs A: Ain; REF: refoulement.

Annexe 4: Caractéristiques physiques des sources thermales étudiées

Tableau 6 : Caractéristiques physiques des sources thermales étudiées, classification des eaux thermales en fonction des paramètres mesurés sur terrain (T°C, pH, Conductivité)							
Points d'eau	Libellé	T°C	pH	Cond. (ms/cm)	Classification		
					T° c	pH	Cond.
H. Sidi Abdelli	TLM 1	34	6,89	1,03	Mésothermale	acide	Classe 1
F. Zenata	TLM 2	44,5	6,77	1,534	Orthothermale	acide	Classe 1
A. El Hout	TLM 3	29,5	7,19	0,92	Mésothermale	alcalin	Classe 1
S.Tahmamit	TLM 4	31,3	6,95	1,54	Mésothermale	acide	Classe 1
S. Ain El H.	TLM 5	24,7	7,37	1,074	Hypothermale	alcalin	Classe 1
S. Ain El H. *	TLM 6	25,6	7,02	1,061	Mésothermale	neutre	Classe 1
H. Chigguer	TLM 7	33,1	7,2	5,27	Mésothermale	alcalin	Classe 2
H. Boughrara	TLM 8	43	7,56	0,871	Orthothermale	alcalin	Classe 1
F. Nakhela	TLM 9	35	7,3	1,29	Mésothermale	alcalin	Classe 1
F. Zouia	TLM 10	27,3	7,45	1,18	Mésothermale	alcalin	Classe 1
Ain EL Bagra	BH1	67,2	6,5	5,56	Hyperthermale	acide	Classe 2
S. EL Hamdha	BH2	48	6,7	5,68	Hyperthermale	acide	Classe 2
Ain Franine	OR 1	33,2	5,95	10,02	Mésothermale	acide	Classe 3
S. N°6	MS1	44,7	6,15	2,5	Orthothermale	acide	Classe 2
S. Amiricaine	MS2	49,5	6,29	2,24	Hyperthermale	acide	Classe 2
S. Du Pont	MS3	47,8	6,57	2,23	Hyperthermale	acide	Classe 2
C. Captant	MS4	55,7	6,9	2,2	Hyperthermale	acide	Classe 2
H.Bouhnifia	MS5	60,5	5,87	2,25	Hyperthermale	acide	Classe 2
S. SidiBousaid	MS6	22	7,2	1,28	Hypothermale	alcalin	Classe 1
H. Rabbi	SA1	45,7	6,85	2,52	Orthothermale	acide	Classe 2
H. Sidi Aïssa	SA2	44	6,7	3,62	Orthothermale	acide	Classe 2

[illegible]

