

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE DES FRERES MENTOURI – CONSTANTINE 1 –

**FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE DE LA GEOGRAPHIE ET DE
L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE
DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES**

**N° d'ordre :145/DS/2018
Série :12/SG/2018**

THESE

**Présenté pour obtenir le diplôme de Doctorat en Sciences
Option : HYDROGEOLOGIE**

LE GEOTHERMALISME DE LA REGION DE GUELMA

**PAR
BOUAICHA Foued**

Devant le jury :

Président	N. Chabour	Professeur	Université de Constantine
Directrice de thèse	H. DIB	M C/A	Université de Constantine
Examineur	A. R Boudoukha	Professeur	Université de Batna 2
Examineur	F. Baali	Professeur	Université de Tebessa
Examineur	A. S Demdoum	Professeur	Université de Sétif

Dédicace

*A l'issu de cette thèse de recherche, je dédie ce travail à
mes Très chers parents*

*Ma chère mère pour sa tendresse, sa patience et son
soutien moral.*

*Mon cher père pour son éducation vers le droit chemin,
sa générosité,, ses encouragements et soutien sans limite.*

*A ma princesse Roudeina, et mes petits-enfants
Mouhamed et Oussama.*

A tous mes frères, mes nièces et mon neveu.

A Nour Saher.

A tous mes professeurs dans tous les niveaux.

A tous mes amis et mes collègues de travail.

Remerciement

Au terme de cette étude, je tiens à remercier profondément tous ceux qui ont aidé de près ou de loin à sa réalisation.

Je voudrais tout d'abord remercier très respectueusement les personnes qui m'ont ouvert les portes du savoir, je leurs serais toujours très reconnaissant.

Au terme de cette étude, je tiens à remercier chaleureusement mon directeur de thèse, Mme. Dib Hénia, pour le savoir et l'expérience qu'elle m'apportée dans le domaine du thermalisme. Je tiens également à saluer sa disponibilité durant toute ces années. Je la remercie pour la confiance qu'elle m'a accordée en acceptant d'encadrer cette thèse, pour l'intérêts apporté à sa bonne réalisation, et pour tout le plaisir que j'ai eu à travailler avec elle. Q'elle trouve ici l'expression de ma haute considération.

Je voudrais remercier très chaleureusement les membres du jury pour l'intérêt qu'ils accordent à mon travail.

Je remercie Pr N. Chabour pour l'honneur qu'il me fait en présidant le jury.

Je remercie Pr A. Boudoukha de me faire le plaisir d'accepter d'examiner cette thèse.

Comme je remercie Pr F. Baali de me faire le plaisir d'examiner mes travaux.

Je remercie aussi Pr A. Demdoun de me faire le plaisir d'examiner mes travaux.

Ce travail n'aurait pu être mené à bien sans l'aide de la Direction d'Hydraulique de la Wilaya de Guelma présenté par Mr. Maizi Tahar (ingénieur-chef), ainsi que le directeur de l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique de Constantine Mr. Hazmoune Houcine et l'ingénieur Staïfi Leila pour son aide.

Mes plus forts remerciements au Pr. Kebabi et Belkhabchach Abd El Madjide pour leur aide inestimable concernant les analyses chimiques des échantillons.

Mes plus forts remerciements vont à tous mes amis avec qui j'ai partagé les années d'études et de recherche, à mes amis de l'université de Constantine 1 et 3, université de Batna 2, université de Msila et Oum El Boughi. Je suis tout particulièrement gré à mes amies et collègues, Djouza Ait Abdelwahab, Boufaa Kamel, Manchar Nabil, Chettah Wahid, Oualid Bouteraa, Mihoubi Naouel, Belkhiri Lazhar, Tabet Amine, Lakhdar Ammar, Bitat Belkacem, Mezhoud Sami. A vous tous, je souhaite tout le courage et le bonheur que vous m'avez apporté.

Je tiens à remercier très spécialement mon amie et collègue Pr. Belkhiri Lazhar pour son amitié sincère, toutes les belles choses qu'on a partagé et aussi pour son aide précieuse, lui souhaitant le meilleur des succès.

A tous mes amis d'enfance Kheireddine Fantazi, Zmen Kehioui, Ouahab Boubiassli, Adel Rouabeh, Azouz Debabaa.

A toutes les personnes que je n'ai pas citées et dont l'intervention m'a aidée à avancer dans ma recherche, je présente mes remerciements, mon respect et ma gratitude.

Table des matières

INTRODUCTION	01
A. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE	04
A.1. Situation géographique de la zone d'étude	04
A.2. Géomorphologie générale	04
A.3. Hydrologie	06
A.4. Couvert végétal	06
A.5. Contexte socio-économique	07
CHAPITRE I : CADRE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE	08
I.1. Introduction	09
I.2. Géologie régionale de l'Algérie du Nord	09
I.2.1. Le domaine interne	10
I.2.2. Le domaine des flysch	10
I.2.3. Le domaine externe (domaine des nappes)	10
I.2.4. Les unités ultra telliennes	11
I.2.4.1. La nappe ultra-tellienne du Djebel Haouara	11
I.2.4.2. La nappe ultra- tellienne de Djebel bou Sbaa	11
I.2.5. L'ensemble tellien S.S	11
I.2.6. L'avant pays allochtone ou para autochtone	12
I.2.6.1. Les séries néritiques Constantinoises	12
I.2.6.2. Le sillon écaillé des Sellaoua	13
I.2.6.3. L'ensemble stratigraphique post-Priabonien	13
I.2.6.4. Les bassins "post-nappes"	13
I.2.6.5. Le magmatisme néogène	14
I.3. Analyse lithostratigraphique	14
I.3.1. Trias	14
I.3.2. Formation du Néocomien	14
I.3.3. Formation de Barrémien	15
I.3.4. Formation de l'Aptien	15
I.3.5. Formation de l'Albien	15
I.3.6. Formation du Vraconien	16
I.3.7. Formation du Cénomanién	16
I.3.8. Formations du Turonien	16
I.3.9. Formation du Coniacien	16
I.3.10. Formation du Santonien	16
I.3.11. Formation du Sénonien (Campanien et Maestrichtien)	16
I.3.12. Formation du Paléocène	17
I.3.13. Formations de l'Eocène inférieur et moyen	17
I.3.14. Formations du Miocène	19
I.3.15. Formations du pliocène	19
I.3.16. Formations du Pléistocène	20
I.4. Tectonique de la région de Guelma	20
I.4.1. Les plis	21
I.4.2. Contacts anormaux	22

I.5. Reconstitution paléogéographique	22
I.6. Cadre Hydrogéologique	23
I.6.1. La nappe alluvionnaire de Guelma	24
I.6.1.1. La basse terrasse (terrasse actuelle)	24
I.6.1.2. La moyenne terrasse	24
I.6.1.3. La haute terrasse	24
I.6.2. La nappe des calcaires néritiques et sénoniens d'Héliopolis	25
I.6.3. La nappe des calcaires éocènes de Sellaoua Announa - Ras El Agba	25
I.6.4. La nappe des formations carbonatées de la région de Ain Larbi- Bou Hachana	26
I.7. Inventaire et répartition des sources hydrothermales et froides	26
I.8. Conditions géologiques d'émergences des sources thermales	27
I.8.1. Sources thermales de Hammam Ouled Ali (photo. 2)	27
I.8.2. Sources thermales de Hammam Debagh	28
I.8.3. Sources thermales de Hammam Belhacheni et Guerfa	29
I.8.4. Sources thermales de Hammam Assassla et El Romia	31
I.8.5. Sources thermales de Hammam N'Bails et El Mina	33
I.9. Conclusion	34
CHAPITRE II : LE THERMALISME DANS SON CADRE MORPHOSTRUCTURAL	36
II.1. Introduction	37
II.2. Morphologie et morphométrie	37
II.3. Etude linéamentaire	40
II.3.1. Anomalie du réseau hydrographique	40
II.3.2. Profil en long	42
II.3.3. Extraction des linéaments	45
II.3.3.1. Matériels et méthodologie	46
II.3.3.1.1. Matériels	46
II.3.3.1.2. Méthodologie pour le traitement des données (Fig. 12)	47
II.3.3.1.2.1. Prétraitement des images ETM +	47
II.3.3.1.2.2. Traitement numérique des images pour la cartographie des accidents géologique	48
A-Analyse en composantes principales (ACP) des images satellitaires	48
B-Les rapports de bandes	49
II.3.3.2. Extraction des linéaments	49
II.3.3.3. Signification structurale des linéaments.	53
II.3.3.3.1. La famille E-O	53
II.3.3.3.2. La famille N-S	54
II.3.3.3.3. La famille NE-SO	54
II.3.4. Cadre séismotectonique de la région de Guelma	54
II.3.4.1. Relation failles actives-sources hydrothermales	54
CHAPITRE III : HYDROCLIMATOLOGIE-APPORT EN EAU DANS LA REGION DE GUELMA.	59
III.1. Introduction	60
III.2. Données disponibles	60
III.2.1. Données climatiques	60

III.2.2. Données hydrométriques	61
III.3. Caractéristiques climatiques	62
III.3.1. Les précipitations	62
III.3.1.1. Précipitations annuelles moyennes	63
III.3.1.2. Précipitations mensuelles et saisonnières moyennes	66
III.3.1.3. Variation mensuelles des précipitations à la station de Guelma	67
III.3.2. Températures et relation températures-précipitations	67
III.3.2.1. Températures de l'air	67
III.3.2.2. Relation températures-précipitations	70
III.3.2.2.1. Diagramme Ombro-thermique	70
III.3.2.2.2. Détermination de l'humidité du sol (méthode d'Euverte)	71
III.3.2.2.3. Détermination de l'aridité (indice De-Martonne)	71
III.3.3. Evapotranspiration potentielle et réelle	72
III.3.3.1. Evapotranspiration potentielle (ETP)	72
III.3.3.2. Evapotranspiration réelle (ETR)	73
a-La formule de Turc	73
b-Méthode de Wundt	74
c-Méthode de P. Verdeil (1988)	74
III.3.4. Bilan hydrique	74
III.3.4.1. Bilan hydrique selon Thornthwaite	74
III.3.5. Variabilité temporelle climatique régionale à partir des chroniques de pluviométrie des trois stations principales	77
III.3.5.1. Analyse spectrale des pluies	77
III.3.5.1.1. Analyses par ondelettes continues	78
III.4. Analyses des écoulements de surface et bilan hydrologique	80
III.4.1. Les débits moyens annuels, mensuels et journaliers	80
III.4.1.1. Les débits moyens annuels (Annexe. 1)	80
III.4.1.2. Les débits moyens mensuels	81
III.5. Bilan hydrologique	83
III.5.1. Ruissellement	83
III.5.2. Infiltration	83
3.2.3. Lamé d'eau écoulée (E)	83
III.6. Conclusion	84
CHAPITRE IV : HYDROCHIMIE ET CARACTERISATION DES EAUX HYDROTHERMALES	85
IV.1. Introduction	86
IV.2. Analyse chimique des eaux	86
IV.2.1. Paramètres physico-chimiques	87
IV.2.1.1. Les températures de l'eau à l'émergence	87
IV.2.1.2. La conductivité	88
IV.2.1.3. Le potentiel hydrogène de l'eau (pH)	89
IV.2.2. Caractéristiques chimiques	89
IV.2.2.1. Les éléments majeurs	89

IV.2.2.1.1. Le calcium	90
IV.2.2.1.2. Le magnésium	90
IV.2.2.1.3. Le sodium	91
IV.2.2.1.4. Le potassium	91
IV.2.2.1.5. Les chlorures	91
IV.2.2.1.6. Les sulfates	92
IV.2.2.1.7. Les bicarbonates	93
IV.2.2.2. Les faciès chimiques	93
IV.2.2.3. Les éléments en traces	96
IV.2.2.3.1. La silice	96
IV.2.2.3.2. Les phosphates	96
IV.2.2.3.3. Le strontium	97
IV.2.2.3.4. Le Fer (Fe)	99
IV.3. Analyses statistiques multivariées	99
IV.3.1. Application de l'Analyse en Composantes Principales	99
IV.3.1.1. Statistiques descriptives	100
IV.3.1.2. Matrice de corrélation	100
IV.3.1.3. Valeurs propres et axes factoriels	101
IV.3.2. Application de la méthode du regroupement hiérarchique (Hierarchical Cluster Analysis HCA) et groupage par la méthode floue (Fuzzy C-means Clustering FCM)	104
IV.3.2.1. Groupage par la méthode floue (The Fuzzy c-means (FCM) clustering)	105
IV.4. Minéralisation des eaux thermales	107
IV.4.1. Diagrammes binaires	107
IV.4.2. Dépôts superficiels aux émergences	112
IV.5. Indices de saturation	113
IV.5.1. Le programme PHREEQC	114
IV.5.2. La spéciation en solution	115
IV.5.3. Le coefficient d'activité γ_i	115
IV.5.4. Calcul des indices de saturation	116
IV.6. Géothermométrie	126
IV.6.1. Les géothermomètres chimiques	126
IV.6.1.1 Les géothermomètres à cations	126
IV.6.1.1.1 Les géothermomètres Na/K	126
IV.6.1.1.2. Les géothermomètres Na-K-Ca	127
IV.6.1.1.3. Les géothermomètres K/Mg	128
IV.6.1.2. Les géothermomètres silice	129
IV.7. Les modèles de mélanges (Mixing models)	130
IV.7.1. Le modèle du Chlore (Cl mixing model)	131
IV.7.1.1. Estimation des taux de mélange	134
IV.7.2. Le modèle de mélange du silice SiO ₂ (silica mixing model)	135
IV.8. Le diagramme triangulaire Na-K-Mg ^{1/2}	136
IV.9. Estimation des températures en profondeur à l'aide des indices de saturation	137
IV.10. Estimation de la nature des réservoirs et leurs profondeurs (diagramme IIRG)	139
IV.11. Gaz thermaux	142

IV.11.1. Composition isotopique en hélium	144
IV.11.2. Origine de l'hélium et le lien avec l'activité tectonique	146
IV.12. Conclusion	146
CHAPITRE V : ASPECT ECONOMIQUE DES EAUX THERMALES DE GUELMA	149
V.1. La géothermie	150
V.1.1. Introduction	150
V.1.2. Origine de la thermalité	150
V.1.2.1. Les réactions chimiques	150
V.1.2.2. La désintégration des minéraux radioactifs	151
V.1.2.3. L'activité tectonique	151
V.1.3. Systèmes géothermales	151
V.1.3.1. Système à dominance eau	152
V.1.3.2. Système à dominance Vapeurs	152
V.1.3.3. Système Roche sèche chaude (Hot Dry Rock 'HDR')	152
V.1.4. Modèle structurelle d'écoulement des sources thermale vers la surface	153
V.1.5. Possibilité d'utilisation de l'énergie géothermale	153
V.1.5.1. L'électricité géothermique	153
V.1.5.2. L'aquaculture géothermique	155
V.1.5.3. Pompes à chaleur géothermique	155
V.2. Le géotourisme	155
V.2.1. Introduction	155
V.2.2. Les aspects économiques du thermalisme dans la région de Guelma	156
V.3 La Thermo thérapie	157
V.3.1. Les principaux soins et leurs effets	157
V.3.1.1. Rhumatologie, séquelle de traumatisme ostéo-articulaires / neurologie	157
V.3.1.2. Voies respiratoires	158
V.3.1.3. Maladies cardiovasculaires	158
V.3.1.4. Phlébologie	159
V.3.1.5. Affections digestives et maladies métaboliques	159
V.3.1.6. Maladie de l'appareil urinaire	159
V.3.1.7. Gynécologie	159
V.3.1.8. Troubles du développement chez l'enfant	159
V.3.1.9. Affections des muqueuses buccolinguales	160
V.3.1.10. Dermatologie	160
V.3.1.11. Affections psychosomatiques	160
V.3.1.12. Neurologie	160
V.3.2. Actions thérapeutique des sources thermale du secteur d'étude	160
CONCLUSION GENERALE	163
BIBLIOGRAPHIE	166

Liste des figures

Figure 1. Carte de situation de la zone d'étude.....	05
Figure 2. Carte géologique de Guelma modifiée (Vila. J.M 1980).....	19
Figure 3. Carte d'inventaire des sources thermales et froides dans la région de Guelma.	27
Figure 4. Coupe géologique de Hammam Ouled Ali (Vila, J. M., Busnardo R., Devries A., Magne J. et Sigal J. 1968).	28
Figure 5. coupe géologique de Hammam Debagh (in Dib 1985).	29
Figure 6. Carte des sous-bassins.	39
Figure 7. Carte hypsométrique du bassin versant Seybouse.....	41
Figure 8. Courbe hypsométrique du bassin versant Seybouse.....	42
Figure 9. Carte des pentes du bassin versant Seybouse.....	42
Figure 10. Profils en long de quelques Oueds importants dans le bassin de la Seybouse.	43
Figure 11. Carte des anomalies de la Seybouse à partir du réseau hydrographique.....	45
Figure 12. Organigramme de la méthodologie du travail.	48
Figure 13. Exemple d'un filtre directionnel de Sobel dans la région d'étude.....	50
Figure 14. Les linéaments cartographies dans la région d'étude.....	51
Figure 15. Rosace de différentes directions : a-Oued permanent, b-Oued temporaire, c- Linéament cartographie, d-Failles.....	52
Figure 16. Les zones méso et hyperthermales en relation avec les nœuds linéamentaires.	53
Figure 17. Relation densité linéamentaire-sismicité-sources hydrothermales.	57
Figure 18. Les grands accidents tectoniques actifs et leur relation avec l'hydrothermalisme.....	58
Figure 19. Le bassin versant de Seybouse et sa situation géographique dans le Nord-Est algérien.	60
Figure 20. Carte des sous-bassins versant de l'oued Seybouse.	61
Figure 21. Stations pluviométriques et équipement hydrométrique du bassin versant de l'oued Seybouse.	62
Figure 22. Carte pluviométrique ANRH 1993.....	64
Figure 23. Variation interannuelles des précipitations (période :1985-2012).....	65
Figure 24. Variations mensuelle et saisonnière des précipitations (période :1985-2012).66	
Figure 25. Variation mensuelles des précipitations de la station de Guelma (période :1985-2012).	68
Figure 26. Diagramme des températures minimales, moyennes et maximales annuelles (1985-2012).	69
Figure 27. Diagramme ombro-thermique, station de Guelma (1985-2012).	70
Figure 28. Evaluation des éléments et déficit en fonction de la température et des précipitations.	76
Figure 29. Abaque pour le calcul du déficit d'écoulement Algérie, d'après P. Verdeil, 1988.	76
Figure 30. Paramètres mensuels du bilan hydrique de Thornthwaite, station de Guelma.	77
Figure 31. Analyse en ondelettes (wavelet) de la pluie : Medjaz Amar, Guelma et Mechrouha.	79
Figure 32. Débits moyens annuels station Medjaz Ammar II.....	80
Figure 33. Débits moyens mensuelles station Medjaz Ammar II (1984-85).	81

Figure 34. Débits moyens mensuelles station Medjaz Ammar II (1986-87).	82
Figure 35. Débits moyens mensuelles station Medjaz Ammar II (1972-73).	82
Figure 36. Carte de répartition géostructurale des eaux thermales et froides.	87
Figure 37. Carte des teneurs en calcium (mg/L).	90
Figure 38. Carte des teneurs en chlorures (mg/L).	92
Figure 39. Carte des teneurs en sulfate (mg/L).	93
Figure 40. Faciès chimique des eaux thermales selon la classification de Stabler.	94
Figure 41. Diagramme ternaire Cl-SO ₄ -HCO ₃ .	95
Figure 42. Diagramme de Piper.	95
Figure 43. Carte des teneurs en silice (mg/L).	97
Figure 44. Carte des teneurs en strontium (mg/L).	98
Figure 45. Les rapports de Sr/Ca pour chaque source.	98
Figure 46. Projection des facteurs en 3D(F1 vs F2 vs F3).	104
Figure 47. Dendrogramme de Q-mode regroupement hiérarchique.	105
Figure 48. Diagramme Na vs Cl et Ca/HCO ₃ +SO ₄ vs Na/Cl.	108
Figure 49. Diagramme SO ₄ vs Ca.	109
Figure 50. Diagramme Ca vs HCO ₃ .	110
Figure 51. Diagramme Na/Cl vs HCO ₃ /Ca+SO ₄ .	111
Figure 52. Diagramme Ca+Mg vs HCO ₃ /SO ₄ .	111
Figure 53. Analyse par les rayons X des dépôts aux niveaux des griffons étudiés.	112
Figure 54. Évaluation des pressions partielles de CO ₂ dans le système géothermal de Guelma en utilisant le contenu de K, Mg et Ca dans leurs émergences (Giggenbach 1988).	113
Figure 55. Indices de saturation pour différentes sources thermales de région de Guelma.	117
Figure 56. Le modèle de mélange du Chlore pour le système géothermal de Guelma.	134
Figure 57. Le modèle de mélange de la Silice pour le système géothermal de Guelma.	136
Figure 58. Le diagramme de Giggenbach, 1988.	137
Figure 59. Indices de saturation simulés appliquées aux sources thermales de la région de Guelma.	138
Figure 60. Le diagramme IIRG (D'Amore et al. 1983).	140
Figure 61. Carte isogradient de Nord-est d'Algérie (Haouchine 2012).	141
Figure 62. Modèle de mélange de Werner N ₂ -He*1000-Ar*100, N ₂ -CH ₄ -H ₂ S et CH ₄ -H ₂ -H ₂ S (Werner et al. 2008).	144
Figure 63. Résultats isotopiques d'hélium R/Ra vs 4He/20Ne pour les sources hydrothermales du Nord-est algérien. Distinctions des tendances de mélange d'exposition entre les composants atmosphériques et celle de la croûte.	145
Figure 64. Modèle structural d'écoulement des sources thermales dans la région de Guelma.	154

Liste des photos

Photo 1. Dépôts travertineux à Hammam Debagh.....	21
Photo 2 . Hammam Ouled Ali.....	28
Photo 3. Hammam Debagh.....	29
Photo 4. Griffons de Hammam Belhacheni.....	30
Photo 5. Griffons de Hammam Guerfa.....	31
Photo 6. Source de Hammam El Romia.....	32
Photo 7. Hammam Assassla.....	33
Photo 8. Griffon présentant des fracturations N-S.....	56

Liste des tableaux

Tableau 1. Caractéristiques des sous-bassins versants de Seybouse.....	40
Tableau 2. Coordonnées des postes pluviométriques et données disponibles.....	61
Tableau 3. Coordonnées des stations hydrométriques et données disponibles.....	62
Tableau 4. Précipitation moyennes mensuelles et saisonnières.....	67
Tableau 5. Températures moyennes mensuelles et saisonnières, Station de Guelma (1985-2012).....	69
Tableau 6. Températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Guelma (1985-2012).....	70
Tableau 7. Variation des valeurs de rapport (P/T) pour la station de Guelma (1985-2012), d'après la méthode d'Euverte.....	71
Tableau 8. Tableau des coefficients de corrections de chaque mois.....	73
Tableau 9. Evapotranspiration potentielle ETP selon Thornthwaite.....	73
Tableau 10. Méthodes de calcul de l'E.T.R.....	74
Tableau 11. Bilan hydrologique-la station de Guelma (1985-2012), méthode de Thornthwaite.....	75
Tableau 12. Les classes de la conductivité des sources hydrothermales.....	88
Tableau 13. Données statistiques descriptives des variables.....	100
Tableau 14. Matrice de corrélation des éléments chimiques analysés.....	102
Tableau 15. Facteurs principaux après la rotation de Varimax.....	103
Tableau 16. Les valeurs propres et pourcentage de variance cumulé.....	103
Tableau 17. Coefficients de corrélation pour les individus (sources) selon la méthode FCM.....	107
Tableau 18. Indices de saturations calculés des sources thermales dans la zone d'étude.....	118
Tableau 19. Indices de saturations calculés des sources thermales à différentes températures.....	120
Tableau 20. Températures estimées en °C dans la région de Guelma par différents géothermomètres chimiques.....	131
Tableau 21. Estimation de mélange de chlore dans les eaux thermales, basées sur les teneurs en Cl dans les eaux thermales et les eaux froides.....	131
Tableau 22. Estimation des profondeurs des réservoirs profonds dans la région de Guelma.....	142
Tableau 23. Teneurs en gaz des échantillons prélevés dans la région de Guelma et ses environs.....	142
Tableau 24. Actions thérapeutique des sources hydrothermales du bassin de Guelma.....	162

Annexes

Annexe 1. a) Log démonstratif de la lithologie des formations du Sénonien au Quaternaire dans la région de Guelma.

Annexe 1. b) Log démonstratif de la lithologie des formations du Néocomien au Santonien dans la région de Guelma.

Annexe. 2. Les débits moyens annuels mesurés à la station de Medjaz Ammar II.

Annexe. 1. Les paramètres physico-chimiques des sources hydrothermales de la zone d'étude.

ملخص:

إن موارد الطاقة الحرارية الأرضية في الجزائر عديدة. وهذه الأخيرة في شكل ينابيع حرارية منتشرة في جميع أنحاء الأراضي الجزائرية الشمالية. وهي موزعة من الشرق إلى الغرب، ولكنها ذات تركيز عالي في الشرق، وهذه المنطقة تتميز بالتدرج الحراري الذي يصل إلى 50 درجة مئوية/كلم.

وقد تم إجراء التحليل الكيميائي للمياه الحرارية وسياقاتها الجيولوجية واستخدام طرق إحصائية مختلفة لتقييم منشأ المكونات المذابة في المياه الحرارية وكذلك تقدير درجة حرارة الخزان لمجالات الطاقة الحرارية الأرضية المرتبطة بمنطقة الدراسة (قالمة، الجزائر). تم تحليل العناصر المعدنية الرئيسية والثقيلة من 13 عينة باستخدام مجموعة متنوعة من التقنيات. وتتراوح درجة حرارة المياه للمنايع الحرارية في حوض قالمة بين 30 و 94 درجة مئوية. ويوحى تحليل التصنيف الهرمي في النمط Q بثلاثة مجموعات وتؤكد كل من طريقة الـ ACP و FCM. وقد صنفت مصادر المياه على أنها مياه ذات ملوحة منخفضة ومعتدلة وعالية. وتشير مؤشرات التشبع المعدنية المحسوبة IS من الأيونات الرئيسية إلى أن المياه مشبعة بمعظم المعادن الكربونية، وأن جميع عينات المياه الحرارية غير مشبعة بالمعادن الملحية من خلال هذه الدراسة يتبين أن مياه الينابيع الحرارية لها أصل سطحي وجميع العينات تعتبر حديثة مع خليط قوي بين المياه الدافئة والمياه السطحية حيث درجات الحرارة من الخزانات التي ترتبط المياه الحرارية وهي تتراوح بين 104 و 195 درجة مئوية. يتغذى الدوران العميق للمياه السطحية في منطقة الدراسة من خلال تدرج الحرارة الحرارية العالية حوالي 4.5 درجة مئوية لكل 100 متر تحت سطح الأرض ويصل إلى درجة حرارة عالية قبل أن يرتفع إلى السطح. وتراوح الأعماق المقدره للحركة من 3000 إلى 4200 مترا.

الكلمات المفتاحية: منابع مياه حموية، هيدروجيوكيمياء، جيوتروماتر كيميائي، التدرج الحراري الأرضي، قالمة، الجزائر.

Abstract

The geothermal resources of Algeria are numerous. The latter are in the form of thermal springs that are widespread throughout the northern Algerian territory. They are distributed from East to West, but they are of highest concentration in the East, this area characterized by remarkable geothermal gradient which reaches 50°C/Km.

The chemical analysis of the thermal waters and their geological contexts, the use of different statistical methods to evaluate the origin of the dissolved constituents of the thermal waters were realized as well as the estimation of the temperature of the reservoir of the associated geothermal fields of the region study (Guelma, Algeria). Major and heavy metal elements from 13 hydrothermal source samples were analysed using various techniques. The waters of the hydrothermal vents in the Guelma basin vary between 20 and 94°C. The analysis of the hierarchical classification in Q mode suggests three groups and which are confirmed by the ACP and FCM. Water sources have been classified as low, moderate and high salinity waters. The mineral saturation indices (IS) calculated from the major ions indicate that the source waters are supersaturated with most of the carbonate minerals, and that all source water samples are undersaturated with evaporitic minerals. The waters of the thermal springs have a meteoric origin and all the samples are immature with a strong mixture between the warm waters and the shallow waters where the temperatures of the reservoirs to which the thermal waters relate. They vary between 104 and 195°C. The deep circulation of meteoric waters in the study area is fed by the high geothermal gradient around 4.5°C per 100 m and reaches a high temperature before rising to the surface. The reservoir estimated depths ranged from 3000 to 4200 m.

Key words: hydrothermal spring, hydrogeochemistry, chemical geothermometers, geothermal gradient, Guelma, Algeria.

Résumé

Les ressources géothermiques de l'Algérie sont nombreuses. Ces dernières se manifestent sous forme de sources thermales qui sont très répandues sur tout le territoire nord algérien. Elles sont réparties d'Est en Ouest, mais elles sont de plus forte concentration en Est, cette zone caractérisée par un gradient géothermique remarquable qui atteint 50°C/Km.

L'analyse chimique des eaux thermales et leurs contextes géologiques, l'utilisation de différentes méthodes statistiques pour évaluer l'origine des constituants dissous des eaux thermales ont été réalisés ainsi que l'estimation de la température du réservoir des champs géothermiques associés de la région d'étude (Guelma, Algérie). Des éléments majeurs et des métaux lourds de 13 échantillons de source hydrothermales ont été analysés à l'aide de diverses techniques. Les eaux des sources hydrothermales du bassin de Guelma varient entre 30 et 94 °C. L'analyse

de la classification hiérarchique en Q mode suggère trois groupes et qui sont confirmés par l'ACP et FCM. Les sources d'eau ont été classées comme des eaux de basse salinité, modérée et élevée. Les indices de saturation minérale (IS) calculés à partir des ions majeurs indiquent que les eaux de source sont sursaturées avec la plus grande partie des minéraux carbonatés, et que tous les échantillons d'eau de source sont sous-saturés de minéraux évaporitiques. Les eaux des sources thermales ont une origine météorique et tous les échantillons sont immatures avec un fort mélange entre les eaux chaudes et les eaux peu profondes où les températures des réservoirs auxquels se rapportent les eaux thermales. Elles varient entre 104 et 195 °C. La circulation profonde des eaux météoriques dans la zone d'étude est alimentée par le gradient géothermique élevé autour de 4.5 ° C par 100 m et atteint une température élevée avant de remonter à la surface. Les profondeurs de circulation estimées variaient de 3000 et 4200 m.

Mots clés : Source hydrothermale, hydrogéochimie, géothermomètres chimiques, gradient géothermal, Guelma, Algérie.

INTRODUCTION

L'histoire du thermalisme en Algérie remonte au-delà de néolithique, la découverte à Hammam Meskhoutine de trois stèles à figures naïves montre qu'il existait un établissement balnéaire à cet endroit et ce, dès l'époque punique. Les romains lorsqu'ils occupèrent le royaume numide devaient construire des établissements thermaux sur les principaux griffons et des agglomérations se développèrent à : Aquae Tibilitanae (Hammam Meskhoutine), Aquae Calidae (Hammam Righa), Aquae Sireness (Hammam Bouhnaifia), Thanera Masa Castra (Hammam Berrouaghia) (Dib 2008).

En 1823, la mise en place d'une réglementation portant sur des données médicales précises pour la première fois, le 21 septembre 1842, est la date d'agrément des bains de la Reine à Oran et celle de Hammam Meskhoutine le 12 décembre 1862.

Le programme d'exploration des ressources thermales en Algérie a débuté par plusieurs études, (Ville. M 1852) publie ses travaux sur « *Recherche sur les roches, les eaux et les gîtes minéraux des provinces d'Oran et d'Alger* », suivi par une notice en 1889 sur « *Les sources thermales et minérales d'Algérie* ». (Bails. J 1888) publie une notice sur « *Les sources thermales et minérales du département d'Oran* », le docteur Trolard devait établir le rapport de synthèse qui fait état de quatre-vingt-treize sources, ce travail sera confié au professeur Hanriot en 1911 et publie son travail intitulé « *Les eaux minérales de l'Algérie* ». Pouget. I et Chouchak. D (Pouget. I & Chouchak. D 1923, 1926) éditent une étude très détaillée sur la radioactivité des eaux algériennes pour les trois provinces d'Oran, Alger et Constantine. (Guigue. S 1940, 1947) étudie les principales sources thermales et publie dans le cadre de la carte géologique de l'Algérie (35 sources et 75 griffons) portant sur la géochimie des sources thermominérales. On cite aussi les travaux de Cornet 1964, en 1966 la compagnie (EURAFREP 1966) avec la participation de Cormy. G, Demians D'aurchimbaud. J (Cormy & Demians d'Archimbaud 1970), Jacqmin. M.A, Facca. G en 1966, Marinelli. G et Tonani. F sous la direction de la société nationale de pétrole SONATRACH commence réellement la recherche liée au géothermalisme dans le nord-est algérien. En 1974, les travaux des recherches du médecin Laissoub. B donne une nouvelle synthèse sur le thermalisme de l'Oranie. (Verdeil 1974) publie la carte sur les eaux minérales, thermales et thermominérales de l'Algérie au congrès de l'A.I.H (Association Internationale des Hydrogéologues), ce travail suivi par plusieurs publications la plus importante est celle publiée dans la revue de Journal of Hydrology en 1982 intitulé « *Algerian thermalism in its geostructural setting, how hydrogeology has*

helped in elucidation of Algeria's deep-seated structure » (Verdeil 1982) traite le thermalisme algérien dans son cadre géostructural. En 1982, la société nationale d'énergie électrique SONELGAZ a commencé les études de reconnaissance géothermique des régions nord et nord-est du pays en association avec la société italienne ENEL (ENEL 1982). Dans la première étape, les études géothermiques portaient principalement sur la partie nord-est de l'Algérie. À partir de 1983, la recherche sur la géothermie a été reprise par le Centre Des Energies Renouvelables d'Algérie (CDER) et le programme a été étendu à l'ensemble de la partie nord du pays. On note aussi des travaux inestimables par plusieurs auteurs comme (Dib 1985) soutient sa thèse de doctorat de 3^{ème} cycle « *Le thermalisme de l'Est algérien* » avec un inventaire 51 sources, dont 27 sources thermales ont fait l'objet d'une étude détaillée et qui reste une référence indispensable pour les études de thermalisme en Algérie, et suivi par un ouvrage en 2008 très important aussi qui constitue une mise à jours des données physico-chimiques des eaux thermales intitulé « *Guide pratique des sources thermales de l'Est algérien* » (Dib 2008), Rezig. M (Rezig 1991) avec sa thèse de doctorat intitulée « *Etude géothermique du Nord Est de l'Algérie* », Issaâdi en 1992 soutient sa thèse de doctorat d'état « *Le thermalisme dans son cadre géostructural. Apports à la connaissance de l'Algérie profonde et de ressource géothermales* » (Issaâdi. A 1992), Haouchine (HAOUCHINE-BOUCHAREB F.Z. 2012), Ouali. S, 2015 (Ouali. S 2015), Saibi Hakim (Saibi 2009), Belhai. M.A (Belhai et al. 2016; Belhai et al. 2017) Bekkouche M.F. 2016, Djemmal. S 2018, participent également à la présentation de thermalisme et ses mécanismes géologiques et tectoniques complexes dans le nord de l'Algérie.

Ce présent travail propose une méthodologie sur l'étude des sources thermominérales de la région de Guelma qui permettent de s'interroger sur :

- Les mécanismes physico-chimiques régissant l'évolution des éléments chimiques dans le temps et dans l'espace ;

- Les processus d'acquisition des températures en profondeur des différents points d'eau chaude dans le bassin de Guelma de point de vue structural, la relation entre la fracturation, le mode de fonctionnement du système hydrominéral en particulier les mécanismes de la circulation des eaux chaudes en profondeur et leur remontée à la surface dans la région étudiée.

La prospection est la phase la plus délicate dans la valorisation d'une zone thermale. L'investigation directe par différents moyens tel que le forage étant trop coûteux, il faut donc utiliser les moyens d'exploration du sous-sol à partir de la surface aux conditions spécifiques de l'investigation géothermique. Cette dernière se basé sur trois grandes méthodes qui fournissent les informations suivantes :

- Les méthodes géologiques, structurales et hydrogéologiques.
- Les méthodes géochimiques.
- les méthodes géophysiques

Nous allons étudier le géothermalisme et ses particularités dans la région de Guelma, dans ce but l'étude géologique de la région et de la localisation des sources thermales sont indispensable pour mieux connaitre et comprendre les modalités de circulation des eaux qui dépendent essentiellement de la nature lithologique des différentes formations rencontrées au cours de leur parcours et leur structure ainsi que les systèmes de failles, d'accidents ou de fractures qui facilitent la remontée des eaux thermales.

La situation hydrogéologique donne des renseignements sur le mode de circulation des eaux souterraines, sur la perméabilité des terrains traversés ainsi la relation ou le mélange des ressources hydrogéologiques entres elles (eaux chaudes et froides). Pour déterminer les ressources en eaux existant dans la région d'étude et le mode d'alimentation des sources thermales, il faut donc faire le point sur la situation climatologique et hydrologique permettant d'établir le bilan hydrique de la région étudiée après avoir déterminé les facteurs essentiels qui interviennent directement dans l'alimentation et l'émergence des sources thermales nous étudierons.

Les caractéristiques géochimiques permettront donc d'établir les relations entre les facies chimiques des eaux et celles des roches traversées par l'utilisation des modèles géochimiques et thermodynamiques pour établir les équilibres chimiques en fonction de divers paramètres (température, pH...etc.). Les interactions eau-roche à grande profondeur sont notamment déterminées par la température du réservoir, constituant un rôle essentiel pour l'exploration de la géothermie. Les calculs des températures seront estimés par deux approches différentes en utilisant les géothermomètres chimiques et la méthode des indices de saturation de certains minéraux présents dans les roches des aquifères profonds. Cette étude constitue un outil

approprié pour la délimitation des réservoirs hydrogéothermiques et l'intérêt de la recherche en vue de l'exploitation éventuelle de l'énergie géothermique.

Le dernier chapitre présente les différents types de réservoirs géothermiques et leurs possibilités d'utilisation. Les spécificités curatives des différentes émergences d'eaux chaudes représentent un élément essentiel dans le développement durable qui aide pour le lancement d'une nouvelle approche du géotourisme dans la région.

A. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

A.1. Situation géographique de la zone d'étude

La zone d'étude est située au Nord Est algérien, à 116 km à l'Est de Constantine, à 65 km au sud-ouest d'Annaba, à 77 km à l'ouest de Souk Ahras et à 537 km à l'Est d'Alger, c'est une partie intégrante du bassin versant de l'Oued Seybouse d'une superficie de 1796 Km², ses limites naturelles sont :

- Au Nord : la mer méditerranéenne,
- Au Sud : les monts de Mahouna, Ain Larbi et Sedrata,
- A l'Ouest : le massif de l'Edough, les monts de Houara et Débagh,
- A l'Est : les monts de Nador N'bail.

Sur le plan administratif la wilaya de Guelma forme un carrefour entre les pôles industriels du Nord (Annaba et Skikda) et les centres d'échanges au Sud (Oum El Bouaghi, Souk Ahras et Tébessa). Elle occupe une position médiane entre le Nord de l'Algérie, les hauts plateaux et le Sud (**Fig. 1**).

A.2. Géomorphologie générale

L'orographie de la région d'étude est formée des reliefs montagneux et collinaires constituant l'extrémité orientale de la chaîne des monts de Constantine et des contreforts occidentaux de la chaîne de la Medjerda. Ces deux contreforts sont traversés par des vallées profondes où circulent les eaux des affluents droit et gauche de la Seybouse. Tous les cours d'eaux ont un caractère torrentiel.

Le relief est composé dans sa majorité de (37,82%) de montagnes, dont les principales sont :

- Mahouna qui culmine à 1411 m,
- Houara qui culmine à 1292 m,
- Taya (Bouhamdane) qui culmine à 1208 m,
- Debar qui culmine à 1060 m.

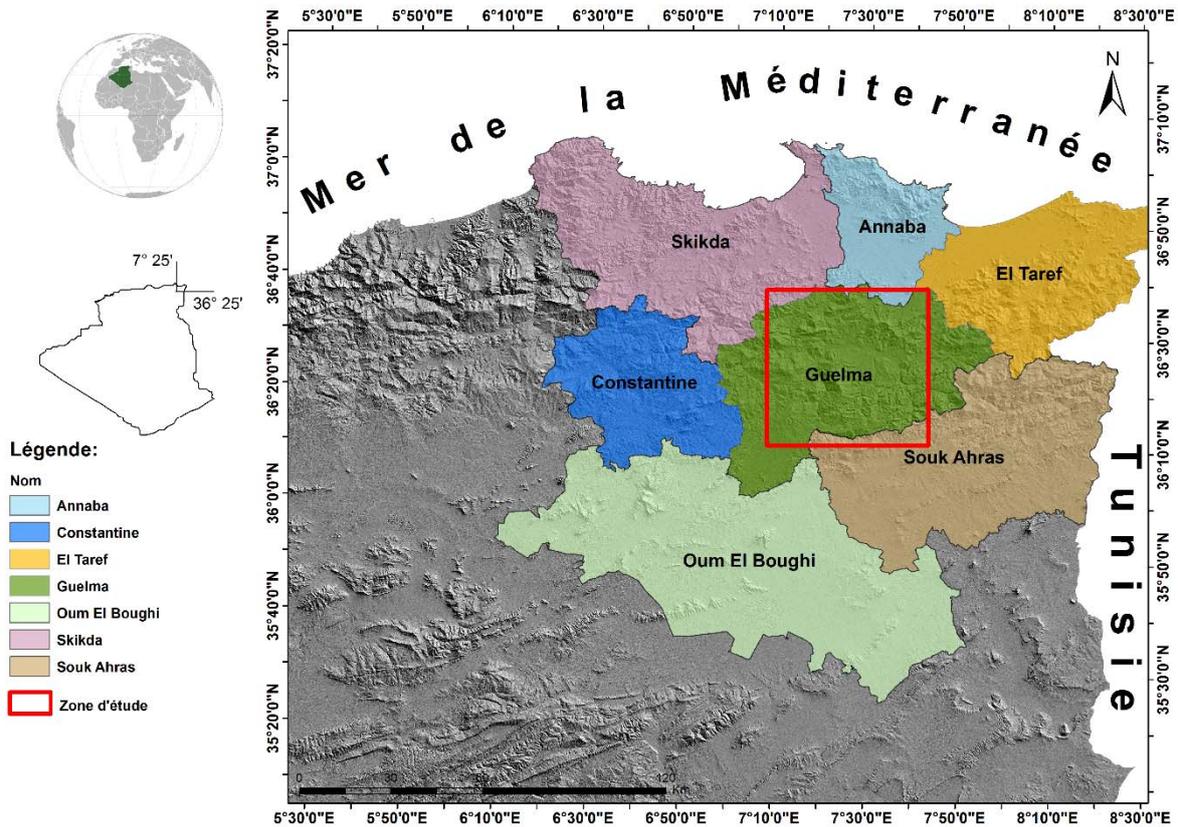


Figure 1. Carte de situation de la zone d'étude

Le reste du relief est composé de plaines et de plateaux (27,22%) de collines et de piémonts (26,29%). Le sud de Guelma comporte la chaîne centrale de la Medjerda où s'impose l'important massif du Ras El Alia : série d'entablissements de calcaires éocènes, dont les principaux sont : le Dj. Bardou (1261m) et le Dj. Zouara (1292m). Vers le sud-est la haute chaîne se poursuit par les massifs calcaires sénoniens du Dj. El Arous (1160m) et les calcaires éocènes du Dj. Safiet, puis par les monts d'Ain Seymour couverts par les grès numidiens. Tout le massif constituant la haute chaîne centrale des monts de la Medjerda se plonge sous les plaines de Sellaoua.

A l'Est, les montagnes boisées du versant septentrional des monts de la Medjerda s'abaissent rapidement en gradins vers la vallée de l'oued Seybouse, dont kef Erramoul (797m) et kef Djemmel (812m). La majeure partie du versant est recouverte par l'épaisse formation grés-argileuse du Numidien qui caractérise le paysage jusqu'à la frontière algéro-tunisienne. Les sommets sont arrondis sans alignement net, les formes massives et les vallées sont peu profondes. Il en est de même pour les formations triasiques d'Ain Seymour-Nador qui s'élèvent en massif sans vigueur au-dessus de la plaine de Bouchegouf. Au nord, s'étendent les monts

d'Ain Berda qui séparent la dépression de Guelma de celle du lac Fetzara, au-delà des limites septentrionales de la zone d'étude.

Au nord-ouest, les derniers abrupts calcaires du chaînon du Debar (1060m) viennent s'envoyer dans les formations marneuses ou gréseuses à relief plus mou. Une autre chaîne de calcaire, Dj. Taya (1208m) continue vers l'ouest, séparant le bassin d'oued Safsaf au nord de l'oued Bouhamdane au sud. L'ouest de la zone d'étude comprend des reliefs très variés, allant de la large et profonde vallée de l'oued Cherf en amont, qui s'écoule du sud au nord, des plaines élevées de la région de Ain Makhoulf, Ras El Agba (700 – 800 m) vers les vallées profondes de Guelma à l'aval.

A.3. Hydrologie

Le réseau hydrographique est très dense. Il est constitué principalement de l'oued Seybouse et de ses affluents et draine une superficie de 6471 km², pour se jeter dans la méditerranée à l'est de la ville d'Annaba. Le sous bassin de Guelma fait partie du bassin versant de la Seybouse (A.B.H., 2005).

Le réseau hydrographique emprunte surtout les axes des principaux plissements dans les couches marneuses facilement érodables. Situé dans la région nord-est du territoire national, le bassin versant de la Seybouse s'étend sur une longueur de 240 km. Il touche près de 86 communes sur 7 wilayas de l'est du pays : Annaba, El Tarf, Skikda, Oum El Bouaghi, Constantine, Souk Ahras et Guelma.

Les principaux cours d'eau (A.B.H., 2005) qui constituent le réseau hydrographique sont :

- L'Oued Seybouse (57,15 km, second oued d'Algérie après l'oued Chéelif), présente l'axe de drainage du bassin versant. Il a un apport annuel de 408 Hm³/an à la station de Boudaroua et prend naissance dans les hautes plaines de Haracta, Ain Abid et Sedrata et se jette dans la Méditerranée après un parcours de 160 km (Debbieche, 2002). Son débit non régulier varie de 0 à 100, mais peut atteindre des valeurs de 630 m³/s (observées le 01/01/1985, selon l'Agence Nationale des Ressources Hydriques d'Annaba). Ses principaux affluents sont :
- L'oued Bouhamdane (45,37km), constitué de l'oued Sabath et oued Zénati, apporte 96 Hm³/an à la station de Medjaz Amar II (point de confluence avec l'oued Cherf).
- L'Oued Cherf (36,46 km), au sud-ouest, apporte 107 Hm³/an à la station de Medjaz Amar I.
- L'Oued Mellah au sud-est a un apport de 151Hm³/an à la station de Bouchegouf.

A.4. Couvert végétal

Le couvert végétal a une influence directe sur l'écoulement fluvial ainsi que les facteurs orographiques et climatiques. La résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense. Dans la région d'étude, les aires agricoles sont localisées

essentiellement dans la plaine alluviale. Les cultures pratiquées sont dominées par des cultures maraîchères et quelques vergers d'agrumes et d'arbres fruitiers. Les forêts, les maquis et les broussailles occupent pratiquement toute la bande des monts.

A.5. Contexte socio-économique

La région de Guelma est une zone à vocation agro-sylvo-pastorale (une Surface agricole totale de 266 000 ha et une surface agricole utile de 187 338 ha pour une superficie totale de 3 686,84 km²). Le territoire est fortement montagneux (38% de la superficie totale). Les montagnes et les régions de Houara, Mahouna, Debar et la forêt de Béni salah offrent d'importantes opportunités de développement rural. Sur une superficie forestière de 105.295 ha (28,45 %), les forêts (claires et denses) occupent une superficie de 29 950 ha dont 24 437 ha en chêne-liège d'où des opportunités de traitement, d'exploitation et de transformation de liège (DPAT, 2006). Les terres à grand potentiel agricole se situent dans le sud-ouest (plaines d'Oued Zénati et Tamlouka réputées par la céréaliculture et l'élevage). Quant à la vallée de l'Oued Seybouse qui s'étend sur près de 45 km, elle offre toutes les conditions nécessaires à la production des cultures importantes et de l'élevage bovin-ovin.

Le sol du territoire de Guelma recèle également d'importantes richesses minières qui sont principalement le marbre, le kaolin, l'argile, les agrégats...et qui ont permis l'existence d'une industrie des matériaux de construction, susceptible d'être davantage développée. Quant aux richesses touristiques, elles sont importantes et diversifiées (thermes Hammam Debagh, de Hammam Ouled Ali, de Hammam N'bails, de Hammam Guerfa et Belhachani), offrant de grandes possibilités de développement du thermalisme et du tourisme.

A cela, s'ajoutent les sites naturels (réserve de Béni Salah, forêts de Mahouna et Haouara, plans d'eau des barrages et retenues collinaires), et archéologiques (les dolmens et grottes de Roknia, les ruines romaines de Sellaoua Announa et le théâtre romain de Guelma qui sont des atouts pour l'épanouissement de la région.

Chapitre I
CADRE GEOLOGIQUE ET
HYDROGEOLOGIQUE.

I.1. Introduction

Les principaux travaux réalisés dans la région de Guelma ont été réalisés notamment par le service national de géologie.

De nombreux auteurs ont marqué par leurs travaux des études géologiques de cette région et qui sont :

[Darest de la Chavane. J.C \(1909, 1910\)](#), a fait une étude sur les terrains tertiaires de la région et a levé deux cartes géologiques : feuille de Guelma et de Gounod (Ain Larbi), Mahouna actuellement ABDI.

Après cette époque, plusieurs géologues tel que [Durand Delga \(1955\)](#) ont concentré leurs travaux sur la chaîne alpine en Algérie orientale et ont défini les écaillés de Gounod (Ain Larbi) d'affinités sud-autochtones ; ces formations sont signalées par [Kiken. M \(1961\)](#) sous l'appellation de nappe équitellienne dans « les traits essentiels de la géologie de l'Algérie ».

[Raoult. J. F. \(1974\)](#), a réalisé à partir du centre de la chaîne numidienne des levés géologiques touchant la partie occidentale de Guelma.

[Vila J.M \(1966, 1980\)](#) a travaillé sur l'ensemble des zones telliennes depuis le méridien de Bejaïa jusqu'aux confins algéro-tunisiens. Il donne dans sa thèse un aperçu global sur le massif de Mahouna.

[Lahondère. J. C. \(1987\)](#), il couvre plus au moins en totalité les feuilles d'Ain Regada, de Mahouna, de Bouchegouf et de Bouhachana.

Enfin [Chouabi. A.M \(1987\)](#) a fait des études sur le secteur Sud de la région de Guelma (Hammam N'Bails).

I.2. Géologie régionale de l'Algérie du Nord

Les deux chaînes qui marquent la géologie générale de l'Algérie du Nord sont du nord vers le sud : La chaîne alpine dite des Maghrébides et la chaîne atlasique.

Le secteur d'étude fait partie de la chaîne des Maghrébides qui s'étend du Détroit de Gibraltar jusqu'au Nord de la Calabre (Italie) sur plus de 1000 km de long, en passant par le Rif marocain, le Tell littoral d'Algérie (Kabylie et Tell), de Tunisie (Kroumirie et Nefza) la Sicile et enfin la Calabre ([Chouabi. A.M 1987](#); [Lahondère. J. C. 1987](#)). Cette chaîne se trouve prise entre la plaque africaine au sud et la plaque d'Eurasie au Nord, est caractérisée par un empilement tectonique de nappes. Son avant pays est complexe, il comporte : des bassins d'avant chaîne, des zones peu déformées (hauts plateaux), un autre édifice orogénique : Le système atlasique (Atlas saharien, Aurès), et plus au Sud, la plate-forme saharienne stable. Du Nord au Sud, la chaîne des Maghrébides est constituée de trois ensembles principaux :

- le domaine interne
- le domaine des flysch
- le domaine externe

I.2.1. Le domaine interne

Il est constitué par des terrains cristallophylliens anciens de nature variée (socle kabyle) surmontés par un paléozoïque peu métamorphique. De nombreux auteurs admettent que les différents massifs internes de la chaîne des Maghrébides (zones internes bético-rifaines, Kabylies, massif péloritain de Sicile, socle calabrais) étaient initialement regroupés en un bloc unique, appelé l'AlKaPeCa (Bouillin. J. P. 1986). Cet ensemble, probablement émergé pendant une partie du Mésozoïque et jusqu'à l'Oligocène, était bordé au sud par une marge continentale Jurassique et crétacée dont les tronçons rifains, kabyles et péloritains de la chaîne calcaire maghrébide sont les témoins.

I.2.2. Le domaine des flyschs

Il est constitué par un ensemble de nappes à matériel détritique, qui ont un caractère externe par rapport à la dorsale (Raoult. J. F. 1974). Ce sont ces dépôts de type flysch allant du Crétacé inférieur jusqu'à l'Oligo-Miocène. On distingue du Nord au Sud du bassin des flysch : Les flysch maurétaniens et les flysch massyliens, différents les uns des autres par leur position primitive et par leur alimentation. L'ensemble est surmonté par le Numidien d'âge Oligocène à Burdigalien inférieur. Il comporte la trilogie suivante.

1. Des argiles varicolores à tubotomaculum dites « sous-numidiennes ».
2. Des bancs gréseux épais à grains hétérogènes dont certains de taille centimétrique.
3. Des argiles, marnes et silexite « supra-numidiennes » ; localement à Hammam Maskoutine il y a des grés grossiers à dragées de quartz qui terminent la série.

Généralement le numidien en Algérie est charrié sur les nappes telliennes et sur les flyschs, parfois en rabotage basal ; il est localement renversé et surmonté par des formations carbonatées récentes comme au Djebel Mahouna (Vila J.M 1980).

I.2.3. Le domaine externe (domaine des nappes)

Les unités telliennes forment un empilement complexe de nappes à vergence sud surmontant au sud l'autochtone pré-saharien des hautes plaines (zones hautes et rigides qui séparent les chaînes littorales de l'Atlas saharien).

L'allochtone tellien résulte du décollement et du clivage de la couverture sédimentaire mésozoïque–cénozoïque déposée sur la marge nord de la plaque Afrique. En Algérie orientale et aux confins algéro-tunisiens, on distingue du Nord vers le Sud :

I.2.4. Les unités ultra telliennes

Sous le terme ultra–tellien ([Durand Delga 1969](#)), désigne les séries superposées anormalement au Crétacé néritique constantinois du Djebel Débar et du Douar Bouzitoune dans la région de Guelma. Ces séries sont définies par le critère simple de dominance des faciès clairs durant tout le Crétacé.

I.2.4.1. La nappe ultra-tellienne du Djebel Haouara

Ce sont de vastes affleurements qui se situent entre la forêt des Beni Ahmed et celle des Beni Mezline, au Nord du Kef Ras Bardou et du Djebel Haouara. Les formations sont constituées par l'alternance de marnes claires beiges ou jaunes et de marno-calcaires en petits bancs de même teinte, riches en (Rosalines). L'âge de la série est compris entre le Barrémien supérieur qui contient des *Phylloporoceras Barodense* Cop, et le Sénonien inférieur.

I.2.4.2. La nappe ultra- tellienne de Djebel bou Sbaa ([Lahondère. J. C. 1987](#))

L'âge de la série est compris entre l'Aptien et le Lutétien. Elle est développée essentiellement dans la région de Guelaat Bou Sbaa. On trouve aussi des témoins de cette série près de Medjez Amar au Tebiebe Amar, au Sud-Ouest de Guelma et près de la station de Nador à l'Est. On peut citer entre autres, un affleurement avec une microfaune à *Truncorotalia* gr, visible sur la berge est de l'Oued Seybouse près de Medjez Amar avec *Globorotalia rex* Martin, et au nord de Djebel Débar dans les marno-calcaires à cassure noire fétide et bitumineuse ([Vila, J. M. et al, 1968](#)) avec *G.cf.Velascoensis*.

I.2.5. L'ensemble tellien S.S

Il s'agit d'un empilement complexe de nappes de nature carbonatée. Ces unités sont probablement déposées dans les parties profondes du sillon tellien. Dans le secteur d'étude on distingue les unités suivantes :

- **La nappe tellienne de Hammam Ouled Ali**

Elle affleure au pied du Djebel Bou Sbaa et autour du pointement néritique du Djebel Débar. Cette unité regroupe tous les terrains situés sur la série néritique constantinoise et sous la nappe ultra-tellienne du djebel Bou Sbaa ([Vila J.M 1971](#)). Ce regroupement est justifié par une

remarquable dominante des teintes noires dans les faciès. La microfaune est représentée par des *Globotruncana stuartiformis*, *Rotalipora* sp et *Hedbergella Washitensis*.

- **La nappe tellienne de la région de Ras El Agba-Sellaoua Announa**

Elle correspond au domaine tellien externe constitué de formations paléogènes. On distingue :

- **L'unité tellienne à Globigérines**

Comprend un Paléocène constitué de marnes, un Yprésien à calcaires en bancs à lumachelles et à Globigérines et un Lutétien inférieur à moyen avec des marnes noires à débris d'huîtres et à boules jaunes carbonatées à Kef Er Rih et Bouhachana.

- **Les unités méridionales (à calcaires à nummulites)**

Ces unités sont composées d'une part par les nappes sud sétifiennes, et d'autre part, à l'Est, par les copeaux de Djebel Bardou, et du versant sud de Zouara, par les klippes de Dekma et Djebel Bou Kebch. Le Crétacé est absent dans ces unités en faveur de l'Eocène calcaire (Yprésien-Lutétien inférieur) riche en nummulites et l'Eocène marneux (Lutétien supérieur) à huîtres.

I.2.6. L'avant pays allochtone ou para autochtone

I.2.6.1. Les séries néritiques Constantinoises

Les séries néritiques affleurent au niveau de Constantine. Ces formations apparaissent sur plus de 160km E-W et sur 80 km du Nord au Sud. Pour (Vila J.M 1980), ce domaine aurait émergé à la fin du Crétacé et aurait ultérieurement subi un léger déplacement vers le sud (nappes néritiques constantinoises).

Il correspond aux séries carbonatées de la région de Constantine à caractère de plateforme subsidente, et qui sont relayées à l'Ouest aux séries sud-sétifiennes. On distingue 3 groupes :

- I. **Un groupe Nord oriental :**

-Autour de Hammam Maskoutine et Guelma ; Le djebel Débar fait partie du mole néritique constantinois présente des terrains autochtones d'âge Jurassique et Crétacé supportant les formations allochtones des unités telliennes. Les formations autochtones essentiellement carbonatées correspondent à des dépôts de plateforme interne parfois confinés avec une nette tendance à l'ouverture au Crétacé supérieur.

-A Hammam Ouled Ali à l'Est de la station thermale, affleure une fenêtre d'une série à faciès carbonatés biodétriques d'âge Sénonien sous les marno-calcaires de la série ultra-tellienne.

-A Douar Bouzitoune-Héliopolis à la piscine romaine d'Héliopolis et à l'ouest de la station ferroviaire de Nador.

II. **Un groupe Central** : autour de Constantine, Dj Oum Settas, Dj.Mezla et Dj.Ain El Hajar ;

III. **Un groupe méridional** : autour d'Ain Mlila d'Est en Ouest les monts de Dj.Djaffa, Dj.Fortass et Dj.Guerioum.

Ces formations forment un siège de plusieurs formes karstiques (Bir Ousmane, près de Hammam Debagh).

I.2.6.2. Le sillon écaillé des Sellaoua

Ces formations se sont déposées dans un large sillon de direction NE-SW, situé entre la plateforme atlasique au Sud et le domaine alpin au Nord. Elles affleurent mal au pied des séries néritiques, on les rencontre dans les régions d'Ain M'lila, Ain Babouche, Ain Fakroun, Chebket Sellaoua et elles s'étalent largement de Ksar Sbihi à Souk Ahras. Il s'agit d'un ensemble marneux et marno calcaire puissant et monotone où domine le Crétacé. [Chadi \(1993\)](#) pense que le néritique constantinois et la série des Sellaoua sont issues du même domaine.

I.2.6.3. L'ensemble stratigraphique post-Priabonien ([Vila J.M 1980](#))

Ce sont des formations détritiques syntectoniques, liées à la phase tangentielle priabonienne et postérieure à celle-ci, cet ensemble regroupe la série déritique transgressive de l'Oligo-Miocène kabyle, le Numidien, les séries mixtes, l'Oligo-Miocène tellien et les séries post-nappes tel que le Miocène continental.

I.2.6.4. Les bassins "post-nappes"

Des bassins discordants, postérieurs aux grands chevauchements des zones internes, des nappes de flysch et des nappes telliennes se sont formés sur l'ensemble de la chaîne à partir du Langhien. On trouve de tels bassins sur les zones internes de la Petite et la Grande Kabylie. Ils sont peu déformés mais ont néanmoins enregistré, par la fracturation, une succession d'épisodes tectoniques. D'autres bassins s'étendent sur les zones externes : bassins de Constantine, de la Soummam, du Chélif et de Guelma et de Hammam N'bails. Ils ont subi des déformations d'âge

miocène à quaternaire (plis, petits chevauchements, fracturation) plus importantes que celles des bassins des zones internes.

I.2.6.5. Le magmatisme néogène

Des phénomènes magmatiques se sont développés tout au long de la côte algérienne. Ils sont particulièrement développés en Petite Kabylie, où des massifs de granitoïdes se sont mis en place à partir de 16 Ma, mais des épisodes volcaniques d'âges variés affectent l'ensemble de la zone littorale, du Langhien au Pliocène-Pléistocène. Ce magmatisme calco-alkalin ([Semroud. B. 1981](#)) affleure dans les régions suivantes :

Bejaia-Amizour (Diorites, microgranites, granodiorites et complexe volcanique), El Aouana (diorites et microdiorites associées à des roches volcaniques), Kabylie de Collo (granites, microgranites, monzonites, gabbro et rhyolites), Dj Filfila (Granites) et au Cap de Fer et l'Edough (diorites, andésites, rhyolites et microgranites). Ce magmatisme est accompagné le plus souvent de phénomènes hydrothermaux auxquels sont liées la plupart des minéralisations polymétalliques de la partie septentrionale du Nord Est algérien ([Aissa. D. E 1996, 1996](#); [Benali. H. 1993](#); [Graine Tazerout. K. 1997](#)).

I.3. Analyse lithostratigraphique

L'étude stratigraphique des formations affleurant dans la région de Guelma (annexe 1) et sont représentées par des terrains allant du Trias jusqu'au Plio-quaternaire (**Fig. 2**).

I.3.1. Trias

Les formations triasiques de la région du Nador N'Bails et de la Mechrouha se présentent comme une association de cargneules, de dolomies, de calcaires dolomitiques, de schistes et de grès, englobés dans des argiles rouges et des gypses ([Chouabi 1987](#)).

Le Trias apparaît souvent en position chevauchante sur les terrains avoisinants : c'est le cas au Sud de la station du Nador, sur les molasses néogènes du bassin de Guelma ([J.M Vila 1972](#)).

L'étude détaillée des contours montre que le Trias jalonne les contacts anormaux qui ont données naissance au grand bassin molassique de Guelma ([Chouabi 1987](#)), c'est le cas du bassin Mechrouha-Ain Tahmamine.

I.3.2. Formation du Néocomien

Les formations du Néocomien affleurent au niveau du Douar Bou Zitoun, près du village « Héliopolis ». Elles sont représentées par des calcaires sombres, parfois micritiques, et/ou dolomitiques. Ces calcaires forment des bancs très épais et montrent un alignement Est-Ouest

sur plus de 2.5km. Ils sont surmontés en concordance par la série marneuse complète du Crétacé moyen et supérieur (Dareste de la Chavane. J.C 1910).

Vers les extrémités Est et Ouest de cette bande de calcaire du Néocomien inférieur et moyen, la série du Crétacé moyen et supérieur, formée de marnes et marno-calcaires apparaît étirée et comprimée de telle sorte que les calcaires à inocérames du Sénonien viennent reposer presque directement sur les calcaires néocomiens (Dareste de la Chavane. J.C 1910).

Ces phases d'étirements et de décollements de strates semblent être à l'origine de la mise à jour des minéralisations (calamine (mélange d'oxyde de zinc et d'oxyde ferrique), galène, antimoine et barytine), qui apparaissent principalement aux deux extrémités de ce massif calcaire, notamment à Hammam Berdaa.

Deux autres petits affleurements de calcaires analogues aux précédents, s'observent à l'Ouest d'Héliopolis.

I.3.3. Les formations du Barrémien

Représentées essentiellement par des marnes et marno-calcaires. Ces formations barrémiennes affleurent à environs 4km au Sud-Ouest de la ville de Guelma sur la rive droite de Seybouse, ainsi que dans le ravin de Châbet El Biade, à proximité de Dra El Krouche et Djebel Bou Sba (Vila, J. M. et al, 1968). Elles sont recouvertes à l'ouest par des grés ; alors qu'au Nord et à l'Est, elles sont recouvertes par les argiles gypseuses et les molasses du Miocène ainsi que par les travertins pliocènes de Guelma.

Par endroit, une faune abondante de céphalopodes pyriteux est signalée dans la partie sommitale de la série Barrémienne, formée par une alternance de marnes et de marno-calcaires.

I.3.4. Les formations de l'Aptien

Elles affleurent à Koudiat Enchir, Djebel Djabana et à Bou Zitoune, ces formations comportent des calcaires gris bleu parfois oolithiques en banc atteignent parfois 6 mètres d'épaisseur, sur les quels viennent des calcaires bleus micritiques en banc plus en plus épais et contenant une riche faune.

I.3.5. Les formations de l'Albien

Les formations de l'albien, affleurent sur le versant Sud-Est du Dj Bou Sba. Elles sont représentées par des marnes schisteuses noires ou grises. Ces marnes renferment de petit lits de calcaire micritique noirâtre et/ou verdâtre vers le sommet. La microfaune peu abondante dans ces formations est surtout représentée par de rares hedbergelles (Lahondère. J. C. 1987).

I.3.6. Les formations du Vraconien

Ce sont des formations représentées par une dizaine de mètres de marnes vertes dans lesquelles sont intercalés des bancs décimétriques de calcaires micritiques de couleur également verte. Parfois, les formations du Vraconien débutent par de gros bancs de calcaires micritiques bleutés à radiolaires, les formations du Vraconien affleurent à l'extrémité Est de Dj Debagh ([Lahondère. J. C. 1987](#)).

I.3.7. Les formations du Cénomanién

Le Cénomanién débute par une alternance de petits bancs décimétriques de calcaires micritiques verts et de marnes de même couleur. L'importance des niveaux de marnes vertes croit vers le haut de la série. Ce premier ensemble peut dépasser 50 mètres d'épaisseur. Les parties supérieures de cet étage deviennent plus marneuses et les bancs de calcaires micritiques sont espacés de plus de 1 mètre, les teintes restent vertes. L'épaisseur de cet ensemble supérieur varie entre 10 et 20 mètres ([Lahondère. J. C. 1987](#)), le Cénomanién affleure à l'Ouest de Dj Bou Sba ([Vila J.M 1980](#)).

I.3.8. Les formations du Turonien

Le Turonien est représenté par des formations calcaires très réduites, renfermant des débris d'oursins, d'inocérames et de melobesiées, ces calcaires turoniens affleurent à Kef Hahouner ([Raoult. J. F. 1974](#)).

I.3.9. Les formations du Coniacien

Les formations de cet étage sont difficiles à séparer, il est représenté par des alternances de biomicrites et des marnes qui prennent de l'importance au sommet ([Lahondère. J. C. 1987](#)).

I.3.10. Les formations du Santonien

Le Santonien affleure à Dj Bou Sba, il est représenté par des marnes feuilletées bleues à la base, surmonté par des marnes argileuses de teinte verdâtre ([Lahondère. J. C. 1987](#)).

I.3.11. Les formations du Sénonien (Campanien et Maestrichtien)

Le Campanien : les formations de cet étage affleurent au Sud-Ouest de Guelma au niveau de Koudiat Djebissa, il débute par des marnes bleutées avec des niveaux de biomérite, plus fréquents vers le sommet de la série, l'épaisseur est de l'ordre de 100 mètres.

Le Maestrichtien : affleure autour de Dj Bou Sba, représenté par des marnes pyriteuses grises à bleues surmontées par des calcaires biomicritiques clairs ([Lahondère. J. C. 1987](#)).

I.3.12. Les formations du Paléocène

Représentées par des marnes noires à globigerina et globorotalia, cette formation affleure au-dessus des formations du Maestrichtien du massif de Bou Zitoune, l'épaisseur est de 20 à 25 mètres ([Lahondère. J. C. 1987](#)).

I.3.13. Les formations de l'Eocène inférieur et moyen

Au Nord de la vallée de Seybouse, au-dessus des couches du Paléocène inférieur à échinides affleure une assise importante de calcaires et de marno-calcaires de couleur gris bleue à noire, avec intercalation de lits à rognons de silex noirs, signalé à cet endroit par J.C de la Chavane pour la première fois ([Lahondère. J. C. 1987](#)).

Les formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène :

Elles sont représentées par des formations de type flysch, avec leur faciès gréseux et argilo-gréseux habituel. Ces formations recouvrent de vastes étendues dans la région de Guelma. Elles sont formées d'une manière générale, par un ensemble d'assises de grés plus au moins grossiers et quartzeux et par des argiles souvent feuilletées et schisteuses, intercalées parfois de bancs de quartzites et/ou de marno-calcaires en plaquettes ([Lahondère. J. C. 1987](#)).

Les flysch du Numidien:

Les formations du flysch du Numidien, sont les plus répandues dans la région de Guelma. Elles forment l'essentiel du massif d'El Houara et la partie Nord du massif de Beni Marmi.

Le sommet de la série numidienne est représenté par des grés à grains de quartz hétérométrique de couleur variable (blanchâtre, jaunâtre, grisâtre, brunâtre). Ces grés sont organisés en bancs épais, intercalés de lits argilo-gréseux.

Ces grés surmontent une assise d'argiles jaunes schisteuses, avec des intercalations de niveaux de calcaires argilo-gréseux. La base de la série numidienne se termine par des argiles schisteuses, de couleur souvent brun rosé, contenant des lentilles et des rognons de quartzites noires ([Lahondère. J. C. 1987](#)).

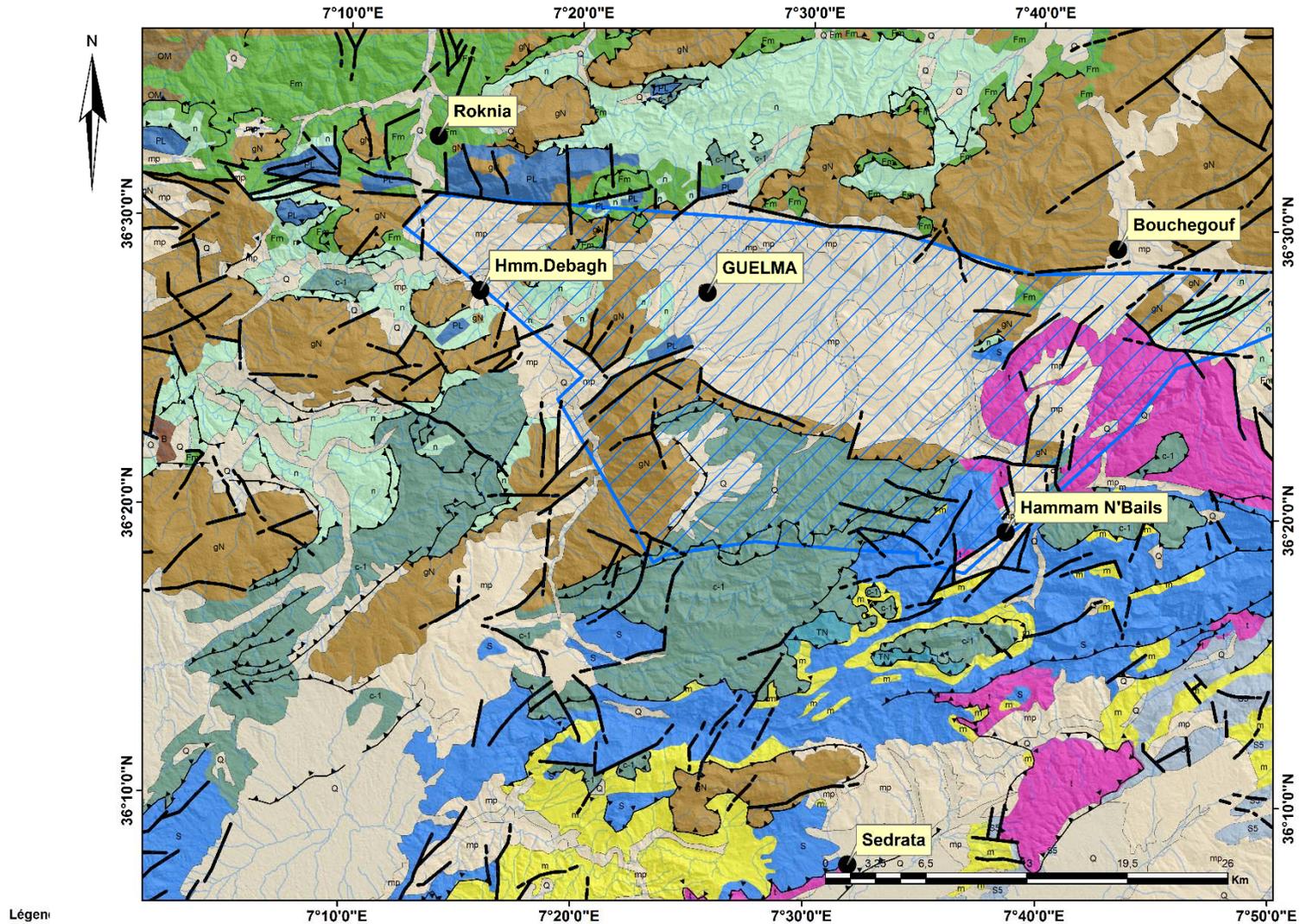


Figure 2. Carte géologique de Guelma modifiée (Vila. J.M 1980).

Légen:

- Villes
 - Hydrographie
 - Failles
 - ▲ charriages
 - ▭ Bassin pull-appart
- Lithostratigraphie
- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> ■ nappe numédienne: grès numidiens et série mixtes ■ Fm: Eocène sup Flyschs à marno calcaire ■ OM: olistostrome à flyschs resédimentés ■ PL: crétaé calcaires massifs ■ Q :(villafranchien à actuel) quaternaire indifférencié ■ S : néritique constantinois carbonaté ■ S5: Sénonien calcaires | <ul style="list-style-type: none"> ■ TN: Flysches ■ c1: marnes noires ■ gN: grés numédiens ■ m :miocène argiles grise à gypse parfois une couche rouge à conglomérat ■ mp :mio-plioquaternaire ■ n: nappe epi-tellienne de H.Ouled Ali: Barrémien - Sénonien Sup : Marnes, marno-calcaires et schistes noirs. ■ t: Trias argiles et brèches gypseuses |
|--|--|

I.3.14. Les formations du Miocène

Le Miocène inférieur est représenté par des dépôts franchement marins ; alors que le miocène moyen et supérieur, sont successivement représentés par des dépôts laguno-marins, laguno-saumâtres et enfin fluvio-terrestres.

Le Miocène inférieur est composé par des grés verdâtres glauconieux, surmontant des marnes bleues et gris verdâtres.

Le Miocène moyen et supérieur est représentés par des marnes, des argiles et du gypse. Ces formations occupent les grandes dépressions actuelles, alignées d'Est-Ouest et qui semblent correspondre aux anciens bassins de dépôts de flyschs.

Les affleurements les plus importants des marnes gypseuses du Miocène moyen et supérieur s'observent sur les flancs des collines des localités dites Mechta El Acheche et Belkheir se trouvant à environ 3km au Sud-Est de Héliopolis qui domine la rive gauche de la Seybouse. Dans ces régions, les marnes gypseuses du Miocène moyen et supérieur montrent une grande puissance de ces formations.

I.3.15. Les formations du pliocène

Dans le bassin de Guelma, le Pliocène est représenté par deux terrasses alluviales en étages :

- Une terrasse composée par des formations alluvionnaires à stratification horizontale, comportant principalement des galets roulés assez volumineux, noyés par endroits dans des limons rougeâtres.

Ces alluvions anciennes se relient au pied du massif gréseux d'El Houara à un important cône de déjection torrentiel et forment ainsi, le plateau du Dj Zemzouma.

- Un deuxième niveau, représenté par deux faciès principaux, tous les deux continentaux : alluvions et calcaires travertineux, comblent les ravins de la précédente terrasse dans le fond de la vallée de la Seybouse.

Les alluvions du Pliocène atteignent parfois des épaisseurs énormes. Elles sont constituées soit par des galets roulés assez volumineux appartenant en majorité aux formations du flysch gréseux, très répandu dans cette région et facilement attaqué par l'érosion. Ces galets sont le plus souvent, noyés dans des limons rouges ou jaunes.

Dans la région de Guelma, les formations de calcaires travertineux semblent se rattacher latéralement à une vaste nappe de dépôts de calcaires lacustres. Ces calcaires travertineux localisés surtout dans la partie occidentale du Guelma, ne montre pas un faciès partout homogène. En effet au centre du bassin, ces calcaires travertineux se présentent en alternance

avec des lits marneux, des lits de marno-calcaires et des lits de poudingues. Dans la partie Est et Nord du bassin, ces travertins se relèvent régulièrement sur les bords du bassin et surtout sur la bordure Sud, épousant ainsi les formes de la topographie. On peut les suivre sans discontinuité depuis Guelma jusqu'au pied du massif de Mahouna.

I.3.16. Les formations du Pléistocène

Comme les formations du Pliocène, celles du pléistocène sont représentées dans cette région par des sédiments fluvio-continentaux. Elles montrent également, deux types de faciès : un faciès alluvionnaire et un faciès travertineux.

1. Les faciès alluvionnaires

Les alluvions récentes montrent, comme également les anciennes, un développement important dans la vallée de la Seybouse. Ces alluvions récentes se composent de cailloux roulés de tailles variables, appartenant en grande partie au flysch gréseux. Ces éléments, souvent assez volumineux, sont soit noyés dans un limon argileux, soit dans une matrice gréso-calcaire.

2. Les faciès travertineux

Les sources thermales qui existaient dans cette région au cours du Pléistocène, ont donné lieu à des dépôts de travertins de ruissellement. Ces dépôts travertineux se présentent en de nombreux points soit sous forme de nappes épousant la surface du sol, soit sous forme de carapaces ou sous forme de dômes tuffacés (**photo. 1**). Ces derniers s'observent au Nord de la vallée de Seybouse près de Héliopolis et en d'autres points, notamment à Hammam Debagh et Hammam N'Bails.

I.4. La tectonique de la région de Guelma

La région de Guelma, située entre le littoral et les abords des hauts plateaux se caractérise par un dispositif structural assez complexe. C'est précisément dans cette zone que se sont manifestés successivement à toutes les époques avec le plus d'intensité les mouvements orogéniques qui ont affecté cette partie de l'Algérie.

La région qui correspond à la chaîne de l'Atlas tellien et au Tell dont fait partie la chaîne numidique, se trouve extrêmement tordue et on y trouve représentés des exemples d'accidents tectoniques de tous genres.

Selon [Daresté de la Chavane. J.C \(1910\)](#), les effets tectoniques dans la région de Guelma se sont manifestés surtout par des phénomènes de compression et de refoulement intense des plis qui sont en général déversés vers le Sud et le Sud-Est. Ces plis souvent empilés les uns sur les autres, se chevauchent et se recouvrent à la façon d'écaillés imbriquées. Ce phénomène de

structure écaillée est fréquent dans la chaîne atlasique. Dans ces plis déversés, les flancs inverses sont le plus souvent supprimés par compression et/ou par étirement.

Les flancs synclinaux s'observent par endroit, dans les zones plus ou moins épargnées par les effets tectoniques. Quant aux voûtes anticlinales, elles sont assez rares et quand elles existent, elles se trouvent plutôt à l'état de brachy-anticlinaux ou de dômes, structurés en horst et graben.



Photo 1. Dépôts travertineux à Hammam Debagh.



I.4.1. Les plis

Les mouvements tectoniques tertiaires et en particulier, les mouvements post-Eocène moyen, contemporains des mouvements pyrénéens, paraissent avoir été les plus importants dans cette région. Ils se sont manifestés par des alignements (plis ordinaires, plis déversés, plis imbriqués, dôme en chapelet, affleurements anormaux de Trias en lame et en ellipse à orientation Est-Ouest, légèrement courbés dans la direction Sud Ouest-Nord Est.

Certains axes de plissements de direction Nord-Sud, sans doute déjà esquissés et d'âge Hercynien ou Mésozoïque, se mettent à rejouer de nouveau et donnent lieu à des plis orientés dans la direction Nord-Sud, mais toutefois moins accentués que ceux de direction Sud Ouest-Nord Est.

Dans la région de Guelma, les plis d'orientation Est-Ouest sont représentés au niveau de la chaîne du Taya-Debagh et qui se prolongent vers l'Est par le massif du Bou Zitoun et du Dj El Hourara.

Quant aux alignements Nord-Sud, la boutonnière barrémienne de Guelma et celle du Dj Bou Sba montrent un exemple fort démonstratif. Un autre alignement s'observe plus à l'Est, et sa direction paraît être indiquée par les affleurements triasiques du Dj Tifech, de Ras El Alia, de Hammam N'Bail et du massif du Nador.

Selon [Dareste de la Chavane](#). (J.C 1910), dans ces systèmes d'alignements, l'orientation de chaque tronçon de pli tend d'Est-Ouest, en allant vers l'Est, à se courber vers le Nord-Est, en se rapprochant des plis N-S, qui jouent le rôle d'axes de rebroussement. Cet infléchissement successif des tronçons de plis de direction Est-Ouest vers le Nord, détermine la direction générale des lignes orographiques qui sont sensiblement Sud Ouest-Nord Est.

I.4.2. Contacts anormaux

-les failles : Ce type de contacts par failles s'observent généralement, autour des dômes et des brachy-anticlinaux (dômes structuraux) constitués par les calcaires récifaux éocènes et créacés de la chaîne du Taya Debagh. A titre d'exemple, dans les massifs du Taya et Dj El Grar, suite à l'effondrement de la partie centrale du dôme s'observe reposent en discordance sur les assises marneuses du Barrémien.

-les chevauchements : Ce type de contact est induit d'une part, par le déversement des plis (cas du chevauchement par pli déversé dans le massif de Dj Bou Sba) et d'autre part, par la montée diapirique des formations du Trias, qui traversent des terrains de différente nature et de différents âges (depuis le Lias jusqu'au Miocène).

-les discordances : Les discordances de la région de Guelma sont essentiellement représentées par la discordance des flyschs sur les formations créacées et miocènes et celle des formations pliocènes sur les formations du Miocène supérieur.

I.5. Reconstitution paléogéographique

Le paysage de la région d'étude a dû être édifié suite à la manifestation de phases tectoniques, donnant la disposition actuelle des différentes unités allochtones. La genèse du relief actuel a

débuté pendant le Miocène inférieur suite à la compression de l'édifice et une transgression de la mer miocène. Le résultat a donné la mise en place des unités telliennes allochtones dans le sillon écaillé de Sellaoua et sur le domaine néritique. Les formations numidiennes viennent ensuite pour couronner tout l'ensemble. A partir du Miocène supérieur ; la mer miocène a connu une régression synchrone avec des mouvements de réajustement de l'édifice. Ces derniers ont conduit à la naissance du bassin actuel de Guelma.

Ce phénomène d'éventrement vers le début du Quaternaire est facilité par l'existence de grands reliefs endossant le bassin au Nord par Djebel Haouara et au Sud par la Mahouna. L'érosion continue à laquelle était exposé cet édifice a mis à jour les alluvions couvrant toute la vallée et formé les terrasses :

- Miocène supérieur : naissance et remplissage du bassin
- Plio-Quaternaire : éventrement du bassin- naissance de la vallée de la Seybouse
- Quaternaire : - écoulement - érosion dans le bassin
- Quaternaire récent : dépôts des alluvions

I.6. Cadre Hydrogéologique

La détermination des différents aquifères existant dans une région nécessite une étude hydrogéologique, l'identification des aquifères et la détermination de leurs caractéristiques hydrogéologiques permettant de reconnaître les potentialités en eau souterraine de la région.

L'étude hydrogéologique de la zone d'étude est nécessaire pour la détermination des différents aquifères existants et pour une meilleure connaissance des différentes formations qui les constituent. L'objectif est donner une idée sur les ressources d'alimentation aussi bien que les différents points d'émergences.

Dans le système hydrogéologique de la région de Guelma, l'Oued Seybouse coule entre deux seuils imperméables formés par les marnes du Trias à l'Est (au niveau du Nador).

Il s'agit d'une zone d'effondrement remplis par des dépôts du Miocène (argiles et marnes à gypse) et quaternaire (alluvions hétérogènes sous forme de terrasse). Ces alluvions souvent très perméables et surtout très épaisses constituent une nappe importante alimentée par les infiltrations des eaux de pluies et par les apports latéraux du bassin versant de la Seybouse. Les infiltrations conduisent l'eau superficielle en profondeur formant le siège d'un réservoir thermal très important dans la région d'étude et les zones avoisinantes.

A la base de la description des différentes unités géologiques et de l'interprétation des coupes géoélectriques et gravimétriques recueillies dans les différentes études élaborées par ([CRAAG 2004](#); [ENAGEO 1971, 1997](#)), nous avons pu identifier et localiser trois aquifères suivants : (1)

la nappe alluvionnaire de Guelma d'âge mio-plio-quaternaire ; située au centre de la zone d'étude, (2) la nappe des calcaires néritiques et sénoniens de la région d'Héliopolis (3) et la nappe des calcaires éocènes de Ras El Agba- Sellaoua Announa à l'ouest de la zone d'étude et (4) la nappe des formations carbonatées de la région de Ain Larbi- Bou Hachana d'âge Yprésien : Il est situé au sud-est de la région d'étude.

I.6.1. La nappe alluvionnaire de Guelma

Elle est située dans la vallée de l'Oued Seybouse en grande partie sur sa rive droite. Elle est traversée par l'Oued Seybouse d'Ouest en Est, depuis Medjez Amar jusqu'à Nador. C'est une zone d'effondrement comblée par des dépôts miocènes qui forme le substratum (argiles et marnes à gypses) et quaternaires (alluvions hétérogènes sous forme de terrasses).

Ces alluvions sont perméables et sont alimentés par les eaux d'infiltrations des pluies et les apports latéraux du bassin versant de l'Oued Seybouse. Elle est constituée de trois terrasses distinctes (basse, moyenne, et haute).

I.6.1.1. La basse terrasse (terrasse actuelle)

C'est la vallée dans laquelle coule l'actuel Oued Seybouse. Elle est formée de graviers, de sable et de galets. Son épaisseur n'est pas importante et croit d'Ouest en Est entre 8 m au Nord la ville de Guelma et 16 m au Nord de Boumahra. Le substratum est constitué de marnes à gypses et d'argiles du Miocène dans sa partie Ouest. A l'Est, il est constitué d'argiles et de grès numidiens. Cette partie est exploitée par des puits ordinaires de quelques mètres de profondeur ([Société française d'ingénierie \(Sogréah\). 2005](#)).

I.6.1.2. La moyenne terrasse

Elle est constituée d'éléments détritiques relativement fins en alternance avec des passées argileuses. Le substratum est toujours marneux à gypseux. On note que l'épaisseur est plus importante que celle de la basse terrasse ([Société française d'ingénierie \(Sogréah\). 2005](#)).

I.6.1.3. La haute terrasse

Elle est située au Sud de la moyenne terrasse et formée d'alluvions grossières plio-quaternaires (galets, graviers, grès, sables et quelques passées argileuses) perméables. La couche superficielle montre une affinité argileuse nette ([Société française d'ingénierie \(Sogréah\). 2005](#)).

Le substratum est aussi constitué de marnes à gypses et d'argiles du Miocène jusqu'à l'Oued Boussora. Vers l'Est, il est constitué d'argiles éocènes. L'épaisseur de cette partie de la nappe

aquifère est plus importante que celles des deux premières et varie de 50 m à 150 m dans les secteurs entre Belkheir et Boumahra. Elle est limitée au Sud par les travertins de Guelma qui l'alimentent en partie.

I.6.2. La nappe des calcaires néritiques et sénoniens d'Héliopolis

Les limites exactes de cette nappe sont inconnues parce qu'elle est recouverte par les nappes telliennes et ultra telliennes. Les affleurements calcaires néritiques qui font partie du groupe Nord –oriental des séries néritiques, sont isolés et de tailles variables (Vila J.M 1980). Dans la région de Hammam Ouled Ali, ces formations carbonatées sont représentées par quelques dizaines de mètres du Sénonien supérieur calcaire biodétritique ou micritique analogue à celui de Douar Bouzitoune (Héliopolis). Ces formations plongent en profondeur vers l'Est, sous les nappes de charriage pour réapparaître d'abord dans la région de Bouzitoune, puis en petite fenêtre près de la source romaine (Hammam Bradaa). Elles sont exploitées par un seul forage de 173 m de profondeur qui donne un débit de 20 l/s alimentant le village. Une surexploitation de ce forage a provoqué l'aspiration des eaux thermales de la source du Hammam Bradaa. Ce qui indique les faibles potentialités dans cette partie de l'aquifère. Depuis le Djebel Debar, jusqu'à hammam Bredaa où ces formations affleurent, la réalisation des forages El Fedjoudj II, Bouzitoune et Hammam Bradaa, a permis de supposer la continuité de ces formations selon cet axe.

Le forage El Fedjoudj II de 220 m de profondeur a donné 73 l/s avec un niveau statique de 57 m. Il a rencontré les formations carbonatées à 198 m. Dans la région de Bouzitoune, les six forages réalisés selon un axe Sud Est-Nord Ouest perpendiculaire au premier ont permis de délimiter ces formations carbonatées néritiques selon cette direction.

En effet, au Sud et au Nord de cet axe le toit calcaire se trouve à 500 m (forage de Bredaa et Bouzitoune II), alors que dans la partie centrale il est rencontré à 98 m par le forage Bouzitoune I. La continuité de cet aquifère vers Hammam Bredaa est aussi vérifiée par l'interférence enregistrée dans les forages (La carrière et la source) suite à la mise en service de Bouzitoune I et II.

Le néritique du secteur d'étude recèle une karstification très intéressante (située à des profondeurs variables entre 50 et 350 m) du point de vue étude et exploitation du système. L'aquifère est exploité à ce jour par une dizaine de forages avec un débit total de 357 l/s.

I.6.3. La nappe des calcaires éocènes de Sellaoua Announa - Ras El Agba

Quelques sources de faibles débits sortent des barres marno-calcaires intercalées dans les marnes schisteuses. Les marnes noires du Dano-Montien constituent le substratum et supportent les calcaires à silex. Ces formations calcaires font partie des séries telliennes (Vila J.M 1980). Les trois forages de reconnaissance et d'exploitation réalisés à Ain Brinis, ont permis de distinguer de haut en bas l'alternance :

- 1- Marnes grises d'âge Paléogène.
- 2- Calcaires massifs d'âge Eocène.
- 3- Marnes à débris d'âge Lutétien.

Les sources sortant de ces calcaires sont importantes, les principales sont Ain Beida (**Sellaoua Announa**) qui apparaît dans les éboulis et Ain Sbaa (le débit varie de 0.4 à 2 l/s) à l'Ouest de Ras El Agba.

Les autres sources se situent entre le Djebel Announa et Bled Ben Tounsi (Deleau. P. 1952) à l'Ouest de la région d'étude. Ces sources indiquent l'existence d'un aquifère à la base des grès oligocènes (CRAAG 2004).

Ces forages destinés à l'alimentation de Ras El Agba et Sellaoua Announa donnent un débit voisin de 30 l/s qui est proche de celui donné par (GAUD. B. 1976), estimé à 25 l/s.

I.6.4. La nappe des formations carbonatées de la région de Ain Larbi- Bou Hachana

Les forages exploités dans l'aquifère des calcaires yprésiens de Bouhachana-Ain Larbi, donne un débit de 143 l/s. Les formations calcaires affleurent par endroits notamment sur la rive droite d'Oued Halia dans la zone de Bouhachana est considérée comme la continuité des séries de Sellaoua Announa. Les logs stratigraphiques des forages indiquent la présence de zones fissurées et karstifiées bien développées entre 70 et 100 m de profondeur en moyenne d'après les pertes des boues et absence de remontée des cuttings durant l'exécution des forages. Ces formations carbonatées constituent un aquifère important, qui alimentait la ville de Guelma avant l'exploitation des eaux du barrage de Hammam Débagh. L'ancienne source de Halia débitait près de 100 l/s avant la réalisation des premiers forages.

I.7. Inventaire et répartition des sources hydrothermales et froides

53 sources recensées dans la région, 13 sources thermales et 40 sources froides échantillonnées (Fig. 3).

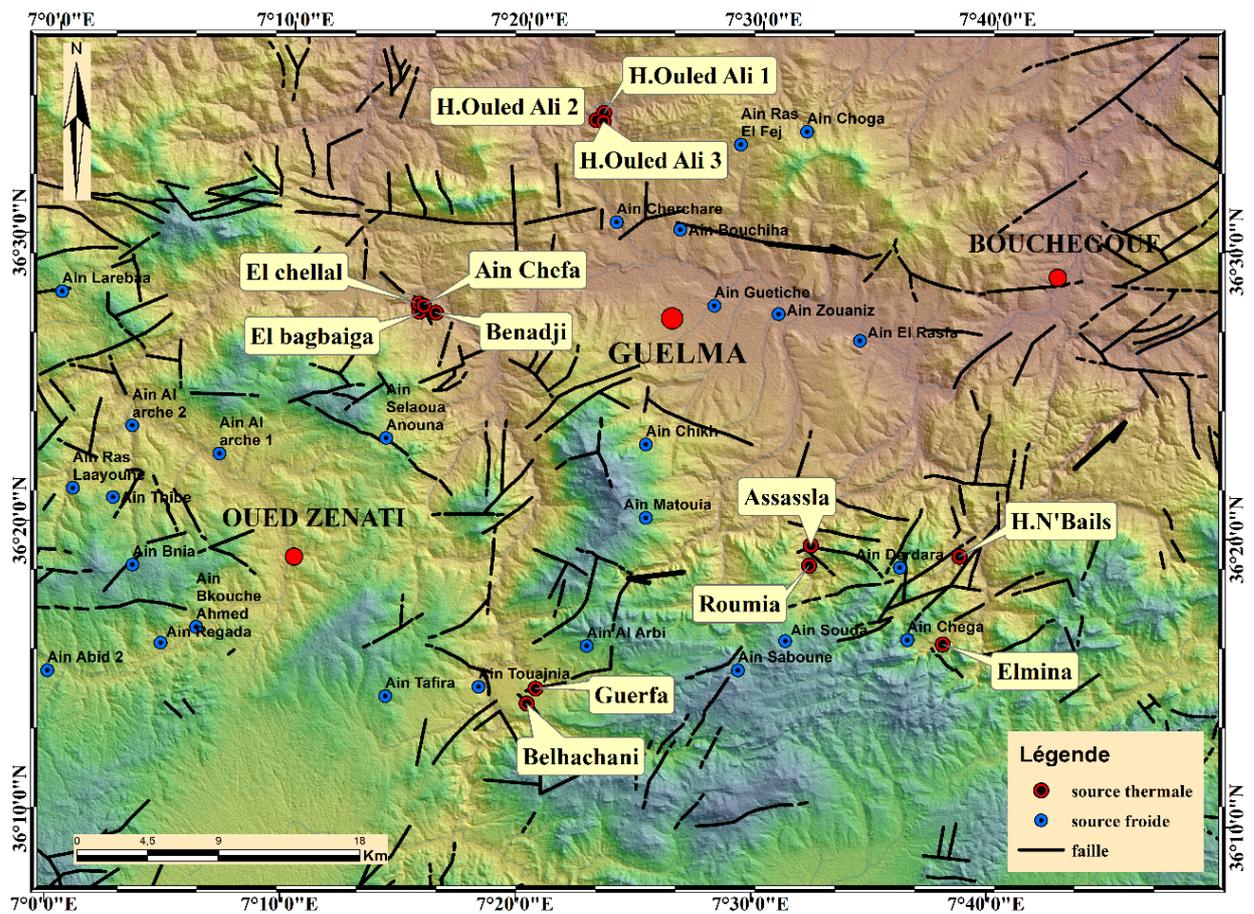


Figure 3. Carte d'inventaire des sources thermales et froides dans la région de Guelma (Année 2016).

I.8. Conditions géologiques d'émergences des sources thermales

I.8.1. Sources thermales de Hammam Ouled Ali (photo. 2)

Au Nord de Guelma, les émergences se trouvent sur la rive gauche de l'Oued El Hammam au nord de Dj. Debar dans les formations néritiques nord-oriental (**Fig. 4**). Dans le lit de l'Oued El Hammam on note la présence d'un affleurement marno-calcaire et schistes noirs, d'âge sénonien transgressif. Les sources chaudes sortent toutes le long de la ligne de faille ([Durand Delga 1955](#)), sur la rive de l'oued, ces eaux sont incolores, des odeurs de œufs pourris avec une présence de dépôt de sulfure (jaunâtre), de boues et des algues, cette source présente plusieurs griffons qui accompagne le griffon principal est caractérisée par un débit de **119 l/s** ([DHW Guelma 2011](#)).

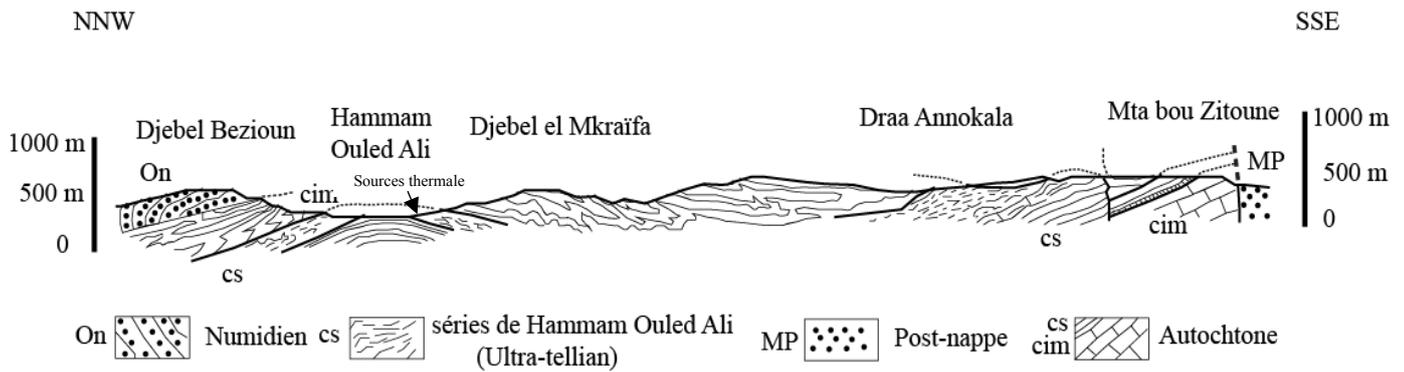


Figure 4. Coupe géologique de Hammam Ouled Ali (Vila, J. M., Busnardo R., Devries A., Magne J. et Sigal J. 1968).



Photo 2 . Hammam Ouled Ali.

I.8.2. Sources thermales de Hammam Debagh

L'ensemble des sources thermales de la région de H. Debagh émergent dans les travertins déposés par les sources thermales (Deleau. P. 1938, 1952; Dib 1985; Issaâdi. A 1992; Verdeil 1974). Les eaux jaillissent à la faveur d'une faille N 20° E (Deleau in Dib, 1985) (Fig. 5), qui traversent les formations calcaires de l'Aptien, les marno-calcaires du Sénonien jusqu'au Jurassique dolomitique en profondeur, les caractéristiques organoleptiques sont similaires aux sources de Ouled Ali mais avec des débits importants dont la totalité est égale à 77.5 l/s (débit totale de 16 griffons) (DHW Guelma 2013) (Photo. 3).

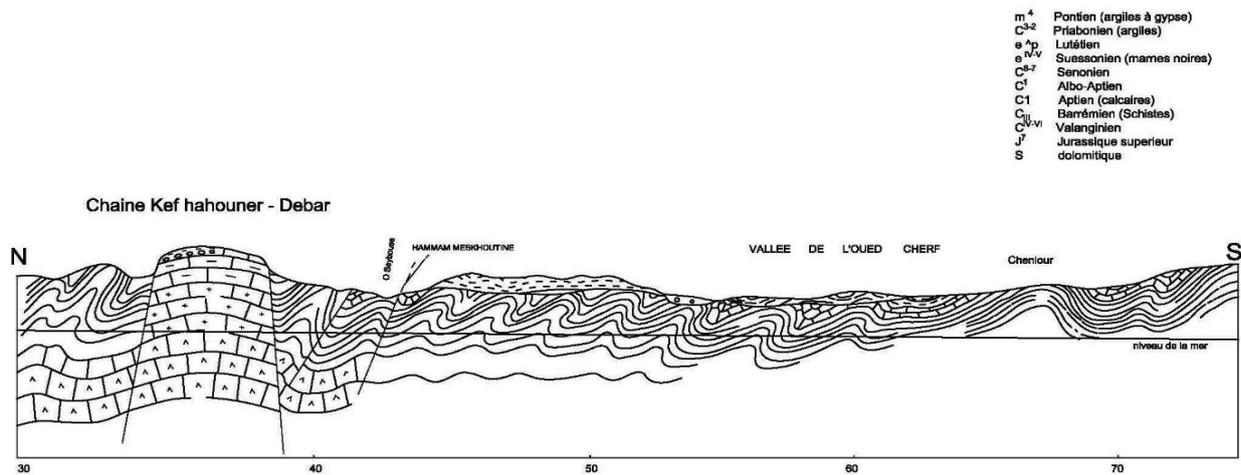


Figure 5. Coupe géologique de Hammam Debagh (in Dib 1985).



Photo 3. Hammam Debagh.

I.8.3. Sources thermales de Hammam Belhacheni et Guerfa

Les sources de H. Belhacheni (**Photo. 4**) située à 10 km de Ain Makhlouf et à 10 km de Ain El Arbi, émergent dans un terrain de travertins et de tufs quaternaires. Ces derniers couvrent des calcaires blancs d'âge Yprésien – Lutétien inférieur.

L'eau chaude sort à travers les fissures des massifs calcaires à la faveur d'une faille ou pli-faille marquée par la présence de marnes noires et d'argiles grises à gypses parfois rougeâtre à conglomérats, cette source est caractérisée par un régime constant durant toute l'année avec un débit de **15 l/s**, les eaux sont incolores avec une odeur de soufre (dégagement de H₂S) (Dib 1985).

Les sources de H. Guerfa (**Photo. 5**), elles portent dans des travertins et des tufs hydrothermaux du Quaternaire avec une pente importante. Lors des séismes, l'eau sort avec une couleur rouge (particules d'argiles) pendant quelques jours, ce qui indique que l'émergence se fait à travers

une zone active sur des formations tendres (gypses à conglomérats), les eaux de cette source présente les mêmes caractéristiques organoleptiques que celles de H. Belhacheni, le débit est de l'ordre de 11l/s.



Photo 4. Griffons de Hammam Belhacheni.



Photo 5. Griffons de Hammam Guerfa.

I.8.4. Sources thermales de Hammam Assassla et El Romia

La source sort sur la rive de l'oued El Hammam, géologiquement composés par des marnes noires et des calcaires massifs, de l'autre côté du massif la source El Romia émerge au pied mont de la falaise (**Photo. 6**) qui fait partie du mole néritique constantinois avec un faciès carbonaté, les eaux de deux sources sont incolores et caractérisées par une odeur d'œufs pourris avec une présence d'une couche de dépôt grisâtre (présence de la matière organique), le débit calculé est de **15-20 l/s** pour H. Assassla et **20 l/s** pour H. El Romia (**Photo. 7**).

Photo 6. Hammam El Romia.

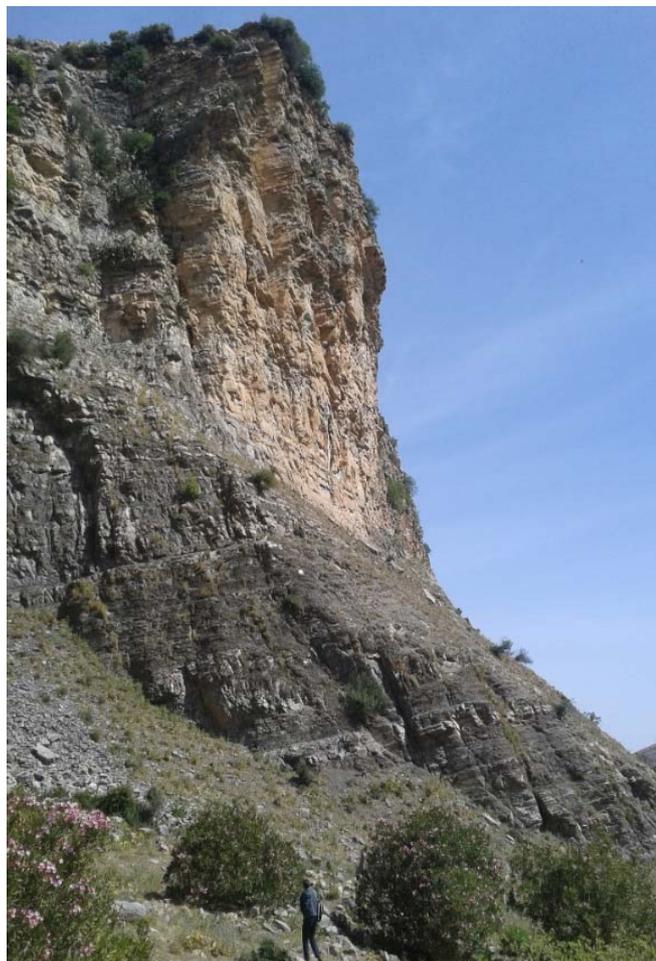




Photo 7. Hammam Assassla.



I.8.5. Sources thermales de Hammam N'Bails et El Mina

Les sources thermales émergent sur la rive droite de l'Oued El Melah. On peut noter la présence d'un complexe gypsifère important (Trias-Crétacé supérieur) (Dib 1985), en réalité le hammam existe naturellement sous forme des griffons qui remontent en surface à la faveur d'un important accident tectonique. Les formations sédimentaires rencontrées dans le secteur sont d'âge Crétacé supérieur et Eocène, elles sont en contact anormal avec le complexe gypsifère. Les dépôts tuffacés indiquent la présence dans la vallée de l'Oued El Melah d'anciennes sources thermales aujourd'hui taries. (Dib 2008), les eaux de la source sont incolores et sont inodores, le débit estimés est de **06** l/s.

I.9. Conclusion

En Algérie du Nord, la chaîne des Maghrébides montre trois domaines, du Nord au Sud on peut distinguer le domaine interne (socle et dorsale kabyle), le domaine médian (flyschs) et le domaine externe.

La région de Guelma appartient à l'ensemble géologique du domaine externe (Tell externe), on peut distinguer 3 ensembles :

1-Domaine Post-nappes (formations récentes) : - les alluvions quaternaires ; - les travertins du bassin de Guelma ; - les travertins du bassin d'Ain Makhoulf et, - les calcaires lacustres (Mio-Pliocène) ;

2-Domaine allochtone : les formations numidiennes ; les formations Ultra-telliennes ; les formations telliennes à Globigérines et à Nummulites, calcaires yprésiens.

3-Domaine Para-autochtone : - les formations Sellaoua ; - les formations néritiques

Le bassin de Guelma recèle des potentialités hydriques importantes réparties sur quatre aquifères, que l'on peut décrire comme suit :

-L'aquifère des alluvions Mio-Plio-Quaternaires de Guelma ; Il est situé au centre de la zone d'étude, cette aquifère Quaternaire est un bassin d'effondrement de 106 km² constitué de terrasses ; haute, moyenne et basse, disposées en gradins essentiellement sur la rive droite de l'Oued Seybouse. Elles sont alimentées en partie par l'aquifère des travertins situés à leur amont. L'aquifère est drainé par l'Oued Seybouse, qui sillonne le bassin d'Ouest en Est.

-L'aquifère des calcaires néritiques d'âge sénonien (Bouzitoune) et marno-calcaires du Maestrichtien (Guelaât Bou Sbaa) dans la région d'Héliopolis-Fedjoudj : Il est situé au Nord de la zone d'étude ;

-L'aquifère des formations carbonatées d'âge Eocène de la région Ras El Agba-Sellaoua Announa : Il est situé à l'Ouest.

-L'aquifère des formations carbonatées de la région de Bouhachana-Ain Larbi (Ex Gounod) d'âge Yprésien : Il est situé au Sud-est de la zone d'étude.

En profondeur la présence des formations carbonatées d'âge Crétacé forme un puissant réservoir et sa nature carbonatée favorise le développement d'une perméabilité en grande (aquifère karstique), ce réservoir forme le siège d'emménagement et la circulation d'eau chaude.

L'aspect tectonique de la région bien développé représenté par les failles affectant les formations carbonatées et parfois atteint des profondeurs considérables (supérieurs de 6 km) ont facilité la circulation et acquérir des températures importantes et aide à la libération d'un

flux thermique important. Ces accidents dans la plupart des cas sont entrecroisés et leurs points d'intersection sont caractérisés par l'apparition de plusieurs sources hydrothermale

CHAPITRE II
LE THERMALISME DANS SON
CADRE MORPHOSTRUCTURAL

II.1. Introduction

L'analyse morphostructurale consiste à reprendre des documents classiques comme la carte géologique, topographique, photos aériennes et d'autres documents nouveaux tels que les images satellitaires landsat et les modèles numériques de terrains pour les analyser et les interpréter afin d'arriver d'identifier des indices de déformations récentes. Dans le cadre notre travail nous essaierons d'étudier la relation directe et indirecte avec l'activité hydrothermale de la région.

Cette étape d'analyse repose sur les traitements variés indépendants et combinés qui font apparaître localement des réseaux de discontinuités, rappelons qu'une discontinuité peut recevoir une ou plusieurs interprétations. Celles qui ne reçoivent pas, sont considérées comme des indices néotectoniques potentiels (méthode des résidus) (Deffontaines 1990).

Dans ce chapitre nous allons traiter plusieurs facteurs, comme :

- Les altitudes (hypsométrie)
- Les pentes
- Les ruptures de pente du profil en long
- La forme du réseau hydrographique et leurs interactions avec d'autre facteurs internes (la lithologie, la structure) et externe (climat, végétation et effet de l'homme), ainsi que leurs caractéristiques hydrologiques.

L'étude de la fracturation en géologie structurale s'appuie sur plusieurs techniques et méthodes analytiques qui permettent d'avoir une réponse cohérente à une problématique donnée. On citera comme outils la photographie aérienne, les images satellitaires, les Modèles Numériques de Terrain (MNT) et autre techniques de télédétection.

Dans cette phase nous avons fait appel aux techniques de télédétection basées sur l'analyse des photographies aériennes de notre terrain d'étude, l'interprétation des imageries satellitaires et des Modèles Numérique de Terrain (MNT) du bassin de Guelma.

D'autres outils complémentaires à la réalisation de cette partie sont l'hydrothermalisme et la sismicité historique et instrumentale qui vont nous aider à caractériser ces failles et rechercher une éventuelle relation entre l'activité de ces failles et l'hydrothermalisme.

II.2. Morphologie et morphométrie

Les indices définissant les formes du bassin sont définis : aire, pente, périmètres, allongement, asymétrie, courbe hypsométrique (Doornkamp & King 1971; Strahler A.N. 1952). Plus tard des analyses de la distribution spatiale sont apparues : cartes des pentes, surfaces résiduelles (Hilley et al. 2001).

Aujourd'hui le développement du SIG et l'automatisation des calculs de traitement des MNT permettent l'apparition de nouvelles tendances de la géomorphométrie, et qui sont orientées vers l'explication des processus érosifs et des contrôles tectoniques (soit des soulèvements ou affaissements des bassins) sur la formation des reliefs (Deffontaines B 1990; Rockwell & Munroe 1984).

Un des objectifs majeurs de la géomorphologie est de caractériser la façon dont les rivières s'adaptent aux variations des facteurs de tectonique, lithologique, climatique, afin de pouvoir comprendre comment les reliefs évoluent au cours du temps et influence la réponse hydrologique des bassins versants (**Fig. 6**). Comprendre ce qui influence la réponse hydrologique est au centre de la problématique de l'activité tectonique et néotectonique dans notre bassin et chercher la relation intime activité tectonique-hydrothermalisme. Il existe dans la bibliographie de nombreux indicateurs géomorphologiques qui ont été étudiés pour leur capacité à être appliqués à la morphométrie. La caractérisation du relief et des cours d'eau, et de leur évolution au cours du temps, peut être approchée par l'analyse de plusieurs facteurs comme le réseau de drainage, ainsi que la quantification morphométriques du bassin versant (hypsométrie, pente et rugosité...etc.).

L'analyse hypsométrique, selon la méthode de (Strahler A.N. 1952), a été mise en œuvre pour évaluer la dissection et l'évolution du relief. Les courbes hypsométriques ont été construites à partir de modèle numérique de terrain. Représentées sous forme de courbes cumulatives en coordonnées relatives, elles expriment l'aire planimétrique des différentes tranches d'altitude du bassin versant de Seybouse (**Fig. 7**) et leurs sous-bassins. L'intégrale hypsométrique (IH) traduit le volume relatif non érodé : elle est faible pour les bassins très évolués (courbe concave) et élevée pour les bassins plus immatures (courbe convexe). Le bassin de la Seybouse montre une courbe décroissante (**Fig. 8**). En effet, l'intégrale hypsométrique est de l'ordre de 0.5 pour l'ensemble du bassin et varie entre 0.48 et 0.52 pour les micro-bassins et indique que le bassin de Seybouse est mature et présente des processus d'érosion et tectonique équilibrés. HACK J. T. (1973 & 1957) et Snow & Slingerland (1987) ont démontré que la concavité était plus forte quand la charge et la taille des matériaux diminuaient rapidement vers l'aval.

Les données hypsométriques et les altitudes caractéristiques des sous bassins de Seybouse sont récapitulées dans le **tableau 1** (Les mesures sont réalisées à partir des bases d'information numérique que représente le M.N.T et à l'aide du logiciel Arcgis®).

Le relief étudié à travers la carte des pentes (**Fig. 9**) permet de classer les bassins dans les classes R5 (relief assez fort) et R6 (relief fort). Les sous-bassins telliens sont dans la classe "relief fort" mais ils se fractionnent en deux sous-classes : les bassins de l'Oued Mellah sont plus accidentés

que ceux des bassins de l'Oued Bouhamdane. Par contre, le bassin de l'Oued Cherf, situé dans sa globalité dans le domaine des Hautes Plaines, appartient à la classe "R5, relief assez fort". Les pentes très fortes (>35°) couvrent 2.2% de la surface du bassin,

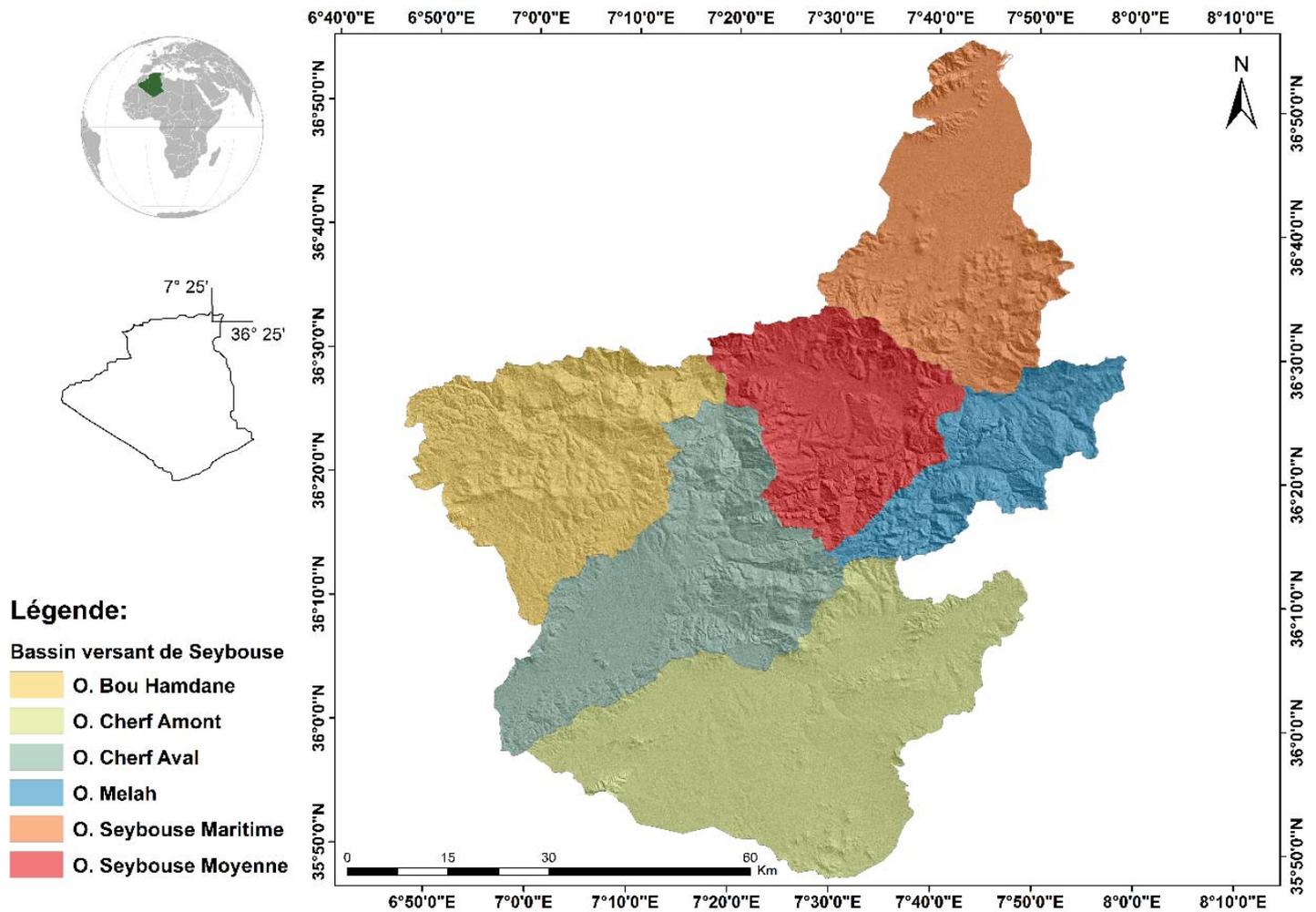


Figure 6. Carte des sous-bassins.

Pour les pentes fortes (25 à 35°) représente 30.8% de la totalité de la surface du bassin, la classe 5 à 10° prédomine avec 34.5 % de l'aire du bassin.

Tableau 1. Caractéristiques des sous-bassins versants de la Seybouse.

Sous bassin	Surface (Km ²)	H-min (m)	H-moy (m)	H-max (m)
O. Bou Hamdane	1106.7	235	765	1299
O. Cherf Amont	1735	677	1150.43	1613
O. Cherf Aval	1197.8	250	842	1436
O. Melah	553	91	695	1300
O. Seybouse Maritime	1063	0	468.58	948
O. Seybouse Moyenne	820	87	741	1396

H : Hauteur

II.3. Etude linéamentaire

II.3.1. Anomalie du réseau hydrographique

Selon (Howard A.D. 1967), la définition d'une anomalie hydrographique correspond à une déviation *locale* du drainage régional et/ou du tracé d'un cours d'eau qui, par ailleurs, et en accord avec la topographie ou la structure régionale connue. Il distingue des anomalies de réseaux de drainage et des anomalies dans le tracé de cours d'eau individuels.

La différenciation entre perturbation et anomalie permet de sélectionner leur importance géographique mais aussi géologique (Deffontaines B 1990). Une somme d'anomalies parallèles et colinéaires peut correspondre par exemple à des trains de fentes en échelons et apporter une information structurale régionale. Dans la littérature certains auteurs (Nordon A. 1931; Prud'homme R. 1972) estiment que le relief n'est pas représentatif de l'importance géologique de certaines structures.

L'analyse des cours d'eau (Fig. 11) permet de dresser un inventaire des zones de *faiblesse*. Il est incomplet car il ne prend pas en compte les interfluves. La classification des anomalies de drainage permet de révéler et d'identifier des zones d'anomalies, qui sont interprétées par la lithologie ou par la structure.

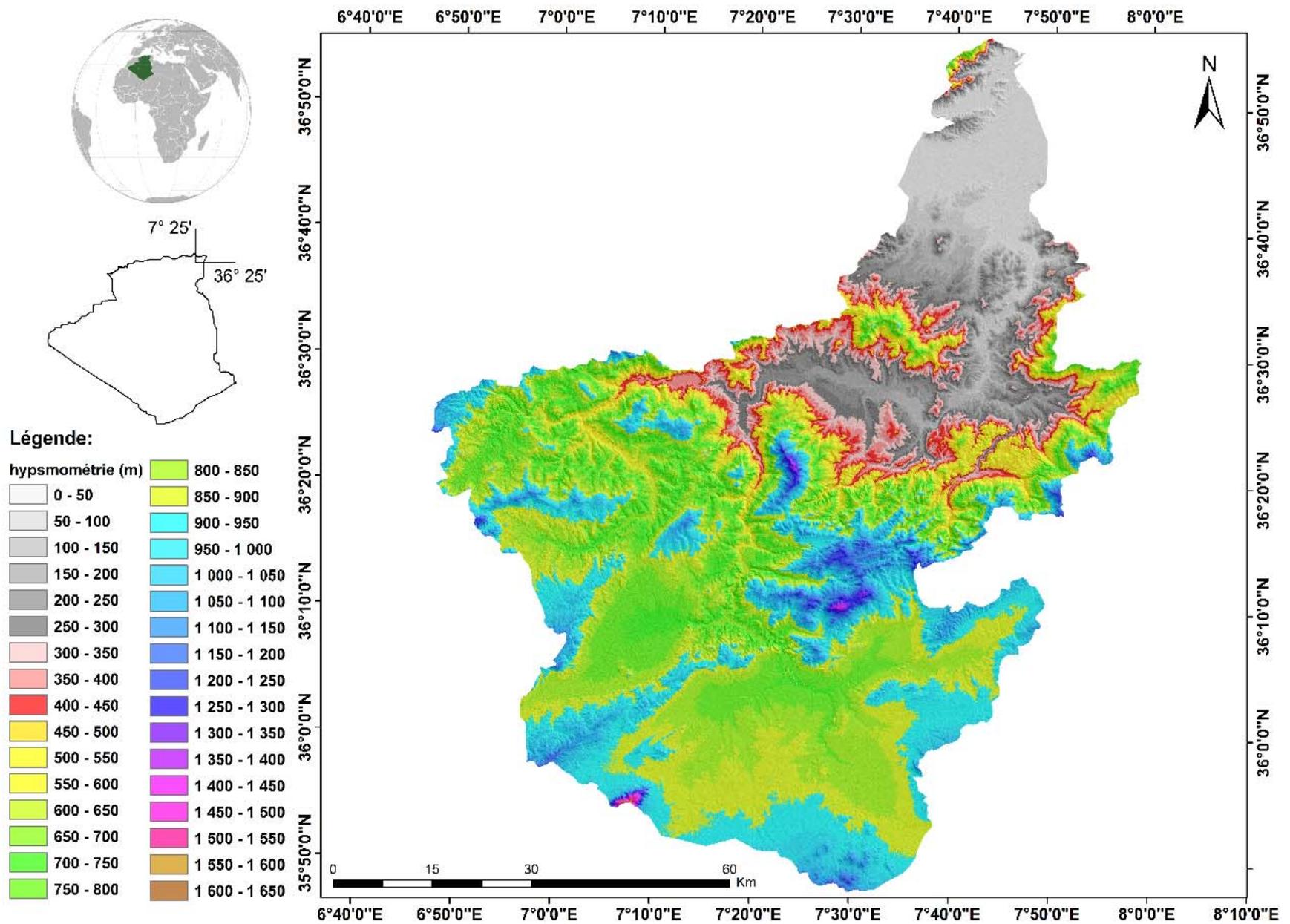


Figure 7. Carte hypsométrique du bassin versant Seybouse.

II.3.2. Profil en long

Le profil en long des cours d'eau qui sont à l'équilibre et régularise est d'allure concave (HACK J. T. 1973). Cette situation d'équilibre traduit un bilan érosion-dépôt considéré comme nul. La pente est juste suffisante pour assurer le transport de l'eau et de la matière disponible. La recherche des perturbations ou ruptures sur ces profils permet de caractériser le niveau d'évolution du réseau.

Ces ruptures de pentes peuvent être corrélées avec les variations lithologiques, l'augmentation du pouvoir érosif liée à l'apparition d'une confluence, l'influence du niveau de base, les escarpements de faille...etc. Une pente abrupte favorise et accélère l'écoulement superficiel, tandis qu'une pente douce donne à l'eau le temps de s'infiltrer dans le sol. Les ruptures observées (knick points ou knick zones) dans la zone d'étude sur le bassin versant peuvent être de différentes origines :

- Liée à la structure (présence de failles, de blocs soulevés...).
- Changement de la lithologie.
- Apport d'eau supplémentaire provenant d'un affluent secondaire.

Les mouvements tectoniques de la phase du Plio-Quaternaire ont joué un rôle très important dans la morphogénèse du bassin de l'Oued Seybouse. Les petits soulèvements continus, mis en évidence par des failles souvent peu apparentes ont provoqué des interruptions dans le cycle d'érosion fluviale. Ces événements ont contribué à la formation des terrasses alluviales que l'on rencontre dans la plaine de Guelma, le long de l'Oued Seybouse (**Fig. 10**).

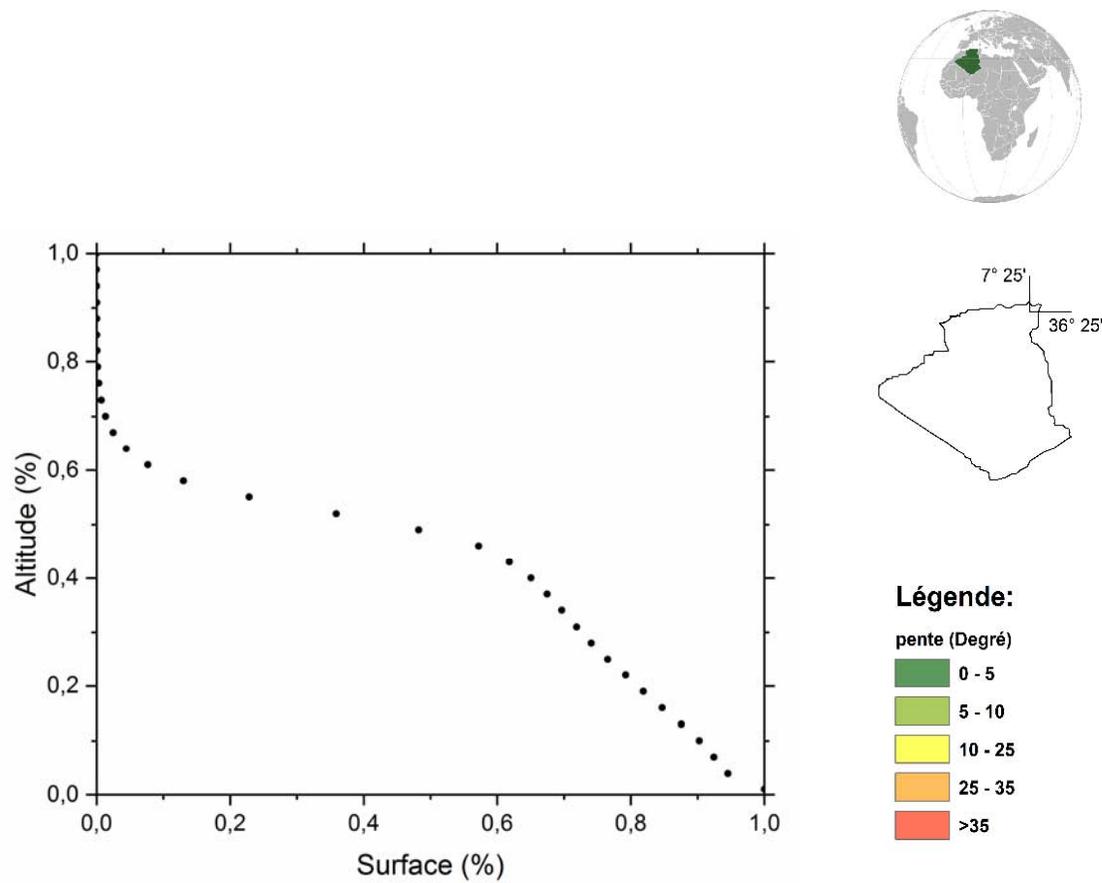


Figure 8. Courbe hypsométrique du bassin versant Seybouse.

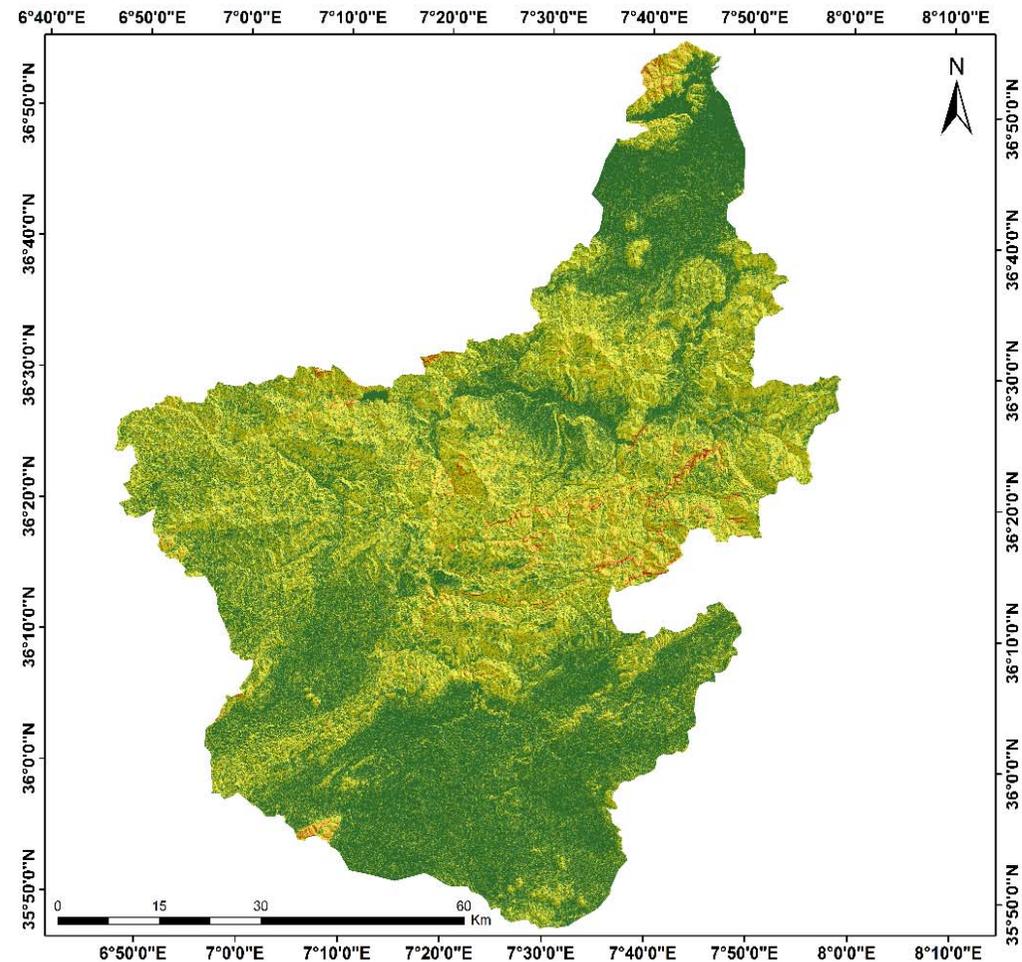


Figure 9. Carte des pentes du bassin versant Seybouse.

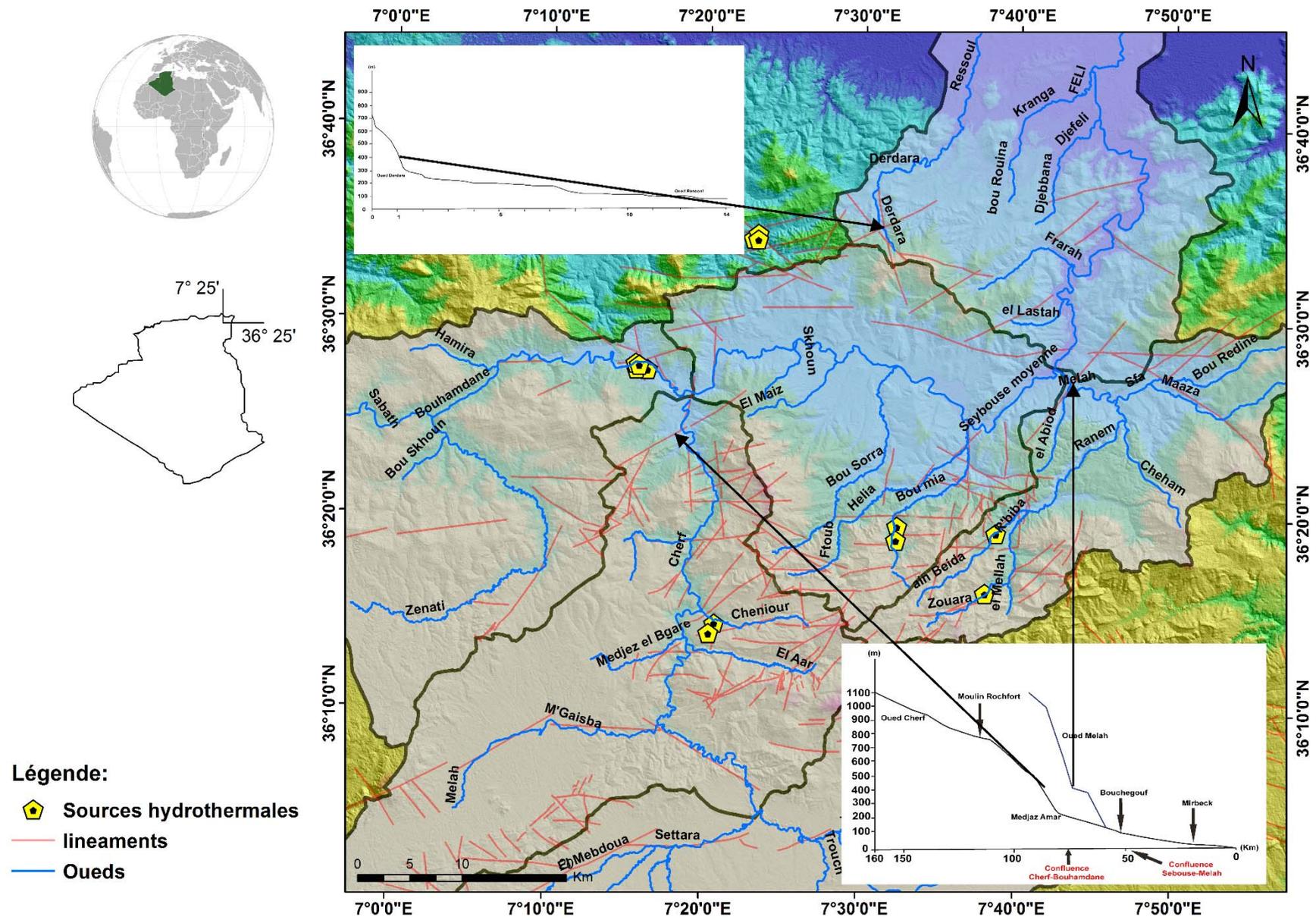


Figure 10. Profils en long de quelques Oueds importants dans le bassin de la Seybouse (Ghachi, A, 1986).

- **les nœuds linéamentaires** : le recoupement des directions linéamentaires différentes forme *un nœud*. En géologie structurale, ils représentent des indices apparents d'une intense fracturation témoignant d'une tension maximale, dans la région de Guelma on peut dire que toutes les secteurs qui présentent des intersections remarquables des linéaments (présence de nœuds) sont des zones caractérisées par la présence des sources méso et hyperthermales qui traduisent une forte activité tectonique de la région (**Fig. 16**).

Les réseaux de fractures constituent les principaux chemins des écoulements souterrains, du transport du soluté, de polluants et de chaleur dans les roches. La connaissance et la quantification du réseau de fracture est d'une importance capitale pour l'étude approfondie du mécanisme du thermalisme dans la région de Guelma.

Dans les régions où les formations géologiques sont majoritairement constituées de terrains sédimentaires carbonatés comme c'est le cas de notre région, l'étude des réseaux de fractures est fondamentale pour la recherche en eaux souterraines.

La fracturation peut être étudiée aux moyens de différentes méthodes telles que la géophysique et la télédétection (photographies aériennes et satellitaires, imagerie radar). La télédétection possède de nombreuses techniques de prétraitements et de traitement qui rehaussent la prospection visuelle des images pour une meilleure cartographie des discontinuités images. De nombreux travaux ([Jackson 2002](#); [Krishnamurthy et al. 2007](#); [Lloyd 1999](#)), ont montré comment la télédétection peut contribuer dans les investigations hydrogéologiques.

Le principal objectif de cette phase de travail consiste à cartographier et à caractériser des réseaux de cisaillement qui sont en relation directe ou indirecte avec les sources hydrothermales. C'est une contribution à une meilleure connaissance de la géométrie des réseaux de fractures, permettant d'envisager, la relation directe du thermalisme dans notre région avec son contexte géostructural.

II.3.3.1. Matériels et méthodologie

II.3.3.1.1. Matériels

Les images satellitaires du capteur Thematic Mapper de Landsat 7, ont été enregistrées le 24-04-2000 cette période de l'année est caractérisée par l'absence de nuages qui est favorable à la bonne visibilité des capteurs.

Le traitement numérique des images a été effectué à l'aide du logiciel ENVI 4.3 qui regroupe des fonctionnalités multiples relatives au traitement des images. Les données auxiliaires comprennent diverses cartes thématiques ayant servi à la préparation des missions de terrain et aux interprétations structurales des images satellitaires. Il s'agit des cartes topographiques de

l'I.N.C.T (institut national de la cartographie et de la télédétection) de la région de Guelma et Souk Ahras en UTM avec une échelle de 1:50000 et 1:25000 et des cartes géologiques de Guelma (Vila J. M. 1971), la carte géologique de Hammam Meskhoutine (Deleau. P. 1935) et de Oued Zenati (Deleau. P. 1947) et de Mahouna (Dareste De La Chavane. J.C 1908) avec une échelle de 1:50000. L'analyse croisée des différentes cartes thématiques a été réalisée grâce au logiciel de SIG (Arcgis® version 10.2.1).

Les images satellitaires ont été choisies par leurs caractéristiques spectrales permettant une bonne cartographie structurale à petite échelle. Il s'agit des bandes ETM + 1 (bleu), ETM + 2 (vert), ETM + 3 (rouge), ETM + 4 (proche infrarouge), ETM + 5 (infrarouge moyen), ETM + 7 (infrarouge lointain), toutes les bandes avec des pixels carrés de 30m et la bande ETM + 6-1 (infrarouge thermique proche) avec des pixels de 60m et ETM + 6-2 (infrarouge thermique lointain) avec des pixels de 120m, et une bande panchromatique (vert-rouge-infrarouge) avec une bonne résolution de 14m.

II.3.3.1.2. Méthodologie pour le traitement des données (Fig. 12)

II.3.3.1.2.1. Prétraitement des images ETM +

Les traitements numériques ont été effectués sur les canaux ETM + 4, 5, 7 qui ont été sélectionnés pour leurs caractéristiques spectrales et spatiales (30m) qui permettent une analyse structurale ainsi qu'une cartographie à grande échelle. Les traitements spécifiques réalisés sur ces canaux ou les canaux dérivés ont permis de mieux discerner et de faire ressortir les structures géologiques, facilitant ainsi les opérations d'interprétation.

Une première phase de prétraitement a consisté une rectification géométrique des images ETM +, à partir des cartes topographiques au 1:50000 et 1:25000.

Nous avons utilisé l'approche dite « image à carte » pour corriger géométriquement nos images à l'aide d'un logiciel de SIG (Arcgis® version 10.2.1). A partir de quelques points répartis de façon homogène sur l'ensemble de la région de Guelma. Le principe est assez complexe, il consiste à saisir les coordonnées de quelques points de contrôle, choisit soigneusement des cartes topographiques et recalé à l'image satellite. Les images corrigées deviennent semblables à celle de la carte planimétrique en vue d'une meilleure cartographie des accidents géologiques de la zone d'étude.

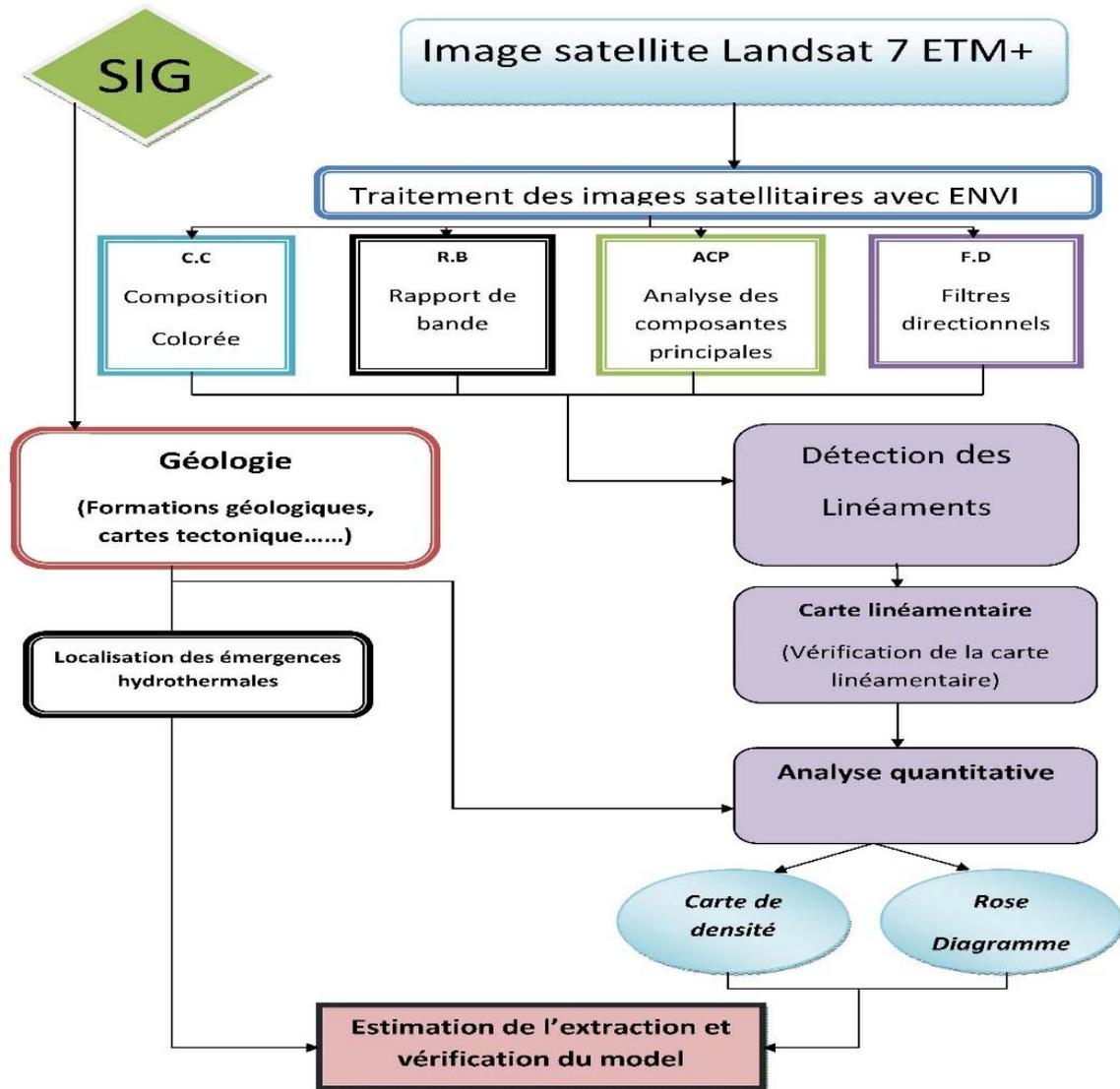


Figure 12. Organigramme de la méthodologie du travail.

II.3.3.1.2.2. Traitement numérique des images pour la cartographie des accidents géologiques

A- Analyse en composantes principales (ACP) des images satellitaires

Cette technique permet de réduire l'information contenue dans plusieurs bandes, parfois hautement corrélées (d'où la redondance de l'information) en un nombre plus restreint de composantes ; celles-ci peuvent aller jusqu'à 97 % de la variance totale de l'ensemble des données originales (Deslandes S. 1986). Cette analyse permet, entre autre de créer des composés colorés des trois premières composantes qui constituent un excellent produit d'interprétation visuelle, et augmentent ainsi le contraste entre les divers objets au sol. Nous

avons effectué une analyse en composantes principales (ACP), en utilisant les bandes 7, 5 et 4 (après plusieurs essais sur les canaux 1, 2, 3, 4, 5 et 7), ceci conduit à l'obtention des trois composantes ACP₄₅₇₁, ACP₄₅₇₂ et ACP₄₅₇₃.

B- Les rapports de bandes

Cette méthode, basée sur la notion de réflectance, est le rapport entre la quantité de radiation réfléchie par un matériau et la quantité d'énergie reçue par le capteur pour une même longueur d'onde. Elle consiste donc en divisant le DN (Digital Number) dans une bande par le DN d'une autre bande pour le même pixel (Scanvic J.Y 1983). L'utilisation de cet indice permet la réduction des effets de la topographie et un rehaussement du contraste.

La réalisation d'un ré-échantillonnage de l'image multi spectrale avec la bande panchromatique (bande 8) pour obtenir une résolution spatiale de 14 mètres, est le produit de la fonction « **Gram-Schmidt spectral pan-sharpening** » du logiciel ENVI 4.3 ou bien avec Arcgis®.

L'application d'une méthode de filtrage spatial consiste à déplacer une "fenêtre" d'une dimension de quelques pixels et dans notre cas elle est de 11x11 (pour générer les structures moyennes), au-dessus de chaque pixel de l'image. On applique un traitement mathématique utilisant les valeurs des pixels sous la fenêtre et on remplace la valeur du pixel central par le résultat obtenu. La fenêtre est déplacée le long des colonnes et des lignes de l'image, un pixel à la fois, répétant le calcul jusqu'à ce que l'image entière ait été filtrée. Le rehaussement des linéaments revient à mettre en évidence les fortes transitions de réflectances dans l'image et les hautes fréquences spatiales qui leur sont généralement associées. Le filtre directionnel de *Sobel* (**Fig. 13**), améliore la perception des linéaments en provoquant un effet optique d'ombre porté sur l'image comme si elle était éclairée par une lumière rasante (Marion A. 1987). De plus, ce type de filtre permet de rehausser les linéaments qui ne sont pas favorisés par la source d'éclairément (Drury S.A. 1986).

II.3.3.2. Extraction des linéaments

L'extraction des linéaments (**Fig. 14**) est réalisée en traçant directement les structures linéaires et circulaires sur les images filtrées (sont représentées par les discontinuités et les changements brusques observés sur les images) (**Fig. 13**) ; cette extraction dépend des caractéristiques géomorphologiques tels que les lignes de crêtes, les vallées alignées, les talwegs et les dépressions de surface alignées. Les routes, les pistes, les câbles d'énergie, les pipes, les aéroports et les limites des champs, ont été éliminés à l'aide des cartes topographiques.

L'analyse du réseau hydrographique global (**Fig. 15 a et b**) (permanents et temporaires), montre que les cours d'eau encaissés de direction prédominante N-S (N0° à 10°) et NE-SO (N70°) pour

les oueds permanents (**Fig. 15 a**), et une direction prédominante nette de NE-SO (N45°) avec des classes directionnelles variant de N50° à 70° pour les oueds temporaires (**Fig. 15 b**). Ces orientations semblent marquer la majorité des linéaments mis en évidence par la carte linéamentaire (**Fig. 14**) qui présentent une direction moyenne de N34° donc des directions de N-S (N0° à 10°) et NE-SO (N30° et N70°) (**Fig. 15 c**), et les failles cartographiées à partir de la carte géologique 1:500.000 (Vila J. M. 1978) montrent deux directions préférentielles la première NNE-SSO (N20°) et la seconde est de NE-SO (N70°) (**Fig. 15 d**). Dans toutes les rosaces on remarque aussi d'autres directions importantes, la plus remarquable est celle E-O.

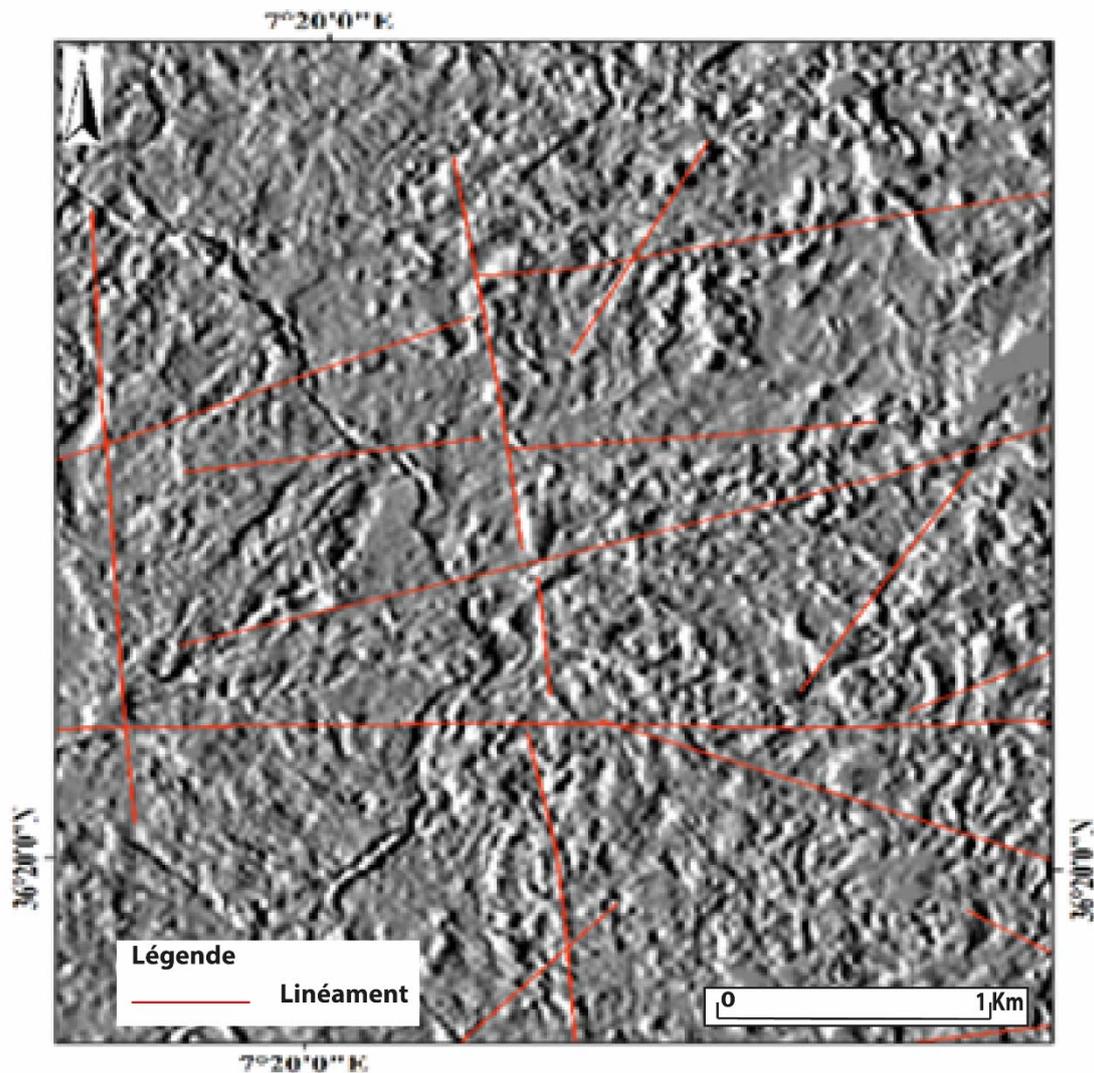


Figure 13. Exemple d'un filtre directionnel de Sobel dans la région d'étude.

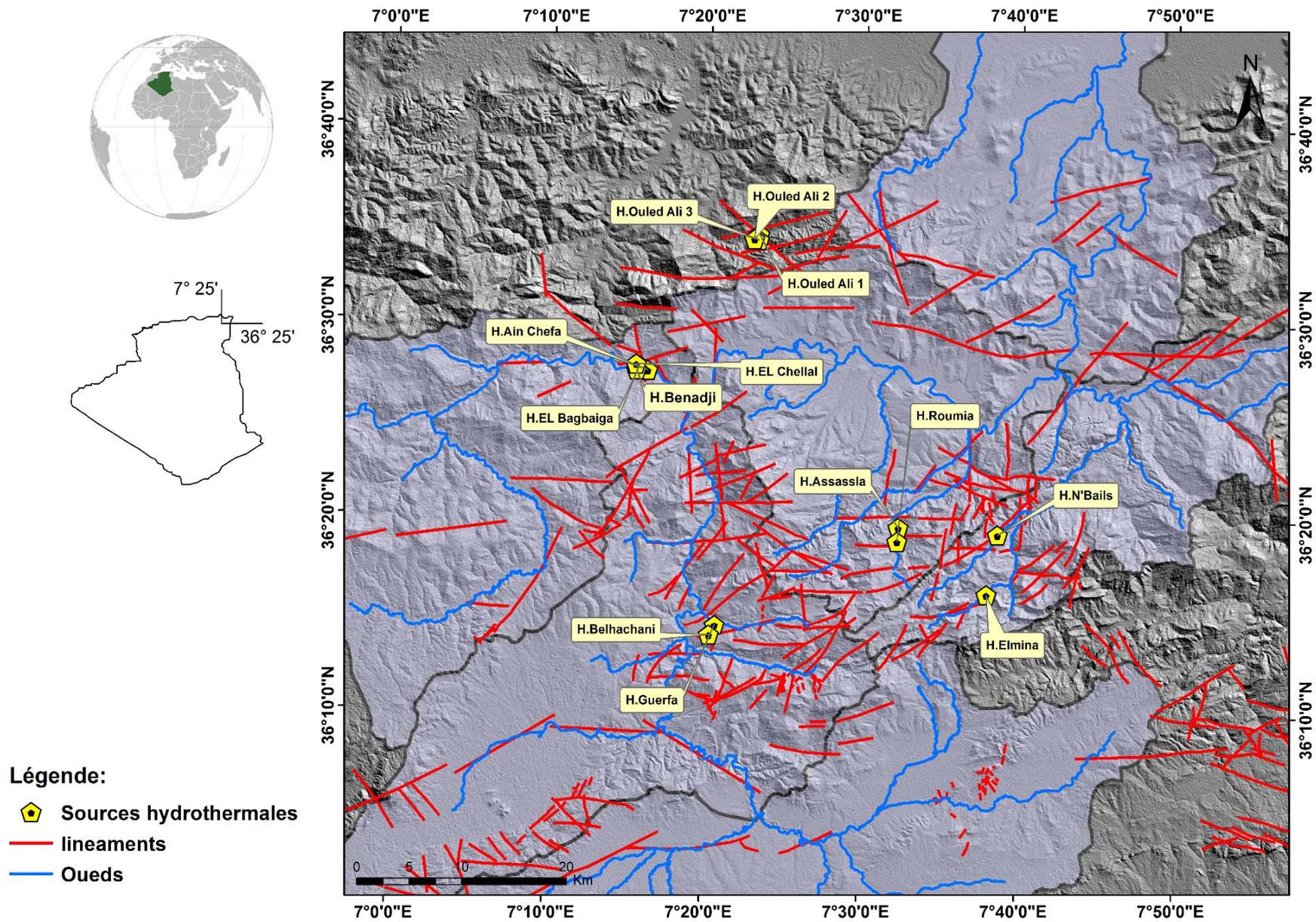


Figure 14. Les linéaments cartographiques dans la région d'étude.

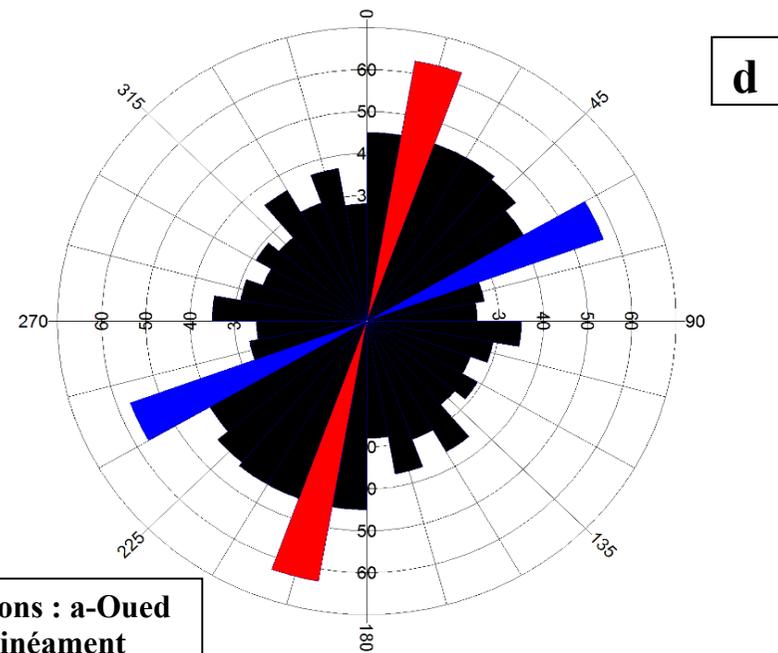
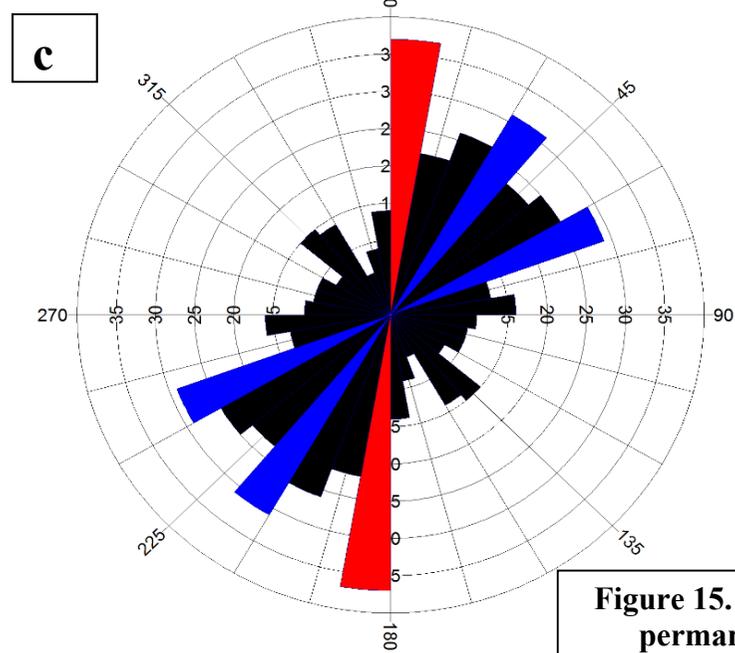
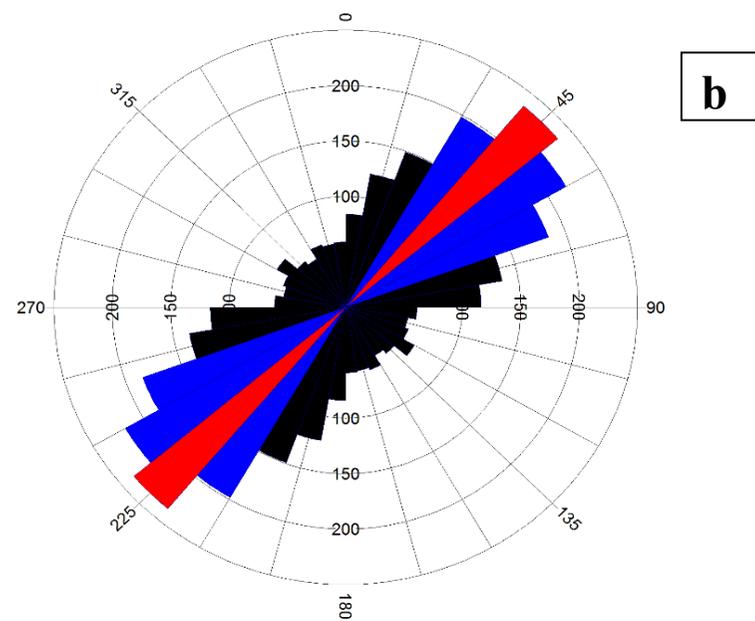
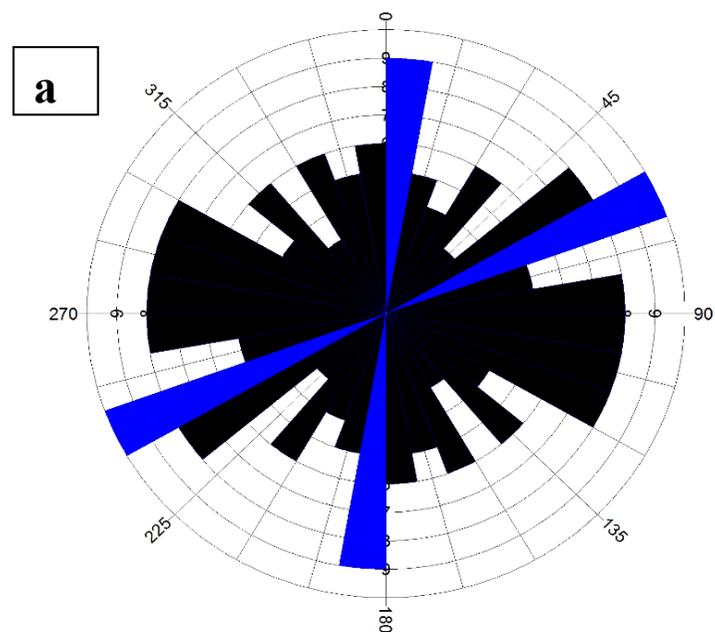


Figure 15. Rosace de différentes directions : a-Oued permanent, b-Oued temporaire, c-Linéament cartographique, d-Failles.

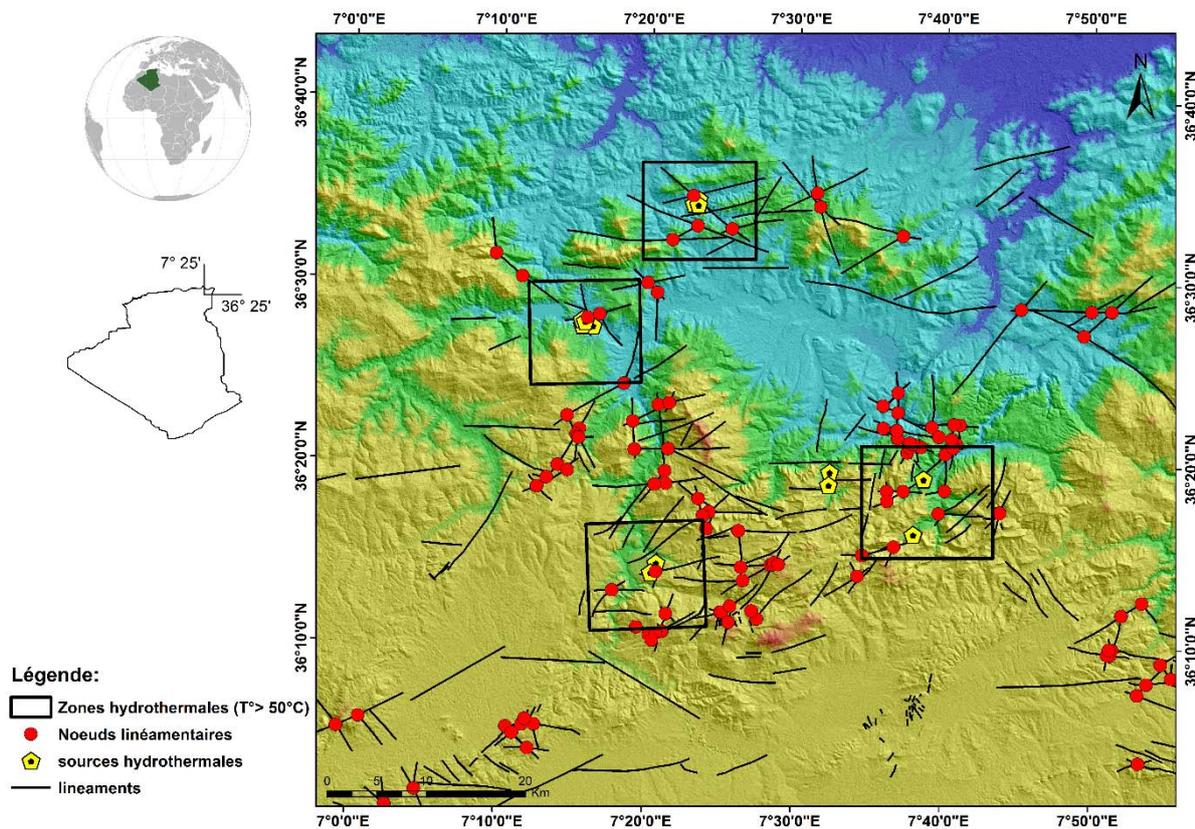


Figure 16. Les zones méso et hyperthermales en relation avec les noeuds linéamentaires.

II.3.3.3. Signification structurale des linéaments

II.3.3.3.1. La famille E-O

Elle est présente partout dans toute la région de Guelma à l'est et s'étend jusqu'à l'ouest de Constantine. La nature néotectonique de cette famille est confirmée par plusieurs traces significatives. Tout segment d'oued ou de ravin traversé par ces accidents présente des perturbations dans la direction topographique des oueds ainsi que dans leur angularité, et qui coïncide avec les failles FNG (faille nord de Guelma) et FSG (faille sud de Guelma) (**Fig. 18**). La cinématique des linéaments de cette famille a été définie et a donné des décrochements dextres à composante ayant un rejet normal. L'Oued Cheniour et Bouhamdane, semblent emprunter des segments de failles de direction E-O. On peut citer d'autre exemples comme :

- La structure linéaire qui traverse les calcaires massifs de l'Albien et affecte le flanc Nord de Dj Debar avec des basculements verticaux et horizontaux des niveaux géologiques sur le long de ce linéament.
- La structure géologique a provoqué la torsion des directions du Djebel Seba Mzaer à l'est et Kef Ensour vers le Sud C'est une discontinuité géologique entre les grès de l'Oligocène et

l'Eocène et traverse les grès de l'Oligocène ainsi que le Quaternaire, ce linéament à une nature tectonique nette probablement active.

Nous remarquons que cette famille est liée aux sources hydrothermales de H. Assassla et la source de Romia.

II.3.3.3.2. La famille N-S

Cette famille est bien représentée dans l'Ouest et le Sud de Guelma, cependant ils restent peu fréquents dans l'Est de la région et caractérisée par des perturbations avec parfois d'autres familles directionnelles.

Les linéaments de cette famille, se présentant en forme parallèle entre eux, ils constituent des couloirs linéamentaires de direction N 0° à N 20° pour disparaître par la suite dans le centre et l'extrême Est de bassin néogène de Guelma.

A titre d'exemple, on peut citer les linéaments de la zone de H. Debagh (**Fig. 14**), il s'agit des linéaments qui affectent les travertins formés par les paléo-griffons se trouvant sur le plateau qui constitue la partie supérieure de la grande cascade de Hammam Debagh.

Nous notons que les orientations des deux cascades (ancienne et récente) avec celle des paléo-griffons sont à 40° l'une de l'autre, montrant une fracturation qui affecte les cascades et les paléo-griffons résultant d'un accident tectonique orienté N-S.

Les failles de cette famille (N 20°), selon Deleau sont les accidents responsables de l'ascension des eaux thermales de H. El Chellal.

II.3.3.3.3. La famille NE-SO

Elle marque la zone Est de Guelma, une série d'accidents de direction N30° à N70° et sur lesquelles on remarque la présence de plusieurs sources hydrothermales de la région comme les griffons de H. N'Bails et H. El Mina, et plus au Sud les sources thermales de Guerfa et Belhachani.

II.3.4. Cadre séismotectonique de la région de Guelma

II.3.4.1. Relation failles actives-sources hydrothermales

La zone d'étude représentée par un bassin de type **pull-apart** très actif, limité par d'importants accidents et l'ensemble des mécanismes au foyer des séismes récents sont décrochants (Yelles-Chaouche et al. 2006), sont tous liés au thermalisme, des études ultérieures montrent plusieurs failles néotectoniques avec l'emplacement des épicentres historiques (in Maouche et al. 2013). Les études de la sismicité historique et instrumentale permettent d'aider à localiser les sources sismiques durant l'histoire récente. Les données de la sismicité présentent un intérêt certain

dans ce travail, surtout après les dernières mises à jour des catalogues traitant de la sismicité en Algérie du Nord. Les catalogues compilés et homogénéisés par le CGS (Centre National de Recherche Appliquée en Génie Parasismique) et son nouveau réseau sismique (2013), Harbi (2001) pour la région de l'Est Algérien, Benouar (1994) pour la région du Maghreb, pour la période de 1900 à 1990 et par le CRAAG (1994) et Bezzeghoud et al. (1996) pour la sismicité algérienne de 1965 à 1992, constituent des sources d'informations indispensables à l'analyse de la sismicité. On se basant ainsi sur le catalogue de sismicité historique de l'ISC (International Seismological Center) pour la période 1900 à 2013.

La sismicité historique du bassin de Guelma, révèle l'existence d'une activité sismique relativement importante et cela malgré le manque de données sur les séismes violents au niveau de cette zone (**Fig. 17**).

L'alignement de la sismicité suivant des directions structurales connues dans l'Est algérien, pourrait nous suggérer l'existence d'une relation étroite entre les failles et la sismicité actuelle (**Fig. 17**). Dans cette région les axes de compression **P** sont de direction N20°E à E-W (allant jusqu'à N115 à 150°E), cette sismicité est probablement associée à l'activité des structures de l'Atlas tunisien qui change de direction E-W à N-S ([Belabbès et al. 2009](#)). Des études ultérieures montrent que l'alignement des émergences thermales de H. Debagh-Roknia est un témoignage d'une néotectonique avec un axe N-S à NW-SE ([Dib. H 1985](#)) (**photo. 8**).

Une analyse spatio-temporelle de la sismicité et la micro-sismicité montre que la région de **Roknia** à l'Ouest est très intéressante de point de vue sismique et plus importante que la région Est de Guelma, elle est affectée par quelques épicentres de magnitudes varient entre 3 et 4.5 et d'autres magnitudes très faibles ou inconnues. Ces événements sont assez proches des structures limitant le massif calcaire **DJ. Debar**.

Dans la région Sellaoua Announa, quatre épicentres ont été enregistrés et parmi eux on a un à **DJ. Mahouna** dont la magnitude est supérieure à 4.5.

Un essaim d'épicentres localisés principalement au Sud du village de H. Debagh, concentré essentiellement dans les massifs de **DJ. Es-Sada** et **DJ. Groua**. Deux importants événements ont été localisés près du village de Ras El Agba.

Une remarque très attirante représentée par la compression qui caractérise l'axe N115° à N160° donne deux types de zones :

- Une zone comprimée où il y a une fermeture du système thermal.
- Une zone de distension où il y a l'apparition des émergences liées aux fortes sismicités représentée essentiellement par le groupe de sources de Hammam Debagh et le groupe de sources de Hammam N'Bails.

La migration des griffons le long des fractures observées, comme de Hammam EL Chellal (une migration de griffon du point le plus haut vers le point le plus bas) et Hammam N'Bails (des dépôts de tufs traduisent une migration de la source chaude le long d'un contact anormal de la vallée de l'Oued El Hammam) (Dib. H 1985, 2008), dans la région de Guelma l'ensemble des observations montrent que dans la plupart des cas les sources sont toujours centrées par rapport au foyer sismique (**Fig.17**), confirmant l'aspect géostructural du système hydrothermal de la région de Guelma, qui affirme l'influence du prolongement de ces failles dans le bassin de Guelma favorisant le drainage des eaux plus rapidement vers des profondeurs allant jusqu'à 7 km selon des études récentes (Maouche et al. 2013).

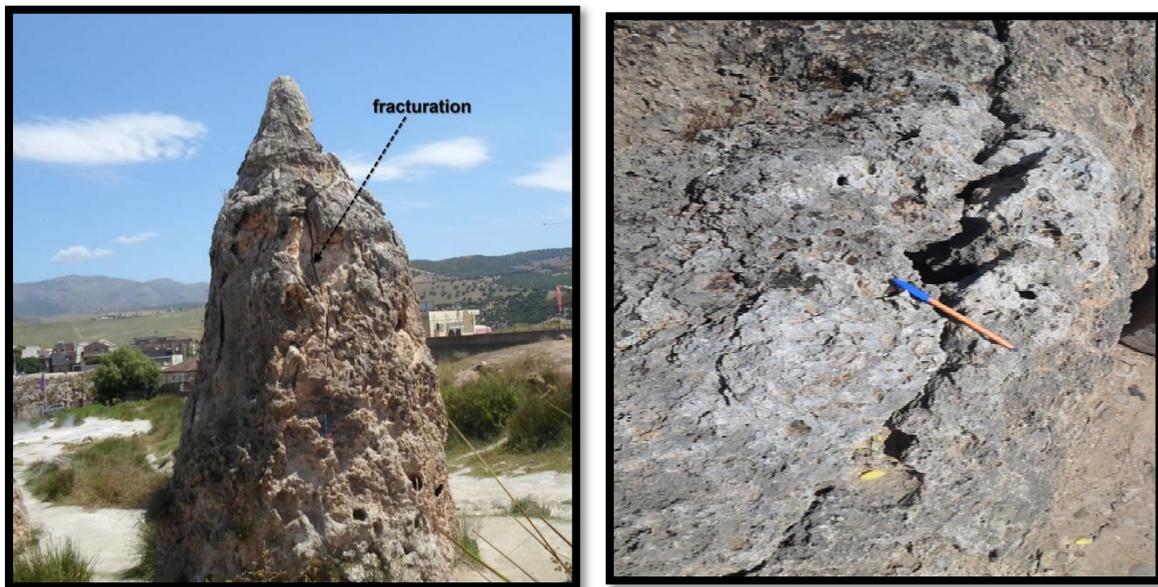
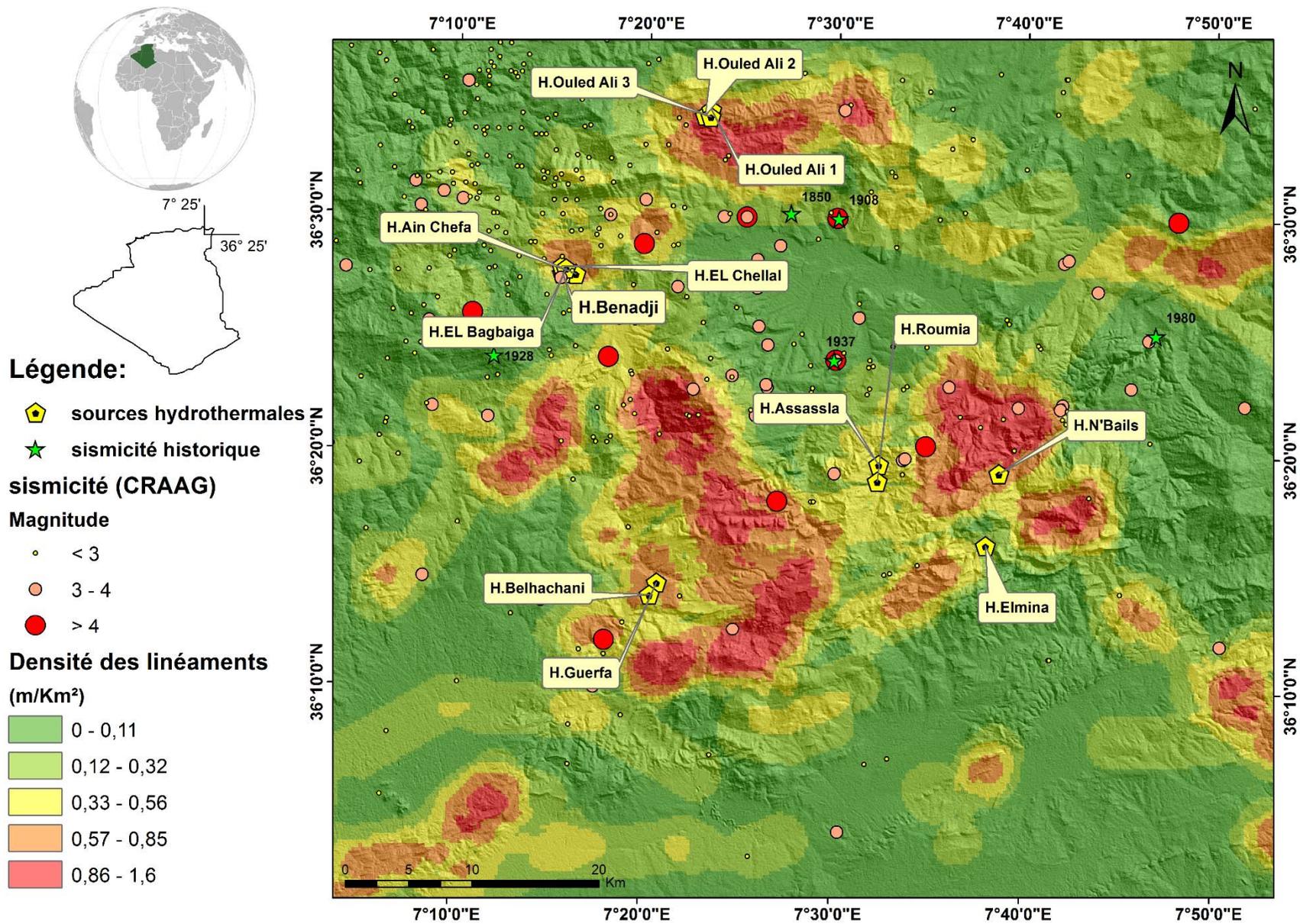


Photo 8. Griffon présentant des fracturations N-S.



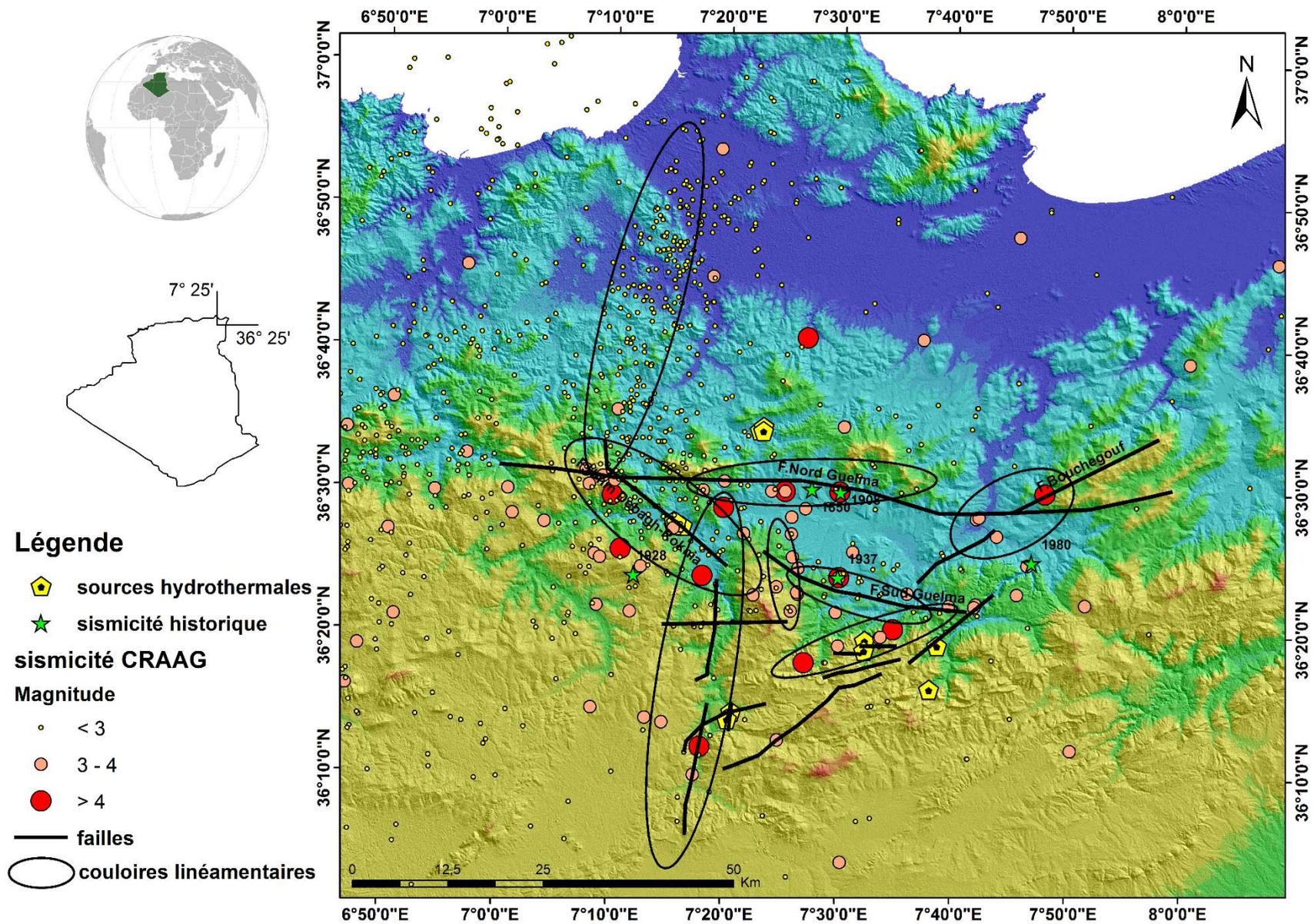


Figure 18. Les grands accidents tectoniques actifs et leur relation avec l'hydrothermalisme.

Chapitre III
Hydroclimatologie : Apport en eau dans la
région de Guelma

III.1. Introduction

L'étude hydrologique du bassin versant de la Seybouse, vise à quantifier les apports en eau dans le temps et dans l'espace, ce chapitre est basé sur les données des précipitations et les températures de l'air nous permettent l'établissement d'un bilan hydrique. Les paramètres de l'évaporation, de l'infiltration et du ruissellement, déterminent le taux d'infiltration nécessaire à l'alimentation et au renouvellement des réserves d'eaux souterraines.

III.2. Données disponibles

III.2.1. Données climatiques

Le bassin versant de la Seybouse (Fig. 19 et Fig. 20), comprend plusieurs stations pluviométriques dont on a retenu, en raison de leurs fiabilités nous avons retenu cinq stations (Guelma, Mechrouha, Medjaz Amar, Bouchegouf et Hammam N'Bail), l'étude portera sur une période de 27 ans (1985-2012) (Fig. 21).

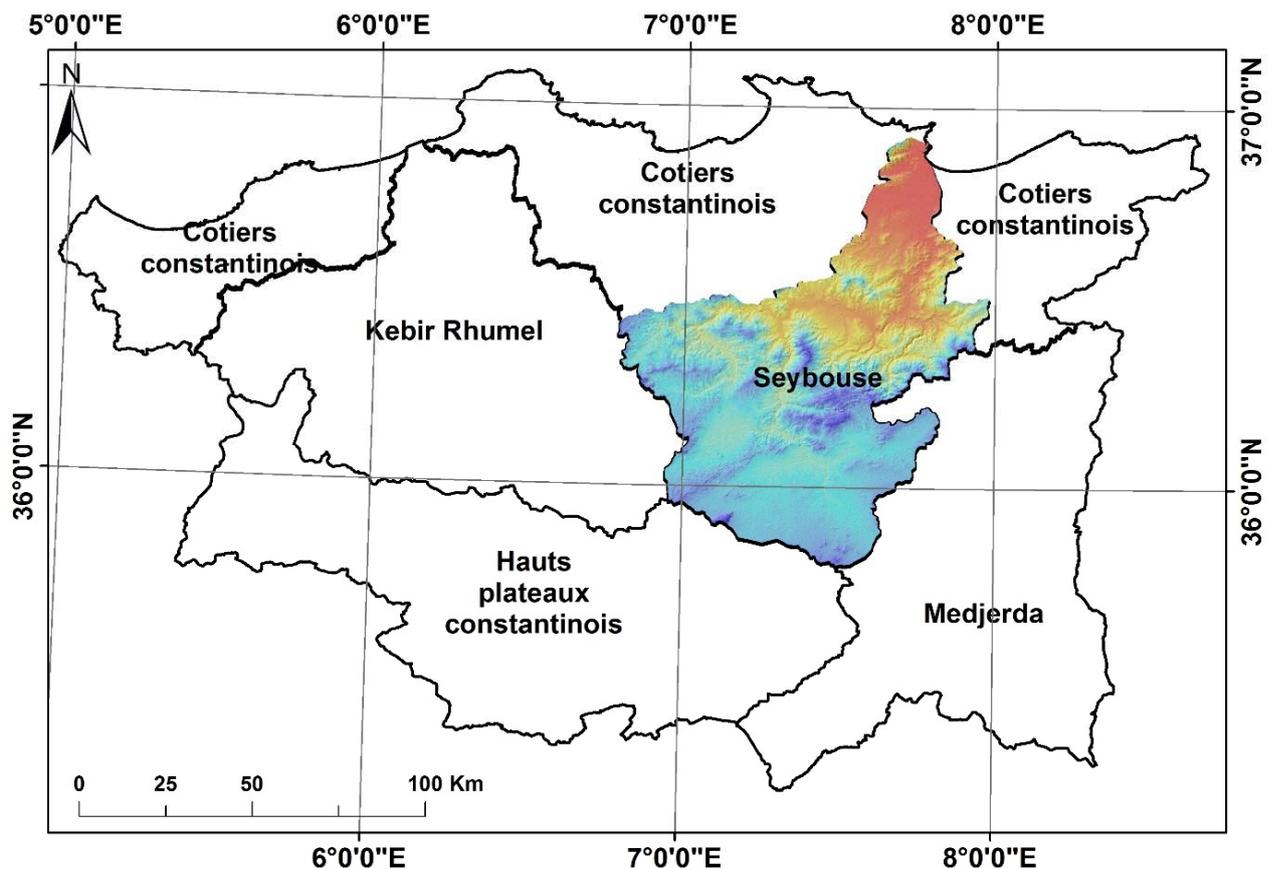


Figure 19. Le bassin versant de la Seybouse et sa situation géographique dans le Nord-Est algérien.

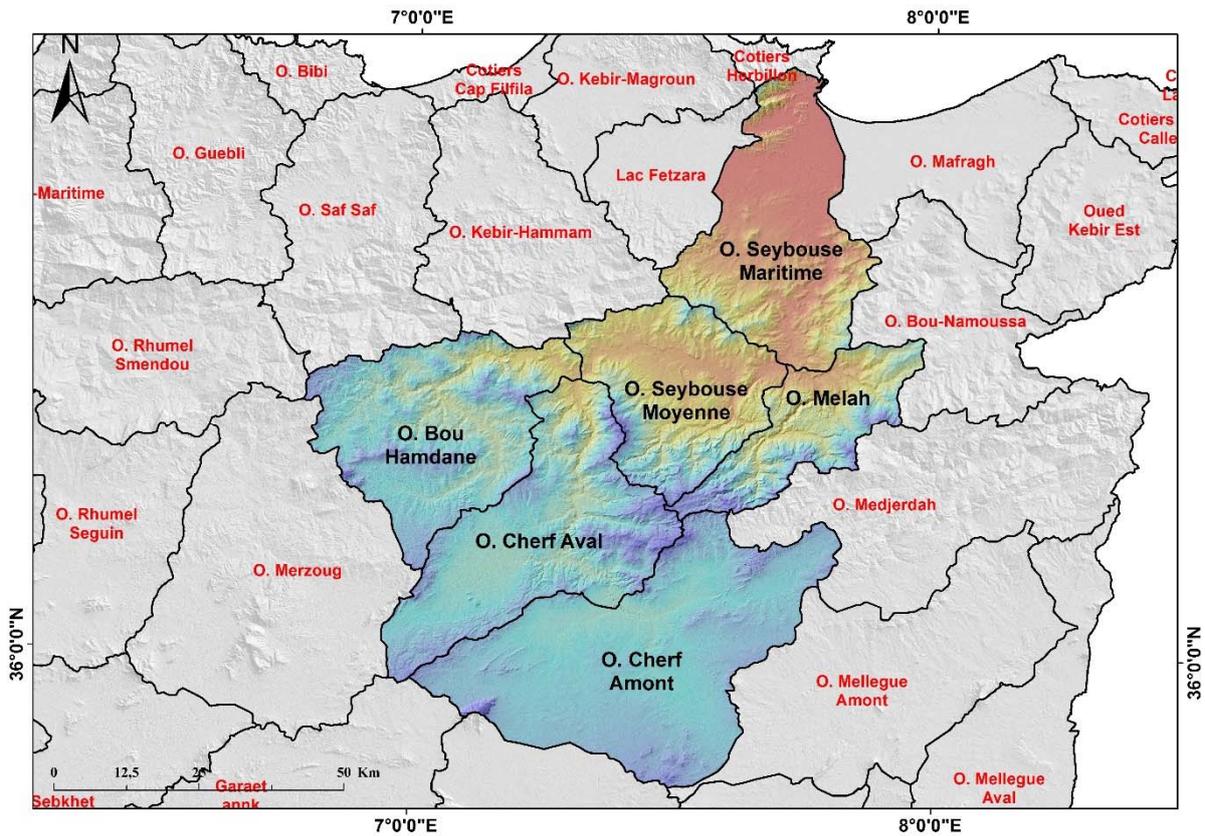


Figure 20. Carte des sous-bassins versant de l'oued Seybouse.

Tableau 2. Coordonnées des postes pluviométriques et données disponibles.

Station	Coordonnées (UTM)	Données
Guelma	$x : 359\ 622.37; y : 4\ 035\ 812.65, z : 260m$	Précipitations et Températures
Mechrouha	$x : 395\ 932.10; y : 4\ 023\ 585.56, z : 750m$	Précipitations
Hammam N'baïl	$x : 378\ 254.63; y : 4\ 020\ 672.58, z : 460m$	Précipitations
Boucheougouf	$x : 384\ 234.92; y : 4\ 035\ 308.12, z : 110m$	Précipitations
Medjaz Amar	$x : 348\ 763.70; y : 4\ 034\ 212.11, z : 295m$	Précipitations

III.2.2. Données hydrométriques

Les séries d'observations hydrométriques sont moins longues que les mesures pluviométriques, en 1963 quatre stations ont fonctionné dans le bassin de la Seybouse ; Medjaz Amar (code :14-03-01) sur l'Oued Bouhamdane, Mirbeck (code :14-06-01), Ain Berda (code :14-06-02) sur l'Oued Ressoul et Boucheougouf (code :14-05-01) sur l'Oued Mellah). La station Moulin Rochefort (code :14-02-02) sur l'Oued Cherf (à Aioun Settara) a été mise en service en 1971 et

arrêté en 1994 définitivement après la réalisation du barrage Foum El Khanga, et en 1973 celle de Bordj Sabath (code :14-03-02) sur l’oued de Sabath (Tableau 02 et 03, Fig. 21).

Tableau 3. Coordonnées des stations hydrométriques et données disponibles.

Sous Bassins	Nom de la station	Surface du bassin (km ²)	Périodes des mesures	Observations
Oued Cherf	Moulin Rochefort	1738	Sep 1971/1993	à l'arrêt
Oued Sabath	Bordj Sabath	260	Sep 1973/2012	en fonction
O. Bouhamdane	Medjaz Ammar II	1105	Sep 1969/ Déc 1987	en fonction
O. Mellah	Bouchegouf	553	Sep 1968/2012	en fonction
O. Ressoul	Ain Berda	103	Sep 1968/2012	en fonction
O. Seybouse	Mirbeck	5995	Sep 1968/2005	à l'arrêt

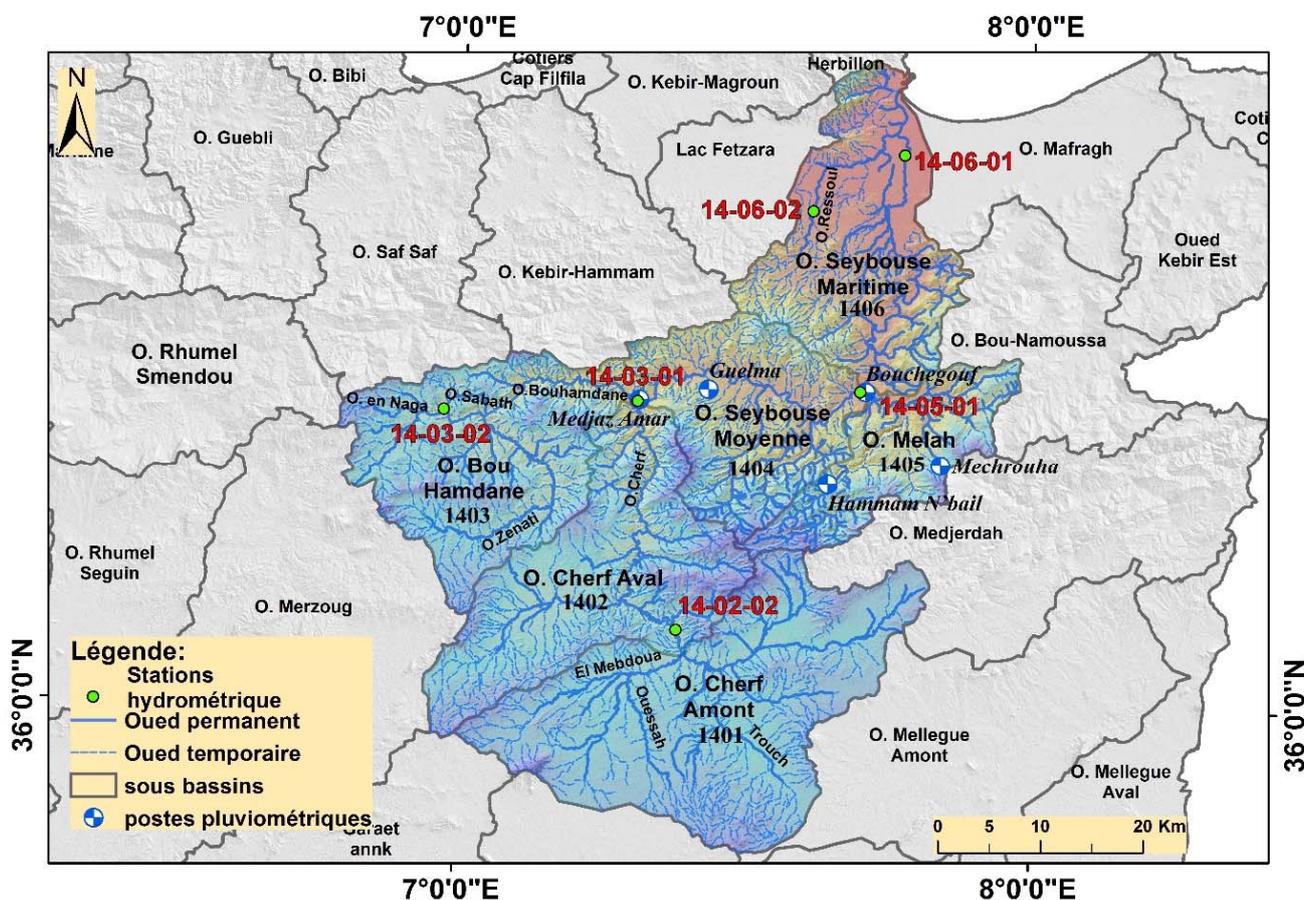


Figure 21. Stations pluviométriques et équipement hydrométrique du bassin versant de l’oued Seybouse.

III.3. CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES

III.3.1. Les précipitations

Nous nous intéressons dans cette étude uniquement aux précipitations liquides, qui constituent le facteur primordial dans le comportement hydrologique de la région, elles sont relativement

importantes, variables et irrégulières d'une année à une autre (la méthode consiste à déterminer la hauteur de la lame d'eau moyenne tombée pendant une durée bien déterminée sur le bassin versant).

III.3.1.1. Précipitations annuelles moyennes

La carte pluviométrique (ANRH, 1993), du bassin versant d'Oued Seybouse montre une répartition géographique des précipitations suivant deux orientations la première croissante vers l'Est avec des valeurs qui varient entre 450 mm et 1000 mm et la deuxième décroissante du Nord vers le Sud (**Fig. 22**).

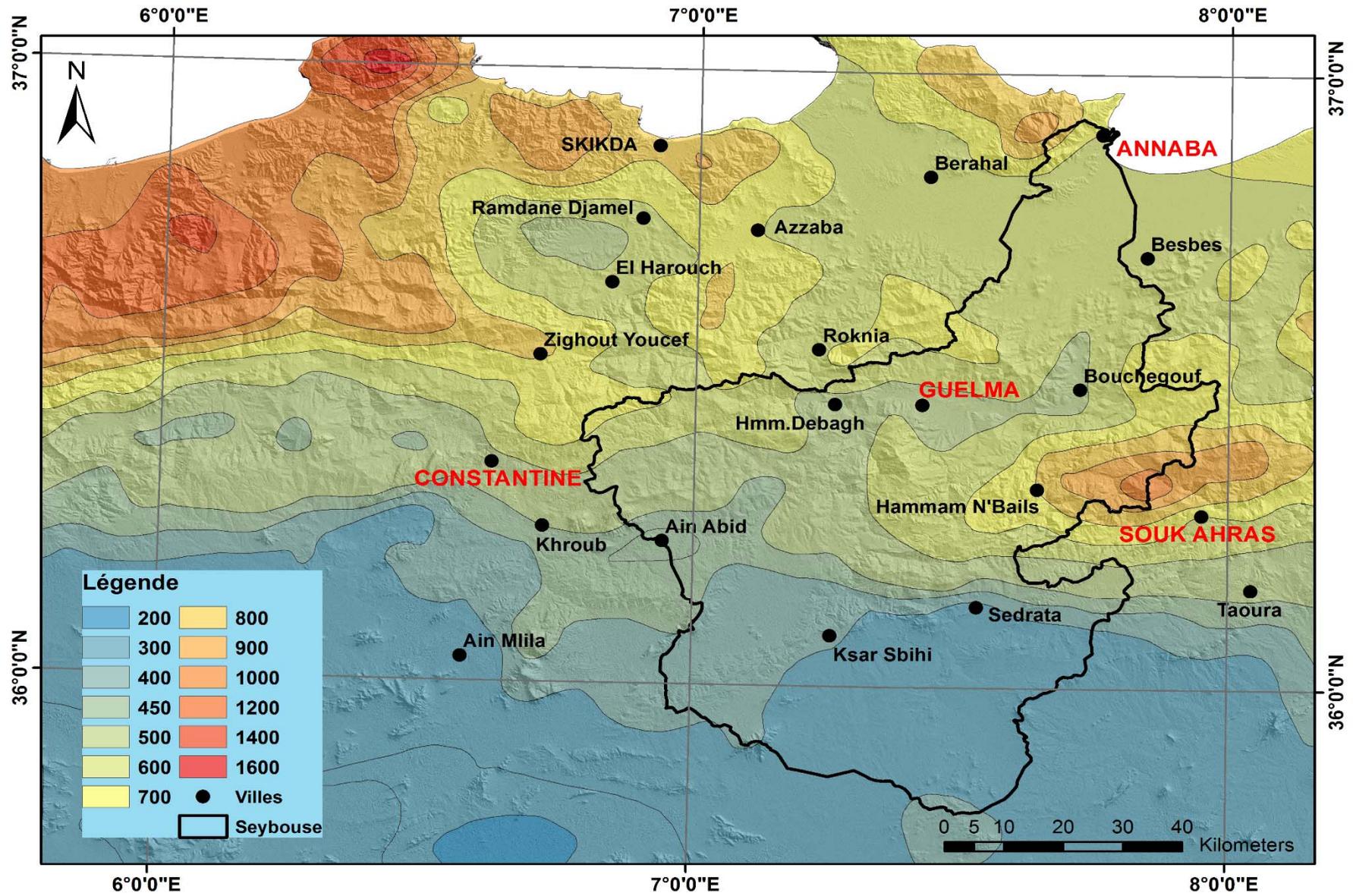


Figure 22. Carte pluviométrique ANRH 1993.

L'analyse des données disponibles sur une période de 27 ans (1985-2012), concernant les cinq stations, confirme que l'année est extrêmement pluvieuse et commune à la plupart des stations ; elle correspond à l'année 2002 (pour la station de H. N'Bail c'est l'année 2003, et Mechrouha c'est l'année 2011), avec des valeurs variant entre 806 mm et 2278.95 (Fig. 23).

L'année extrêmement sèche, correspond à l'année 2001 avec une valeur de 264.70 mm à la station de Boucheougouf et de 270,3 mm pour la station de Guelma pour l'année 1996.

Le caractère climatique de l'Est algérien, impose une certaine irrégularité et le phénomène des fluctuations de la distribution des précipitations dans la région, mais demeure la zone la plus arrosée et climatiquement la plus variée.

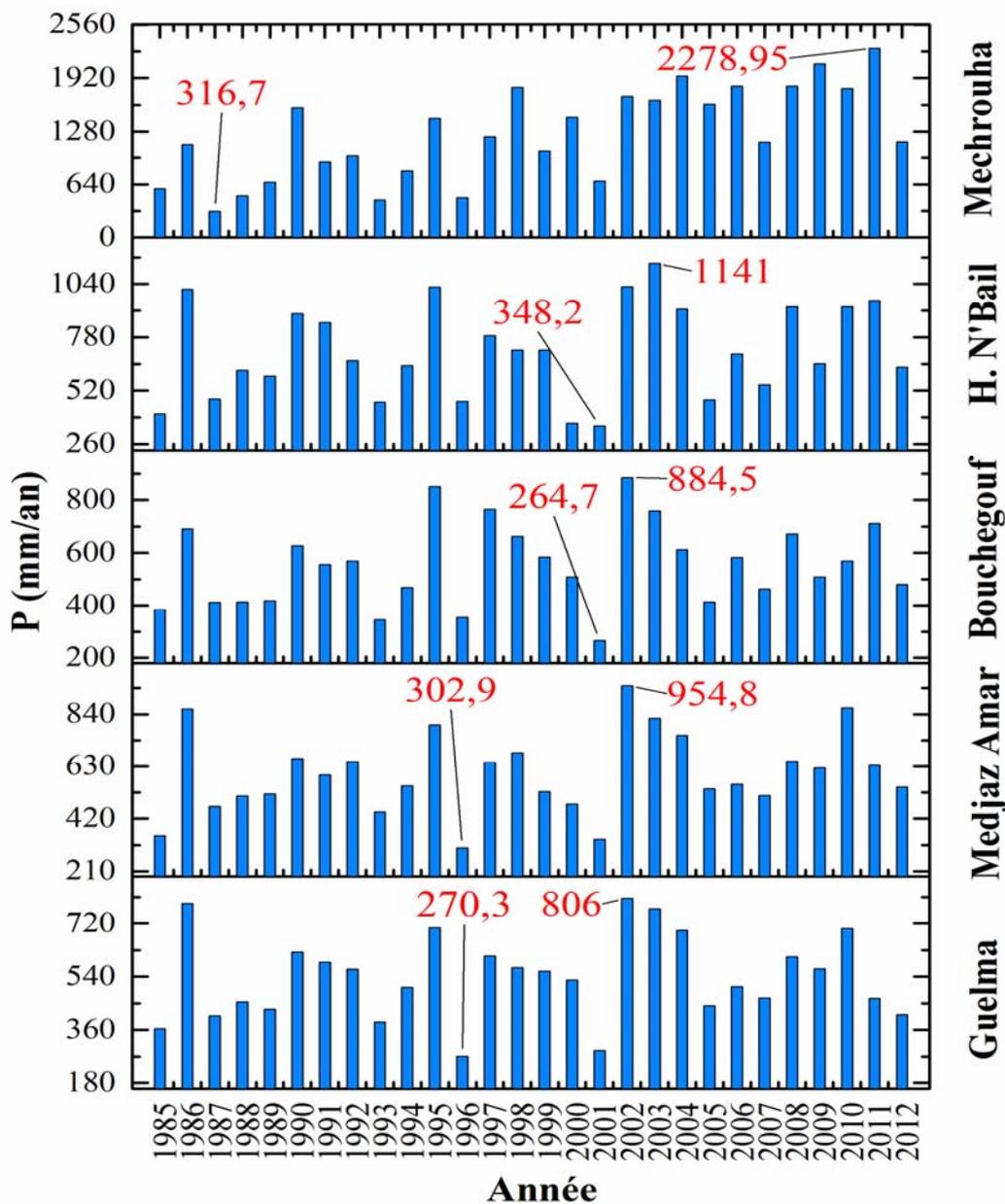


Figure 23. Variations interannuelles des précipitations (période :1985-2012).

III.3.1.2. Précipitations mensuelles et saisonnières moyennes



Figure 24. Variations mensuelle et saisonnière des précipitations (période :1985-2012).

L'ensemble des histogrammes des variations de précipitations mensuelles, pour les cinq stations durant la période d'observation montrent que décembre et janvier correspondent aux mois les plus humides pour les stations Guelma, Medjaz Ammar, H. N'Bail, Bouchegouf et Mars pour la station de Mechrouha (Fig. 24).

Par ailleurs le mois de juillet correspond au mois le plus sec pour toutes les stations. On remarque une certaine individualisation qui représente la saison sèche (Juin, Juillet, Août).

Pour une période d’observation de 27 ans (1985-2012), la totalité des stations est caractérisée par une saison humide correspondant à l’hiver (décembre, janvier et février).

III.3.1.3. Variation mensuelles des précipitations à la station de Guelma

Pour exposer le caractère variable du régime pluviométrique de la région (**Tableau 04**), il est essentiel d’analyser les variations des précipitations mensuelles sur une longue période. Dans notre région d’étude, nous nous appuyons sur les données des précipitations mensuelles enregistrées au niveau de la station de Guelma avec une période de 27 ans (1985-2012) (**Fig. 25**).

Le maximum des précipitations mensuelles est principalement présenté en hiver et secondairement au printemps (mars, avril et mai).

Le désordre (irrégularité) des précipitations s’interprète par des années sèches avec un maximum des pluies mensuelles qui ne dépasse pas les 50 mm/mois (cas de l’année 1996 où le maximum du mois d’avril est de l’ordre de 50 mm). Il peut se traduire par des années pluvieuses exceptionnelles (cas de l’année 2003 avec un total annuel de 539.11 mm).

Tableau 4. Précipitations moyennes mensuelles et saisonnières.

Stations	Unité	Automne			Hiver		Printemps			Été			
		Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout
Guelma	mm	36,77	41,83	61,95	78,11	70,94	61,79	57,35	53,10	46,39	16,97	3,48	10,43
	mm		140,55			210,83			156,85			30,88	
	%		26,07			39,11			29,09			5,73	
Medjaz Amar	mm	41,84	43,92	65,31	88,80	89,89	71,50	63,04	55,25	46,15	19,36	5,15	11,89
	mm		151,07			250,19			164,44			36,40	
	%		25,09			41,55			27,31			6,05	
Bouhegouf	mm	39,09	44,69	55,48	76,46	77,08	61,58	63,97	56,65	46,44	14,89	3,17	15,29
	mm		139,25			215,12			167,07			33,35	
	%		25,10			38,78			30,11			6,01	
H. N'Bail	mm	36,14	52,90	67,27	108,43	104,04	84,19	86,21	74,02	62,99	20,97	1,92	13,98
	mm		156,31			296,66			223,22			36,87	
	%		21,92			41,60			31,30			5,17	
Mechrouha	mm	62,87	71,32	128,56	162,29	158,16	170,84	170,94	126,85	145,59	45,37	2,03	7,56
	mm		262,75			491,28			443,39			54,96	
	%		20,98			39,23			35,40			4,39	

III.3.2. Températures et relation températures-précipitations

III.3.2.1. Températures de l’air

La température est un facteur climatique très important avec des variations qui peuvent influencés beaucoup l’évapotranspiration, et ainsi que le bilan hydrique et le déficit

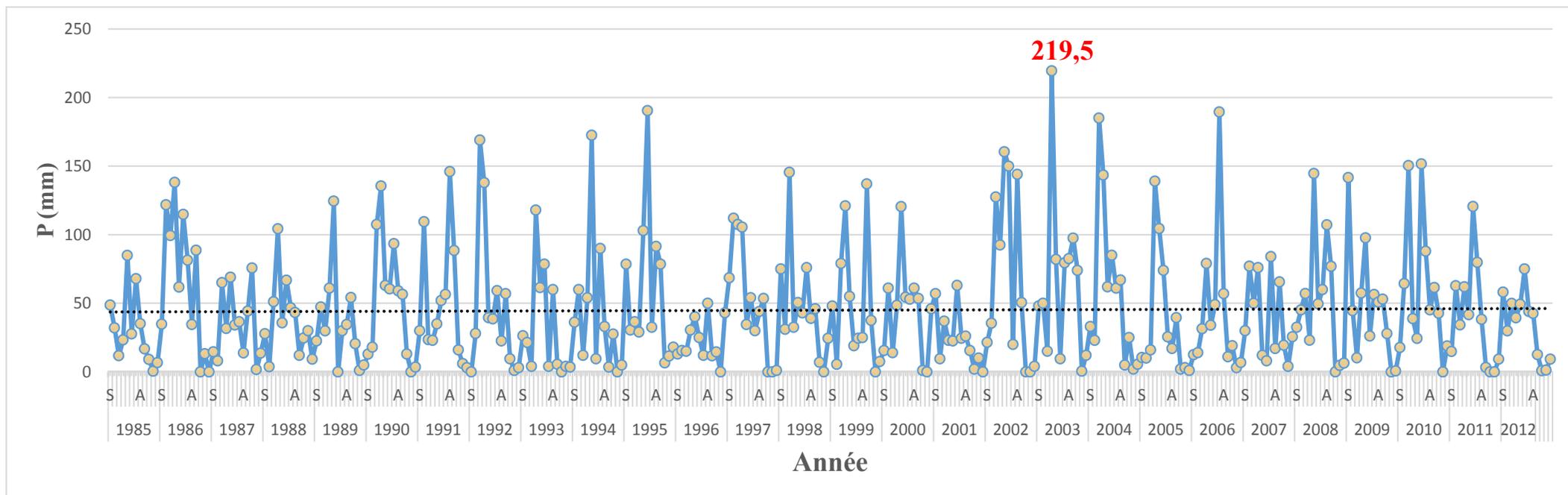


Figure 25. Variation mensuelles des précipitations de la station de Guelma (période :1985-2012)

d'écoulement annuel et saisonnier. Les données traitées sont celles de la station de Guelma pour une période de 27 ans (1985-2012) (**Tableau 05**).

Tableau 5. Températures moyennes mensuelles et saisonnières, Station de Guelma (1985-2012).

	Automne			Hiver		Printemps			Été			
	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
Maximum	26,3	22,8	16,1	14	12,2	12,5	15,8	17,4	21,6	26,6	29,7	30,6
		21,73			12,90			18,27			28,97	
Moyenne	21,92	18,12	13,04	9,63	8,24	8,57	10,58	13,01	16,56	20,88	24,49	25,18
		17,69			8,81			13,38			23,52	
Minimum	15,8	12,7	7,4	5,2	2,9	2,5	5,3	7,7	9,8	14	17,2	18
		11,97			3,53			7,60			16,40	

Le tableau nous indique que la région de Guelma est caractérisée par un climat doux et humide en hiver, chaud et sec en été. Ces caractéristiques montrent un climat méditerranéen. Les moyennes mensuelles les plus élevées sont observées pendant la période d'été (Juin à Octobre), avec des températures variantes de 26.6 à 22.8°C.

La saison froide s'étale du mois de novembre au mois d'avril (**Fig. 26**), avec un minimum qui varie entre 8.24 et 8.57°C en janvier et février.

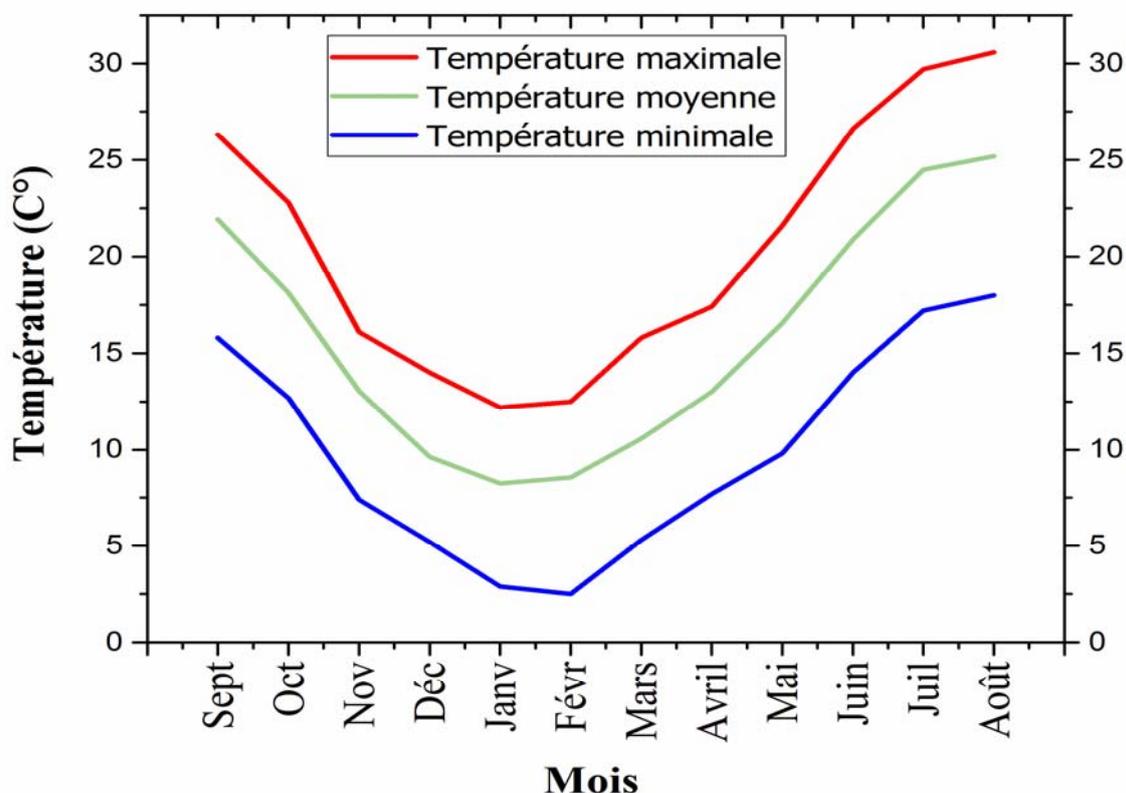


Figure 26. Diagramme des températures minimales, moyennes et maximales annuelles (1985-2012).

III.3.2.2. Relation températures-précipitations

III.3.2.2.1. Diagramme Ombro-thermique

Selon la définition de [H. Gaussen, F. Bagnol et Henry \(1957\)](#), un mois sec où la somme totale de précipitation est égale ou inférieur au double de la température moyenne mensuelle du même mois $P \text{ (mm)} \leq 2T \text{ (}^\circ\text{C)}$, cette méthode simplifiée permet de déterminer la période humide ainsi que la période sèche. L'établissement du diagramme ombro-thermique à partir des données de températures et de précipitations de la station de Guelma, peut nous conduire de distinguer deux périodes (**Fig. 27**) :

- a- Une période froide et humide, pluvieuse qui s'étale sur sept mois (Novembre jusqu'au Mai) avec de faibles températures.
- b- La seconde est une période chaude et sèche relativement courte, qui s'étale sur cinq mois (du mois de Juin jusqu'à Octobre), caractérisée par de faibles précipitations (**Tableau 06**).

Tableau 6. Températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Guelma (1985-2012).

	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juillet	Août
P (mm)	36,77	41,83	61,95	78,11	70,94	61,79	57,35	53,10	46,39	16,97	3,48	10,43
T (°C)	21,92	18,12	13,04	9,63	8,24	8,57	10,58	13,01	16,56	20,88	24,49	25,18

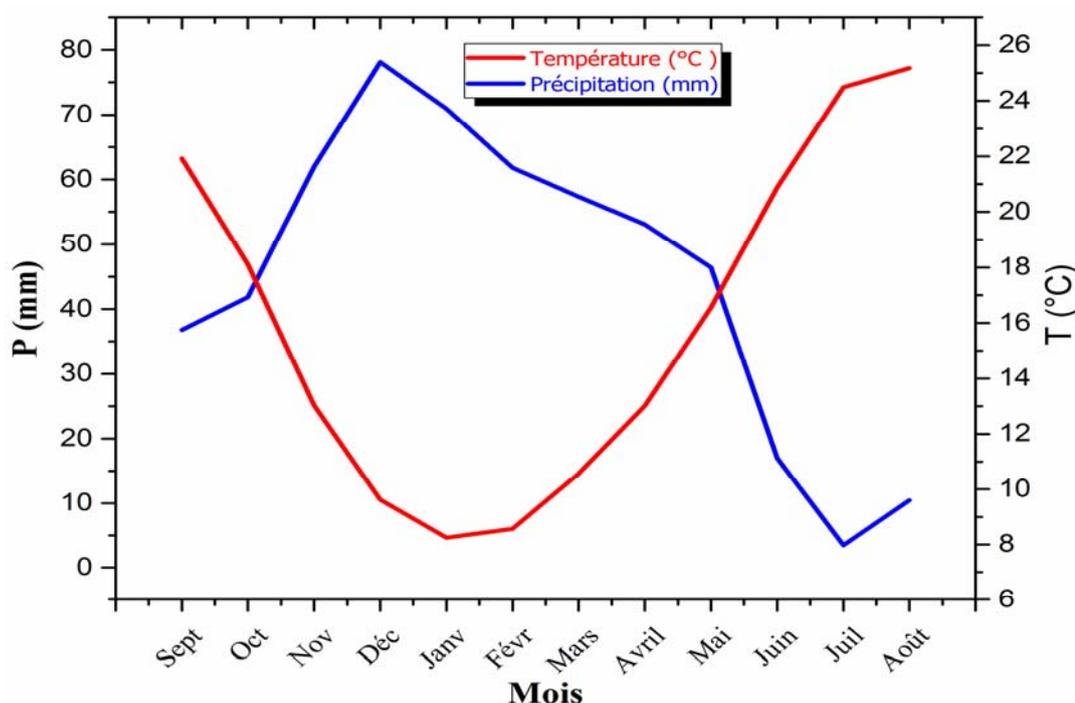


Figure 27.
Diagramme ombro-thermique, station de Guelma (1985-2012).

III.3.2.2.2. Détermination de l'humidité du sol (méthode d'Euverte)

La méthode **d'Euverte** fait appel à deux paramètres essentiels qui sont la température et la précipitation établies mensuellement où le rapport P/T permet de connaître l'évolution de l'humidité du sol.

Le rapport permet également de définir quatre types de régimes :

$(P/T) < 1$, le régime est très sec ;

$1 < (P/T) < 2$, le régime est sec ;

$2 < (P/T) < 3$, le régime est sub-humide ;

$(P/T) > 3$, le régime est humide.

Les résultats obtenus du rapport (P/T) synthétisés dans le **tableau 07**, montrent que la période humide commence du mois de novembre jusqu'au mois d'avril, la période sub-humide correspond aux mois d'octobre et mai, alors que la période sèche correspond au septembre, le régime très sec présenté par les trois mois juin, juillet et août.

Tableau 7. Variation des valeurs de rapport (P/T) pour la station de Guelma (1985-2012), d'après la méthode d'Euverte.

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juillet	Août
P (mm)	36,77	41,83	61,95	78,11	70,94	61,79	57,35	53,10	46,39	16,97	3,48	10,43
T (°C)	21,92	18,12	13,04	9,63	8,24	8,57	10,58	13,01	16,56	20,88	24,49	25,18
P/T	1,68	2,31	4,75	8,11	8,61	7,21	5,42	4,08	2,80	0,81	0,14	0,41

III.3.2.2.3. Détermination de l'aridité (indice De-Martonne)

En se basant sur le régime des précipitations et des températures, **De-Martonne** en 1923 définissait un indice d'aridité par la relation suivante :

$$A = P / (T + 10)$$

A : indice de Martonne

P : précipitations moyennes annuelles (mm)

T : températures moyennes annuelles (°C).

-la région de Guelma :

$$P = 539.11 \text{ mm}$$

$$T = 15.85^\circ\text{C}$$

$$A = 20.85$$

Selon De-Martonne une valeur de A comprise entre 20 et 30 caractérise un climat tempéré à tendance semi-aride en été.

III.3.3. Evapotranspiration potentielle et réelle

L'évapotranspiration joue un rôle très important dans les études hydrologiques, car c'est un paramètre qui intéresse à l'étude de bilan hydrologique et ainsi les réserves souterraines.

Toute perte sous forme de vapeur c'est l'évapotranspiration aboutissant de deux phénomènes, l'un physique c'est l'évaporation, et l'autre biologique c'est la transpiration.

L'évapotranspiration joue un rôle primordial dans le cycle de l'eau et ce facteur est lié à plusieurs paramètres physiques comme la température (T°), l'air, l'eau et la vitesse du vent.

III.3.3.1. Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle (exprime la hauteur de la lame d'eau ou la tranche d'eau évaporée), est la somme des quantités d'eau pouvant s'évaporer et transpirer sur une surface donnée pendant une période bien définie, en considérant les apports d'eau suffisants.

Plusieurs formules ont été proposées par différents auteurs (Turc 1961, Thornthwaite, 1948), pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle ETP, nous n'avons pas pu utiliser toutes ces formules par manque de données nécessaires à leurs applications, on a choisi seulement la formule de Thornthwaite.

Thornthwaite a établi une corrélation entre la température moyenne mensuelle et l'ETP, où le pouvoir évaporant pour chaque mois est déterminé à partir de la relation suivante :

$$ETP = 16 \times (10 / I)^a$$

Avec :

ETP désigne l'évapotranspiration potentielle (mm) ;

T est la température moyenne mensuelle ($^\circ\text{C}$) ;

I désigne l'indice thermique annuel ;

i désigne l'indice thermique mensuel, $i = (t / 5)^{1.5}$

a est exposant climatique, $a = (1.6 / 100) \times I + 0.5$

Les valeurs de l'ETP calculées pour chaque mois corrigé au moyen d'un coefficient K (voir **tableau 08**) qui tient compte du nombre de jours : $ETP_c = ETP \times K$

Tableau 8. Tableau des coefficients de corrections de chaque mois.

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juillet	Août
K	1.05	0.91	0.75	0.7	0.73	0.78	1.02	1.15	1.32	1.33	1.33	1.24

Le **tableau 9** ci-dessous montre les résultats de l'ETP et ETP_{corr} calculés par la méthode de Thornthwaite

Tableau 9. Evapotranspiration potentielle ETP selon Thornthwaite.

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Année
P (mm)	36,77	41,83	61,95	78,11	70,94	61,79	57,35	53,1	46,39	16,97	3,48	10,43	539,11
T (°C)	21,92	18,12	13,04	9,63	8,24	8,57	10,58	13,01	16,56	20,88	24,49	25,18	15,85
i	9,37	7,02	4,27	2,70	2,13	2,26	3,11	4,25	6,13	8,71	11,08	11,56	72,60
E.T.P (mm)	100,35	73,14	42,34	25,586	19,748	21,079	29,915	42,178	62,978	92,568	120,65	126,35	756,89
K(36°)	1,05	0,91	0,75	0,7	0,73	0,78	1,02	1,15	1,32	1,33	1,33	1,24	//
ETP_{corr}(mm)	105,37	66,56	31,76	17,91	14,42	16,44	30,51	48,51	83,13	123,12	160,47	156,68	854,86

III.3.3.2. Evapotranspiration réelle (ETR)

Appelée aussi déficit d'écoulement (D_e), elle correspond à la quantité d'eau évaporée ou transpirée selon les influences climatiques réelles et la disponibilité des réserves d'eau (*surface libre-sol-végétation*), l'ETR s'écarte plus ou moins de l'ETP selon la nature des surfaces évaporantes.

Le déficit d'écoulement moyen annuel (D_e), est par définition, la différence entre les précipitations et le ruissellement :

$$D_e = P - Q$$

Où : P c'est la hauteur moyenne annuelle des précipitations tombées sur le bassin versant.

Q c'est la hauteur moyenne annuelle de la lame d'eau ruisselée.

Plusieurs formules ont été établies par différents auteurs, parmi lesquelles, nous avons retenu :

a- La formule de Turc

Cette formule est applicable pour tous les climats, et consiste à établir l'ETR à partir des données de la précipitation et la température :

$$D_e = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{Avec :} \quad L = 300 + 25T + 0.05T^3$$

P : pluie moyenne annuelle en (mm).

L : paramètre dépendant de la température.

T : Température moyenne annuelle, en °C.

ETR : évapotranspiration réelle ; exprimée en (mm).

b- Méthode de Wundt

L'abaque de Wundt modifié par Coutagne (**Fig. 28**), permet de déduire la valeur de l'ETR en prenant en considération la température moyenne annuelle (T°) et les précipitations annuelles (P).

c- Méthode de P. Verdeil (1988)

C'est une méthode applicable pour les régions semi-arides en Algérie (in Mihoubi 2009), et dont les précipitations ne dépassent pas les 600 mm, comme le cas de la station de Guelma. L'ETR déterminé par la projection sur la droite représentée dans l'abaque (**Fig. 29**). Les valeurs de l'ETR obtenues (**tableau 10**), avec les paramètres climatiques utilisés pour chacune des méthodes sont récapitulés dans le tableau suivant :

Tableau 10. Méthodes de calcul de l'E.T.R.

	P (mm)	T (°C)	L = f(T)	ETR (mm)
Formule Turc	539,1068	15,8509	895,45	479,81
Formule Wundt	539,1068	15,8509	/	517.4
Formule Verdeil	539,1068	15,8509	/	662.5

Les résultats de l'ETR présentent des valeurs proches, le plus important est celui de Verdeil. L'aspect empirique influe sur l'écart entre les différentes valeurs.

III.3.4. Bilan hydrique

III.3.4.1. Bilan hydrique selon Thornthwaite

Ce bilan est établi (**Tableau 11**) à l'échelle mensuelle basé sur des données connues des précipitations P et de l'évapotranspiration potentielle ETP : Si les précipitations du mois sont supérieures à l'ETP ; l'ETR est égale à l'ETP et on a alors un excédant en eau :

$$P > ETP \Rightarrow ETR = ETP$$

- Si les précipitations mensuelles sont inférieures à l'ETP, le sol restitue l'eau emmagasinée jusqu'à l'épuisement des réserves : $P < ETP \Rightarrow ETR = P + RFU$.

Pour calculer les variations des paramètres suivants :

ETR : l'évapotranspiration réelle ;

RFU : la réserve facilement utilisable, si :

$P > ETP$: il reste une quantité d'eau $P-ETP$ qui affecté en premier lieu à la RFU et lorsque le RFU est resté pleine elle sera destinée à l'écoulement Q (nous considérons que la réserve facilement utilisable est égale à 100 mm).

$P < ETP$: $RFU=0$;

Da : déficit agricole, avec $Da=ETP-ETR$;

Ws : excédent ou water surplus.

R : ruissellement.

Tableau 11. Bilan hydrologique-la station de Guelma (1985-2012), méthode de Thornthwaite.

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Année
P (mm)	36,77	41,83	61,95	78,11	70,94	61,79	57,35	53,10	46,39	16,97	3,48	10,43	539,11
ETP (mm)	105,37	66,56	31,76	17,91	14,42	16,44	30,51	48,51	83,13	123,12	160,47	156,68	854,86
RFU (mm)	0,00	0,00	30,19	90,39	100,00	100,00	100,00	100,00	63,26	0,00	0,00	0,00	583,85
ETR (mm)	36,77	41,83	31,76	17,91	14,42	16,44	30,51	48,51	83,13	80,23	3,48	10,43	415,41
Da (mm)	68,60	24,73	0	0	0	0	0	0	0	42,89	156,99	146,25	439,45
Ws (mm)	0	0	0	0	46,92	45,35	26,84	4,59	0	0	0	0	123,70
R (mm)	0,00	0,00	0,00	0,00	23,46	34,40	30,62	17,61	8,80	4,40	2,20	1,10	122,60

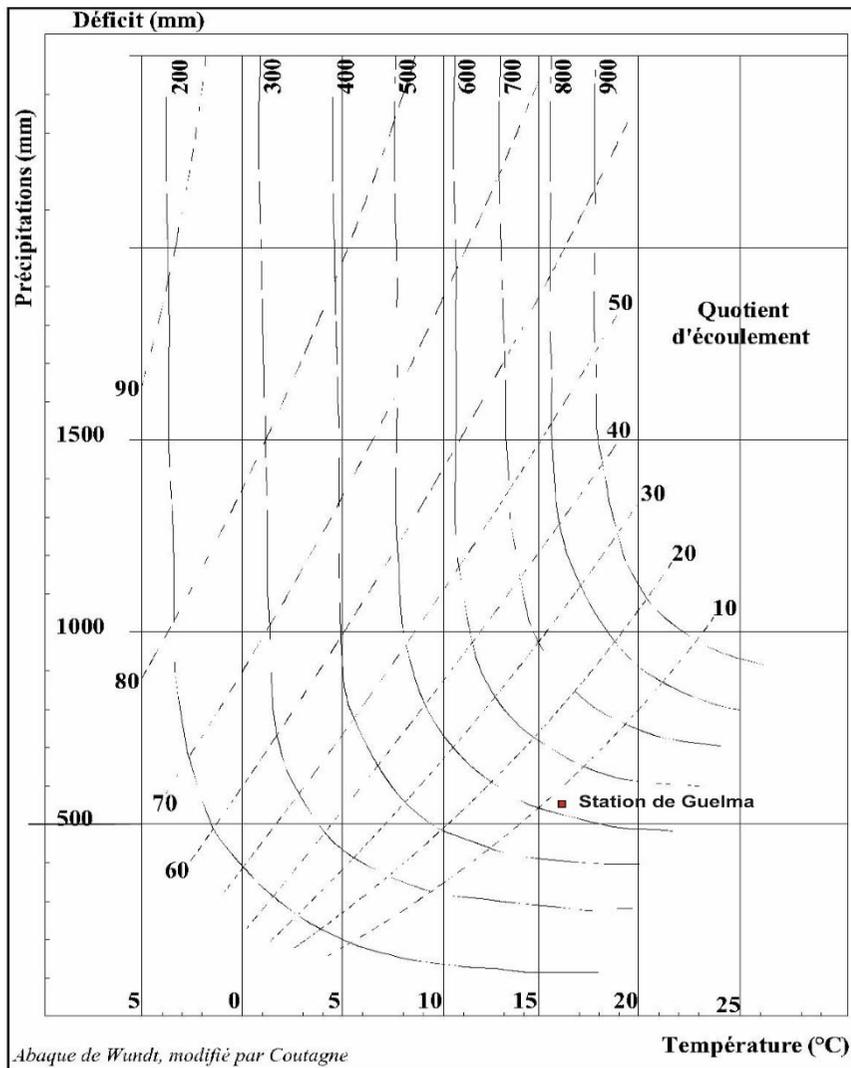


Figure 28. Evaluation des éléments et déficit en fonction de la température et des précipitations.

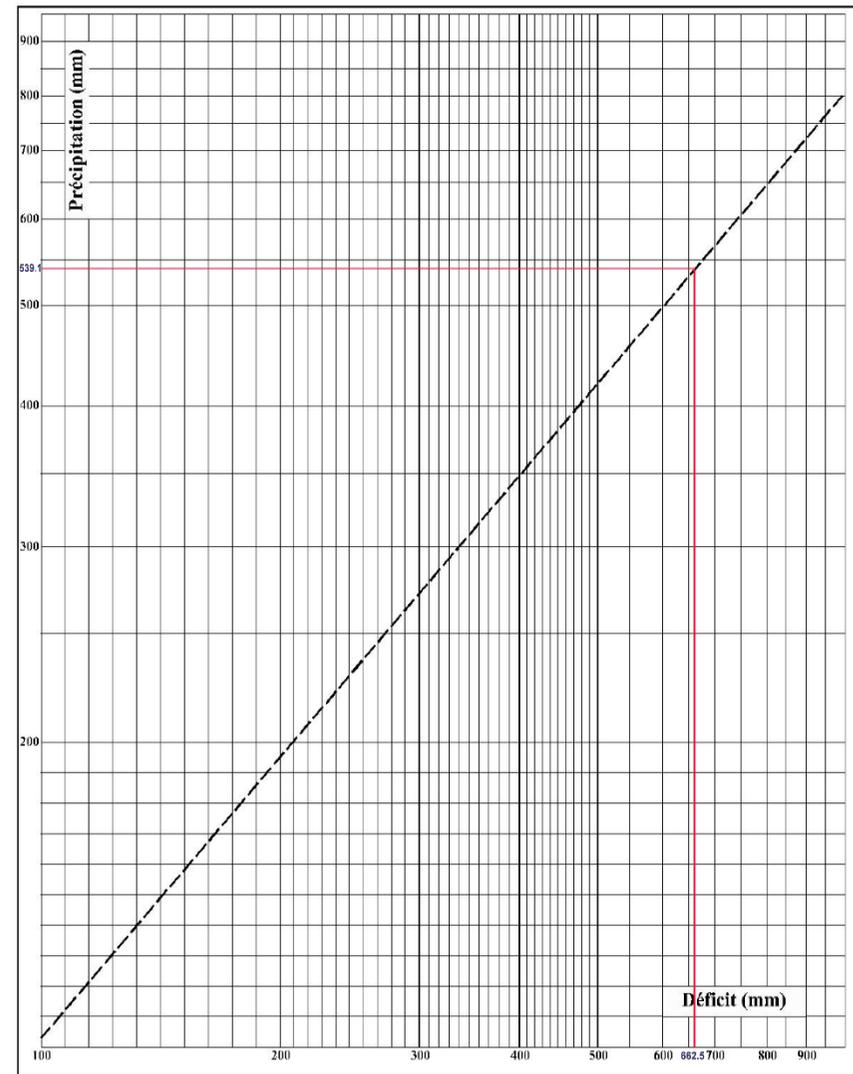


Figure 29. Abaque pour le calcul du déficit d'écoulement Algérie, d'après P. Verdeil, 1988.

L'analyse des résultats du **tableau 11** et **Fig. 30**, nous a permis de faire les remarques suivantes :

- L'ETR est égale à 415.41 mm, et représente 77.05% des précipitations.
- Le renouvellement des réserves du sol débute au mois de novembre jusqu'au mois de mai.
- Le déficit agricole est de l'ordre de 439.45 mm, la saison commence du mois de mai jusqu'au mois de novembre, avec un maximal de 156.99 mm.
- Un excédent de l'ordre de 123.70 mm qui représente les mois de janvier, février, mars et avril.

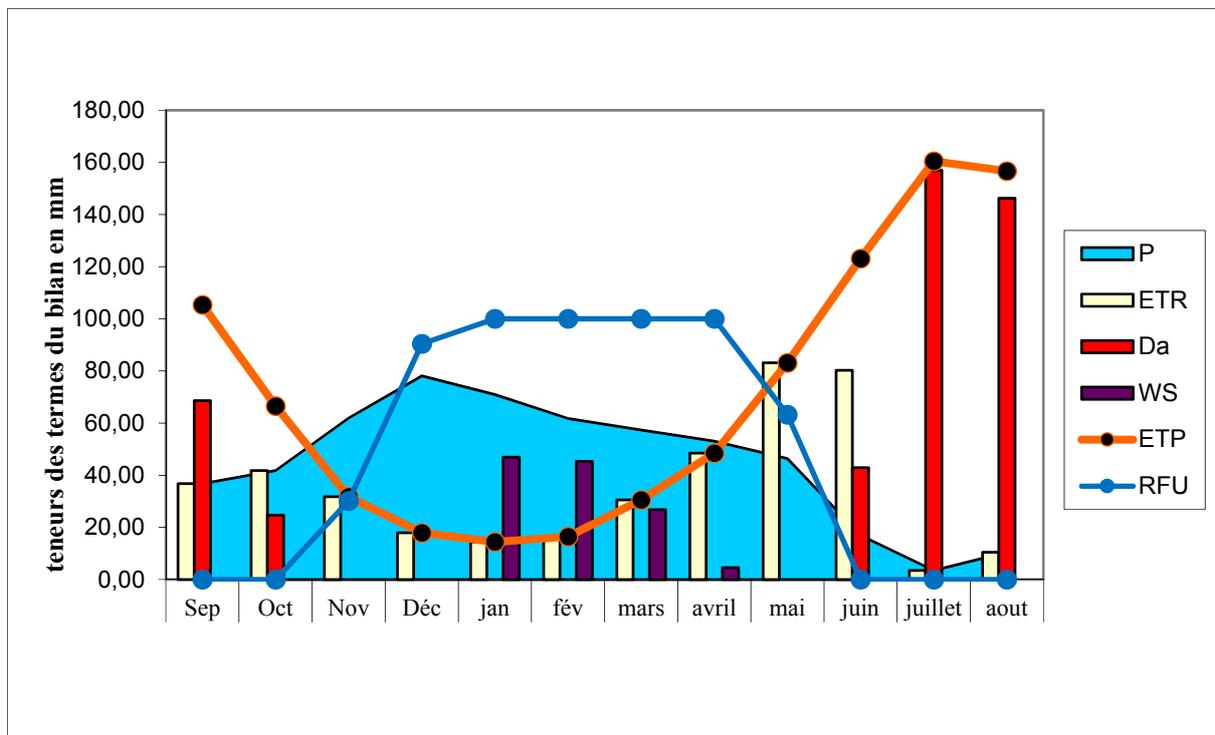


Figure 30. Paramètres mensuels du bilan hydrique de Thornthwaite, station de Guelma.

III.3.5. Variabilité temporelle climatique régionale à partir des chroniques de pluviométrie des trois stations principales

L'objectif de cette partie est de caractériser les variations à long terme des chroniques pluviométriques étudiées relatives aux 3 stations principales du Bassin de la Seybouse (Medjaz Amar, Guelma et Bouchegouf). Dont le but d'analyser si les variations sont aléatoires ou caractérisées par une certaine saisonnalité, et de comprendre leurs conséquences sur le fonctionnement hydrologique régional.

III.3.5.1. Analyse spectrale des pluies

Notre étude porte sur des chroniques de moyennes journalières de pluies relatives aux stations de Medjaz Amar, Guelma et Bouchegouf avec des séries de 33 ans (1980-2013). Nous cherchons à détecter les différents modes de variabilité influençant de façon importante sur la variabilité des pluies et connaître la structuration temporelle des signaux pluviométriques en vue de l'étude ultérieure de régime des sources du système hydrothermal de la région.

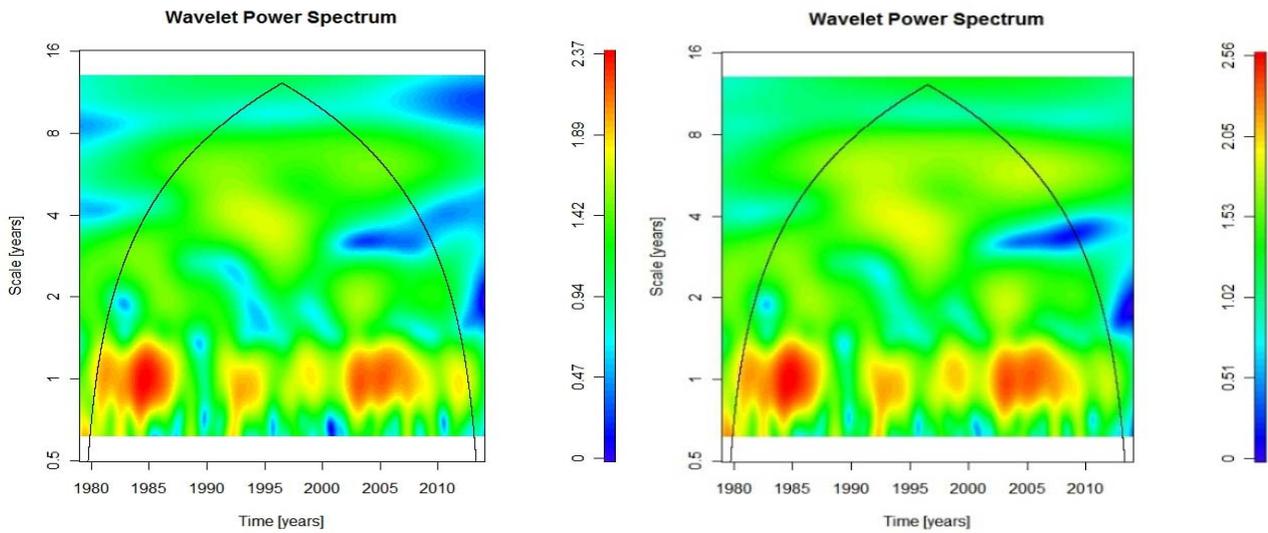
III.3.5.1.1. Analyses par ondelettes continues

Une analyse en ondelettes continues des précipitations a été réalisée sur les pluies des trois stations, avec une analyse plus fine de la structure spectrale des signaux pluviométriques, et pour localiser les éventuelles discontinuités liées à l'instationnarité des signaux hydroclimatiques (**Fig. 31**).

Une série chronologique est physiquement un signal ou une addition de signaux. Ils peuvent être stationnaires (aux propriétés statistiquement invariantes au cours du temps), ou transitoires (probabilité aléatoire d'apparition au cours du temps ; Meyer, 1992). Techniquement, l'algorithme par ondelette fonctionne dans l'espace temps-échelle et pas exactement comme la décomposition de Fourier en fréquence.

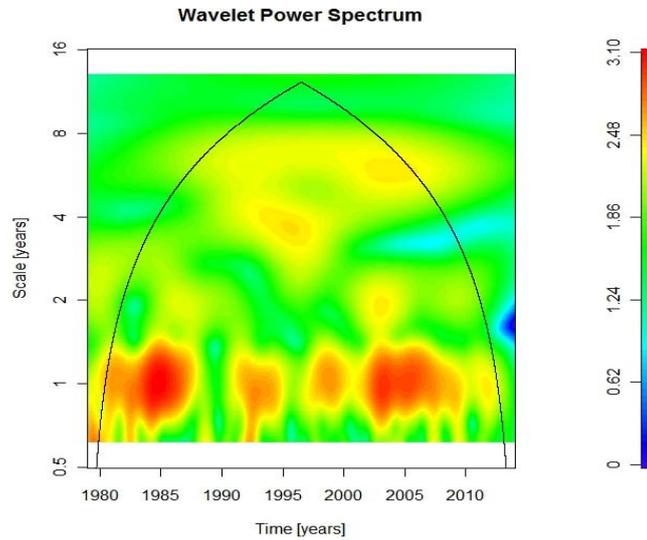
Pour une interprétation plus facile, les résultats du processus sont représentés comme des périodicités ($1/f$) ayant l'année comme unité de mesure. Les valeurs du maximum d'amplitude révélées par l'analyse par ondelette situées dans l'espace temps-fréquence sont (du point de vue climatique), dont les phénomènes se passent tout au long de la série (par exemple la saisonnalité) ou des perturbations (signaux transitoires), des phénomènes individuels qui apparaissent n'importe quand autour de la série (Mateescu et Haidu, 2006). La transformation par ondelette utilise la décomposition d'une série temporelle en combinaisons d'ondelettes-prototype (Morlet, 1982); l'apparition de la méthode représente un saut qualitatif dans l'interprétation des résultats dans le domaine temps-fréquence.

La série des précipitations est ensuite examinée par la méthode des ondelettes, utilisant la méthode développée par Jevrejeva et al. (2003). Dans la **figure 31**, les diverses fréquences ont été « cartographiées » dans le temps, le seuil de confiance statistique étant environ de 90%. L'axe des ordonnées représente les fréquences ; pour une meilleure interprétation du résultat, on mesure l'inverse : la périodicité = $1/f$ mesurée en années ; L'abscisse est l'axe du temps (de 1980 à 2013) ; les dégradés colorés dans le graphique représentent le pouvoir (énergie) des ondelettes (wavelet), les zones de pouvoir significatifs du point de vue statistique sont entourées



Station de Medjaz Amar

Station de Guelma



Station de Mechrouha

Figure 31. Analyse en ondelettes (wavelet) de la pluie : Medjaz Amar, Guelma et Mechrouha.

par une ligne noire c'est le cône d'influence. La zone du graphique en dehors de ce cône sont des valeurs qui n'ont pas de signification statistique. On observe immédiatement la présence d'une discontinuité de la saisonnalité annuelle (valeur 1 = périodicité d'un an) plus marquée dans les deux stations de Medjaz Amar et Guelma, la station de Machrouha, interrompue quand même durant les années 1988-1992, 1996, 2001 et 2010 (stations de Medjaz Amar et Guelma) et 1988-1992, 1996 et 2010 (station de Machrouha) ; il explique le changement du climat qui

devient de plus en plus subhumide vers la partie Est et Nord-Est du bassin de Seybouse. La périodicité semestrielle existe mais avec un pouvoir inférieur à celui annuel.

III.4. Analyses des écoulements de surface et bilan hydrologique

III.4.1. Les débits moyens annuels, mensuels et journaliers

III.4.1.1. Les débits moyens annuels (Annexe. 2)

Les débits moyens annuels mesurés à la station de Medjaz Ammar II, sur une période de 1968-2002. La moyenne interannuelle des débits de cette période montre que le débit moyen est de l'ordre de $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$, soit un apport de l'ordre de $78.660 \text{ hm}^3/\text{an}$, pour les stations Moulin Rochefort, Bouchegouf, Mirbeck et Berda sont respectivement $0.739 \text{ m}^3/\text{s}$, $15.967 \text{ m}^3/\text{s}$, $11.815 \text{ m}^3/\text{s}$ et $0.410 \text{ m}^3/\text{s}$.

La série de la station Medjaz Ammar II fait ressortir l'année exceptionnelle 1984-1985, avec un débit de l'ordre de $8.44 \text{ m}^3/\text{s}$, ainsi que la valeur remarquable de $6.15 \text{ m}^3/\text{s}$ et $6.07 \text{ m}^3/\text{s}$ enregistrée respectivement durant les années 1986-1987 et 1972-1973.

Les valeurs minimales des débits correspondent également aux années sèches précédemment citées (analyses des ondelettes), c'est le cas de l'année 1987-88 avec une valeur de débit de $0.13 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. 32).

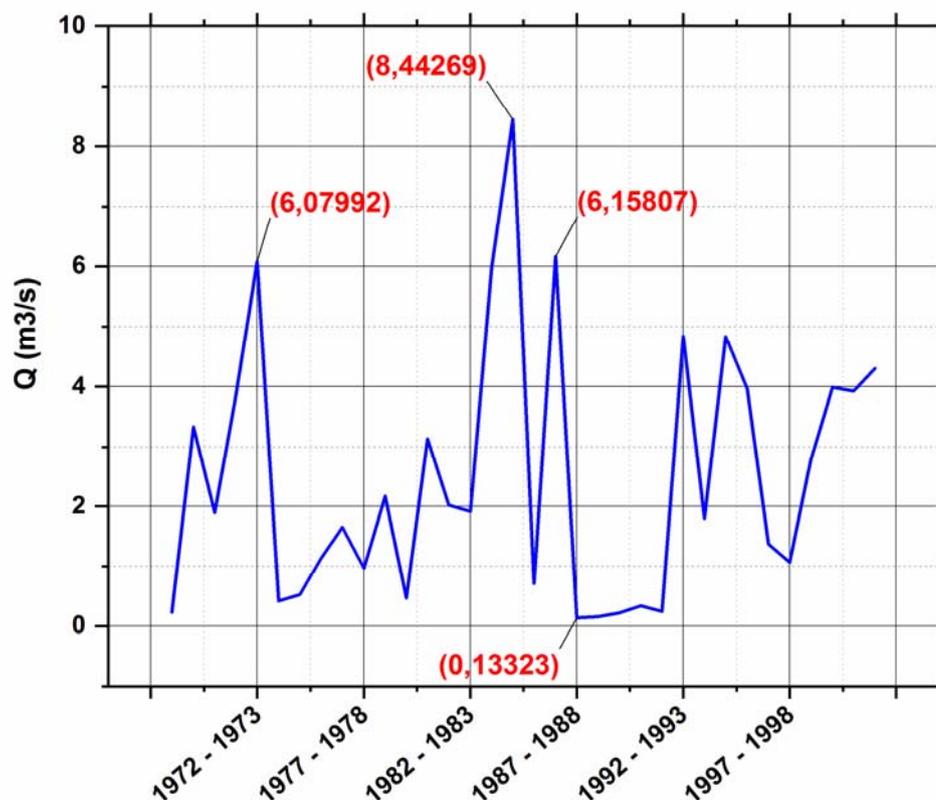


Figure 32. Débits moyens annuels station Medjaz Ammar II.

III.4.1.2. Les débits moyens mensuels

L'examen des variations des débits moyens mensuels montre que les valeurs maximales des débits coïncident avec et les mois où les précipitations sont les plus fortes.

Il s'agit du mois de décembre, avec une valeur moyenne mensuelle du débit de $41.43 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'année 1984-85 (**Fig. 33**), alors que pour la période 1986-87 (**Fig. 34**), une valeur maximale de l'ordre de $29.00 \text{ m}^3/\text{s}$ a été enregistrée au mois de février, pour l'année 1972-73 (**Fig. 35**), la valeur maximale moyenne mensuelle est de l'ordre de $34.69 \text{ m}^3/\text{s}$.

Les valeurs minimales des débits sont de l'ordre de 0.11 , $0.01 \text{ m}^3/\text{s}$ et $0.29 \text{ m}^3/\text{s}$, enregistrées au mois de Septembre et aout respectivement durant les périodes de 1984-85, 1986-87 et 1972-73.

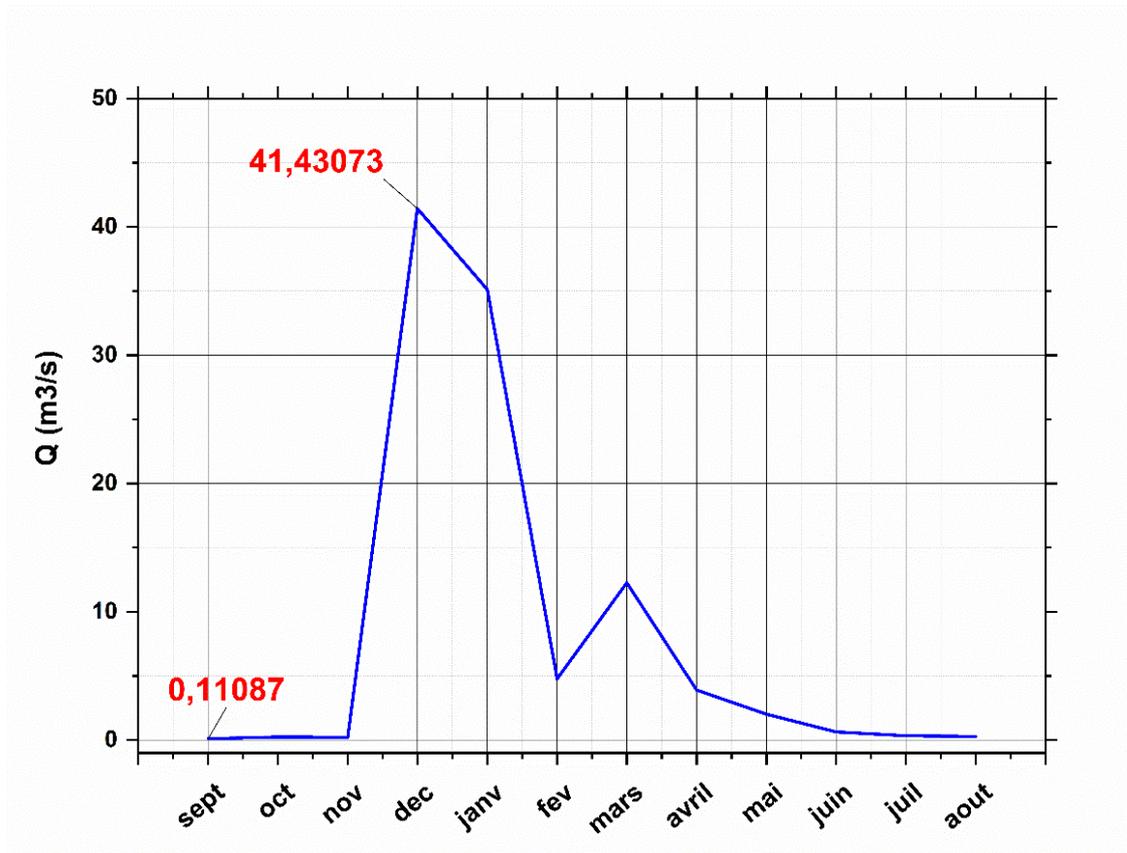


Figure 33. Débits moyens mensuelles station Medjaz Ammar II (1984-85).

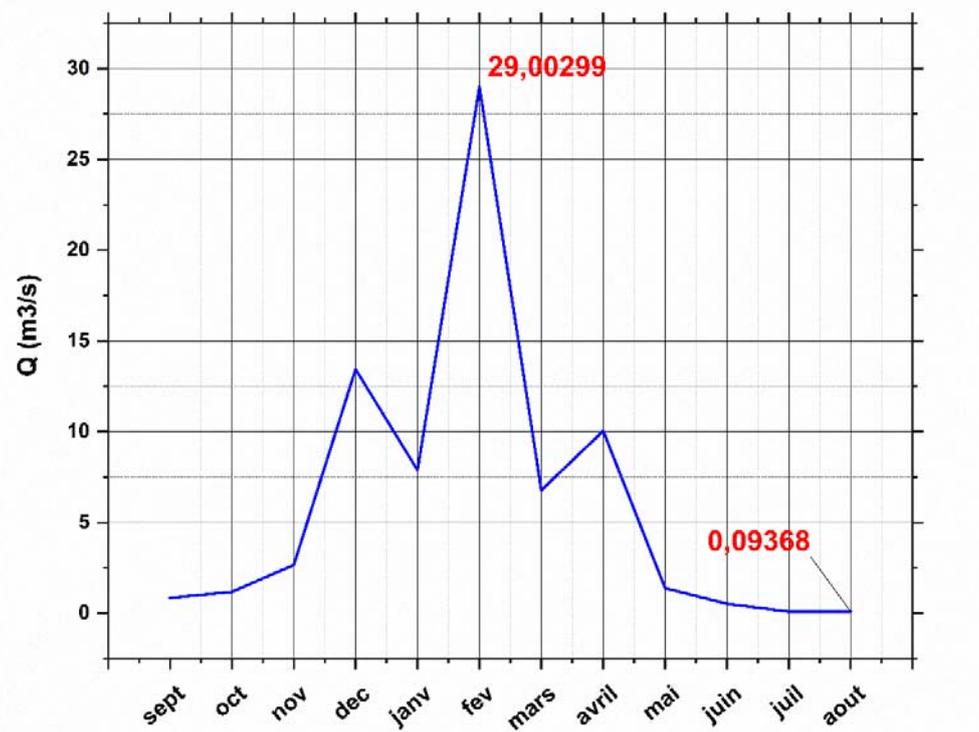


Figure 34. Débits moyens mensuelles station Medjaz Ammar II (1986-87).

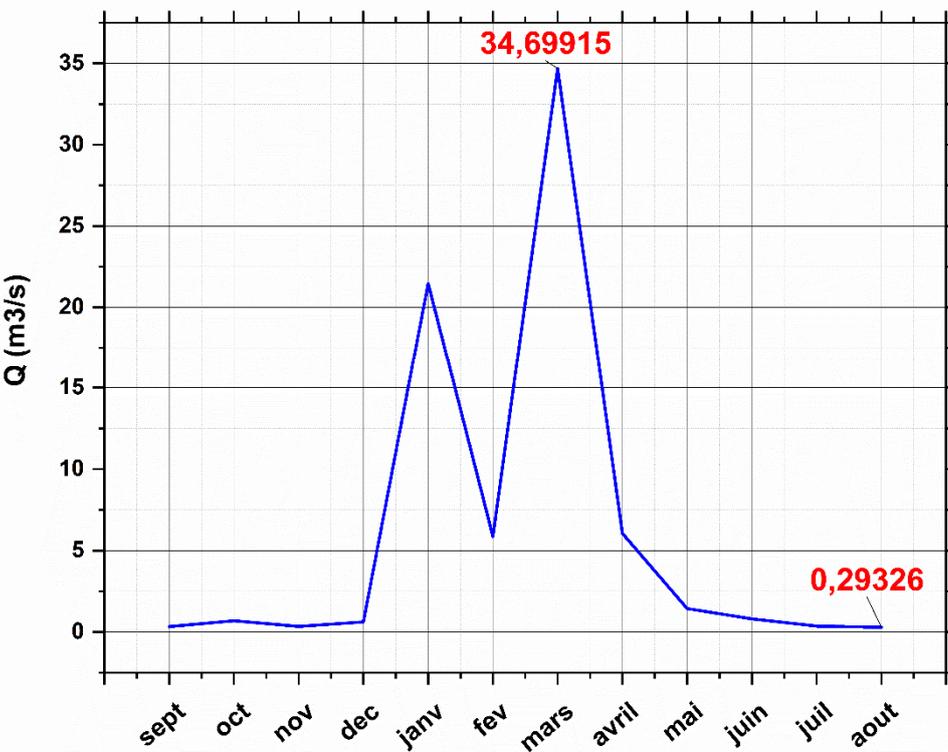


Figure 35. Débits moyens mensuelles station Medjaz Ammar II (1972-73).

III.5. Bilan hydrologique

L'expression générale du bilan hydrologique exprime l'égalité des apports et les pertes d'eau, évaluées sur des périodes plus ou moins longues, la formule du bilan est la suivante :

$$P = ETR + R + I + W$$

Où :

P : précipitation moyenne annuelle en mm.

ETR : désigne l'évapotranspiration réelle en mm.

R : désigne le ruissellement en mm.

I : désigne l'infiltration en mm.

W : c'est la variation des réserve (qui peut être négligeable) en mm.

III.5.1. Ruissellement

Le ruissellement est calculé selon la formule de **Tixeront-Berkaloff**, ce paramètre est considéré comme très important de point de vue hydrologique, et qui exige que les précipitations, soient supérieures de 500 mm :

$$R = P^3 / 3.(ETP)^2$$

R : le ruissellement superficiel calculé en mm.

P : la précipitation moyenne annuelle en mm (539.11mm).

ETP : désigne l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle (mm) soit 854.86 mm.

Le ruissellement selon l'équation Tixeront-Berkaloff : **R**= 71.46 mm soit 13.25%.

III.5.2. Infiltration

L'infiltration est le passage d'eau à travers la surface du sol en mouvement descendant de la zone non saturée jusqu'à la zone saturée (G. Castany et J. Margat, 1977).

On peut estimer ce paramètre suivant la formule suivante :

$$P = ETR + R + I + W \implies I = P - (ETR + R)$$

I=52.24 mm, soit 9.7%.

3.2.3. Lamme d'eau écoulee (E)

$$E = R + I \quad E = 71.46 + 52.24 = 123.7 \text{ mm}$$

L'ensemble de La lamme d'eau ruisselée et infiltrée est égal à 123,7 mm et représente 22,94% des précipitations moyennes annuelles tombées sur la région de Guelma.

Les précipitations sont partagées presque entre le ruissellement (71,46mm) qui va rejoindre principalement les Oueds et l'infiltration (52,24mm) qui va recharger l'ensemble des eaux souterraines (nappes phréatiques et le système hydrothermale de la région).

III.6. Conclusion

Ce chapitre a fait l'objet d'une description et d'une analyse hydrologique qui nous a permis de cerner les différents paramètres ; P, T et ETR.

D'après les résultats obtenus, on constate que notre région d'étude se range dans un climat semi-aride caractérisé par un hiver pluvieux (entre 500 à 600mm) et froid (Novembre jusqu'à Mai) et un été sec et chaud (Juin jusqu'à Octobre).

L'augmentation remarquable de la température engendrée par une augmentation de l'évapotranspiration (415.41 mm) va influencer nos réserves superficielles.

Les valeurs obtenues du ruissellement (13.25%) et d'infiltration (9.7%) sont relativement faibles ce qui pose un problème sur la réalimentation du système hydrothermale de la région et par conséquent sur le débit des sources hydrothermales

Chapitre IV
HYDROCHIMIE ET
CARACTERISATION DES EAUX
HYDROTHERMALES

IV.1. Introduction

La répartition des sources thermales dans le nord-est algérien est fortement dépendante de la nature géologique et hydrogéologique ; spatialement cette répartition coïncide avec les principaux traits structuraux et les réservoirs représentés par les formations carbonatées du Jurassique et du Crétacé, ainsi que les formations triasiques de la région.

Pour ce quatrième chapitre, il a été nécessaire d'effectuer des campagnes d'analyses physico-chimiques sur les eaux de toutes les sources thermales et froides de la région (éléments majeurs et mineurs), l'interprétation des données permettra de cerner les différences et les points communs de la composition chimique des 13 sources thermales échantillonnées dans la région de Guelma.

L'interprétation hydrogéochimique, nous permet de mieux comprendre les différentes interactions eau-roche tout au long du parcours des eaux thermales (du réservoir jusqu'à la surface), et les utiliser comme indicateur géothermique dans l'évaluation des potentialités des réservoirs géothermiques dans cette région considérée comme le plus important et intéressant champ géothermique de l'Algérie du Nord-Est.

IV.2. Analyse chimique des eaux

Deux campagne de terrain, effectuées en Janvier 2014 et 2016, ont permis d'échantillonner les eaux thermales, et une troisième campagne que pour les eaux froides (**Fig. 36**). Les paramètres physiques ont été mesurés in situ ; tels que la température, le pH, la conductivité et l'oxygène dissous. Les analyses chimiques en éléments majeurs et traces des échantillons d'eau collectés ont été réalisées au laboratoire de chimie (Zouaghi et Chaabat erssas) de l'université des frères Mentouri-Constantine 1, par la méthode colorimétrique et par fluorescence.

Des analyses spécifiques, comme les isotopes et les gaz n'ont pas été réalisés en raison du manque d'outils d'échantillonnage, de mesures des teneurs en isotopes et le coût élevé de ces analyses.

Tous les paramètres physico-chimiques des différents échantillons des eaux sont récapitulés en **Annexe. 3**.

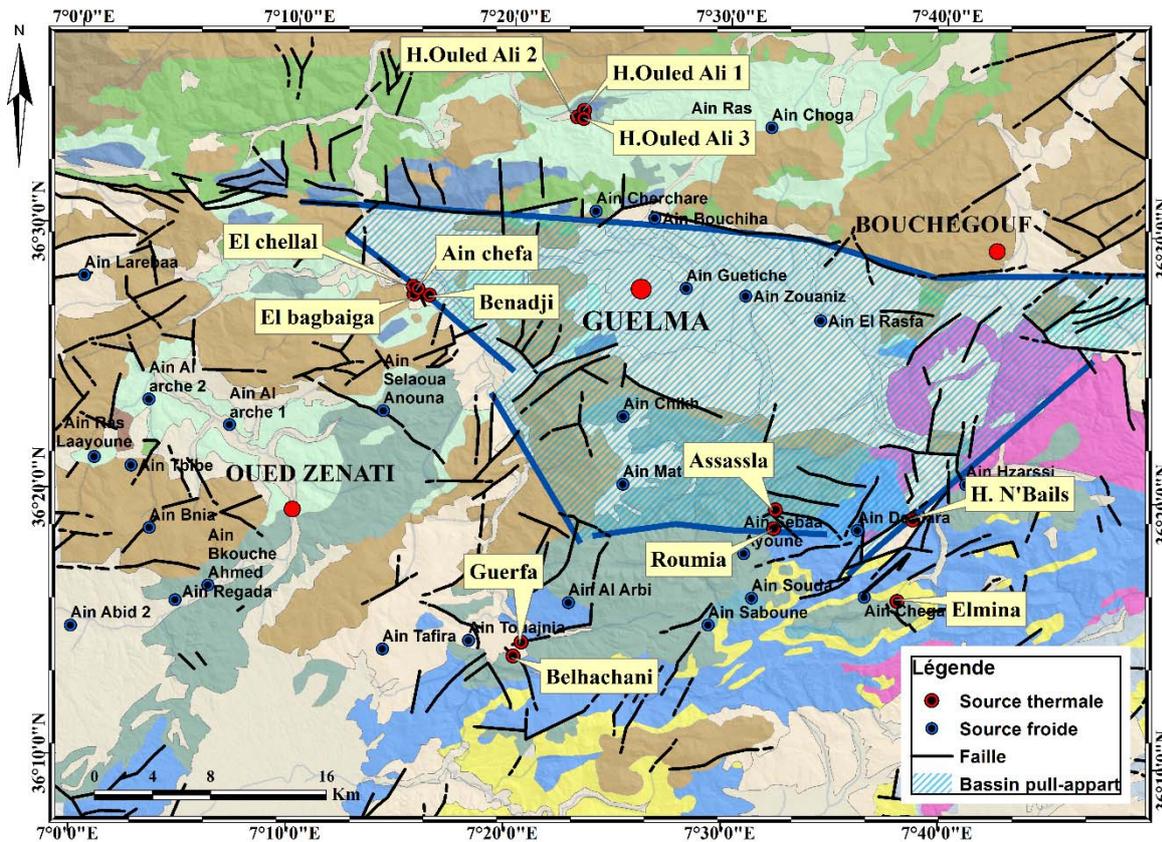


Figure 36. Carte de répartition géostrucurale des eaux thermales et froides.

IV.2.1. Paramètres physico-chimiques

IV.2.1.1. Les températures de l'eau à l'émergence

Selon (Schoeller, H. 1963) ; les eaux thermales sont des eaux dont la température à l'émergence est supérieure à la température moyenne annuelle de l'air plus de 4-5 °C au lieu de l'émergence. Les mesures de la température ont été effectuées au niveau des griffons des sources hydrothermales, au moyen d'un multimètre de type HANNA, intégrées au pH-mètre, la conductivité et au l'oxygène dissous, l'incertitude sur la mesure étant de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$.

Il est important de rappeler que les températures mesurées aux émergences ne sont pas représentatives de la température réelle du réservoir, car un éventuel refroidissement des eaux thermales peut se produire le long du circuit des eaux thermales lors de l'ascension vers la surface par plusieurs voies ; soit par dégazage, ou bien un échange thermique avec les parois du drain hydrothermal et le plus souvent par un mélange avec des eaux froides en profondeur comme en surface.

Les températures mesurées aux émergences oscillent entre 20 et 94°C, la valeur maximale relevée (94°C) correspond à la source de Hammam Debagh (El Chellal), cette valeur fluctue

entre 94 et 97.7°C selon les saisons, de ce fait cette source est considérée comme la source la plus chaude en Algérie et en deuxième position après les geysers de l'Islande (Dib. H 2008). Selon les classifications des eaux thermales (P. Verdeil, 1986), les eaux hydrothermales de la région de Guelma se répartissent en deux catégories ; les eaux mésothermales (les températures comprises entre 30 et 50°C) représentent 50% de la totalité des sources, et les eaux hyperthermales avec des températures variant entre 50 et 100°C représentent 50% des eaux thermales de la région, indiquant l'importance et un intérêt indéniable au point de vue géothermique.

IV.2.1.2. La conductivité

La conductivité électrique d'une eau, est la conductance du courant électrique, cette propriété est étroitement liée à la température, elle dépend de la quantité d'ions que renferme cette eau, donc elle aide à mesurer la minéralisation globale. Il est nécessaire de transférer les mesures à une température standard de 20°C, pour que toutes les valeurs soient comparables.

Les sources minérales et thermales de l'Algérie sont classées en 4 groupes (Issaâdi. A 1992) :

- Groupe 1 : la conductivité < 2000 µs/cm
- Groupe 2 : la conductivité comprise entre 2000 et 7000 µs/cm
- Groupe 3 : la conductivité comprise entre 7500 et 15000 µs/cm
- Groupe 4 : la conductivité supérieure à 15000 µs/cm

Le **tableau 12** récapitule les classes de la conductivité des sources hydrothermales de Guelma.

Tableau 12. Les classes de la conductivité des sources hydrothermales.

Sources	Conductivité (µs/cm) in-situ	Minéralisation (mg/L)	Groupe
Hamam Begbayga (geyser)	1460	1149	Groupe 1
Hamam Guerfa	1960	1790	Groupe 1
Hamam Belhacheni	1360	1888	Groupe 1
Hamam N'bails	1860	1640	Groupe 2
Hamam Assassla	450	553	Groupe 1
Hamam Ouled Ali 1	1090	1055	Groupe 1
Hamam Ouled Ali3	1320	1088	Groupe 1
Hamam Ouled Ali 2	1280	1080	Groupe 1
Hamam Chefa	1320	1276	Groupe 1
Hamam Benaji	1670	1306	Groupe 1
Hamam El Chellal	1880	1376	Groupe 1
Hamam Romia	640	683	Groupe 1
Hamam El Mina	3560	2142	Groupe 2

Les valeurs de conductivité varient entre 450 $\mu\text{s}/\text{cm}$ pour la source de Hammam Assassla, ce groupe est lié aux réservoirs carbonaté et 1860 $\mu\text{s}/\text{cm}$ pour Hammam El N'Bails, ce dernier présente une minéralisation importante de 1640mg/L et 2142 mg/L pour Hammam El Mina (apport d'une salinité importante due à la dissolution des évaporites du Trias affleurant dans cette partie de la zone d'étude).

IV.2.1.3. Le potentiel hydrogène de l'eau (pH)

La mesure du pH de l'eau aux griffons est réalisée à l'aide d'un multimètre de type HANNA, qui mesure l'activité des ions H^+ contenus dans une eau, suivant la formule suivante : $\text{pH} = -\text{Log}(\text{H}^+)$.

Le pH c'est un paramètre qui détermine l'acidité ou l'alcalinité d'une eau.

Les valeurs du pH mesurées montrent que toutes les sources hydrothermales ont des valeurs qui oscillent autour de la neutralité : entre 6.3 comme valeur minimale à Hammam N'Bails, et 7.4 comme valeur maximale à Hammam El Chellal.

Plusieurs facteurs influencent sur le pH comme la température, le CO_2 et la vitesse de circulation des eaux dans les conduits (pour le CO_2 , les pressions partielles pCO_2 ont été reconstituées sur la base de l'équilibre Calco-carbonique à l'aide du logiciel open source phreeqC[®] (Parkhurst & Appelo 2013).

IV.2.2. Caractéristiques chimiques

La circulation des eaux dans les fissurations des roches en dissout certains éléments chimiques, la dissolution est accélérée par la température et la durée d'interaction eau-roche.

Les eaux thermales proviennent des précipitations infiltrées dans le sol, le trajet souterrain des eaux est très long et profond a permis d'acquérir la composition chimique et la température uniques pour chaque point d'eau.

Les analyses chimiques effectuées, montrent une variabilité des teneurs de différents éléments déterminés d'une source à une autre.

IV.2.2.1. Les éléments majeurs

Les éléments chimiques correspondent aux cations et anions de ou la minéralisation des eaux. Les analyses chimiques ont été effectuées sur les échantillons prélevés sur 13 sources thermales de la zone d'étude, montrent des teneurs variables des différents éléments chimiques déterminés d'une source à une autre, l'examen de l'analyse montre que l'ion SO_4 est prédominant sur les ions HCO_3 et Cl avec des teneurs qui varient de 100 mg/L (Hammam Assassla) à 800 mg/L

(Hammam Belhachani), et Ca prédomine sur les cations Na et Mg avec des valeurs allant de 88,18 mg/L (Hammam Assassla) à 404.81 mg/L (Hammam N’Bails) (Fig. 37) liées aux formations gypsifères.

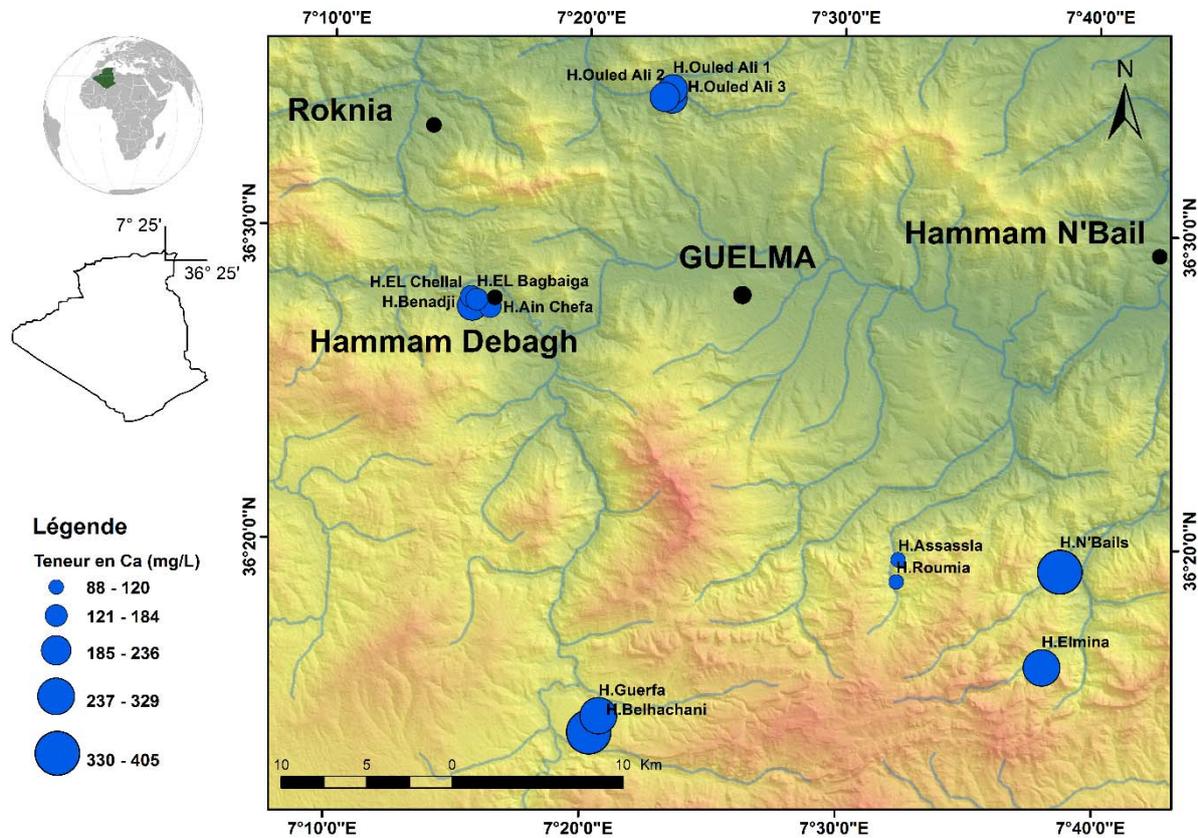
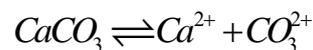


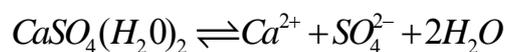
Figure 37. Carte des teneurs en calcium (mg/L).

IV.2.2.1.1. Le calcium

La présence de cet élément possède deux origines principales : soit la dissolution des carbonates suivant la formule :



Soit la dissolution des gypses :



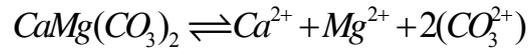
Dans notre terrain d'étude les valeurs de Ca oscillent de 88.18 mg/L (H. Assassla), et 404.81 mg/L comme valeur maximale (H. N’Bails).

Les teneurs faibles de Ca, est dues à l'échange entre les roches calcaires et/ou les dolomies avec l'eau, ou bien à un échange de base avec le sodium, provient du contact eaux-formations argileuses.

Pour les teneurs élevées en Ca provient de la dissolution du gypse, ou bien de l'anhydrite.

IV.2.2.1.2. Le magnésium

La présence du magnésium, provient de la dissolution des carbonates riches en magnésium suivant la formule suivante :



Les valeurs de Mg varient entre 4.56 mg/L (Hammam Ouled Ali 3), et 66.84 mg/L (Hammam El Mina). On pense que les teneurs élevées de Mg peuvent provenir aussi des formations évaporitiques.

IV.2.2.1.3. Le sodium

Les teneurs élevées en sodium, sont principalement liées à la dissolution rapide des formations évaporitiques (Halite), remarquée dans la partie Est de la zone d'étude. Les teneurs en sodium oscillent entre 24.99 mg/L (Hammam Ouled Ali) et 173.89 mg/L (Hammam El Mina).

IV.2.2.1.4. Le potassium

Le potassium provient de l'altération des argiles potassiques. Dans notre secteur d'étude, la teneur minimale est de 1.03 mg/L (Hammam Ouled Ali 3) et comme valeur maximale de 17.44 mg/L (Hammam El N'Bails).

Les apports en K proviennent principalement de la dissolution des formations évaporitiques.

IV.2.2.1.5. Les chlorures

Dans le secteur d'étude les évaporites sont la source principale des chlorures, dans les eaux naturelles avec de faibles quantités. Liées principalement à la nature lithologique de différentes formations géologiques, généralement les eaux riches en chlorures sont riches en sodium. Les teneurs en Cl dans les eaux des pluies sont de l'ordre de 4 mg/L. Dans notre région d'étude les valeurs varient de 35.5 mg/L (Hammam Romia et Ouled Ali 2) et 337.25 mg/L (Hammam El Mina) (**Fig. 38**). On remarque que les valeurs des chlorures sont plus importantes que celles du sodium, car cet élément chimique est caractérisé par sa mobilité importante ne rentre pas dans le phénomène de précipitation et n'est pas adsorbé par les formations géologiques.

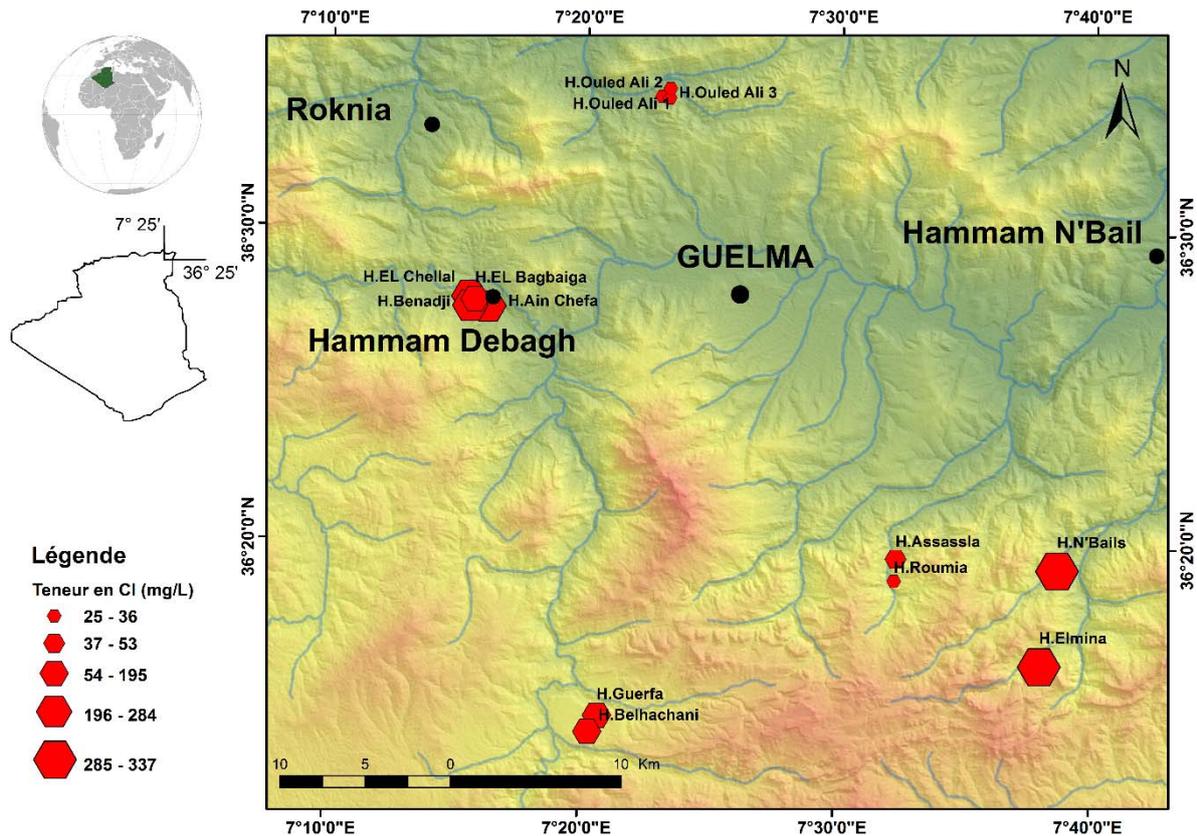
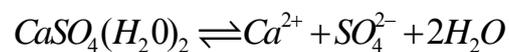


Figure 38. Carte des teneurs en chlorures (mg/L).

IV.2.2.1.6. Les sulfates

C'est l'élément prédominant les eaux thermales de la région de Guelma, les sulfates peuvent provenir des différentes origines ; géologique due à la dissolution des gypses, la dégradation de la matière organique ou bien anthropique par l'utilisation des pesticides ou des engrais.

Les valeurs des sulfates dans la région d'étude varient de 100 mg/L (Hammam Assassla) jusqu'à 800 mg/L (Hammam Belhacheni) (Fig. 39). Dans notre cas l'origine des sulfates provient de la dissolution du gypse, comme l'indique la formule suivante :



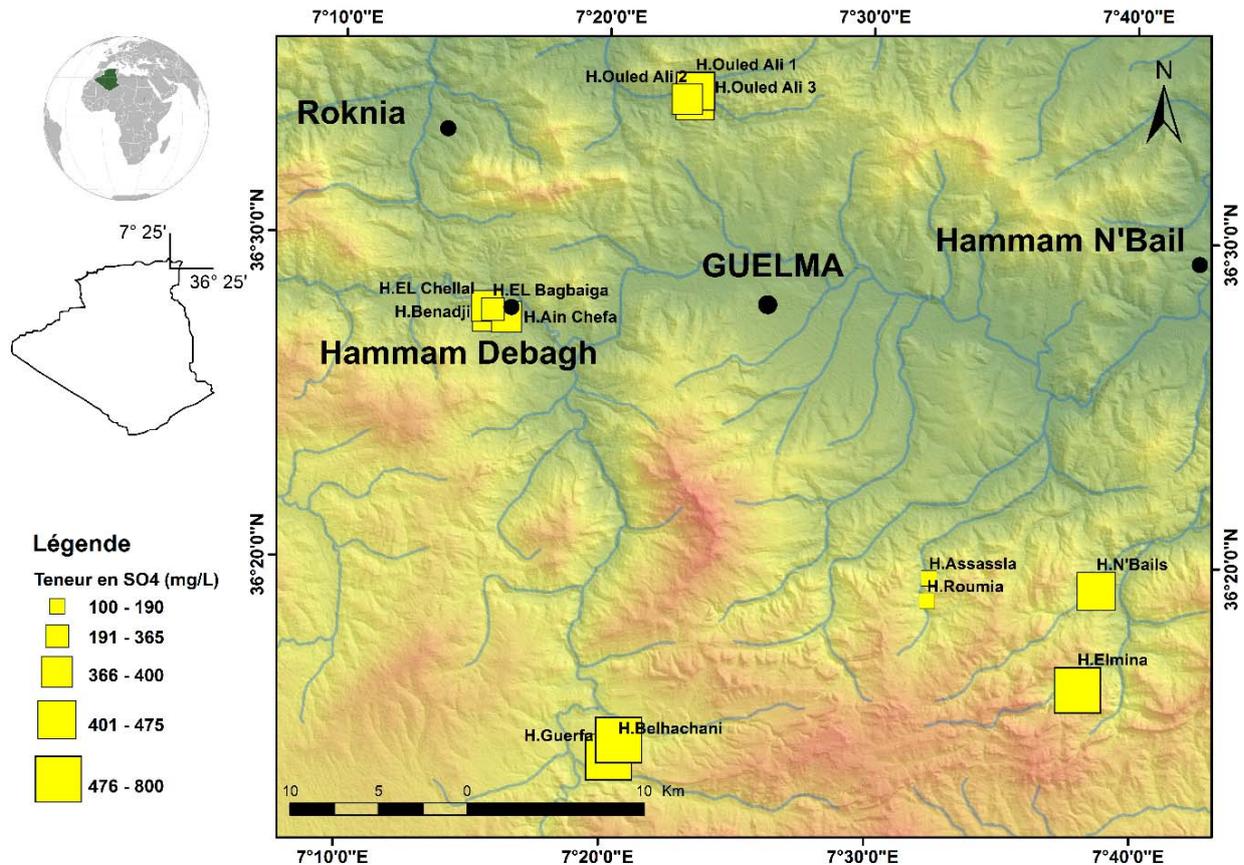


Figure 39. Carte des teneurs en sulfates (mg/L).

IV.2.2.1.7. Les bicarbonates

Les teneurs des bicarbonates dans nos analyses chimiques varient de 219.6 mg/L (Hammam Assassla) et 402.6 (Hammam El Mina), les bicarbonates résultent de la dissolution des roches calcaires qui représentent l'essentiel du réservoir géothermal dans la région de Guelma.

IV.2.2.2. Les faciès chimiques

La détermination des faciès chimiques a pour but de rassembler les sources thermales en familles représentées par un même couple anion et cation dominant, pour comparer les eaux entre elles ; selon une formule caractéristique (**classification de Stabler**) (Fig. 40), et en reportant les cations et les anions sur le **diagramme ternaire Cl-SO₄-HCO₃** et de **Piper** (Fig. 41 et 42), pour chaque source thermale.

La classification de Stabler (**Fig. 40**), montre une homogénéité chimique des eaux, les sources thermales de la région de Guelma sont caractérisées par une prédominance des sulfates par rapport aux carbonates. Les cations sont principalement représentés par le calcium.

Selon le diagramme de Piper on distingue les groupes suivants :

I. Eaux sulfatées (Ca, SO₄), et chlorurées calcique (Ca, Cl).

II. Eaux bicarbonatées calciques (HCO₃, Ca).

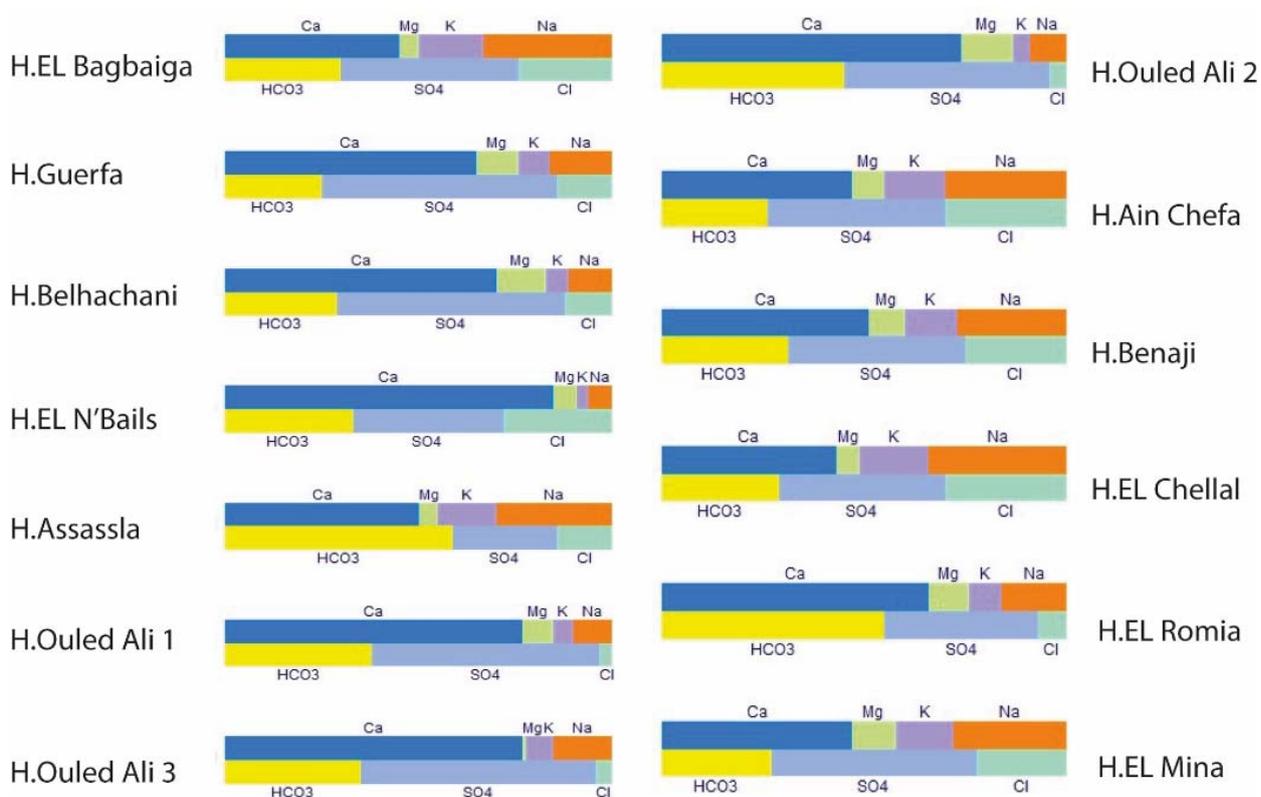
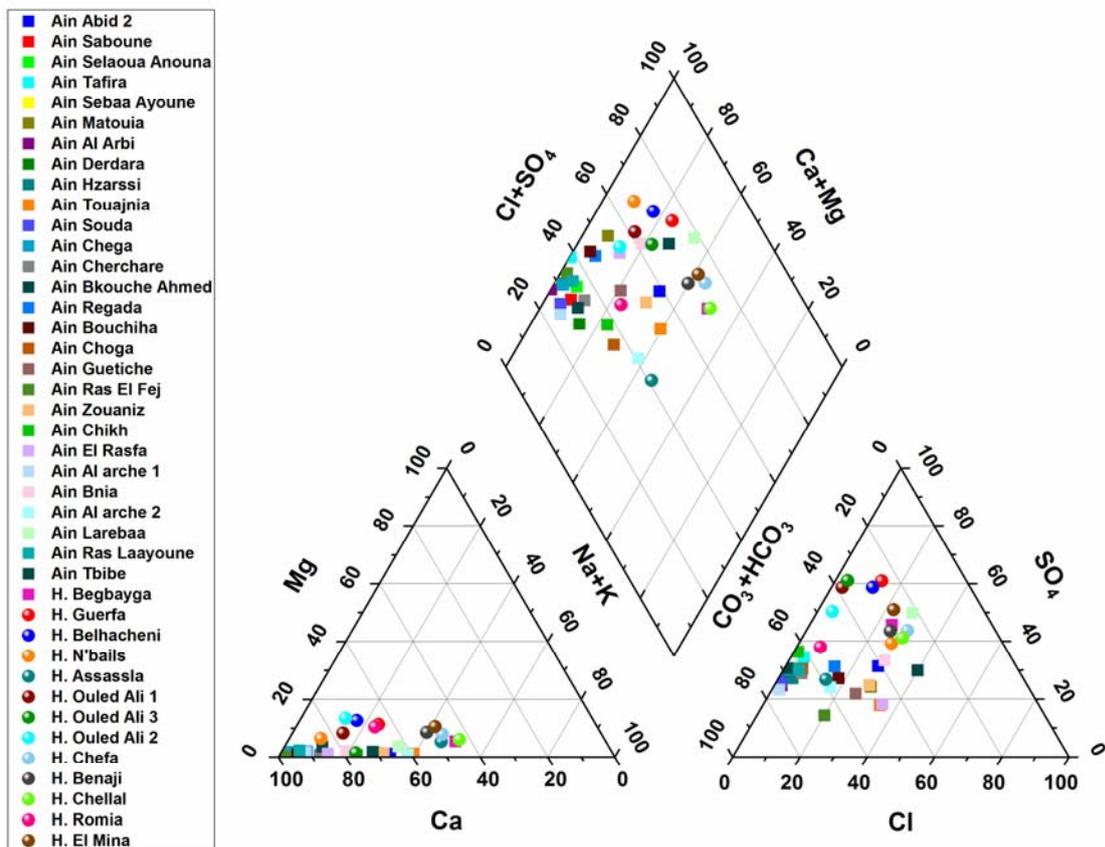
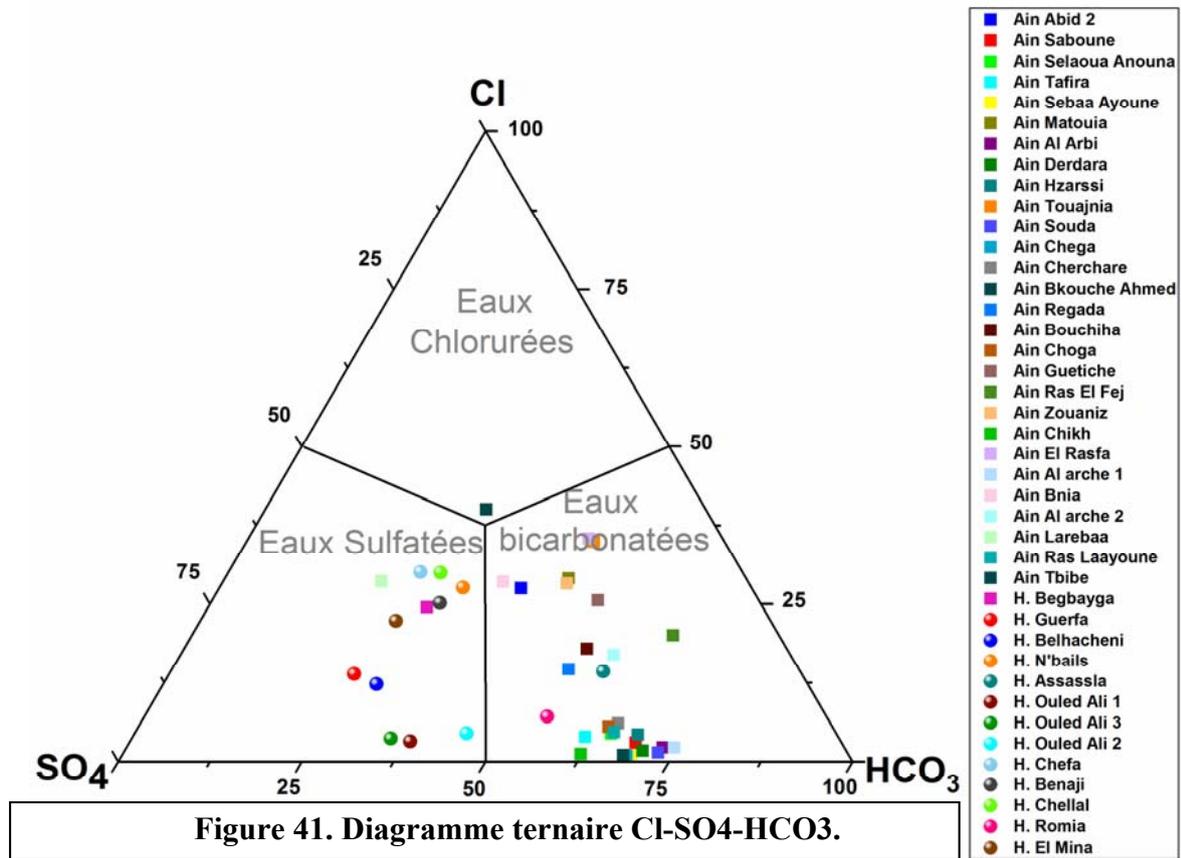


Figure 40. Faciès chimiques des eaux thermales selon la classification de Stabler.

Donc ces faciès chimiques confirment l'existence des apports salifères, ils ont un origine évaporitiques représentées par les formations triasiques qui affleurent dans la partie Est de la zone d'étude.



La teneur du résidu sec (RS) varie d'un endroit à un autre ; le pôle le moins minéralisé (<1g/L), représenté par les eaux du faciès bicarbonaté calcique (Hammam Assassla et Romia) de type $\text{HCO}_3\text{-Ca}$.

Les moyennes et fortes valeurs du RS sont comprises respectivement entre 1g/L et 15g/L (Hammam Begbayga, Benadji, El Chellal, Ouled Ali 1, 2 et 3), et >15 g/L correspondent aux gammes des eaux salées (Hammam Guerfa, Belhacheni et El Mina).

IV.2.2.3. Les éléments en traces

Les éléments mineurs sont présents en très faibles quantités dans les eaux thermales de la région d'étude, l'étude de ce volet est indispensable pour décrire la nature des réservoirs de ces eaux. Les résultats d'analyses chimiques des éléments en traces effectuées sur les 13 échantillons dans notre secteur d'étude sont reportés dans l'**Annexe. 3**.

IV.2.2.3.1. La silice

Toutes les eaux thermales contiennent des quantités importantes de silice. Dans les roches sédimentaires, la silice se présentera sous forme colloïdale, la température et le pH joueront également participant dans la solubilité et l'activité de cet élément (Dib. H. 1985).

Dans nos résultats d'analyses, les valeurs que nous citons ne représente que la silice totale. Lors de la remontée des eaux thermales, accompagnée par un refroidissement provoqué par un mélange des eaux chaudes et froides, peut avoir une précipitation de la silice et la teneur sera celle déterminée par la température à l'émergence (voir la section des modèles de mélange du Cl et du Si).

Mise à part la source de Hammam Guerfa avec 10 mg/L, toutes sources de la région de Guelma présentent des valeurs variant de 26.7 mg/L (Hammam Belhacheni) et 40.94 mg/L (Hammam Romia) liées aux formations sédimentaires riches en silice (**Fig. 43**).

IV.2.2.3.2. Les phosphates

Généralement est un témoin d'une pollution d'origine superficielle (activité agricole), dans certain cas il peut avoir une origine profonde. Pour notre cas les valeurs sont comprises entre 0.10 mg/L (Hammam Assassla) et comme valeur maximale 1.52 mg/L (Hammam Guerfa).

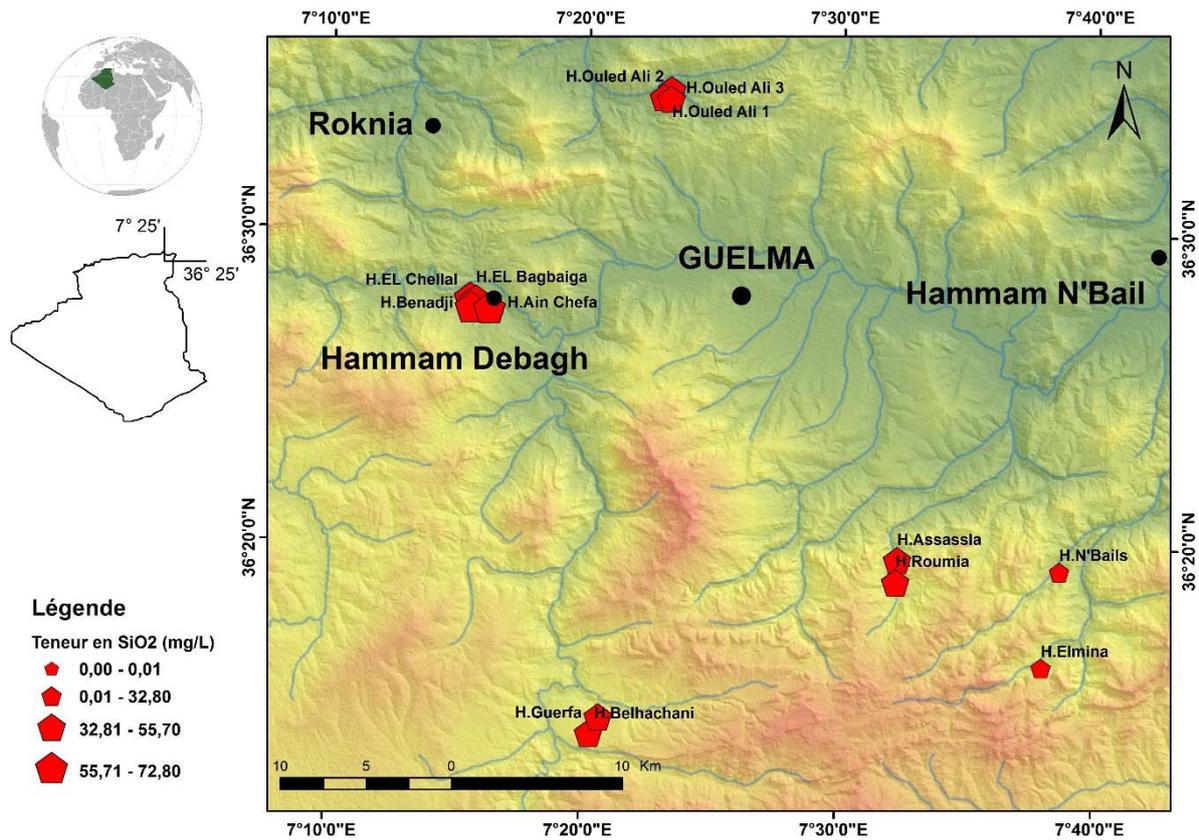


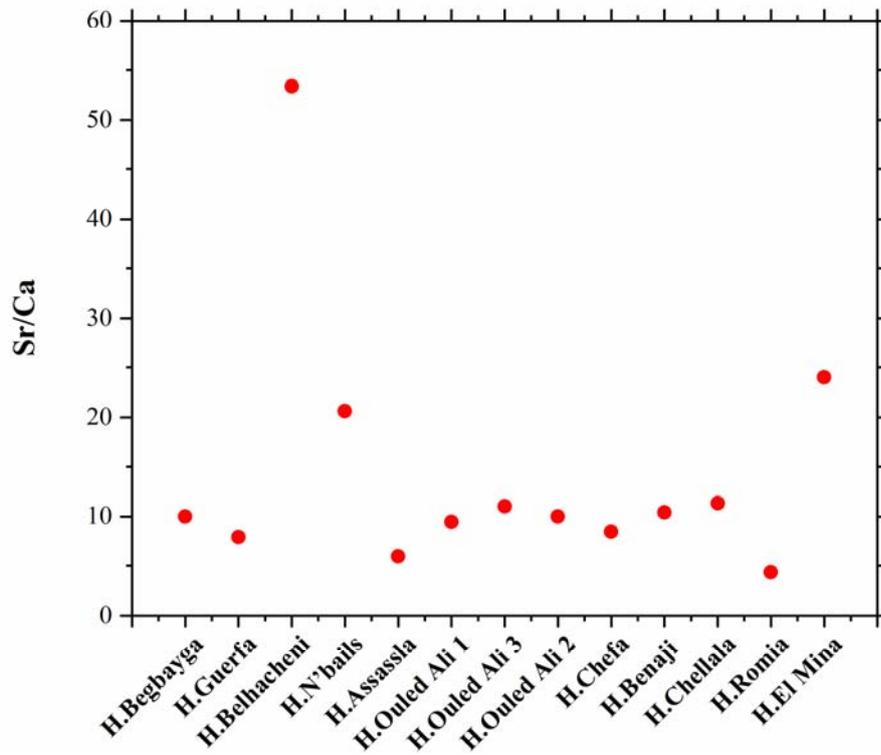
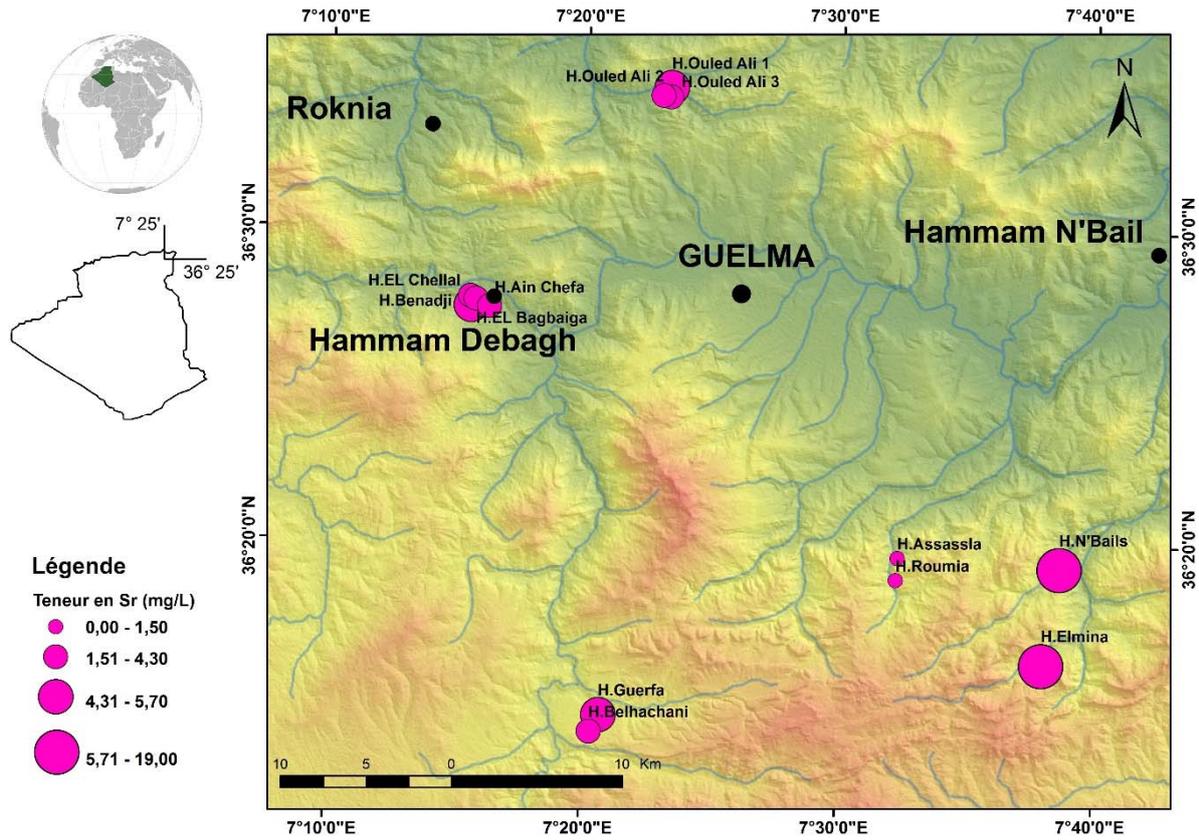
Figure 43. Carte des teneurs en silice (mg/L).

IV.2.2.3.3. Le strontium

Le Strontium est un métal alcalino-terreux, dans la nature le plus souvent est sous forme de strontianite (SrCO_3) et de célestite SrSO_4 qui forme un bon indicateur des formations évaporitiques et déterminer l'origine des sulfates (Edmunds, W.M, 1980, 1995). La limite inférieure du dosage du strontium dans les eaux est de 0.25 mg/L, en dessous de cette valeur, on considère que les eaux des griffons ont une teneur nulle (HAOUCHINE-BOUCHAREB F.Z. 2012) c'est le cas de H. Assassla et H. Romia. Les valeurs de cet élément oscillent entre 0.69 mg/L (Hammam N'Bail) et 4.30 mg/L (Hammam Belhacheni) (Fig. 44).

Le calcium et le strontium présentent un comportement géochimique semblable. Dans ce cas le strontium, peut occuper les sites libres des réseaux cristallins de certains minéraux carbonatés (calcite, dolomie et aragonite), et beaucoup plus dans la structure cristalline du gypse sous forme de celestite et les minéraux argileux, donc les faibles concentrations en Sr représentent l'origine des sulfates à partir de l'oxydation des sulfures, par contre les fortes teneurs proviennent de la dissolution des évaporites.

Si le rapport Sr/Ca est supérieur à 1‰, l'eau est d'origine évaporitique (Meybeck. 1984), pour la région de Guelma presque la totalité des griffons confirme la mise en solution d'évaporites (Gypses du trias) (Fig. 45).



IV.2.2.3.4. Le Fer (Fe)

Présent dans la totalité des eaux hydrothermales de la région, pour l'ensemble des griffons que nous avons étudiés les valeurs sont très faibles, comprises entre 0.69 et 1.86 mg/L. Toutes les sources à dégagement d'H₂S avec des dépôts noirs de sulfure de fer cas de Belhacheni, proviennent de la chalcopyrite et marcasite existant dans les sédiments, et la goethite pour le cas de hammam Guerfa. On remarque aussi la présence de d'autres éléments associés comme le Zn et le Cu caractérisant les gites métallifères de la région de Guelma.

IV.3. Analyses statistiques multivariées

Les méthodes multivariées sont extrêmement importantes, car elles permettent au chercheur de manipuler plus de variables qu'on ne peut l'assimiler autrement. Ils sont cependant complexes, à la fois dans leur structure théorique et dans leur méthodologie opérationnelle. Pour certaines des procédures, la théorie statistique et les tests ont été élaborés uniquement pour l'ensemble des hypothèses les plus restrictives. La nature et le comportement des tests dans des hypothèses générales plus détendues (telles que celles nécessaires à la plupart des problèmes du monde réel) sont insuffisamment connus. En fait, certaines des procédures que nous allons considérer ne comportent aucune base statistique théorique, et des tests d'importance n'ont pas encore été conçus. Néanmoins, ces méthodes semblent être les plus prometteuses pour des retombées fructueuses dans les enquêtes géologiques. La plupart des problèmes de géologie impliquent des forces complexes et interactives qui sont impossibles à isoler et à étudier individuellement. Souvent, une décision significative quant à la valeur relative d'une des nombreuses variables possibles ne peut être faite (Davis 2002).

IV.3.1. Application de l'Analyse en Composantes Principales

L'objectif de l'analyse en composantes principales (ACP) est de déterminer les relations existantes entre les propriétés mesurées initialement considérées comme des sources d'information indépendantes. Les principaux composants sont les vecteurs propres de la matrice de variance-covariance, développée à partir de la matrice de données d'origine (C.E. Brown, 1998). Grâce à l'évaluation des composantes principales, on cherche à déterminer le nombre minimum de variables qui contiennent la quantité maximale d'informations et à déterminer quelles variables sont fortement liées entre elles. La signification physique des interrelations des composants des données est recherchée pour fournir une interprétation simple des processus entraînant une variation des variables. Cette technique a été développée par Hotelling (1933) à

partir de l'œuvre originale de Pearson (1901). Les principaux paramètres de préoccupation dans les ACP sont les charges factorielles et la somme des variations expliquées.

IV.3.1.1. Statistiques descriptives

Ce type de donnée nous permet d'avoir une idée globale sur les paramètres mesurés. Par ailleurs l'écart-type nous renseigne sur la variabilité et la dispersion de différents paramètres autour de la moyenne (**tableau 13**). L'analyse de ce tableau montre qu'il y a une hétérogénéité entre les échantillons.

Tableau 13. Données statistiques descriptives des variables.

Parameter	Min.	Max.	Moyenne ± Ecartype
T °C	30,00	94,00	56,77 ± 23.7
pH	6,30	7,40	6,85 ± 0.34
EC	450,00	3560,00	1697,69 ± 757.92
Ca	88,18	404,81	231,23 ± 95
Mg	4,56	66,84	32,75 ± 19.98
Na	24,99	173,89	77,65 ± 49.22
K	1,03	17,44	5,5 ± 5.03
HCO ₃	219,60	402,60	304,53 ± 63.21
Cl	24,84	337,25	165,75 ± 118.2
SO ₄	100,00	800,00	458,69 ± 212.76
NO ₃	0,10	0,50	0,26 ± 0.13
Fe	0,69	1,86	1,12 ± 0.38
Cu	0,18	4,93	2,35 ± 1.45
Zn	0,42	1,97	1,29 ± 0.45
O ₂	1,20	16,20	5,34 ± 3.95
SiO ₂	27,80	72,80	52,84 ± 13.35
Sr	1,10	19,00	5,81 ± 5.36
PO ₄	0,10	1,53	0,91 ± 0.35

IV.3.1.2. Matrice de corrélation

Les coefficients de corrélation (**tableau 15**) les plus significants avec un seuil de signification $\alpha=5\%$, sont mentionnés en gras :

- Une forte corrélation entre le TDS et le SO₄, Mg, Ca, HCO₃, CE, Cl, K et Sr respectivement.
- Une forte corrélation entre le Ca et Sr d'une part et le SO₄ et Sr de d'autre part (le premier indique la présence de strontianite et le deuxième c'est la celestite).

- Une forte corrélation entre les éléments en trace (mines d'antimoine et de zinc) indiquant la même origine de ces éléments liés aux gîtes métallifères dans la région.

IV.3.1.3. Valeurs propres et axes factoriels

L'extraction des facteurs, a été générée en appliquant le critère de Kaiser (Kaiser 1960) pour déterminer le nombre total de facteurs pour chaque ensemble de cette analyse. Selon ce critère, seuls les facteurs à valeurs propres supérieures ou égales à 1 seront acceptés.

Ce modèle d'analyse factorielle est supposé fournir une représentation adéquate de la variance de l'ensemble des données. Par conséquent, dans la matrice des facteurs, cinq facteurs ont été considérés, totalisant ainsi une variance de 86.74%, ce qui est assez bon et peut être invoqué pour identifier les principales sources de variation dans la chimie des eaux thermales (tableau 14).

La rotation Varimax dont le but est de maximiser la variance de la nouvelle variable, tout en minimisant la variance autour de la nouvelle variable, a été appliquée aux facteurs (tableau 15) pour trouver des facteurs qui peuvent être plus facilement expliqués en termes de processus hydrochimiques ou anthropiques (Helena et al. 2000).

Le facteur 1 explique 41.16 % de la variance, et est associé aux variables TDS, Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , SiO_2 , et Sr. Ce facteur reflète les signatures de l'interaction eau-roche. Une forte corrélation (tableau 16) du calcium et du magnésium avec les bicarbonates est liée à la dissolution des minéraux carbonatés (Calcite et dolomite). L'origine évaporite des eaux thermales est traduite d'une part avec une forte corrélation du Ca^{2+} et du Mg^{2+} avec SO_4^{2-} (dissolution du gypse), et d'autre part avec une forte corrélation entre HCO_3^- et Sr et entre les SO_4^{2-} et Sr, indiquant ainsi respectivement la dissolution de la Strontianite et la Celestite.

La présence de la silice et sa corrélation modérée avec les autres paramètres chimiques laisse supposer que sa dissolution dans l'eau est liée non pas aux formations cristallophylliennes mais plutôt à la lithologie gréseuse qui caractérise la trajectoire des principaux drains des eaux hydrothermales.

Le facteur 2 qui est associée à la température, SiO_2 , Fe, Cu, Zn, PO_4 et T° ; explique 27.52% de la variance. Ceux-ci sont supposés être indicatifs des processus naturels et de l'interaction eau-roche liés aux gîtes métallifères dans la région (mines d'antimoine et de zinc).

Le facteur 3 présente 10.7% de la variance et liée à la conductivité électrique, Na^+ , K^+ , et Cl⁻. Ce facteur indique que la minéralisation est très influencée par la dissolution de la Halite.

Tableau 14. Matrice de corrélation des éléments chimiques analysés.

	T°C	pH	EC	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	Fe	Cu	Zn	SiO ₂	Sr
T°C	1														
pH	-0.1067	1													
EC	-0.1146	-0.3905	1												
Ca	-0.1483	-0.5344	0.7329	1											
Mg	0.0432	-0.3763	0.4572	0.6714	1										
Na	0.4446	0.0504	0.3354	-0.0287	0.3449	1									
K	-0.0874	-0.5446	0.8848	0.5602	0.3674	0.362	1								
HCO ₃	-0.2807	-0.2985	0.6579	0.8333	0.7688	-0.0477	0.4687	1							
Cl	0.3642	-0.4326	0.7699	0.4484	0.4709	0.7291	0.8417	0.3061	1						
SO ₄	-0.0077	-0.3199	0.5033	0.8181	0.8478	0.2959	0.2798	0.7251	0.3881	1					
Fe	0.5996	0.0031	0.1226	0.0223	0.105	0.4598	-0.0013	-0.1776	0.4034	0.141	1				
Cu	0.4857	-0.305	0.0394	0.1083	0.1031	0.2611	-0.0547	-0.1137	0.2759	0.1803	0.6713	1			
Zn	0.5306	-0.2671	0.0683	0.0415	0.0682	0.38	0.0311	-0.143	0.3768	0.1127	0.6992	0.9585	1		
SiO ₂	0.8334	0.1491	-0.576	-0.5717	-0.3248	0.2405	-0.457	-0.68	-0.0346	-0.3869	0.5198	0.4428	0.4986	1	
Sr	-0.3074	-0.4041	0.9664	0.7238	0.4098	0.1827	0.8803	0.6855	0.6431	0.4439	-0.0785	-0.1348	-0.1196	-0.727	1

Les facteurs 4 et 5 montrent respectivement les fortes concentrations en pH et NO_3^- . Ces deux facteurs représentent respectivement 6.93 et 5.86% de la variation hydrochimique.

Les nitrates n'ont pas de source lithologique significative dans la zone d'étude et doivent être associés aux activités anthropiques. Par ailleurs, la projection des trois facteurs (F1 vs. F2 vs. F3) qui représente l'essentiel de la variance pour l'ensemble des données dans un nuage de points (**Fig. 46**) à trois dimensions (3D), suggère une variation des propriétés chimiques des échantillons complètement compatible avec le groupement dérivé par la HCA (Classification Ascendante Hiérarchique) et par la méthode floue (Fuzzy C-means Clustering FCM). La distribution compacte pour la majorité des échantillons d'eau au sein des groupes (PC) suggèrent que ces sources d'eau thermales dans leurs groupes respectifs ont des chimismes similaires, donc des cheminements ou des flux similaires.

Tableau 15. Facteurs principaux après la rotation de Varimax.

Paramètres	F1	F2	F3	F4	C
T°C	-0.0467	0.785	-0.0859	0.3034	0.7178
pH	-0.4697	-0.2707	-0.229	0.5995	0.7058
EC	0.8808	-0.0373	0.3949	-0.0162	0.9334
Ca	0.4478	-0.0263	0.7781	-0.3243	0.9118
Mg	0.2027	0.0968	0.8956	0.1338	0.8705
Na	0.4005	0.447	0.1176	0.7193	0.8915
K	0.9724	-0.0452	0.1531	-0.0299	0.9719
HCO ₃	0.3305	-0.2611	0.8283	-0.1492	0.8858
Cl	0.8334	0.4013	0.2169	0.2686	0.9747
SO ₄	0.1593	0.1092	0.9431	0.044	0.9286
Fe	0.0683	0.8057	0.054	0.2138	0.7025
Cu	-0.0092	0.8948	0.1005	-0.2748	0.8863
Zn	0.0799	0.9167	0.0182	-0.1636	0.8737
SiO ₂	-0.3938	0.7133	-0.4234	0.2507	0.9060
Sr	0.8662	-0.2484	0.362	-0.1047	0.9541

Tableau 16. Les valeurs propres et pourcentage de variance cumulé.

	F1	F2	F3	F4	F5
Valeur propre	6.1755	4.1291	1.6055	1.2043	6.1755
Variabilité (%)	41.1697	27.5276	10.7032	8.0286	41.1697
% cumulé	41.1697	68.6973	79.4004	87.429	41.1697

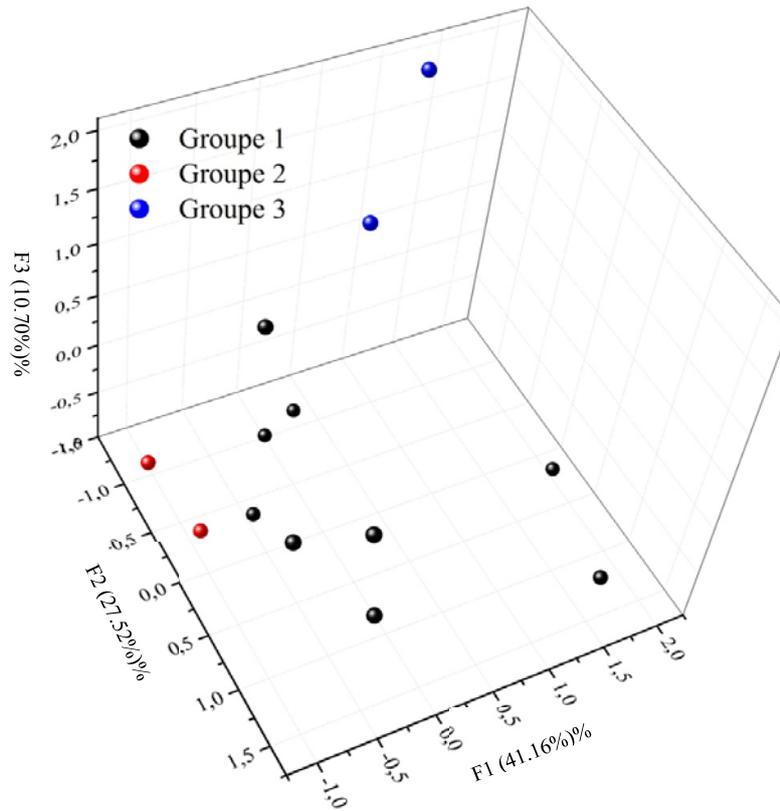


Figure 46. Projection des facteurs en 3D (F1 vs F2 vs F3).

IV.3.2. Application de la méthode du regroupement hiérarchique (Hierarchical Cluster Analysis HCA) et groupage par la méthode floue (Fuzzy C-means Clustering FCM)

L'analyse par regroupement hiérarchique est une technique permettant de regrouper des entités ou des éléments en groupes inconnus. Cette technique peut être utilisée pour regrouper les données fréquemment recueillies sur la qualité de l'eau, chaque groupe désigne l'eau d'une qualité particulière. Certains auteurs ont utilisé cette technique pour classer les échantillons d'eau avec succès (Alberto et al. 2001; Alther 1979; Belkhir et al. 2012; Bouaicha. F et al. 2017; Farnham et al. 2000; Meng & Maynard 2001; Williams 1982). La méthode du regroupement hiérarchique utilise les corrélations basées sur différents paramètres provenant de différents échantillons et ont été rassemblés selon leur **Similitude** l'un avec l'autre. Dans cette section, les classifications des échantillons hydrothermaux en groupes hydrochimiques distincts selon leurs paramètres sont connus sous le nom de la classification en **mode Q (pour les populations)**.

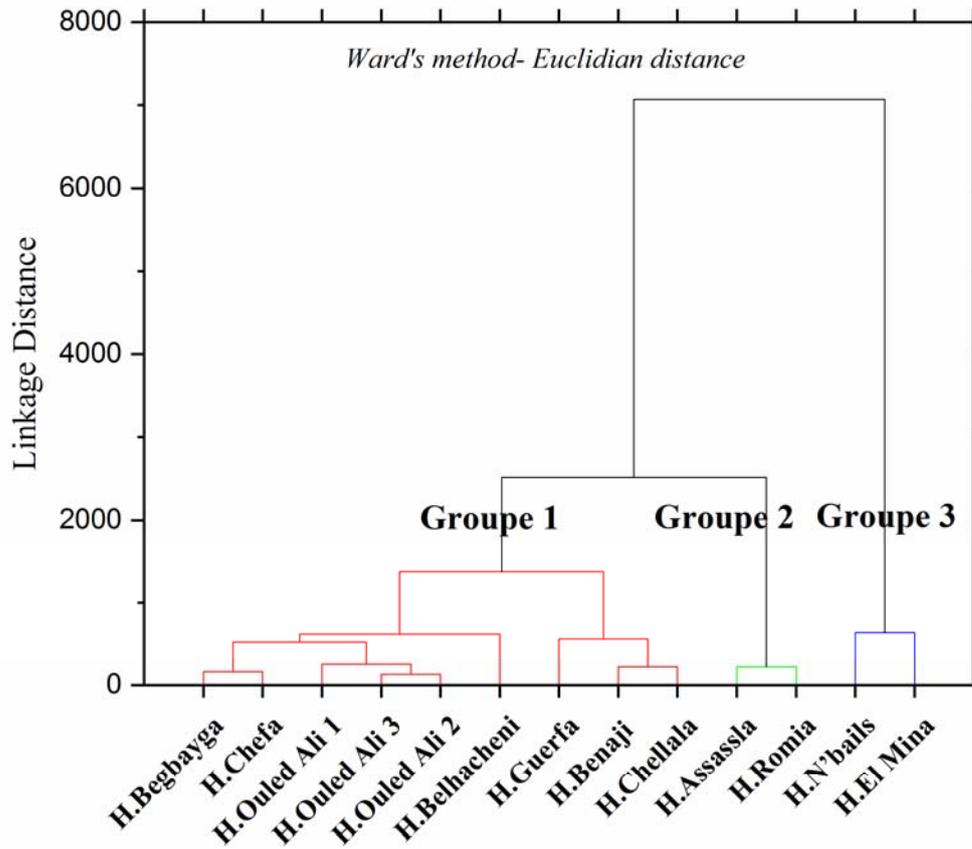


Figure 47. Dendrogramme de Q-mode regroupement hiérarchique.

IV.3.2.1. Groupage par la méthode floue (The Fuzzy c-means « FCM » clustering)

Tous les algorithmes de groupage flou font confiance aux éléments de la théorie des ensembles flous (Zadeh 1965). Dans le clustering flou (également mentionné sous le nom de soft groupage), les éléments des données peuvent entrer dans plus d'un groupe, et associé à chaque variable qui est un ensemble de niveaux d'appartenance. Ceux-ci indiquent la puissance de l'association entre cet élément de données et un groupe donné. La méthode du groupage flou est une procédure d'attribution de ces niveaux de connexion, puis de les utiliser pour attribuer des éléments de données à un ou plusieurs groupes, et plusieurs d'entre eux sont basés sur l'algorithme de **Fuzzy C-means (FCM)** proposé par (Dunn 1974) et utilisé Par Bezdeck (1981).

L'algorithme de FCM tente de partitionner une collection finie de (n) éléments $X = \{x_1, \dots, x_n\}$ en une collection de grappes floues selon un critère donné. Compte tenu d'un ensemble limité de variables, l'algorithme renvoie une liste de centres (c) de groupe $C = \{c_1, \dots, c_c\}$ et une matrice distincte $W = w_{i,j} \in [0,1], i = 1, \dots, n; j = 1, \dots, c$

Où chaque élément indique le degré auquel l'élément appartient au cluster. La méthode FCM a permis de minimiser la fonction objective:

$$J_{FCM}(M, C) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^c w_{ij}^m ||x_i - c_j||^2$$

L'application des deux méthodes du regroupement hiérarchique (Q-mode HCA) et le groupage par la méthode flou (FCM). Les données hydrochimiques sont classées par Q-mode HCA (**Fig. 47**) et FCM en 18 variables (**tableau 17**). Les deux méthodes montrent les mêmes résultats et les données sont divisées en trois groupes.

Groupe 1

Le calcium, le sodium, le sulfate et le bicarbonate sont les ions prédominants dans ce groupe (**Fig. 47**). Les concentrations de Ca et SO₄ varient respectivement de 156.30-368.74 mg/L à 365-800 mg/L, avec des concentrations moyennes de 232.02 mg/L et 494 mg/L, respectivement. Ce type d'eau a été observé dans les secteurs nord, ouest et sud de la zone d'étude.

Groupe 2

Ce type d'eau présente une abondance de cations et d'anions selon l'ordre suivant : Ca > Na ≈ Mg > K et HCO₃ > SO₄ > Cl (**Fig. 47**) (avec faible salinité la moyenne de CE = 545 μs / cm). Le Ca et le HCO₃ qui dominent les cations et les anions du groupe, ces ions sont dûs à la nature géologique du réservoir (faciès de calcaire néritique). Par conséquent, la dissolution des carbonates libère le Ca et HCO₃ lorsque les eaux enrichies en CO₂ après avoir été en contact avec l'atmosphère.

Groupe 3

Ce groupe caractérise la partie sud-est de la région de Guelma. L'ordre d'abondance des concentrations de cations dans ce groupe est Ca > Na > Mg > K et les concentrations d'anions sont : SO₄ > Cl > HCO₃ (**Fig. 47**). L'augmentation de SO₄ et de Cl est la conséquence de la dissolution du gypse et des minéraux halites des formations triasiques (zone des diapirs). Les concentrations de Ca attribuées à la dissolution des carbonates. Dans le sud-est les sources remontent en surface à la faveur d'un accident majeur du complexe gypso-marneux (Trias-Crétacé supérieur).

Le tableau suivant confirme cette répartition :

Tableau 17. Coefficients de corrélation pour les individus (sources thermales) selon la méthode FCM.

source	Groupe 1	Groupe 2	Groupe 3
Hmm. Guerfa	0.8153	0.1127	0.0720
Hmm. Belhachani	0.8543	0.1245	0.0212
Hmm. El Challal	0.8726	0.0881	0.0394
Hmm. Ouled Ali 2	0.8502	0.1391	0.0108
Hmm. Ouled Ali 1	0.6040	0.3804	0.0156
Hmm. Assasla	0.0274	0.9696	0.0030
Hmm. Benadji	0.9586	0.0329	0.0085
Hmm. El Romia	0.0016	0.9982	0.0001
Hmm. Ain Chefa	0.9023	0.0892	0.0084
Hmm. N'Bails	0.0152	0.0083	0.9765
Hmm. El Mina	0.0220	0.0105	0.9675
Hmm. Ouled Ali 3	0.9049	0.0870	0.0081
Hmm. El Bagbaiga	0.9618	0.0336	0.0046

IV.4. Minéralisation des eaux thermales

IV.4.1. Diagrammes binaires

La chimie des eaux est plus difficile à interpréter dans les environnements sédimentaires tels que les zones telliennes de la zone d'étude, car les propriétés minéralogiques et chimiques des réservoirs sont très hétérogènes. Le flux thermique, le régime tectonique et les conditions hydrogéologiques (par exemple, la profondeur d'infiltration et le temps de séjour dans le réservoir) sont spécifiques à chaque zone. Mais nous allons essayer d'interpréter les facteurs clés qui contrôlent l'évolution chimique des eaux thermales de Guelma.

Le diagramme Na-Cl (**Fig. 48**) montre une très bonne corrélation avec la ligne de dissolution halite avec un coefficient $R^2 = 0.7$. Nous pensons que les évaporites triasiques renferment des halites sont probablement la source de Na et le Cl ce dernier forme un élément chimique très mobile et qui ne participe pas dans les roches de l'encaissant. Cependant, la pente de la droite obtenue est très proche à la droite de dissolution de la halite, mais on peut avoir un enrichissement en Na par un échange de base avec les argiles et ce phénomène est très remarquable lors de la circulation des eaux saumâtres dans les bassins sédimentaires. Pour la quasi-totalité des sources thermales de la région de Guelma présente un déficit en Ca et Na, ce dernier peut être provoquer par la présence des évaporites dans le bassin de Guelma. On peut

aussi avoir un déficit en Na si nous avons un contact avec des argiles calciques qui provoque un échange de 2 atomes de Na^+ pour un atome de Ca^{2+} , ce processus donne un excès en calcium (cas de Hammam N'Bails) (Fig. 48).

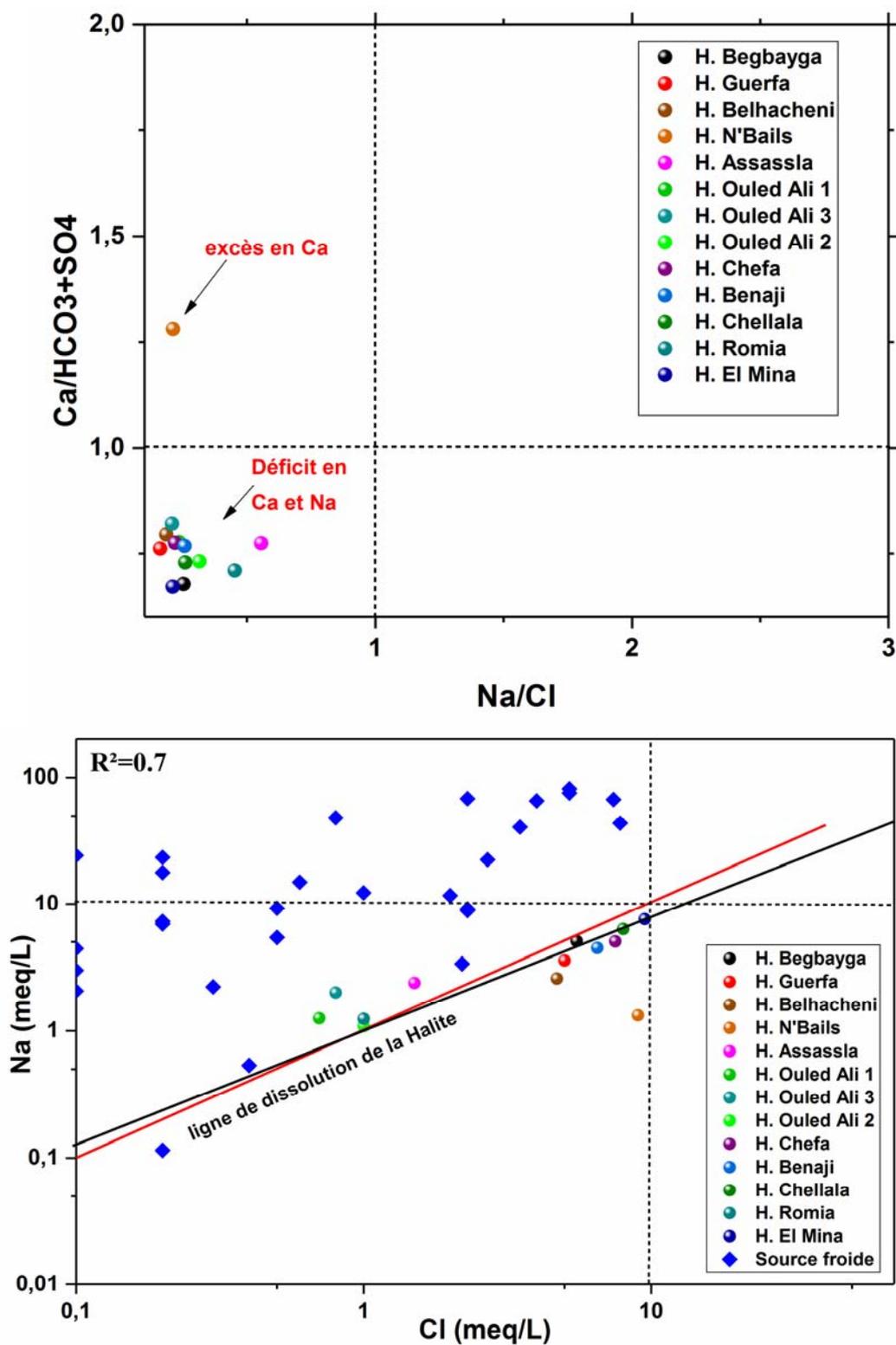


Figure 48. Diagramme Na vs Cl et Ca/HCO₃+SO₄ vs Na/Cl.

Le diagramme Ca-SO₄ montre une très forte corrélation avec un $R^2=0.813$, on remarque que les rapports de Ca/SO₄ (Fig. 49) des eaux froides sont inférieurs à 1 par contre les eaux thermales présentent des rapports approximativement proche de 1 et on peut expliquer ce phénomène par la dissolution des formations triasiques essentiellement formées par le gypse et l'anhydrite. Selon les analyses des rayons X pour l'étude du soufre dans la région de Guelma (Boukrouh. F 2006), mis en évidence les minéraux comme l'anhydrite, la célestine (voir aussi les indices de saturation), la halite et le gypse ce minéral qui forme l'espèce la plus commune des systèmes hydrothermaux dans la région de Guelma.

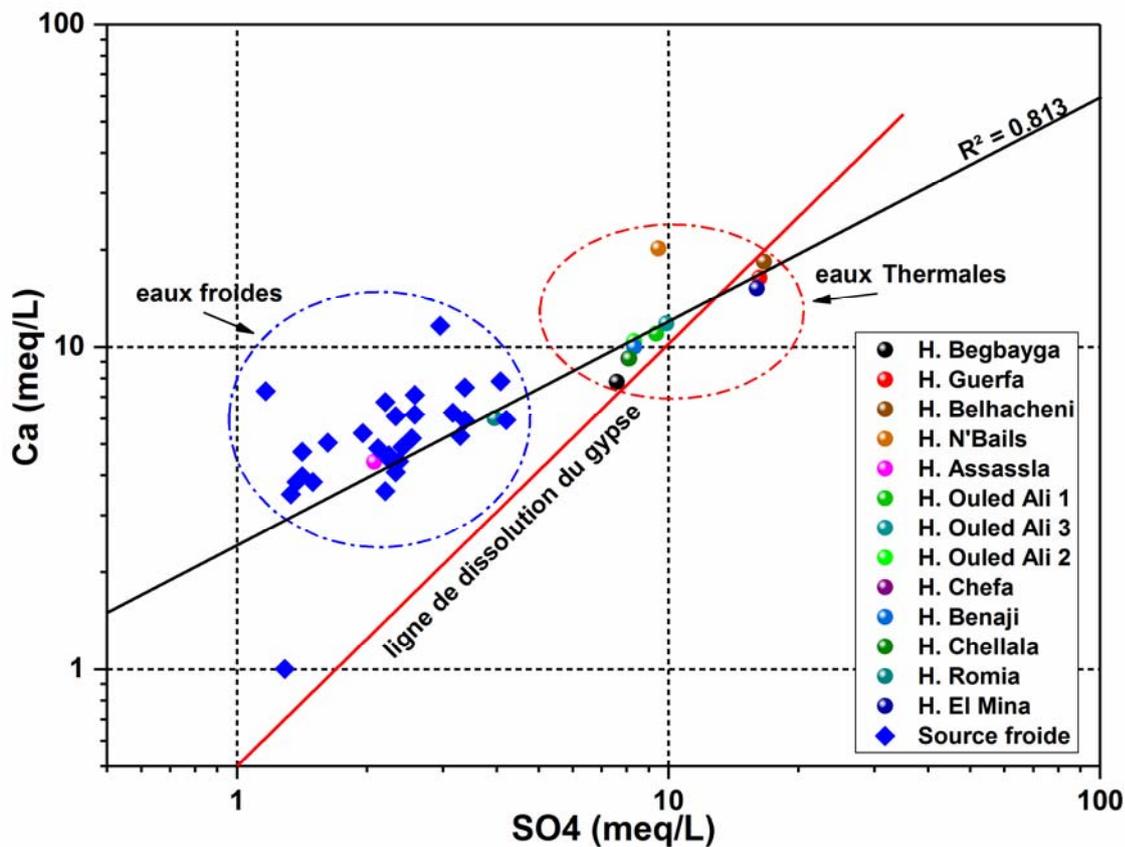


Figure 49. Diagramme SO₄ vs Ca.

Les carbonates dominent les roches sédimentaires dans le bassin de Guelma, on note sur le diagramme Ca-HCO₃ (Fig. 50) un bon coefficient de corrélation $R^2=0.675$, mais les points ne sont pas alignés sur la ligne de dissolution donc ils traduisent une origine évaporitique suite à une dissolution de gypse.

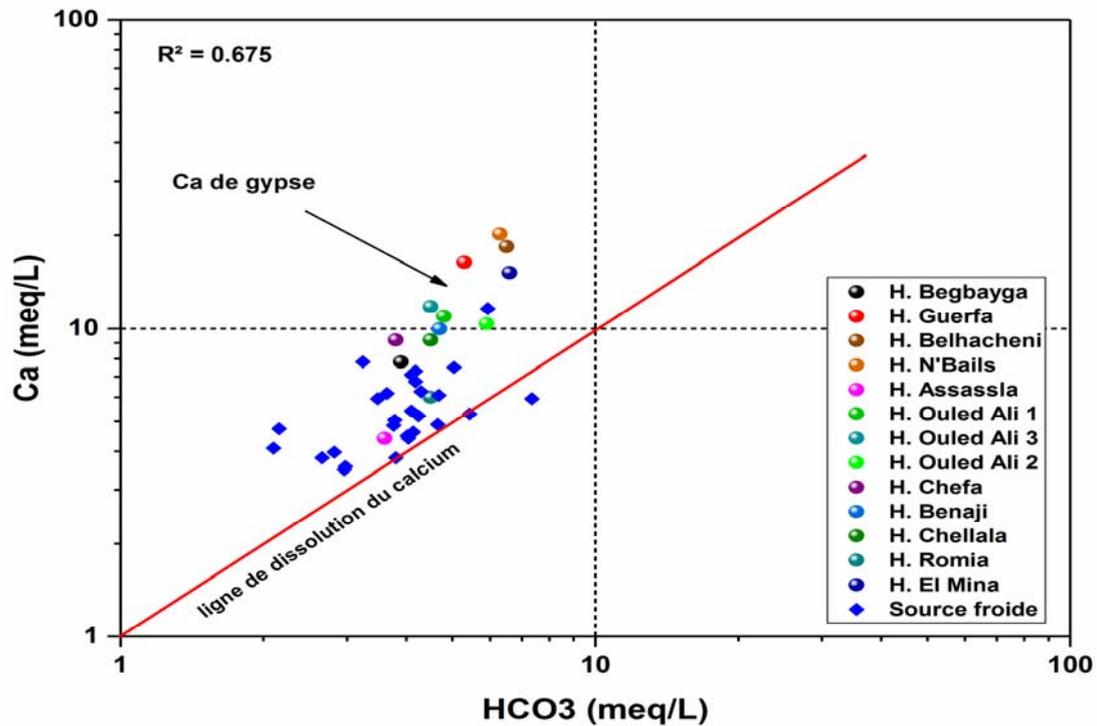


Figure 50. Diagramme Ca vs HCO₃.

Le processus clé de contrôle de la chimie des eaux thermales du Guelma est résumé dans la (Fig. 51), le rapport Na / Cl de la plupart des échantillons est approximativement proche ou égale de 1, cette valeur est typique de la dissolution de l'halite dans les formations triasiques. La plupart des eaux du Guelma ont un rapport HCO₃/(Ca+SO₄) compris entre 0,1 et 1 (Fig. 51). Ce changement de la dissolution du gypse est caractéristique des zones telliennes (Fourré et al. 2011). Les eaux chaudes de la zone d'écoulement ascendant ont des rapports HCO₃/SO₄ entre 0,1 et 1,0 (Fig. 52) avec de Ca+Mg d'environ 30 meq/L. Cela suggère des influences évaporitiques (gypse / anhydrite) dans la zone d'écoulement ascendant, le déplacement vers les carbonate et la dolomie dans la zone de recharge, qui a un rapport HCO₃/SO₄ entre 1.0 et 10.0. La contribution de la dolomie est impliquée avec une teneur élevée en Mg dans des eaux thermales allant jusqu'à 66.84 mg/L, selon (Nicholson 1993), les fluides géothermiques à forte enthalpie caractérisée par une faible teneur en Mg entre 0.01 et 0.1 mg/L.

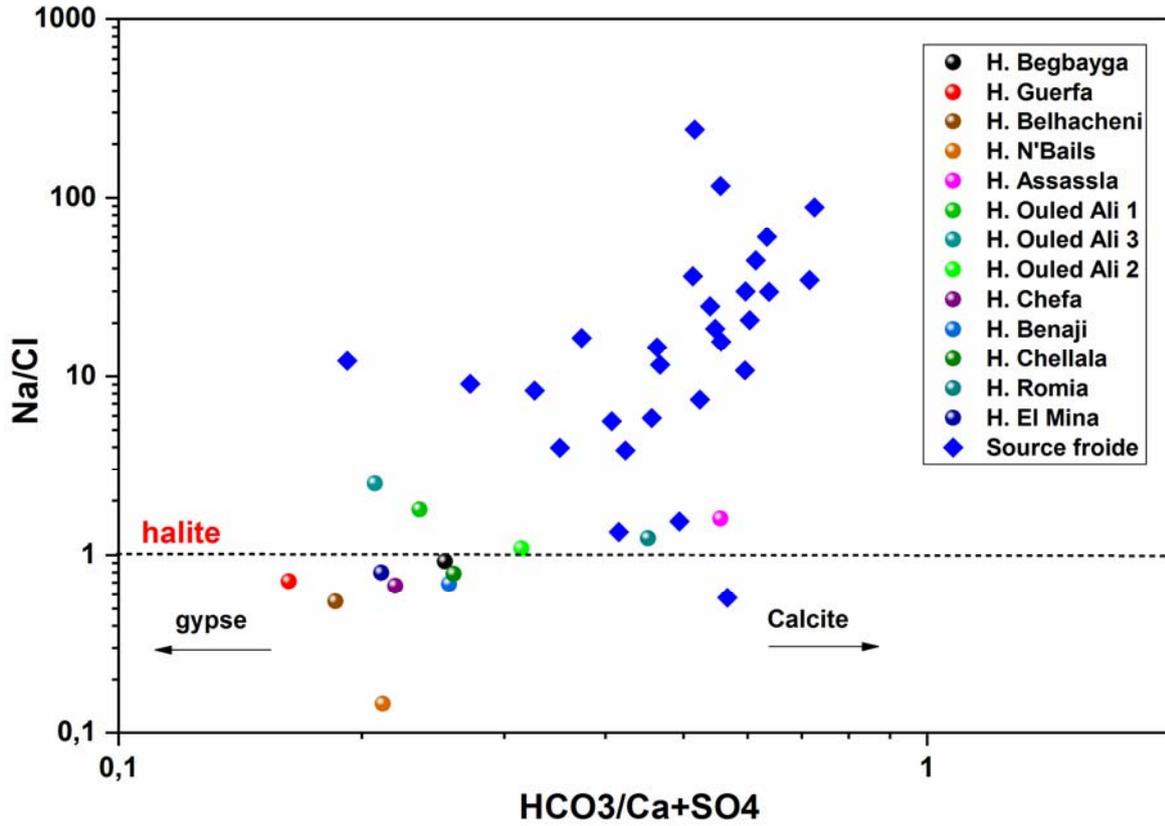


Figure 51. Diagramme Na/Cl vs HCO3/Ca+SO4.

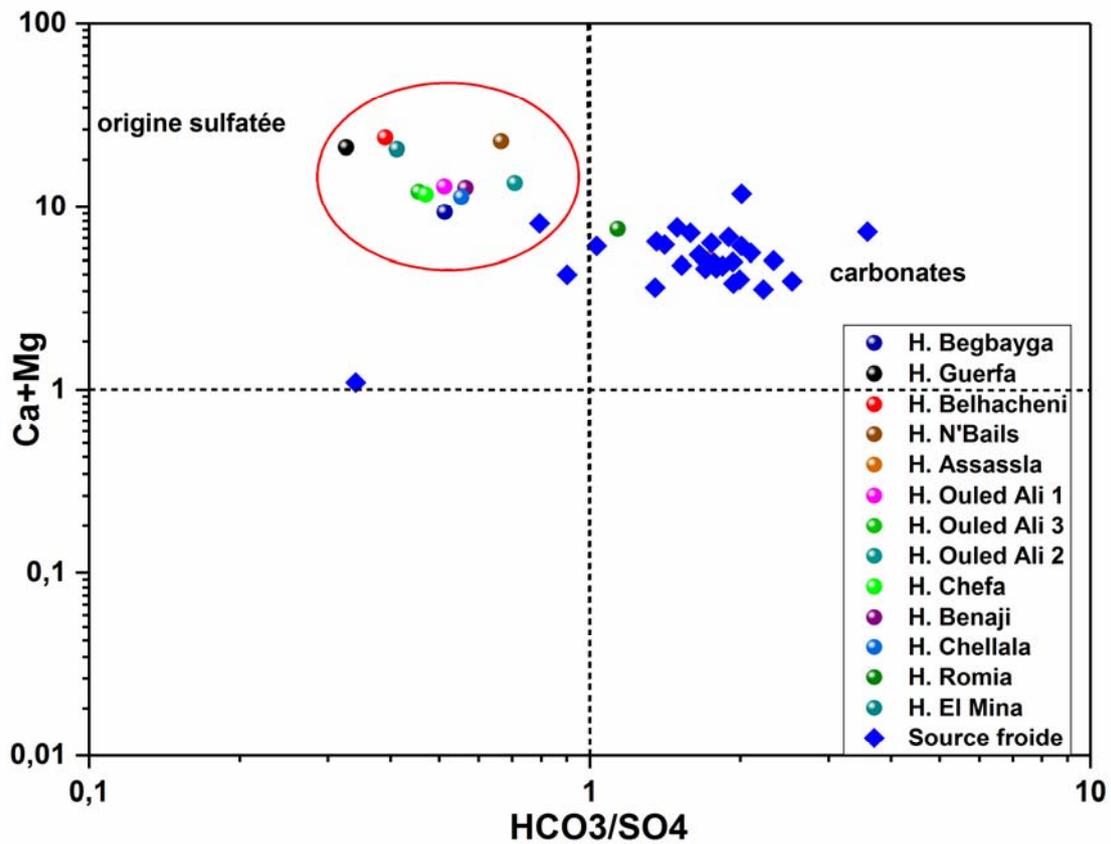


Figure 52. Diagramme Ca+Mg vs HCO3/SO4.

IV.4.2. Dépôts superficiels aux émergences

Les fluides géothermiques contiennent une variété répandue et une concentration de constituants dissous élevés. Parmi les problèmes importants dans les systèmes hydrothermaux sont l'entartrage et la corrosion, où les éléments chimiques dissous dans les eaux hydrothermales peuvent avoir une tendance à former des dépôts (comme l'aragonite, calcite, Hématite...etc.) (**Fig. 53**), ou à provoquer une corrosion des équipements d'exploitation des stations thermales.

L'**indice de saturation Langelier** (LSI), utilisé pour prédire dans l'étude de la stabilité du carbonate de calcium de l'eau. Le LSI est exprimé comme le pH auquel l'eau est saturée dans du carbonate de calcium appelé pH_s. Le LSI peut être calculé par :

$$\text{LSI} = \text{pH} - \text{pH}_s$$

Lorsque le pH est la valeur de pH mesuré sur terrain ;

Le pH_s c'est le pH de saturation.

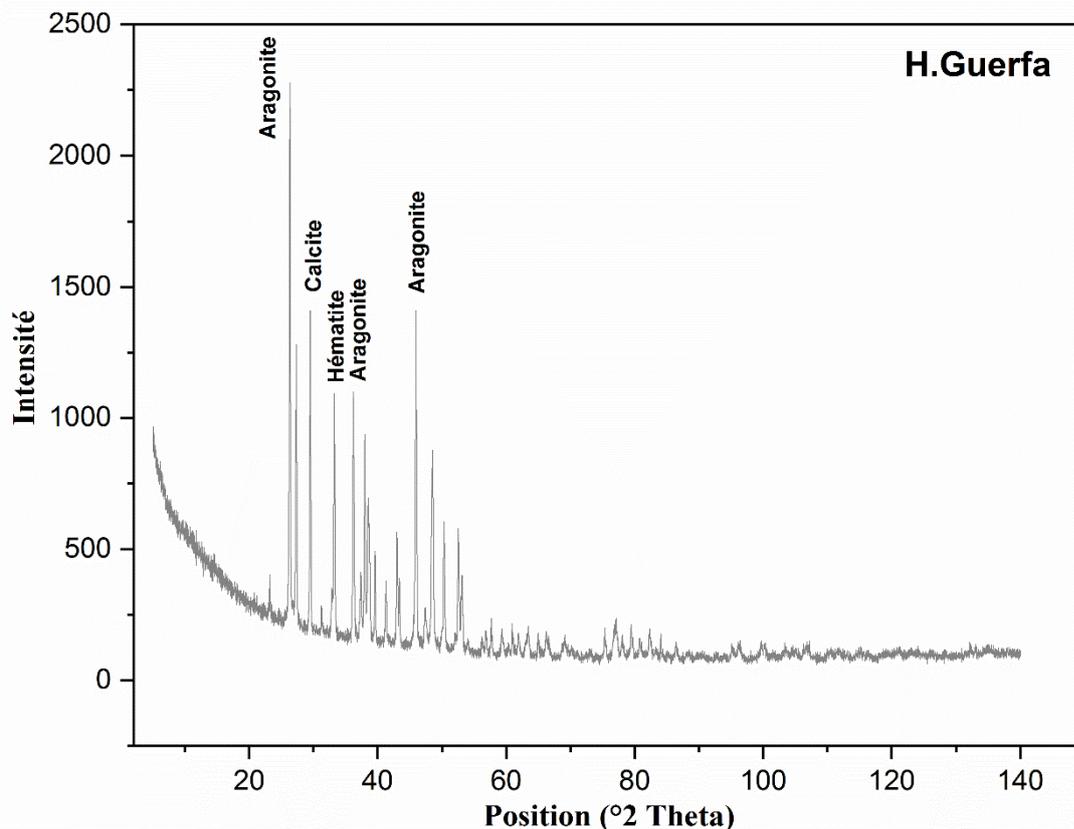
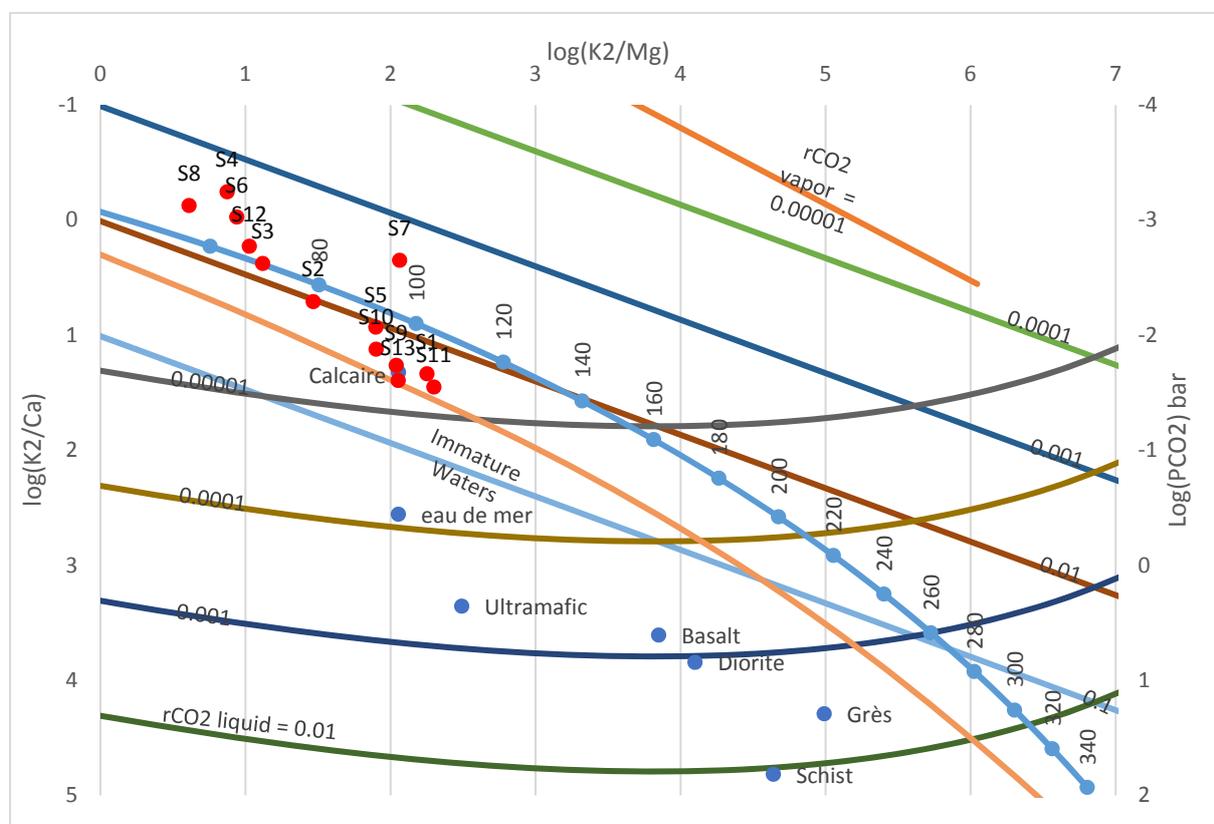


Figure 53. Analyse par les rayons X des dépôts de Hammam Guerfa.

Les valeurs de LSI obtenues sont comprises entre 0.181 et 1.133, ce qui signifie que la majorité des sources a une tendance à l'entartrage. Dans le système géothermique de Guelma, le pH, la température, la pression du dioxyde de carbone CO₂ sont les principaux facteurs causant la précipitation de la calcite (le carbonate du calcium est le plus commun dans tous les dépôts hydrothermaux). L'apparition de dioxyde de carbone à pression modérée à élevée dans un réservoir géothermal améliore sa solubilité. La **Fig. 54** révèle que les valeurs sont très proches des pressions partielles de CO₂ (simulée à l'aide de PHREEQC) pour une ligne d'équilibre complète, correspondant à la composition des eaux immatures (Giggenbach 1988), avec un réservoir de calcaire. À la surface, la calcite tend à se déposer à partir d'une décharge d'eau du réservoir avec une forte pression partielle.



1 : Hammam El Bagbaiga (geyser), 2 : Hammam Guerfa, 3 : Hammam Belhacheni, 4 : Hammam El N'Bails, 5 : Hammam Assassla, 6 : Hammam Ouled Ali 1, 7 : Hammam Ouled Ali 3, 8 : Hammam Ouled Ali 2, 9 : Hammam Ain El Chefa, 10 : Hammam Benaji, 11 : Hammam El Chellal, 12 : Hammam El Romia, 13 : Hammam El Mina.

Figure 54. Évaluation des pressions partielles de CO₂ dans le système géothermal de Guelma en utilisant le contenu de K, Mg et Ca dans leurs émergences (Giggenbach 1988).

IV.5. Indices de saturation

Le logarithme du quotient du produit d'activité ionique (IAP) et du produit de solubilité (KSP) est appelé indice de saturation (IS). L'IAP est le produit des activités élémentaires. Les

concentrations déterminées analytiquement doivent être transformées en activités en tenant compte de la force ionique, de la température et de la formation des complexes. Le produit de solubilité est la solubilité maximale possible (sur la base des données de solubilité à l'équilibre tirées de la littérature) à la température respective de l'eau.

$$SI = \log IAP / K_{SP}$$

L'indice de saturation IS indique, si une solution est en équilibre, sous saturée ou super saturée par rapport à une phase solide. Une valeur de **1** signifie une sursaturation à dix fois, une valeur de **-2** une sous-saturation de cent fois par rapport à une certaine phase minérale.

En pratique, l'équilibre peut être supposé pour une plage de **-0.05** à **0.05**. Si la valeur IS déterminée est inférieure à **-0.05**, la solution est sous-saturée par rapport au minéral correspondant, si IS dépasse **+0.05**, l'eau est sursaturée par rapport à ce minéral. Notez que la sursaturation n'est pas automatiquement équivalente aux précipitations des sels. Si la cinétique des précipitations est lente, les solutions peuvent rester sursaturées en ce qui concerne les phases minérales pendant de très longues périodes.

IV.5.1. Le programme PHREEQC

Les codes informatiques habituellement utilisés par les géo-scientifiques et les ingénieurs environnementaux reposent sur des constantes d'équilibre. Les programmes fréquemment utilisés sont WATEQ4F, MINTEQA2, EQ 3/6 et PHREEQC (USGS 1998).

Le traitement des données est très pratique dans WATEQ4F à l'aide de fichiers Excel standard, mais se limite aux calculs d'erreur d'analyse, de spéciation et d'indice de saturation (<http://water.usgs.gov/software/wateq4f.html>). À l'aide de MINTEQA2 (Scientific Software Group 1998), il est également possible de calculer la répartition des espèces dissoutes et adsorbées (sur les phases solides) (http://www.scisoftware.com/products/minteqa2_overview/minteqa2_overview.html). Le spectre d'application de PHREEQC et EQ 3/6 est beaucoup plus grand. Par conséquent, ces deux programmes sont décrits plus en détail. Alors que PHREEQC est un logiciel de domaine public (http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/).

Le programme PHREEQC version 3 (distribué gratuitement par l'USGS- the United States Geological Survey) est un programme informatique écrit dans les langages de programmation C et C ++ qui est conçu pour effectuer une grande variété de calculs géochimiques aqueux. PHREEQC met en œuvre plusieurs types de modèles aqueux : deux modèles aqueux

d'association d'ions (le modèle Lawrence Livermore National Laboratory et WATEQ4F établie par Ball et Nordstrom en 1991 (Nordstrom 2008), un modèle aqueux à interaction spécifique d'ions Pitzer et le modèle aqueux SIT (Specific Physical Interaction Theory). À l'aide de l'un de ces modèles aqueux, PHREEQC dispose de capacités pour (1) calculs de spéciation et d'indice de saturation; (2) des calculs de réaction discontinue et unidimensionnelle (1D) avec des réactions réversibles et irréversibles, qui incluent des équilibres aqueux, minéraux, gazeux, à solution solide, de surface et d'échange d'ions, et des transferts molaires spécifiés de réactifs, réactions contrôlées par voie cinétique, mélange de solutions et changements de pression et de température; Et (3) la modélisation inverse, qui trouve des ensembles de transferts molaires minéraux et gazeux qui tiennent compte des différences de composition entre les eaux dans des limites d'incertitude de composition spécifiées (Parkhurst & Appelo 2013).

IV.5.2. La spéciation en solution

La spéciation chimique d'un élément est la distinction entre les différentes formes de liaisons possibles (les espèces) de cet élément dans un environnement donné. Elle dépend du type de complexe que l'élément va former avec les ligands présents dans l'environnement et de son degré d'oxydation (Sigg et al. 1992).

IV.5.3. Le coefficient d'activité γ_i

Plusieurs équations utilisées pour calculer le coefficient d'activité γ_i tels que l'équation de Davies, B-dot (simplifié par Helgeson) (Zhu & Anderson 2002) et l'équation de Debye-Hückel c'est l'équation utilisée par le logiciel PHREEQC (Parkhurst & Appelo 2013), pour calculer les γ_i il faut avoir une distribution de toutes les espèces en solution, suivant la formule suivante :

$$\log \gamma_i = -Az_i^2 \frac{\sqrt{I}}{1 + B\hat{a}\sqrt{I}}$$

Où :

A et B sont des constantes dépendantes de la température et \hat{a} est un paramètre réglable correspondant à la taille de l'ion. La force ionique I est définie comme

$$I = \frac{1}{2} \sum_i m_i z_i^2$$

Avec m_i est la molalité des espèces ioniques i , et z_i est sa charge.

Le coefficient d'activité γ_i traduit l'interaction entre une espèce i et les différents constituants du système. Donc il est nécessaire de connaître le pH, la température, les concentrations de différentes espèces dans la solution, l'alcalinité et le potentiel redox.

IV.5.4. Calcul des indices de saturation

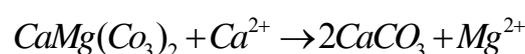
Les indices de saturation (**IS**) ont été calculés pour l'ensemble des sources thermales prélevées à partir de l'analyse la plus complète possible (des éléments majeurs + éléments en traces) en tenant compte les températures à l'émergence, les résultats obtenus sont récapitulés dans le **tableau 18**.

Les phases minérales comme l'halite, les sulfates et les sulfures (gypse et anhydrite), les carbonates (calcite, dolomite et aragonite) ainsi que la silice (tels que le quartz, calcédoine et la silice amorphe) sont privilégiées. Par contre il faut exclure les phases minérales non vraisemblables avec les lithologies observées autour des sources échantillonnées ([BRGM 1999](#)).

Les indices de saturation calculés, présentent une importante réaction entre l'eau et les évaporites d'un côté et les carbonates de l'autre côté. Les formations mésozoïques représentées par les carbonates constitués de la calcite, la dolomie et l'aragonite. Dans la région de Guelma les évaporites forment les formations détritiques, on cite le gypse, la halite et l'anhydrite qui marquent les accidents tectoniques majeurs de la région. Pour le Quartz et la strontianite et célestite ; le premier est présent fréquemment dans les roches et les deux derniers sont une phase particulière présentent dans les formations évaporitiques (**Fig. 55**).

L'analyse de la (**Fig. 55**) pour l'ensemble des sources montre que dans leur majorité sont sursaturées en espèces carbonatées (calcite, dolomite et aragonite) et proche ou légèrement sursaturées en quartz (valeurs varient de **-1.10** à **0.85**), et sous-saturées en espèces constituées par les évaporites comme le gypse, halite, anhydrite, strontianite et la Celestite.

La dissolution du gypse augmente la concentration et ainsi le rapport Ca^{2+} / Mg^{2+} (>1). Une fois ce rapport est supérieur à 0.5, il provoque phénomène de dédolomitisation thermodynamiquement ([Ammary 2007](#)). Ce processus serait provoqué par la dissolution irréversible de sulfate accompagnée par une dissolution de la dolomite et une précipitation de la calcite, selon la réaction suivante :



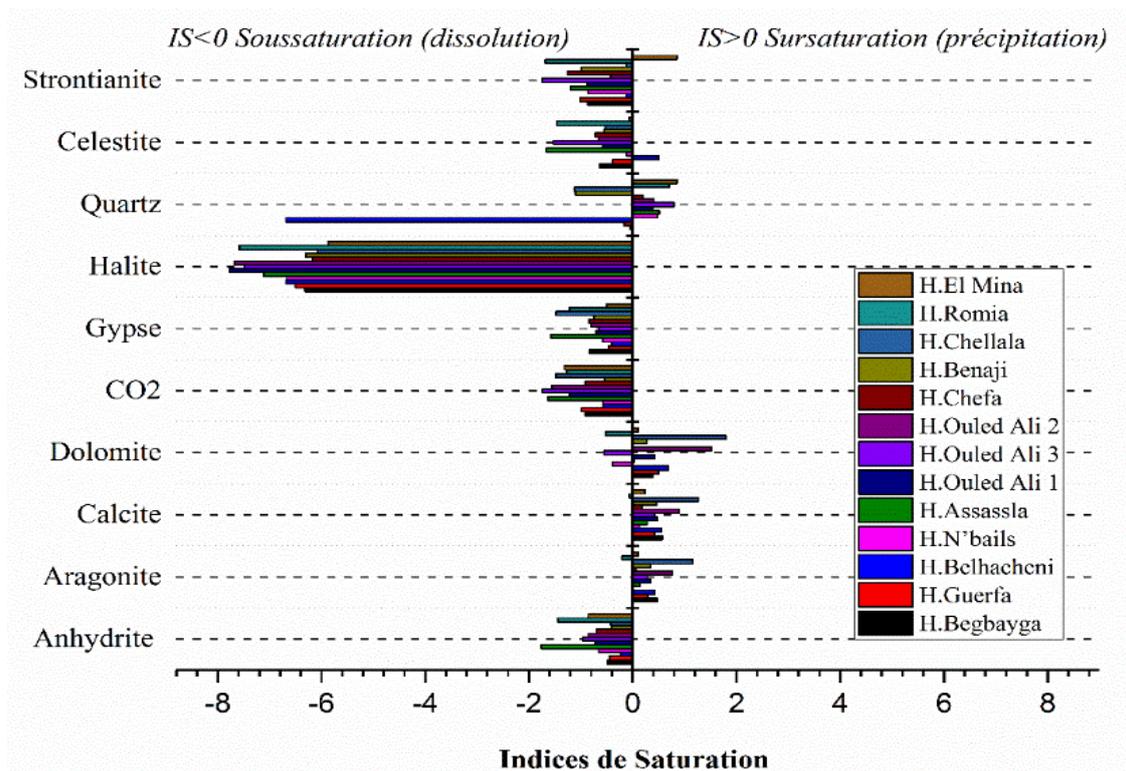


Figure 55. Indices de saturation pour différentes sources thermales de région de Guelma.

Une deuxième étape lors du calcul des IS permet d'accorder un grand intérêt aux températures des réservoirs et donne un outil supplémentaire dans l'utilisation des géothermomètres.

La méthode d'estimation des températures consiste à effectuer les calculs pour toutes les températures comprises dans une fourchette située autour de la température d'émergence, à l'aide d'un modèle thermodynamique (Wateq4f) utilisé par le logiciel PHREEQC.

Sur un diagramme on dessine les variations de l'indice de saturation des solutions par rapport aux différents minéraux, comme fonctions de la température.

On remarque généralement que les solutions en déséquilibre avec tous les minéraux en exception pour un intervalle très restreint de température pour lesquelles plusieurs minéraux présentent ensemble un état proche à l'équilibre, on maintiendra donc cet intervalle comme des valeurs les plus favorables des températures du réservoir (Fig. 56).

Les IS calculés pour les différentes températures (de 20 à 200°C avec un ordre croissant de 20°C de pas) sont récapitulés dans le **tableau 19** (voir la section **Estimation de la température avec les indices de saturation**).

	Phase	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Dolomite	CO ₂ (g)	Gypse	Halite	Quartz	Celestite	Strontianite
Sources	Formule	CaSO ₄	CaCO ₃	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	CO ₂	CaSO ₄ 2(H ₂ O)	NaCl	SiO ₂	SrSO ₄	SrCO ₃
Hmm Begbayga		-0.49	0.47	0.57	0.38	-0.92	-0.83	-6.31	-0.05	-0.64	-0.87
Hmm Guerfa		-0.45	0.29	0.42	0.50	-0.99	-0.46	-6.50	-0.17	-0.39	-1.02
Hmm Belhacheni		-0.23	0.43	0.55	0.69	-0.57	-0.40	-6.69	-6.69	0.50	-0.13
Hmm N'bails		-0.66	0.00	0.13	-0.39	-0.57	-0.58	-6.67	0.47	-0.12	-0.86
Hmm Assassla		-1.76	0.14	0.28	0.03	-1.63	-1.58	-7.12	0.51	-1.67	-1.20
Hmm Ouled Ali 1		-0.73	0.35	0.47	0.43	-1.22	-0.71	-7.78	0.38	-0.58	-0.88
Hmm ouled ali3		-0.96	0.28	0.42	-0.55	-1.74	-0.65	-7.49	0.79	-1.53	-1.75
Hmm OULED ALI 2		-0.85	0.77	0.90	1.52	-1.56	-0.80	-7.68	0.41	-0.65	-0.42
Hmm Chefa		-0.70	0.07	0.18	-0.02	-0.91	-0.84	-6.17	0.20	-0.72	-1.26
Hmm Benaji		-0.40	0.35	0.46	0.27	-0.54	-0.74	-6.30	-1.10	-0.55	-0.99
Hmm Chellala		-0.42	1.16	1.26	1.79	-1.48	-1.48	-6.07	-1.12	-0.53	-0.13
Hmm Romia		-1.44	-0.21	-0.07	-0.52	-1.27	-1.22	-7.59	0.70	-1.47	-1.68
Hmm El Mina		-0.85	0.10	0.24	0.10	-1.32	-0.50	-5.87	0.85	-0.07	0.85

Tableau 18. Indices de saturations calculés des sources thermales dans la zone d'étude.

L'analyse des résultats obtenues ne montrent aucune nouvelle phase produites pour les différentes températures, mais on remarque des variations au niveau des indices de saturation calculées. On peut résumer ces résultats comme de la manière suivante :

- I. Les IS de gypse sont inversement proportionnels avec les températures, pour l'ensemble des sources.
- II. Les IS de strontianite tendent vers une diminution de la sous-saturation quand les températures augmentent, pour l'ensemble des sources.
- III. Le passage d'un état de sous-saturation vers un état de sursaturation est marqué par les phases de chrysotile, anhydrite, aragonite et les polymorphes de la silice pour toutes les eaux.
- IV. Toutes les espèces carbonatées présentent le passage d'un état de saturation à des températures à l'émergence à un état de sursaturation pour des températures plus élevée, on note que les IS sont plus fortes pour le couple calcite/aragonite, et moins élevée pour la dolomite pour l'ensemble des émergences à l'exception de la source H. El Mina, qui pouvant s'expliquer par le phénomène de dédolomitisation. Cet état de sursaturation des carbonates confirme la nature carbonatée du réservoir hydrothermal de la région de Guelma.

Tableau 19. Indices de saturations calculés des sources thermales à différentes températures.

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. El Chellal	20°C	-1.21	0.27	0.42	0.34	-4.94	0.26	-0.85	0.78	-0.52	-0.70
	40°C	-1.02	0.54	0.67	0.11	-2.68	0.93	-0.88	0.50	-0.68	-0.55
	60°C	-0.81	0.77	0.90	-0.09	-0.72	1.38	-0.86	0.24	-0.82	-0.39
	80°C	-0.58	1.00	1.11	-0.26	0.99	1.66	-0.81	0.02	-0.95	-0.23
	100°C	-0.34	1.21	1.31	-0.42	2.49	1.79	-0.75	-0.18	-1.06	-0.10
	120°C	-0.09	1.43	1.52	-0.57	3.81	1.80	-0.66	-0.36	-1.16	0.00
	140°C	0.17	1.66	1.74	-0.70	4.98	1.71	-0.57	-0.53	-1.26	0.07
	160°C	0.41	1.87	1.95	-0.82	5.99	1.49	-0.47	-0.68	-1.34	0.09
	180°C	0.63	2.03	2.10	-0.92	6.86	1.09	-0.39	-0.81	-1.41	0.06
	200°C	0.80	2.06	2.13	-1.02	7.58	0.40	-0.36	-0.94	-1.48	0.00
Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. El Bagbaiga	20°C	-1.26	-0.42	-0.27	0.38	-8.81	-1.18	-0.91	0.83	-0.48	-1.45
	40°C	-1.64	-0.14	-0.01	0.16	-6.55	-0.50	-0.93	0.54	-0.64	-1.29
	60°C	-0.85	0.10	0.22	-0.04	-4.59	-0.03	-0.90	0.29	-0.78	-1.12
	80°C	-0.62	0.34	0.45	-0.22	-2.88	0.26	-0.85	0.07	-0.90	-0.96
	100°C	-0.37	0.57	0.67	-0.38	-1.38	0.41	-0.78	-0.13	-1.01	-0.82
	120°C	-0.12	0.80	0.89	-0.52	-0.05	0.44	-0.69	-0.31	-1.11	-0.71
	140°C	0.13	1.02	1.11	-0.65	1.13	0.36	-0.60	-0.47	-1.20	-0.64
	160°C	0.38	1.23	1.31	-0.76	2.19	0.16	-0.50	-0.62	-1.29	-0.62
	180°C	0.59	1.39	1.46	-0.87	3.12	-0.22	-0.43	-0.76	-1.36	-0.65
	200°C	0.74	1.43	1.49	-0.97	3.94	-0.86	-0.41	-0.88	-1.43	-0.71
Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. Belhacheni	20°C	-0.76	-0.23	-0.08	0.26	-9.47	-0.63	-0.40	0.71	-0.59	-0.54

40°C	-0.58	0.04	0.18	0.04	-7.24	0.04	-0.43	0.42	-0.75	-0.38
60°C	-0.37	0.29	0.41	-0.16	-5.31	0.49	-0.42	0.17	-0.89	-0.22
80°C	-0.14	0.52	0.63	-0.34	-3.62	0.78	-0.37	-0.05	-1.02	-0.07
100°C	0.10	0.75	0.85	-0.49	-2.13	0.91	-0.31	-0.25	-1.13	0.05
120°C	0.35	0.97	1.06	-0.63	-0.82	0.92	-0.22	-0.43	-1.23	0.14
140°C	0.60	1.18	1.27	-0.76	0.36	0.81	-0.13	-0.59	-1.32	0.18
160°C	0.84	1.37	1.44	-0.88	1.40	0.56	-0.04	-0.74	-1.40	0.18
180°C	1.05	1.48	1.55	-0.98	2.34	0.11	0.03	-0.87	-1.48	0.14
200°C	1.22	1.48	1.54	-1.08	3.18	-0.63	0.07	-1.00	-1.54	0.07

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. Guerfa	20°C	-0.79	-0.17	-0.02	-0.14	-9.26	-0.53	-0.43	0.31	-0.99	-1.30
	40°C	-0.61	0.10	0.23	-0.36	-7.04	0.13	-0.46	0.02	-1.15	-1.15
	60°C	-0.40	0.35	0.47	-0.56	-5.11	0.58	-0.45	-0.23	-1.29	-0.99
	80°C	-0.17	0.58	0.69	-0.73	-3.43	0.86	-0.40	-0.45	-1.42	-0.83
	100°C	-0.45	0.29	0.41	-0.51	-5.57	0.49	-0.45	-0.17	-1.26	-1.03
	120°C	0.32	1.03	1.12	-1.03	-0.64	1.02	-0.25	-0.83	-1.63	-0.59
	140°C	0.57	1.25	1.33	-1.16	0.53	0.92	-0.16	-0.99	-1.72	-0.53
	160°C	0.82	1.44	1.52	-1.28	1.57	0.68	-0.06	-1.14	-1.80	-0.52
	180°C	1.03	1.57	1.64	-1.38	2.50	0.24	0.02	-1.27	-1.88	-0.55
	200°C	1.21	1.58	1.64	-1.48	3.33	-0.49	0.06	-1.40	-1.94	-0.62

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. N'bails	20°C	-0.91	-0.34	-0.20	0.39	-11.26	-1.24	-0.55	0.84	-0.46	-1.07
	40°C	-0.73	-0.07	0.06	0.17	-8.98	-0.55	-0.58	0.55	-0.62	-0.91
	60°C	-0.51	0.17	0.29	-0.03	-7.01	-0.08	-0.57	0.30	-0.76	-0.75
	80°C	-0.28	0.41	0.52	-0.21	-5.28	0.22	-0.52	0.08	-0.89	-0.60
	100°C	-0.04	0.64	0.74	-0.36	-3.75	0.37	-0.45	-0.12	-1.00	-0.48
	120°C	0.21	0.86	0.95	-0.50	-2.40	0.40	-0.37	-0.30	-1.10	-0.40

140°C	0.46	1.07	1.15	-0.63	-1.20	0.29	-0.28	-0.46	-1.19	-0.37
160°C	0.70	1.25	1.32	-0.75	-0.13	0.04	-0.18	-0.61	-1.27	-0.37
180°C	0.91	1.35	1.42	-0.85	0.83	-0.43	-0.10	-0.74	-1.35	-0.42
200°C	1.09	1.33	1.40	-0.95	1.69	-1.20	-0.06	-0.87	-1.41	-0.49

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. Benaji	20°C	-1.17	-0.55	-0.40	-0.74	-12.00	-1.30	-0.81	0.79	-0.52	-1.57
	40°C	-0.98	-0.28	-0.14	0.12	-9.73	-0.62	-0.83	0.50	-0.68	-1.40
	60°C	-0.77	-0.03	0.09	-0.08	-7.77	-0.16	-0.82	0.25	-0.82	-1.24
	80°C	-0.53	0.21	0.32	-0.26	-6.05	0.14	-0.77	0.03	-0.94	-1.08
	100°C	-0.29	0.44	0.54	-0.42	-2.54	0.30	-0.70	-0.17	-1.05	-0.95
	120°C	-0.04	0.67	0.76	-0.56	-1.19	0.33	-0.62	-0.35	-1.15	-0.85
	140°C	0.20	0.89	0.97	-0.68	0.00	0.25	-0.53	-0.51	-1.24	-0.79
	160°C	0.44	1.09	1.17	-0.80	1.07	0.03	-0.43	-0.66	-1.32	-0.78
	180°C	0.65	1.23	1.30	-1.91	0.02	-0.36	-0.37	-1.80	-2.40	-0.81
	200°C	0.80	1.25	1.32	-1.00	2.86	-1.02	-0.35	-0.92	-1.47	-0.88

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. Assassla	20°C	-1.91	-0.08	0.07	0.29	-7.23	-0.55	-1.56	0.74	-0.56	-1.33
	40°C	-1.72	0.19	0.33	0.07	-4.92	0.15	-1.57	0.45	-0.72	-1.17
	60°C	-1.50	0.44	0.56	-0.13	-2.90	0.63	-1.55	0.20	-0.87	-1.00
	80°C	-1.26	0.67	0.78	-0.31	-1.13	0.94	-1.50	-0.03	-0.99	-0.85
	100°C	-1.02	0.90	1.00	-0.47	0.43	1.11	-1.43	-0.23	-1.10	-0.73
	120°C	-0.77	1.12	1.21	-0.61	1.81	1.16	-1.34	-0.41	-1.21	-0.65
	140°C	-0.52	1.35	1.43	-0.74	3.02	1.09	-1.25	-0.57	-1.30	-0.61
	160°C	-0.28	1.56	1.64	-0.86	4.07	0.90	-1.16	-0.72	-1.38	-0.62
	180°C	-0.09	1.71	1.78	-0.96	4.96	0.53	-1.11	-0.85	-1.45	-0.66
	200°C	-0.09	1.71	1.78	-0.96	4.96	0.53	-1.11	-0.85	-1.45	-0.66

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. Ouled Ali 1	20°C	-1.06	-0.09	0.06	0.39	-7.95	-0.57	-0.70	0.83	-0.47	-1.15
	40°C	-0.87	0.18	0.32	0.16	-5.70	0.10	-0.72	0.54	-0.63	-0.99
	60°C	-0.65	0.43	0.55	-0.04	-3.76	0.56	-0.70	0.29	-0.77	-0.82
	80°C	-0.42	0.66	0.77	-0.21	-2.06	0.85	-0.65	0.07	-0.90	-0.67
	100°C	-0.17	0.89	0.99	-0.37	-0.57	0.99	-0.58	-0.13	-1.01	-0.54
	120°C	0.08	1.12	1.21	-0.51	0.75	1.01	-0.49	-0.31	-1.11	-0.44
	140°C	0.05	1.34	1.43	-0.64	1.92	0.92	-0.39	-0.47	-1.20	-0.39
	160°C	0.58	1.55	1.62	-0.76	2.95	0.70	-0.30	-0.62	-1.28	-0.38
	180°C	0.80	1.69	1.76	-0.87	3.87	0.29	-0.22	-0.75	-1.36	-0.41
200°C	0.95	1.70	1.77	-0.96	4.66	-0.40	-0.20	-0.88	-1.43	-0.48	

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. Ouled Ali 2	20°C	-1.14	0.38	0.52	0.38	-4.93	0.58	-0.78	0.83	-0.48	-0.66
	40°C	-0.95	0.64	0.78	0.15	-2.67	1.26	-0.81	0.54	-0.64	-0.50
	60°C	-0.74	0.89	1.01	-0.05	-0.71	1.72	-0.79	0.29	-0.78	-0.34
	80°C	-0.51	1.11	1.22	-0.22	1.00	2.00	-0.75	0.06	-0.90	-0.20
	100°C	-0.27	1.33	1.43	-0.38	2.51	2.14	-0.68	-0.14	-1.02	-0.08
	120°C	-0.02	1.55	1.65	-0.52	3.84	2.15	-0.60	-0.32	-1.12	0,000
	140°C	0.23	1.78	1.86	-0.65	5.00	2.06	-0.50	-0.48	-1.21	0.05
	160°C	0.47	1.99	2.06	-0.77	6.02	1.85	-0.41	-0.63	-1.29	0.05
	180°C	0.68	2.13	2.20	-0.88	6.89	1.43	-0.34	-0.77	-1.37	0.01
200°C	0.82	2.13	2.20	-0.98	7.61	0.73	-0.33	-0.89	-1.44	-0.06	

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. Ouled Ali 3	20°C	-1.00	0.20	0.35	0.42	-8.26	-0.75	-0.64	0.86	-0.44	-1.79
	40°C	-0.81	0.47	0.6	0.19	-6.03	-0.09	-0.66	0.58	-0.60	-1.64
	60°C	-0.59	0.71	0.83	-0.01	-4.10	0.36	-0.64	0.33	-0.74	-1.48
	80°C	-0.35	0.93	1.04	-0.18	-2.42	0.63	-0.59	0.10	-0.87	-1.33

100°C	-0.10	1.15	1.25	-0.34	-0.95	0.76	-0.51	-0.10	-0.98	-1.19
120°C	0.15	1.38	1.47	-0.48	0.35	0.77	-0.42	-0.28	-1.08	-1.09
140°C	0.41	1.60	1.69	-0.61	1.50	0.67	-0.32	-0.44	-1.17	-1.03
160°C	0.66	1.81	1.89	-0.73	2.51	0.45	-0.22	-0.59	-1.25	-1.01
180°C	0.88	1.96	2.03	-0.84	3.40	0.04	-0.14	-0.73	-1.33	-1.03
200°C	1.05	1.98	2.05	-0.94	4.16	-0.10	-0.10	-0.85	-1.40	-1.10

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. El Romia	20°C	-1.56	-0.39	-0.24	0.45	-8.49	-1.01	-1.20	0.89	-0.41	-1.79
	40°C	-1.37	-0.12	0.01	0.22	-6.19	-0.32	-1.22	0.60	-0.57	-1.62
	60°C	-1.15	0.13	0.25	0.02	-4.19	0.17	-1.20	0.35	-0.71	-1.46
	80°C	-0.91	0.37	0.48	-0.15	-2.44	0.48	-1.15	0.13	-0.84	-1.30
	100°C	-0.67	0.60	0.70	-0.31	-0.89	0.65	-1.08	-0.07	-0.95	-1.17
	120°C	-0.42	0.83	0.92	-0.45	0.47	0.69	-0.99	-0.25	-1.05	-1.08
	140°C	-0.17	1.06	1.15	-0.58	1.68	0.63	-0.90	-0.41	-1.14	-1.04
	160°C	0.07	1.27	1.35	-0.70	2.75	0.43	-0.81	-0.56	-1.22	-1.04
	180°C	0.27	1.42	1.49	-0.80	3.69	0.06	-0.75	-0.69	-1.30	-1.07
200°C	0.38	1.44	1.50	-0.90	4.50	-0.57	-0.77	-0.82	-1.36	-1.14	

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. Ain el Chefa	20°C	-1.20	-0.56	-0.41	0.40	-9.37	-1.33	-0.85	0.84	-0.46	-1.67
	40°C	-1.01	-0.29	-0.16	0.17	-7.10	-0.65	-0.87	0.56	-0.62	-1.51
	60°C	-0.80	-0.04	0.08	-0.02	-5.13	-0.18	-0.85	0.31	-0.76	-1.34
	80°C	-0.57	0.19	0.30	-0.20	-3.41	0.12	-0.80	0.08	-0.88	-1.17
	100°C	-0.32	0.43	0.53	-0.36	-1.90	0.28	-0.73	-0.11	-0.99	-1.03
	120°C	-0.07	0.66	0.75	-0.50	-0.56	0.31	-0.65	-0.29	-1.09	-0.92
	140°C	0.18	0.88	0.97	-0.63	0.64	0.23	-0.55	-0.46	-1.18	-0.85
	160°C	0.42	1.09	1.17	-0.74	1.71	0.02	-0.46	-0.60	-1.27	-0.83
	180°C	0.63	1.24	1.31	-0.85	2.66	-0.36	-0.38	-0.74	-1.34	-0.86

200°C 0.80 1.27 1.34 -0.95 3.51 -1.02 -0.36 -0.86 -1.41 -0.92

Nom	T°C	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Calcédoine	Chrysotile	Dolomite	Gypse	Quartz	SiO2(a)	Strontianite
H. El Mina	20°C	-0.85	0.1	0.24	0.41	-6.79	0.1	-0.49	0.85	-0.45	-0.56
	40°C	-0.67	0.37	0.50	0.18	-4.55	0.77	-0.52	0.57	-0.61	-0.41
	60°C	-0.46	0.61	0.73	-0.01	-2.62	1.23	-0.51	0.32	-0.75	-0.25
	80°C	-0.23	0.84	0.95	-0.19	-0.93	1.51	-0.47	0.09	-0.87	-0.10
	100°C	0.01	1.07	1.17	-0.35	0.56	1.64	-0.40	-0.11	-0.99	0.02
	120°C	0.25	1.29	1.38	-0.49	1.87	1.66	-0.32	-0.29	-1.09	0.11
	140°C	0.50	1.51	1.59	-0.62	3.04	1.56	-0.23	-0.45	-1.18	0.15
	160°C	0.73	1.70	1.78	-0.74	4.08	1.32	-0.14	-0.60	-1.26	0.16
	180°C	0.94	1.83	1.90	-0.84	5.01	0.90	-0.08	-0.73	-1.33	0.12
	200°C	1.08	1.83	1.90	-0.94	5.82	0.19	-0.07	-0.85	-1.40	0.05

IV.6. Géothermométrie

Les géothermomètres chimiques, géologiques et isotopiques constituent probablement l'outil géochimique le plus important pour l'exploration et le développement des ressources géothermiques. Ils sont également très importants lors de l'exploitation et dans le suivi de la réponse des réservoirs géothermiques.

La géothermométrie est utilisée pour estimer les températures du sous-sol, c'est-à-dire les températures qui devraient être rencontrées dans le réservoir. Elle est également utile pour mieux comprendre les réactions chimiques se produisant en profondeur.

Les géothermomètres ont été classés en trois groupes :

- I. Géothermomètres d'eau ou de soluté ;**
- II. Géothermomètres à gaz ;**
- III. Géothermomètres isotopiques.**

Lors de l'application de ces géothermomètres, on suppose invariablement qu'aucun changement dans la composition de l'eau ne se produit en conjonction avec un refroidissement conducteur ; l'ébullition est considérée comme adiabatique.

Il faut souligner que différents géothermomètres sont valables dans différentes plages de température. Ils s'équilibrent à des taux différents et répondent différemment au refroidissement et à l'ébullition dans les zones à haut débit. Lors de l'interprétation des valeurs de température dérivées des différents géothermomètres chimiques et isotopiques, il est important d'avoir une bonne compréhension des processus chimiques et isotopiques impliqués ainsi que des hypothèses de base et des approximations simplifiées.

IV.6.1. Les géothermomètres chimiques

IV.6.1.1 Les géothermomètres à cations

Les géothermomètres à cations sont fondés sur les échanges des alcalins comme le Na^+ et le K^+ entre deux phases ; la première est liquide c'est l'eau et l'autre solide représentée par les aluminosilicates dans les roches ; conditionnés par la température.

Il existe plusieurs géothermomètres à cations les plus importants sont : Na/K, Na-K-Ca, K/Mg, Na-K-Mg, Ca/K², Mg/K².

IV.6.1.1.1 Les géothermomètres Na/K

Un nouveau géothermomètre Na/K est proposé par (Arnórsson 2000), basé sur les propriétés thermodynamiques de l'albite et du K-feldspath. Pour des eaux diluées ou légèrement salines à

des températures inférieures à 300 °C, le rapport des activités Na/K peut être pris pour le rapport des concentrations.

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

(Arnórsson et al. 1983) ont proposé trois géothermomètres Na/K après avoir étudié les basaltes d'Islande. Tonani (1980), Nieva & Nieva (1987), Giggenbach et al. (1983), Michard. G. (1979) ont proposé des relations géothermométriques pour le thermomètre Na/K basées sur l'équilibre entre les feldspaths sodique et potassique. (Fournier. R. O. 1979) a également proposé un géothermomètre Na/K (tableau. 20).

Enfin, Kharaka & Mariner (1989) ont défini une relation géothermométrique Na/K ne pouvant pas être appliquée aux eaux de champs pétroliers ; elle est, par contre, beaucoup plus fiable pour les systèmes géothermaux, spécialement pour des températures supérieures à environ 150 °C.

Les principaux géothermomètres sont les suivants :

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{856}{(0.857 + \log(\text{Na} / \text{K}))} - 273.15 \quad (\text{Truesdell. A.H. 1975})$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{4410}{14 - \log(\text{K}^2 / \text{Mg})} - 273.15 \quad (\text{Fournier. R. O. 1979})$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{933}{\log(\text{Na} / \text{K}) + 0.933} - 273.15 \quad (\text{Tonani 1980})$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{933}{\log(\text{Na} / \text{K}) + 0.933} - 273.15 \quad (\text{Arnórsson 1983})$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1390}{\log(\text{Na} / \text{K}) + 1.75} - 273.15 \quad (\text{Nieva \& Nieva 1987})$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1217}{\log(\text{Na} / \text{K}) + 1.483} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach 1988})$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1052}{1 + e^{(1.714 \log(\frac{\text{Na}}{\text{K}}) + 0.252)}} + 76 \quad (\text{Can, 2002})$$

IV.6.1.1.2. Les géothermomètres Na-K-Ca

Fournier & Truesdell (1973) considèrent que l'addition du calcium au géothermomètre Na/K proposé par (White 1963) puis (Ellis 1970), rend compte d'un échange possible des cations Ca^{+2} et Na^{+} entre la roche (en présence d'un plagioclase) et la solution.

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

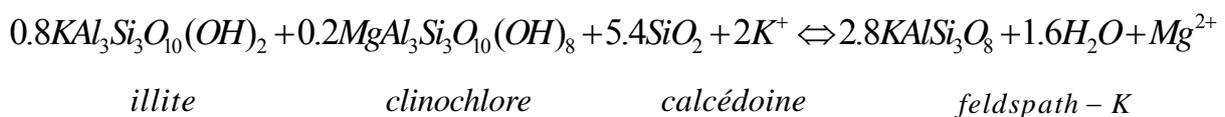
Les eaux riches en CO₂ (D'Amore et al. 1987; Fouillac & Michard. 1977; Pačes 1975). Comme la concentration absolue de calcium dans les eaux est contrôlée par les minéraux carbonatés, le niveau de la pression partielle de CO₂ en solution influencera fortement la concentration en calcium. Il a aussi été réalisé que l'influence du CO₂, l'ébullition (créant une perte de CO₂, qui cause la précipitation de carbonates de calcium) et la dilution avec des eaux profondes riches en CO₂ pouvaient affecter le géothermomètre (voir colonne 6 et 7 du **tableau. 20**). De plus, le géothermomètre Na-K-Ca doit être appliqué avec prudence si la pression partielle de CO₂ à l'équilibre avec l'eau est supérieure à 10⁻⁴ atm et la température inférieure à 75 °C (Pačes 1975). Dans ce cas, une forme modifiée du géothermomètre Na-K-Ca a été proposée.

L'équation de ce géothermomètre est comme le suivant :

$$t^{\circ}C = \frac{1647}{\log(Na/K) + \beta \log(\sqrt{Ca/Na}) + 2.24} - 273.15$$

IV.6.1.1.3. Les géothermomètres K/Mg

Ce géothermomètre a été développé dans les années 1980, et il a été appliqué par (Giggenbach 1988). La base de ce géothermomètre suppose que les fluides ont été équilibrés avec le feldspath K (adularia), le K-mica (illite, la muscovite), la chlorite (clinocllore) et la calcédoine (Une phase de silice qui se forme à des températures légèrement plus fraîches que le quartz) :



Ce qui précède sont des minéraux hydrothermaux communs. Par rapport aux géothermomètres Na-K, cette réaction s'arrange rapidement sur une gamme de températures de <100 à 300 °C et, par conséquent, elle préserve des températures d'équilibrage plus fraîches. Des températures fiables sont obtenues dans l'application de ce géothermomètre uniquement dans les eaux chlorurées. Notez que les eaux de chlorure profondément dérivées ont des concentrations de Mg <1,0 ppm et que ce géothermomètre est très sensible aux rapports K²/Mg, toute légère addition de Mg par mélange d'eau peu profonde avec le fluide profond donne des températures plus basses (**tableau. 20**).

$$t^{\circ}C = \frac{4410}{14 - \log(K^2/Mg)} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach 1988}).$$

IV.6.1.2. Les géothermomètres silice

La silice est l'un des constituants majeurs de l'écorce terrestre ; omniprésente dans les roches magmatiques, elle entre également dans la composition de plusieurs roches sédimentaires (argiles, marnes, grès...). Les différentes variétés allotropiques de la silice (quartz, calcédoine et silice amorphe) se dissolvent en donnant naissance, à l'équilibre, à une variété monomère H_4SiO_4 ;



La réaction de solubilité correspondante est indépendante du pH (jusqu'à pH > 9,5) et de la force ionique de la solution ; la mise en solution est donc essentiellement fonction de la température.

Ces différentes variétés allotropiques ne sont pas les seules sources de silice dissoute dans les eaux naturelles. Les feldspaths, les pyroxènes, les olivines libèrent également de la silice par action de l'eau (BRGM 1999).

Quelques précautions doivent être prises en utilisant le géothermomètre SiO_2 (Gunter W.D. et al. 1992). (Kharaka & Mariner 1989) ont recommandé que le thermomètre à calcédoine soit utilisé pour des températures comprises entre 40 et 70 °C et le thermomètre à quartz entre 70 et 250 °C.

Cependant, ces deux géothermomètres doivent être utilisés avec précaution au-delà de 200 °C car aux températures de surface, les eaux deviennent sursaturées vis-à-vis de la silice amorphe, qui peut alors précipiter lors de la remontée du fluide vers la surface ; des températures trop basses pourraient alors être calculées à cause de la perte de SiO_2 dissoute.

Lors du calcul des températures à partir de la teneur en silice de l'eau naturelle en équilibre avec le quartz ou la calcédoine, les températures sont appelées l'équilibre de quartz et les températures d'équilibre de calcédoine, respectivement. Les phases de silice d'intérêt pour les études géochimiques des fluides géothermiques sont le quartz, la calcédoine et la silice amorphe.

Dans le cas de roches carbonatées, le géothermomètre SiO_2 n'est pas satisfaisant d'un point de vue expérimental. Malgré cela, les géothermomètres SiO_2 ayant été calibrés expérimentalement avec des roches silicatées peuvent être utilisés pour des applications dans des systèmes géothermiques caractérisés par la présence d'un réservoir prédominé par les carbonates.

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

Le géothermomètre SiO_2 est insensible aux variations modérées de la salinité du fluide (TDS). Il ne semble pas être affecté par la présence de substances organiques dissoutes, même si la solubilité de la silice a montré une augmentation lors de la formation de complexes aqueux avec certaines liaisons organiques (Bennet P.C & Siegel D.I. 1989). Cependant, ce géothermomètre n'est pas fiable pour des eaux acides riches en sulfates contenant peu de chlorures (Fournier & Truesdell 1973).

De plus, dans des conditions de pH élevé rencontrés lors de flux alcalins, la solubilité des minéraux silicatés augmente fortement et des températures anormalement hautes peuvent être déterminées si ce phénomène n'est pas pris en compte (Gunter W.D. et al. 1992)

Les géothermomètres à silice sont cités ci-dessous :

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{4.55 - \log \text{SiO}_2} - 273.15 \quad (\text{Giggenbach \& Soto 1992})$$

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1032}{4.69 - \log \text{SiO}_2} - 273.15 \quad (\text{Verma 2000})$$

$$t^{\circ}\text{C} = \left[42.198 + 0.278831\text{SiO}_2 - 3.6686 * 10^{-4} \text{SiO}_2 + 3.1665 * 10^{-7} \text{SiO}_2^3 + 77.034 \log \text{SiO}_2 \right]$$

(Fournier 1977);

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log \text{SiO}_2} - 273.15 \quad * \text{Calcédoine (Fournier. R.O. 1992)}.$$

L'application des différents géothermomètres est récapitulée dans le (tableau. 20).

IV.7. Les modèles de mélanges (Mixing models)

Les modèles de mélange sont un outil efficace à tous les stades du développement géothermique. Ils évaluent les processus agissant sur une décharge d'une source à surveiller au fil du temps et sont particulièrement utiles au début des étapes de l'évaluation du potentiel de chaleur et des structures d'écoulement d'une nouvelle ressource géothermique. Les modèles de mélange d'enthalpie-chlorure et d'enthalpie-silice ont trouvé un usage répandu et sont donc considérés en détail. Cependant, d'autres modèles utilisant la concentration en carbonate de la décharge ont également été suggérés.

IV.7.1. Le modèle du Chlore (Cl mixing model)

Les tendances déterminées à partir des diagrammes d'enthalpie-chlorure devraient être liées à la répartition spatiale des sources dans le champ. Cela peut aider à identifier, par exemple, les directions d'écoulement souterraines, l'existence de plusieurs réservoirs peu profonds alimentant différents groupes de sources et zones d'afflux d'eau souterraine.

Les diagrammes de chlorure d'enthalpie ont une grande valeur pour comprendre l'hydrogéologie d'un champ géothermique. Ils sont faciles à construire et peuvent définir efficacement les tendances dans les procédés de surface (ébullition, mélange de dilution et refroidissement conducteur) et les interrelations entre groupes des sources dans un champ. Ils sont également utilisés pour estimer les salinités et les températures des liquides des réservoirs, fournissant ainsi une vérification utile des calculs géothermométriques. À cette considération, ils sont particulièrement utiles lorsque les eaux à source chaude sont mélangées ou se sont rééquilibrées dans un réservoir peu profond. Dans cette situation, il n'est pas possible d'obtenir des informations sur le réservoir profond grâce à la simple application de géothermomètres.

Les diagrammes de chlorure d'enthalpie peuvent souvent surmonter cette limitation et sont également utiles lorsque l'on traite d'un réservoir d'enthalpie élevé qui dépasse les limites supérieures de la géothermométrie (Arnórsson 1985, Fournier 1979, Fournier et al., 1979, Truesdell et Fournier, 1976). On remarque comme dans la plupart des études géochimiques, les eaux météorologiques locales (cours d'eau, lacs, etc.) devraient donc toujours être incluses dans tout programme d'échantillonnage.

Lorsqu'un fluide géothermique se sépare, la phase vapeur a une teneur en enthalpie supérieure à la phase liquide résiduelle. La perte de vapeur est donc associée à une perte de masse et à une réduction de l'enthalpie. La **Fig. 56** illustre les directions générales des processus de gain / perte de vapeur (ébullition), de chauffage conducteur / refroidissement et de mélange pour un fluide géothermique. Ces tendances, décrites plus en détail ci-dessous.

Gain de vapeur : le fluide gagne en vapeur, l'enthalpie augmente, mais la teneur en chlorure diminue en raison de l'augmentation de la masse fluide.

Perte de vapeur : les vapeurs liquides avec perte de vapeur subséquente (et donc masse et enthalpie), le chlorure augmente en raison de la plus faible masse d'eau résiduelle (concentration par évaporation).

Chauffage conducteur : le fluide gagne de la chaleur des roches environnantes, l'enthalpie augmente, mais la concentration de chlorure reste constante.

Refroidissement conducteur : le fluide perd de la chaleur aux roches environnantes, l'enthalpie diminue, mais la concentration de chlorure reste constante.

Mélange : le fluide géothermique se mélange avec des eaux météorites plus froides et plus diluées ou des eaux chauffées à la vapeur, ce qui entraîne une diminution de l'enthalpie et de la teneur en chlorure. Comme la teneur totale en éléments dissous des eaux météoriques est généralement inférieure à celle des fluides géothermiques, ce processus est également appelé **dilution**. Ce terme est acceptable, et certains peuvent augmenter leur concentration lors du mélange (Mg, SO₄, HCO₃).

Tableau 20. Températures estimées en °C dans la région de Guelma par différents géothermomètres chimiques.

Source	Les géothermomètres silice				Les géothermomètres Na-K-Ca		Les géothermomètres Na/K						Les géothermomètres K/Mg	
	Verma 2000	Fournier 1977	Giggenbach 1992	Fournier 1992	Na-K-Ca	Na-K-Ca (Mg corrigé)	Na/K Fournier 1979	Na/K Truesdell 1976	Na/K Giggenbach 1988	Na/K Tonani 1980	Na/K Nieva & Nieva 1987	Na/K Arnórsson 1983	Na/K Can 2002	K/Mg Giggenbach 1986
1	108	119	97	117	32	32	137	93	157	117	126	104	137	41
2	90	102	78	103	14	14	150	107	169	134	139	118	147	28
3	94	106	82	106	17	17	196	162	213	194	183	170	186	32
4	69	84	56	86	42	42	433	506	425	592	415	483	434	67
5	95	107	83	107	20	20	145	101	164	127	133	112	143	35
6	88	101	76	102	-	-	168	129	187	157	156	139	161	22
7	84	97	72	98	-	-	115	68	135	90	104	80	122	29
8	87	100	75	100	-	-	166	125	184	153	154	136	159	15
9	101	112	89	111	52	52	198	164	215	197	185	173	187	53
10	105	116	94	115	36	36	170	131	188	159	158	141	163	43
11	110	120	99	118	39	39	145	101	164	127	133	112	143	44
12	92	105	80	105	15	15	208	176	224	210	195	184	197	33
13	77	77	49	80	57	57	197	162	213	195	184	171	186	53

ND : non déterminée

Sources :

1 : Hammam El Bagbaiga (geyser), 2 : Hammam Guerfa, 3 : Hammam Belhacheni, 4 : Hammam El N'Bails, 5 : Hammam Assassla, 6 : Hammam Ouled Ali 1, 7 : Hammam Ouled Ali 3, 8 : Hammam Ouled Ali 2, 9 : Hammam Ain El Chefa, 10 : Hammam Benaji, 11 : Hammam El Chellal, 12 : Hammam El Romia, 13 : Hammam El Mina.

IV.7.1.1. Estimation des taux de mélange

Pour estimer les taux de mélanges des eaux thermales dans la région de Guelma en utilisant la formule suivante (Han et al. 2010) :

$$M = \frac{[Cl_t^-] - [Cl_m^-]}{[Cl_t^-] - [Cl_f^-]} \times 100(\%), \text{ avec :}$$

M c'est le pourcentage du mixage, Cl_t c'est la teneur du chlore dans l'eau thermique, Cl_m c'est la teneur en chlore dans la source qui présente un mélange probable des eaux, Cl_f désigne la teneur en chlore dans l'eau froide.

L'examen de quelques zones probable par le mélange entre les eaux thermales et les eaux froides présentent des valeurs entre 19% et 38.5%, le **tableau. 21** présente les résultats de mélange pour quelques sources dans la région de Guelma.

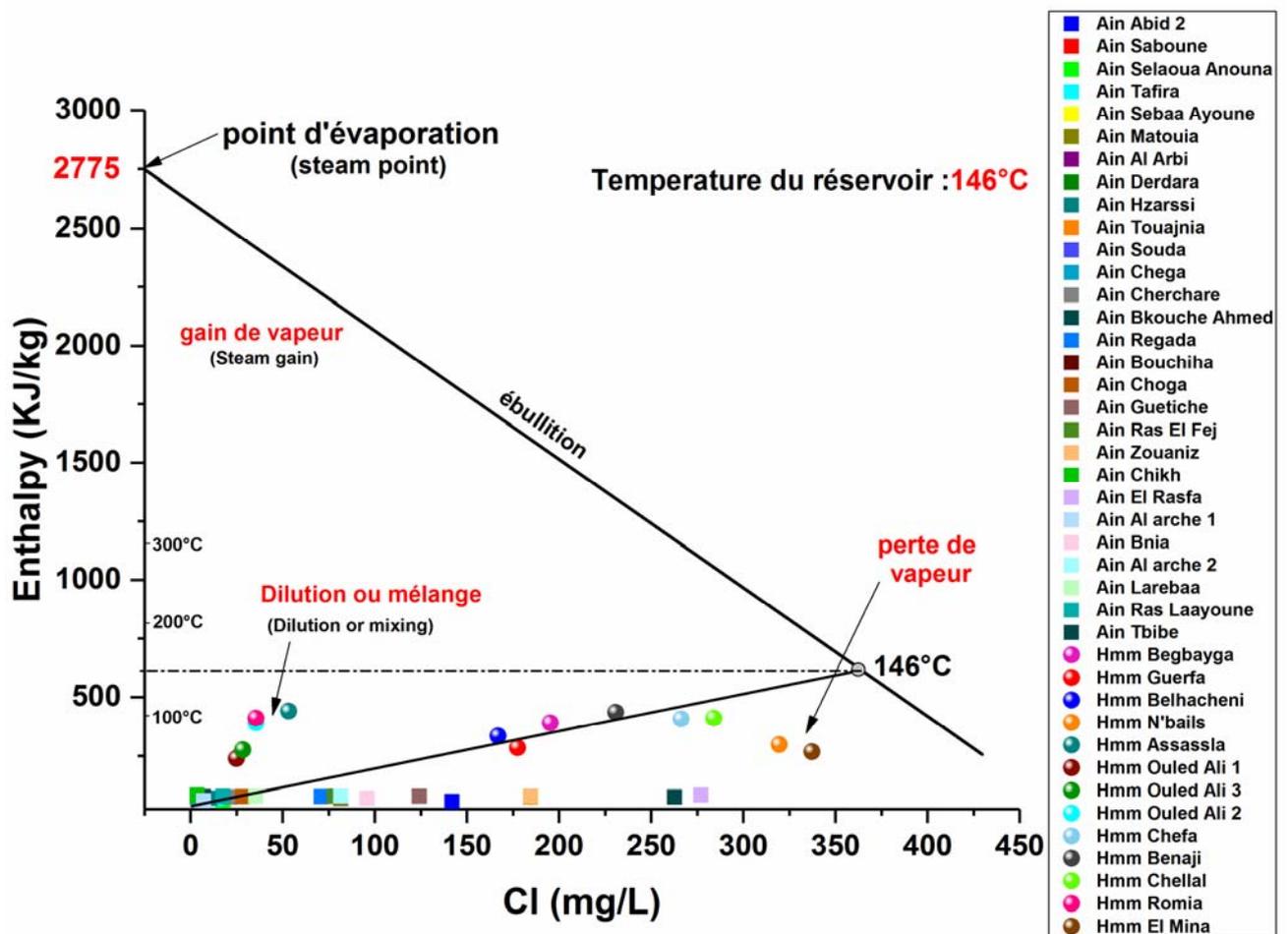


Figure 56. Le modèle de mélange du Chlore pour le système géothermal de Guelma.

Tableau 21. Estimation de mélange de chlore dans les eaux thermales, basées sur les teneurs en Cl dans les eaux thermales et les eaux froides.

	Cl_t	Cl_m	Cl_f	M%
la source	<i>H. Assassla</i>	<i>H. Romia</i>	<i>Ain Saboun</i>	
site 1	53,25	35,5	7,1	38,5
la source	<i>H. El Mina</i>	<i>H. El N'Bails</i>	<i>Ain El Rasfa</i>	
site 2	337,25	319,5	276,9	29,4
la source	<i>H. El Chellal</i>	<i>H. Benadji</i>	<i>Ain Chikh</i>	
site 3	284	230,75	3,55	19,0

IV.7.2. Le modèle de mélange du silice SiO₂ (silica mixing model)

Les schémas de l'enthalpie-silice (**Fig. 57**) fournissent une technique simple pour estimer la température du composant d'eau chaude des eaux mixtes. La méthode est basée sur l'équilibre de la chaleur et de la silice et son application dépend de trois hypothèses de base ([Fournier et Truesdell, 1974](#) ; [Truesdell et Fournier, 1977](#)) :

- il n'y a pas de perte de chaleur après le mélange
- la solubilité du quartz contrôle la teneur en silice du fluide du réservoir
- il n'y a pas de dépôt ou de dissolution de silice une fois que le fluide géothermique a quitté le réservoir profond, c'est-à-dire. Avant ou après le mélange.

La deuxième hypothèse est invariablement valable, car on sait que les fluides géothermiques profonds sont saturés par rapport au quartz, tandis que la sélection soignée des sources utilisées dans la méthode (haute température, débit élevé) réduira toutes les erreurs de la première hypothèse. Des problèmes peuvent survenir lorsqu'ils traitent avec des systèmes d'enthalpie très élevés (≥ 275 °C). Le quartz précipite rapidement à partir de ces fluides, rompant ainsi la troisième hypothèse et créant des erreurs dans le calcul de la température. La méthode peut être appliquée à deux modèles de mélange :

- pas de vapeur ou de perte de chaleur avant de mélanger
- perte de vapeur (refroidissement adiabatique) avant le mélange.

Dans des conditions idéales, la température et la teneur en silice du composant d'eau chaude dérivée des diagrammes d'enthalpie-silice peuvent représenter celle du fluide du réservoir ([Fournier, 1989b](#)). La technique fournit donc une comparaison intéressante avec les estimations de la température du réservoir dérivées des diagrammes d'enthalpie-chlorure et de la géothermométrie.

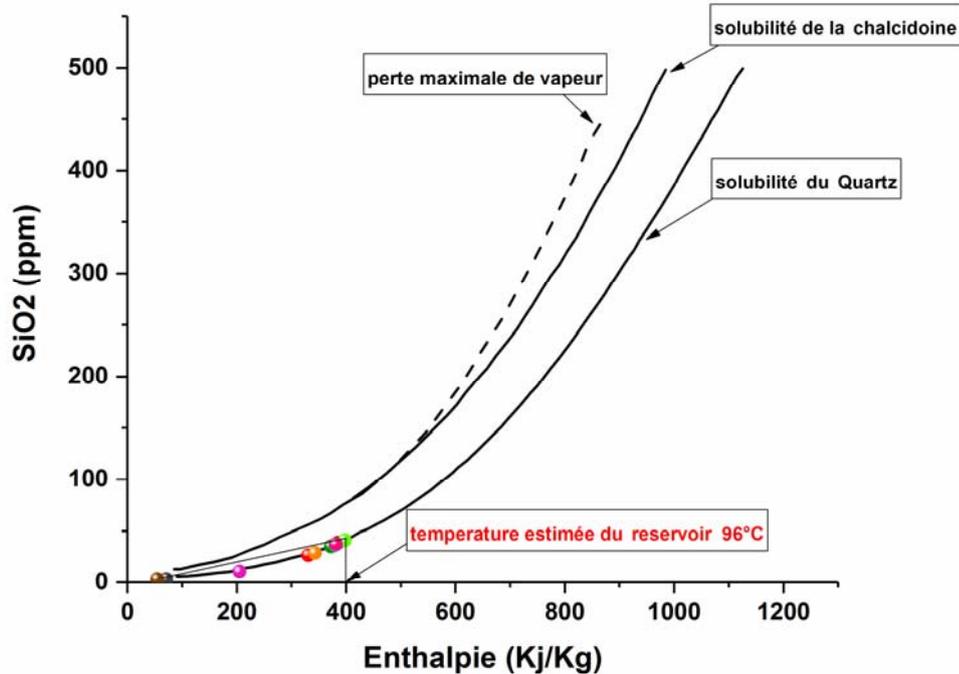


Figure 57. Le modèle de mélange de la Silice pour le système géothermal de Guelma.

IV.8. Le diagramme triangulaire Na-K-Mg^{1/2}

L'ensemble des échantillons analysés sur les sources thermales du bassin de Guelma ont été représentée sur le diagramme de Giggenbach (**Fig. 58**). Cette technique géothermique suggérée par ([Giggenbach 1988](#)) sépare entre les eaux immatures et les eaux totalement équilibrées dans les réservoirs profonds. Le diagramme ternaire Na-K- (Mg)^{1/2} pour les eaux thermales, sont typiques des eaux immatures ne parviennent pas à l'équilibre avec leurs roches associées, se mélangent avec des eaux peu profondes. Par conséquent, leurs températures de Na / K ont une forte consistance avec les températures déduites avec ce diagramme.

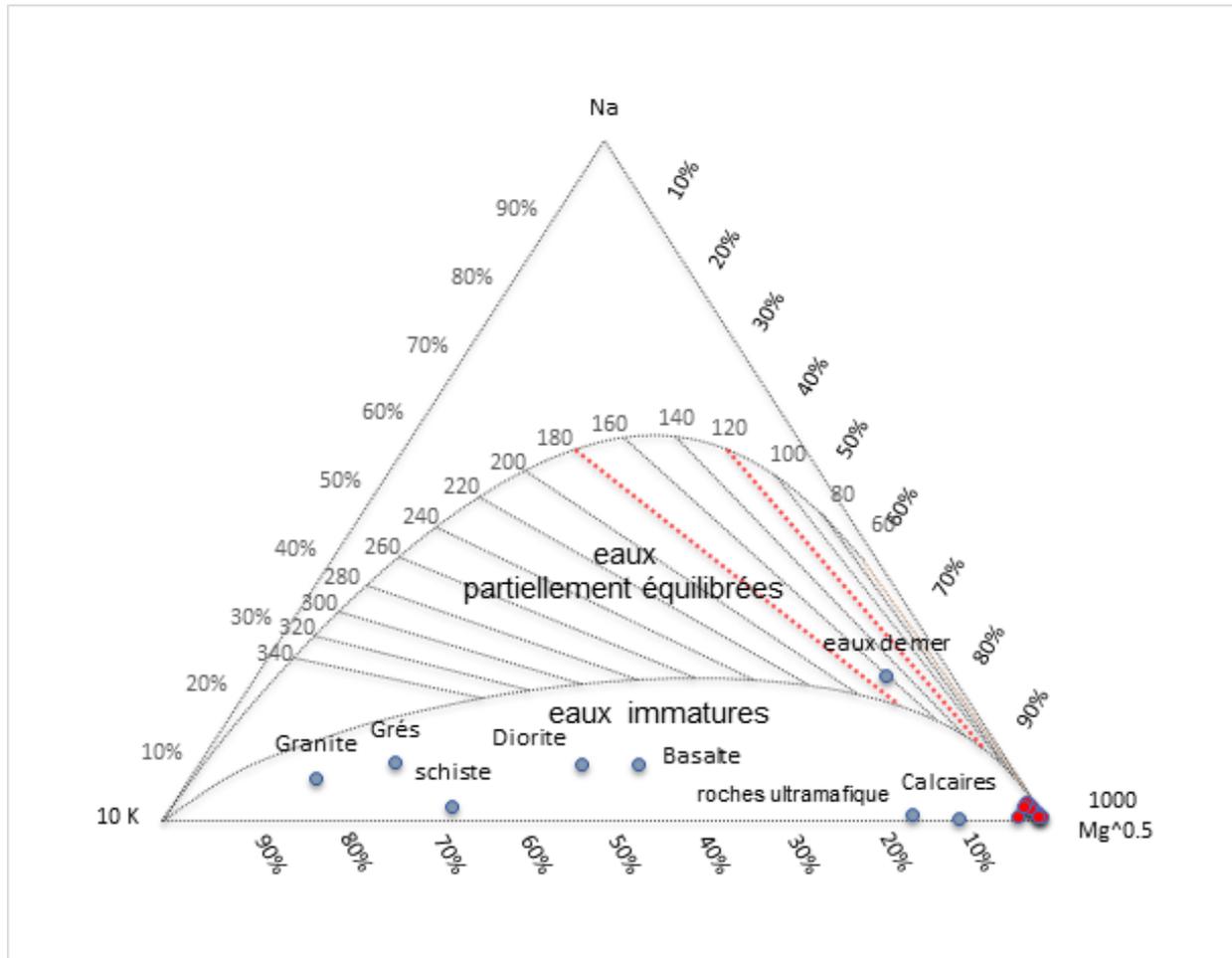


Figure 58. Le diagramme de Giggenbach, 1988.

IV.9. Estimation des températures en profondeur à l'aide des indices de saturation

Comme il est cité dans la section IV.5.4. calcul des indices de saturation, il est possible d'évaluer la température du réservoir en étudiant l'aspect des indices de saturation des minéraux principaux en simulant les températures avec un pas de 20°C (Fig. 59).

La zone d'intersection des courbes de saturation des minéraux avec la droite $IS=0$, désigne la température d'équilibre des différentes phases minérales simultanément et qui correspond aux températures d'équilibre dans le réservoir.

On remarque pour l'ensemble des sources thermales de la région d'étude, les températures du réservoir profond varient entre 90° et 140°C, et coïncident avec les autres résultats par différentes méthodes.

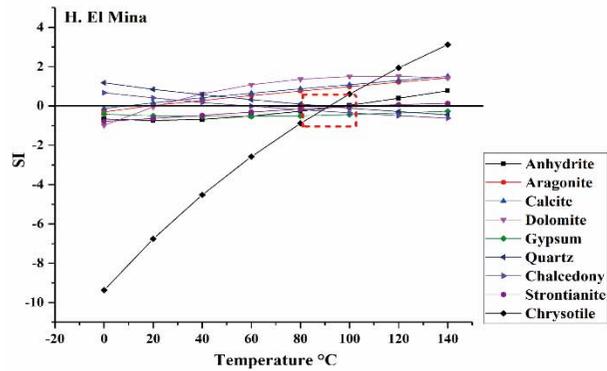
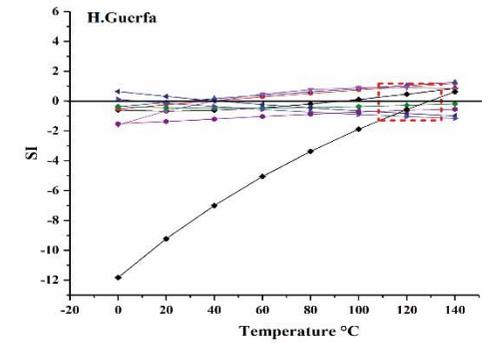
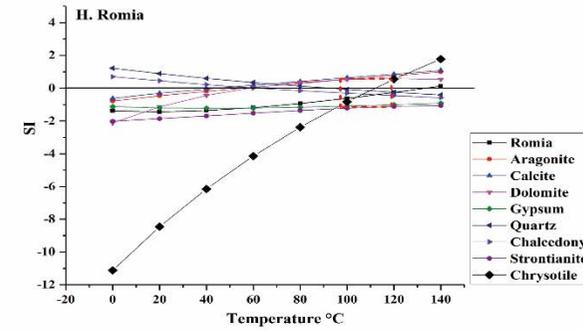
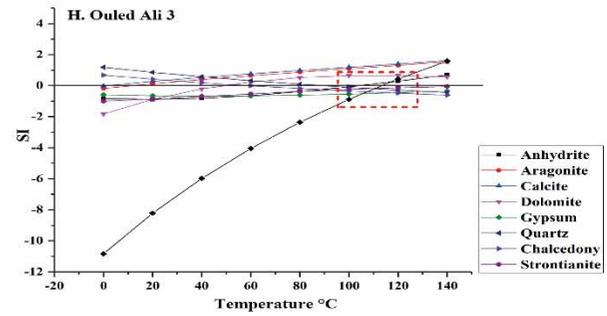
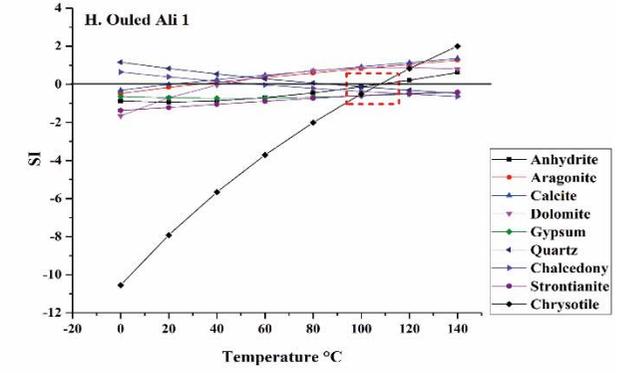
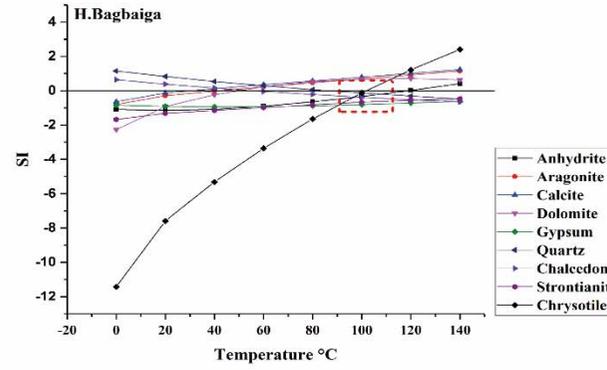
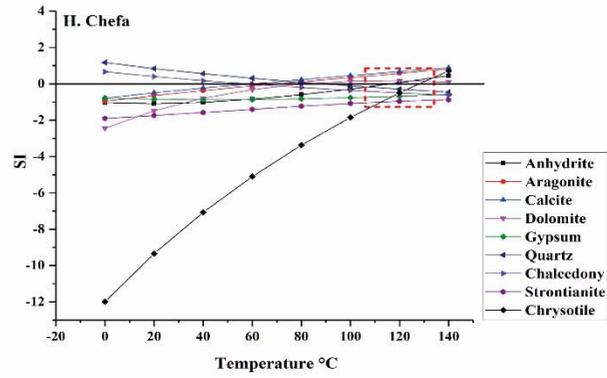


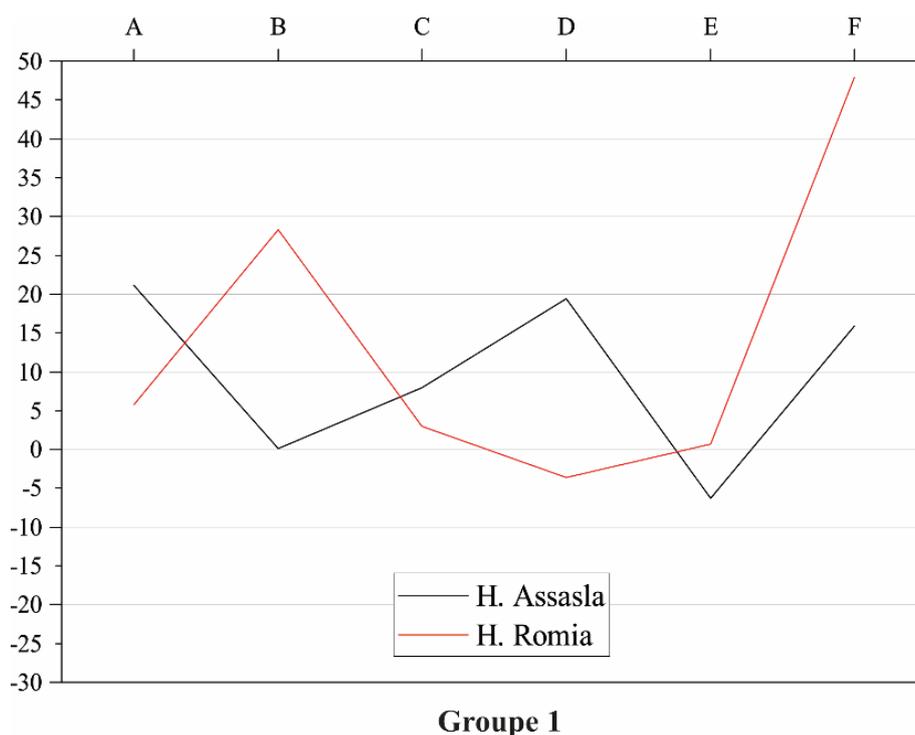
Figure 59. Indices de saturation simulés appliqués aux sources thermales de la région de Guelma.

IV.10. Estimation de la nature des réservoirs et leurs profondeurs (diagramme IIRG)

Les profils géochimiques des eaux thermales (**Fig. 60**) sont tracés selon la méthode de l'Institut international pour la recherche géothermique (**IIRG**) (**D'Amore et al. 1983**), le premier groupe correspond au diagramme standard **α** (source Assassla) et diagramme standard **β** (la source d'El Romia) marqué par **A** et **D** qui indique pour la source de l'Assassla une circulation de l'eau à travers une séquence de carbonate enrichie en Na au temps d'ascension vers la surface par des failles et des fractures majeures. **B** et **F** Pour la source d'El Romia, qui correspond à la circulation de l'eau en série calcaire (**Bouaicha et al, 2017**).

Le deuxième et le troisième groupe présentent des profils qui correspondent parfaitement au diagramme standard **α** (Guerfa, El Chellal, El Braka, El Bagbaiga et El Mina), indiquant une circulation des fluides profonds dans les séries carbonatées, de dolomie et de marne et probablement des formations de grès (**Bouaicha. F et al. 2017**).

Les eaux thermales sont mélangées à des eaux froides comme le montre dans les sections ci-dessus (modèles de mélange, et Le diagramme ternaire Na-K-(Mg)^{1/2}) et se minéralisent en lessivant les roches en profondeur avant de remonter à la surface par des failles majeures. L'ensemble des sources thermales sont affectées par une activité tectonique intense, citons l'exemple la faille de la source d'El Chellal (à hammam Debagh) de direction N20 °E (**Deleau. P. 1938; Dib. H 1985; Verdeil 1982**) et qui a atteint une profondeur probable de 7 km (**Maouche et al. 2013**).



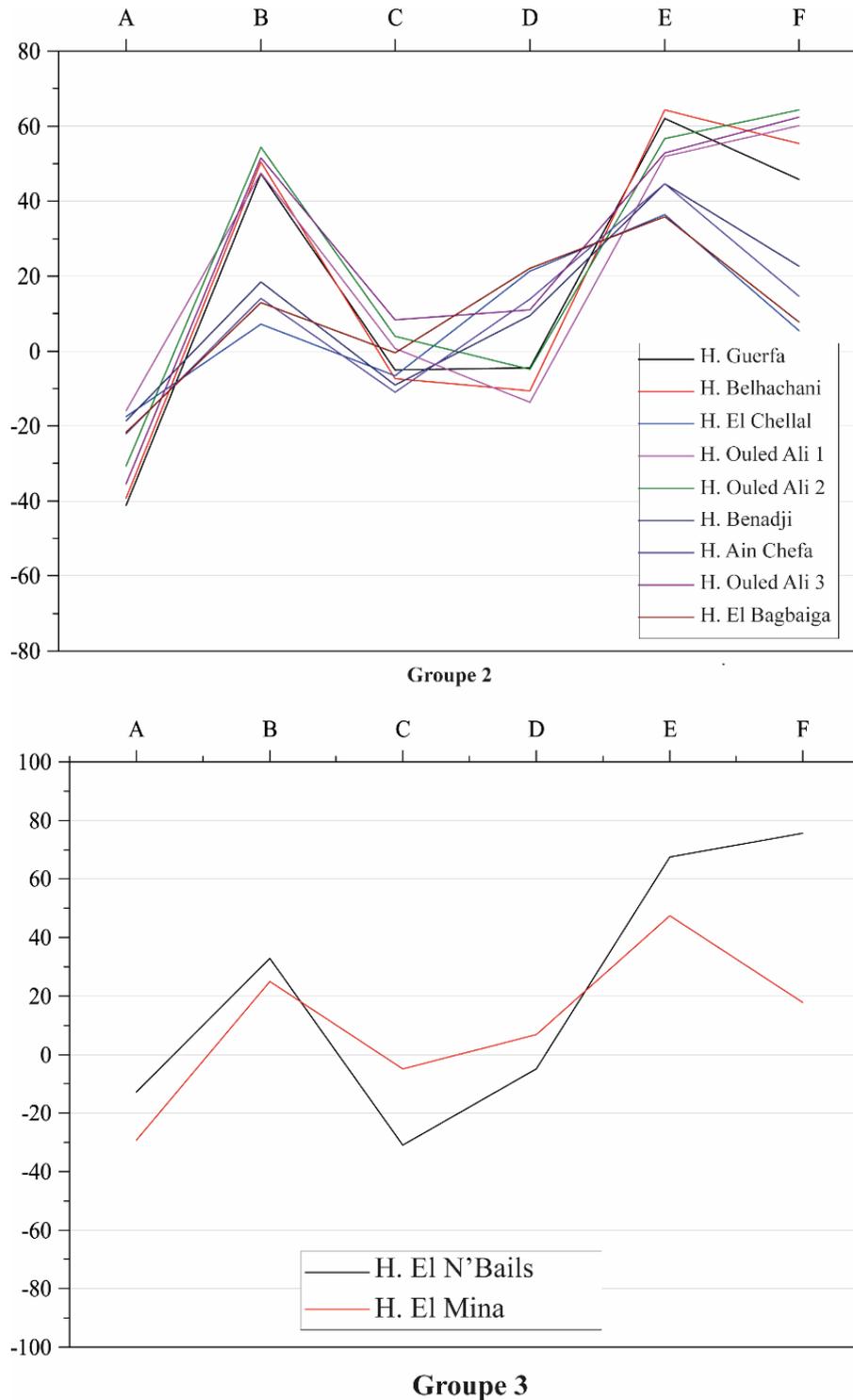


Figure 60. Le diagramme IIRG (D'Amore et al. 1983).

Pour estimer les profondeurs des réservoirs des eaux thermales dans la région de Guelma, en utilisant les résultats des géothermomètres chimiques du **tableau. 20**, et à l'aide de la carte d'isogrادي (Fig. 61) du nord de l'Algérie établie par Haouchine en 2012, cette carte élaborée à partir des données de BHT (*Bottom Hole Temperature*) et DST (*Drill Stem Test*) des forages pétroliers avec des profondeurs varient entre 653 m et 5280 m, montre un gradient

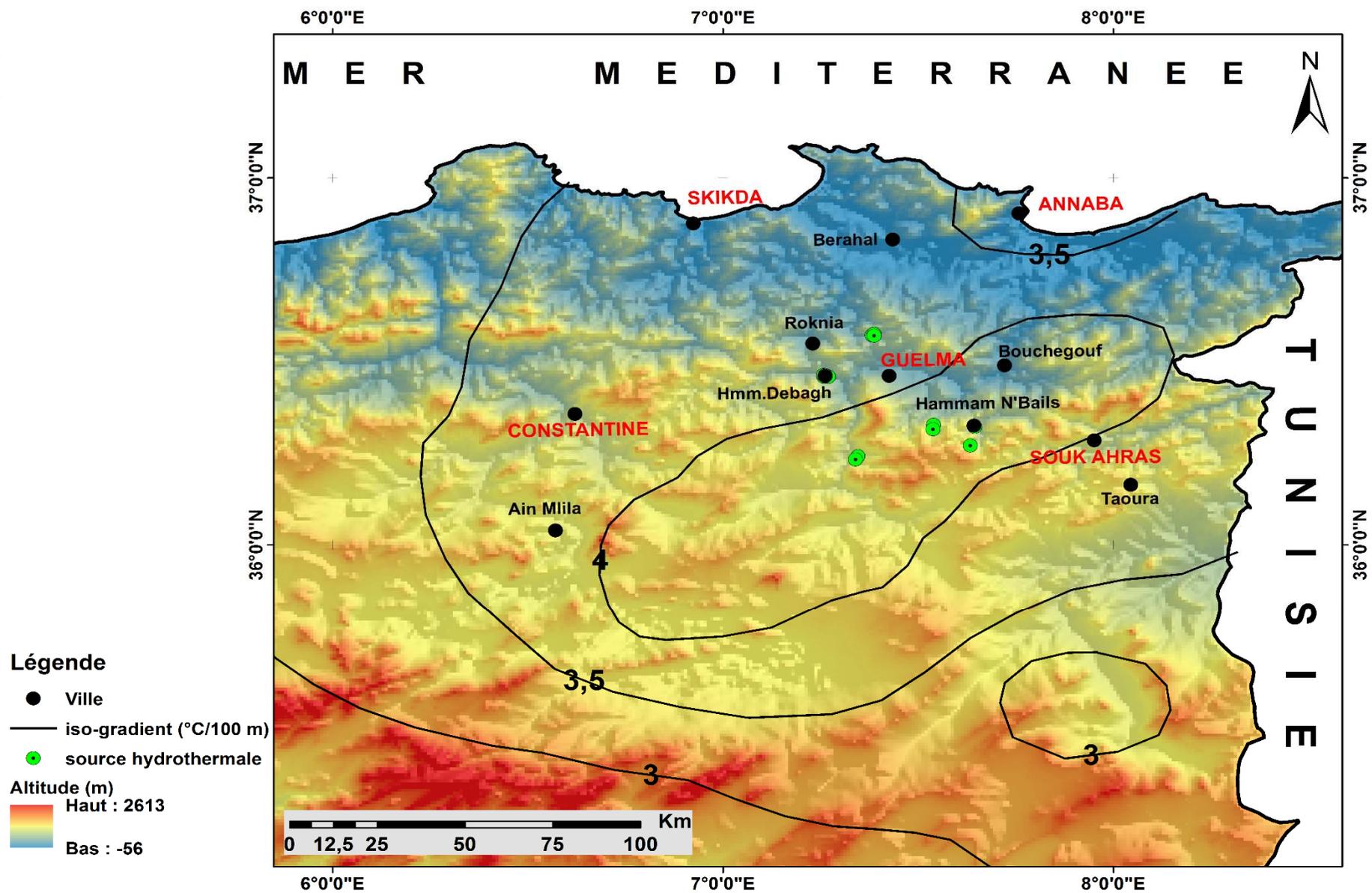


Figure 61. Carte isogradient de Nord-est d'Algérie (Haouchine 2012).

important dans le nord-est de l'Algérie. Dans la région de Guelma ce gradient varie entre 30° à 40°C/km. Les résultats récapitulées dans le **tableau. 22**.

Tableau 22. Estimation des profondeurs des réservoirs profonds dans la région de Guelma.

Gradient °C/1km	géothermomètre silice				K/Mg	
	Verma 2000	Fournier 1977	Giggenbach 1992	Fournier 1992	Giggenbach 1986	
	Profondeurs (m)	Profondeurs (m)	Profondeurs (m)	Profondeurs (m)	Profondeurs (m)	
30-40	3600-2700	3967-2975	3233-2425	3900-2925	/	
30-40	3000-2250	3400-2550	2600-1950	3433-2575	/	
30-40	3133-2350	3533-2650	2733-2050	3533-2650	/	
30-40	2300-1725	2800-2100	1867-1400	2867-2150	/	
30-40	3167-2375	3567-2675	2767-2075	3567-2675	/	
30-40	2933-2200	3367-2525	2533-1900	3400-2550	/	
30-40	2800-2100	3233-2425	2400-1800	3267-2450	/	
30-40	2900-2175	3333-2500	2500-1875	3333-2500	/	
30-40	3367-2525	3733-2800	2967-2225	3700-2775	1767-1325	
30-40	3500-2625	3867-2900	3133-2350	3833-2875	/	
30-40	3667-2750	4000-3000	3300-2475	3933-2950	/	
30-40	3067-2300	3500-2625	2667-2000	3500-2625	/	
30-40	2567-1925	2567-1925	1633-1225	2667-2000	1767-1325	

Gradient °C/1km	Na/K					
	Fournier 1979	Truesdell 1976	Giggenbach 1988	Tonani 1980	Nieva & Nieva 1987	Arnórsson 1986
	Profondeurs (m)	Profondeurs (m)	Profondeurs (m)	Profondeurs (m)	Profondeurs (m)	Profondeurs (m)
30-40	4567-3425	3100-2325	5233-3925	3900-2925	4200-3150	3467-2600
30-40	5000-3750	3567-2675	5633-4225	4467-3350	4633-3475	3933-2950
30-40	6533-4900	5400-4050	7100-5325	6467-4850	6100-4575	5667-4250
30-40	/	/	/	/	/	/
30-40	4833-3625	3367-2525	5467-4100	4233-3175	4433-3325	3733-2800
30-40	5600-4200	4300-3225	6233-4675	5233-3925	5200-3900	4633-3475
30-40	3833-2875	2267-1700	4500-3375	3000-2250	3467-2600	2667-2000
30-40	5533-4150	4167-3125	6133-4600	5100-3825	5133-3850	4533-3400
30-40	6600-4950	5467-4100	7167-5375	6567-4925	6167-4625	5767-4325
30-40	5667-4250	4367-3275	6267-4700	5300-3975	5267-3950	4700-3525
30-40	4833-3625	3367-2525	5467-4100	4233-3175	4433-3325	3733-2800
30-40	6933-5200	5867-4400	7467-5600	7000-5250	6500-4875	6133-4600
30-40	6567-4925	5400-4050	7100-5325	6500-4875	6133-4600	5700-4275

IV.11. Gaz thermaux

L'origine des manifestations géothermiques pourrait être liée aux événements magmatiques Mio-Plio-Quaternaires (Verdeil 1982) et à un gradient géothermique relativement élevé qui existe au Nord-Est algérien (environ plus de 40 ° C/Km ; Bouchareb-Haouchine 2012). Par manque de moyens pour déterminer les gaz dans les eaux thermales, nous nous sommes basées sur les données de Rezig 1995, et employée pour établir l'origine des différentes manifestations géothermales utilisée plusieurs rapports de gaz pour examiner l'origine des eaux hydrothermales dans la région de Guelma et ses environs.

Rezig et Marty (1995) ont prélevé 12 échantillons de gaz libres et dissous des sources thermales en Algérie du nord-est. Les gaz prélevés ont été évacués dans des tubes en verre scellés reliés à un entonnoir.

Les analyses ont été effectuées au laboratoire de M.A.G.I.E. (Université Pierre et Marie Curie à Paris, en France) déterminées à l'aide d'un spectromètre de masse après extraction et séparation. On a estimé que les incertitudes analytiques sont variées entre ± 5 et $\pm 10\%$ pour la composition en gaz. Des analyses isotopiques d'hélium ont été exécutées à l'aide d'un spectromètre de masse (V.G. modèle 5400). Le **tableau 23** montre les quantités relatives des composants de gaz principaux et nobles (N₂, O₂, CO₂, CH₄, H₂, H₂S, He, et Ar) dans la phase gazeuse sèche à l'équilibre pour chaque échantillon dans le Nord-Est d'Algérie (Rezig et Marty 1995).

Tableau 23. Teneurs en gaz des échantillons d'eau prélevés dans la région de Guelma et ses environs en mmol/mol.

Echantillon	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	H ₂	N ₂	O ₂	Ar	He	R/Ra	⁴ He/ ²⁰ Ne	N ₂ /O ₂	N ₂ /Ar	He/Ar	N ₂ /He
H.N'Bails	570,4	ND	ND	0,3	337	85	7,8	0,022	0,462	1,1	3,964	43,205	0,002	15,318
H.Belhachani	774	9	9,7	0,035	204	ND	2,9	0,083	0,134	14,7	ND	70,344	0,028	2457,831
H.EL Chellal	994,9	1,4	0,46	ND	4,1	0,11	0,11	0,0004	0,38	13,5	37,272	37,27	0,004	8913,043
H.Beni Salah	825	1,8	1,2	ND	167	ND	4,8	0,013	0,12	3	ND	34,791	0,002	12,846
H.Meksa	386,2	2,65	-	0,57	594	2,9	15,1	0,133	0,79	0,4	204,7	39,324	0,008	4464,662
H.Sidi Djaballah	13,4	-	-	0,16	832	145	9,5	0,061	0,284	4,4	5,734	87,526	0,006	13,631
H.EL Hamma	484	ND	-	0,067	378	131	6,7	0,049	0,71	0,8	2,885	56,417	0,007	7714,286

ND : non déterminée

L'ensemble de données des gaz du Nord-Est algérien indique un excès du CO₂ et du N₂, qui comporte la contribution du fluide hydrothermal d'une source plus profonde, caractérisée par des quantités inférieures d'espèces moins solubles telles que H₂ et CH₄, selon les modèles de mélange ternaires de Werner et al (2008), de N₂-He*1000-Ar*100, de N₂-CH₄-H₂S et de CH₄-

H₂-H₂S (**Fig. 62**). L'utilisation des rapports de gaz dans les échantillons d'eau géothermiques algériens du nord-est indique ce qui suit :

- Hammam El Meksa montre, un rapport N₂/O₂ plus élevé, tandis que Hammam N'Bails, Hammam Sidi Djaballah et Hammam El Hamma, ont des valeurs près de celui de l'air et ont des concentrations O₂ plus élevées. Cependant, ces résultats probablement reflètent la contamination de l'air par l'enrichissement par O₂ de l'eau thermale et indiquent des rapports de N₂/Ar de 43.2, et de 87.5, ce dernier est proche du rapport de contamination (~84). L'origine météorique de l'eau thermique indique généralement un rapport de N₂/Ar environ de 37, qui est compatible avec les échantillons Hammam El Chellal, Hammam Meksa et Hammam Beni Salah.

-Le rapport de He/Ar donne de plus grandes valeurs que la valeur atmosphérique 5.7 du $\times 10^{-4}$ (Nicholson 1993).

- Les teneur élevées en hélium pourrait être expliquées, soit par le temps de séjour ou bien l'existence d'une importante intrusion granitique en profondeur (batholite numidien) (Faca et Marinelli 1966 : in EURAFREP 1966, Cormy et Demians d'Archimbaud 1970).

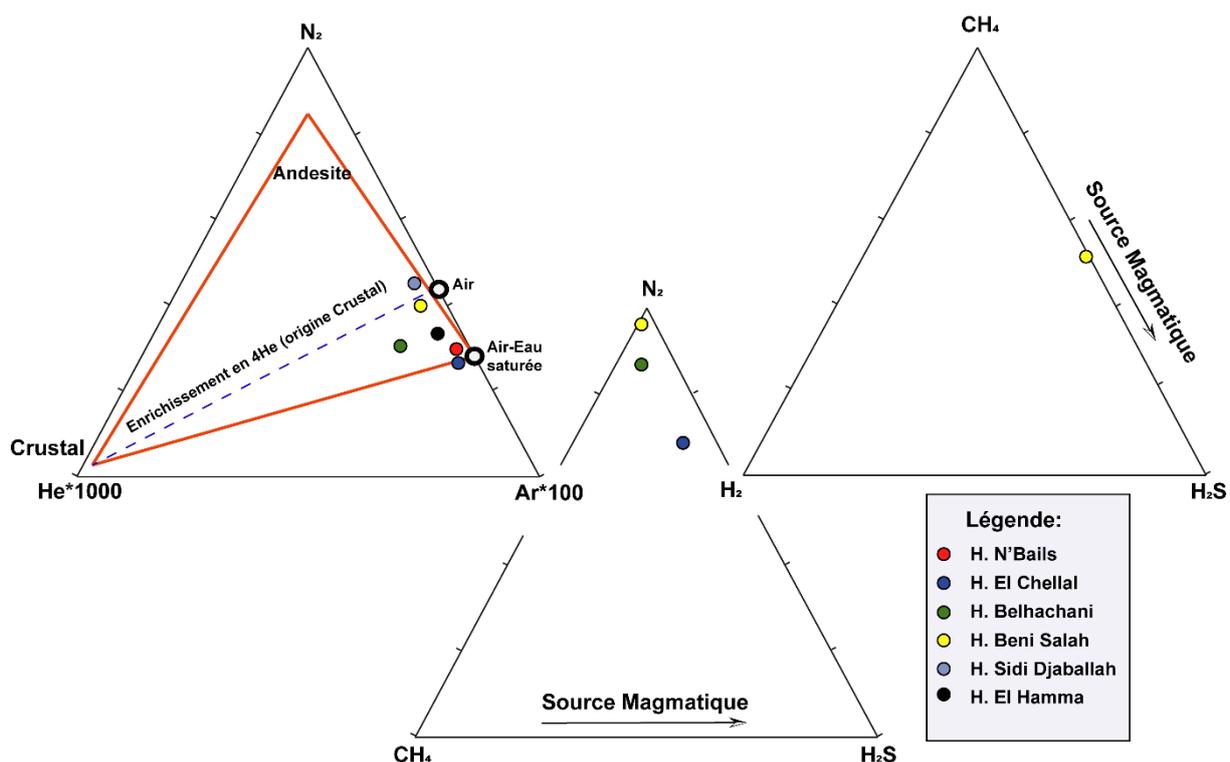


Figure 62. Modèle de mélange de Werner N₂-He*1000-Ar*100, N₂-CH₄-H₂S et CH₄-H₂-H₂S (Werner et al. 2008).

IV.11.1. Composition isotopique en hélium

Le rapport ³He/⁴He varie de 0.04 Ra à 0.79 Ra. Ces valeurs plus basses de ³He/⁴He et qui sont compatibles avec celles de la croûte (on assume que la croûte inférieure à ³He/⁴He = 0.01 Ra ;

la croûte supérieure à ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 0.06 \text{ Ra}$; (Italiano et al. 2014). Les valeurs ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ changent entre 0.4 et 159.8, indiquant un mélange entre la croûte et l'atmosphère et probablement, l'absence de la contribution du manteau (Belhai et al 2017). Le CO_2 et l'augmentation excessif du H_2S correspondent à l'augmentation dans la croûte en gaz et contribuent à la diminution du rapport ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ de 0.38 Ra à 0.04 Ra, qui est compatible avec les dérivés de l'hélium dans la croûte. Cependant, une concentration inférieure en hélium a pu être expliquée par l'épuisement de l'hélium dérivé de manteau du réservoir hydrothermal par l'intermédiaire de la sursaturation de CO_2 , accompagné du mélange des eaux froides, ou bien les eaux souterraines météoriques contenant d'hélium radiogénique (Wiersberg et al 2011).

L'augmentation en N_2 dans les sources thermales et la diminution du CO_2 (Tableau 23) donnent des valeurs plus élevées du rapport ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, c'étaient clairement au-dessus du rapport dans la croûte et approché de 1 Ra, et inférieurs des rapports ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ qui étaient proches de l'air avec 0.285 (Mamyrin et Tolstikhin 1984) (Fig. 63), en raison de la sensibilité plus élevée des isotopes de Néon à la pollution atmosphérique, qui est plus abondante dans l'atmosphère que l'Hélium (H. Meksa, H. El Hamma). Cependant, l'augmentation en N_2 et les valeurs faibles de ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$, indique un probable contribution par contamination atmosphérique (Belhai et al 2017).

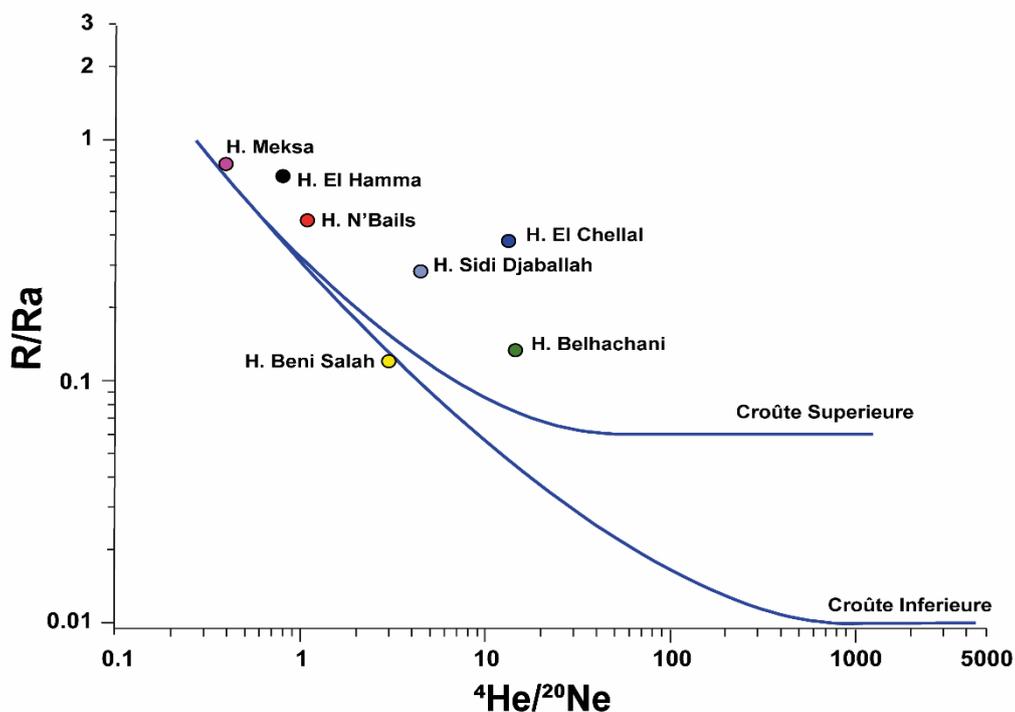


Figure 63. Résultats isotopiques d'hélium R/Ra vs ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ pour les sources hydrothermales du Nord-est algérien. Distinctions des tendances de mélange d'exposition entre les composants atmosphériques et celle de la croûte.

IV.11.2. Origine de l'hélium et le lien avec l'activité tectonique

Les isotopes d'hélium sont considérés comme des indicateurs puissants de l'origine des composés volatils et des traceurs susceptibles de la contribution des fluides dérivées du manteau dans la croûte (Ballentine et al 2002 ; Jean-Baptiste et al 2014). Dans le nord-est d'Algérie, la composition radiogénique dans la croûte en hélium est le plus dominant dans tous les échantillons hydrothermaux prélevés. Ceci pourrait typiquement être lié au contexte géodynamique du tellien. La valeur la plus faible s'étend entre 0.0004 Ra et 0.133 Ra, associés avec les teneurs élevées en SO₄, et le Cl profond qui sont compatibles avec des rapports dans la croûte sans quantité identifiable de ³He dérivé du manteau dans l'eau hydrothermale.

Ces résultats indiquent que la composition isotopique en hélium (Marty et al 2003 ; Fourré et al 2011), dont les teneurs en hélium varient entre 0.0004 et 0.133 (H. Belhachani, H. Beni Salah) reste près des rapports caractérisant la croûte. Les fortes valeurs ⁴He sont probablement dues à l'alimentation du flux géothermique dans la croûte le long des failles à grande échelle, comme la faille d'E-W, et la faille Sud de Guelma.

Vers le Nord-est de la zone d'étude, le rapport ³He/⁴He augmente jusqu'à 0.8 Ra, qui est accompagné d'une composition mineure en hélium du manteau quand ³He/⁴He ~0.6 (H. Meksa et H. El Hamma). Ceci est probablement lié à l'activité sismique significative et le pointement rhyolitique caractérisant le secteur de Zitouna au Nord-est de H. N'Bails (Faca et Marinelli 1966 : in EURAFREP 1966, Cormy et Demians d'Archimbaud 1970, Fourré et al 2011 ; Maouche et al 2013) et peut mener au dégagement d'hélium dériver du manteau le long des failles actives profondes de directions NE-SW de Bouchegouf et d'E-W.

Une autre raison possible de l'enrichissement ³He du Nord-est en profondeur au niveau du manteau supérieur, indiqué par la localisation des roches éruptives et granitiques dans les zones côtières, dont l'âge varie entre 9.3 et 24.4 MA (Rezig et Marty 1995). Cet effet moins exprimé au sud, suggère le placement de la source plutonique en profondeur (Maouche et al 2013).

IV.12. Conclusion

Différentes interactions entre les eaux thermales et les roches encaissantes ont été mises en évidence à la lumière du traitement et de l'interprétation des données d'analyses physico-chimiques effectuées sur les eaux thermales, aussi bien sur les éléments majeurs et les éléments traces. Il en ressort que l'origine de la minéralisation de chaque faciès d'eau a pu caractériser les roches réservoirs :

Les résultats des analyses chimiques des eaux hydrothermales et les classifications de Piper, nous ont permis de déterminer plusieurs faciès chimiques de la région de Guelma :

-Faciès bicarbonaté calcique : (Hammam Assassla, Hammam El Romia). Les eaux de ce faciès très peu minéralisées, leurs conductivités varient entre 450 et 640 $\mu\text{S}/\text{cm}$, elles sont marquées par les éléments facilement mobilisables des roches qu'elles traversent du fait de leur court temps de séjour. Elles caractérisent donc des eaux ayant circulé dans des réservoirs carbonatés. Ces eaux sont caractérisées par des valeurs élevées de Na, résultant du phénomène d'échange de base entre l'eau et les niveaux argileux formant souvent le substratum imperméable des réservoirs carbonatés et gréseux.

-Faciès sulfaté calcique : (Hammam El Bagbaiga, Hammam Oued Ali 1, 2 et 3, Hammam El Chellal, Hammam Guerfa, Hammam Belhachani, Hammam Chefa, Hammam Benaji, Hammam N'bails et Hammam El Mina). Les eaux de ce faciès ayant acquis leur minéralisation dans les formations principalement triasiques. Le caractère sodique s'explique par l'effet des échanges de base résultant généralement d'un contact avec des argiles abondantes dans les formations triasiques.

L'étude de l'indice de saturation montre que pour les éléments évaporitiques, la halite est en sous saturation dans les eaux provoquant sa dissolution et l'enrichissement des eaux en Sodium (Na) et en Chlorure (Cl).

Concernant le Gypse et l'Anhydrite les eaux thermales de Guelma sont sous saturées, dont la dissolution entraîne un enrichissement des eaux en calcium qui provoque par la suite une dédolomitisation et en SO_4^{2-} (ce qui explique la prédominance du faciès sulfaté calcique dans le bassin de Guelma).

Les eaux sont sursaturées en Calcite, Dolomie et Aragonite dans tous les points analysés, avec la précipitation des éléments carbonatés sous forme de Calcite, d'Aragonite et sous forme de Dolomie aussi.

Concernant la strontianite (SrCO_3) et la celestite (SrSO_4) présentant des phases particulières dans les évaporites et les carbonates. Les eaux thermales de Guelma sont tous présentent des valeurs proches à l'équilibre, provoquant la dissolution et l'enrichissement des eaux en Sr, SO_4 et CO_3^- .

Les eaux hydrothermales sont sursaturées en Calcédoine, SiO_2 et en Quartz, avec une précipitation de ces éléments sous forme de Calcédoine et de Quartz, mais sous saturées en Chrysolite, provoquent une dissolution en entraînant un enrichissement des eaux en Mg^{2+} , SiO_2^{2-} .

L'examen des diagrammes IIRG montre l'origine profonde des eaux thermales, ayant circulées dans des formations essentiellement carbonatées et dans certain endroit les évaporites.

Dans le présent chapitre nous avons fait recours à quatorze (14) géothermomètres : quatre (04) géothermomètres silice, sept (07) géothermomètres Na/K, deux géothermomètres Na-K-Ca et un géothermomètre K/Mg.

Nous avons utilisé aussi des modèles de mélange de silice et de chlore et le diagramme de Giggenbach, pour l'approximation des températures qui règnent en profondeurs dans les différents points de la zone d'étude. Les constatations qu'on peut faire après l'utilisation de ces géothermomètres sont les suivantes :

L'étude des géothermomètres chimiques a révélé que les géothermomètres basés sur Na/K et silice, donnent des températures concordantes, comprises entre 80 et 195°C pour l'ensemble des sources. Le diagramme ternaire ([Giggenbach, 1988](#)) ainsi que la méthode des indices de saturation permettent également d'obtenir des températures du même ordre de grandeur (90 à 140°C).

Chapitre V
Aspect économique des eaux thermales
de Guelma

V.1. La géothermie

V.1.1. Introduction

Les énergies renouvelables deviennent un enjeu majeur dans plusieurs pays à travers le monde. L'utilisation directe de l'eau chaude existe depuis longtemps et continue de croître dans différents domaines d'applications. Le premier système de chauffage urbain géothermique a été inauguré au XIV^e siècle à Chaudes-Aigues, en France, et le premier puits géothermique a été foré près de Reykjavik, en Islande, en 1755 (Saibi et al. 2013). Cependant, ce n'est qu'au XX^e siècle que l'énergie géothermique a été exploitée pour le chauffage des locaux, la production d'électricité et l'utilisation industrielle. Le premier grand service municipal de chauffage urbain a été lancé en Islande dans les années 1930 et fournit actuellement de la chaleur géothermique à environ 99% des 200 000 habitants de Reykjavik.

L'Algérie, est un pays fortement dépendant des énergies fossiles depuis très longtemps, se voit dans l'obligation de se retourner vers les énergies renouvelables (stations photovoltaïques de différents types) dans le grand sud du pays pour la production de l'électricité et un premier essai d'une station géothermique programmée par SONELGAZ sur deux tranches le premier sera entre 2015 et 2020 avec une capacité de 5 MW et une deuxième station entre 2020 et 2030 avec une capacité de 10 MW dans la wilaya de Guelma (Le ministère de l'énergie 2017). Les ressources géothermiques de l'Algérie sont estimées de moyenne et de basse enthalpie (<100°C), utilisées dans différents domaines comme le séchage des légumes, le chauffage urbain, la production électrique...etc.

V.1.2. Origine de la thermalité

V.1.2.1. Les réactions chimiques

Pour l'origine de la température de certaines sources chaudes, on invoque parfois des processus géochimiques exothermiques tels que les réactions de réduction, d'oxydation et d'hydratation.

Parmi ces réactions, nous pouvons citer :

L'oxydation des sulfures : cette réaction libérerait 0.034 cal/Kg.L, soit une augmentation de température de 0.03°C. (Schoeller, 1975) ;

L'énergie fournie par la circulation de l'eau : L'eau comprimée en profondeur (sous l'effet de la pression hydrostatique) subit une détente lors de sa remontée et libère une certaine quantité de chaleur. Ainsi, en supposant les pertes par conduction négligeables, une eau qui remonte de

3500m de profondeur où la pression est de 1000 bars, voit sa température augmenter de plus de 20°C, soit un gradient de 0.57°C par 100m ([Haouchine 2012](#)).

V.1.2.2. La désintégration des minéraux radioactifs

La production de chaleur est considérée comme provenant de la désintégration d'isotopes radioactifs. Les principales roches de la croûte terrestre contenaient des quantités suffisantes d'isotopes radioactifs pour expliquer, sinon la totalité, du moins une partie importante du flux de chaleur terrestre interne ([Strutt, 1906](#)).

Mis à part certaines roches sédimentaires comme les calcaires où les teneurs sont faibles et les évaporites où elles sont pratiquement nulles, la plupart des roches contiennent de petites quantités d'éléments radioactifs. Parmi tous ces éléments, ceux qui ont un pouvoir calorifique particulièrement important sont : l'Uranium, le Thorium, le Potassium et leurs produits de désintégration : U^{238} , U^{235} , Th^{232} et K^{40}

V.1.2.3. L'activité tectonique

La chaleur peut se manifester lors de la déformation des roches, des plissements et des soulèvements. Elle se manifeste aussi lors des séismes qui correspondent à une libération brutale d'énergie mécanique. Cette dernière dissipée sous forme de chaleur, représente une énergie bien inférieure au flux géothermique moyen, mais dont il faut tenir compte dans un bilan thermique global ([Haouchine 2012](#)).

V.1.3. Systèmes géothermales

Des systèmes géothermiques sont situés dans les régions avec une normale ou légèrement au-dessus du gradient géothermique normal, créant les réservoirs géothermiques de basse à moyenne enthalpie (moins 150°C). Les réservoirs géothermiques à enthalpie élevée (supérieur de 400°C) sont particulièrement situés dans les régions autour des marges de plaque avec des gradients géothermiques élevés.

La circulation de l'eau dans les systèmes géothermiques terrestres peut atteindre approximativement 5 kilomètres de profondeurs ([Pirajno 1992](#)).

Les caractéristiques principales de l'énergie géothermique sont principalement la renouvelabilité et sa durabilité avec peu d'émissions de CO₂. Ses diverses utilisations incluent la production d'électricité (turbine à vapeur conventionnelle, cycle combiné), utilisation directe

de la chaleur pour le chauffage des locaux, les serres chaudes, l'aquiculture et le tourisme (piscine).

Il y a principalement deux types de systèmes géothermiques : convecteur et conducteur. Les systèmes géothermiques convecteurs incluent les systèmes vapeur-dominés et eau-dominés. Le système géothermique conducteur est représenté par la roche sèche chaude système. Pour former un réservoir géothermique, trois composants sont nécessaires :

- La chaleur représentée par l'énergie thermique elle-même, transfert de chaleur conducteur, et transfert de chaleur de convection (transport liquide)
- Fluide qui aide à transférer l'énergie
- Chemins ouverts et perméables, qui permettent au fluide de traverser les systèmes poreux et rompus

V.1.3.1. Système à dominance eau

Les caractéristiques de ce type de système géothermique sont que l'eau liquide est continue. Les puits de production géothermiques produisent un mélange liquide de vapeur et d'eau. La température d'un réservoir liquide-dominé s'étend de 210°C à plus grand que 300°C. Il y a beaucoup de systèmes géothermiques eau-dominés partout dans le monde, comme à Wairakei en Nouvelle Zélande, Olkaria au Kenya, Tongonan aux Philippines, Momotombo au Nicaragua, et Hatchobaru au Japon. L'avantage de ce système de point de vue technique c'est la renouvelabilité de l'eau séparée est ensuite réinjectée.

V.1.3.2. Système à dominance Vapeurs

L'eau et la vapeur liquides coexistent dans le réservoir géothermique, mais la vapeur est continue, et les commandes de pression la condition de phase. Les puits géothermiques dans les réservoirs à dominance vapeur produisent la vapeur sèche seulement, avec les températures s'étendant de 230 à 260°C.

Les systèmes à dominance vapeur sont rares ; quelques exemples sont les geysers aux Etats-Unis, Kamojang en Indonésie, Matsukawa au Japon, et Larderello en Italie. Les avantages de point de vue technique est la réinjection qui n'est pas exigé et les équipements extérieurs de la centrale sont simples comparables aux centrales géothermiques à dominance eau.

V.1.3.3. Système Roche sèche chaude (Hot Dry Rock "HDR")

La principale caractéristique de ce type de systèmes géothermiques est qu'aucun fluide n'existe pour transporter le grand nombre de la chaleur stocké dans la roche chaude à une production

bien pour l'extraction. D'ailleurs, les roches du réservoir sont très minces, fracturées avec une perméabilité suffisante et une connectivité provoquée artificiellement (par la fracturation hydraulique des réservoirs) pour créer les chemins d'écoulement par lesquels un fluide injecté peut circuler. Les températures sont plus hautes que 250°C. Il y a quelques usines géothermiques expérimentales, telles que Los Alamos aux Etats-Unis, Hiijori et Ogachi au Japon, et Soultz en France.

La région de Guelma est caractérisée par sa capacité géothermale, donc on peut appliquer quelques techniques dans plusieurs domaines domestiques, industriel et même dans le domaine d'aquaculture, qui aident au développement durable de la région.

V.1.4. Modèle structurale d'écoulement des sources thermales vers la surface

Les système hydrothermaux régionaux ont principalement retenu l'attention pour leurs potentialité minéralisante en domaine sédimentaire. Diverses forces peuvent causer dans les bassins sédimentaires, des migrations à grande échelle d'eaux souterraines de température basse à modérée qui déterminent ainsi des systèmes hydrothermaux régionaux ([Chenevoy et Piboule 2007](#)). Parmi ces forces, déjà évoquées au plan général à propos de la mobilité hydrothermale, les plus importantes sont la gravité liée à des changements d'altitude le long de la surface hydrostatique, la charge tectonique induite par compressions et charriages ([Garven et Raffensperger 1997](#)).

Notre système est alimenté par les eaux météoriques tombent sur les monts qui limites le bassin néogène de Guelma, et qui se réchauffent durant leur parcours dans le champ géothermique de la région, dont la profondeur est estimée entre 3 à 4.5 km (à l'aide du géothermomètre Na/K) voir plus qui atteindre 7 km dans certains études géophysiques ([Maouche et al 2013](#)).

On note aussi que les eaux thermales lors de leur ascension à travers les failles profondes, se mélanger avec des eaux souterraines peu profondes et froides, augmentant ainsi la teneur en Mg et provoquant la classification immature de ces échantillons hydrothermaux. La **Fig. 64** illustre le modèle conceptuel globale du système hydrothermal de Guelma.

V.1.5. Possibilité d'utilisation de l'énergie géothermale

V.1.5.1. L'électricité géothermique

La production d'électricité d'origine géothermique consiste à utiliser le fluide géothermique contenu dans des réservoirs profonds pour actionner une turbine qui entraîne à son tour un alternateur, qui produit un courant électrique. Suivant le type de gisement géothermique, deux types de centrales sont développées, les centrales géothermiques dites conventionnelles qui

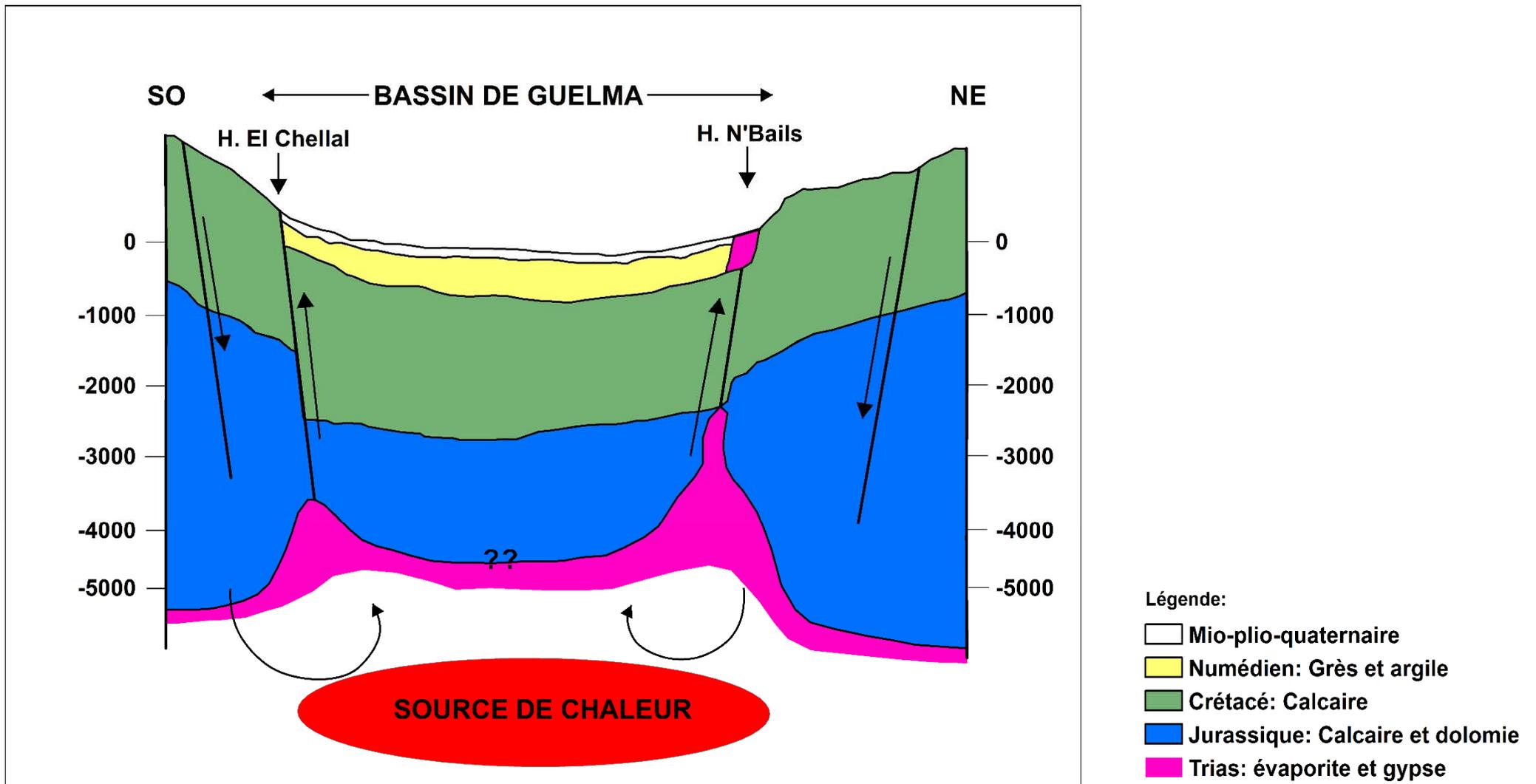


Figure 64. Modèle structural d'écoulement des sources thermales dans la région de Guelma.

utilisent un fluide géothermique à état vapeur sec ou vapeur humide dont la température est supérieure à 150°C, et les centrales géothermiques à cycle binaire qui utilisent un fluide géothermique à l'état (eau + vapeur) dont la température est inférieure à 150°C, exemple KALDARA Green Energy, qui a été installé en 2010 en Algérie. Cette entreprise prévoit d'installer la première centrale à cycle binaire dans la zone de Hammam Meskhoutine.

V.1.5.2. L'aquaculture géothermique

Cette activité est encouragée par le gouvernement qui fournit un soutien financier jusqu'à 80% du coût total du projet. Trois piscicultures ont été construites par des particuliers sur différents sites en Algérie. La ferme piscicole de Saida (Ain Skhouna) comprend 33 étangs couvrant une surface totale de 49500 m² et d'autres installations telles que : écloserie, laboratoire, étangs préliminaires, etc. Un forage foré fournit 60 L/s d'eau chaude (30°C) pour nourrir la pisciculture. 200 tonnes de poissons Tilapia ont été produites en 2008. La production annuelle attendue est de 500 tonnes. Les deux autres sites sont situés dans les localités de Ouargla et Ghardaïa (Sahara). Les forages fournissent 44 L/s d'eau à 21°C pour Ouargla et 150 L/s d'eau à 28 °C pour Ghardaïa. Environ 1500 tonnes de poissons Tilapia sont produites par an. Les espèces cultivées sont Tilapia Nilotica et Tilapia rouge.

V.1.5.3. Pompes à chaleur géothermique

Les pompes à chaleur géothermiques sont parmi les plus rapides applications de l'énergie renouvelable au développement dans le monde aujourd'hui (Rybach, 2007). Elles représentent une technologie relativement nouvelle, mais déjà bien établie, utilisant d'énormes quantités d'énergie stockées dans la terre. Cette forme d'utilisation directe de l'énergie géothermique est basée sur la température relativement constante du sol, ou des eaux souterraines, dont la gamme de température est comprise entre 4°C et 30°C, pour fournir le chauffage et le refroidissement pour les maisons, les écoles, les usines et les bâtiments. Les systèmes de pompes à chaleur permettent de chauffer et de refroidir avec le même équipement (Ouali 2015).

Probablement la wilaya de Saïda est le premier site en Algérie, qui utilise une pompe à chaleur géothermique. Cette pompe à chaleur réversible de 34KW est utilisée pour chauffer et climatiser 12 salles de classe, la bibliothèque et le restaurant d'une école primaire. L'eau chaude (46 °C) passe d'abord par la pompe à chaleur avant d'être utilisée pour la baignade. L'eau sort à 39 °C. Ce système permet d'avoir des températures confortables d'environ 30 ° C pendant la période froide et de 15 ° C en été (Fekraoui 2010).

V.2. Le géotourisme

V.2.1. Introduction

Le géotourisme se définit comme « un tourisme qui valorise le caractère géographique d'une destination, à savoir son environnement, sa culture, sa valeur esthétique, son patrimoine et le bien-être de ses habitants ». La région de Guelma, qui connaît une évolution importante dans les infrastructures d'accueil, ouvre ses bras chaque année à des visiteurs dont des résidents à l'étranger et des hôtes étrangers adeptes du thermalisme. Guelma offre à ses visiteurs la possibilité d'une cure thermale bénéfique contre de nombreuses maladies ainsi que l'opportunité de découvrir une nature vierge et de plonger dans l'histoire lointaine d'anciennes populations et civilisations.

Le terme thermothérapie désigne tout traitement que vous pourriez avoir qui est associé à l'eau, en supposant qu'il y ait un avantage médical pour le traitement. Cela signifie que le terme thermothérapie s'applique généralement à l'association des traitements de l'hydrothérapie, balnéothérapie et fangothérapie (thérapie par les boues), car la majorité des traitements dans les stations thermales présentent des avantages pour la santé mentale et physique.

La balnéothérapie peut être utilisée pour traiter une variété de maladies. Les maladies les plus graves qui utilisent la balnéothérapie pour soulager les symptômes comprennent les maladies cardiovasculaires, la fibromyalgie, le syndrome de fatigue chronique, la dépression, l'anxiété, l'insomnie, l'arthrose, la polyarthrite rhumatoïde, l'arthrite psoriasique, la spondylarthrite ankylosante, la lésion de la moelle épinière, la spasticité, les accidents vasculaires cérébraux, l'acné, la dermatite, le psoriasis, Eczéma, lichen planus et sclérodémie. Les autres avantages des traitements de balnéothérapie comprennent la réduction de la douleur, l'accélération de la circulation sanguine collatérale, l'élévation des fluides cellulaires, la relaxation des muscles ainsi que de nombreux avantages curatifs de l'absorption des minéraux et des substances botaniques. Beaucoup de stations thermales dans la région de Guelma basent leurs traitements sur la balnéothérapie qui offre un avantage supplémentaire pour la santé en raison de leurs compositions riches en minéraux. La croyance aux pouvoirs holistiques et médicaux de l'eau minérale remonte aux temps préhistoriques et est populaire dans le monde, mais est particulièrement en Europe, les pays du Maghreb et au Japon.

V.2.2. Les aspects économiques du thermalisme dans la région de Guelma

Selon les statistiques de la direction du tourisme de Guelma, entre 250.000 et 500.000 visiteurs, venant de toutes les régions du pays et parfois de l'étranger, sont accueillis annuellement par Guelma. Cette affluence est depuis quelques années croissante, à la faveur de l'entrée en activité de nouveaux projets d'investissement privés et publics. De tous les sites touristiques de la wilaya, Hammam Debagh, distant de 25 km à l'Ouest du chef-lieu de wilaya, est de loin le plus

célèbre par ses sources et son lac souterrain à Bir Ben Osmane. Sa cascade s'est même imposée comme symbole de l'image touristique de la wilaya de même que ses superbes roches aux formes hallucinantes qui subjuguent même les hommes de lettres et les artistes. La wilaya de Guelma recèle un potentiel historique et naturel digne d'un pôle touristique de premier plan, capable d'offrir aux visiteurs une gamme diversifiée de services, le thermalisme s'y impose incontestablement en tant qu'atout maître.

L'autre région également prisée par les visiteurs est le village de Ouled Ali, isolé au milieu d'une nature vierge distante d'à peine 20 Km au Nord de Guelma, et dépendant administrativement de la commune de Héliopolis. La position « touristique » de cette localité reculée a été consolidée par la présence de deux stations thermales privées offrant hôtels, bungalows, salles de bains multiples, centres de cures et espaces récréatifs. Un hôtel de statut public et une auberge de jeunes y ont été réalisés. De son côté, la région de Hammam Belhachani, dans la commune d'Ain El Arbi mitoyenne d'Oum El-Bouaghi, s'est lancée dans la valorisation de ses eaux thermales avec un projet privé d'une grande station touristique thermale polyvalente dont la mise en service est annoncée pour l'année 2018.

V.3 La Thermo-thérapie

V.3.1. Les principaux soins et leurs effets

L'eau possède des propriétés très utiles en hydrothérapie :

- elle garde sa température ;
- elle communique cette température beaucoup mieux que l'air ;
- elle porte des minéraux en suspension ;
- elle se transforme en jets, en bulles, en courants, etc.

Les traitements ont très souvent recours à l'eau chaude et à la vapeur, car elles permettent d'augmenter la température du corps.

Les bains de vapeur ont également pour effet d'ouvrir les pores de la peau et ainsi vider une partie des déchets de l'organisme. Parmi ceux-ci : les produits chimiques absorbés par l'air, l'eau ou les aliments, de même que les résidus toxiques de certains processus métaboliques. Cette détoxification se traduit par un bien-être général. Elle est également utile dans le traitement de divers problèmes cutanés. On peut remarquer douze orientations dans la médecine thermique et qui sont :

V.3.1.1. Rhumatologie, séquelle de traumatisme ostéo-articulaires / neurologie

Représentent le premier motif de fréquentation des stations thermales Les deux tiers des curistes se rendent dans les stations dédiées pour les indications suivantes : coxarthrose ou gonarthrose et atteinte du rachis. Les curistes proposent leur soutien dans les douleurs liées à :

- un retard de consolidation d'une fracture ;
- une pose de prothèse articulaire ou une intervention sur la colonne vertébrale ;
- une ankylose (limitation partielle ou totale de la mobilité d'une articulation) ;
- une algodystrophie ;
- une polyfracture ou une fracture sportive.

La fi bromyalgie est une autre indication de la cure. Ce syndrome, complexe, regroupe des manifestations très hétérogènes : troubles psychiatriques, troubles du sommeil, fatigue chronique, colopathie fonctionnelle...

Les douleurs qui en résultent peuvent être soulagées par les gaz thermaux. Les soins thermaux, d'une durée moyenne de 18 jours, comprennent quatre soins quotidiens (Frullani 2012).

V.3.1.2. Voies respiratoires

La cure thermique est recommandée pour les affections des voies respiratoires supérieures et inférieures chroniques, infectieuses ou allergiques.

Au niveau de la sphère ORL, d'autres affections peuvent donner lieu à une prescription de cure thermique : dilatation des bronches, toux spasmodique, problèmes de voix, contrôle du souffle.

Les pathologies trachéobronchiques sont également concernées :

- asthme, stade 1 à 3, et asthme chronique ;
- bronchopneumopathie chronique obstructive (BPCO) ;
- bronchite chronique ;
- emphysème. (Frullani 2012).

V.3.1.3. Maladies cardiovasculaires

Le thermalisme agit à deux niveaux. D'une part, il permet de limiter les facteurs de risques d'accidents cardiovasculaires (Troubles du rythme cardiaque, Gangrène étendue, Artérite infectieuse, Maladie de Burger, Angor instable ou crise d'angine de poitrine spontanée, Infarctus du myocarde survenu dans les six derniers mois, Accident vasculaire cérébral ou accident coronarien récent, Chirurgie artérielle récente "moins de six mois", Tabagisme important) et, d'autre part, il a une action curative dans la pathologie artérielle. Par ailleurs, la cure répond à un double objectif : les soins dispensés au curiste, grâce à l'utilisation des gaz thermaux,

Permettent le maintien fonctionnel des artères et des artérioles, et favorisent le développement de circuit de suppléance. Le curiste bénéficie, en plus, de séances d'éducation thérapeutique où de nouvelles règles d'hygiène de vie (notamment en ce qui concerne l'alimentation et le tabagisme) lui sont enseignées (Frullani 2012).

V.3.1.4. Phlébologie

V.3.1.5. Affections digestives et maladies métaboliques

V.3.1.6. Maladie de l'appareil urinaire

Le thermalisme est une solution thérapeutique permettant de lutter contre :

- les calculs rénaux ;
- les infections urinaires chroniques ou récidivantes (cystites, prostatites) ;
- les insuffisances rénales légères, d'origine glomérulaire ou interstitielle.

L'eau riche en magnésium et en calcium réduit de façon significative le risque de lithiase. Pour effectuer le choix de la station, le prescripteur doit tenir compte du type de lithiase : pour les lithiases calciques, il est recommandé d'éviter les eaux trop riches en calcium et pour les lithiases uriques, il est préférable de conseiller les eaux alcalines (Frullani 2012).

Par contre pour les affections urinaires, les contre-indications à la cure sont les suivantes :

- Lithiase volumineuse ou obstructive.
- Insuffisance rénale avérée.
- Dysurie ou hypertrophie prostatique.
- Tuberculose urinaire.
- Hydronéphrose.

V.3.1.7. Gynécologie

V.3.1.8. Troubles du développement chez l'enfant

Le thermalisme peut constituer une réponse à certains troubles pédiatriques. Le principal motif de cure chez l'enfant est l'énurésie. Ce trouble se caractérise par l'émission d'urine involontaire et inconsciente, souvent nocturne, chez un enfant ayant dépassé l'âge de la propreté et ne souffrant pas de dommage organique des voies urinaires. Cette incontinence touche 15 % des enfants de 6 ans et 2 % des adolescents, sa prévalence étant supérieure chez les garçons. Plusieurs étiologies sont retrouvées : hérédité, trouble vésical ou psychoaffectif. L'énurésie simple n'est pas une pathologie, au sens médical du terme, mais elle procure une gêne

suffisamment importante pour être prise en charge afin d'apporter un meilleur confort de vie au jeune enfant.

Les enfants peuvent bénéficier de soins dans d'autres indications :

- les séquelles d'atteintes ostéo-articulaires (séquelles de traumatisme ou de fracture, retard de consolidation osseuse, suite d'intervention orthopédique) ;
- les troubles du comportement et les problèmes d'instabilité psychomotrice (certaines formes d'hyperactivité) ;
- les infirmités motrices, le thermalisme pouvant améliorer les séquelles d'accidents vasculaires cérébraux ;
- certains types de handicap physique tels que le syndrome de Little (infirmité motrice cérébrale apparaissant dès les premiers mois de la vie, le plus souvent chez des enfants prématurés ou victimes d'un accouchement difficile ayant entraîné une insuffisance de l'oxygénation du cerveau), l'hémiplégie cérébrale infantile et les attitudes scoliotiques, les maladies osseuses de croissance ;
- les troubles du sommeil (Frullani 2012).

V.3.1.9. Affections des muqueuses buccolinguales

V.3.1.10. Dermatologie

Les eaux thermales ont des propriétés antiprurigineuses, anti-inflammatoires, apaisantes et cicatrisantes.

Ainsi, leur efficacité sur les affections cutanées est incontestable.

a. L'eczéma

b. Le psoriasis

c. Chez les grands brûlés et les personnes souffrant de séquelles cicatricielles

V.3.1.11. Affections psychosomatiques

V.3.1.12. Neurologie

Dans le domaine de la neurologie, les soins thermaux visent à améliorer les symptômes. Ils sont complétés par des conseils, essentiels pour augmenter le confort de vie des patients. La cure se déroule sur trois semaines. Le thermalisme n'apporte pas de réponse thérapeutique par rapport aux causes de l'affection neurologique. En revanche, le patient peut bénéficier d'une amélioration des symptômes (Frullani 2012).

V.3.2. Actions thérapeutique des sources thermales du secteur d'étude

La région de Guelma est très connue par sa cure thermale, Historiquement, les critiques les plus récurrentes vis-à-vis de la médecine thermale sont celle du manque de rigueur des études scientifiques qui attestent du Service Médical Rendu des cures thermales, celle du rapport coût/bénéfice de la cure thermale jugé insuffisant ainsi que celle du manque de qualité microbiologique de certaines eaux thermales qui favoriseraient des contaminations microbiennes ([Brissonnet 2001](#))

Les récentes études publiées par le **Conseil National des Exploitants Thermaux- France CNETh**, adoptent une méthodologie scientifique rigoureuse, apportant des éléments de validation de l'efficacité de la médecine thermale sur les pathologies étudiées.

Le tableau 24 présente un essai de caractérisation thérapeutique de différentes sources hydrothermales dans la région de Guelma.

Tableau 24. Actions thérapeutique des sources hydrothermales du bassin de Guelma.

Nom du Hammam	Faciès Chimique	T°C	Affections selon l'établissement	Affection selon le chimisme des eaux
Guerfa	Sulfaté Calcique	55	Dermatologie; Rhumatisme.	Affection du rein, Maladies métaboliques, Eczéma, Séquelles, Cicatrices de brûlure, Rhumatisme, Inflammation en gynécologie, Maladies chroniques des voies respiratoires, Maladies cardio-artérielles, Phlébologie, O.R.L, Affections veineuses.
Belhacheni	Sulfaté Calcique	66		
N'bails	Sulfaté Calcique	40	Dermatologie; Rhumatisme, Gynécologie, Neurologie.	Eczéma, Séquelles, Cicatrices de brûlure, Rhumatisme, Inflammation en gynécologie, Maladies chroniques des voies, Affections veineuses.
Ouled Ali 1	Sulfaté Calcique	53	Dermatologie; Rhumatisme.	Eczéma, Séquelles, Cicatrices de brûlure, Rhumatisme, Inflammation en gynécologie, Maladies chroniques des voies, Affections veineuses.
Ouled Ali 3	Sulfaté Calcique	25	Dermatologie; Rhumatisme.	
Ouled Ali 2	Sulfaté Calcique	50	Dermatologie; Rhumatisme.	
Chefa	Sulfaté Calcique	69	(non exploitée)	
Benaji	Sulfaté Calcique	92	Dermatologie, Rhumatisme, ORL, Affection respiratoires.	La croissance, Trouble de développement, Gynécologie, L'énurésie, Les muqueuses – neurologie, Dermatologie, Affections chroniques, Voies respiratoires, O.R.L, Cardio-artérielles, Phlébologie, Les allergies, Inflammations et gynécologie
El Begbayga	Sulfaté Calcique	90	Rhumatisme, Neurologie, Séquelles; Traumatisme, Troubles endocriniens; Affections respiratoires, O.R.L;	
EL Chellala	Sulfaté Calcique	94	Gynécologie, Affections cutanées chroniques	
Assassla	bicarbonatées calciques	36	Dermatologie	maladies cutanées, rhumatismales et même le syphilis.
El Romia	bicarbonatées calciques	33		
El Mina	Sulfaté Calcique	≤40	(non exploitée)	La croissance, Trouble de développement, Gynécologie, Dermatologie, Eczéma, Brûlures, Affections veineuses

CONCLUSION GENERALE

Le Nord de l'Algérie se caractérise par une activité sismique et tectonique intense qui serait à l'origine de nombreuses manifestations de sources thermales en surface. Le patrimoine thermal de l'Algérie du Nord révèle des potentialités géothermiques intéressantes correspondant à plus de 240 sources thermales, avec trente-deux (32) sources thermales inventoriées au Nord-ouest, environ une quarantaine au Centre et plus de cent cinquante à l'Est, émergeant à des températures comprises entre 30°C et 94°C.

La présence de ces sources hydrothermales conditionnées d'une part par le relief et les processus de recharge et d'autre part, par la lithologie du sous-sol ainsi que la nature des structures géologiques régionales.

La zone d'étude fait partie du domaine externe de la chaîne des Maghrébides de l'Algérie orientale. Les terrains qui constituent le sol et le sous-sol sont variés et leurs âges oscillent entre le Trias et le Quaternaire. Du point de vue géomorphologique, la région d'étude correspond à une dépression correspond à un bassin allongé d'Est en Ouest dans laquelle se sont accumulés des dépôts du Néogène et du Quaternaire.

Ce bassin est appuyé au Nord comme au Sud à des reliefs appartenant pour l'essentiel au domaine tellien constitué de marnes et de carbonates d'âge méso-cénozoïque et dont la sédimentation de mer ouverte, s'est effectuée en domaine pélagique (unités telliennes).

Les formations néritiques constantinoises représentent la terminaison orientale du domaine, apparaissent à la faveur de fenêtres, à Djebel Debar, à l'Est de Hammam Ouled Ali, à Héliopolis et à Nador. D'Ouest en Est ces formations carbonatées constituent le substratum des nappes telliennes de Guelma.

La sismicité historique de la région de Guelma et ses environs immédiats rapportés par les différentes publications parus jusqu'à ce jour montre que cette région a fait l'objet dans le passé par de nombreux séismes, mais qui reste une région plus ou moins calme par rapport aux autres zones sismogéniques telles que la zone d'Alger, le Cheliff ou l'Oranie.

Des événements historiques significatifs se sont produit aux environs de la région de Guelma. Le séisme du 10 février 1937 avec une magnitude estimée à 5.4 sur l'échelle de Richter survenu dans cette région, reste le plus important séisme ressenti à Guelma et ses régions avoisinantes. Les études séismotectoniques du Nord de l'Algérie indiquent que cette région est caractérisée par une tectonique active, représentée par des plis de direction NE-SW, des failles inverses, chevauchantes et des décrochements. Ces structures actives sont formées en réponse à la

collision de l'Afrique par rapport à l'Europe et se concentrent sur la périphérie des bassins miocènes post-nappes dont celui de Guelma.

Le bassin de Guelma est qualifié de bassin "losangique" coincé entre 2 accidents d'orientation E-W à jeu dextre. Sur les bordures de ce bassin en pull apart, il existe une série de failles normales d'orientation N-S à NNW-SSE qui entrecoupent les failles de cisaillement subparallèles. Un grand linéament E-W apparaît sur toutes les cartes structurales du nord de l'Algérie, apparaît nettement même sur les images satellites.

La faille de Bouchegouf, Hammam N'Bails, Nord de Guelma ainsi que celle de Hammam Debagh-Roknia sont actives. Elles affectent les dépôts quaternaires caractérisant l'alignement des failles prédominant en alignant des sources thermales actuelles ou à hydrothermalisme actif. On a constaté la prédominance de trois familles de directions : E-O, N-S (des directions NS et allant jusqu'à N20E) et NE-SO (caractérisée par une série d'accidents de direction N30° à N70°).

Toutes ces observations confirment ainsi la manifestation d'une néotectonique liée à des accidents profonds et par conséquent le caractère séismotectonique de la région de Guelma.

Les résultats des analyses chimiques des eaux hydrothermales et les classifications de Piper, permettent de déterminer plusieurs faciès chimiques des eaux hydrothermales de la région de Guelma. Dont les plus représentatifs : le faciès bicarbonaté calcique : (Hammam Assassla, Hammam El Romia) les eaux de ce faciès très peu minéralisées et circulent dans des réservoirs carbonatés, et un faciès sulfaté calcique : (Hammam El Bagbaiga, Hammam Oued Ali 1, 2 et 3, Hammam El Chellal, Hammam Guerfa, Hammam Belhachani, Hammam Chefa, Hammam Benaji, Hammam N'bails et Hammam El Mina) caractérisé par des eaux ayant acquis leur minéralisation dans les formations triasiques, dans ce faciès le caractère sodique lié aux échanges de base résultant d'un contact avec les argiles abondantes dans les formations triasiques et suivant les résultats des diagrammes IIRG montrent des profondeurs de circulations importantes des eaux thermales de la région de Guelma dans formations essentiellement carbonatées et évaporitiques (H. N'Bails).

La composition chimique des eaux hydrothermales dans le Nord-est d'Algérie est conditionnée par deux facteurs principaux sont la géologie structurale et la tectonique active caractérisant le Nord-est algérien. Ainsi, la dissolution de la halite et du gypse des évaporites triasiques influencent fortement sur le chimisme des sources hydrothermales dans le bassin de Guelma et ses environs. L'étude des géothermomètres chimiques a révélé que les géothermomètres basés sur Na/K et silice donnent des températures concordantes, comprise entre 80 et 195°C pour l'ensemble des sources hydrothermales, le diagramme de Giggenbach et la méthode des indices

de saturation permettent également d'obtenir des températures du même ordre de grandeur (90 à 140°C).

Selon Issaâdi (1992), peu d'échantillons ont enregistré de l'hélium radiogénique associé à une teneur plus élevée en CO₂ d'origine biogénique induite par la précipitation de calcite provenant des roches carbonatées peu profondes du Tellien. Une teneur plus élevée en H₂S accompagnait cet excès de CO₂ et résultait de la consommation de H₂ de l'ébullition des eaux thermales, ce qui provoquait une température du réservoir inférieure (<150 ° C). Pour la silice, elle atteint facilement l'équilibre dans les eaux immatures, tels que les eaux thermales du Nord-est de l'Algérie. Ceci est probablement dû au lessivage du Mg pendant l'ascension de l'eau thermale à la surface. Par conséquent, l'effet de dilution avec de l'eau souterraine froide ou météorique augmente les quantités en N₂ et Ar résultant de la contamination.

Les faibles rapports ³He / ⁴He, et les valeurs plus élevées du rapport ⁴He / ²⁰Ne correspondent aux valeurs de la croûte continentale. L'augmentation du ³He dérivé du manteau s'explique logiquement par l'activité sismique et le développement d'une zone fracturée profonde dans le Nord-est de l'Algérie, qui a conduit à la libération d'hélium dérivé du manteau.

Le système géothermique algérien a été développé par la pénétration profonde des eaux souterraines froides infiltrées jusqu'à une profondeur de 6 à 7 km, puis chauffé par une source de chaleur conductrice (**selon Facca et Marinelli 1966 : in EURAFREP 1966 cette source de chaleur liée à la mise en place de tels stocks granitiques intrusifs dans le socle cristallin**). L'eau chaude remonte à la surface à travers les fractures profondes. Au cours de son ascension, elles se mélangent aux eaux souterraines peu profondes et froides, augmentant ainsi la quantité en Mg et provoquant l'origine immature des échantillons d'eau chaude.

Les ressources géothermiques des bassins sédimentaires, comme en Algérie, peuvent constituer des paramètres de débit et de température suffisants pour la production d'énergie.

L'énergie géothermique est considérée comme une alternative relativement propre qui est renouvelable, qui offre la possibilité d'utiliser les ressources existantes de la manière respectueuse de l'environnement. Cependant, le développement géothermique peut présenter certains aspects négatifs sur l'environnement, mais s'ils sont gérés correctement et en permanence leur impact sur l'environnement peut être minime. Récemment, l'utilisation de nouveaux systèmes géothermiques avec l'injection de fluide géothermique dans la terre après que sa chaleur soit utilisée permet la conservation de la ressource et la réduction de la pollution due aux gaz et métaux lourds contenus dans le fluide géothermique.

Cette énergie géothermique est plus efficace à l'échelle locale ou régionale et son développement pourrait avoir un impact socio-économique important.

BIBLIOGRAPHIE

- Aissa, D. E.**, 1996. Etude géologique, géochimique et métallogénique du massif de l'Edough (Annaba - Algérie).
- Alberto, W.D., María del Pilar, D., María Valeria, A., Fabiana, P.S., Cecilia, H.A. & María de los Ángeles, B.**, 2001. Pattern Recognition Techniques for the Evaluation of Spatial and Temporal Variations in Water Quality. A Case Study. *Water Research* 35: 2881–2894.
- Alther, G.A.**, 1979. A Simplified Statistical Sequence Applied to Routine Water Quality Analysis. A Case History. *Ground Water* 17: 556–561.
- Ammary, B.** (2007). Geochemical and isotopic study of the main aquifers of Cretaceous Basin of Errachidia and the plain of Tafilalet, PhD dissertation, University Mohamed V, Rabat, p 134.
- Arnórsson, S.**, 1986. Chemistry of gases associated with geothermal activity and volcanism in Iceland. A review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 91: 12261–12268.
- Arnórsson, S. (ed.)**, 2000. Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation. International Atomic Energy Agency (Vienna): 351 pp.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E. & Svavarsson, H.**, 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland. II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47: 547–566.
- Bagnouls, F. & Gaussen, H.**, 1957. Les climats biologiques et leur classification. *Annales de Géographie* 66: 193–220.
- Bails, J.**, 1888. Les sources thermales et minérales du département d'Oran.
- Ballentine, C.J., Burgess, R. & Marty, B.**, 2002. Tracing Fluid Origin, Transport and Interaction in the Crust. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47: 539–614.
- Bath, S.**, 2016. WEResources_Geothermal_2016.
- Belabbès, S., Meghraoui, M., Çakir, Z. & Bouhadad, Y.**, 2009. InSAR analysis of a blind thrust rupture and related active folding. The 1999 Ain Temouchent earthquake (M w 5.7, Algeria) case study. *Journal of Seismology* 13: 421–432.
- Belhai, M., Fujimitsu, Y., Bouchareb-Haouchine, F.Z., Haouchine, A. & Nishijima, J.**, 2016. A hydrochemical study of the Hammam Righa geothermal waters in north-central Algeria. *Acta Geochimica* 35: 271–287.
- Belhai, M., Fujimitsu, Y., Nishijima, J. & Bersi, M.**, 2017. Hydrochemistry and gas geochemistry of the northeastern Algerian geothermal waters. *Arabian Journal of Geosciences* 10: 743.
- Belkhir, L., Mouni, L. & Tiri, A.**, 2012. Water–rock interaction and geochemistry of groundwater from the Ain Azel aquifer, Algeria. *Environmental Geochemistry and Health* 34: 1–13.
- Benali, H.**, 1993. Les dômes périphériques des massifs volcaniques de Elaouana (jijel), Algérie (pétrolographie, minéralogie, géochimie, pétrogénèse).
- Bennet P.C & Siegel D.I.**, 1989. Silica-organic complexes and enhanced quartz dissolution in water by organic acids. Sixth Int. Symp. on Water/Rock Interaction, Ext. Abs., p. 69-72.
- Bezdek, J.C.**, 1981. Pattern recognition with fuzzy objective function algorithms. Plenum Press (New York): xv, 256.
- Blaine McCleskey, R.**, 2013. Software - WATEQ4F. https://www.brr.cr.usgs.gov/projects/GWC_chemtherm/software.htm.
- Bouaicha, F., Dib, H., Belkhir, L., Manchar, N & Chabour, N.**, 2017. Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal springs from the Guelma region, Algeria. *Journal of the Geological Society of India* 90.

- Bouillin, J. P.**, 1986. Le bassin Maghribin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes.
- Boukrouh, F.**, 2006. Etude géologique des dépôts évaporitiques du bassin de Guelma. Magistère. Université de Constantine, Algérie. 125.
- BRGM**, 1999. Les géothermomètres chimiques. Note technique n° 13. DIVISION NATIONALE DES EAUX, BRGM. FRANCE. 18 p.
- Brown, C.E. (ed.)**, 1998. Applied Multivariate Statistics in Geohydrology and Related Sciences. Springer Berlin Heidelberg (Berlin, Heidelberg).
- Can, I.**, 2002. A new improved Na/K geothermometer by artificial neural networks. *Geothermics* 31: 751–760.
- Chadi, M.**, 1991. Géologie structurale des monts d'Ain m'lila (Algérie orientale), Nancy 1. France.
- Chen Zhu Greg Anderson.** Environmental Applications of Geochemical Modeling.
- Chenevoy, M. & Piboule, M.**, 2007. Hydrothermalisme. Spéciation métallique hydrique et systèmes hydrothermaux. EDP sciences (Les Ulis): 1619 pp.
- Chouabi, A.M.**, 1987. Étude géologique de la région de Hammam N'Baïls (SE de Guelma, Constantinois, Algérie) : un secteur des zones externes de la chaîne des Maghrébides. (France.123p.).
- Corny, G. & Demians d'Archimbaud, J.**, 1970. Les possibilités géothermiques de l'Algérie. *Geothermics* 2: 110–116.
- CRAAG**, 2004. Prospection géophysique-etude gravimétrique : Guelat Bousbaa (Guelma).64 p.
- D'Amore, F., Fancelli, R. & Caboi, R.**, 1987. Observations on the application of chemical geothermometers to some hydrothermal systems in Sardinia. *Geothermics* 16: 271–282.
- D'Amore, F., Scandiffio, G. & Panichi, C.**, 1983. Some observations on the chemical classification of ground waters. *Geothermics* 12: 141–148.
- Darest de la Chavane, J.C.**, 1909. Carte détaillée de l'Algérie à 1:50 000, feuille n° 76, Gounod–La Mahouna. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, France.
- Darest de la Chavane, J.C.**, 1910. Recherches géologiques et paléontologiques dans la région de Guelma. (France.).
- Darste De La Chavanne, J.C (ed.)**, 1908. Carte géologique de Mahouna 1 :50.000.
- Davis, J.C.**, 2002. Statistics and data analysis in geology. J. Wiley (New York): xvi, 638.
- Deffontaines B.**, 1990. Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale; Analyse des surfaces enveloppe, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain; Applications au Nord-Est de la France. Thèse de géologie structurale, U. Paris VI, p 230.
- Deleau, P.**, 1935. carte géologique de hammam Meskhoutine, service géologique de l'Algérie.
- Deleau, P.**, 1938. Etude géologique des régions de Jemmaps, Hammam Meskhoutine et du col des oliviers.
- Deleau, P.**, 1947. carte géologique de Oued Zenati. service géologique de l'Algérie.
- Deleau, P.**, 1952. Le pays constantinois.
- Deslandes S.**, 1986. Évaluation des images Spot et Seasat pour la cartographie des linéaments du secteur des Monts Stoke, au Québec une comparaison basée sur l'analyse du spectre de Foumer. Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université de Sherbrooke, p 62.
- DHW Guelma**, 2011. Inventaire des sources thermales existantes dans la wilaya de Guelma (rapport interne).
- DHW Guelma**, 2013. Inventaire des sources thermales existantes dans la wilaya de Guelma (rapport interne).
- Dib, H.**, 1985. Le thermalisme de l'Est algérien. Thèse de doctorat 3ème cycle, I.S.T. USTHB, Alger, Algérie, 315p.

- Dib, H.**, 2005. Séminaire international de la géologie du grand constantinois et les confins algéro-tunisien. I.S.T Constantine. Algérie.
- Dib, H.**, 2008. Guide pratique des sources thermales de l'Est algérien. Editions du Service Géologique national (Alger): 106 pp.
- Djemmal, S.**, 2018. Etude des sources thermominérales de la région de Sétif dans leur contexte structural (Est algérien). I.N.S.T.U, département de géologie. Université de Batna 2. Algérie.
- Doornkamp, J.C. & King, C.A.M.**, 1971. Numerical analysis in geomorphology. Ed. Arnold (London).
- Doornkamp J.C & King, C.A.M.**, 1971. Numerical analysis in geomorphology. an introduction, Ed. Arnolds. pp 372.
- Drury S.A.**, 1986. Remote Sensing of Geological Structure in Temperate Agricultural Terrain. Geological Magazine, vol. 123, n°2, pp. 113- 121.
- Dunn†, J.C.**, 1974. Well-Separated Clusters and Optimal Fuzzy Partitions. Journal of Cybernetics 4: 95–104.
- Durand Delga, M.**, 1955. Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique. (France. 533 p.).
- Durand Delga, M.**, 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la berberie.
- Edmunds, W. M., Smedley, P. L. and Spiro, B.**, 1995. Controls on the geochemistry of sulphur in the East Midlands Triassic Aquifer, UK. Proceedings of an International Symposium on Isotopes in Water Resources Management, 20-24 March 1995, IAEA-SM-336-20, pp. 107-122. IAEA, Vienna.
- Edmunds, W.M. and Walton, N.R.G.**, 1980. A geochemical and isotopic approach to recharge evaluation in semi arid zones—past and present. In: Fontes, J.C. (ed.), Arid-zone hydrology: investigations with isotope techniques. Proceeding of Advisory Group Meeting on Application of Isotope Techniques in Arid Zones Hydrology, IAEA, Vienna, Nov. 6–9, 1978, p. 47–68.
- Ehrmann. M.**, 1930. L'Algérie touristique : chapitre 3. Publication du Comité National Métropolitain du Centenaire de l'Algérie, Alger.
- Ellis, A.J.**, 1970. Quantitative interpretation of chemical characteristics of hydrothermal systems. Geothermics 2: 516–528.
- ENAGEO**, 1971. Etude géophysique dans la région de Guelma.
- ENAGEO**, 1997. Etude géophysique dans la région de Guelma.
- ENEL**, 1982. Etude de reconnaissance géothermique du constantinois oriental. Rapport général. Rapport interne.
1984. Energy Developments: New Forms, Renewables, Conservation. Elsevier.
- EURAFREP**, 1966. Appréciations sur les possibilités géothermique de l'Algérie du Nord-Est.
- Farnham, I.M., Stetzenbach, K.J., Singh, A.K. & Johannesson, K.H.**, 2000. Mathematical Geology 32: 943–968.
- Fekraoui. A.**, 2010. Geothermal Activities in Algeria. Proceedings World Geothermal Congress. Bali, Indonesia, 25-29.
- Fouillac. C., M.G.**, 1977. Fouillac C., Michard G. (1977) - Sodium potassium calcium relationships in hot Sodium potassium calcium relationships in hot springs of Massif Central. Proc. Second Int. Symposium on Water-rock Interaction, Strasbourg, vol. 3, 109-113 p. Strasbourg, vol. 3, p. 109-113.
- Fournier, R.O.**, 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics 5: 41–50.
- Fournier, R.O. & Truesdell, A.H.**, 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geochimica et Cosmochimica Acta 37: 1255–1275.
- Fournier. R. O.**, 1979. A Revised Equation for the NA/K Geothermometer. Geothermal Resources Council.3, 221-224p (Davis, Calif.).

- Fournier, R.O.**, 1992. Water geothermometers applied to geothermal ener. In: D'Amore F (Coordinator) Application of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP, Vial del Corso, Italy, pp. 37–69.
- Fourré, E., Di Napoli, R., Aiuppa, A., Parello, F., Gaubi, E., Jean-Baptiste, P., Allard, P., Calabrese, S. & Mamou, A.B.**, 2011. Regional variations in the chemical and helium–carbon isotope composition of geothermal fluids across Tunisia. *Chemical Geology* 288: 67–85.
- Ghachi, A.**, 1986, *Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie: le bassin de la Seybouse, Alger, O.P.U.*, 508 p.
- Garven, G, R.J.**, 1997. Hydrogeology and geochemistry of ore genesis in sedimentary basins. in H .L Bernes (Ed), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3th ed : 125-190. Wiley & Sons.
- GAUD. B.**, 1976. Etude hydrogéologique de la nappe alluvionnaire de Guelma.
- Giampaolo, C., Gorgoni, C., Mottana, A., Pagani, F. & Sighinolfi, G.**, 1992. Experimental water-rock interaction. Silica geothermometers in the temperature range 100-350°C. *European Journal of Mineralogy* 4: 53–66.
- Giggenbach, W.F.**, 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 2749–2765.
- Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L. & Truesdell, A.H.**, 1983. Isotopic and chemical composition of parbati valley geothermal discharges, North-West Himalaya, India. *Geothermics* 12: 199–222.
- Giggenbach, W.F. & Soto, R.C.**, 1992. Isotopic and chemical composition of water and steam discharges from volcanic-magmatic-hydrothermal systems of the Guanacaste Geothermal Province, Costa Rica. *Applied Geochemistry* 7: 309–332.
- Graine Tazerout. K.**, 1997. les dépôts pyriteux et les minéralisations Zn, Pb, Cu du massif volcano plutonique miocène, volcanologie, altérations hydrothermales et typologie des minéralisations.
- Guigue, S. (ed.)**, 1940. Les sources thermominérales de l'Algérie. Serv. Carte Géol. De l'Algérie. (Algerie. 3ème série, 5ème fasc.).
- Guigue, S. (ed.)**, 1947. Les sources thermominérales de l'Algérie. Serv. Carte Géol. De l'Algérie. (Algerie. 3ème série, 9ème fasc.).
- 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.
- HACK J. T.**, 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, vol. 1, n° 4, p. 421-429.
- HACK J.T.**, 1957. Studies in longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper, n° 249-B, p. 45-97.
- Han, D.M., Liang, X., Jin, M.G., Currell, M.J., Song, X.F. & Liu, C.M.**, 2010. Evaluation of groundwater hydrochemical characteristics and mixing behavior in the Daying and Qicun geothermal systems, Xinzhou Basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189: 92–104.
- HAOUCHINE-BOUCHAREB F.Z.**, 2012. Etude hydrogéochimique des sources thermales de l'Algérie du Nord. Potentialités géothermiques.
- Hilley, G.E., Arrowsmith, J.R. & Amoroso, L.**, 2001. Interaction between normal faults and fractures and fault scarp morphology. *Geophysical Research Letters* 28: 3777–3780.
- Hobbs W.H.**, 1904. Lineaments of the atlantic border region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 15, 483-506.
- Hotelling, H.**, 1933. Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *Journal of Educational Psychology* 24: 498–520.

- Howard A.D.**, 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, 51 (11): 2246-2259.
- Issaâdi. A.**, 1992. Le thermalisme dans son cadre géostructural. Apports à la connaissance de l'Algérie profonde et de ressource géothermales.
- Italiano, F., Yuce, G., Uysal, I.T., Gasparon, M. & Morelli, G.**, 2014. Insights into mantle-type volatiles contribution from dissolved gases in artesian waters of the Great Artesian Basin, Australia. Chemical Geology 378-379: 75–88.
- Jackson, T.J.**, 2002. Remote sensing of soil moisture. Implications for groundwater recharge. Hydrogeology Journal 10: 40–51.
- Jean-Baptiste, P., Allard, P., Fourré, E., Parello, F. & Aiuppa, A.**, 2014. Helium isotope systematics of volcanic gases and thermal waters of Guadeloupe Island, Lesser Antilles. Journal of Volcanology and Geothermal Research 283: 66–72.
- Jevrejeva S., Moore J. C & Grinsted A.**, 2003. Influence of the Arctic Oscillation and El Nino-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. Journal of Geophysical Research, vol. 108, D21, 4677-4687.
- Kaiser H. F.**, 1960. The application of electronic computers to factor analysis. Educational and Psychological Measurement, 20, 141-151.
- Kauffman, J. & Lee, K.-M. (eds)**, 2013. Handbook of Sustainable Engineering. Springer Netherlands (Dordrecht).
- Kharaka, Y.K. & Mariner, R.H.**, 1989. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. In: Naeser, N.D. & McCulloh, T.H. (eds): Thermal History of Sedimentary Basins. Springer New York (New York, NY): 99–117.
- Kiken. M.**, 1961. les traits essentiels de la géologie de l'Algérie.
- KRISHNAMURTHY, J., VENKATESA KUMAR, N., JAYARAMAN, V. & MANIVEL, M.**, 2007. An approach to demarcate ground water potential zones through remote sensing and a geographical information system. International Journal of Remote Sensing 17: 1867–1884.
- Lahondère. J. C.**, 1987. Les séries ultratelliennes d'algérie Nord-orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural.
- Laissoub. B.**, 1974. Etude des eaux minérales, thermales et thermominérales en oranie.
- Le ministère de l'énergie**, 2017. Programme des énergies renouvelables et de l'efficacité énergétique.
<http://www.energy.gov.dz/francais/?mact=Search%2Ccntnt01%2Cdosearch%2C0&cntnt01returnid=1291&cntnt01searchinput=g%C3%A9othermie>.
- Lloyd, J.W. (ed.)**, 1999. Water resources of hard rock aquifers in arid and semi-arid zones. Unesco (Paris): 284 str.
- Mamyrin. BA & Tolstikhin. IN (eds)**, 1984. Helium Isotopes in Nature. Elsevier.
- Maouche, S., Abtout, A., Merabet, N.-E., Aïfa, T., Lamali, A., Bouyahiaoui, B., Bougchiche, S. & Ayache, M.**, 2013. Tectonic and Hydrothermal Activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria). Journal of Geological Research 2013: 1–13.
- Marion A.**, 1987. Introduction aux techniques de traitement d'images. Eyrolles.
- Marty, B., Dewonck, S. & France-Lanord, C.**, 2003. Geochemical evidence for efficient aquifer isolation over geological timeframes. Nature 425: 55–58.
- Mateescu, M. & Haidu, I.**, 2006a. Comparaison entre la variabilité de la NAO et du SOI selon l'approche des ondelettes. XIXe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Actes du colloque, 421-426.
- Mateescu, M. & Haidu, I.**, 2006b. LA METHODE DES ONDELETTES COMME OUTIL DE TEST D'HOMOGENEITE LE CAS DES PRECIPITATIONS A CLUJ, ROUMANIE.
- Meng, S.X. & Maynard, J.**, 2001. Use of statistical analysis to formulate conceptual models of geochemical behavior. Water chemical data from the Botucatu aquifer in São Paulo state, Brazil. Journal of Hydrology 250: 78–97.

- Meybeck, M.**, 1988. Sr/Ca ratios in rivers. In: Letman, A.M. (Ed.), Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles, p. 261.
- Meyer, Y.**, 1992. Les ondelettes algorithmes et applications. A. Colin, 172 p.
- Michard, G. & Fouillac, C.**, 1976. Remarques sur le géothermomètre Na-K-Ca. Journal of Volcanology and Geothermal Research 1: 297–304.
- Michard, G.**, 1979. Géothermomètres chimiques - Bull. BRGM section III n° 2, 183-189 p.
- Michard, G.**, 1990. La composition chimique des eaux thermominérales et géothermales. Hydrogéologie, 4, 253-266.
- Mihoubi, N.**, 2009. Fonctionnement et gestion hydrogéologique et hydrologique des ressources en eau du Bassin de Hammam Grouz. Mémoire de magister, univ Constantine. 244p.
- Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E. & Glard, D.**, 1982. Wave propagation and sampling theory—Part I. Complex signal and scattering in multilayered media. GEOPHYSICS 47: 203–221.
- Nicholson, K. (ed.)**, 1993. Geothermal Fluids. Springer Berlin Heidelberg (Berlin, Heidelberg).
- Nieva, D. & Nieva, R.**, 1987. Developments in geothermal energy in Mexico—part twelve. A cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources. Heat Recovery Systems and CHP 7: 243–258.
- Nordon A.**, 1931. La surface du grès vosgien et l'origine du réseau hydrographique dans les Vosges Lorraines. Ass. Fr. Pour l'Avancement des sciences, Nancy. pp 222-227.
- Nordstrom, D.K.**, 2008. Groundwater Geochemistry. Springer Berlin Heidelberg (Berlin, Heidelberg).
- Ouali, S.**, 2015. Contribution à l'étude de quelques réservoirs géothermique en Algérie. (Alger, Algérie, 196p.).
- Pačes, T.**, 1975. A systematic deviation from Na-K-Ca geothermometer below 75°C and above 10–4 atm. Geochimica et Cosmochimica Acta 39: 541–544.
- Parkhurst, D.L. & Appelo, C.**, 2013. Description of input and examples for PHREEQC version 3—A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A43, 497 p., available only at <https://pubs.usgs.gov/tm/06/a43/>.
- Pearson, K.**, 1901. LIII. On lines and planes of closest fit to systems of points in space. Philosophical Magazine Series 6 2: 559–572.
- Pirajno, F. (ed.)**, 1992. Hydrothermal Mineral Deposits. Springer Berlin Heidelberg (Berlin, Heidelberg).
- Pouget, I & Chouchak, D.**, 1923. Radioactivité des eaux minérales du département de Constantine.
- Pouget, I & Chouchak, D.**, 1926. Radioactivité des eaux minérales du département d'Oran (Ibid., XIV, pp. 347-360).
- Prud'homme R.**, 1972. Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine Occidentale et au Golfe de Gascogne, Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. Thèse d'état, Bordeaux 1, (353), 222 Fig, 6 Tabl, 1 pl, 405 p.
- Raoult, J. F.**, 1974. Géologie du centre de la chaîne nummidique (nord du constantinois, Algérie). (France.).
- Rezig, M.**, 1991. Etude géothermique du Nord Est de l'Algérie. Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc (Montpellier).
- Rezig, M & Marty, B.**, 1995. Geothermal study of the northeastern part of Algeria. Proceedings of the World Geothermal Congress, vol. 2, Florence, Italy, pp. 1151–1155.
- Rockwell, M.C. & Munroe, S.R.**, 1984. OIL SHALES OF NOVA SCOTIA. In: : Energy Developments: New Forms, Renewables, Conservation. Elsevier: 117–122.

- Rybach, L.**, 2007. Geothermal Sustainability. In Proceedings of European Geothermal Congress, Unterhaching, Germany, p. 5.
- Saibi, H.**, 2009. Geothermal resources in Algeria. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 13: 2544–2552.
- Saibi, H., Finsterle, S., Bertani, R. & Nishijima, J.**, 2013. Geothermal Energy. In: Kauffman, J. & Lee, K.-M. (eds): *Handbook of Sustainable Engineering*. Springer Netherlands (Dordrecht): 1019–1042.
- Scanvic J.Y.**, 1983. Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre, Bureau de recherches géologiques et minières. France. N° 7. pp 158.
- Schoeller H.J.**, 1975. La pollution des eaux souterraines. Actes du Colloque de Moscou, IAHS-AISH Publ. No. 103.
- Schoeller. H.**, 1963. La Classification Géochimique des eaux,. IASH publication,, General Assembly of Berkeley: 16–24.
- Scientific Software Group**, 1998. MINTEQA2 - geochemical equilibrium speciation model. http://www.scisoftware.com/products/minteqa2_overview/minteqa2_overview.html. Accessed 2017.
- Semroud. B.**, 1981. évolution métrologique du complexe magmatique néogène de la région Béjaia-Amizour.
- Sigg, L., Stumm, W. & Behra, P.**, 1992. Chimie des milieux aquatiques. Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. Masson (Paris, Milan, Barcelone etc.): 391 pp.
- Snow, R.S. & Slingerland, R.L.**, 1987. Mathematical Modeling of Graded River Profiles. *The Journal of Geology* 95: 15–33.
- Société française d'ingénierie (Sogréah).**, 2005. Etude d'actualisation et de finalisation du plan national de l'eau.
- Strahler A.N.**, 1952. Hypsometric analysis of erosionnal topography. *Bull. Geol. Soc. Am.*, New York, 63: 1117-1142.
- Strub, A.S. & Ungemach, P. (eds)**, 1980. *Advances in European Geothermal Research*. Springer Netherlands (Dordrecht).
- Strutt JR.**, 1906. On the distribution of radium in the earth's crust. *Proc. of the Royal Society of London, Series A*, 78, p 150.
- Thorntwaite, C.W.**, 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* 38: 55.
- Tonani, F.B.**, 1980. Some Remarks on the Application of Geochemical Techniques in geothermal exploration. In: Strub, A.S. & Ungemach, P. (eds): *Advances in European Geothermal Research*. Springer Netherlands (Dordrecht): 428–443.
- Truesdell. A.H.**, 1975. Summary of section III geochemical techniques in exploration. Second United Nations symposium on the development and use of geothermal resources. San Francisco, CA. Vol. 1, pp. liii–lxiii. Washington, DC: US Government Printing Office.
- Turc, L.**, 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Ann. agron.*, 12(1), 13-49.
- USGS**, 1998. PHREEQC Welcome Page. https://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/. Accessed 2017.
- Verdeil, P. (ed.)**, 1974. Carte 1/50000 des eaux minérales, thermales et thermominérales de l'Algérie.
- Verdeil, P.**, 1982. Algerian thermalism in its geostructural setting — How hydrogeology has helped in the elucidation of Algeria's deep-seated structure. *Journal of Hydrology* 56: 107–117.

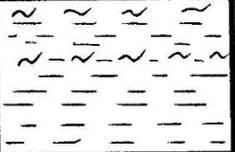
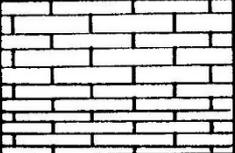
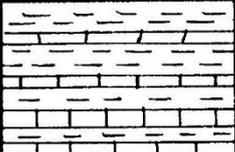
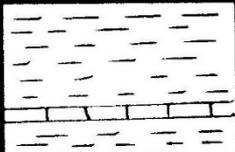
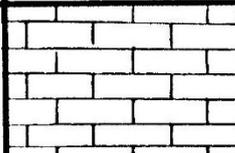
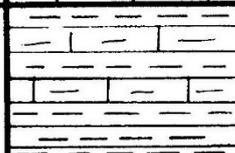
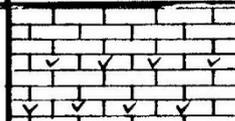
- Verma, M.P.**, 2000. Limitations in Applying Silica Geothermometers from Geothermal Reservoir Evaluation, Proceedings, the 25th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, SGP-TR-165.
- Vila, J.M.**, 1966. Sur la présence d'un flysch allochtone tithonique et néocomien dans la région située entre Bône et Guelma (Est de la région de la chaîne numédique, Algérie).
- Vila, J.M.**, 1971. Paléogéographie et tectonique des unités allochtones du type tellien et de type flysch à microbrèches dans le Nord-Est (Algérie).
- Vila, J.M.**, 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algérotunisiens.
- Vila J. M.**, 1971. carte géologique de Guelma, sonatrach. Algérie.
- Vila J. M.**, 1978. Carte structurale au 1/500 000 de la chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens. C.N.R.S & B.E.I.C.I.P. France.
- Vila, J. M., Busnardo R., Devries A., Magne J. et Sigal J.**, 1968. Données stratigraphiques sur la série renversée et charriée du Djebel Bousbaa et étude de son cadre structural (région de Guelma, constantinois, Algérie).
- Ville. M.**, 1852. Recherche sur les roches, les eaux et les gîtes minéraux des provinces d'oran et d'Alger.
- Werner, C., Hurwitz, S., Evans, W.C., Lowenstern, J.B., Bergfeld, D., Heasler, H., Jaworowski, C. & Hunt, A.**, 2008. Volatile emissions and gas geochemistry of Hot Spring Basin, Yellowstone National Park, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178: 751–762.
- White, D.E.**, 1963. Saline Waters of Sedimentary Rocks. ABSTRACT. AAPG Bulletin 47.
- Wiersberg, T., Süer, S., Güleç, N., Erzinger, J. & Parlaktuna, M.**, 2011. Noble gas isotopes and the chemical composition of geothermal gases from the eastern part of the Büyük Menderes Graben (Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 208: 112–121.
- Williams, R.E.**, 1982. Statistical Identification of Hydraulic Connections Between the Surface of a Mountain and Internal Mineralized Sources. *Ground Water* 20: 466–478.
- Yelles-Chaouche, A., Boudiaf, A., Djellit, H. & Bracene, R.**, 2006. La tectonique active de la région nord-algérienne. *Comptes Rendus Geoscience* 338: 126–139.
- Zadeh, L.A.**, 1965. Fuzzy sets. *Information and Control* 8: 338–353.
- Zhu, C. & Anderson, G.M.**, 2002. Environmental applications of geochemical modeling. Cambridge University Press (Cambridge, New York): xiv, 284.

Annexes

Annexe 1

Ages		Lithologies	Lieux d'affleurements
Quaternaire			Au niveau du Bassin de Guelma au dessus des formations du Mio-Pliocène
Pléistocène			Au alentour de la ville de Guelma
Pliocène			Au pied du massif d'El Houara
Miocène			Au alentour de Héliopolis, Belkheir et toute la rive gauche de la Seybouse
Oligocène			Affleurement tout autour du bassin de Guelma et constitue l'essentiel du massif d'El Houara
Eocène sup.			
Eocène inf et moy			Au Nord de la vallée de la Seybouse
Paléocène			Au massif de Bou Zitoun
Sénonien	Maastrichtien		Autour de Djebel Bou Sba et Bou Zitoun
	Campanien		Au niveau de Koudiat Djebissa

Annexe 1. a) Log démonstratif de la lithologie des formations du Sénonien au Quaternaire dans la région de Guelma.

Ages	Lithologies	Lieux d'affleurements
Santonien		A Djebel Bou Sba
Coniacien		Au Kef Hahouner
Turonien		
Cénomannien		A l'extrémité Est de Djebel Debagh et à l'Ouest de Djebel Bou Sba
Vraconien		
Albien		Sur le versant Sud Est du Djebel Bou Sba
Aptien		A Koudiat Enchir, Djebel Djebana, Bou Zitoun
Barrémien		A environ 4 Km au Sud Ouest de la ville de Guelma, Djebel Bou Sba
Néocomien		Au niveau de Douar Bouzitoun, près du village de Héliopolis

Annexe 1. b) Log démonstratif de la lithologie des formations du Néocomien au Santonien dans la région de Guelma.

Annexe 2

Année	Q (m3/s)	Apport (Hm3/an)
1968 - 1969	0,2279018	7,174292
1969 - 1970	3,334516	106,0352
1970 - 1971	1,897559	58,42999
1971 - 1972	3,858363	122,3046
1972 - 1973	6,079916	193,242
1973 - 1974	0,4126039	12,90389
1974 - 1975	0,5208895	15,78801
1975 - 1976	1,135002	35,64565
1976 - 1977	1,651217	51,74287
1977 - 1978	0,9713737	29,28296
1978 - 1979	2,167697	67,43626
1979 - 1980	0,4651638	14,71029
1980 - 1981	3,134807	98,24948
1981 - 1982	2,017868	63,10274
1982 - 1983	1,915168	60,72371
1983 - 1984	5,967302	183,4652
1984 - 1985	8,442689	269,6984
1985 - 1986	0,7048306	22,13143
1986 - 1987	6,158072	189,1925
1987 - 1988	0,1332272	4,205607
1988 - 1989	0,1560047	4,872331
1989 - 1990	0,215487	6,8251
1990 - 1991	0,3336675	10,50348
1991 - 1992	0,2389386	7,550454
1992 - 1993	4,841708	154,3815
1993 - 1994	1,805224	55,02848
1994 - 1995	4,831714	152,0513
1995 - 1996	3,961673	125,1856
1996 - 1997	1,375651	43,50694
1997 - 1998	1,067925	33,80667
1998 - 1999	2,788618	88,48138
1999 - 2000	3,985454	126,3985
2000 - 2001	3,92779	124,3392
2001 - 2002	4,29783	136,0707
Moy interannuelle	2,500701509	

Annexe 2. Les débits moyens annuels mesurés à la station de Medjaz Ammar II.

Annexe 3

	T°C	pH	TDS	CE	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃	Fe	Cu	Zn	O ₂	SiO ₂	Sr	PO ₄
Min	30,00	6,30	553,00	450,00	88,18	4,56	24,99	1,03	219,60	24,84	100,00	0,10	0,69	0,18	0,42	1,20	27,80	1,10	0,10
Max	94,00	7,40	2142,00	4080,00	404,81	66,84	173,89	17,44	402,60	337,25	800,00	0,50	1,86	4,93	1,97	16,20	72,80	19,00	1,53
Moyenne	56,77	6,85	1309,69	1697,69	231,23	32,75	77,65	5,58	304,53	165,76	458,69	0,26	1,12	2,35	1,29	5,35	52,85	5,82	0,91
Ecart type	23,70	0,34	459,21	1037,68	95,01	19,98	49,22	5,25	63,22	118,21	212,77	0,14	0,38	1,45	0,45	3,96	13,35	5,36	0,36

Toutes les données en mg/L (excepté le pH), T° en °C et CE (µs/cm)

Annexe 3. Données chimiques des sources hydrothermales de la région de Guelma.