



Université Sidi Mohammed Ben Abdellah
Faculté des Sciences Dhar El Mahraz- Fès
Centre d'Etudes Doctorales
"Sciences et Technologies"

Formation Doctorale : RNE2D

Discipline : GEOLOGIE

Spécialité : Géosciences et Ressources Naturelles

Laboratoire : Laboratoire de Géodynamique et Ressources Naturelles (LGRN)

THESE DE DOCTORAT

Présentée par
SABRI KAMAL

Approche multidisciplinaire des sources thermales du front de cisaillement sud rifain et du domaine meseto-atlasique : contribution à l'amélioration du modèle hydrogéothermique

Soutenue le 14/01/2019 devant le jury composé de :

Pr. Mohammed BELKASMI	FSDM, Fès	Président
Pr. Maria do rosário CARVALHO	FCUL, Lisbonne	Rapporteur
Pr. Abderrahim LAHRACH	FST, Fès	Rapporteur
Pr. Mohamed ROUAI	FSM, Meknès	Rapporteur
Pr. Mohamed DAHIRE	FSDM, Fès	Examineur
Pr. Anasse BENSLIMANE	FSDM, Fès	Examineur
Pr. Telmo M. BENTO DOS SANTOS	FCUL, Lisbonne	Examineur
Pr. Ahmed NTARMOUCHANT	FSDM, Fès	Directeur de thèse
Pr. Luisa CARVALHO DUARTE	LNEG, Lisbonne	Invitée

Année universitaire : 2018-2019

Remerciements

Cela fait presque six années que ce travail aussi passionnant et formateur que difficile et fastidieux a débuté. Je n'en garderai que de bons souvenirs. Ces années m'ont fait prendre conscience de la difficulté d'un tel travail, mais surtout de la ténacité dont il faut faire preuve pour réussir à achever une thèse.

Lorsque j'ai entrepris la rédaction de cette thèse, la page de remerciements, dernière pierre de cet édifice, m'apparaissait comme un rêve lointain. Puis le manuscrit progressait et ce petit territoire vierge se remplissait dans ma tête d'une galaxie de personnes avec lesquelles j'ai gravité tout au long de ce parcours semé de joies et parfois d'amères désillusions. Je n'aurai pas réussi sans leur aide, elles m'ont entouré et soutenu durant tout ce temps, tant de point de vue professionnel que personnel. Ce sont ces personnes que je veux aujourd'hui remercier, bien que quelques mots puissent difficilement leur exprimer justement ma reconnaissance. Et si j'en oublie, je m'excuse platement, ma distraction me perdra.

S'il ne devait y avoir qu'une personne à mentionner, il s'agirait évidemment de mon directeur de thèse Mr le professeur Ahmed NTARMOUCHANT que je remercie pour sa confiance et son soutien permanents, qui m'ont permis de me lancer dans cette thèse et de la mener à son terme. Il a veillé au bon déroulement de cette thèse depuis son stade embryonnaire jusqu'à son stade d'éclosion, comme il a été pour mon Master il y'a six ans. Son encadrement sécurisant, sa disponibilité, tant au laboratoire que sur le terrain, sa compétence, son savoir scientifique, son sérieux, sa générosité, sa gentillesse, sa simplicité dans les rapports humains et surtout sa bonne humeur.

La rédaction de cette thèse sous sa direction a été une expérience dont je sors transformé à plus d'un niveau, et je ne garde que de bons souvenirs de nos années de travail ensemble.

Je tiens à le remercier ici à plus d'un titre : parce qu'il m'a confié un sujet aussi riche et aussi passionnant ; parce qu'il m'a permis de participer à plusieurs colloques nationaux et internationaux au cours desquels j'ai pu rencontrer de nombreux géologues chevronnés et parce qu'il m'a fait découvrir la géologie sous un autre angle. Je tiens à remercier également sa petite famille pour sa gentillesse et son hospitalité.

Je remercie également les honorables membres de jury Mr Ahmed NTARMOUCHANT, Mr Mohamed BELKASMI, Mr Abderrahim LAHRACH, Mr Mohamed ROUAI, Mr Mohamed DAHIRE, Mr Anasse BENSLIMANE, Mr Telmo M. BENTO DOS SANTOS et Mme Maria Do Rosário CARVALHO qui ont accepté d'examiner ce travail et de donner leurs critiques et remarques afin de le compléter et de le corriger pour l'édition finale.

De nombreuses analyses ont été effectuées lors de ce travail. Je remercie donc l'ensemble des personnes qui ont participé soit aux mesures sur le terrain, soit aux analyses en laboratoire. Merci à Marrero-Diaz Rayco et ses collaborateurs pour les analyses en laboratoire.

Je remercie également le personnel de l'institut de technologie et des énergies renouvelables (ITER) Tenerife en Espagne ainsi que le personnel du laboratoire de C2TN/IST de Lisbonne en Portugal. Une mention particulière à Mr Telmo M. Bento Dos Santos pour son appui durant ces nombreuses années de thèse.

Par la même occasion, je tiens à rendre un grand hommage au Docteur Luisa Duarte, ex-coordinatrice de l'« Unité d'investigation de géologie et de cartographie géologique » (UGCG) du LNEG au Portugal, pour sa sympathie et pour son accueil exceptionnel durant mes séjours à Lisbonne ainsi qu'au Docteur Fernanda Guimarães à Porto.

Merci à Mr Chibout Said directeur de la Société AFRICA-Géo service pour le matériel fourni pour les mesures sur le terrain et pour la réalisation des coupes tomographiques à Moulay Yacoub.

Je remercie également tous les professeurs du département de Géologie pour leurs encouragements, mes amis en particulier les enseignants du 2eme Lycée Militaire Royal ainsi que tous mes élèves.

Je voudrais exprimer également ma reconnaissance et présenter mes forts remerciements à mon ami le professeur SMAILI My Hachem pour son soutien constant, son aide ainsi que pour ses conseils.

Enfin, et puisqu'il est de coutume de garder le meilleur pour la fin, je remercie vivement ma famille, mon oncle, ma mère, ma femme et mes enfants, Ayoub, Safae et Hanae. La thèse a parfois été un moment difficile pour mes proches, surtout pour ma femme et ma mère parce que je me suis investi dans ce travail au détriment du temps que je devais leur consacrer, je leur dois l'aboutissement de ce travail.

Résumé

La répartition des sources thermales au Maroc est fortement liée aux principales structures tectoniques régionales. Dans la zone septentrionale, une relation étroite entre les eaux thermales d'une part, et les intersections des failles NE-SW avec le système des chevauchements actifs Est-Ouest d'autre part, a été confirmée. L'illustration d'une telle relation sera basée, dans ce travail, sur l'étude des sources thermales de Bab Tiouka, Outita, My Driss Zerhoun, My Yacoub, Ain Allah, Tghat et Hamma Zalagh situées sur le front de cisaillement sud rifain (FCSR).

L'étude de ces sources thermales du FCSR ainsi que certaines du domaine meseto-atlasique (Oulmès, Issouka et Moulay Ali Chérif), par une approche interdisciplinaire associant à la fois la géologie, l'hydrodynamique, l'hydrogéochimie et l'isotopie, permettra de mieux comprendre et contraindre le modèle conceptuel hydrogéologique des eaux thermominérales sourdant au niveau de ces deux localités marocaines.

La connaissance de l'environnement géologique et la mise en évidence de son impact sur la signature géochimique des sources thermales, permettront de mieux cerner les interactions eaux-roches et d'établir une nouvelle classification des sources thermales marocaines étudiées. Cette classification tiendra compte de la charge de ces eaux en matière minérale reflétant la nature lithologique des formations géologiques traversées, et les différents taux de dilution occasionnés par les mélanges au sein des différents réservoirs géologiques.

La signature géochimique des eaux thermales étudiées, atteste de leur circulation au sein de différents réservoirs autre que l'aquifère calcaire liasique, souvent considéré par nos prédécesseurs comme étant le principal pour les eaux thermales marocaines. Dans cette optique, l'enrichissement graduel des éléments majeurs des eaux chaudes étudiées, serait en relation avec une influence de plus en plus marquée, en allant des sources sourdant au niveau du socle paléozoïque, à celles jaillissantes au niveau des formations marneuses du Miocène.

Par ailleurs, les analyses isotopiques des eaux soumises à l'étude, montrent une forte homogénéité dans leur signature isotopique, suggérant ainsi une origine météorique similaire. Ces eaux ont été en effet, rechargées avant les années 1950 et à différentes altitudes.

La géothermométrie atteste que les températures de ces eaux au sein des réservoirs oscillent entre 50°C et 150°C à des profondeurs estimées entre 714 et 3045 m. Par ailleurs, certaines sources affichent une contribution endogène de CO₂ probablement en relation avec un dégazage mantellique. Ce constat, a été enregistré au niveau des sources sourdant à l'intersection des principales structures tectoniques actives.

En conclusion, on évoque la possibilité de l'utilisation de certaines sources thermales à des fins géothermiques dont des compléments d'étude sont également suggérés.

Mots clés : sources thermominérales, géothermie, géochimie, isotopes, Maroc septentrional.

Abstract

The repartition of the thermal springs in Morocco is closely related to the main regional tectonic structures. A close relationship between the « resurgences » of the thermal waters from one side, and between the East-West active overlap system from another, was confirmed. In this work, the illustration of such a relationship will be based on the thermal springs of Bab Tiouka, Outita, My Driss Zerhoun, My Yacoub, Ain Allah, Tghat and Hamma Zalagh which are located on the FCSR

The study of these hot springs of the FCSR, as well as some of the meseto-atlasic field (Oulmès, Issouka, My Ali Chérif), through an interdisciplinary approach associating the geology, the hydrodynamics, the hydrogeochemistry and the isotopy all together, will provide a better understanding and help constrain the hydrogeological conceptual model of thermo-mineral waters emerging at the level of these two Moroccan localities.

The understanding of the geological environment and the demonstration of its impact on the geochemical signature of the thermal waters, will help understand the water-rock interactions and to establish a new classification of studied Moroccan thermal springs. This classification will take into account the load of these waters in mineral matter reflecting the lithological nature of the crossed geological formations, and the different dilution rates caused by the mixtures within the different possible geological reservoirs.

The geochemical signature of the studied thermal waters, attests to their circulation within different reservoirs other than the Liasic limestone aquifer, often considered by our predecessors, as the main one for Moroccan thermal waters. From this point of view, the gradual enrichment of the major elements of the studied hot waters, would strongly be related to a deeper influence, going from emerging sources to the Paleozoic basement level, to those springing up at the level of the Miocene marly formations.

Moreover, the isotopic analysis of the waters being studied show a strong homogeneity in their isotopic signature, suggesting a similar meteoric origin. In fact, these waters were, recharged before the 1950s and at different altitudes.

Geothermometry testifies that the temperatures of these waters in the reservoirs vary between 50 ° C and 150 ° C at estimated depths between 714 and 3045 m. In addition, some sources show an endogenous contribution of CO₂ probably in relation to a mantle degassing. This observation was recorded at the level of emerging sources at the intersection of the main active tectonic structures.

In conclusion, we mention the possibility of the use of certain thermal springs for geothermal purposes, of which additional studies are suggested.

Key words : thermomineral sources, geothermal, geochemistry, isotopes, Northern Morocco.

Résumé	3
Abstract.....	4
Chapitre I : Introduction générale.....	17
I-Introduction.....	18
I-1 Préambule.....	18
I-2 Les systèmes hydrothermaux	18
I-3 Le thermalisme.....	19
I-4 Les objectifs de ce mémoire.....	26
Chapitre II :	28
Méthodes appliquées pour le prélèvement et l'analyse de l'eau thermale.	28
Méthodologie.....	29
I- Travaux de terrain	29
I-1 Campagne de géophysique.....	29
I-2 Campagnes d'échantillonnages	31
II- Travaux de laboratoire.....	32
Chapitre III :	33
Cadre géographique et géologique des sources thermales du FCSR.....	33
Introduction	34
A- Les Rides Sud Rifaines (RSR).....	35
I- Cadre géographique	35
II- Cadre géologique.....	37
II-1 Données structurales	37
II-2 Lithostratigraphie.....	38
B- Le bassin de Saïs.....	43
I- Cadre géographique	43
II- Cadre géologique	44
II-1 Lithostratigraphie.....	44
C- Les sources thermales des Rides Sud Rifaines (RSR).....	48
I-Introduction.....	48

II-Les sources du couloir de Moulay Yacoub (Bab Tiouka et Outita)	48
II-1 Cadre géographique	48
II-2 Cadre géologique	50
II-3 Conclusion	58
III- La source thermale de Moulay Idriss Zerhoun.....	59
III-1 Cadre géographique.....	59
III-2 Cadre géologique.....	61
IV- Les sources thermales de Tghat et de Hamma Zalagh.....	66
IV-1 Cadre géographique.....	66
IV-2 Cadre géologique.....	69
D- Les sources thermales du Bassin de Saïs (AA et MYF).....	73
I- cadre géographique	74
II Cadre géologique	76
II-1 Lithostratigraphie	76
II-2 Cadre structural.....	83
E- Evolution structurale du FCSR	86
I-Introduction.....	86
II-Tomographie électrique dans la région de Moulay Yacoub.....	87
II-1- Localisation	87
II-2 Les profils tomographiques.....	88
II-2 Conclusion	91
III- La structure du FCSR à Mouguetaya.....	92
IV-Conclusion	94
Chapitre IV :	95
Cadre géographique et géologique des sources thermales du domaine meseto-atlasique	95
Introduction	96
A-La source thermale du MHCM (Oulmès).....	99
I- Cadre géographique	99

II-Cadre géologique.....	100
II-1 Introduction.....	100
II-2 Lithostratigraphie.....	102
II-3 Evolution structurale.....	104
B- La source thermique d'Issouka (Moyen Atlas).....	107
I - Cadre géographique	107
II-Cadre Géologique.....	108
II-1 Introduction.....	108
II-2 Lithostratigraphie.....	112
II-3 Cadre structural.....	114
C- La source thermique de Moulay Ali Chérif (Haut Atlas)	118
I - Cadre géographique	118
II - Cadre géologique.....	120
II-1 Introduction.....	120
II-2-Lithostratigraphie.....	123
II-3 Contexte structural	125
Chapitre V : Hydrochimie et géochimie isotopique des sources thermales du FCSR et du DMA.	129
Introduction	130
A- Les sources thermales du FCSR	130
I- Hydrochimie	130
I-1. Paramètres physico-chimiques.....	130
I-2 Les éléments majeurs	136
I-3 Les éléments en traces.....	154
I-4 Conclusion.....	156
II-Géochimie isotopique.....	157
II-1 Introduction.....	157
II-2 les isotopes stables de la molécule d'eau.....	157
II-3 Altitude de recharge au niveau du FCSR.....	160

II-4 Traçage des eaux souterraines par le tritium.....	162
II-5 Le carbone-13 : indice de l'échange isotopique	164
III Géothermométrie	166
III-1 Introduction	166
III-2 Méthode de Giggenbach (1988)	166
IV-Conclusion	169
B- Les sources thermales du domaine meseto-atlasique (DMA).....	171
I- Hydrochimie	171
I-1 Paramètres physico-chimiques.....	171
I-2 Les éléments majeurs	174
I-3 Apport des éléments en traces.....	183
I-4 Conclusion.....	186
II-Géochimie isotopique	187
II-1 Apport des isotopes stables de la molécule d'eau.....	187
II-2 Altitude des zones de recharge des sources meseto-atlasiques.....	188
II-3 Le temps de séjour des eaux thermales.....	189
II-4 Traçage isotopique par le carbone 13 (¹³ C)	190
II-5 Thermométrie.....	191
III-Conclusion.....	193
Chapitre VI : Comparaison entre les systèmes hydrothermaux du FCSR et ceux du DMA	
.....	195
I- Hydrochimie des sources thermales du FCSR et du DMA.....	196
I-1 Paramètres physico-chimiques	196
I-2 Classification chimique	198
I-3 Corrélations chimiques.....	201
I-4 Nature lithologique des réservoirs.....	203
I-5 Les éléments en traces.....	205
I-6 Conclusion.....	206
II-Géochimie isotopique	207

II-1 Contribution des isotopes stables de la molécule d'eau.....	207
II-2 Les zones de recharge	208
II-3 Le rôle du tritium dans le traçage des eaux souterraines	210
II-4 Thermométrie.....	211
III-Conclusion.....	213
Chapitre V II : Conclusion générale et discussion.....	214
VII -1 – Conclusion et discussion.....	215
VII - 2 - Perspectives	220
Références bibliographiques.....	221
Annexe 1.....	235
Article	238

Listes des Figures

Figure 1: Bloc diagramme illustrant le fonctionnement d'un système thermal (BRGM)	21
Figure 2: Répartition des sources thermales au niveau de la rive sud de la méditerranée (Maroc, Algérie et Tunisie) (Lahlou Mimi et al., 1999 modifiée).....	22
Figure 3: Carte de la répartition des sources thermales (Lahlou Mimi et al., 1999, modifiée)	23
Figure 4: Carte de localisation des sources thermales au niveau de la zone Nord Marocaine (Lahlou Mimi et al 1998, modifiée)	34
Figure 5: Carte géologique des rides Sud rifaines et du Sillon Sud Rifain (d'après Faugères, 1978, redessinée, dans ce travail).	36
Figure 6: Carte géologique montrant l'emplacement des forages ZR-3 et OR-3 au niveau de la zone de Sidi Fili (d'après Faugères, 1978, redessinée).	39
Figure 7: Log stratigraphique synthétique des forages ZR3 et OR3 (d'après Kenafi 2002).	40
Figure 8: Carte géologique du bassin crétacé des RSR (d'après la carte géologique de Beni Amar au 1/50 000).	42
Figure 9: Log stratigraphique de la série du Crétacé supérieur-Paléocène des RSR (d'après Faugères, 1978 et Benzaggagh, 2016 b).....	43
Figure 10: Carte structurale du Rif externe, du bassin du Saïs et du Nord de la zone Meseta- Moyen Atlas (Chalouan et al., 2014, modifiée)..	45
Figure 11: Log stratigraphique synthétique du bassin de Saïs (Essahlaoui, 2000).	46
Figure 12: Carte topographique montrant la situation des sources thermales d'Outita et de Bab Tiouka (extrait des cartes topographiques de Sidi Kacem et d'El Kansera 1/50000)	49
Figure 13 : Diagramme ombrothermique de la zone de Bab Tiouka-Outita	50
Figure 14: Log stratigraphique de la série jurassique établi à partir des données du forage Bd10-ONAREP.	51
Figure 15: Log stratigraphique montrant la série jurassique au niveau de la zone d'Outita, selon Faugères (1978).....	52
Figure 16: Log stratigraphique montrant la série miocène au niveau de la zone Outita, selon Faugères (1978).....	53
Figure 17 : A- Carte géologique de la zone de Bab Tiouka extraite de la carte géologique de Sidi Kacem 2004.	55
Figure 18: Carte géologique du secteur d'Outita (d'après Faugères, 1978).....	57
Figure 19: Extrait de la carte topographique de Sidi Kacem (1/50000) montrant la situation de la source thermale de Moulay Idriss Zerhoun.	60
Figure 20: Diagramme ombrothermique de la zone de Moulay Idriss Zerhoun	60
Figure 21: Carte géologique du massif de Moulay Idriss (extrait des cartes géologiques de Sidi Kacem et Bni Amar 1/50000)	62
Figure 22: Log stratigraphique montrant la série jurassique de Jbel Dehar En Nsour et de Jbel Zerhoun selon Faugères (1978).	64
Figure 23: Carte topographique montrant la situation des sources thermales de Tghat et de Zalagh. ..	67
Figure 24: Diagramme ombrothermique de la zone de Jbel Tghat et de Jbel Zalagh	68

Figure 25: Logs stratigraphiques montrant la série jurassique :	70
Figure 26: A-carte géologique de Jbel Tghat (Chalouan et al. 2006). B- Coupe XY	72
Figure 27: Carte géologique de Jbel Zalagh (Chalouan et al. 2006)	73
Figure 28: Carte géomorphologique du secteur de Moulay Yacoub-Ain Allah (Lakhdar et al 2006)..	75
Figure 29: Diagramme ombrothermique de la région de Moulay Yacoub - Ain Allah	76
Figure 30: Log stratigraphique du sondage d'Ain Allah (Wernli, 1987)	77
Figure 31: Carte géologique de la région de Moulay Yacoub d'après Bruderer et al. ; 1950 (modifiée par Lakhdar et al., 2006).	78
Figure 32: Log stratigraphique de la région de My Yacoub (Lakhdar, 2004 ; et Lakhdar et al., 2006, 2007)	82
Figure 33: Coupe synthétique de la structuration de la région de My Yacoub (Lakhdar et al., 2006)..	83
Figure 34: Carte structurale de la zone de Moulay Yacoub (Lakhdar et al., 2006 et 2007).....	85
Figure 35: Situation des profils tomographiques sur la carte topographique Fès Ouest 1/50000	87
Figure 36: Profils de tomographie électrique réalisés dans la zone de Moulay Yacoub.	90
Figure 37: Carte structurale de l'arc oriental des Rides Sud Rifaines montrant la zone de Aicha Mouguetaya (d'après la carte géologique au 1/50 000 de Beni Amar).....	93
Figure 38: Coupe synthétique réalisée dans le secteur de Aicha Mouguetaya (Habibou et al., 2012).	93
Figure 39: MNT de la zone Nord du Maroc (USGS EarthExplorer).	96
Figure 40: Carte géologique simplifiée du domaine meseto-atlasique (Teixell et al., 2003), avec localisation des sources thermales étudiées dans ce domaine.....	98
Figure 41: Carte topographique d'Oulmès montrant la situation de la source thermale d'Oulmès.	99
Figure 42: Diagramme ombrothermique de la région d'Oulmès.	100
Figure 43: Unités structurales du Massif Hercynien Central marocain (Bouabdelli, 1989)	101
Figure 44: Carte géologique d'Oulmès (MHCM) avec localisation de la source thermominérale d'Oulmès (Baudin et al., 2001).....	102
Figure 45: Carte des linéaments au niveau du massif granitique d'Oulmès (GéoAtlas, 2008).....	106
Figure 46: Carte topographique d'Immouzer Marmoucha montrant la situation de la source thermale d'Issouka.	107
Figure 47: Diagramme ombrothermique de la région d'Issouka.....	108
Figure 48: Carte géologique du Moyen Atlas avec l'emplacement de la source thermominérale d'Issouka (Frizon de Lamotte et al., 2008).....	109
Figure 49: MNT du Moyen Atlas Plissé (USGS EarthExplorer).	111
Figure 50: MNT de la région d'Issouka et sa position par rapport aux dépocentres de Skoura et de Marmoucha (USGS EarthExplorer).....	115
Figure 51: Carte géomorphologique de la région de Foug Zaabel.	119
Figure 52: Diagramme ombrothermique de la région de Foug Zaabel	119
Figure 53: MNT du Haut Atlas (USGS EarthExplorer).	122
Figure 54: Extrait de la carte géologique du Haut Atlas au Nord de Ksar Es souk et de Boudenib (Région de Foug Zaabel modifiée)	125
Figure 55: Carte du gradient géothermique du Maroc (Zarhloule, 2004).	133
Figure 56: Histogramme de TDS des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.	135

Figure 57: Histogramme montrant la variation de la conductivité électrique des sources thermales étudiées	136
Figure 58: Représentation graphique des balances ioniques des sources thermales du FCSR.	137
Figure 59: Variation des concentrations (mg/L) des cations et des anions des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.	139
Figure 60: Application du diagramme du Durov (1948) pour la classification physico-chimique des eaux thermominérales échantillonnées au niveau du FCSR.....	140
Figure 61: Représentation des éléments majeurs des sources thermales étudiées du FCSR sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.	142
Figure 62: Représentation des plages des éléments majeurs des sources thermales	143
Figure 63: Corrélations binaires entre les éléments chimiques des eaux thermales échantillonnées au niveau du FCSR.	148
Figure 64: Représentation graphique des diagrammes de référence établis par D'Amore et al., (1983).	152
Figure 65: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales étudiées au niveau du FCSR.	153
Figure 66: Concentration des éléments en traces des eaux thermales du FCSR.	155
Figure 67: Relation $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des eaux thermales étudiées au niveau du FCSR ainsi	159
Figure 68: Détermination des altitudes moyennes des zones de recharge des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.	161
Figure 69: Diagramme binaire tritium vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux du FCSR échantillonnées ainsi que les données de précipitations de certaines stations marocaines GNIP (1994-2004)	163
Figure 70: Variation de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDC}}$ en fonction de HCO_3 dans les eaux thermales échantillonnées	165
Figure 71: Diagramme triangulaire Na-K-Mg ^{1/2} appliqué aux sources thermales étudiées du FCSR (d'après Giggenbach 1988).....	167
Figure 72: Histogramme de TDS des sources thermales étudiées au niveau du DMA.....	173
Figure 73: Histogramme montrant la variation de la conductivité électrique des sources thermales meseto-atlasique étudiées.....	174
Figure 74: Représentation graphique des balances ioniques des sources thermales du DMA.....	175
Figure 75: Variation de la teneur des cations et des anions des sources thermales du DMA.	175
Figure 76: Application du diagramme du Durov (1948) pour la classification physico-chimique des eaux thermominérales échantillonnées au niveau du DMA.	177
Figure 77: Représentation des éléments majeurs des sources thermales étudiées au niveau du domaine meseto-atlasique sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.....	178
Figure 78: Corrélations binaires entre les éléments chimiques des sources thermales du DMA.	181
Figure 79: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales du DMA. ...	183
Figure 80: Variation de la concentration des éléments en traces des eaux thermales du DMA.....	184
Figure 81: Relation $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des eaux thermales meseto-atlasiques ainsi que les précipitations enregistrées au Maroc durant la période 1994-2004 (GNIP).	188
Figure 82: Détermination des altitudes moyennes des zones de recharge au niveau du DMA.....	189

Figure 83: Diagramme binaire Tritium vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux thermominérales échantillonnées au niveau du DMA ainsi que les données des précipitations de certaines stations marocaines GNIP (1994-2004)	190
Figure 84: Variation de $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDC}}$ en fonction de HCO_3 des eaux thermales du DMA	191
Figure 85: Diagramme triangulaire Na-K-Mg ^{1/2} appliqué aux sources thermales étudiées au niveau du DMA (d'après Giggenbach 1988).....	192
Figure 86: Histogramme de TDS des sources thermales étudiées au niveau du DMA et du FCSR. ..	197
Figure 87: Classification physico-chimique des eaux thermominérales échantillonnées au niveau du FCSR et du DMA (Diagramme du Durov 1948).....	199
Figure 88: Représentation des éléments majeurs des sources thermales étudiées au niveau du FCSR et du domaine meseto-atlasique sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.....	200
Figure 89: Représentation des plages des éléments majeurs des sources thermales	200
Figure 90: Diagrammes binaires des éléments majeurs des sources thermales étudiées au niveau du FCSR et du DMA.	202
Figure 91: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales échantillonnées au niveau du FCSR et du DMA.	204
Figure 92: Variation de la concentration des éléments en traces des eaux thermales échantillonnées au niveau du FCSR et du DMA.....	206
Figure 93: Relation $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des eaux thermales étudiées au niveau du FCSR et du DMA ainsi que les précipitations enregistrées au Maroc durant la période 1994-2004 (GNIP).	208
Figure 94: Détermination de altitudes moyennes des zones de recharge au niveau du FCSR et du DMA.	209
Figure 95: Diagramme binaire ^3H vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux thermominérales échantillonnées ainsi que les données de précipitations de certaines stations marocaines GNIP (1994-2004)	210
Figure 96: Diagramme triangulaire Na-K-Mg appliqué aux sources thermales étudiées du DMA et du FCSR (Giggenbach, 1988).....	211
Figure 97: Carte géologique du Nord du Maroc montrant les différentes zones de recharge (d'après Tassi et al.,2006 modifiée).	217
Figure 98: Modèle tectonique en 3D montrant la circulation des eaux souterraines après leur infiltration. (Coupe transversale d'après Gièse et Jacobshagen 1992 et Piqué 1994).....	219

Liste des Photos

Photo 1: Série jurassique au niveau d'Outita	52
Photo 2: Série miocène au niveau d'Outita (El Khafifi et El Haddad 2009).....	53
Photo 3: Miroir strié avec gradins d'une faille décrochante senestre N80E. (carrière au voisinage de Bab Tiouka).....	56
Photo 4: Faille à jeu normal, soulignée par une brèche tectonique au niveau de Moulay Yacoub Outita	58
Photo 5: Formations du Crétacé soulignant le deuxième plan de décollement dans la région de Moulay Yacoub	81
Photo 6: Formations de flyschs situées loin du front de chevauchement au nord de My Yacoub.	82
Photo 7: Marnes grises à bancs gréseux	82
Photo 8: Photo illustrant le phénomène du diapirisme survenu au niveau des argiles triasiques dans la zone de Moulay Yacoub.	91
Photo 9: Les plages mises en évidence par la tomographie dans le secteur de My Yacoub	92
Photo 10: Formations triasiques et dômes salifères à proximité du piton Hajret El Belboul.....	94
Photo 11: Style tectonique cassant observé au niveau des formations domériennes dans la région de Foum Zaabel	128

Liste des planches

Planche 1: A- Dispositif de mesure de tomographie électrique et B-Matériels de ARES-II	30
Planche 2: Formations paléozoïques dans le secteur de Moulay Yacoub. A-Brèche tectonique ; B-Bloc de conglomérat ; C- Cassure conchoïdale observée au niveau d'un quartzite; D-Gneiss, E- Bloc métrique de roche méta sédimentaire.	79
Planche 3: Formations triasiques dans le secteur de Moulay Yacoub. A-Argiles évaporitiques; B-Diapir; C-Gypse; D- Cristaux de sel gemme.....	80
Planche 4 : Formations argileuses au niveau des fronts de chevauchement. A-Zone de Rokba Touila ; B- Douar Azib El Qaïd.....	88
Planche 5: Log stratigraphique de la zone d'Issouka avec photos illustrant les différentes formations.	113
Planche 6: Formations et structures observées au niveau de secteur d'étude.....	116
Planche 7: Structures cassantes observées à proximité de la source thermique d'Issouka.....	117
Planche 8: Formations sédimentaires de la zone d'étude (Hammat MAC). A-Log stratigraphique ;.	124
Planche 9: Eléments structuraux observés au niveau de la zone de Foum Zaabel. A-Filons de calcite, B- Filons de calcite et pli, C-Diaclases, D- Plis en kink ; E- faille inverse à la sortie Nord du Tunnel de Foum Zaabel avec un fort pendage, F- Miroir de faille	126
Planche 10: A- Plis en Kink , B- Plis dissymétriques, C- Calcaires lités avec pendage fort à proximité de Foum Zaabel, D- Calcaire avec un pendage faible, E-décrochevauchement à proximité du tunnel de Foum Zaabel.....	127
Planche 11: Sources thermales de la zone du FCSR (objet de ce travail).....	131
Planche 12: Sources thermales étudiées au niveau du DMA. A-A' : Source Issouka ; B-B' : source My Ali Chérif ; C-C' : Source d'Oulmès.....	171

Liste des Tableaux

Tableau 1: Paramètres physico-chimiques des sources thermales du FCSR.....	132
Tableau 2: Composition en éléments majeurs des eaux des sources thermales étudiées au niveau de la zone du FCSR.....	138
Tableau 3: Indices de saturation des eaux des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.	150
Tableau 4: Indications lithologiques des paramètres chimiques calculés par la méthode IIGR (D'Amore et al., 1983).....	151
Tableau 5: Concentrations d'éléments en traces (en $\mu\text{g} / \text{L}$) des eaux thermominérales échantillonnées dans la zone du FCSR.	154
Tableau 6: Teneurs isotopiques des eaux thermales étudiées au niveau du FCSR ainsi que l'excès de deutérium (d) (Campagne 2014).	158
Tableau 7: Altitudes moyennes des zones de recharge des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.	161
Tableau 8: Teneur du Tritium et du carbone inorganique total dissous au niveau des eaux thermales étudiées et leur temps de séjour au sein des réservoirs.....	163
Tableau 9: Valeurs théoriques de la température d'équilibre (T_{equil}) obtenues par la géothermométrie classique (Giggenbach, 1988) et chimique (Spycher et al., 2014).	169
Tableau 10: Paramètres physico-chimiques des sources thermales meseto-atlasiques étudiées.....	172
Tableau 11: Composition en éléments majeurs des eaux des sources thermales étudiées au niveau du DMA.....	174
Tableau 12: Indices de saturation des eaux des sources thermales étudiées au niveau du DMA.....	185
Tableau 13: Concentrations d'éléments en traces (en $\mu\text{g} / \text{L}$) des eaux thermominérales échantillonnées dans la zone du DMA.....	185
Tableau 14: Teneurs isotopiques des eaux thermales étudiées au niveau du DMA (campagne 2014).	187
Tableau 15: Altitudes moyennes des zones de recharge des sources thermales du DMA.	189
Tableau 16: Valeurs théoriques de la température d'équilibre (T_{equil}) obtenues par la géothermométrie classique (Fournier, 1977 et Giggenbach, 1988) et chimique (Spycher et al., 2014).....	193
Tableau 17: Composition en éléments majeurs des eaux thermales étudiées du DMA.et du FCSR...	198
Tableau 18: Teneurs isotopiques des eaux thermales échantillonnées au niveau du FCSR et du DMA (Campagne 2014)	207
Tableau 19: Altitudes moyennes des zones de recharge des sources thermales du FCSR et du DMA.	209
Tableau 20: Teneur du Tritium et du TDIC au niveau des eaux thermales étudiées.....	210
Tableau 21: Valeurs théoriques de la température d'équilibre des sources thermales étudiées obtenues par les géothermomètres : Calcédoine (Fournier, 1977), Na / K et K / Mg (Giggenbach, 1988); PHREEQC multi-minéraux (Spycher <i>et al.</i> , 2014).....	212

Chapitre I : Introduction générale

I-Introduction

I-1 Préambule

Le Maroc, pays dépendant sur le plan énergétique des aléas du marché mondial, adopte une stratégie énergétique visant la conversion de son bouquet énergétique vers les énergies renouvelables. Ces dernières ont des sources dont le renouvellement naturel est assez rapide pour qu'elles puissent être considérées comme inépuisables à l'échelle du temps humain. Elles proviennent de phénomènes naturels comme le soleil, le vent, la chaleur de la terre (la géothermie), les chutes d'eau, les marées ou encore la croissance des végétaux. Les énergies renouvelables n'engendrent pas ou peu de déchets ou d'émissions polluantes et participent à la lutte contre l'effet de serre et les rejets de CO₂ dans l'atmosphère, tout en facilitant la gestion raisonnée des ressources locales. L'énergie géothermique constitue l'une parmi les formidables sources d'énergies renouvelables de notre planète. Elle désigne la chaleur naturellement présente dans le sous-sol du globe terrestre en profondeur, pouvant s'extérioriser à la surface sous forme de volcans ou de sources thermales. La géothermie utilise cette chaleur pour le chauffage et la production d'électricité. Ainsi, l'exploitation des aquifères hydrothermaux apparaît plus que jamais comme une solution alternative. Ces aquifères ont la particularité de drainer et de stocker l'eau en grande profondeur pour qu'elle se réchauffe suite à l'augmentation du flux géothermique, avant de rejoindre la surface où l'eau restitue une partie de sa chaleur. Aujourd'hui, le développement des technologies permet d'utiliser l'eau thermale comme une ressource énergétique renouvelable, en exploitant sa chaleur naturelle.

I-2 Les systèmes hydrothermaux

I.2.1 Définition

L'hydrothermalisme est l'ensemble des processus et des phénomènes se rapportant à la circulation souterraine d'eau et de son réchauffement. La définition du terme d'hydrothermalisme est imprécise puisqu'il ne revêt pas la même signification selon les communautés scientifiques. L'hydrothermalisme est considéré comme un pôle englobant trois thématiques de recherche principales : le magmatisme, la géothermie et enfin le thermalisme.

I.2.2 Activité d'un système hydrothermal

Le système hydrothermal est un processus naturel de transfert d'énergie thermique à l'intérieur de la croûte terrestre. Son fonctionnement requiert plusieurs composantes dont la plus importante est le fluide calorporteur, en général c'est l'eau, qui va permettre ce transfert.

Chaque système hydrothermal se compose d'un volume de roches où les conditions de température, de pression et d'environnement chimique varient continuellement. Dans ce système s'observe : (1) un flux des fluides hydrothermaux, (2) une altération géochimique des roches consécutives aux interactions fluides / roches et (3) des zones de formation de nouveaux minéraux caractérisant les hautes températures et les flux importants. Ces trois phénomènes constituent un ensemble appelé : « processus ou activité hydrothermale ».

I.2.3 Processus hydrothermal

La complexité de tout système hydrothermal est liée à la diversité des paramètres intervenant dans sa structuration et son fonctionnement. Cette diversité réside dans les caractéristiques des roches encaissantes, le dispositif structural, les propriétés de l'hydrodynamisme du fluide et la nature des interactions entre le fluide hydrothermal et les roches encaissantes.

L'étude des systèmes hydrothermaux, nécessite au préalable une parfaite connaissance du rôle de chacun de ces paramètres, basée sur :

- Une approche géologique et géophysique permettant la compréhension du système.
- Une approche hydrodynamique et thermique pour définir les modes de circulation des fluides.
- Une approche géochimique pour déterminer la nature physico-chimique des fluides hydrothermaux.

I-3 Le thermalisme

I.3.1 Définition du thermalisme

Le thermalisme se définit comme l'ensemble des moyens médicaux, sociaux, sanitaires, administratifs et d'accueil, mis en œuvre pour l'utilisation, à des fins thérapeutiques, d'agents naturels que sont les eaux minérales et thermales, les gaz thermaux et les boues thermales.

D'un point de vue étymologique, le terme « Thermale » (du grec Thermos : chaud) fait référence à la température des eaux souterraines. Par contre, au sens hydrologique, une eau thermale n'avait pas de définition officielle. Cependant, au fur et à mesure que les connaissances scientifiques se développaient, plusieurs définitions lui ont été attribuées. Ainsi, en 1856 l'Abbé Paramelle définit l'eau thermale comme une eau de source présentant tous les degrés de chaleur depuis l'eau bouillante jusqu'à celle tempérée, sans toutefois prendre en considération la température moyenne de la zone d'émergence, susceptible de varier d'une région à l'autre. En 1939, Gosselin et Schöeller précisent que l'eau thermale est une eau

souterraine dont la température est d'au moins supérieure de 5°C à la température moyenne des sources ordinaires. Bakalowicz *et al.*, 1987, reprennent la définition de Gosselin et Schöeller et s'accordent à dire qu'une eau est thermale quand sa température à l'émergence est supérieure d'au moins 5°C à la température moyenne annuelle de l'air. En 1991, Mazor définit l'eau thermale comme une eau caractérisée par une température supérieure de 6°C à la température moyenne annuelle.

L'appellation d'eau thermale cumule en réalité deux qualificatifs, eau chaude dont la température est significativement supérieure à la température moyenne annuelle de l'air et eau minérale utilisée dans un établissement thermal (Blavoux, 2009).

I.3.2 le mode de fonctionnement d'un système thermal

Le fonctionnement d'un système thermal est marqué par trois étapes (Fig. 1) :

- Un transfert des eaux météoriques vers la profondeur. Ce transfert se fait par un réseau de percolation qui va permettre à l'eau infiltrée d'atteindre des profondeurs importantes et donc des températures élevées.
- Un réchauffement des eaux lié essentiellement au gradient géothermique local ou régional.
- Une remontée rapide à la surface par l'intermédiaire de zones de forte perméabilité telles que des failles, des diaclases, des filons ou des contacts sédimentaires, assurant pour l'essentiel, une conservation de la température et de la minéralisation acquise en profondeur.

Le moteur de cette remontée peut être de trois types :

- Pression hydrostatique liée à une différence d'altitude entre la zone d'infiltration et la zone d'émergence créant ainsi une différence de charge suffisante pour faire remonter les eaux vers la surface (système en U ou de siphon).
- Présence des gaz dissous qui faciliteraient la remontée des fluides vers la surface. En effet, lorsque la pression diminue au moment de la remontée, les gaz dissous sont libérés provoquant une diminution de la densité du fluide constitué dès lors d'une phase liquide et d'une gazeuse (Valles, 2007).
- Diminution de la densité de l'eau chaude lorsque la température augmente, favorisant la remontée des eaux vers la surface même si elle constitue rarement une condition suffisante.

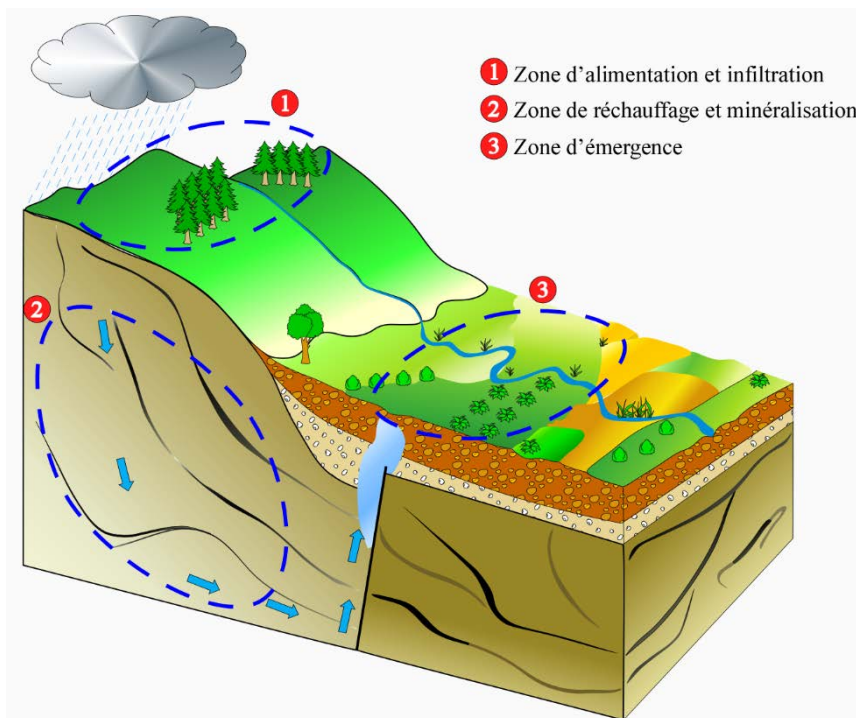


Figure 1: Bloc diagramme illustrant le fonctionnement d'un système thermal (BRGM)

I.3.3 Histoire du thermalisme au fil des temps

Le thermalisme, fait social et culturel, est considéré comme une pratique hygiénique souvent curative. Ainsi, l'usage des eaux thermales a été évoqué dès le VI^e siècle av. J.-C. par le grec Ibycos, mais l'utilisation des eaux chaudes à usage médical, a été datée de 3000 ans avant J.C. aussi bien en Italie qu'en Grèce et en Egypte.

Toutefois, le thermalisme trouve son origine à l'époque des Romains. Déjà à l'époque, ces eaux chaudes étaient reconnues pour leurs vertus thérapeutiques. Après une longue période d'hibernation pendant le Moyen âge, le thermalisme renaît de ses cendres et revient à la mode au début du XVI^e siècle par la redécouverte de ses bienfaits. Au fil des siècles, le thermalisme n'est pas resté figé sur l'application de ses moyens traditionnels. Il s'efforce d'optimiser les bienfaits des eaux thermales par des techniques, mises au point par des médecins et des ingénieurs spécialisés dans le thermalisme, sans cesse renouvelées et améliorées, pour des résultats toujours plus performants.

De nos jours, les sources thermales acquièrent un intérêt grandissant pour l'homme, dans le cas où les systèmes géothermaux peuvent représenter une ressource énergétique renouvelable. L'utilisation d'une telle source énergétique a l'avantage d'avoir un faible impact sur l'environnement et se révèle très rentable dans de nombreux pays où les conditions géologiques et hydrologiques sont favorables à la formation de systèmes géothermaux.

I.3.4 Le thermalisme au Maroc

Les pays du domaine Méditerranéen recèlent un grand nombre de sources thermales (Fig. 2), du fait de leur contexte géodynamique local. Le Maroc, en particulier avec sa position privilégiée par rapport à la façade atlantique constituant sa source principale d'arrosage (Combe, 1971 ; Carlier, 1971 ; Ruhard, 1977 ; Winckel, 2002), est doté d'un patrimoine thermal très important suscitant un intérêt grandissant. Ses exutoires thermaux se manifestent par l'existence de plus de 120 sources thermales (Fig. 3). Ces eaux sourdent avec des températures et des signatures minéralisées très variées (Bahaj, 1997 ; Lakhdar *et al.*, 2006 et 2007 ; Winckel, 2002). Cette diversité a permis, au début du XX^{ème} siècle, l'essor du thermalisme par une utilisation thérapeutique de ces eaux.

Les sources thermales au Maroc représentent une ressource avantageuse et favorable à l'instauration d'une activité économique importante et diversifiée dans le pays, au sein des sites souvent dépourvus d'activités industrielles. Ceci pourrait être considéré comme un point d'ancrage favorable au développement durable de certaines de ces régions.

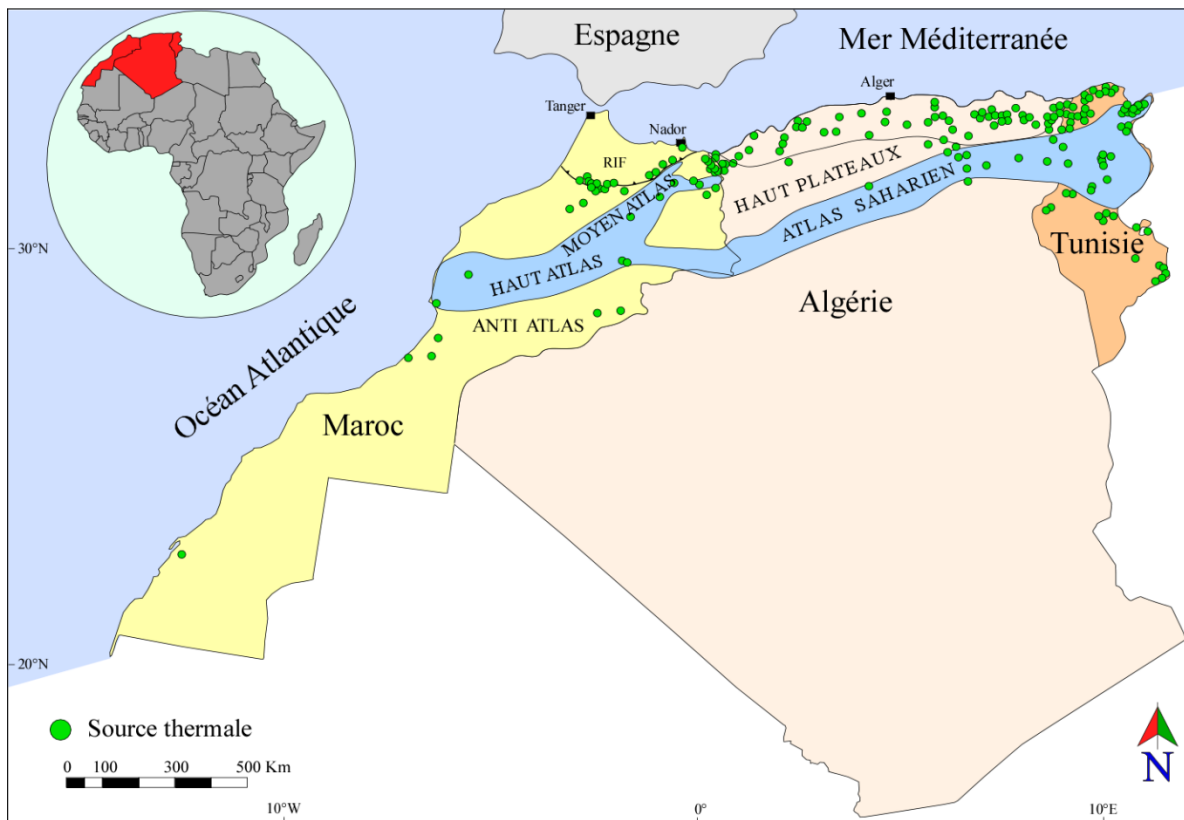


Figure 2: Répartition des sources thermales au niveau de la rive sud de la méditerranée (Maroc, Algérie et Tunisie) (Lahlou Mimi *et al.*, 1999 modifiée)

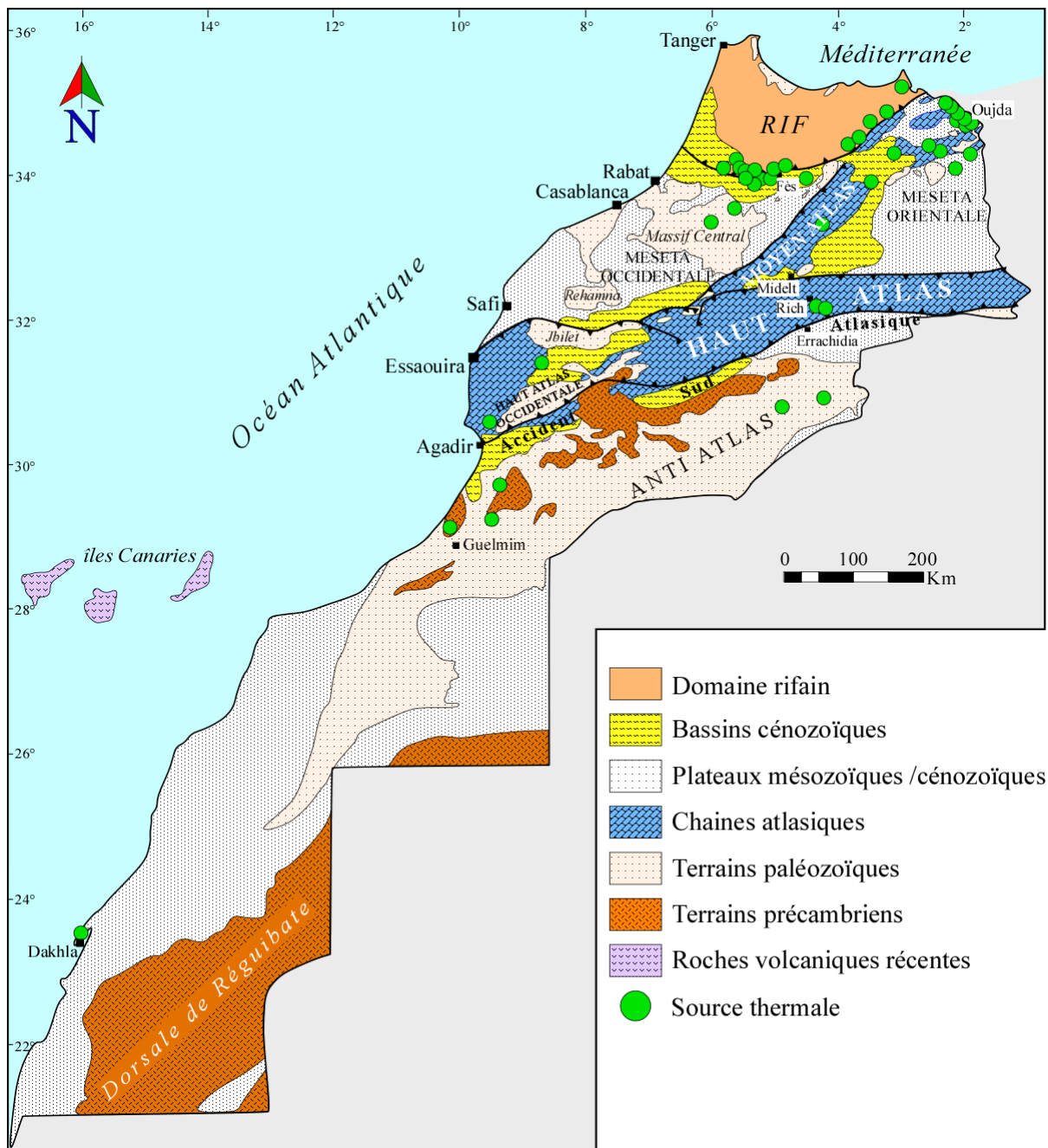


Figure 3: Carte de la répartition des sources thermales (Lahlou Mimi et al., 1999, modifiée)

Au Maroc, l'étude du thermalisme a toujours été liée à l'étude géothermique du fait que le pays recèle de vraies potentialités, soit par ses importants aquifères profonds ou par les valeurs relativement élevées du gradient géothermique et du flux de chaleur. Les travaux antérieurs qui se sont intéressés à l'étude et au recensement des sites géothermiques au Maroc se résument comme suit :

- En 1962, Monition a dressé un aperçu sur les profondeurs et les températures des eaux souterraines au Maroc.
- Dans le cadre de sa thèse, Cabaret (1965), a élaboré une étude sur les ressources hydrominérales du Maroc.
- Dans un de ces rapports inédits, Combe (1968), a dressé un aperçu sur les ressources thermominérales du Maroc où il fournit des analyses chimiques sur quelques sources thermales.
- Des rapports plus ponctuels réalisés par Hilali (1968) fournissent quelques renseignements sur les sources thermales de la région de Nador.
- Les travaux d'Alsac *et al.*, (1969) se sont intéressés à l'étude géothermique des régions du Maroc oriental.
- Cornet *et al.*, (1974), ont effectué une étude géothermique détaillée du Rif. Ils ont montré que l'ensemble des résurgences thermales pré-rifaines et rifaines pourrait s'expliquer en dehors de toute anomalie géothermique. Les indices hydrothermaux semblent plus liés à l'accident du Nékor qu'au volcanisme.
- Le rapport de Dahmani et Mouatassim (1981), comporte la répartition des sources thermales du Maroc et les classe en six régions structurales.
- A partir de 1982, plusieurs auteurs (Bahi *et al.*, 1983 ; Rimi & Lucazeau, 1987 ; Rimi *et al.*, 1998, 2008 ; Rimi, 1999, 2000, 2005 ; Ben Aabidate, 1994 ; Lahrach 1994 ; Zarhloule, 1994, 1999, 2003, 2004 ; Zarhloule *et al.*, 1998, 1999, 2001, 2005, 2007 a, 2010 ; Boukdir 1994 ; Ziyadi, 1993 ; Bellouti, 1997 ; Lahlou *et al.*, 1999 ; El Morabiti 2000 ; Benmakhlouf, 2001 ; Cidu & Bahaj 2000 ; Winckel, 2002 ; Tassi *et al.*, 2006 ; Lakhdar *et al.*, 2006 ; Barkaoui *et al.*, 2013, 2013b, 2014) se sont intéressés à l'étude des sources thermales marocaines. Ces études ayant un objet souvent mono-disciplinaire portaient sur les mesures des paramètres physico-chimiques des sources thermales et indirectement sur les températures dans les aquifères, la densité du flux de chaleur, la géochimie des sources thermales et la modélisation hydrothermale.

Actuellement, au Maroc, l'eau thermale ne présente pas un grand intérêt en termes de ressources énergétiques, puisque les températures enregistrées ne dépassent guère 54°C. De ce fait, l'utilisation de ces eaux thermales se limite à l'alimentation des établissements de soin qui mettent en avant les vertus thérapeutiques de ces eaux comme c'est le cas des sources thermales de Moulay Yacoub et Ain Allah (région de Fès) et la source thermale de Moulay Ali Chérif (province d'Errachidia). Cependant, l'utilisation de ces eaux thermales peut s'étendre à d'autres

domaines, notamment celui de l'agriculture (chauffage de serres et de bâtiments agricoles) et à l'aquaculture. Ces eaux peuvent également être utilisées comme énergie durable dans le chauffage des bâtiments etc. Ainsi, les sources en eau thermales constituent une richesse nationale peu exploitée pouvant contribuer au développement économique et énergétique durable où l'investissement et la recherche scientifique restent peu développés.

Au Maroc, l'eau thermale sourde au niveau des différents domaines structuraux marocains (rifain, meseto-atlasique et anti-atlasique). Elle constitue un système hydrothermal très développé surtout dans le Maroc septentrional et plus précisément au niveau du front de cisaillement sud rifain (FCSR). Les sources thermales, s'extériorisent aussi bien au niveau des formations tertiaires à dominance marneuse du domaine rifain et du Sillon Sud Rifain, qu'au niveau des formations carbonatées du Secondaire des Atlas et des Rides Sud Rifaines, ainsi qu'au niveau des formations primaires mésetiennes dans le Maroc Central et dans le domaine anti-atlasique. Les structures tectoniques complexes de ces zones facilitent, en effet, une remontée rapide des eaux souterraines vers la surface (Winckel, 2002 ; Tassi *et al.* ; 2006, Lakhdar *et al.*, 2006, 2007).

Ces eaux auraient acquis leurs caractéristiques minéralogiques au contact des formations géologiques rencontrées au cours de leur séjour et leur circulation souterraine. La diversité des caractères physico-chimiques et minéralogiques des eaux thermales marocaines serait donc liée au contexte géologique et tectonique (régional ou local) spécifique à chaque système hydrothermal (Tassi *et al.*, 2006). Ainsi, les conditions de la mise en place de tels systèmes hydrothermaux seraient en relation avec les formations et les structures géologiques favorisant l'infiltration et la circulation de l'eau en profondeur d'une part, et avec un flux géothermique relativement important lié à une source de chaleur d'autre part. De ce fait, le Maroc, par son contexte géologique et géodynamique, offre un cadre propice à l'étude et à la compréhension du fonctionnement du système hydrothermal.

La mise en valeur des sources thermales nécessite au préalable une bonne connaissance de leurs caractéristiques géochimiques et géothermométriques ainsi que la lithostratigraphie et le contexte structural des zones de résurgences. Ces connaissances permettraient une meilleure gestion des potentialités économiques de chaque région thermale et favoriseraient une contribution adéquate du thermalisme dans son développement durable, tout en respectant les environnements écologiques et socioculturels couplés à la croissance de la performance socio-économique.

Dans cette optique, ce travail s'intéresse à l'étude des sources thermales septentrionales marocaines se répartissant en deux zones bien distinctes:

- La zone du Front de Cisaillement Sud Rifain (FCSR) est une zone de jonction entre deux domaines structuraux différents : le domaine rifain au Nord et le domaine meseto-atlasique au Sud. Les sources thermales qui sourdent au niveau de cette zone sont alignées suivant une direction E-W le long du FCSR. Parmi les sources thermales jaillissant au sein des formations tertiaires et secondaires sud rifaines, sept ont été choisies et feront l'objet de cette étude. Il s'agit des sources d'Outita, de Bab Tiouka, de Moulay Driss Zerhoun, de Moulay Yacoub, d'Ain Allah, de Tghat et de Zalagh. Ces sources se manifestent à la surface par des températures variant entre 24°C et 54°C.
- Le domaine meseto-atlasique (DMA) comprend également plusieurs sources thermales dont trois ont été sélectionnées: la source d'Oulmès sourdant dans les formations cristallophylliennes paléozoïques du Massif Hercynien Central marocain (MHCM) et les sources d'Issouka et de Moulay Ali Chérif qui saillissent au sein des formations secondaires, respectivement dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas. Les températures de ces eaux thermales sont comprises entre 35°C et 53°C.

I-4 Les objectifs de ce mémoire

Cette thèse a pour objectif d'appréhender certains mécanismes ayant contribué à la résurgence des sources thermales au Maroc. Elle s'intéresse à la compréhension du mode de fonctionnement du système hydrothermal dans le but d'en améliorer le modèle géodynamique. Au-delà du contexte particulier de chaque source thermique étudiée, les questions soulevées par ce travail correspondent à des enjeux plus globaux. En effet, cette étude cherche à apporter des éléments de réponse aux problématiques des sources thermales en général, notamment:

- La mise en évidence des caractéristiques typologiques et des parentés chimiques des eaux thermales.
- L'estimation de la profondeur de réservoir des eaux thermales et les équilibres thermodynamiques qui s'y manifestent ainsi que le temps de séjour de ces eaux.
- L'estimation des altitudes des zones de recharge et la compréhension des mécanismes responsables du transfert des eaux thermales vers la surface.

Compte tenu des objectifs présentés ci-dessus, ce manuscrit de thèse s'organise autour de sept chapitres dont l'introduction et la conclusion générale.

Le premier chapitre est consacré à une introduction générale traitant la problématique du sujet et les objectifs visés tout en rappelant brièvement le mode de fonctionnement des systèmes hydrothermaux et l'histoire du thermalisme au fil des temps (en particulier au Maroc).

Le second chapitre est une exposition des méthodes appliquées pour le prélèvement et l'analyse de l'eau thermale.

Le troisième et le quatrième chapitre se focaliseront sur l'étude du cadre géographique et géologique des sources thermales étudiées.

L'étude hydrochimique des sources thermales du FCSR (Front de Cisaillement Sud Rifain) ainsi que celle du DMA (domaine meseto-atlasique) fera l'objet du cinquième chapitre.

Le sixième chapitre sera consacré à une étude comparative entre les différents systèmes hydrothermaux étudiés.

Le septième chapitre est une conclusion générale qui dressera la synthèse des résultats obtenus concernant l'origine de l'eau thermale afin d'établir un schéma conceptuel de circulation de l'eau en profondeur.

Chapitre II :
Méthodes appliquées pour le prélèvement et
l'analyse de l'eau thermale.

Méthodologie

Dans le cadre de cette thèse, plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées.

En avril 2014, une campagne de géophysique a été menée par la société Africa Géo-service dans la zone du FCSR et plus précisément dans le secteur de Moulay Yacoub; elle avait pour objectif la réalisation de six profils de tomographie de résistivité électrique.

Une campagne d'échantillonnage, conduite durant le mois de juin 2014, a permis d'échantillonner les eaux des sources thermales étudiées.

En complément à ces campagnes de géophysique et d'échantillonnage, d'autres campagnes ont été menées afin d'établir des colonnes stratigraphiques spécifiques des faciès sédimentaires hôtes des sources thermominérales ainsi que l'identification des structures majeures (plis, failles, chevauchement, etc.) qui leurs sont associées.

Dans ce chapitre, nous présentons succinctement le principe de la tomographie électrique ainsi que les moyens utilisés, les méthodes de prélèvement des échantillons, les mesures des paramètres physico-chimiques de l'eau à l'exutoire et les techniques appliquées pour déterminer la composition chimique et isotopique (^{18}O , ^2H , ^{13}C). Les valeurs des paramètres physico-chimiques, ainsi que les compositions chimiques et isotopiques des différents échantillons d'eau prélevée seront fournies dans les chapitres ultérieurs.

I- Travaux de terrain

I-1 Campagne de géophysique

I-1-1 Principe de la tomographie électrique

La tomographie électrique de subsurface est une technique de prospection géophysique qui permet d'obtenir une "image électrique" du sous-sol, c'est à dire une pseudo-section de la résistivité apparente en fonction de la profondeur. Elle a été mise en évidence pour obtenir un modèle du sous-sol où la répartition de la résistivité varie verticalement et horizontalement le long du profil (Planche.1-A).

La résistivité électrique du sous-sol dépend essentiellement des caractéristiques physiques et chimiques du sol, de l'eau interstitielle et de la présence d'un vide souterrain.

Le principe de la méthode repose sur la mesure de différence de potentiel électrique et consiste à faire circuler un courant électrique dans le sol entre deux électrodes de courant et de mesurer la différence de potentiel induite entre deux autres électrodes, appelées électrodes de potentiel, à proximité des électrodes de courant. Puisque l'intensité du courant est connue et que la différence de potentiel est mesurée, il est alors possible de déterminer la résistivité

apparente du sol étudié. Cette résistivité électrique apparente dépend de la configuration des électrodes de courant et de potentiel. La loi d'Ohm permet de calculer la résistivité électrique apparente. Cette valeur résulte de la contribution de toutes les portions du milieu qui sont traversées par le courant émis en surface. Ainsi, la mesure représente une valeur qui intègre les résistivités d'un certain volume du sous-sol.

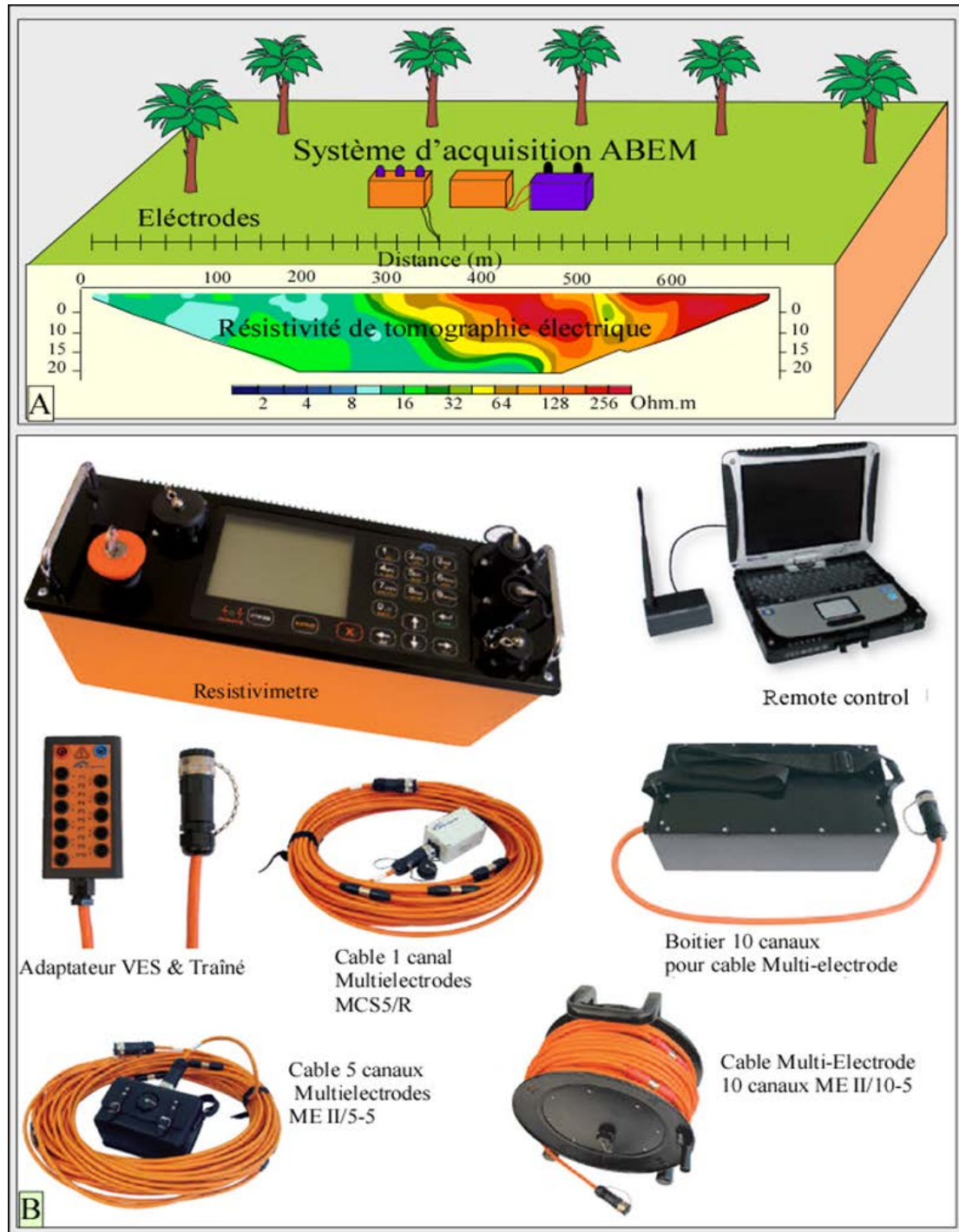


Planche 1: A- Dispositif de mesure de tomographie électrique et B-Matériels de ARES-II

L'application de ce principe de tomographie électrique au niveau du secteur de My Yacoub a permis la réalisation de 6 profils tomographiques dont les résultats sont présentés dans le chapitre III-E

I-1-2 Objectifs et moyens utilisés

Pour la réalisation de cette prospection, l'appareil utilisé est l'ARES II. C'est un résistivimètre doté d'une technologie de pointe permettant de faire les analyses avec une grande vitesse. Cet appareil rapide possédant un système d'imagerie IP est équipé de 10 chaînes pratiques pour tous types de levés géophysiques en général et les investigations en 2D et 3D en particulier (Planche.1-B). Les caractéristiques de l'ARES II sont une intensité de 5A, une tension de 2000 V et une puissance de 850 W.

I-2 Campagnes d'échantillonnages

Les campagnes de terrain réalisées en juin 2014 ont permis d'échantillonner les eaux thermales des sources étudiées au niveau du FCSR ainsi que celles du domaine meseto-atlasique. Les travaux d'échantillonnage furent réalisés en quatre étapes : la mesure in situ de quelques paramètres physico-chimiques, l'établissement d'un formulaire propre à chaque point d'échantillonnage, le prélèvement de l'échantillon de l'eau thermale et enfin l'acheminement des échantillons vers les laboratoires d'analyses.

La première étape consistait à déterminer certains paramètres caractérisant chaque point d'échantillonnage comme :

- La localisation de la station (coordonnées géographiques).
- La détermination du type d'aquifère.
- La mesure in situ de débit de la source thermale.

La seconde étape consistait à mesurer in situ certains paramètres tel que le pH, la température, la conductivité électrique, l'oxygène dissous, la salinité et le potentiel redox. Au total 11 paramètres ont été mesurés in situ par une sonde multi-paramètres (KLL-Q-2 de la 3^{ème} génération).

Les résultats de la première et la deuxième étape citées ci-dessus sont présentés dans un formulaire indiqué à l'annexe (1)

La troisième étape consistait à prélever les échantillons d'eau au niveau de chaque source thermale. Les échantillons d'eau doivent être prélevés dans des récipients propres, rincés plusieurs fois avec l'eau à analyser, puis fermés hermétiquement sans laisser de bulles d'air dans le flacon. Le matériel utilisé pour effectuer les prélèvements d'eau thermale fut le suivant :

- Un sceau de dix litres.

- Pour chaque échantillon, les contenants suivants :
- Un flacon polyéthylène de 1000 ml d'eau permet le dosage des anions.
 - Un flacon polyéthylène de 100 ml d'eau, est destiné pour le dosage des cations et des métaux. L'échantillon est filtré par une membrane de 0,45 μm et acidifié avec 2 ml de HNO_3 ultra pur.
 - Un flacon de verre brun de 125 ml pour le dosage des isotopes stables de l'oxygène (^{18}O) et du deutérium (^2H).
 - Un flacon polyéthylène de 125 ml pour le dosage des isotopes stables de carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), contenant auparavant 50 ml d'une solution saturée de $\text{Ba}(\text{OH})_2$ pour maintenir le pH de l'eau au-dessus de 8,3.
 - Un flacon polyéthylène de 1000 ml pour le dosage du tritium (^3H).

II- Travaux de laboratoire

Après leur prélèvement, les échantillons étaient transportés jusqu'au laboratoire de recherche LNEG (Laboratório Nacional de Energia e Geologia) de Lisbonne (Portugal) où ils furent conservés dans un réfrigérateur avant d'être envoyés à deux laboratoires selon le type d'analyse souhaité. Ainsi les concentrations des éléments majeurs, mineurs et oligo-éléments ont été déterminées par chromatographie ionique et ICP-MS, à l'institut de technologie et des énergies renouvelables (ITER) Tenerife, Espagne. Les incertitudes analytiques sur les mesures sont de 2 à 5 %. Le rapport isotopique ($^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$) du carbone inorganique total dissous - TDIC ($\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$), ainsi que les valeurs isotopiques de l'hydrogène ($\delta^2\text{H}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) ont été obtenus par spectrométrie de masse (Thermo-Finnigan MAT 253) au laboratoire ITER. L'incertitude pour $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$ par rapport à la norme internationale de Vienne est de $\pm 0,1 \%$, alors que les précisions pour $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ sont respectivement de $\pm 0,5 \%$ et $\pm 0,05 \%$. La teneur du Tritium a été déterminée par l'enrichissement électrolytique et la méthode de comptage par scintillation liquide en utilisant un Packard Tri CARB 2000 CA/LL au laboratoire de C2TN/IST à Lisbonne au Portugal.

Chapitre III :
Cadre géographique et géologique des sources
thermales du FCSR,

Introduction

Parmi les sources thermales présentes dans la zone septentrionale du Maroc (Fig. 4), les plus connues et les plus fréquentées, sont certainement celles qui se trouvent au niveau du FCSR. Dans cette étude, nous nous intéresserons à sept sources thermales dont cinq sourdent au niveau des Rides Sud Rifaines et deux sont situées au niveau du bassin de Saïs appartenant au Sillon Sud Rifain. Dans ce qui suit, sera donnée une présentation géologique des Rides Sud Rifaines (RSR) et du Sillon Sud Rifain (SSR).

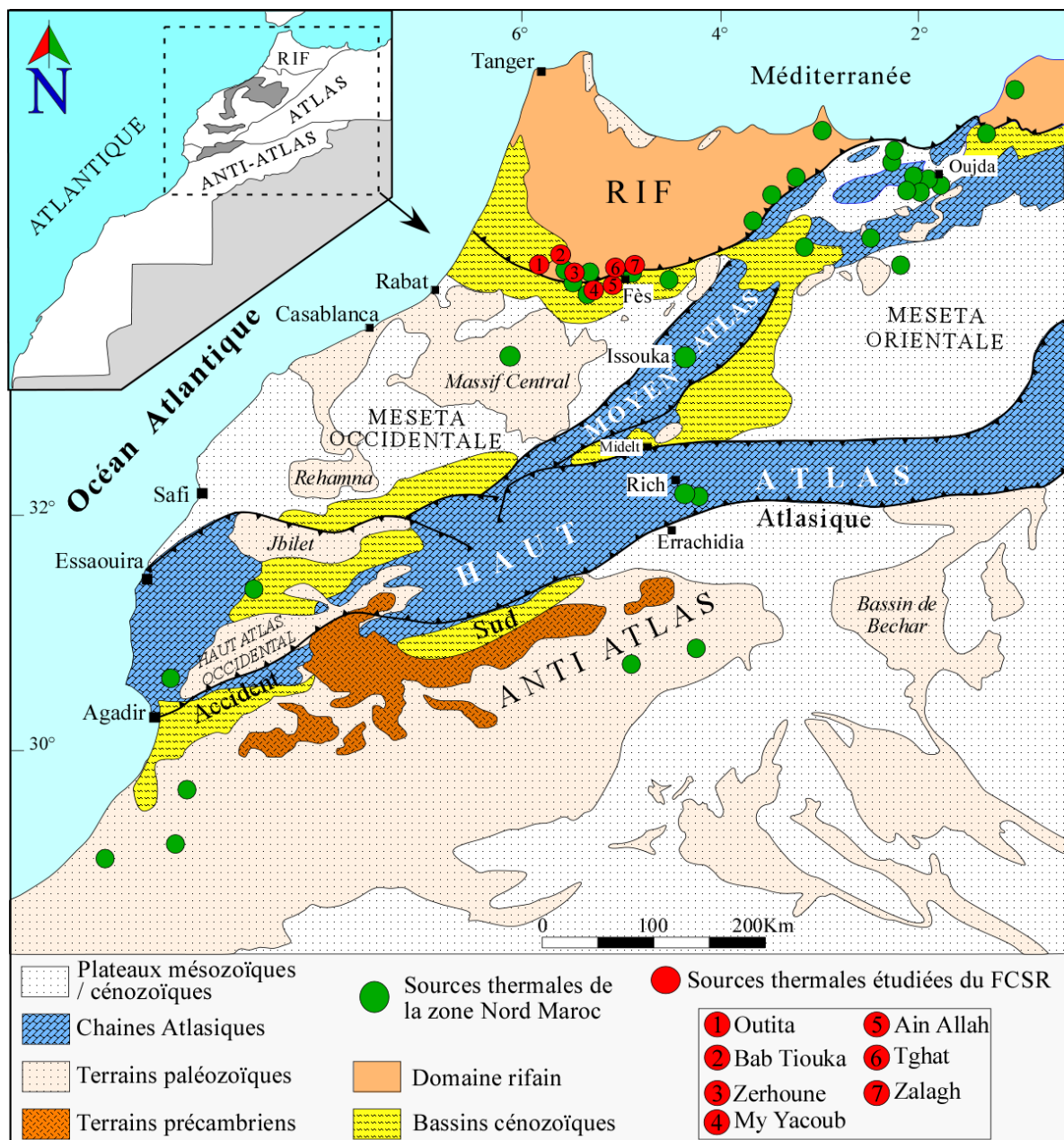


Figure 4: Carte de localisation des sources thermales au niveau de la zone Nord Marocaine (Lahlou Mimi et al 1998, modifiée)

A- Les Rides Sud Rifaines (RSR)

I- Cadre géographique

Les Rides Prérifaines (Daguin, 1927) ou Sud Rifaines (Faugères, 1978) constituent le bord méridional de la chaîne du Rif dans son extrémité SW. Déversées vers le Sud et vers l'Ouest, ces rides forment des zones anticlinales constituées par des formations d'âge jurassique séparées par des dépressions à remplissage de terrains néogènes. Deux grands ensembles de forme arquée, séparés par une large dépression comblée par des marnes du Tortonien peuvent bien être individualisés. D'Ouest en Est on distingue (Fig. 5) :

- Un ensemble occidental situé entre oued Rdom à l'Est et oued Beht à l'Ouest. Il est constitué par l'alignement continu de deux rides : la ride de Kefs au Sud de direction NW-SE et la ride d'Outita au Nord avec une direction NE-SW. Ce changement de direction est en relation avec la structure arquée dessinée par cet ensemble occidental au niveau des rides discontinues et éparses d'El Kansera et de Bou Azouf, de Nouillat, et de Sidi Moulay Yacoub. (Faugères, 1978)
- Un ensemble oriental, situé entre l'oued Mkès à l'Est et l'oued Rdom à l'Ouest. Il correspond au massif de Moulay Idriss au sens large et à son prolongement Nord. Le massif de Moulay Idriss comprend Jbel Zerhoun, Jbel Fert El Bir, Jbel Dehar En N'Sour, Jbel Nesrani et Jbel Tekerma-Kannoufa. Cet ensemble est caractérisé par une direction E-W. La zone Sud de ce massif est bordée par deux petites rides, celle de Moussaoua située à l'Ouest de Takerma et celle de Tahiat située à l'Est de Kennoufa.
- Le prolongement septentrional du massif de Moulay Idriss comprend la ride de Tselfat et la ride de Bou Kenfound. Ces deux rides sont alignées selon une direction N-S. (Fig. 5)
- A l'Ouest de l'oued Sebou apparaît deux reliefs isolés du domaine des RSR : Jbel Tghat allongé suivant une direction E-W et Jbel Zalagh de direction ENE-WSW.

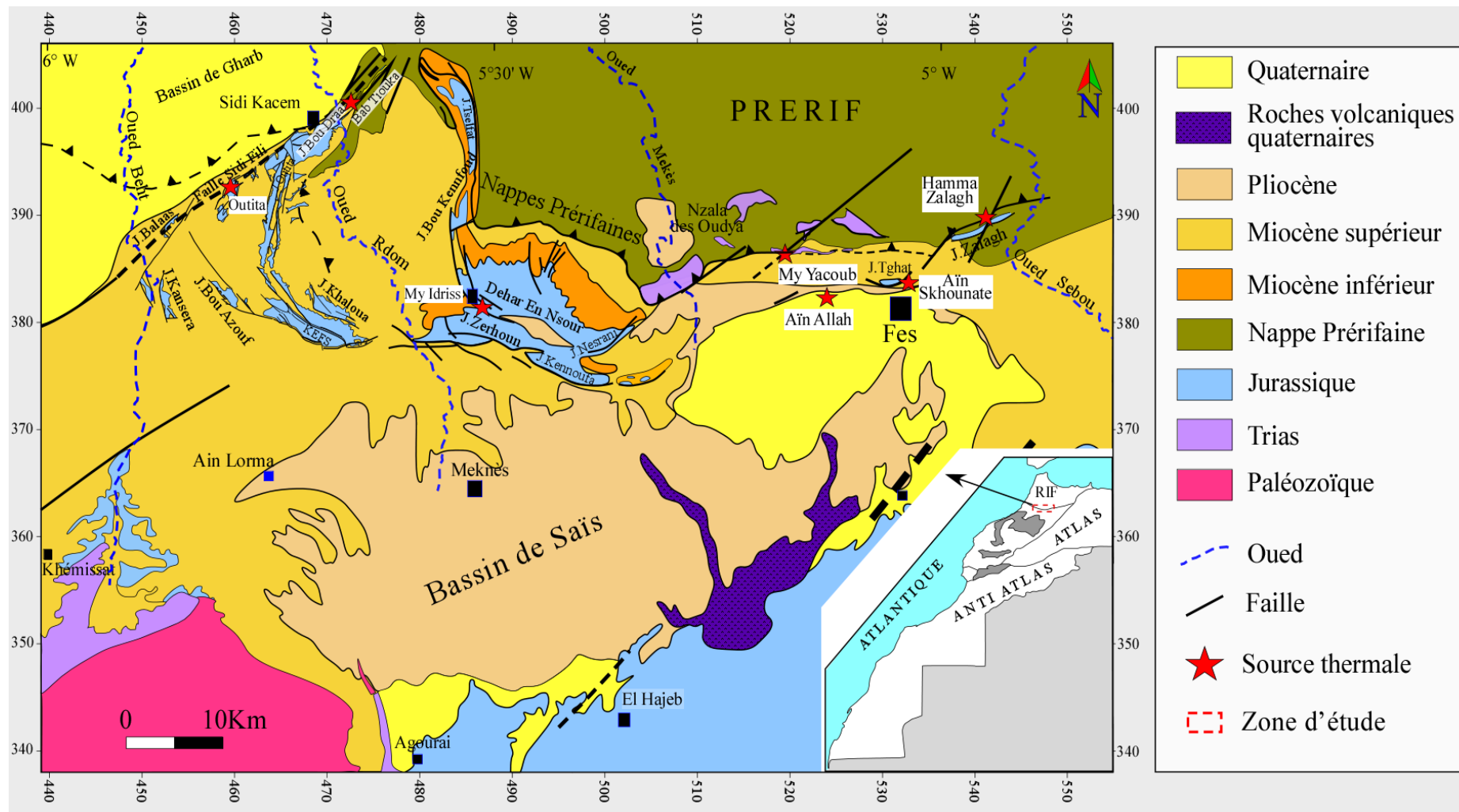


Figure 5: Carte géologique des rides Sud rifaines et du Sillon Sud Rifain (d'après Faugères, 1978, redessinée, dans ce travail).

II- Cadre géologique

II-1 Données structurales

Sur le plan géologique, les études sur la structuration des Rides Prérifaines ont débuté avec Gentil (1918) et Yovanovitch (1922) qui lient l'édification de ces rides à une compression. Par la suite, les études stratigraphiques et structurales détaillées ainsi que les nombreux forages pour la recherche d'hydrocarbures, ont apporté des contributions fondamentales à la compréhension de la structure des Rides Prérifaines.

Les reliefs jurassiques des Rides Prérifaines ont été interprétés par Daguin (1927) et Levy & Tilloy., (1952) comme des anticlinaux déversés vers le Sud ou vers l'Ouest résultant d'une compression contemporaine à la mise en place de la nappe Prérifaine.

Les campagnes de prospections menées à partir de 1930 par la SCP (Société Chérifienne du Pétrole) ont mis en évidence le caractère chevauchant des structures tectoniques des Rides Prérifaines.

Par la suite, Durand Delga *et al.*, (1960-1962) et Suter (1965), ont expliqué la mise en place des rides Prérifaines par un grand chevauchement vers le Sud résultant d'un décollement. Ce dernier serait contemporain à une compression des structures du Prérif.

La phase tectonique ayant structurée les Rides Prérifaines serait postérieure à la phase majeure du Rif. Cette dernière est responsable de la mise en place des nappes, soit par compression (Andrieux, 1971), ou par glissement (Vidal, 1971 et 1979).

Ensuite, dans une synthèse de l'évolution structurale et stratigraphique de la zone, Faugères (1978) présente une première approche de l'histoire tectono-sédimentaire des Rides Prérifaines. Il définit les RSR comme des structures en compression prises entre deux systèmes de décrochements conjugués NE-SW dextre et WNW-ESE senestre, associés à des mouvements diapiriques.

Ait Brahim et Chotin (1983) à travers une analyse microtectonique des structures compressives des RSR et du bassin du Saïs, définissent quatre phases de compression qu'ils ont relié au changement de la direction de la contrainte principale.

Pour Morley (1986), les RSR matérialisent le front de chevauchement rifain le plus externe.

Selon Leblanc (1986), les RSR résultent d'un décollement plat associé à un amortissement frontal.

Les travaux de Zizi (1996) et El Mourabet (1996) sont les premiers ayant analysés la structuration profonde par le biais des données de subsurface (sismique réflexion et forages

pétroliers). Selon ces auteurs, les RSR résultent d'une compression liée à un décollement majeur à la base du Trias séparant les structures sus-jacentes des structures du socle.

Haddaoui *et al.*, (1997) ont mis en évidence l'importance du décollement de la couverture méso-cénozoïque qui s'est effectué par translation progressive du NE vers le SW par relais successifs d'anticlinaux de propagation.

L'analyse des coupes sismiques et géologiques menée par Benmakhlouf (2001), a permis l'identification de trois périodes principales au cours de l'évolution tectono-sédimentaire des RSR : une période de distension, une période d'inversion structurale et une période de distension tardive.

II-2 Lithostratigraphie

II-2-1 Les terrains du substratum anté-quatenaire

II-2-1-1 Les terrains primaires

Le substratum paléozoïque n'est reconnu au niveau des RSR que par les sondages réalisés à leur voisinage, alors qu'il affleure largement dans le Massif Hercynien Central à une dizaine de km des RSR. Le forage ZR-3 (Fig. 6) réalisé dans la région de Sidi Fili (7km au WSW de Sidi Kacem) a traversé des granites paléozoïques à environ 250m de profondeur (Fig. 7), par contre le forage OR-3, situé à environ 7 km au SW de Sidi Kacem (Fig. 6) a mis en évidence des terrains paléozoïques formés essentiellement de schistes fins chloriteux verts à bruns et des grès chloriteux à tendance quartzitiques (Fig. 7).

II-2-1-2 Les terrains secondaires-tertiaires

Les formations secondaires et tertiaires des Rides Sud Rifaines montrent la superposition de trois ensembles suivants :

- Ensemble inférieur.
- Ensemble intermédiaire.
- Ensemble supérieur.

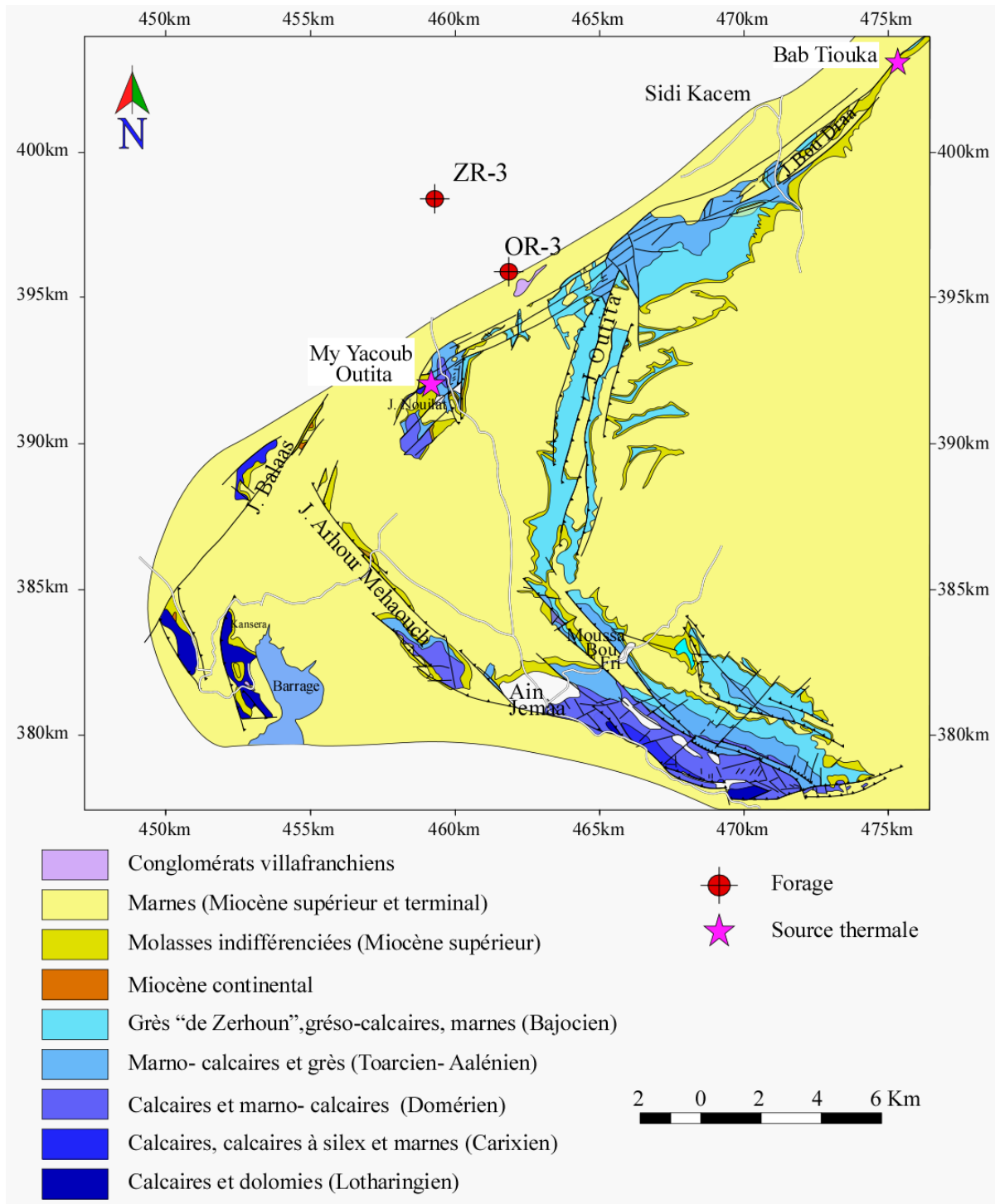


Figure 6: Carte géologique montrant l'emplacement des forages ZR-3 et OR-3 au niveau de la zone de Sidi Fili (d'après Faugères, 1978, redessinée).

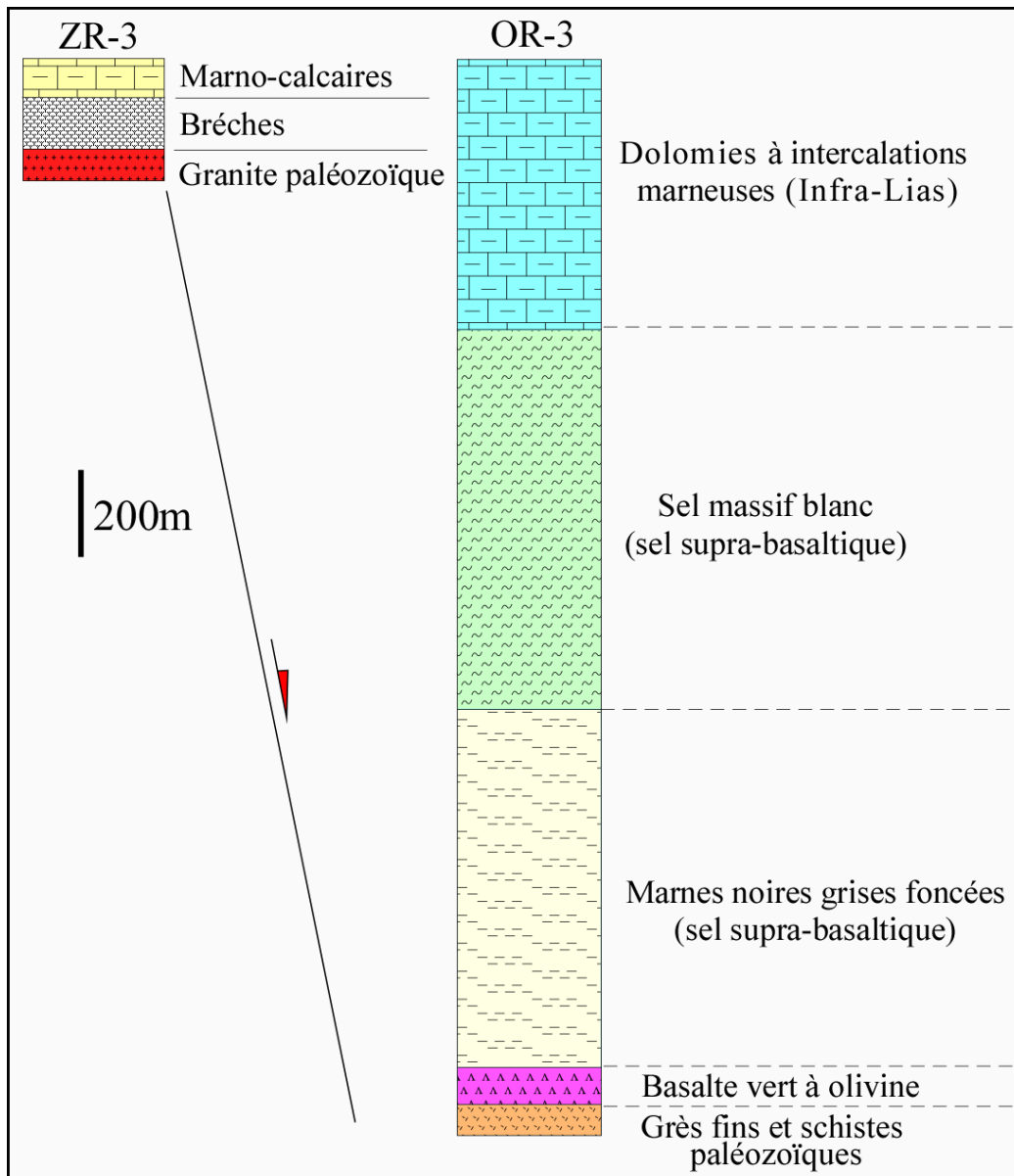


Figure 7: Log stratigraphique synthétique des forages ZR3 et OR3 (d'après Kenafi 2002).

a- Ensemble inférieur

Selon Faugères (1978), l'ensemble inférieur forme le substratum triasico-Bajocien qui est formé par trois unités litho-stratigraphiques :

- Unité périphérique correspondant à la périphérie du bassin des rides et comprend deux formations : i) les grès et les argiles rouges du Trias ; ii) les dolomies et les calcaires massifs du Lias inférieur et moyen. Les formations triasiques sont d'extension souvent réduite et constituent le plan de décollement principal dans le bati rifain et sont, de ce fait, souvent associées à des plans de décollements ou de chevauchements. Les formations carbonatées de cette unité comportent trois

faciès : un faciès très dolomitique à la base, surmonté par un faciès argilo-calcaro-dolomitique coiffé par un faciès calcaro-gréseux.

- Unité intermédiaire : montre une série du Toarcien-Bajocien moyen, formée de marnes, de marnes silteuses et de grès à intercalations de calcaires bioclastiques ou oolithiques « Grès et Calcaires du Jbel Zerhoun ».
- Unité centrale : constitue le centre du bassin jurassique des rides. Elle est constituée par des formations du Lias moyen-Bajocien moyen à dominance marneuse et marno-calcaire.

L'ensemble des formations carbonatées rencontrées au niveau de ces trois unités constitue l'ossature anticlinale des Rides Sud Rifaines.

b-Ensemble intermédiaire

Cet ensemble est formé de terrains Aptien -paléocènes transgressifs et discordants sur les marnes silteuses du Bajocien inférieur. Ces terrains affleurent à l'extrémité Est du massif de Moulay Idriss. Ils forment une petite cuvette synclinale de forme triangulaire (Fig. 8) dont la série stratigraphique (Fig. 9) est composée de dix formations (Faugères, 1978 ; Benzaggagh *et al.*, 2016 b), représentées essentiellement par des marnes et des marno-calcaires ainsi que des marnes phosphatées du Paléocène.

c-Ensemble supérieur

Cet ensemble est transgressif sur presque la totalité du domaine des rides. Il débute par un terme basal constitué essentiellement par des calcaires molassiques du Miocène moyen reposant en discordance sur les différentes formations du Jurassique et du Crétacé. Ce terme basal est surmonté par les formations du Miocène rouge continental constituées par un faciès marno-calcaire rouge d'âge Tortonien inférieur et un faciès gréseux calcaireux d'âge Tortonien supérieur (Faugères, 1978). Ce dernier, est coiffé par des formations marneuses à marno-calcaires d'âge Tortono-méssinien.

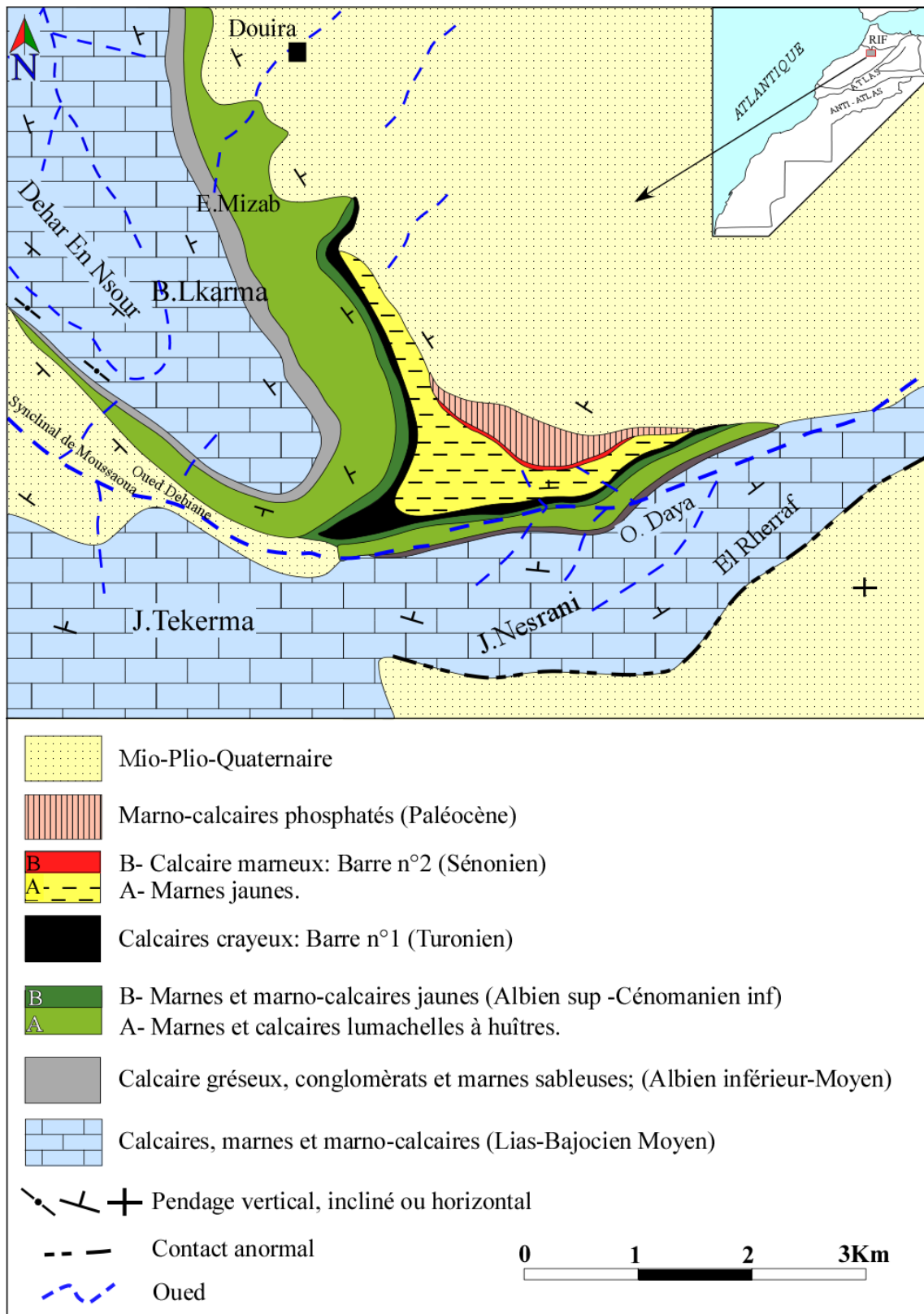


Figure 8: Carte géologique du bassin crétaé des RSR (d'après la carte géologique de Beni Amar au 1/50 000).

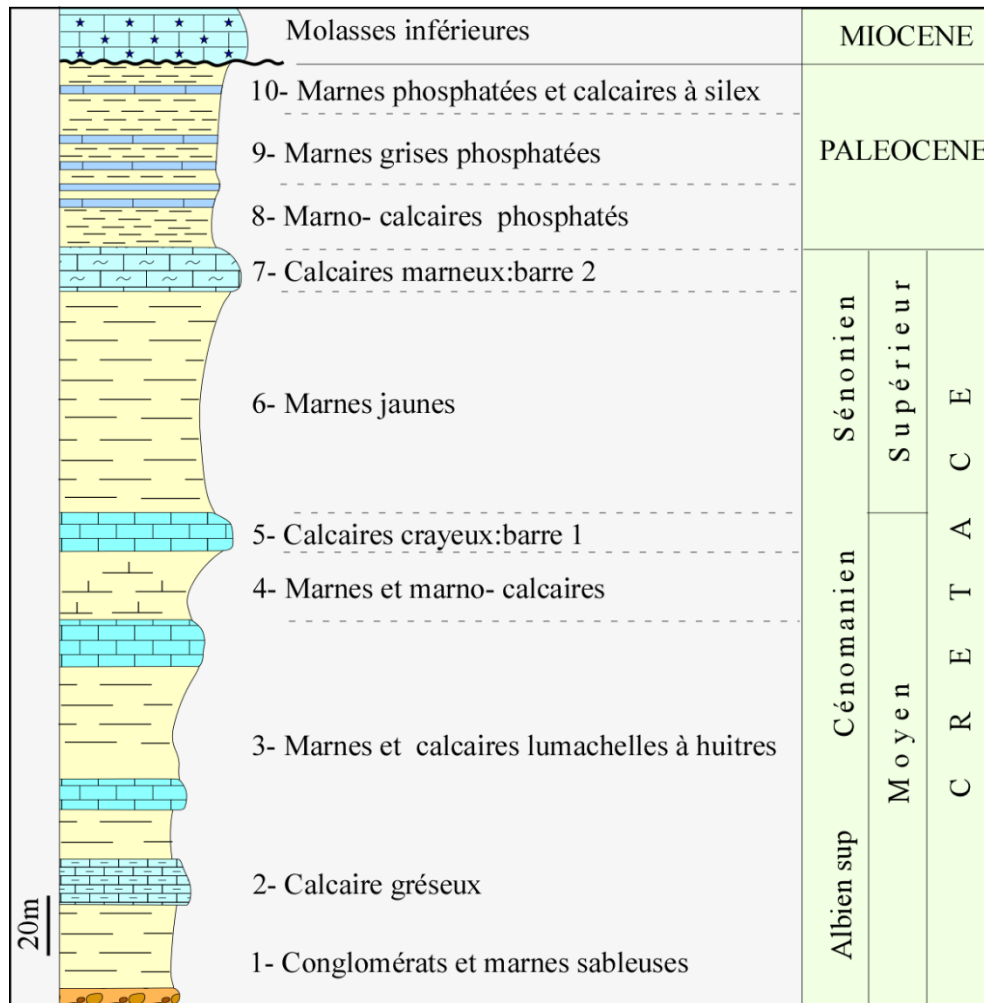


Figure 9: Log stratigraphique de la série du Crétacé supérieur-Paléocène des RSR (d'après Faugères, 1978 et Benzaggagh, 2016 b)

B- Le bassin de Saïs

I- Cadre géographique

Le bassin de Saïs est une dépression de 110Km de longueur sur 30Km de large. Il s'étend depuis le seuil d'El-Kansara et la vallée de l'Oued Beht à l'Ouest, jusqu'au col de Touahar à l'Est. Il est limité au Nord par les Rides Sud Rifaines et le domaine Prérifain et au Sud par le domaine Mesetien et le Causse Moyen Atlasique. Il forme avec le bassin de Gharb et le bassin de Guércif le Sillon Sud Rifain (SSR).

Le bassin de Saïs est considéré, dans son ensemble, comme un vaste synclinal dissymétrique de direction E-W qui s'enfonce progressivement du Sud vers le Nord et se redresse brusquement au contact des Rides Sud Rifaines (RSR).

II- Cadre géologique

Le bassin de Saïa se situe entre le Rif au Nord et le domaine meseto-atlasique au Sud. Ces deux domaines se différencient tant par la nature et l'âge des terrains que par le style tectonique et l'âge de la déformation. Ainsi, l'évolution tectono-sédimentaire anté et post-néogène du bassin de Saïa (Fig. 10) a été largement influencée par le style de la déformation et de la sédimentation de ces deux domaines (Abdelkhaliki, 1997 ; Sendide, 2002 ; Winckel, 2002).

Débutée au Tortonien, l'individualisation du bassin de Saïa serait le résultat de la succession de plusieurs phases extensives et compressives, exprimées surtout à sa partie septentrionale en relation avec l'exhaussement des Rides Sud Rifaines (Ait Brahim et Chotin., 1984 ; Ait Brahim, 2003). Ce bassin montre une dissymétrie ayant influencée la nature et la répartition de son remplissage sédimentaire (Cirac, 1985).

II-1 Lithostratigraphie

La lithostratigraphie du bassin de Saïa ne diffère pas assez de celle connue à l'échelle du Nord du Maroc (Fig. 11). Les variations à noter sont celles des formations plio-quadernaires puisque les formations du paléozoïque et du mésozoïque sont quasiment absentes à l'affleurement.

II-1-1 Les terrains paléozoïques

Le socle paléozoïque est largement abondant dans la Meseta marocaine où il affleure sous forme de boutonnière et dans le Moyen Atlas (Tazekka). Dans le bassin de Saïa, les formations paléozoïques ne sont mises en évidence que par les sondages ou la sismique.

Suite aux sondages et aux sections sismiques effectués au sein de ce bassin, le socle paléozoïque montre un faciès monotone composé essentiellement de schistes fins verts à bruns et des grès chloriteux à tendance quartzitique.

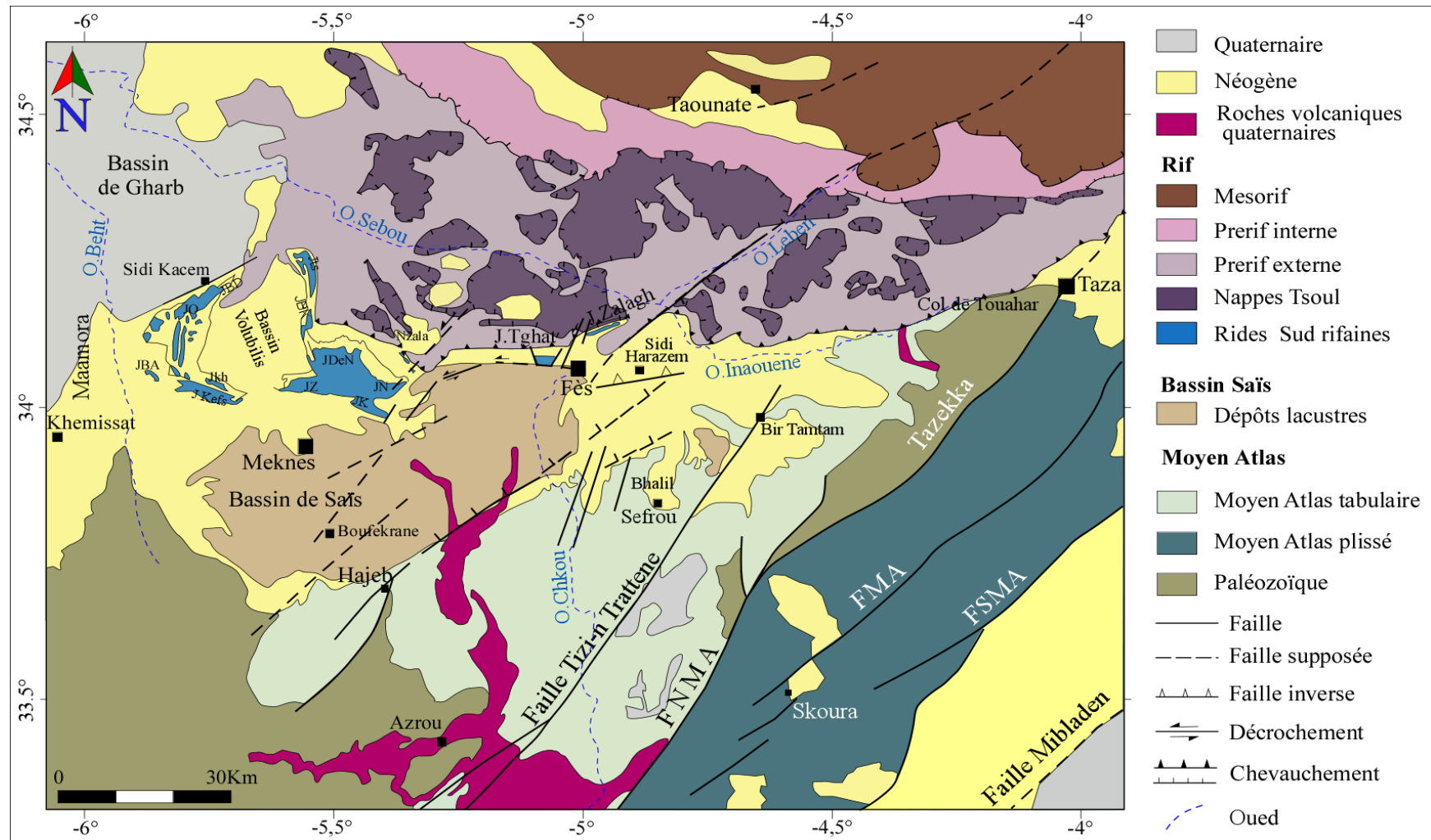


Figure 10: Carte structurale du Rif externe, du bassin du Saïa et du Nord de la zone Meseta- Moyen Atlas (Chalouan et al., 2014, modifiée). *Legende* : JBA, Jbel Bou Azouf; JBD, Jbel Bou Draa; JBK, Jbel Bou Kenfoud; JDeN, Jbel Dhar en Nsour; JK, Jbel Kannoufa; JN, Jbel Nessrani; JO, Jbel Outita; JZ, Jbel Zerhoun; FNMA, faille Nord Moyen Atlasique; FMA, faille Moyen Atlas; FSMA, faille Sud Moyen Atlasique.

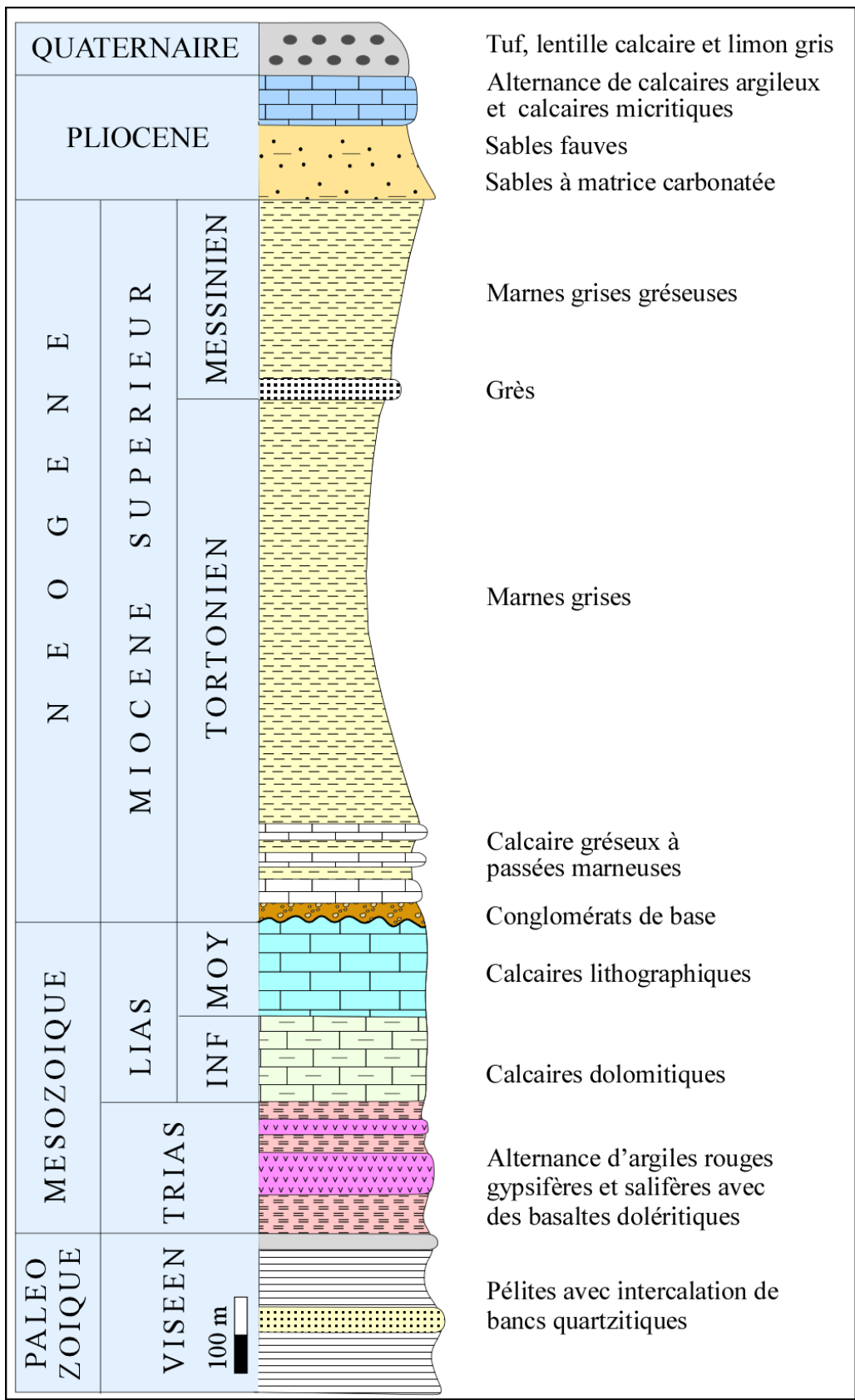


Figure 11: Log stratigraphique synthétique du bassin de Saïa (Essahlaoui, 2000).

II-1-2 Le Trias

Les formations triasiques sont le plus souvent complexes et montrent des épaisseurs très variables liées d'une part, à l'irrégularité des surfaces de sédimentation et à la présence de coulées basaltiques et d'autre part, à la présence des évaporites souvent à l'origine de diapirisme amplifiant les épaisseurs de ces formations. Cependant, les formations triasiques sont essentiellement composées d'argiles rouges oxydées ou bariolées à bancs de gypses et des basaltes doléritiques.

II-1-3 Les formations jurassiques

Surmontées directement par les marnes du Miocène, les formations jurassiques constituent l'encaissant systématique du bassin de Saïs. Elles ne sont connues qu'à travers les sondages réalisés à son niveau, alors qu'elles affleurent largement au Sud dans le Causse Moyen atlasique et au Nord dans les Rides Sud Rifaines. Les faciès, essentiellement rencontrés dans ces formations jurassiques, sont des dolomies massives et ruiniformes, surmontées par des calcaires à Céphalopodes et calcaires à silex.

II-1-4 Les formations néogènes et quaternaires

Elles forment une série stratigraphique d'une puissance de 500 à 1000m d'épaisseur constituant ainsi la couverture du socle paléozoïque et mésozoïque.

Cette série stratigraphique comporte principalement des marnes du Miocène supérieur, surmontées par des dépôts de sable marin et des marnes (sables fauves) ayant une puissance de quelques dizaines de mètres. Des conglomérats fluviaux ainsi que des marnes et des calcaires lacustres coiffent les termes précédents.

Les dépôts fluviaux, fluvio-lacustres et lacustres d'âge plio-quaternaire seraient en étroite relation avec la régression marine survenue au cours du Pliocène suite au comblement de bassin au Miocène. (Taltasse, 1953 ; Faugères, 1978 ; Ahmamou, 1987, 2002 ; Fassi, 1999 ; Boumir *et al.*, 2003 ; Cherai *et al.*, 2004 ; Charroud *et al.*, 2007).

C- Les sources thermales des Rides Sud Rifaines (RSR)

I-Introduction

Parmi une dizaine de sources thermales émergeant au niveau des Rides Sud Rifaines avec des températures allant de 24° à 41°C, cinq en ont été choisies pour faire l'objet de cette étude: les sources thermales de Bab Tiouka et d'Outita situées au niveau de l'ensemble occidental des RSR, la source de Moulay Idriss Zerhoun appartenant à l'ensemble oriental des rides et enfin les sources thermales de Tghat et de Zalagh dont les résurgences s'observent respectivement au niveau de la ride de Tghat et la ride de Zalagh.

II-Les sources du couloir de Moulay Yacoub (Bab Tiouka et Outita)

II-1 Cadre géographique

Situées respectivement au SW et au NE de la ville de Sidi Kacem (Fig. 12), les sources thermales d'Outita (X=459.700, Y=392.500) et de Bab Tiouka (X=475.600, Y=404.060) s'alignent suivant une direction NE-SW.

La topographie de la région est caractérisée par un ensemble de collines séparées par des vallées. Ces dernières sont occupées par des oueds à écoulement le plus souvent temporaire dont les plus importants définissent des talwegs orientés suivant trois directions préférentielles en particulier dans le secteur de résurgence de la source d'Outita (Fig. 12) :

- Une direction NW-SE (oued Slibouilat, oued My Yacoub et oued Chebah)
- Une direction NS (oued El Hamma, oued Sidi Aissa et oued Khatara)
- Une direction EW (oued Himer et oued Dillt)

En revanche, au niveau de la zone de Bab Tiouka, le réseau hydrographique est représenté essentiellement par oued Rdom et oued Teslalet à l'Est dont la direction d'écoulement est essentiellement NS (Fig. 12).

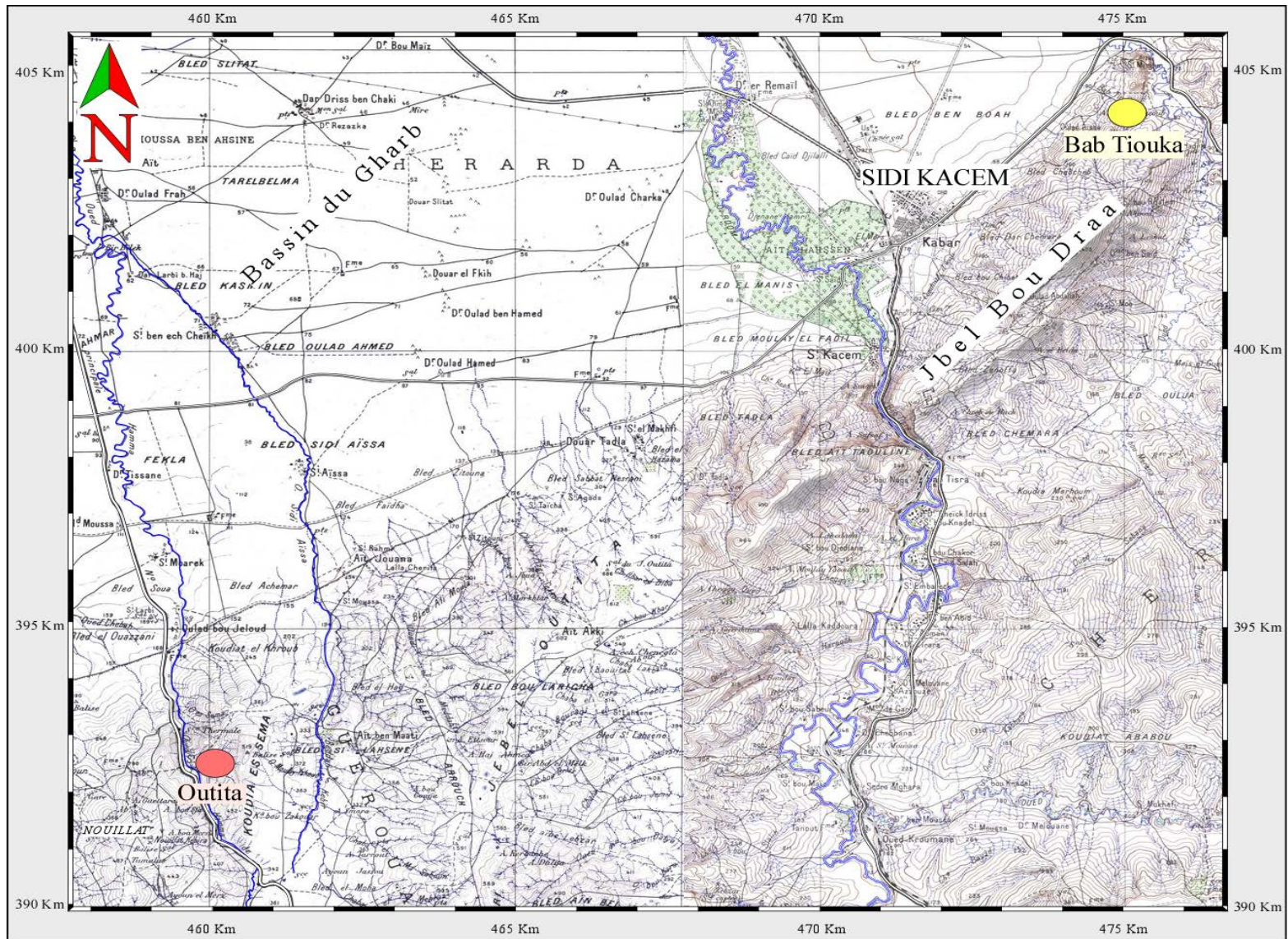


Figure 12: Carte topographique montrant la situation des sources thermales d'Outita et de Bab Tiouka (extrait des cartes topographiques de Sidi Kacem et d'El Kansera 1/50000)

Le climat de la région est un climat tempéré chaud à tendance semi-aride, caractérisé par une température minimale de (6°C) et maximale de 40°C enregistrées respectivement pendant le mois de Janvier et d’Août (Fig. 13). La pluviométrie moyenne annuelle est d’environ 600 mm dont plus de 90% s’observe entre le mois d’Octobre et Avril.

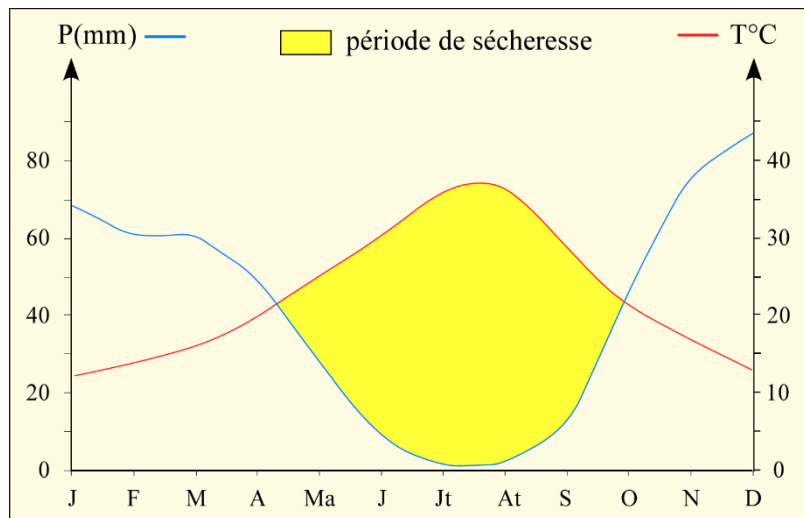


Figure 13 : Diagramme ombrothermique de la zone de Bab Tiouka-Outita

Le caractère agricole de la région est partagé entre l’activité agricole irriguée et Bour, fondée essentiellement sur la céréaliculture, l’arboriculture, les légumineuses, les cultures oléagineuses et les fourrages, ainsi que l’élevage animalier caractérisé par un cheptel très diversifié.

II-2 Cadre géologique

II-2-1-Lithostratigraphie

Comme il a été mentionné au début de ce chapitre, le substratum paléozoïque ainsi que les formations du Trias n’affleurent pas dans cette région, et leur mise en évidence n’a été avancée que par le biais des forages pétroliers réalisés au voisinage de la région Bab Tiouka-Outita et par les sections sismiques.

II-2-1-1 Le Jurassique

Les terrains jurassiques, dont l’âge s’étend du Lias inférieur au Bajocien, sont essentiellement de nature carbonatée. Ils affleurent largement dans la région d’Outita et constituent le cœur de la ride anticlinale du Jbel Bou Draa.

La compilation des données stratigraphiques (Faugères, 1978 ; Benmakhlouf, 2001 et Kenafi, 2002) a montré l'existence des variations lithologiques latérales très importantes qui ayant marqué la paléogéographie dans cette zone, ainsi :

- Le secteur de Bab Tiouka se distingue de celui d'Outita par l'absence des formations jurassiques. A 2 Km au SE de la ville de Sidi Kacem, le forage Bd10 (ONAREP) montre une série jurassique constituée d'un Domérien épais carbonaté (400m) suivi d'un Toarcien argileux de (500m) et d'un Aaléno-Bajocien gréseux (90m). (Fig. 14)
- A Outita la série jurassique est essentiellement marno-calcaire plus calcaire au Domérien et marno-calcaire à gréseuse au Toarcien et au Aaléno-Bajocien (Fig. 15 et photo. 1)

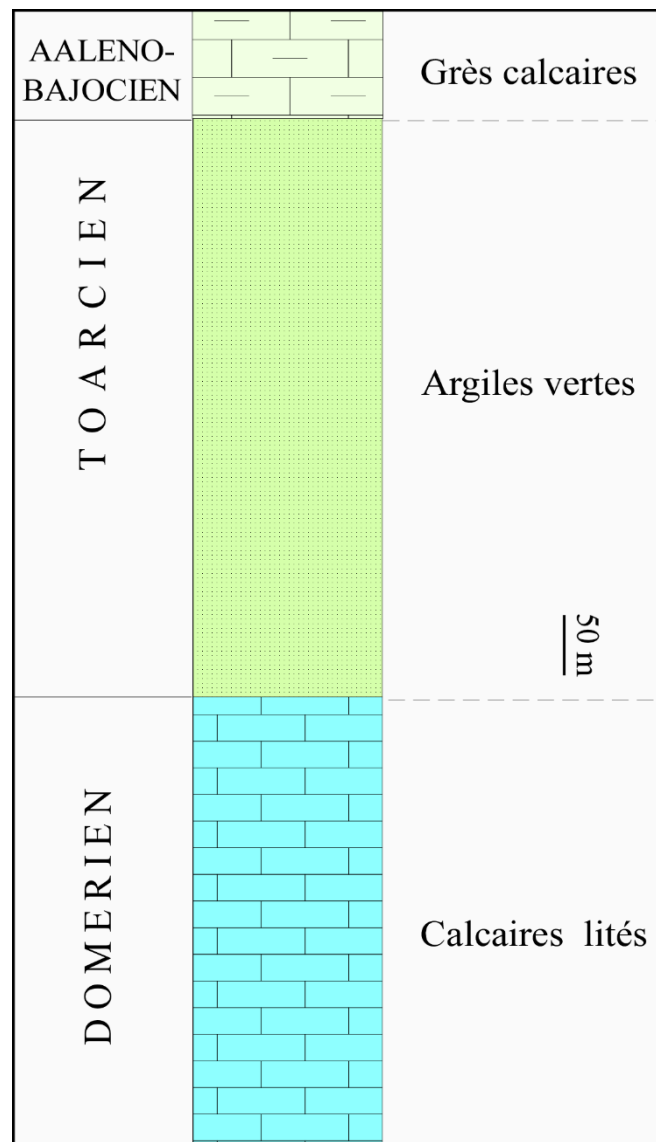


Figure 14: Log stratigraphique de la série jurassique établi à partir des données du forage Bd10-ONAREP.

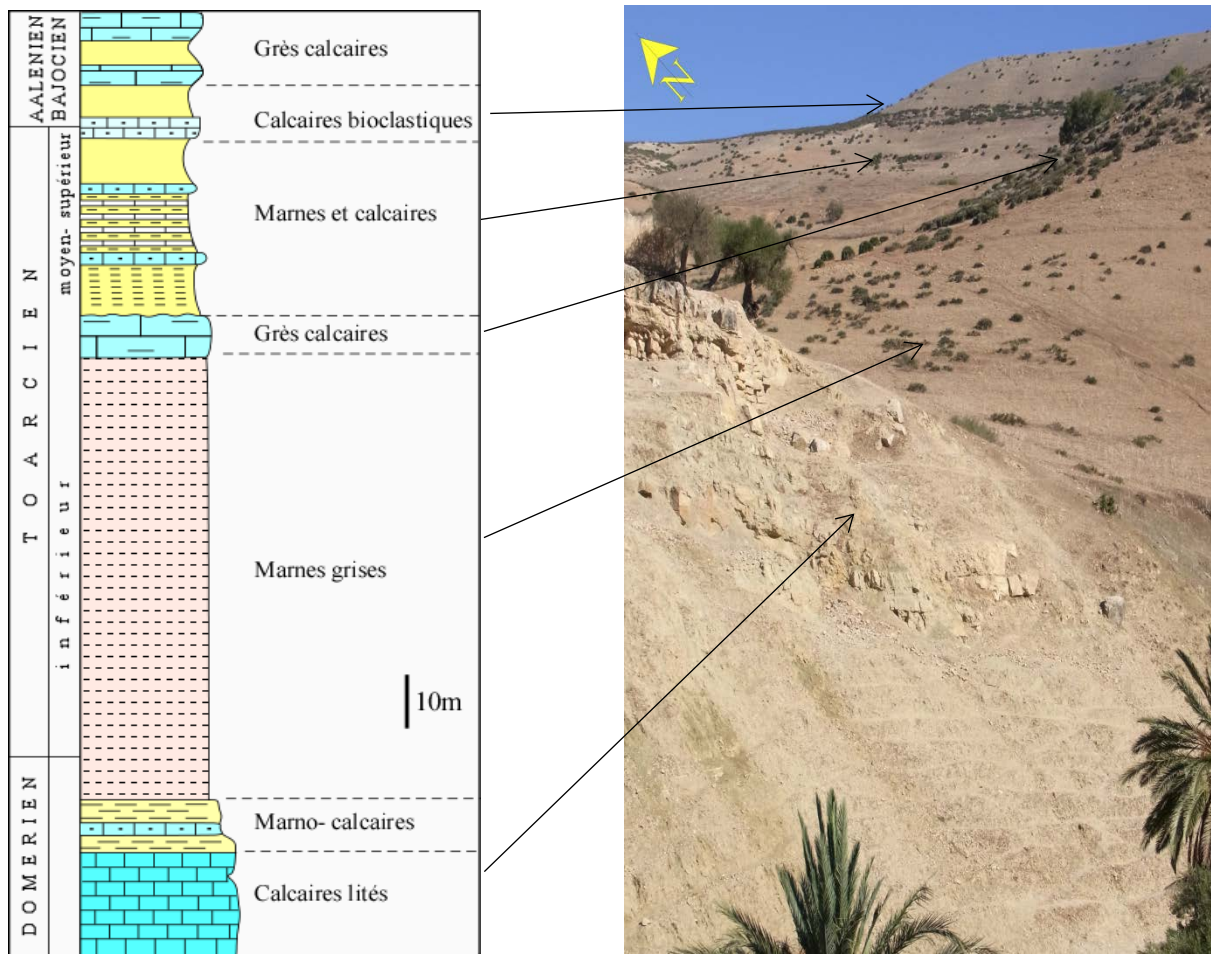


Figure 15: Log stratigraphique montrant la série jurassique au niveau de la zone d'Outita, selon Faugères (1978)

Photo 1 : Série jurassique au niveau d'Outita

Les formations du Crétacé rencontrées à Bab Tiouka font partie de la nappe Prériphine anté-miocène. Elles sont constituées essentiellement de marnes gypsifères dans lesquelles sont noyées des olistolites et des clastes de taille et d'âge variés.

II-2-1-2 Le Miocène

Les dépôts du Miocène sont transgressifs sur les formations sous-jacentes et présentent de la base vers le sommet selon Faugères (1978), la succession suivante (Fig. 16 et photo. 2) :

- Molasses inférieures débutant par des argiles rouges et vertes.
- Argiles rouges bréchiques à Hélicidés ou formation dite Miocène continental des rides.
- Molasses supérieures composées de grès et calcaires.

- Marnes blanches riches en débris bioclastiques, en Foraminifères planctoniques et en argiles fines.

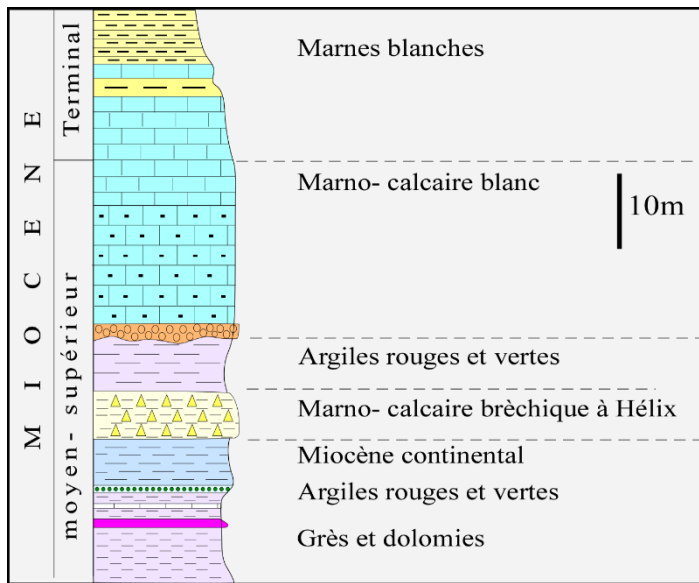


Figure 16: Log stratigraphique montrant la série miocène au niveau de la zone Outita, selon Faugères (1978)



Photo 2 : Série miocène au niveau d'Outita (El Khafifi et El Haddad 2009)

II-2-2-Les structures des rides d'Outita et de Bab Tiouka

Les rides de Bab Tiouka et d'Outita se situent dans l'extrémité Nord occidentale des Rides Sud Rifaines, au contact avec le bassin néogène du Gharb où elles sont limitées par des accidents orientés N50-70. L'ensemble de ces accidents constitue le grand couloir de Moulay Yacoub appelé également accident de sidi Fili (Kenafi, 2002). C'est une zone de faille, de direction NE-SW ayant un pendage vers le SE. Durant le rifting triasico-jurassique, elle a été active comme une faille normale avant d'être réactivée comme une faille inverse pendant la compression tertiaire, contribuant ainsi au développement des Rides Sud Rifaines et principalement les rides occidentales de Bou Draa- Outita (Zizi, 1996 ; Kenafi, 2002).

L'évolution tectono-sédimentaire des secteurs de Bab Tiouka et de My Yacoub Outita est ainsi dirigée par l'existence permanente de ce grand couloir qui sépare une zone Ouest relativement stable (zone de Sidi Kacem) et une zone Est où les structures sont engendrées par une déformation importante.

II-2-2-1 La ride de Bab Tiouka

La coupe NW-SE, perpendiculaire aux structures NE-SW de la ride de Jbel Bou Draa-Bab Tiouka (Fig. 17-B), a dévoilé que la série jurassico- miocène est écaillée vers le NW. La

ride de Jbel Bou Draa d'âge Miocène supérieur, est formée essentiellement de conglomérats continentaux et de calcaires bioclastiques. Cette ride présente un axe de direction NE-SW et un plongement SE. Les dépôts de cette ride chevauchent vers le NW les marnes bleues sableuses du Messinien et réapparaissent à environ 600m plus à l'Ouest à la faveur d'un chevauchement à vergence NW qui les met en contact avec les marnes schisteuses vertes crétacées de la nappe intra-Miocène.

La progression vers le NW de cet ensemble oriental écaillé, semble être amortie par une faille subverticale mettant en contact les marnes schisteuses vertes crétacées du complexe Prérifain et les formations subhorizontales de sables marneux à bancs calcaires bioclastiques du Miocène de la plaine du Gharb. Ce blocage de l'écaillage vers le NW observé à Jbel Bou Draa-Bab Tiouka, se traduit au niveau de ces marnes crétacées par une inversion de la vergence des structures.

Ce dispositif structural traduit le rôle du jeu polyphasé du couloir de Moulay Yacoub dans l'enregistrement de structures compressives miocènes. En effet, ce couloir constituait une faille bordière du bassin triasico-liasique le séparant d'un bloc rigide en horst occupé par les terrains paléozoïques et une série secondaire très réduite. Son inversion essentiellement en jeu décrochant senestre, impose à la progression de la déformation tangentielle tertiaire des réorientations depuis une direction subéquatoriale à une direction subméridienne.

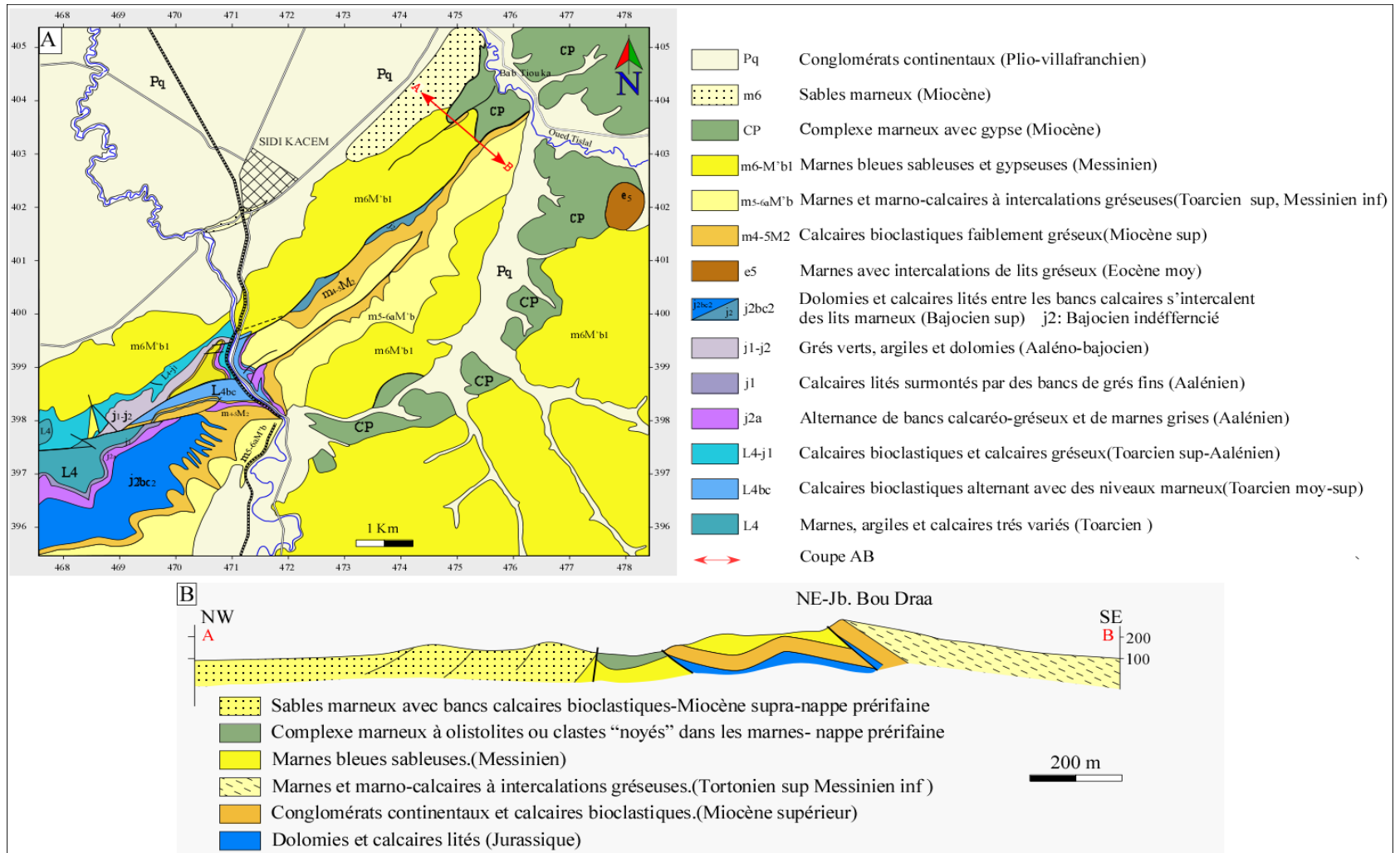
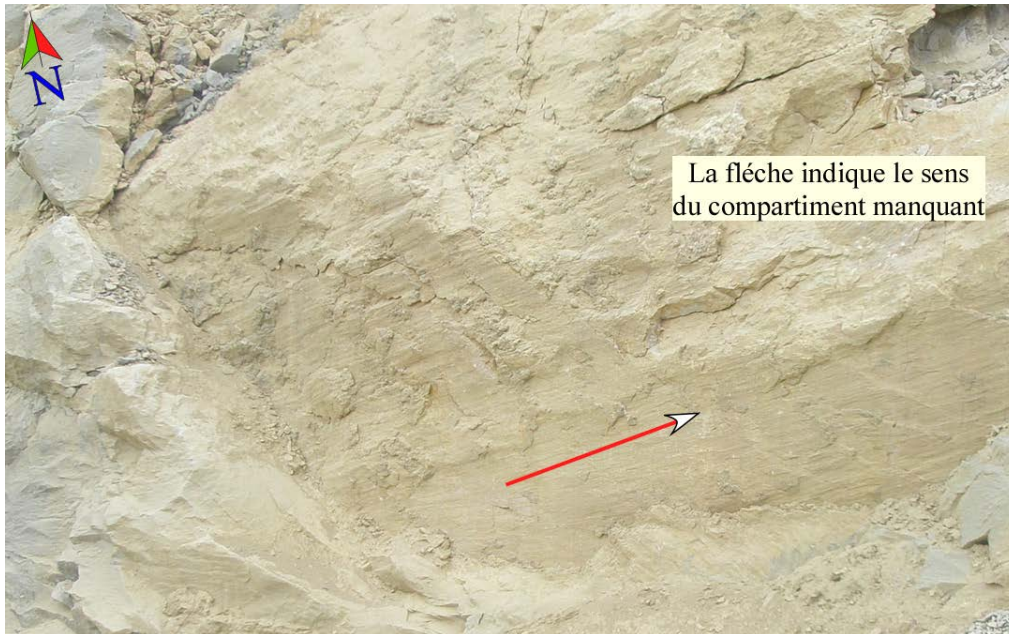


Figure 17: A- Carte géologique de la zone de Bab Tiouka extraite de la carte géologique de Sidi Kacem 2004.
 B- coupe (AB) à travers la ride de Jbel Bou Draa-Bab Tiouka (El Khafji et El Haddad 2009).

De nombreux plans de failles striés, bien dégagés par les travaux dans une carrière, (Photo 3) ont été observés au niveau de la barre compétente de conglomérats et calcaires gréseux bioclastiques du Miocène supérieur. Certains de ces plans montrent de spectaculaires miroirs striés avec des gradins ou figures d'arrachements. Ce sont des failles essentiellement décrochantes ou inverses avec un plongement globalement de 80° vers le SE. Les premières sont orientées N80 à N90 pour les senestres et N105 pour les dextres ; les secondes présentent une direction allant de N35 à N70.



*Photo 3: Miroir strié avec gradins d'une faille décrochante senestre N80E.
(Carrière au voisinage de Bab Tiouka)*

II-2-2-2 La cluse d'Outita

Située à l'Ouest de l'ensemble occidental des Rides Sud Rifaines, la cluse d'Outita correspond à un bombement anticlinal N-S des terrains jurassiques qui s'enfoncent à l'Est et à l'Ouest sous la couverture Miocène de Koudiat Es Sema et de Jbel Nouilat (Fig. 18). Cet anticlinal est suivi, suivant son plan axial parallèlement à la cluse de Moulay Yacoub, par des failles subméridiennes chevauchantes vers l'Ouest.

L'accident bordier N60 séparant les Rides Sud Rifaines de la plaine du Gharb, montre un jeu décrochant senestre puisqu'il met en contact les marnes verdâtres du Toarcien avec les marnes jaunâtres du Miocène (Fig. 18). Les branches issues de la ramification de cet accident forment un réseau de failles parallèles de même direction (NE-SW) constituant à ce niveau le passage du grand couloir de Moulay Yacoub.

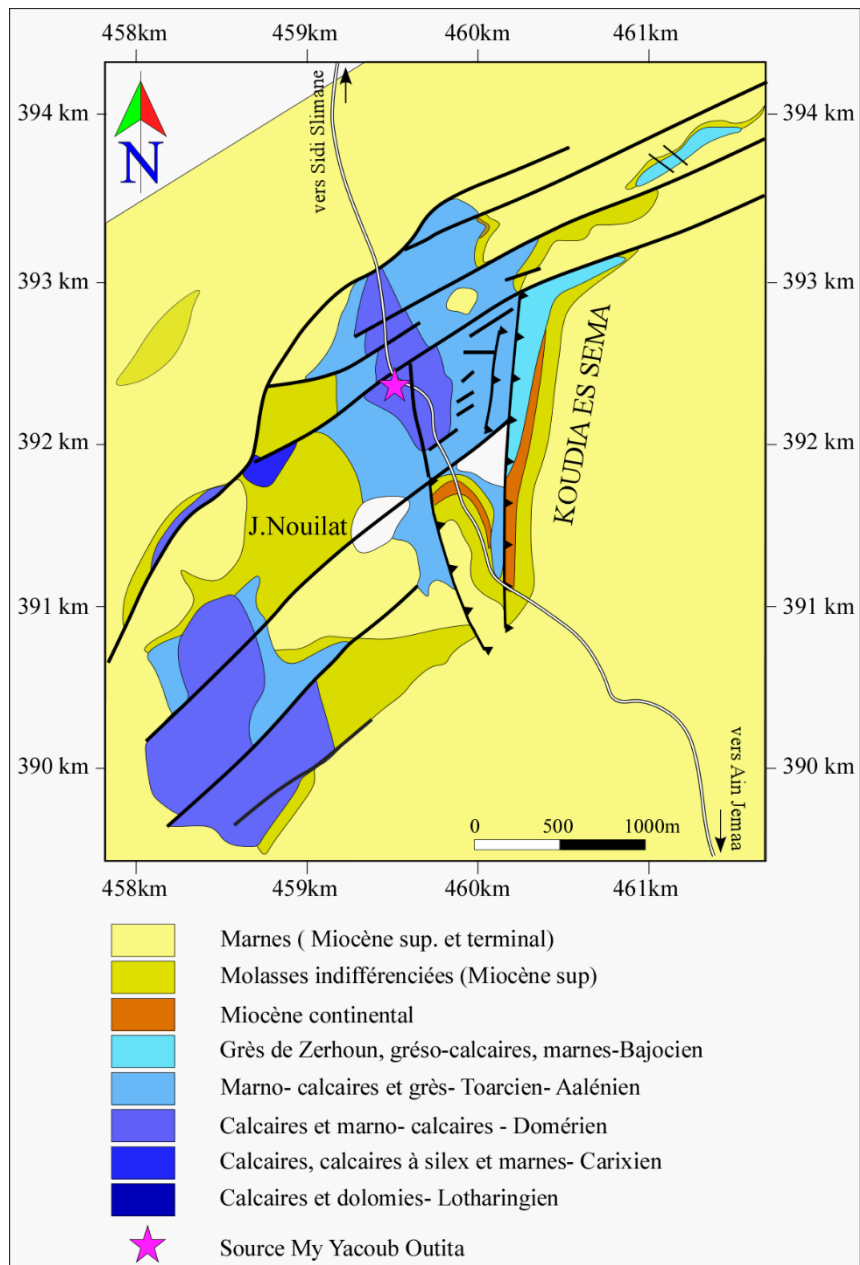


Figure 18: Carte géologique du secteur d'Outita (d'après Faugères, 1978)

Les accidents parcourant ce secteur montrent deux directions :

- Les failles subméridiennes (N05E à N10E), représentées surtout sur la rive droite (en allant vers la plaine du Gharb) de la cluse de Moulay Yacoub Outita, montrent un jeu inverse à chevauchant vers l'Ouest suivant ainsi l'axe du bombement jurassique N-S.
- Les failles équatoriales (N80E), sont moins abondantes. Deux failles ont été observées au niveau de l'oued Hamma, immédiatement au Nord de la source thermique d'Outita. Ce sont des failles à jeu normal ; l'une d'entre elles est bien soulignée par une brèche tectonique (Photo 4).



Photo 4: Faille à jeu normal soulignée par une brèche tectonique au niveau de Moulay Yacoub Outita

La relation géométrique entre l'ensemble de ces différentes structures est en accord avec une phase de compression locale subéquatoriale E-W à ENE-WSW qui serait responsable du soulèvement de la série jurassique à la faveur du pli et des chevauchements N-S.

Les failles normales E-W citées ci-dessus, s'insèrent bien dans ce modèle puisqu'elles sont parallèles à la contrainte de compression principale E-W, contraignant ainsi l'idée de Faugères (1987) qui les considère comme tardives.

II-3 Conclusion

Les sources thermales de Bab Tiouka et d'Outita appartiennent à un contexte structural caractérisé par un jeu polyphasé d'un couloir cisailant de direction NE-SW.

A Bab Tiouka ce couloir a joué le rôle de butoir contre lequel s'amortisse la progression des écailles chevauchantes vers le NW (décollement de la couverture méso-cénozoïque). La résurgence de la source thermique de Bab Tiouka serait en relation avec ce décollement.

A Outita le passage de ce couloir est matérialisé par de nombreux accidents décrochants senestres NE-SW associés à des failles subméridiennes inverses ou chevauchantes vers l'Ouest et à d'autres subéquatoriales normales et à regard Nord. La résurgence de la source thermique d'Outita se fait à l'intersection entre une faille NE-SW décro-chevauchante dextre et une faille E-W normale.

III- La source thermale de Moulay Idriss Zerhoun

III-1 Cadre géographique

La source thermale de Moulay Idriss Zerhoun sourde à l'extrémité Est du village portant le même nom (coordonnées Lambert X : 489.300, Y: 384.050) (Fig. 19).

La topographie de la région est essentiellement montagneuse dominée par des formations calcaires.

Le réseau hydrographique est constitué principalement par l'oued Khoumane ayant une direction d'écoulement qui change du NW-SE au E-W. Les affluents de ce cour d'eau sont oued Debiane, et oued Chrakhi dont les directions d'écoulement sont respectivement NW-SE et NE-SW.

Le climat de la région est un climat tempéré chaud avec une tendance semi-aride, caractérisé par un hiver frais et pluvieux et un été chaud et sec. Le mois le plus chaud de l'année est celui d'Août avec une température moyenne de 26.5°C, 10°C de moins font du mois de Janvier le mois le plus froid de l'année (Fig. 20). La pluviométrie annuelle est d'environ 595mm se traduisant par une période de sécheresse de cinq mois (Fig. 20).

L'activité agricole, dans sa majorité traditionnelle, constitue l'activité principale de la région ; et est dominée essentiellement par l'arboriculture (Olivier), la céréaliculture et l'élevage animalier qui compte parmi les activités économiques essentielles de la région.

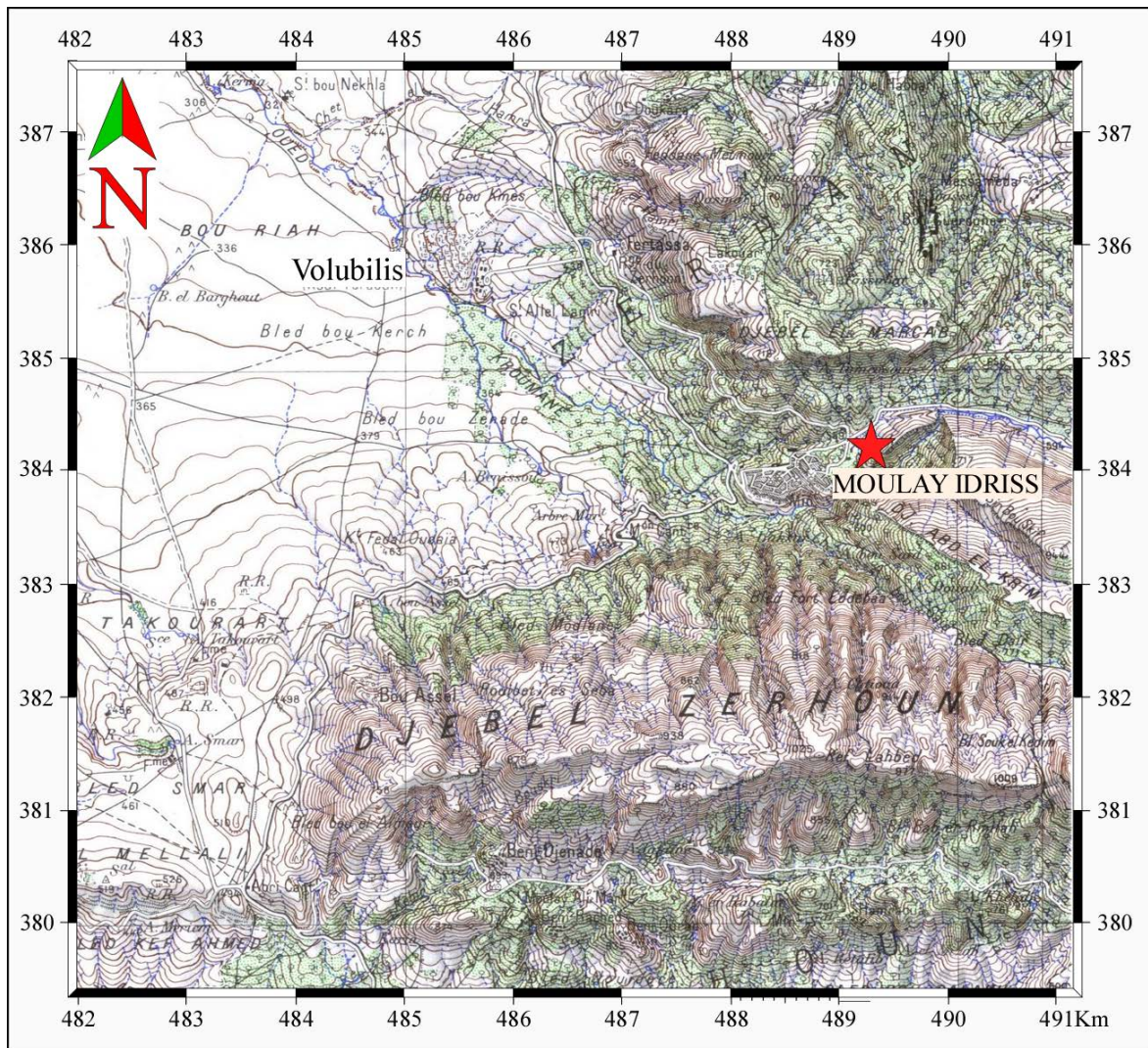


Figure 19: Extrait de la carte topographique de Sidi Kacem (1/50000) montrant la situation de la source thermique de Moulay Idriss Zerhoun.

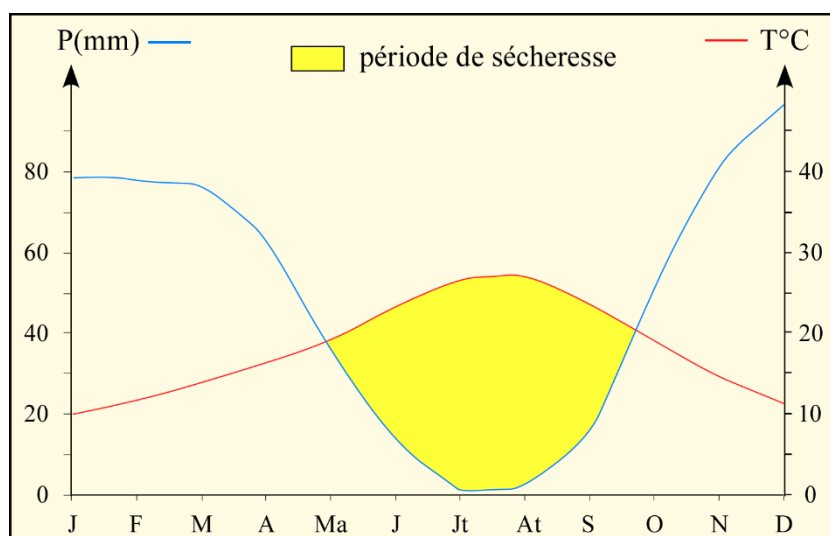


Figure 20: Diagramme ombrothermique de la zone de Moulay Idriss Zerhoun

III-2 Cadre géologique

Sur le plan géologique, la source thermale de Moulay Idriss Zerhoun sourde à l'Ouest de Jbel Dehar En-Nsour qui prolonge à l'Est la ride de Moulay Idriss. Cette dernière constitue au sens large l'ensemble oriental des RSR. La ride de Moulay Idriss Zerhoun est une zone montagneuse allongée suivant une direction E-W comprenant Jbel Zerhoun, Jbel Firt El Bir, Jbel Dehar En Nsour; Jbel Nesrani et l'ensemble Takerma-Kannoufa, surplombant le plateau de Meknès.

III-2-1-Lithostratigraphie

III-2-1-1 Les formations triasico-jurassiques

a- Le Trias

Il n'affleure qu'au niveau de deux localités proches de la zone d'émergence de la source thermale de Moulay Idriss. La première située à 10 Km à l'Est du Jbel Dehar En Nsour et la deuxième au niveau de la dépression de la Daya Moussaoua située entre Jbel Zerhoun et Jbel Takerma (Fig. 21). Il s'agit particulièrement d'argiles rouges oxydées ou bariolées à bancs de gypses mélangés à des basaltes doléritiques.

Les profils sismiques réalisés perpendiculairement au prolongement E-W de la ride de Moulay Idriss (Kenafi ; 2002) ont révélé l'existence d'une grande variation d'épaisseur des formations triasiques de part et d'autre de la faille de Moulay Idriss (WNW-ESE) et de la faille de Moussaoua (E-W).

b- Le Jurassique

Le massif de Moulay Idriss appartient à l'unité occidentale (appelée unité centrale de Faugères 1978) dont la série jurassique s'étend du Lias inférieur au Bajocien supérieur.

La série jurassique complète affleure à Jbel Dehar En Nsour alors qu'elle est limitée aux formations Aaléno-bajociennes à Jbel Zerhoun (Fig. 21)

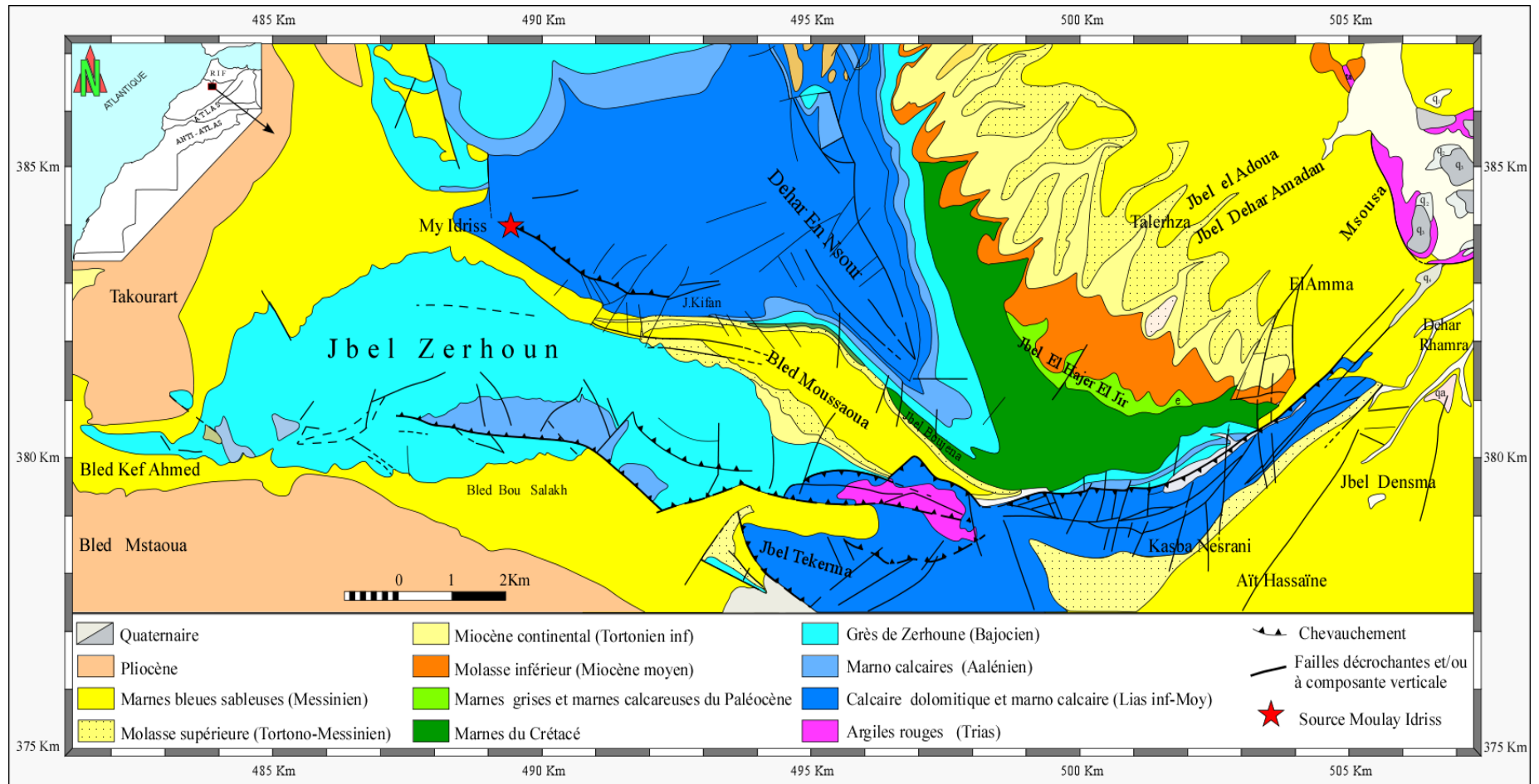


Figure 21: Carte géologique du massif de Moulay Idriss (extrait des cartes géologiques de Sidi Kacem et Bni Amar 1/50000)

Le log stratigraphique établi à Dehar En Nsour (Faugères 1978) permet de distinguer du bas vers le haut (Fig. 22) :

- Des calcaires siliceux du Carixien.
- Des marno-calcaires inférieurs du Domérien inférieur.
- Des calcaires lités du Domérien moyen.
- Des marno-calcaires supérieurs du Domérien supérieur.
- Des marnes grises du Toarcien inférieur.
- Des marno-calcaires gréseux inférieurs et intermédiaires du Toarcien moyen-supérieur.
- Des marno-calcaires gréseux de l'Aalénien correspondant à des marnes grises et des calcaires plus ou moins marneux, puis des calcaires bioclastiques (polypiers, bryozoaires, brachiopodes) lités à intercalations marneuses bien développées surtout dans le Jbel Zerhoun (200m).
- Des marnes grises micacées du Bajocien inférieur.
- Des marnes et marno-calcaires blancs du Bajocien supérieur.

III-2-1-2 Les formations du Crétacé- Paléocène

Ces terrains sont situés à environ 15 km à l'Est du village de Moulay Idriss Zerhoun. Leur série stratigraphique (Albien-Paléocène, 300m) comporte dix formations décrites par les figures 8 et 9 donnant la lithostratigraphie des Rides Sud Rifaines. (Faugères, 1978 ; Benzaggagh *et al.*, 2017).

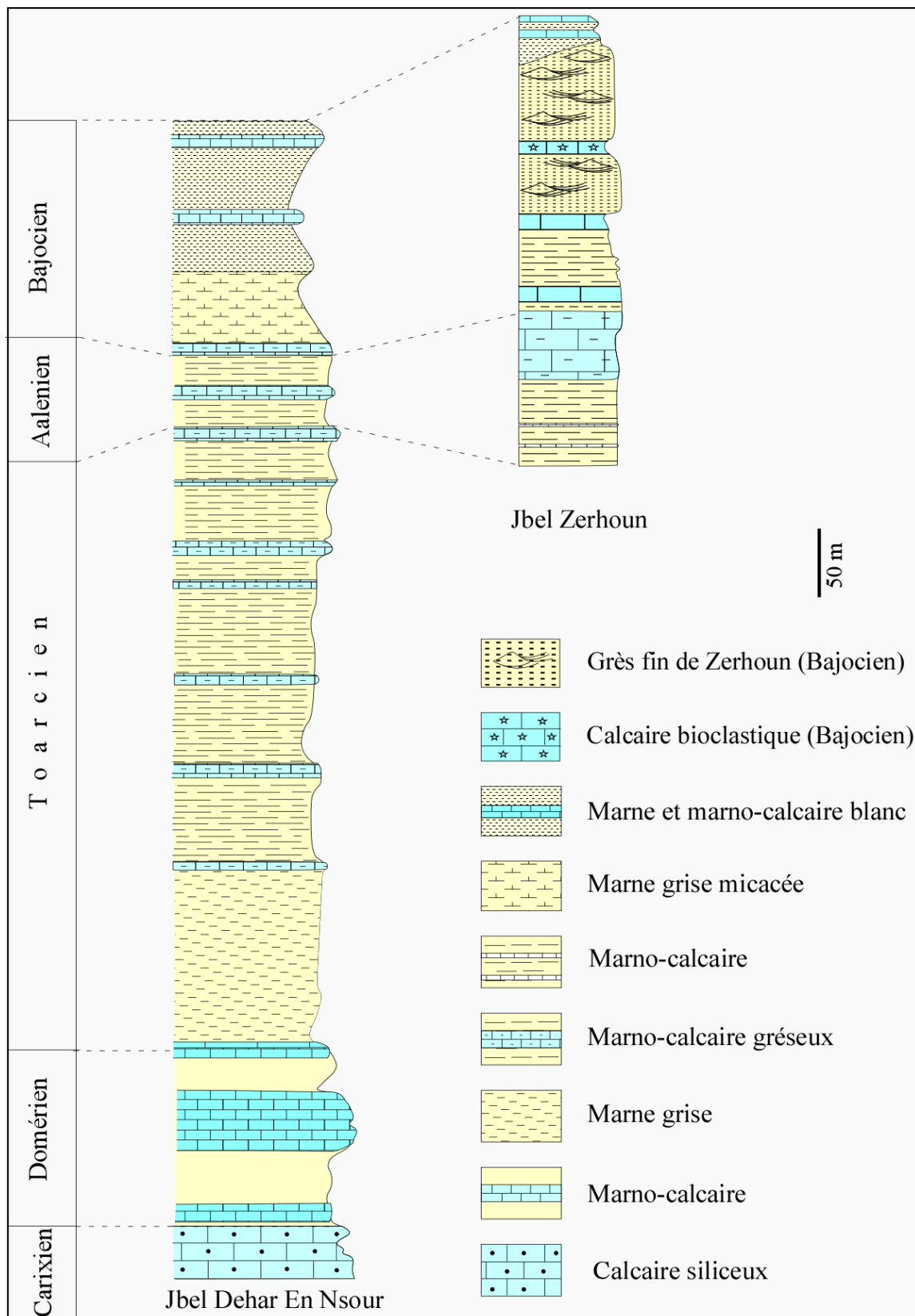


Figure 22: Log stratigraphique montrant la série jurassique de Jbel Dehar En Nsour et de Jbel Zerhoun selon Faugères (1978).

III-2-2-Evolution structurale

La ride de Moulay Idriss constitue la partie la plus frontale de la chaîne rifaine. La géométrie de ces structures est façonnée par une tectonique tangentielle à vergence Sud et qui serait à l'origine de la surrection des reliefs de cette ride. Dans l'ensemble, la structure de cette zone est dominée par des accidents chevauchants qui engendrent trois structures anticlinales séparées par quatre cuvettes synclinales qui sont du Nord au Sud:

- Le synclinal de Beni Meraz - Beni Ammar.
- L'anticlinal de Moulay Idriss - Dehar En Nsour.
- Le synclinal de Bled - Moussaoua.
- L'anticlinal de Jbel Zerhoun - Jbel Nesrani.
- Le synclinal de Mghassiyne - Tekerma.
- L'anticlinal de Jbel Tekerma - Kannoufa.
- Le synclinal du Plateau de Meknès.

La source thermale de Moulay Idriss Zerhoun sourde au niveau de l'anticlinal de Moulay Idriss - Dehar En Nsour, considéré comme le plus vaste anticlinal de la ride de Moulay Idriss. Son flanc long, caractérisé par des formations calcaires et marno-calcaires allant du Domérien au Bajocien et grés-marneuses du Miocène, s'étend sur plus de 10 Km de longueur. Ce flanc long plonge faiblement vers le Nord où il est recouvert en discordance cartographique par les formations marno-calcaires du Crétacé-Paléogène et par la série miocène du NE de Dehar En Nsour. A Moulay Idriss, la dissymétrie de cet anticlinal est nette ; son ossature dessinée par les calcaires massifs du Domérien se rend à la verticale (80° S) sur moins d'un kilomètre. Cette structure anticlinale est affectée par deux branches de chevauchements à vergence Nord dont la plus spectaculaire est celle passant au niveau de l'exécutoire de la source thermale de Moulay Idriss.

Le flanc court verticalisé de cette structure anticlinale est recouvert en discordance angulaire par les molasses du Miocène supérieur-terminal à sédimentation chaotique.

Dans la zone de résurgence de la source thermale de Moulay Idriss Zerhoun, de nombreux plans de failles striés, ont été observés au niveau des calcaires lités d'âge Domérien. Ce sont des failles essentiellement décrochantes à jeu dextre N100, 80N et senestre N00, 76° E. A côté de ces failles décrochantes, s'observent également des failles à jeu normal ou inverse avec un plongement globalement de 50° vers le NE. Les premières présentent une direction allant de N133 à N148 alors que celle des secondes est N140. (Bargach, 2011)

III-2-3- Conclusion

La source thermale de Moulay Idriss Zerhoun sourde au niveau de la plus vaste structure anticlinale de la ride de Moulay Idriss. La zone d'émergence est dominée par des formations marno-calcaires d'âge Domérien - Bajocien.

Par ailleurs, cette source thermale émerge dans une zone de faille effondrée en graben limitée par des failles normales visibles dans les calcaires du Domérien moyen se prolongeant jusqu'à la zone d'émergence dans les marno-calcaires du Domérien inférieur (Benmakhlouf, 2001).

IV- Les sources thermales de Tghat et de Hamma Zalagh

IV-1 Cadre géographique

Les sources thermales de Tghat et de Zalagh se situent respectivement au pied de Jbel Tghat et au pied de Jbel Zalagh à matériel jurassique. La source de Tghat est située à 3Km au WNW de la ville de Fès (coordonnées Lambert X=533.380 Y=386.250 sur la feuille Fès-Ouest 1/50 000), alors que celle de Zalagh est localisée à une dizaine de kilomètres au NNE de la Ville (coordonnées Lambert X=545.130 Y=391.970 sur la feuille Fès-Est 1/50 000) (Fig. 23).

La topographie de la zone de Tghat et de Zalagh présente un aspect montagneux avec des altitudes variant 800 et 900m.

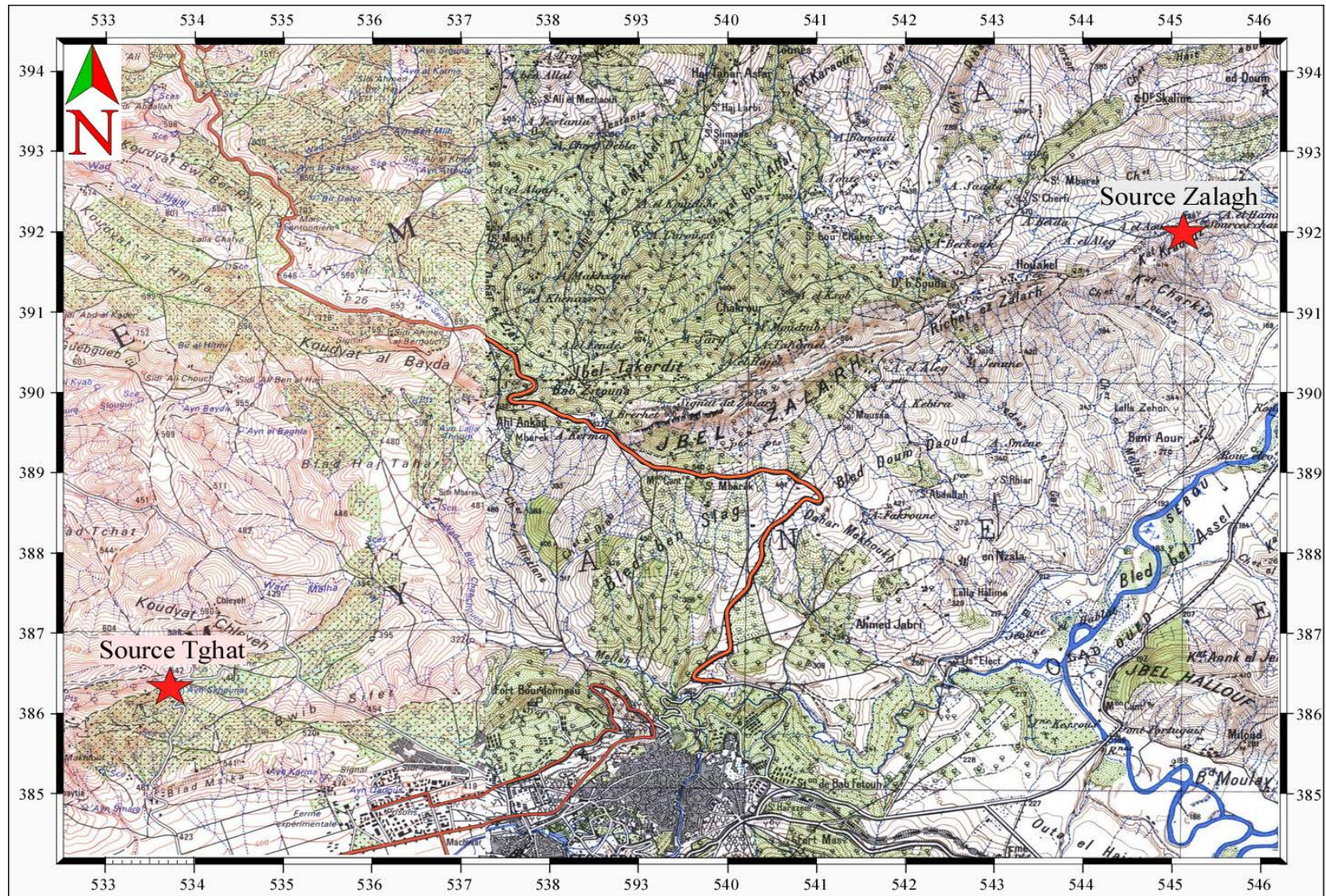


Figure 23: Carte topographique montrant la situation des sources thermale de Tghat et de Zalagh.

Au niveau de la région de Zalagh, le réseau hydrographique est représenté essentiellement par oued Sebou, alors qu'au niveau de la zone de Tghat, en plus de l'oued Fès le réseau hydrographique comprend des oueds à écoulement le plus souvent temporaire. Les plus importants définissent des talwegs orientés suivant trois directions préférentielles qui sont (Fig. 23) :

- Une direction NW-SE (oued Chaybia et oued Al Marja)
- Une direction NS (oued Bou Chabchoub,)
- Une direction EW (oued Malha et oued Sbil)

Le caractère agricole des régions avoisinantes de Jbel Tghat et Jbel Zalagh est fondé essentiellement sur la céréaliculture, les légumineuses, les cultures oléagineuses et un élevage animalier très diversifié.

Le climat régnant au niveau de ces deux localités, est un climat chaud et tempéré avec une tendance semi-aride. La moyenne annuelle des températures est de 18°C alors que, celle de la pluviométrie est d'environ 536 mm. L'écart pluviométrique entre le mois le plus sec et le mois le plus humide est de l'ordre de 78 mm (Fig. 24).

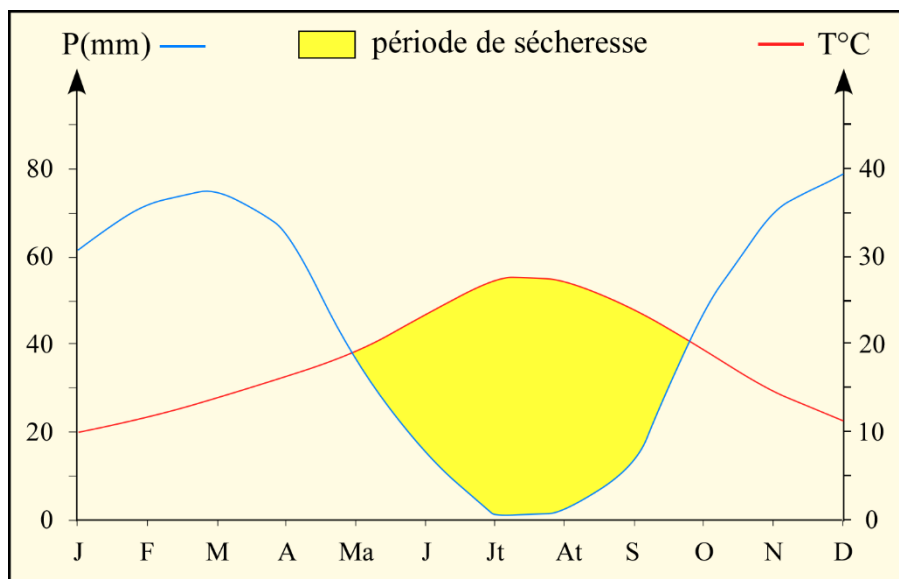


Figure 24: Diagramme ombrothermique de la zone de Jbel Tghat et de Jbel Zalagh

IV-2 Cadre géologique

IV-2-1 Lithostratigraphie

IV-2-1-1 Le Trias

Les affleurements du Trias sont d'extension très limitée et constitués exclusivement d'argiles rouges gypsifères. Ce niveau argileux joue un rôle important dans la structuration des RSR puisqu'il constitue l'un des deux niveaux de décollement au cours de leur édification (Tejera et Duee, 2003)

IV-2-1-2 Le Jurassique

Le Jurassique débute par des affleurements liasiques qui forment le noyau anticlinal des rides de Tghat et de Zalagh. Sur le versant Sud de Jbel Tghat, la série jurassique est limitée au terme des marnes grises, micacées à intercalations carbonatées et marno-calcaires d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

Le sondage effectué en 1935-1936 par la société chérifienne du pétrole a permis de mettre en évidence, du bas en haut, les formations suivantes (Fig. 25) :

- Dolomies d'infra-lias (540m).
- Marno-calcaires détritiques du Domérien supérieur (55 m).
- Marnes grises compactes, gréseuses ou micacées avec de rares bancs de calcaires ou de grès, rapportés au Toarcien (201m).
- Une assise calcaro-gréseuse à *Concéllophycus* (Aalénien).
- Marno-calcaires Aaléno-Bajocien (204m d'épaisseur dont 24m pour les faciès de l'Aalénien et 180m pour ceux du Bajocien)

Le jurassique redressé à la verticale constitue l'ossature de Jbel Zalagh. Il y est bien visible aussi bien sur le versant Sud que Nord. Le Lias inférieur et moyen sont représentés par :

- 300 m de formations carbonatées constituées de dolomie.
- 150 m de calcaires lités.
- 50 m de calcaires siliceux puis des marno-calcaires riches en Bélemnites.

Le Lias supérieur-Dogger, d'épaisseur 100m, est représenté par un faciès essentiellement marneux à intercalation de lits calcaires riches en Bélemnites (Faugères, 1978).

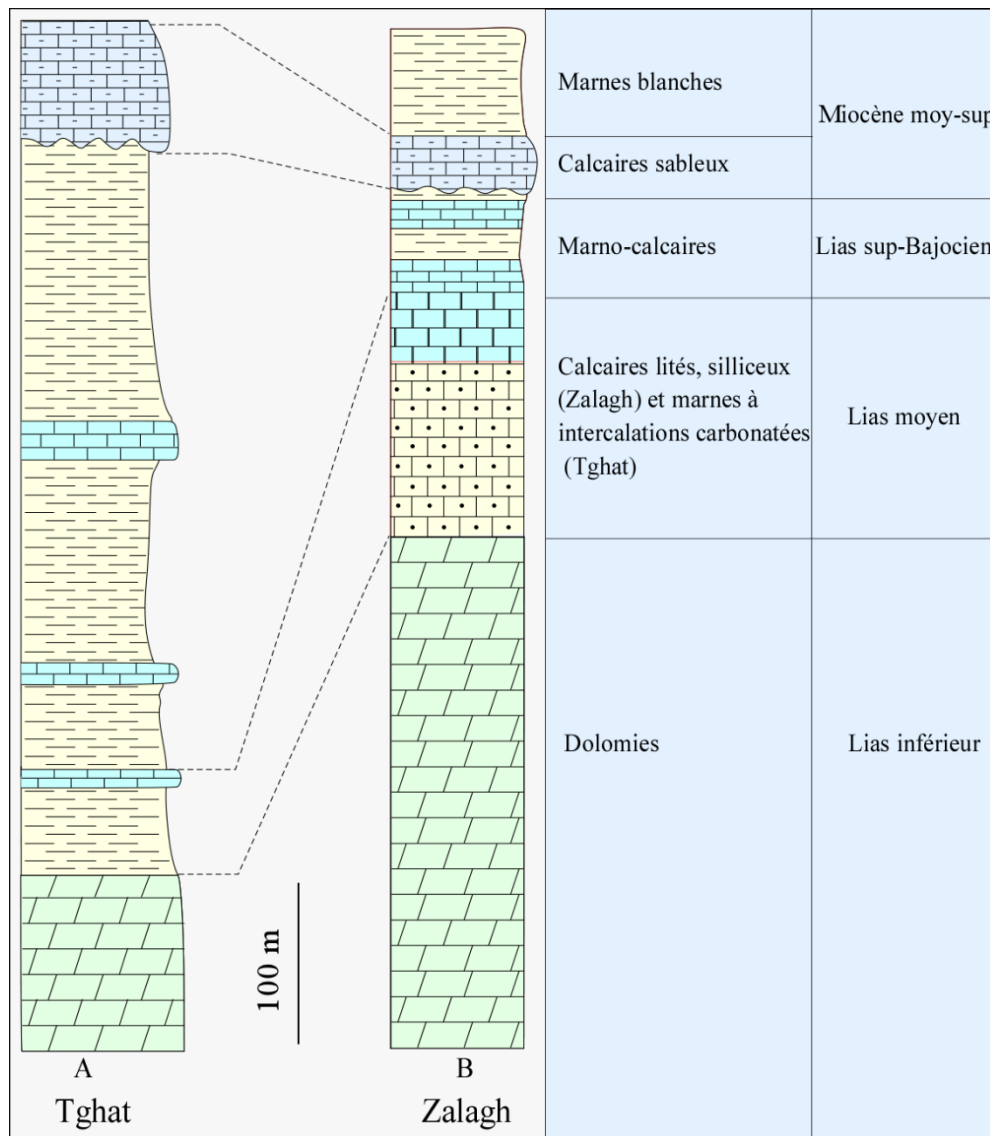


Figure 25: Logs stratigraphiques montrant la série jurassique :
 A- Au niveau de la ride de Tghat (forage Tr1 ;ONAREP), B- Au niveau de la ride de Zalagh (Faugères, 1978)

IV-2-1-3 Le Crétacé

Les formations du Crétacé comportent essentiellement des marnes vertes généralement gypsifères homogènes parfois schisteuses. Ces formations soulignent le deuxième niveau de décollement mis en évidence par (Morley, 1992) au cours de la migration de la chaîne rifaine vers le Sud.

IV-2-1-4 Le Miocène

Les formations du Miocène affleurant au niveau des extrémités des rides de Tghat et de Zalagh, sont en légère discordance sur les terrains jurassiques matérialisés essentiellement par les marnes et les molasses.

IV-2-1-5 Le Quaternaire

Il est caractérisé par des dépôts de versants au pied de Jbel Tghat et de Jbel Zalagh. Ces dépôts d'extensions limitées, sont issus de la destruction des reliefs montagneux et remaniés sous l'effet de la pente. Ces formations, dont la puissance diminue vers l'aval, recouvrent le versant Sud de la ride de Tghat et comprennent des blocs hétérométriques (quelques centimètres à quelques mètres) de calcaires sableux et de marnes.

A Jbel Zalagh, ces dépôts conglomératiques de plusieurs mètres de puissance, sont constitués essentiellement de blocs calcaires liasiques, rarement par des blocs de calcaires sableux du Miocène. Ces éléments sont anguleux, parfois aplatis et arrondis noyés dans une matrice calcaro- sableuse formant un ciment plus au moins dur.

IV-2-2 Evolution tectonique de la ride de Tghat et de la ride de Zalagh

IV-2-2-1 La ride de Tghat

Située à l'Ouest de Fès, c'est une ride culminant à 837m, limitée au Sud par le bassin de Saïs et au Nord par la Nappe Prérifaine (Fig. 26). Elle forme un anticlinal à axe orienté E-W résultant d'un récent raccourcissement Nord-Sud. Le cœur de cet anticlinal comporte des formations jurassiques (marnes et calcaires du Lias -Dogger) (Faugères, 1978) qui émergent sous les marnes du Miocène supérieur du Prérif. Le flanc Nord de cet édifice est formé de calcaires sableux d'âge Miocène moyen-supérieur ayant un pendage de 20°N. Cependant, le flanc Sud de cette structure comporte des marnes et des conglomérats molassiques (Miocène) dévoilant un pendage subvertical ou même renversé (Fig. 26). Ces formations miocènes sont recouvertes par des calcaires lacustres plio-quaternaires. Ce flanc méridional est tronqué par un grand chevauchement E-W à vergence Sud permettant ainsi aux formations jurassiques de coiffer les conglomérats et les calcaires lacustres plio-quaternaires du Saïs.

La ride de Tghat est parcourue par plusieurs accidents décrochants dont les failles bordières N 150E à jeu dextre à l'Ouest et la faille N 30E à jeu senestre à l'Est. (Fig. 26)

La ride de Tghat se trouve ainsi, soumise entre deux champs de contraintes contemporaines synchroniques : un champ de contrainte compressif de direction NNE-SSW et l'autre extensif de direction NW-SE. Vers le Sud, le contact entre la ride de Tghat et le bassin du Saïs est souligné par un accident chevauchant aveugle (Bargach *et al.*, 2004 ; Chalouan *et al.*, 2006, 2014).

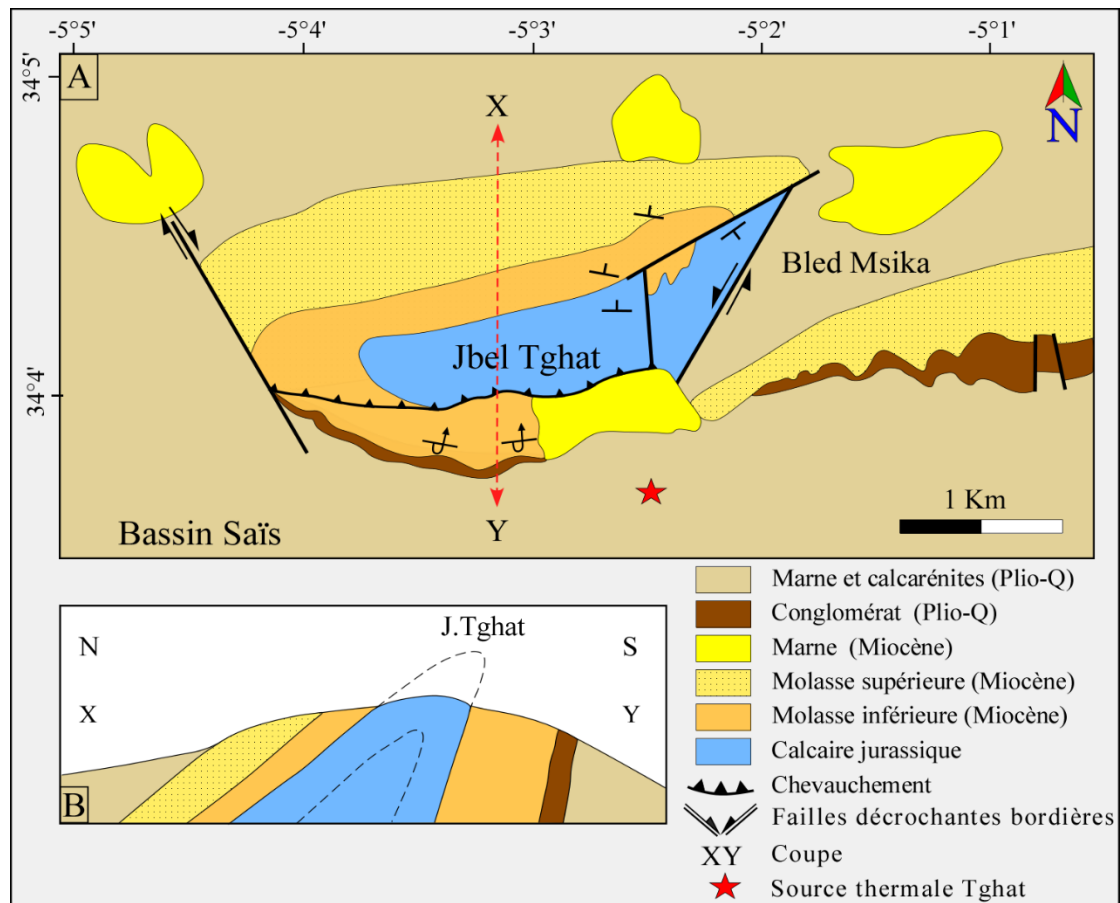


Figure 26: A-carte géologique de Jbel Tghat (Chalouan et al. 2006). B- Coupe XY

IV-2-2-2 La ride de Zalagh

C'est une petite ride étroite, isolée, allongée suivant une direction ENE-WSW et culminant à 902 m. Elle constitue la ride la plus orientale des RSR et forme un anticlinal asymétrique à axe orienté N70 (Fig. 27), plongeant de 15 à 20° E. Plusieurs accidents affectent cette ride notamment l'accident N70 à jeu senestre parcourant le flanc Nord ainsi que sa charnière et qui serait responsable de l'activité sismique de la région (Moratti *et al.*, 2003). Des failles inverses à vergence Sud et des décrochements dextres NW-SE s'observent également dans l'extrémité orientale de cette ride. Le flanc Sud est affecté par des décrochements senestres sub-verticaux ainsi que des failles inverses N70-100 à vergence Nord et des failles métriques à jeu normal. L'analyse structurale a permis de mettre en évidence l'activité récente de ces accidents. Ainsi, la faille N70°E active après la phase de plissement de la ride (Moratti *et al.*, 2003) serait d'âge quaternaire. Les failles dextres et senestres affectant cet accident N70E seraient par conséquent plus récentes.

L'analyse microtectonique de ces accidents suggère que la ride de Zalagh a été soumise à deux champs de contrainte : le premier σ_1 orienté NNE-SSW est responsable de l'accident senestre N70, et le second ayant un σ_1 orienté NNW-SSE est responsable des accidents transverses (Bargach 2011, Chalouan *et al.*, 2006, 2014).

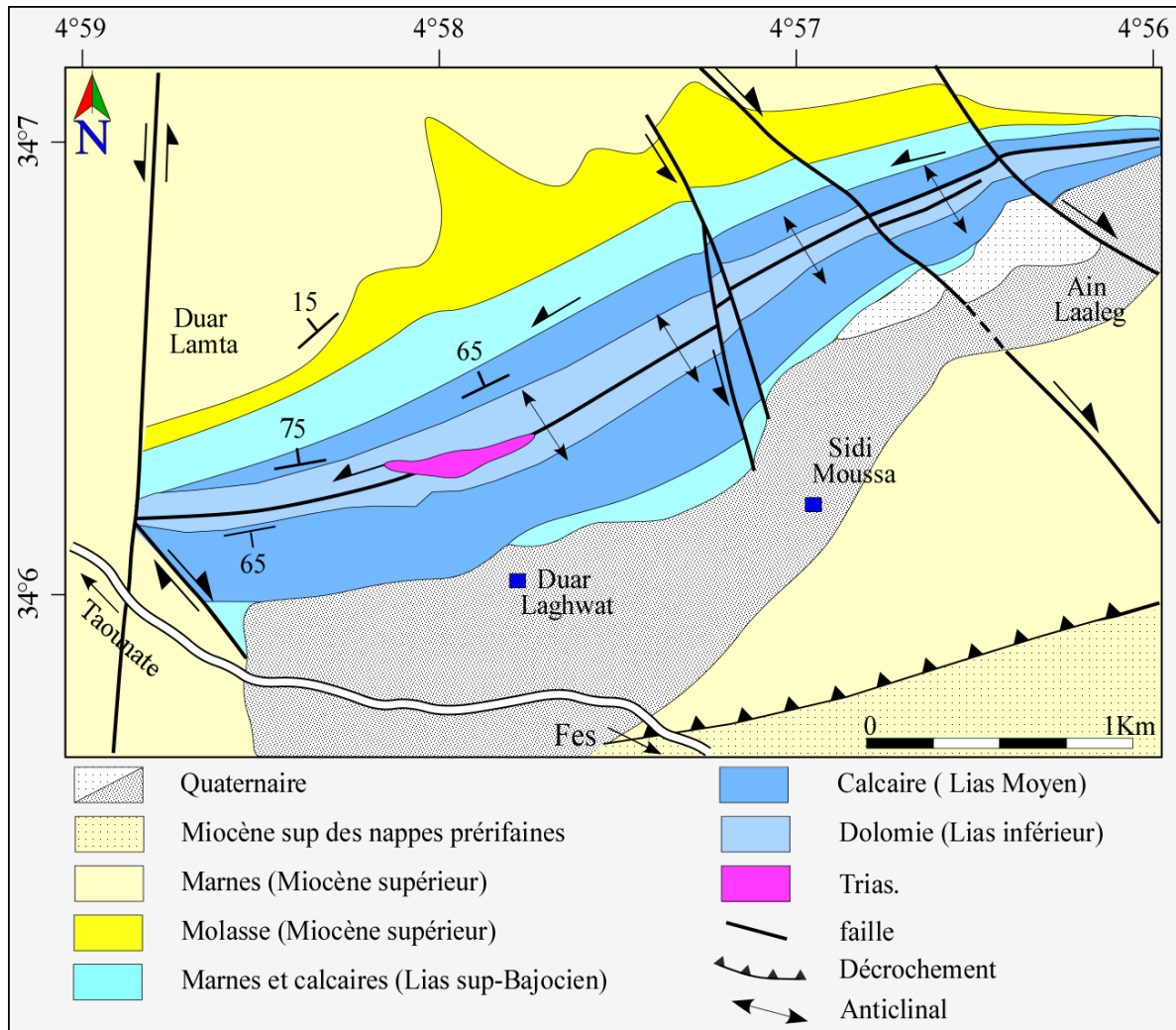


Figure 27: Carte géologique de Jbel Zalagh (Chalouan *et al.* 2006)

D- Les sources thermales du Bassin de Saïs (AA et MYF)

Le bassin de Saïs est connu pour sa richesse en sources thermales ; il s'agit des sources thermales de Moulay Yacoub, de Sidi Harazem, Skhounate et du forage d'Ain Allah (appelé dans ce qui suit source d'Ain Allah). Ces sources sont aménagées en stations hydrothermales conçues pour des traitements médicaux, baignade, détente ...etc ou encore des eaux minérales commercialisables.

I- cadre géographique

La source thermale d'Ain Allah est située dans la région de Douyet à 14 kilomètres à l'Ouest de la ville de Fès (coordonnées Lambert X=524.092 et Y=382.160) (Fig. 28). Cette source est extraite par un forage artésien à 1516 m de profondeur.

La source thermale de Moulay Yacoub est située au sein du village du même nom (coordonnées Lambert X=519.770 et Y=387.854) (Fig. 28), localisé à 25 km au NW de la ville de Fès.

Ces deux sources thermales appartenant à la province de Moulay Yacoub, sont situées dans une région caractérisée par un relief accidenté formé essentiellement par des collines arides dénudées et culminant à 618 m (Jbel Guerzine). Ces collines sont encadrées par la plaine de Saïs au Sud, les reliefs du Prérif au Nord et les Rides Sud Rifaines à l'Est et à l'Ouest. Leurs crêtes sont orientées selon deux directions principales NE-SW et E-W (Fig. 28).

Le réseau hydrographique de la région est caractérisé par des oueds à écoulement le plus souvent temporaire. Les plus importants définissent des talwegs orientés suivant trois directions préférentielles (Fig. 28) :

- Une direction NE-SW dessinée par l'Oued My Yacoub, l'oued Guerzine, l'Oued Barwaga et l'oued Feddane El Gamra.
- Une direction E-W parcourue par l'Oued Ghorga, l'oued Akkara, l'Oued Bou Rahma et l'Oued Amras.
- Une direction NW-SE à N-S tracée par l'Oued Al Mallah, l'oued Ayn Zenfen, l'oued Al Klokh et des ravins au SE de Moulay Yacoub.

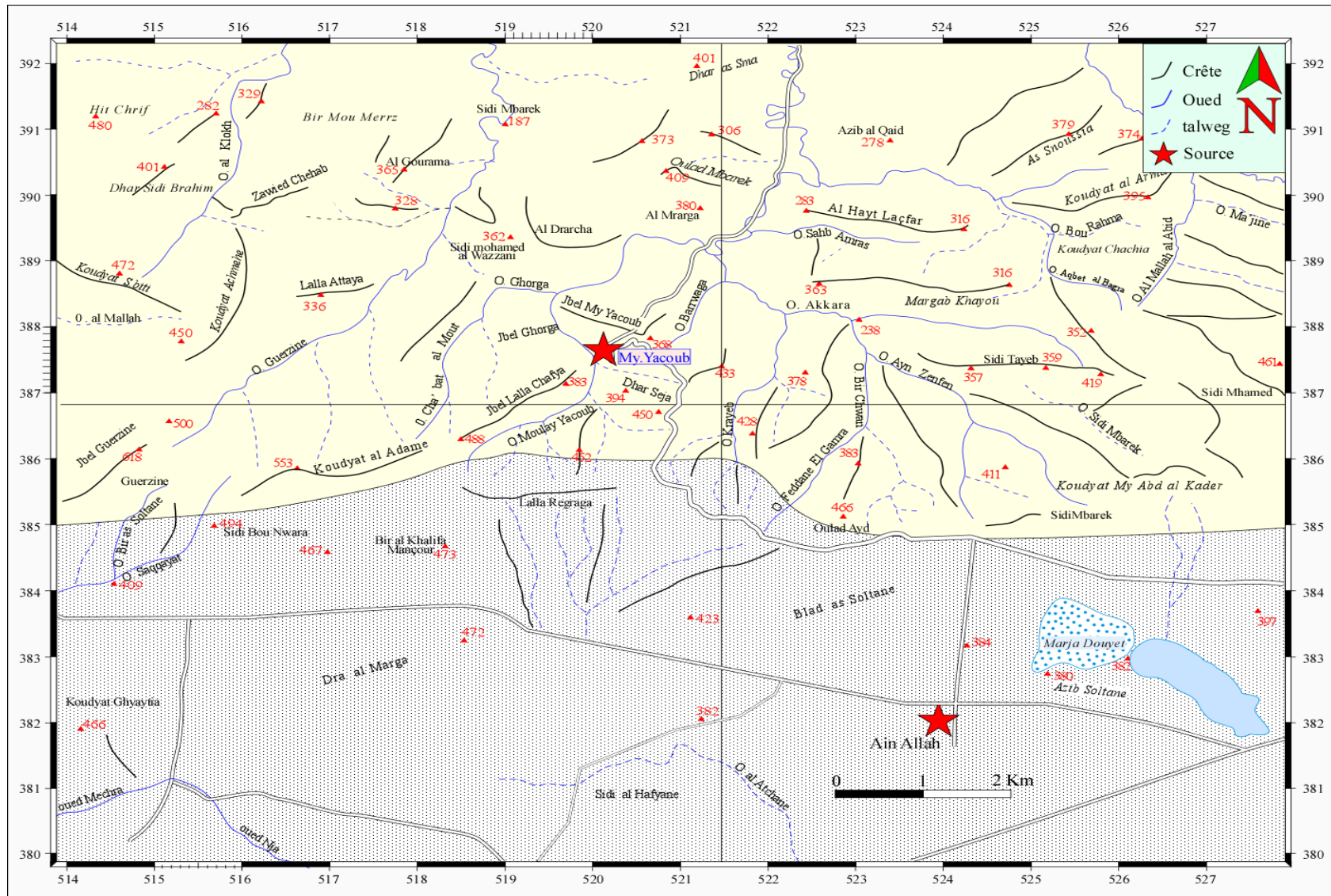


Figure 28: Carte géomorphologique du secteur de Moulay Yacoub-Ain Allah (Lakhdar et al 2006)

Le climat de la zone est un climat continental semi-aride très chaud et très sec en été, froid et humide en hiver. Le diagramme ombrothermique (Fig. 29) dévoile une période de sécheresse ne dépassant pas cinq mois. Les températures au niveau de la région varient en moyenne entre 4°C et 43°C avec une pluviométrie annuelle de l'ordre de 600 mm/an.

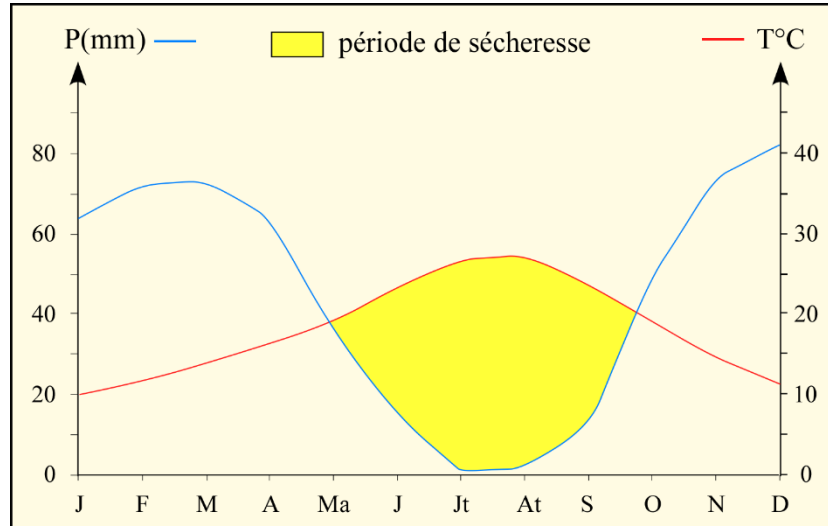


Figure 29: Diagramme ombrothermique de la région de Moulay Yacoub - Ain Allah

II Cadre géologique

II-1 Lithostratigraphie

II-1-1 Le secteur d'Ain Allah

Dans ce secteur, les formations quaternaires recouvrent toutes les formations géologiques. Ces dernières ont été révélées par des profils sismiques ou encore par l'intermédiaire des forages pétroliers. Le forage qui intéresse la source thermique d'Ain Allah est celui effectué dans la région de Douyet, constituant la zone hôte de cette source. Ce sondage recoupe toutes les formations géologiques quaternaire et tertiaires y compris une partie des formations jurassiques.

Le sondage d'une profondeur de 1516m, a permis de mettre en évidence, du haut vers le bas, les formations lithologiques suivantes (Wernli, 1987) (Fig. 30) :

- Un complexe lacustre Quaternaire épais de 92 m, formé essentiellement par des calcaires argileux jaunes et roses, des calcaires blanchâtres cristallins et des calcaires marneux gris clair avec des passées de microconglomérat.
- Un niveau Miocène d'une hauteur de 1220m, débutant par des calcaires gréseux alternant avec des marnes sur lesquelles reposent des marnes grises à foraminifères et quelques lits coquilliers.

- Les 200 m restant sont composés de formations carbonatées liasiques dominées par des dolomies rosées, gris clair, beiges avec des inter-lits marneux.

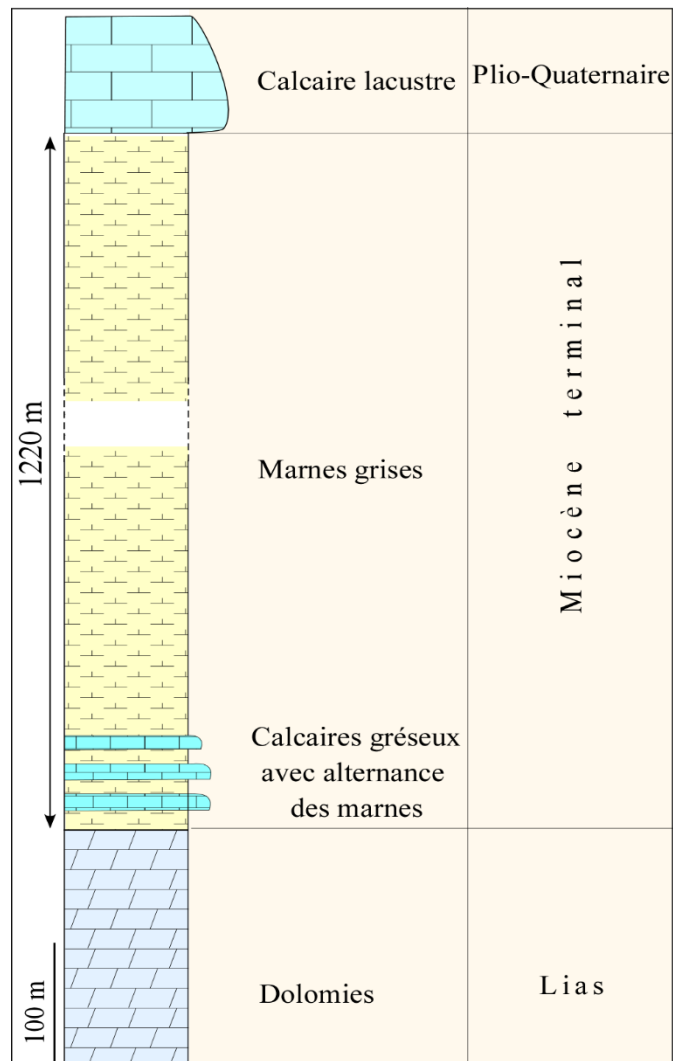


Figure 30: Log stratigraphique du sondage d'Ain Allah (Wernli, 1987)

II-1-2 Le secteur de Moulay Yacoub

Les études menées dans la région de My Yacoub ont porté aussi bien sur les formations pré-rifaines au Nord que celles du Sillon Sud Rifain au Sud (Fig. 31). Ainsi, les terrains des nappes pré-rifaines sont de nature lithologique variée, alors que ceux du Sillon Sud Rifain, sont représentés essentiellement par une épaisse série marneuse d'âge Miocène supérieur. C'est au niveau de ces formations marneuses que jaillisse la source thermale de Moulay Yacoub.

Ces travaux ont permis d'établir une série stratigraphique synthétique mettant en évidence la succession des formations suivantes :

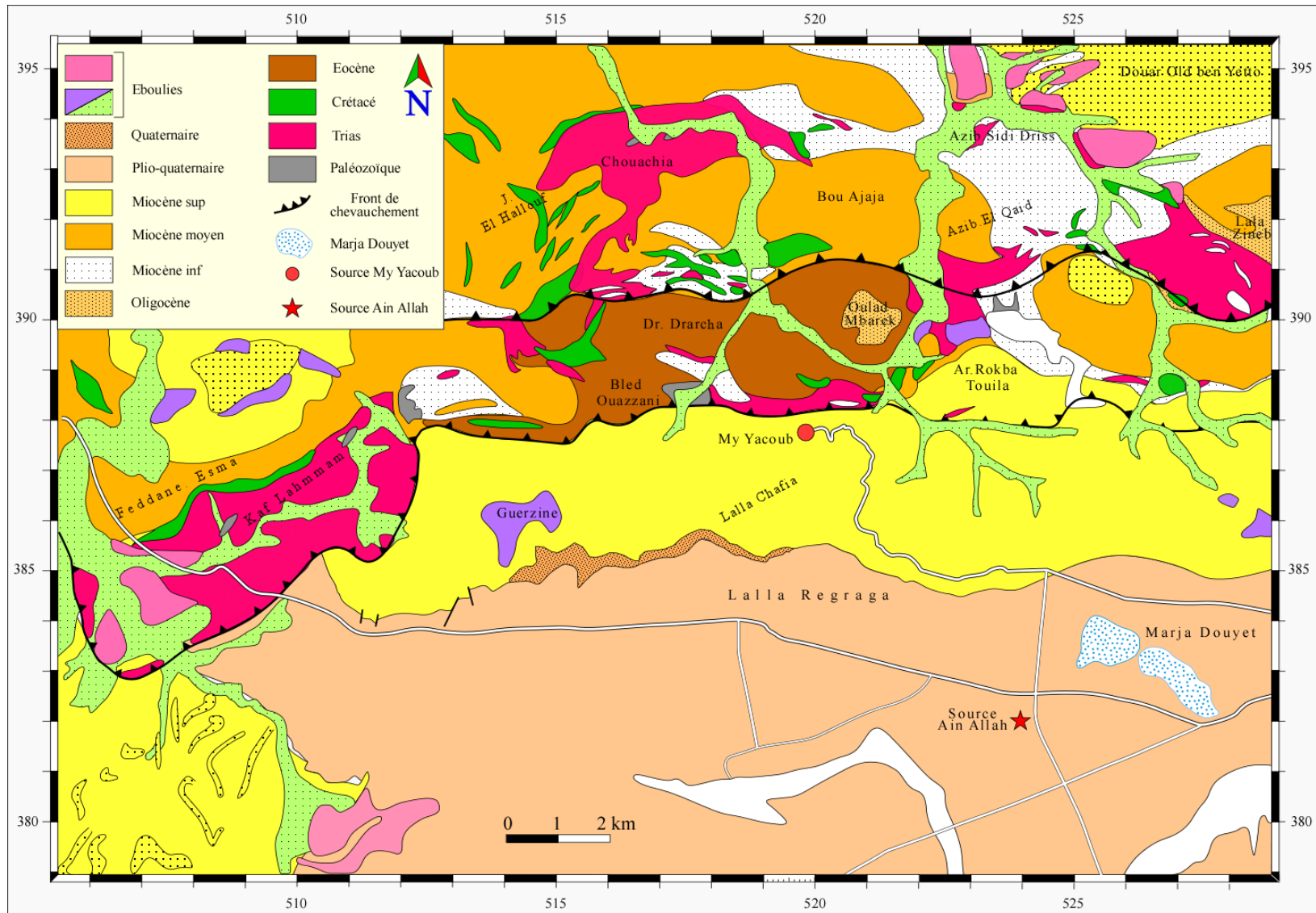


Figure 31: Carte géologique de la région de Moulay Yacoub d'après Bruderer et al. ; 1950 (modifiée par Lakhdar et al., 2006).

Le Paléozoïque : les formations paléozoïques dans le secteur de Moulay Yacoub ont été signalées pour la première fois par Lakhdar (2004) et Lakhdar *et al.*, (2006, 2007). Elles apparaissent sous forme de brèches à éléments hétérogènes affleurant essentiellement à la jonction des fronts de chevauchements avec les accidents NE-SW (Lakhdar *et al.*, 2006). Le matériel paléozoïque est représenté par des blocs de taille métrique à décamétrique de nature magmatique et méta-sédimentaire (Planche 2). Leur analyse pétrographique a permis de distinguer des schistes gréseux, des gabbros (Planche 2-A), des quartzites (Planche 2-C), des gneiss (Planche 2-D) et des migmatites.



Planche 2: Formations paléozoïques dans le secteur de Moulay Yacoub. A-Brèche tectonique ; B-Bloc de conglomérat ; C- Cassure conchoïdale observée au niveau d'un quartzite; D-Gneiss, E- Bloc métrique de roche méta sédimentaire.

Le Trias: les affleurements triasiques apparaissent sous forme de lames plurikilométriques, s'injectant suivant deux directions principales : une direction E-W et une direction NE-SW. Ces formations triasiques sont dominées essentiellement par des argiles rouges truffées de grandes masses de sel, de gypse et d'anhydrite avec parfois l'apparition de roches vertes correspondant au basalte doléritique (Planche 3).

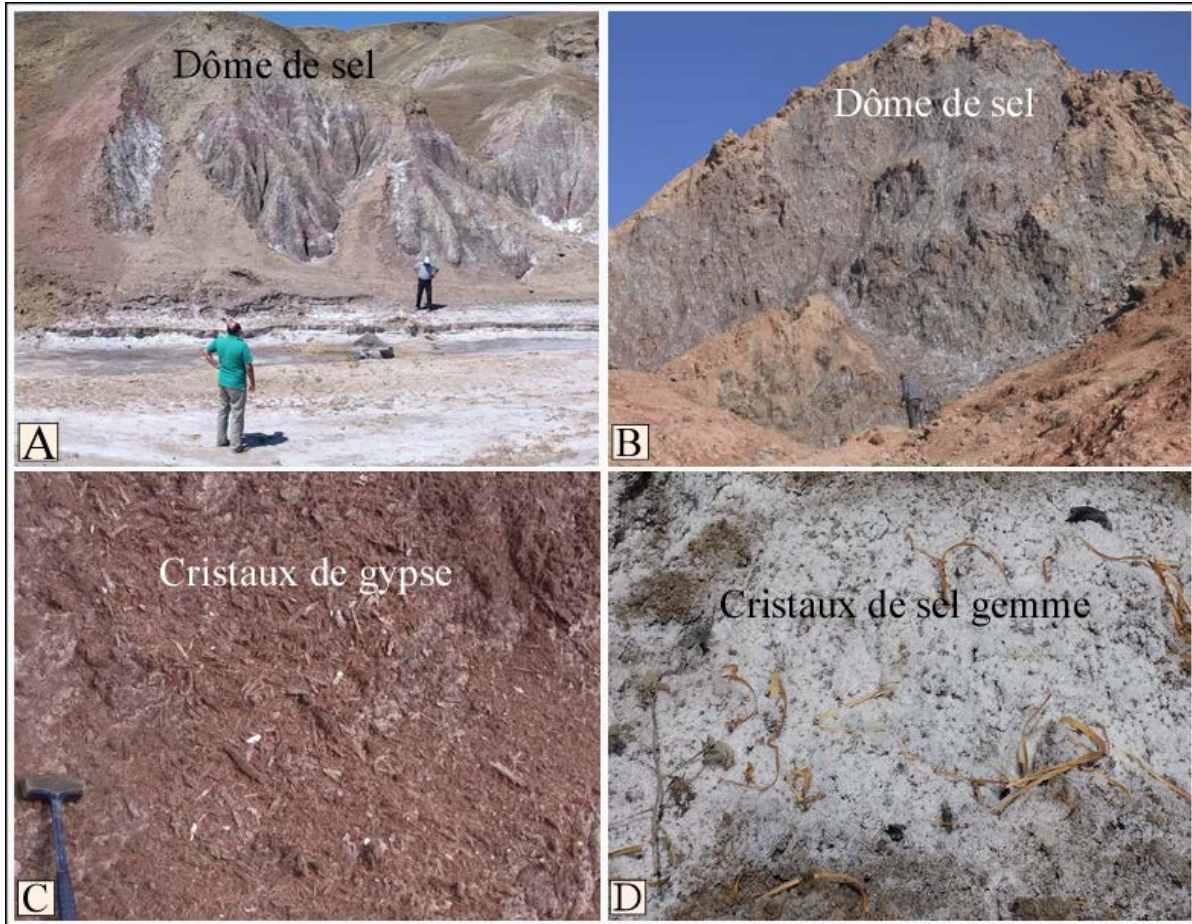


Planche 3: Formations triasiques dans le secteur de Moulay Yacoub. A-Argiles évaporitiques; B-Diapir; C-Gypse; D- Cristaux de sel gemme.

Le jurassique : comme le paléozoïque, les affleurements jurassiques n'apparaissent que sous formes de blocs métriques à décamétriques de nature calcaire et dolomitique. Cependant, au niveau des régions avoisinantes de Moulay Yacoub (Rides Sud Rifaines), ces affleurements sont représentés par des formations calcaires et marno-calcaires.

Le Crétacé : les formations du Crétacé sont le plus souvent associées à celles du Trias. Elles affleurent suivant une direction E-W sous forme de marnes plastiques, verdâtres schistosées soulignant le niveau supérieur du front de chevauchement de la nappe Prérifaine

(Photo.5). L'aspect froissé de ces marnes est en relation avec le décollement de la couverture (Morley, 1992) et l'avancée des chevauchements de la nappe Prérifaine vers l'avant pays.

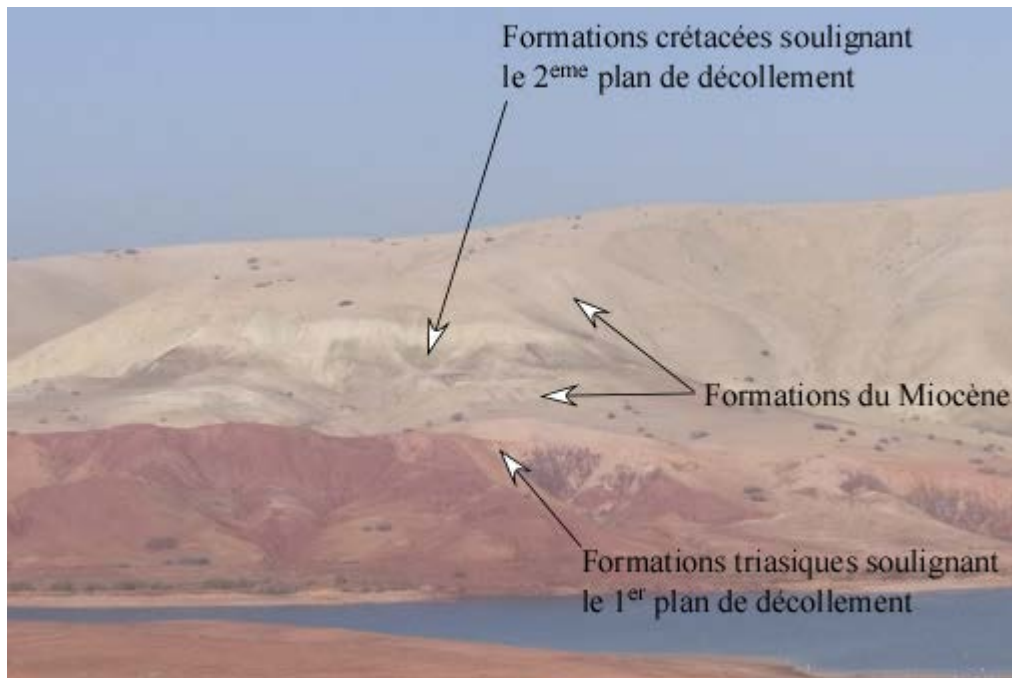


Photo 5: Formations du Crétacé soulignant le deuxième plan de décollement dans la région de Moulay Yacoub

Le Tertiaire : cette série débute par les formations de l'Eocène, à caractère flyschöïde, représentées par une alternance de marnes et de bancs grésocalcaires (Photo 6). Elle se poursuit par les formations de l'Oligocène qui débute par une alternance de bancs gréseux et des marnes légèrement sableuses et se termine par les marnes à passées grésocalcaires (Bruderer *et al.*, 1950). La série du Tertiaire s'achève par la succession lithologique mio-plio-quaternaire représentée, de bas en haut, par (Fig. 32) :

- Des marnes bleutées compactes du Tortonien basal.
- Une série marneuse du Messinien inférieur intercalée à la base par des niveaux noduleux calcaires et des marnes grises à banc gréseux (Photo 7) et au sommet par des bancs de sable ferrugineux. Elle est surmontée par une formation gréseuse nommée Grès I (Wernli ; 1978).
- Des marnes du Messinien supérieur marquées par des intercalations de bancs calcaires et surmontées par des barres gréseuses nommées Grès II (Wernli ; 1978)
- Des marnes gris-verdâtre d'âge Pliocène inférieur.
- Une formation chaotique d'une puissance d'une centaine de mètre environ, englobant des blocs décamétriques de calcaire jurassique et des grès du

Miocène. Ces dépôts seraient générés au niveau des pentes où la topographie et la sédimentation sont contrôlées par les effets de la tectonique locale (Souquet *et al.*, 1987).

- Des calcaires lacustres coiffent cette série plio-quaternaire (Ahmamou, 1987).



Photo 6: Formations de flyschs situées loin du front de chevauchement au Nord de My Yacoub.

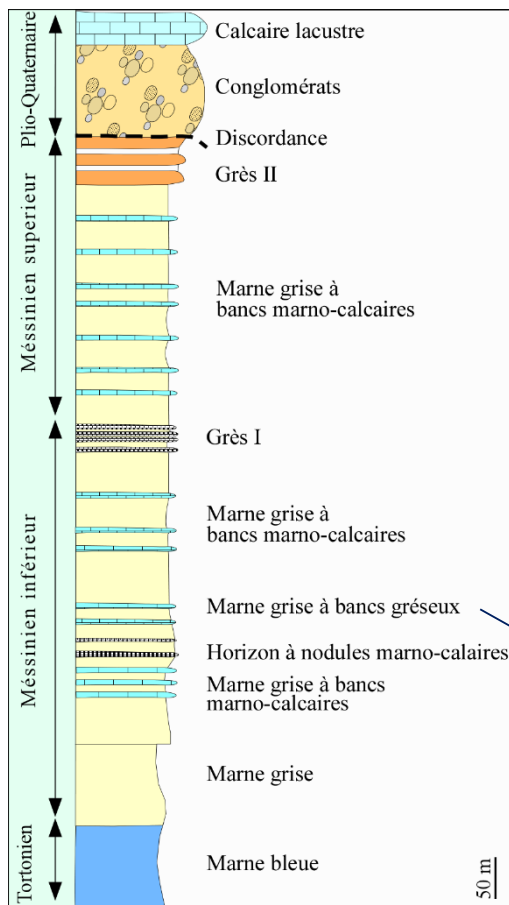


Photo 7: Marnes grises à bancs gréseux

Figure 32: Log stratigraphique de la région de My Yacoub (Lakhdar, 2004 ; et Lakhdar *et al.*, 2006, 2007)

La majorité des faciès de la région de My Yacoub est dominée par des dépôts marneux à caractère imperméable. Cependant, la présence en surface de blocs calcaires attribués au Lias ou au Paléozoïque, pourrait constituer un indice sur l'existence d'un ou plusieurs réservoirs potentiels sous cette couverture marneuse imperméable.

II-2 Cadre structural

L'évolution structurale du bassin de Saïs s'intéressera essentiellement à la région de Moulay Yacoub où les structures de ces déformations alpines sont nettement visibles.

II-2-1 Evolution tectonique

La région de Moulay Yacoub, lieu de résurgence de la source thermique My Yacoub, montre une structuration qui s'intègre dans le cadre de la tectonique chevauchante alpine de la chaîne rifaine. L'ensemble de cette région est caractérisé par des structures chevauchantes à vergence Sud ainsi, qu'une structure cassante le plus souvent masquée par des terrains tendres marneux du Miocène.

II-2-1-1 Les plans de chevauchement

Les plans de chevauchements, orientés E-W, rarement NE-SW, apparaissent sous forme de lanières de puissance décamétrique jalonnées parfois par des formations argileuses triasiques et crétaées.

Du Nord au Sud de ce secteur, les formations sédimentaires sont affectées par plusieurs branches de chevauchements indiquant un charriage du Nord vers le Sud (Fig. 33). La répétition de ces branches chevauchantes a engendré une structure d'empilements de la série sédimentaire séparés par des plans de chevauchement de plus en plus récents en allant vers le Sud. (Lakhdar *et al.*, 2007).

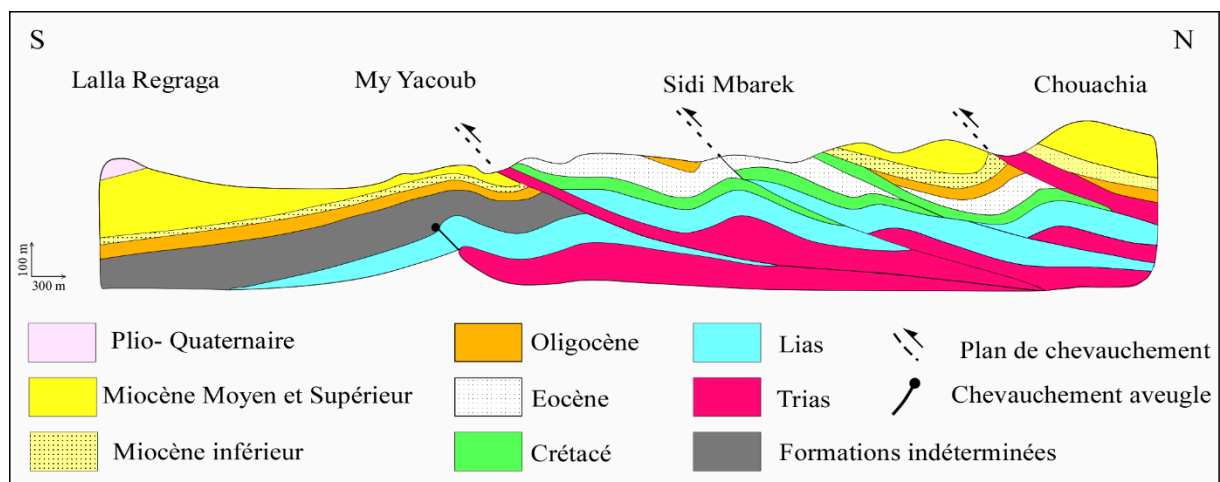


Figure 33: Coupe synthétique de la structuration de la région de My Yacoub (Lakhdar *et al.*, 2006)

II-2-1-2 La structure cassante

Dans le secteur de Moulay Yacoub, les structures les plus évidentes sont les chevauchements alpins. Ce dispositif structural est perturbé par une tectonique cassante typique du domaine meseto-atlasique matérialisée par des accidents NE-SW, NW-SE et N-S.

Les accidents NE-SW, à jeu apparent essentiellement senestre, sont les plus dominants alors que les accidents NW-SE et N-S sont très localisés et ont une extension très réduite. Ces accidents, en particulier ceux de direction NE-SW (ex: accident de My Yacoub), montrent une relation étroite avec les résurgences chaudes de Moulay Yacoub et les extrusions des différents blocs du socle paléozoïque et jurassique (Fig. 34). Ces extrusions sont localisées au niveau de l'intersection entre les fronts de chevauchements E-W et les accidents NE-SW. Une telle association s'expliquerait par des mouvements contemporains de ces deux accidents lors de l'orogénèse alpine. Le rejeu des accidents NE-SW hérités de l'orogénèse hercynienne, permettrait le broyage et la mobilisation du matériel profond, ce qui faciliterait sa montée vers la surface par l'intermédiaire des accidents chevauchants alpins.

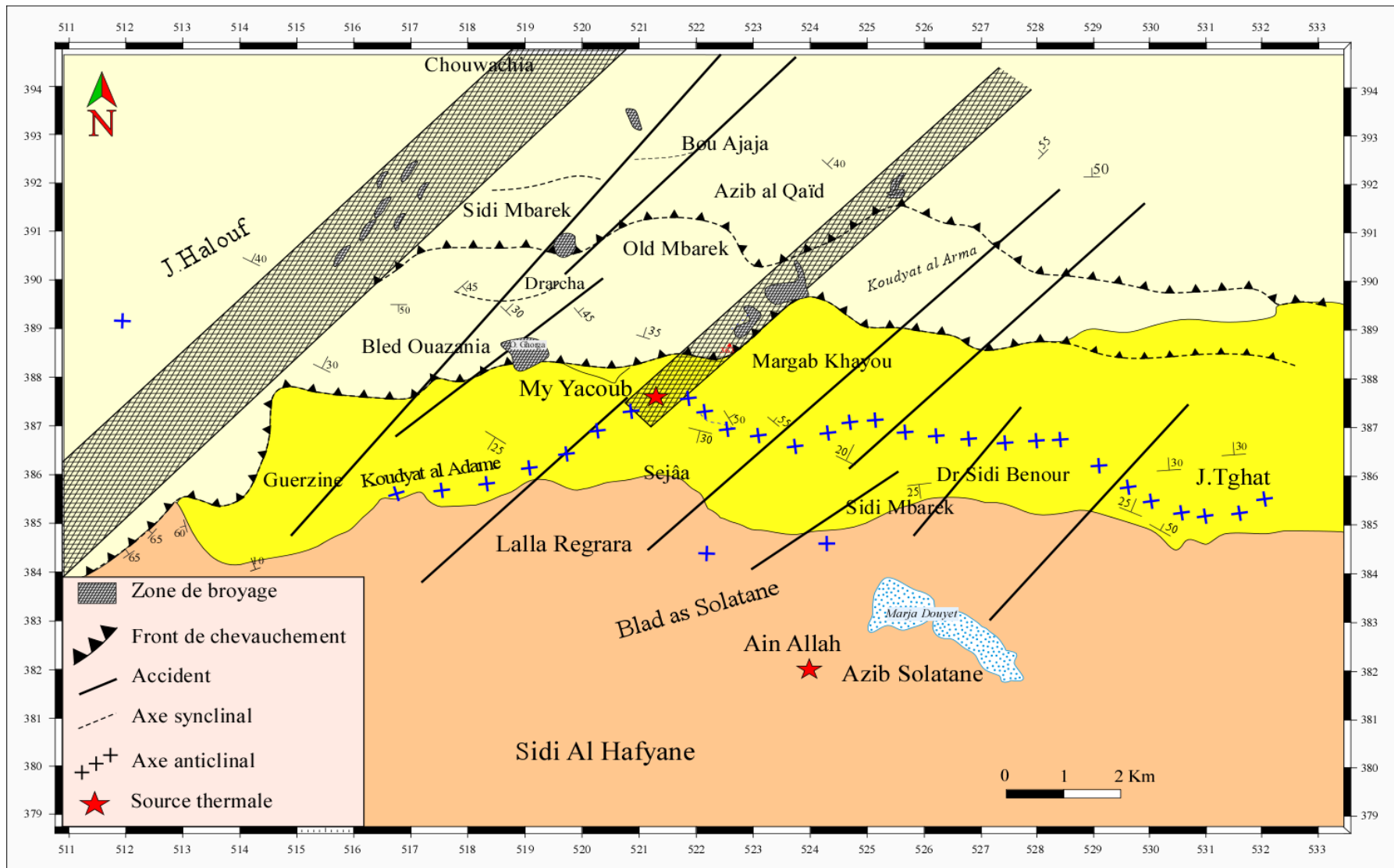


Figure 34: Carte structurale de la zone de Moulay Yacoub (Lakhdar et al., 2006 et 2007)

E- Evolution structurale du FCSR

I-Introduction

Le FCSR constitue la bordure Sud de la chaîne rifaine. Il s'étend du Gharb à l'Ouest avec une direction ESE-WNW à SE-NW jusqu'à Taza à l'Est, avec une direction SW-NE.

La présence d'une anomalie positive du flux de chaleur matérialisée par l'alignement de nombreuses sources hydrothermales jaillissant le long de ce front (BT, OT, DZ, MYF, AA, Tgh et HZ), serait typique des régions profondément enracinées (Rimi *et al.*, 1998) ou liée à une activité tectonique récente (Bahi *et al.*, 1983; Ahmamou & Chalouan 1988; Benmakhlouf 2001; Winckel *et al.*, 2002). Seules quelques sources thermales affleurant au niveau du FCSR ont été prises en considération. Ces sources thermales, notamment celles de BT, OT et MYF, constituent une zone clé dans la compréhension des structures engendrées au niveau du FCSR.

Les sources thermales de Bab Tiouka et d'Outita appartiennent à un contexte structural caractérisé par le jeu polyphasé de l'accident de Sidi Fili recoupant le FCSR (voir Figure 5 chap III-A). Cet accident constitue un couloir cisailant de direction NE-SW, caché par les sédiments néogènes et quaternaires des bassins de Saïss-Gharb. Cependant, il est détecté sur les profils sismiques ou par les forages (Feinberg, 1986). En outre, dans la région de MY Yacoub, les résurgences chaudes ainsi que les extrusions des blocs du socle paléozoïque et secondaire paraissent intimement liées à l'intersection entre les accidents E-W matérialisant le FCSR et les accidents NE-SW hérités du socle hercynien. Il découle de cette relation intime, que ces résurgences sont installées sur des accidents réactivés lors de l'orogénèse alpine. Ces accidents auraient servi de surface anisotropiques ayant servi de voies de circulation en profondeur et de transfert de ces eaux chaudes vers la surface.

Dans l'optique de mettre en évidence l'importance de ces accidents, une étude géophysique basée sur l'utilisation de la tomographie de résistivité électrique, a été réalisée au niveau du FCSR dans la région de Moulay Yacoub. Elle avait pour but l'obtention d'une imagerie électrique en continue du sous-sol, afin d'établir une corrélation logique et une corroboration avec les formations et les structures géologiques observées en surface.

La structure de ce FCSR sera également étayée par une coupe géologique dans la zone de Mouguettaya située à 9 km à l'Ouest de Moulay Yacoub.

II-Tomographie électrique dans la région de Moulay Yacoub

La tomographie électrique est une méthode géophysique permettant d'obtenir la répartition de la conductivité des roches à partir de mesures de potentiel électrique et de fournir une image du sous-sol.

II-1- Localisation

Six profils tomographiques orientés N-S, ont été réalisés par la société AFRICA-Géo service dans la région de My Yacoub sur une distance d'environ 2100m, le long d'Oued Barguawa (Fig.35). Ils recoupent des plans de chevauchements orientés E-W, tels que celui de Rokba Touila (Fig. 35 et Planche. 4-A) et celui longeant le Douar de Azib El Qaid (Fig. 35 et Planche. 4-B). Ces chevauchements sont matérialisés à l'affleurement par l'apparition de masse importante d'argiles rouges truffées par des évaporites et localement par des argiles vertes schistosées du Crétacé. La partie supérieure de ces contacts chevauchants est matérialisée par des brèches chaotiques où sont mêlés des blocs de roches de nature et d'âge différents. Les faciès dominants dans cette zone sont représentés essentiellement par des terrains miocènes à dominance marneuse et rarement par des affleurements flychoïdes de l'Oligocène.

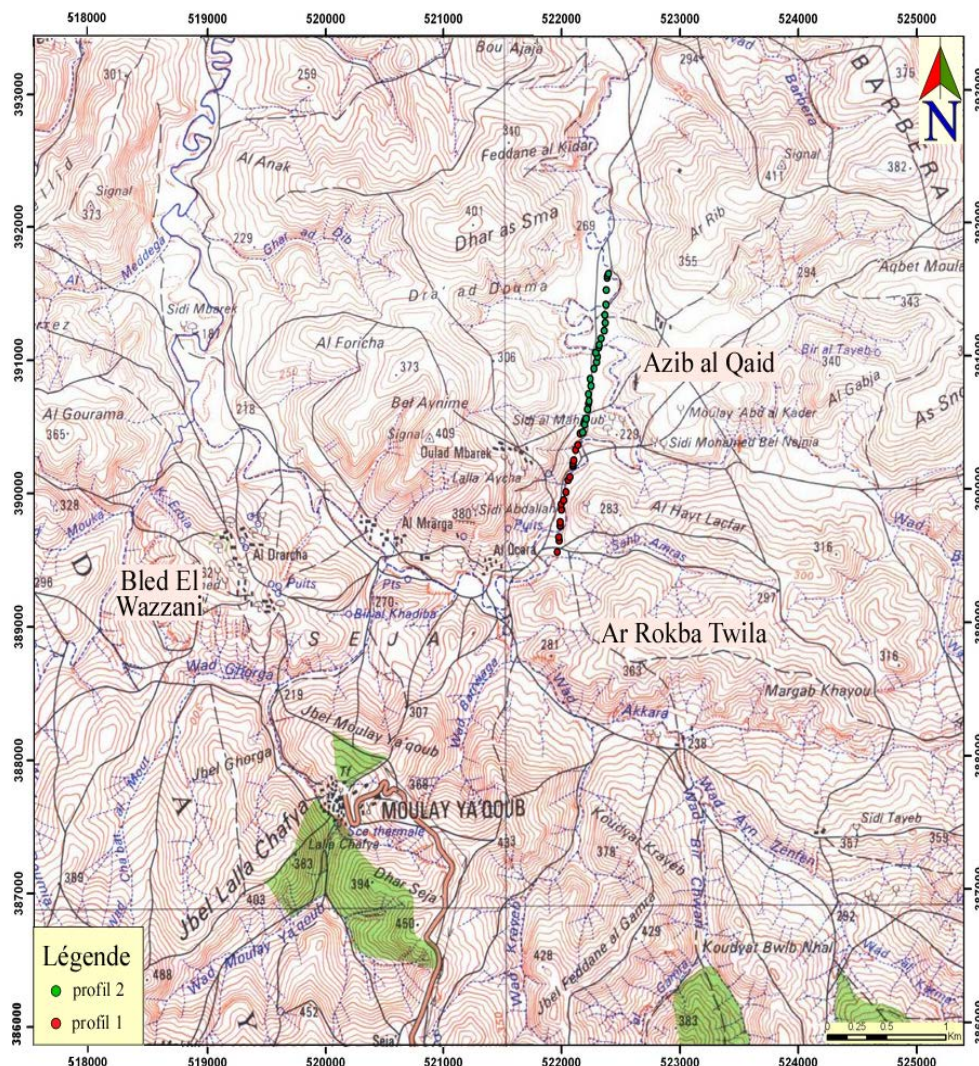


Figure 35: Situation des profils tomographiques sur la carte topographique Fès Ouest 1/50000

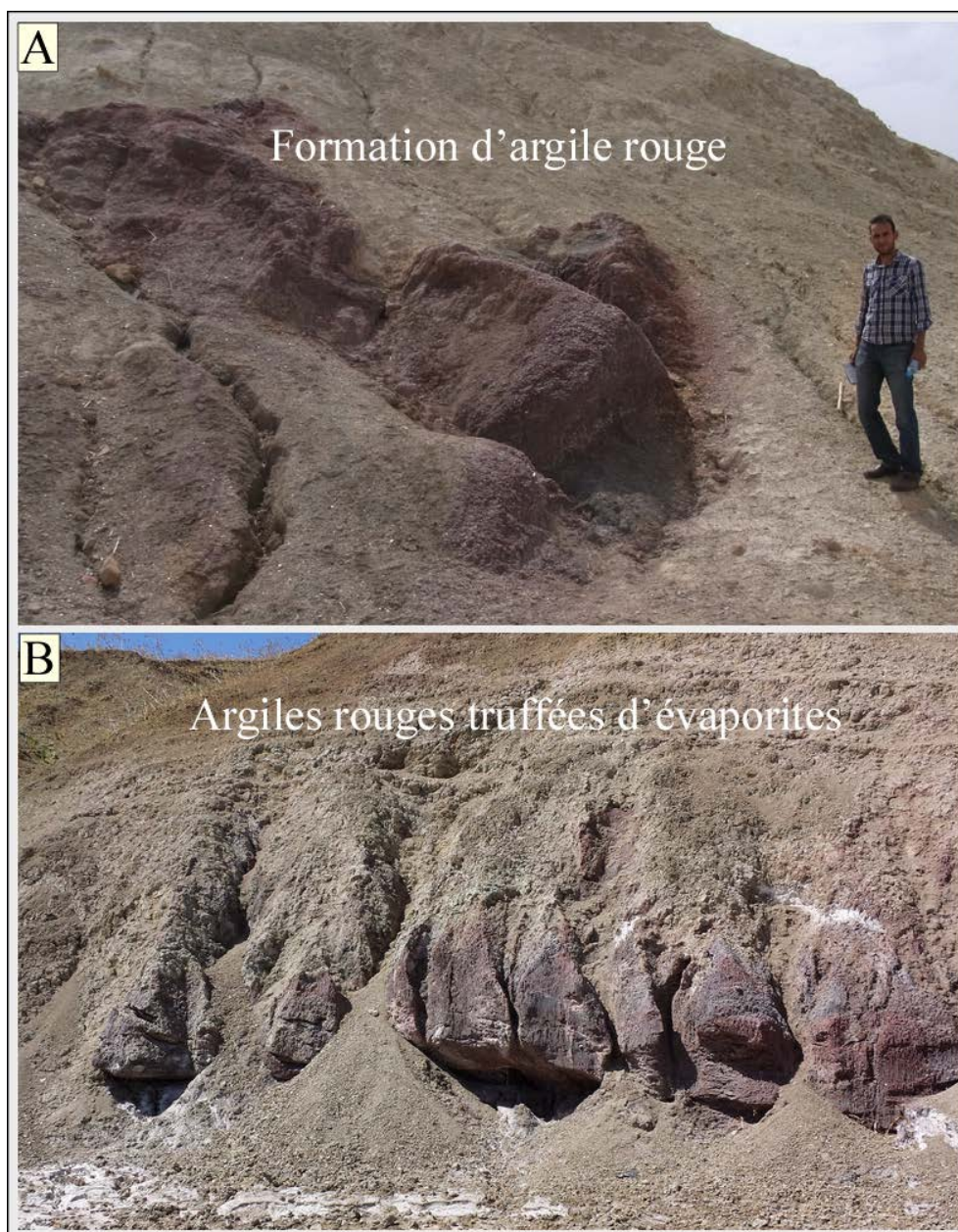


Planche 4: Formations argileuses au niveau des fronts de chevauchement. A-Zone de Rokba Touila ; B- Douar Azib El Qaid.

II-2 Les profils tomographiques

Ces profils montrent des plages de résistivité variant de 0,3 jusqu'à 105 Ω .m (Fig. 36). Ces variations de la résistivité électrique sont en relation avec la nature des terrains traversés. Ainsi, cinq plages de résistivité vraies ont été distinguées et dont chacune est caractérisée par une réponse électrique bien définie. Par ailleurs, leur interprétation permet de mettre en évidence des discontinuités électriques qui correspondraient à des failles :

- La plage A matérialisant une zone superficielle très conductrice (résistivité comprise entre 0,3 et 1,5 Ω .m) subhorizontale et peu profonde, correspondrait

à une pellicule formée par des terrains agricoles. Ces terrains seraient des altérites à dominance argileuse et évaporitique issues de la transformation des marnes et des argiles triasiques dominant cette région.

- La plage B dont la résistivité est comprise entre 4 et 9 $\Omega.m$, serait une zone à formations marneuses épousant le bombement généré par les formations triasiques. L'ensemble de ces formations montre un redressement vertical au contact d'un accident limitant au Nord de cette plage (Fig. 36- tracé 1).
- La plage C représente une zone profonde très conductrice (résistivité comprise entre 0,3 et 1,5 $\Omega.m$). Lorsqu'elle affleure, elle correspond, au Trias argileux évaporitique soulignant les zones de chevauchement. Au niveau des profils tomographiques, ces formations triasiques sont matérialisées par des bombements en forme de dôme qui correspondraient à des diapirs (Photo.8). Par ailleurs, dans le secteur d'étude, la plage C apparaît trois fois le long des profils tomographiques réalisés, traduisant les discontinuités électriques marquées par les formations triasiques.
- La plage D représente un matériel de résistivité comprise entre 20 et 45 $\Omega.m$ traduisant la nature gréso-calcaire de ses formations. Ces dernières affleurent sous forme de blocs fracturés à caractère bréchique coiffant les argiles supérieures du Trias qui soulignent les accidents chevauchants. Ce caractère chaotique est sans doute en relation avec les mouvements survenus au niveau de ces zones de chevauchement lors de l'orogénèse alpine. Par conséquent, cette plage apparaît le plus souvent au contact des discontinuités majeures faillées.
- La plage E constitue une zone dont la résistivité est comprise entre 45 et 105 $\Omega.m$, traduisant un matériel résistant qui correspondrait à des formations du socle jurassique ou paléozoïque. Cependant, non loin de cette zone, à Bled El Ouazzani et à Azib El Qaïd situés respectivement à l'Ouest et à l'Est du profil tomographique (Fig. 35), affleurent des panneaux et des blocs de roches cristallophylliennes montrant que ce socle de nature métamorphique serait paléozoïque. Ce dernier a été mis en évidence et aurait été identifié comme étant un réservoir potentiel des eaux thermales de la source de Moulay Yacoub (Lakhdar *et al.*, 2006 ; 2007).

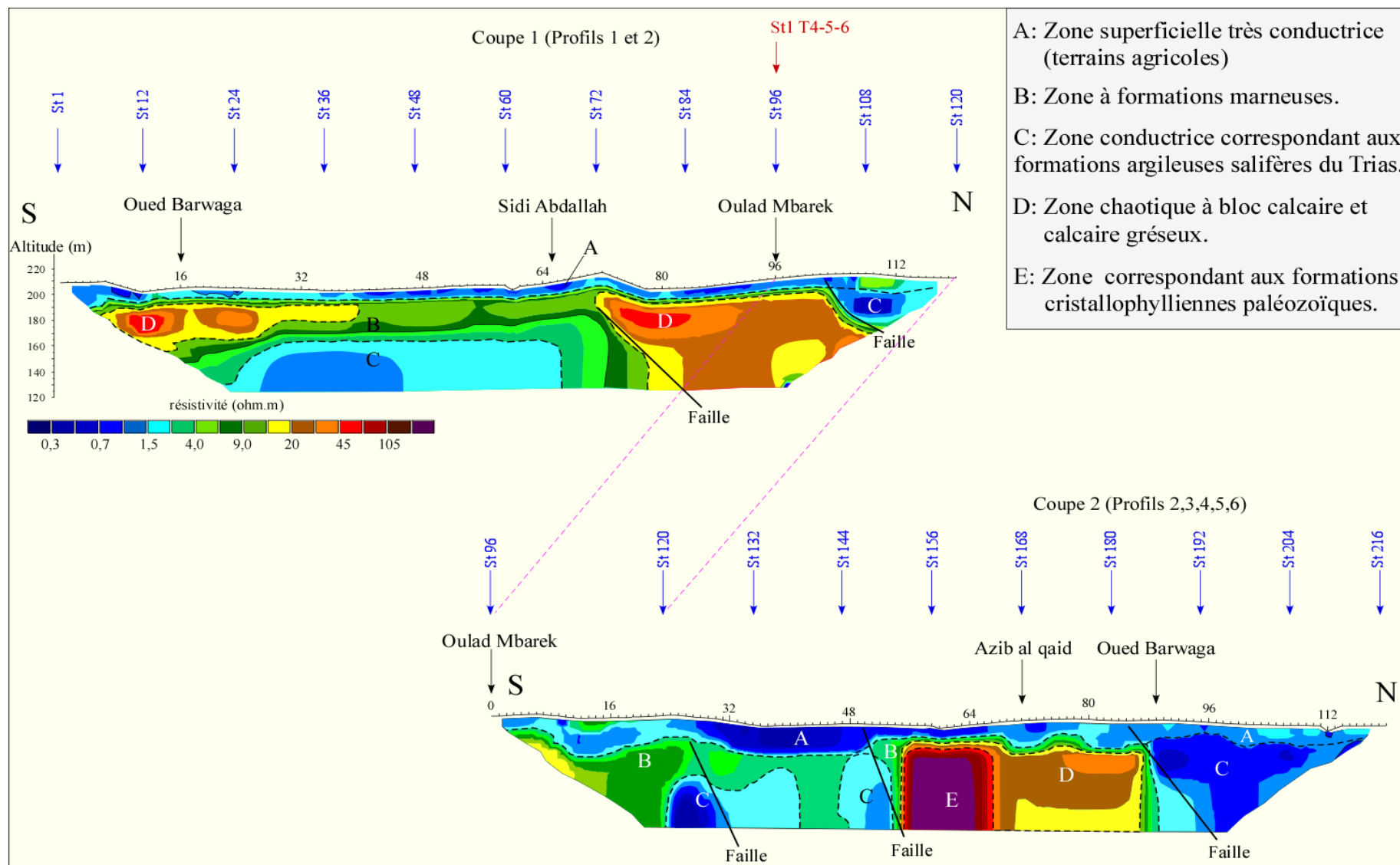


Figure 36: Profils de tomographie électrique réalisés dans la zone de Moulay Yacoub.

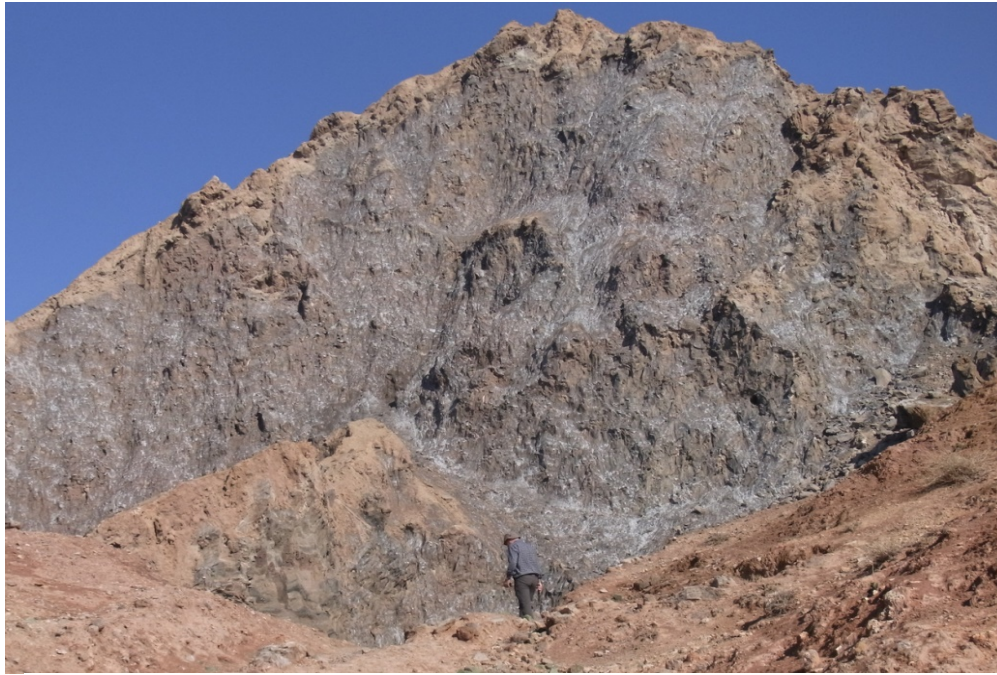


Photo 8: Photo illustrant le phénomène du diapirisme survenu au niveau des argiles triasiques dans la zone de Moulay Yacoub.

Notons que ces profils tomographiques ont été réalisés suivant une direction grosso modo N20 longeant l'accident NE-SW de My Yacoub et recoupant les structures E-W. La présence des plages dont la résistivité est importante attestant de la présence des blocs paléozoïques en profondeur, corrobore la réactivation des accidents NE-SW hérités de l'orogénèse hercynienne permettant le broyage et la mobilisation du matériel profond. Sur ces profils, ces plages sont limitées par les discontinuités électriques correspondant aux failles E-W. Ces accidents correspondraient aux branches du FCSR et seraient à l'origine de la remontée de ces blocs vers la surface lors de mouvements de chevauchements induits par l'orogénèse alpine.

II-2 Conclusion

L'utilisation de la tomographie dans la région de Moulay Yacoub a permis la distinction de cinq plages de résistivité différente reflétant la variété lithologique des terrains traversés dans la région (Photo 9). Ainsi les plages A et C très conductrices, correspondraient respectivement aux formations superficielles des altérites et celles profondes triasiques argileuses truffées d'évaporites. Quant à la plage B, elle correspondrait aux marnes du Miocène, alors que celle moyennement conductrice, la plage D, concorderait avec des calcaires gréseux de la base du Miocène ou à des calcaires jurassiques. Enfin la plage E, la plus résistante, met en évidence l'existence d'un socle paléozoïque enfouie sous la pellicule des altérites. Des forages seraient nécessaires pour identifier la mise en évidence de ce socle paléozoïque.

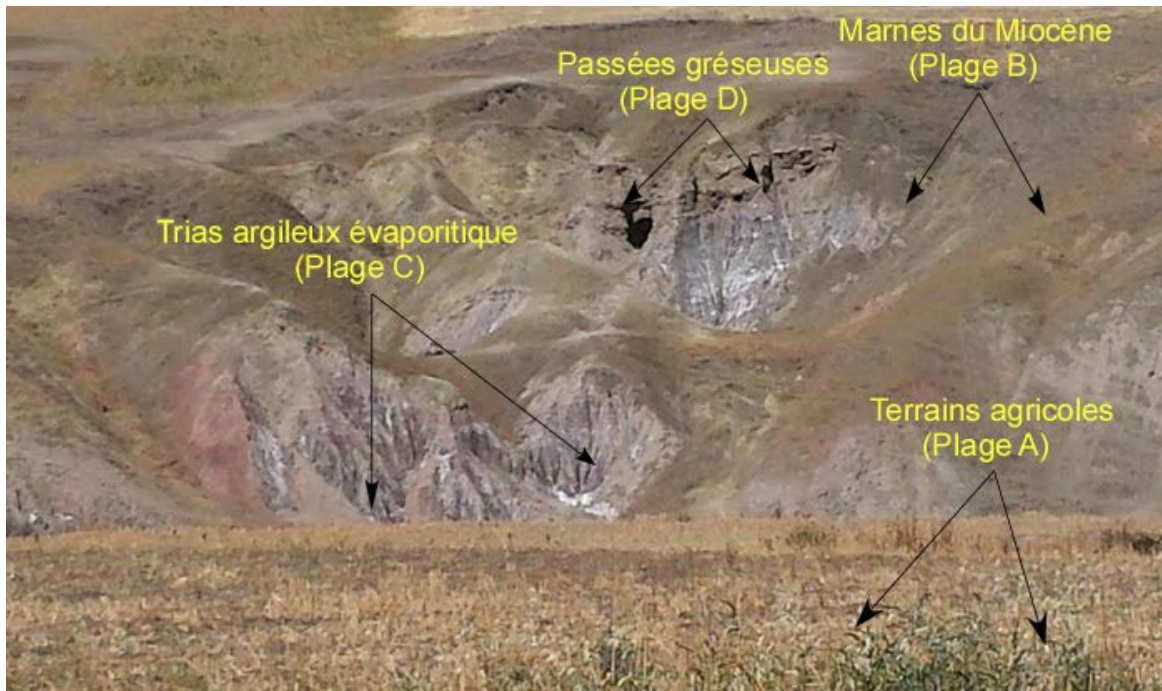


Photo 9: Les plages mises en évidence par la tomographie dans le secteur de My Yacoub

Ces profils ont également mis en évidence l'existence de plusieurs discontinuités électriques qui seraient des accidents affectant cette zone. La répétition de ces discontinuités marquées par les formations triasiques, est en relation avec plusieurs branches de chevauchement E-W. Ces dernières ont contribué à l'organisation des structures en empilement de formations sédimentaires suite à une succession de chevauchements du Nord au Sud.

III- La structure du FCSR à Mougouettaya

La région de Mougouettaya est située à 9Km à l'Ouest de Moulay Yacoub. Elle constitue le point de rencontre de deux grands accidents notamment ceux de direction NE-SW formant le couloir de Nzala et E-W constituant les branches du FCSR. Les structures géologiques qui y affleurent sont le résultat du fonctionnement de ces deux accidents (Fig.37).

Ainsi, à la jonction des accidents E-W et NE-SW, affleure avec une puissance décamétrique le piton de Hajret El Belboul qui représente l'un des affleurements magmatiques et métamorphiques du socle exhumé au niveau de cette région au sein des formations argilo-salifères triasiques matérialisant le FCSR (photo. 10).

La coupe synthétique réalisée dans cette zone (Habibou *et al.*, 2012) montre une variation de pendage des formations calcaires lacustres pliocènes d'Aïcha Mougouettaya (Fig. 38). Au contact immédiat avec le diapir triasique de Nzala des Oudaya matérialisant la partie sud du front de chevauchement, les calcaires quaternaires lacustres sont verticalisés et parfois

même inversés. Cependant, vers le Sud et loin des zones de contraintes, ces formations calcaires dessinent des plis très ouverts et deviennent tabulaires vers la plaine de Saïs. La verticalisation des calcaires lacustres, implique le FCSR dans une déformation quaternaire postérieure à ces calcaires. Ce système d'accident serait probablement actif jusqu'à présent, ce qui expliquerait la relation intime établie entre ces accidents et les résurgences thermales longeant le FCSR.

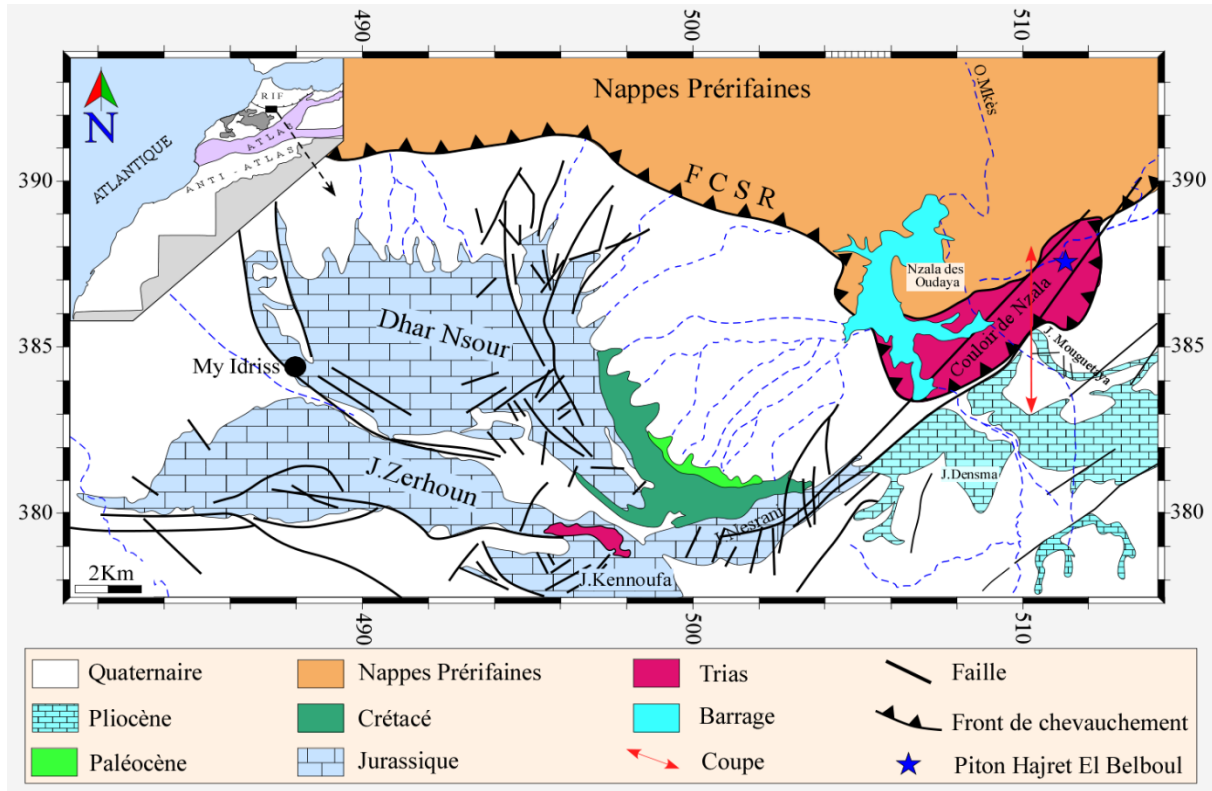


Figure 37: Carte structurale de l'arc oriental des Rides Sud Rifaines montrant la zone de Aïcha Mouguettaya (d'après la carte géologique au 1/50 000 de Beni Amar)

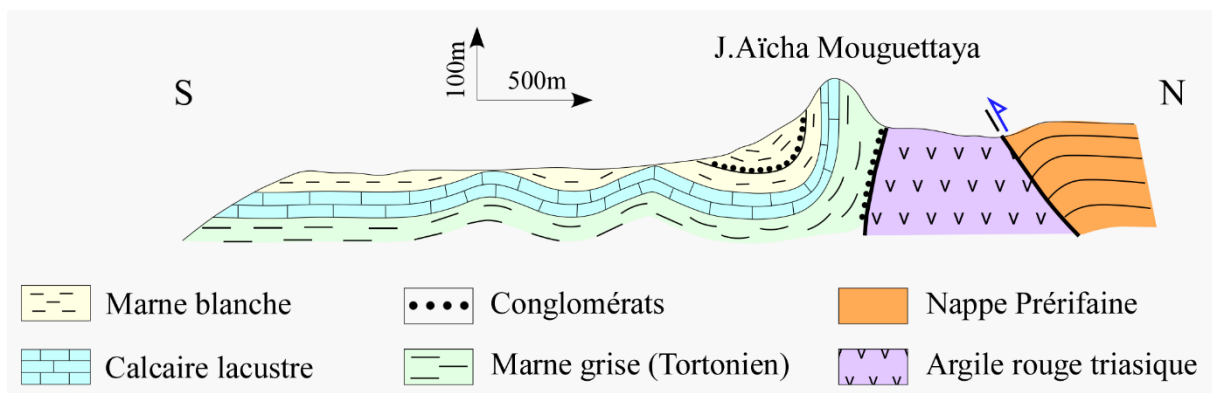


Figure 38: Coupe synthétique réalisée dans le secteur de Aïcha Mouguettaya (Habibou et al., 2012)

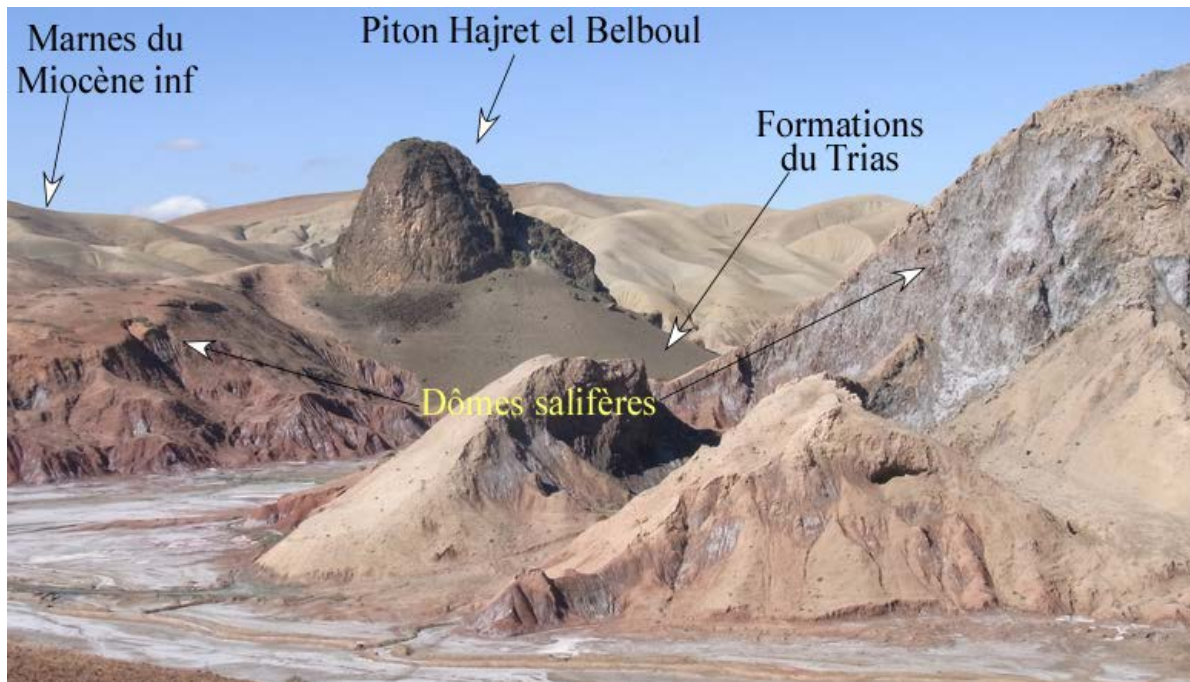


Photo 10: Formations triasiques et dômes salifères à proximité du piton Hajret El Belboul

IV-Conclusion

Les études précédemment évoquées concernant les structures affleurantes au niveau du FCSR en relation avec les résurgences thermales, permettent de relever les constatations suivantes :

- Les résurgences thermales jaillissent au niveau des zones d'intersections entre le FCSR et les accidents NE-SW. En effet, les sources thermales de Bab Tiouka et Outita sourdent au niveau de l'accident de Sidi Fili, alors que la source thermique de MYF est liée à l'accident de My Yacoub considéré comme l'une des branches du grand accident de Nékor recoupant le FCSR.
- Au niveau de ces zones d'intersections apparaissent des extrusions de nature et d'âge variés (roches méta-sédimentaires ou magmatiques du Paléozoïque, Trias...). La taille des matériaux constituant ces extrusions varie de quelques mètres à des centaines de mètres.

Chapitre IV :
Cadre géographique et géologique des sources
thermales du domaine meseto-atlasique
(DMA)

Introduction

Le domaine meseto-atlasique constitue un vaste domaine très complexe et très varié, limité par le Rif au Nord et par l'accident Sud-atlasique au Sud. Il est subdivisé en deux sous-domaines géologiques majeurs : le domaine mesetien et le domaine atlasique. Ce dernier comprend les chaînes du Moyen et du Haut Atlas (Fig. 39).

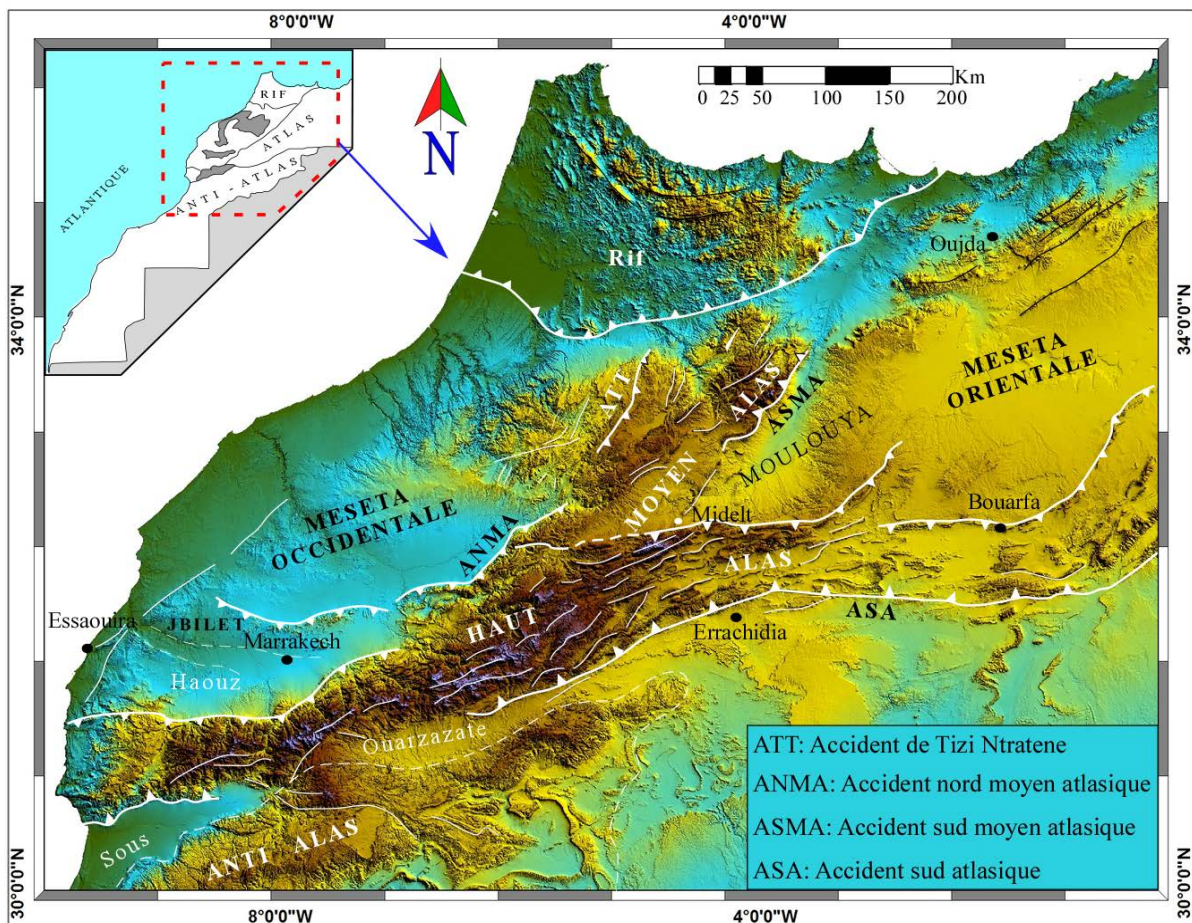


Figure 39: MNT de la zone Nord du Maroc (USGS EarthExplorer).

Le domaine mesetien ou Meseta marocaine est constitué de terrains paléozoïques plissés, métamorphisés, granitisés recouverts en discordance par des terrains méso-cénozoïques tabulaires. Ce domaine comprend la Meseta orientale à l'Est et la Meseta occidentale à l'Ouest, séparées par la chaîne moyenne atlasique (Fig. 39):

- La Meseta orientale ou oranaise, correspond aux hauts plateaux orientaux situés entre le Moyen et le Haut Atlas du côté Est et s'étend en Algérie par la Meseta oranaise. Les affleurements hercyniens y sont dispersés et de faible

extension (boutonnères de Midelt, Debdou-Mekam, Beni-Snassène et l'ensemble de la chaîne des horsts).

- La Meseta occidentale comprend trois grands massifs paléozoïques qui sont du Nord au Sud : le Massif Hercynien Central marocain (MCHM) où sont situées les eaux thermominérales échantillonnées d'Oulmès ; le massif de Rehamna et celui de Jbilet (Fig. 40).

Le domaine atlasique est un orogène constitué par les ceintures du Moyen et du Haut Atlas, considérées comme des chaînes intracontinentales (Michard, 1976 ; Piqué *et al.*, 2002 ; Teixell *et al.*, 2003 ; Sarih *et al.*, 2007). Les formations sédimentaires observées au niveau de ces chaînes sont d'âge mésozoïque et cénozoïque, plissées lors de l'orogénèse alpine.

L'édification des chaînes atlasiques s'est produite au cours du Cénozoïque en réponse à un raccourcissement crustal et un fort amincissement lithosphérique lié à des anomalies thermiques (Frizon de Lamotte *et al.*, 2004 ; Teixell *et al.*, 2005 ; Zeyen *et al.*, 2005 ; Missenard *et al.*, 2007) corroborant ainsi l'inversion tectonique lors de la convergence Alpine (Choubert et Faure-Muret, 1962 ; Mattauer *et al.*, 1977 ; Schaer, 1987 ; Jacobshagen *et al.*, 1988 ; Laville et Piqué, 1992 ; Beauchamp *et al.*, 1996 ; Gomez *et al.*, 2000 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000 ; Teixell *et al.*, 2003).

Le domaine atlasique comporte essentiellement des formations carbonatées constituant l'aquifère le plus important réputé par son fort potentiel de réserve en eau souterraine.

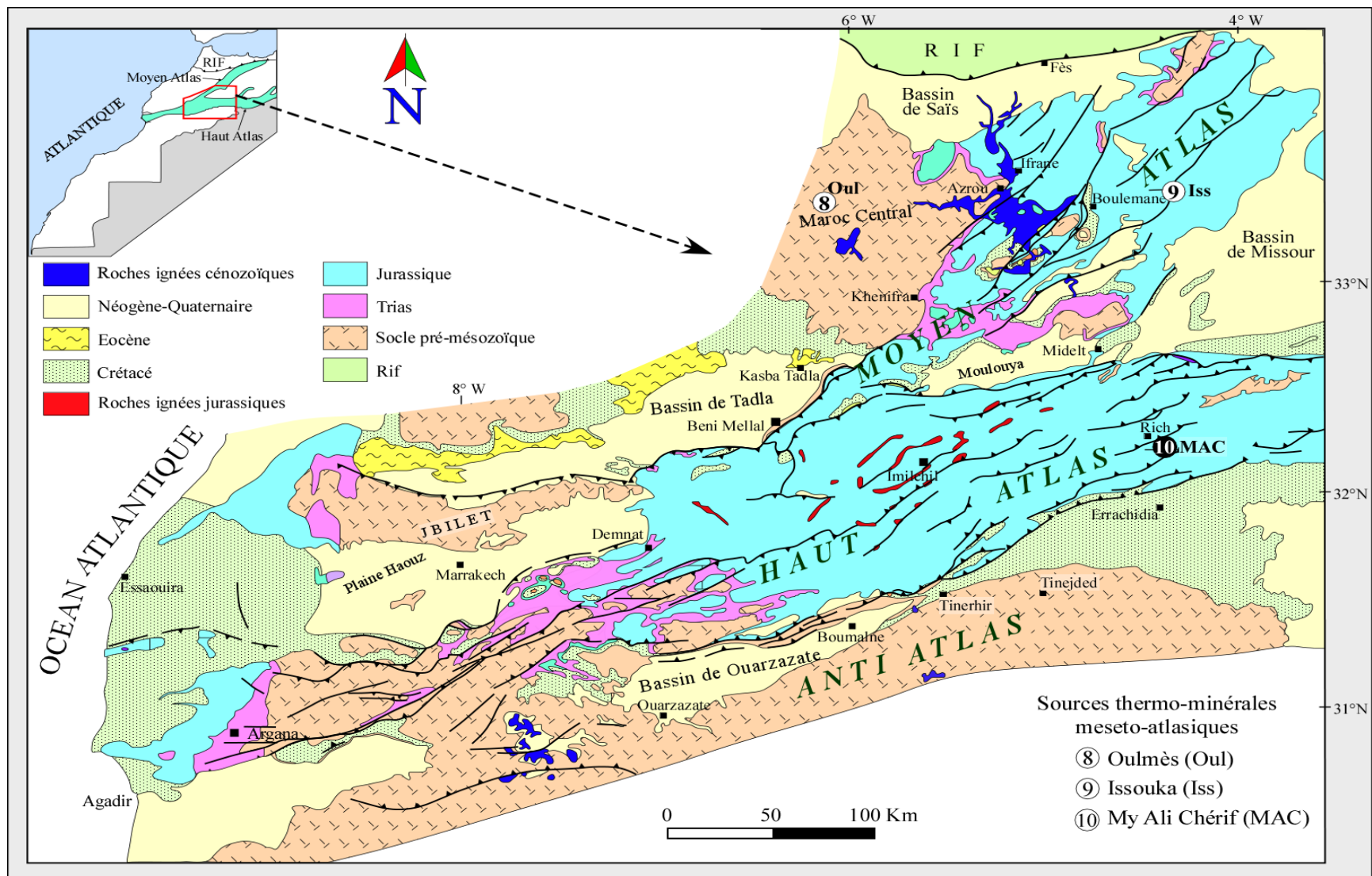


Figure 40: Carte géologique simplifiée du domaine meseto-atlasique (Teixell *et al.*, 2003), avec localisation des sources thermales étudiées dans ce domaine.

A-La source thermale du MHCM (Oulmès)

I- Cadre géographique

La source d'Oulmès ou source Lalla Haya jaillit au sein des formations cristallophylliennes du MHCM. Elle est située à 4Km au SW de la ville d'Oulmès au pied du plateau de Tarmilate et du massif de Zguit aux coordonnées : X = 432.568 ; Y= 309.887 (Fig. 41). L'eau exploitée de cette source est naturellement gazeuse et mise en bouteilles par la société « les Eaux Minérales d'Oulmès ».

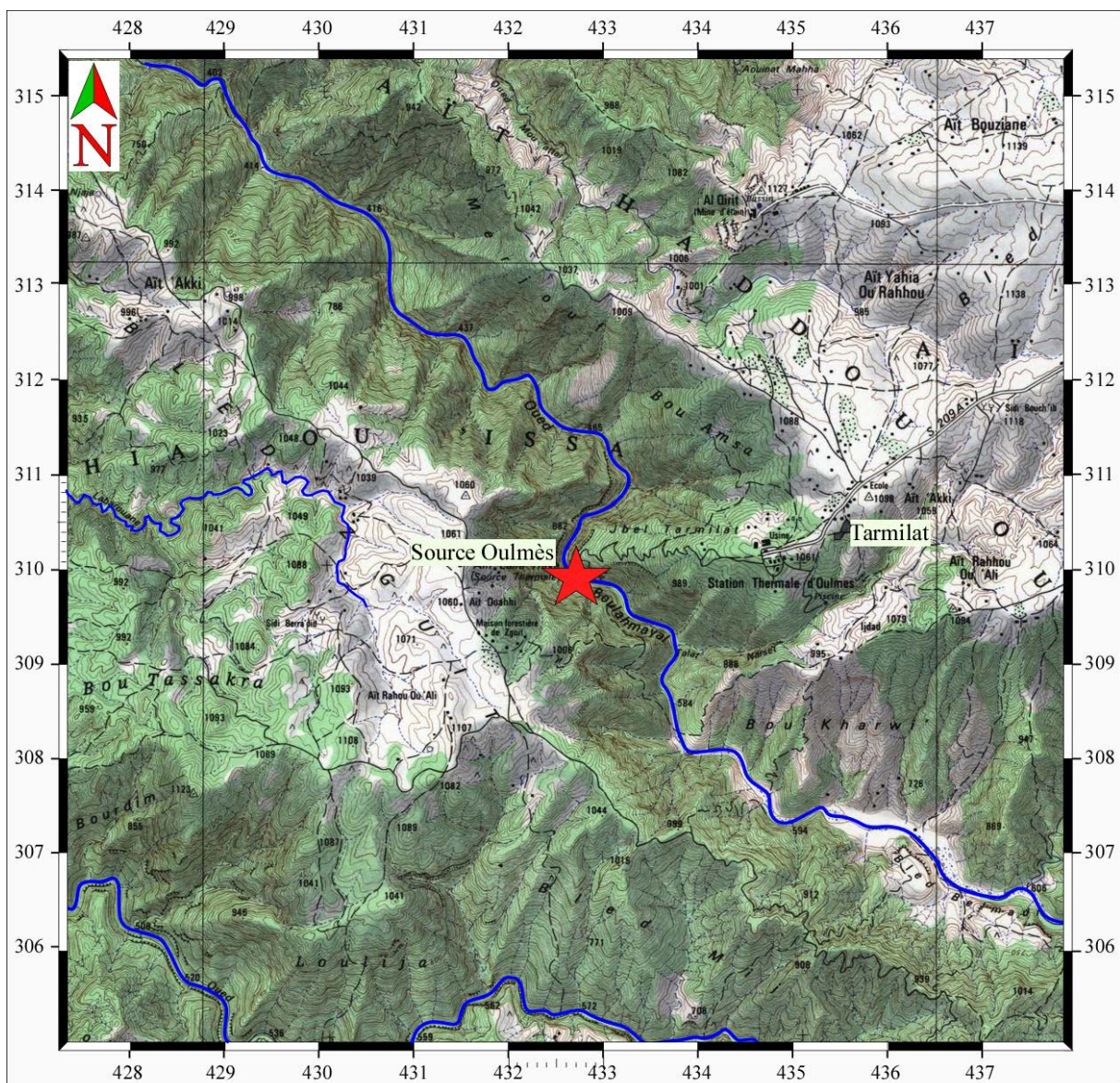


Figure 41: Carte topographique d'Oulmès montrant la situation de la source thermale d'Oulmès.

La topographie de la région est caractérisée par un relief diversifié dominé par des zones planes centrales formées essentiellement par des surfaces granitiques et des collines séparées par des vallées fortement encaissées et creusées dans des schistes paléozoïques.

Le réseau hydrographique est constitué principalement par l'oued Boulahmayal ayant une direction d'écoulement NW-SE et l'oued Ksiksou dont la direction d'écoulement change du NW-SE au E-W en fonction de la topographie de la région (Fig. 41).

La région d'Oulmès jouit d'un climat continental caractérisé par un hiver froid et un été chaud. La moyenne annuelle de la pluviométrie est de 660 mm, alors que celle de la température varie entre 5° en hiver et 38° en été (Fig. 42). La région connaît également des vagues de froid accompagnées de chutes de neige et des vagues chaudes souvent matérialisées par des périodes de sécheresse (Fig. 42). Par conséquent, ce climat variable a un impact négatif sur le bétail et certaines cultures sensibles aux variations climatiques.

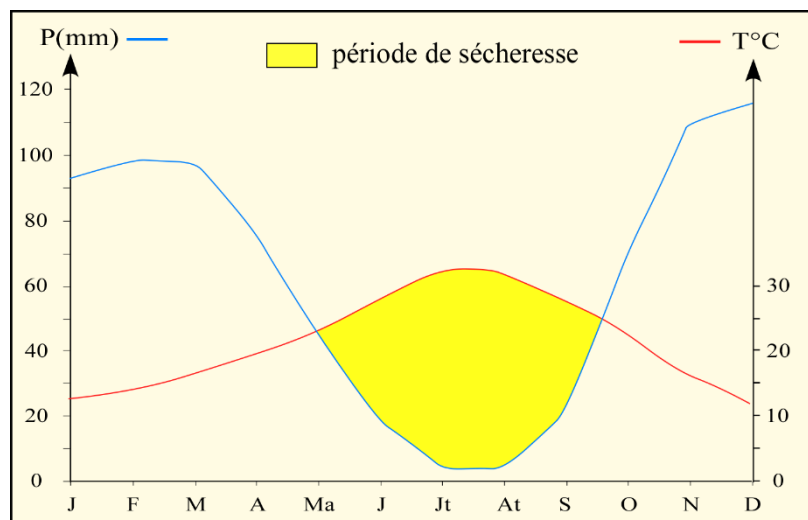


Figure 42: Diagramme ombrothermique de la région d'Oulmès.

L'activité agricole, diversifiée, affiche essentiellement des cultures des céréales, des plantes aromatiques et médicinales et des arbres fruitiers.

II-Cadre géologique

II-1 Introduction

II-1-1 Le Massif Hercynien Central marocain (MHCM)

A l'échelle du domaine mesetien, le MHCM constitue le plus vaste affleurement paléozoïque où s'observent des intrusions granitoïdiques (Zaër, Oulmès, Ment) (Fig. 43). Il est limité au Nord par le couloir Sud-Rifain, par le plateau des phosphates au Sud, par le Moyen Atlas à l'Est et par la Meseta côtière à l'Ouest (Fig. 43).

La structuration du MHCM en une succession de zones anticlinoriales et synclinoriales orientées NE-SW est due à l'orogénèse hercynienne (Morin, 1955, 1959 ; Van Leckwijck, 1955 et Beaudet, 1969). De l'Ouest vers l'Est, ces zones structurales sont (Fig. 43):

- L'anticlinorium de Casablanca.
- Le synclinorium occidental.
- L'anticlinorium de Khouribga-Oulmès au sein duquel sourde la source d'Oulmès.
- Le synclinorium du Fourhal-Telt.
- L'anticlinorium de Kasba Tadla-Azrou.

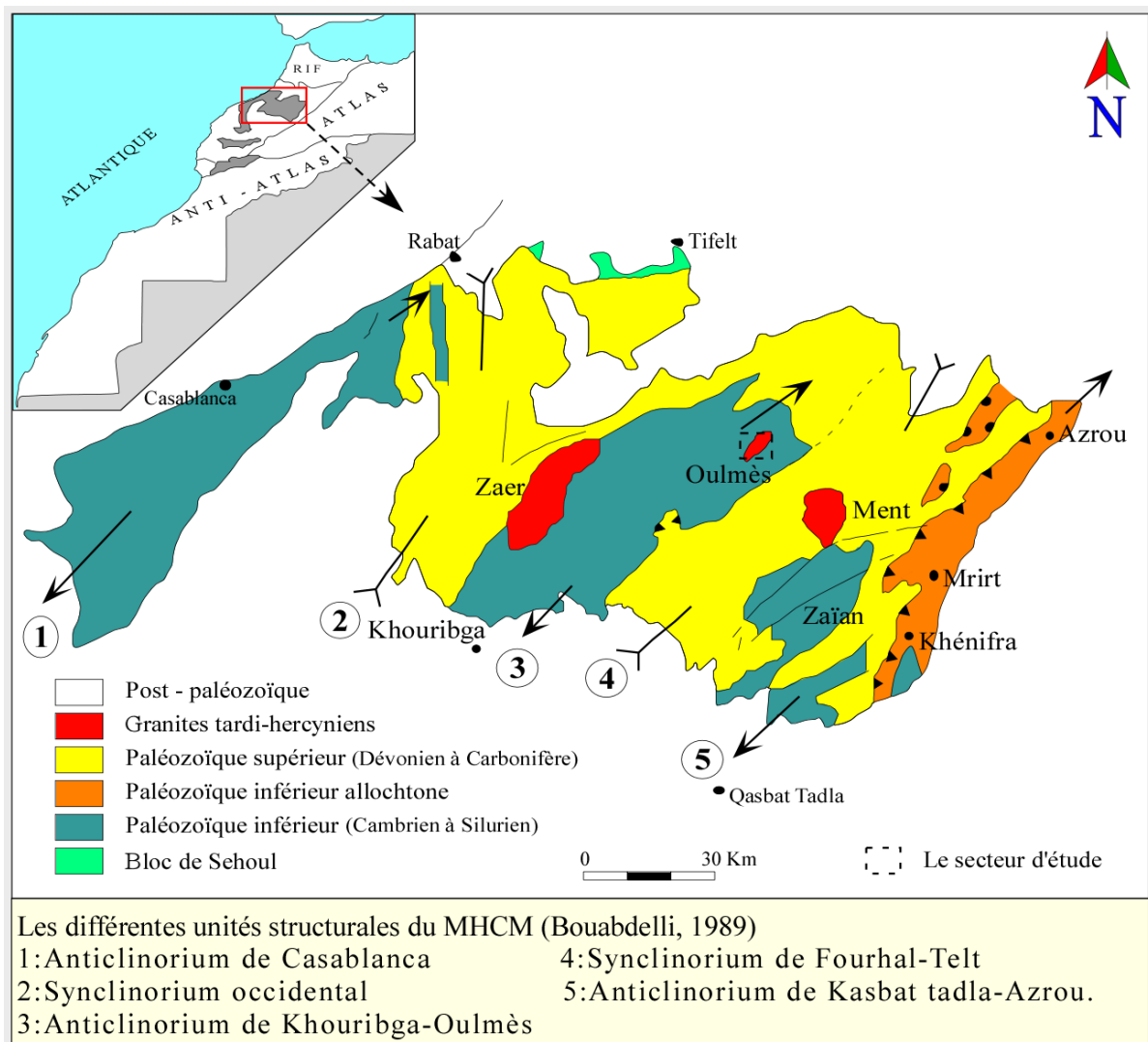


Figure 43: Unités structurales du Massif Hercynien Central marocain (Bouabdelli, 1989)

II-1-2 L'anticlinorium de Khouribga-Oulmès

C'est une structure formée par des terrains paléozoïques déformés, montrant une succession d'anticlinaux et de synclinaux de direction NE-SW (Termier, 1936 ; Van Leckwijck *et al.*, 1955 ; Cailleux, 1975 ; Tahiri, 1991 ; Zahraoui, 1991). Au Nord de cet anticlinorium, se

situe le plateau d'Oulmès qui se distingue par son relief très accidenté et par ses formations cristallophylliennes de nature et d'âge variés. Au centre de ce plateau, affleure un massif granitique de forme elliptique allongée suivant une direction NE-SW et de nature calco-alcaline (Diot *et al.*, 1987). Au SW de ce massif jaillit la source thermale d'Oulmès (Fig. 44).

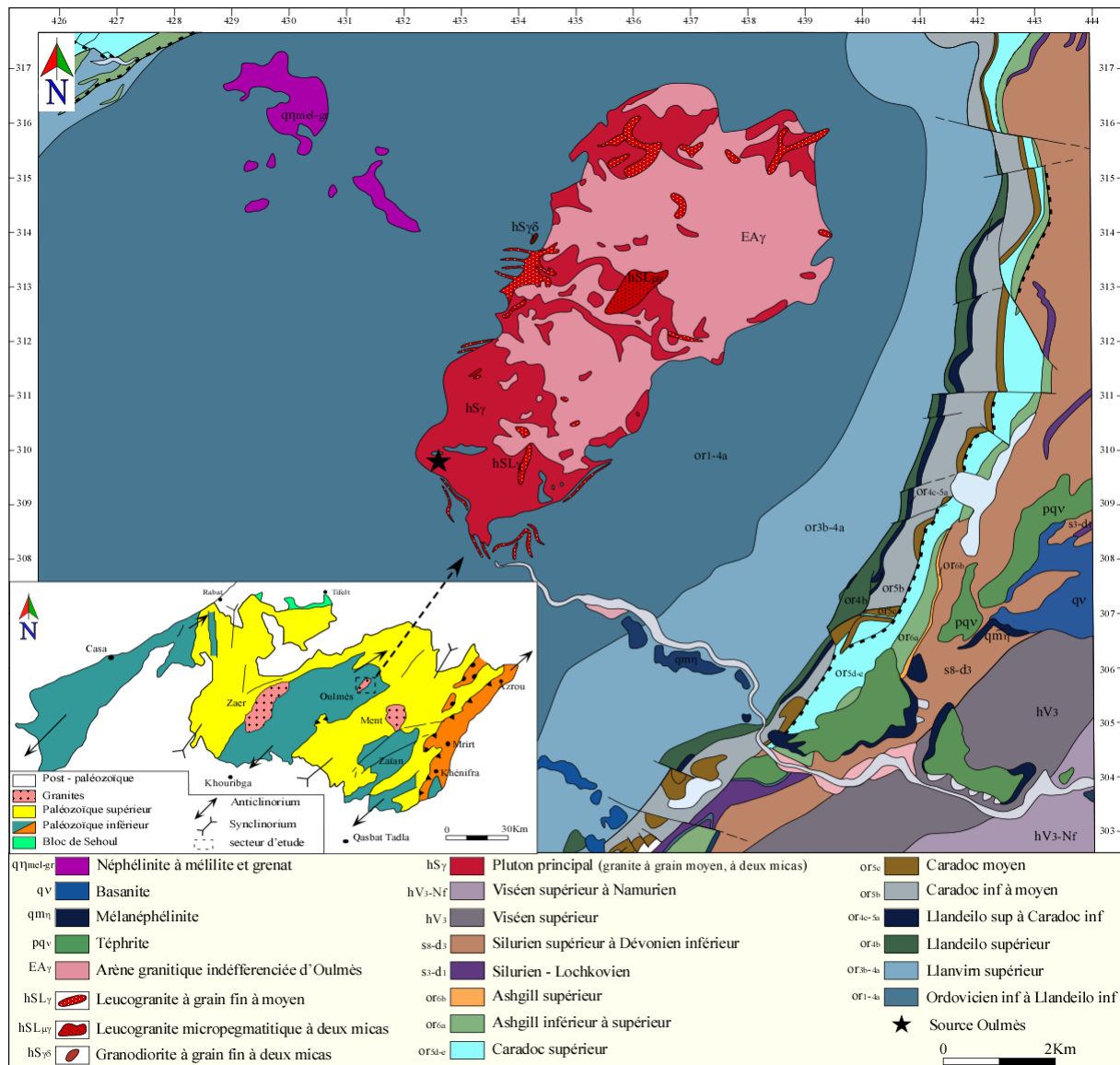


Figure 44: Carte géologique d'Oulmès (MHCM) avec localisation de la source thermominérale d'Oulmès (Baudin *et al.*, 2001)

II-2 Lithostratigraphie

Au niveau du plateau d'Oulmès, les faciès paléozoïques sont généralement homogènes et d'âge allant de l'Ordovicien au Carbonifère. Il s'agit essentiellement de formations métasédimentaires intrudées d'un massif leuco-granitique.

II-2-1 Les formations méta sédimentaires

II-2-1-1 L'ordovicien

Les formations ordoviciennes ont été découvertes pour la première fois au Maroc dans l'Anticlinorium de Khouribga-Oulmès (Termier, 1927). Ces formations, affleurant largement dans cette région sont constituées de dépôts détritiques silicoclastiques organisés en trois ensembles (Termier, 1936 ; Van Leckwijk *et al.*, 1955) :

- Un ensemble inférieur, attribué à l'Ordovicien moyen (Dapingien-Darriwilien), constitué par des pélites à la base, des grés-pélites et des quartzites vers le sommet.
- Un ensemble médian d'âge Darriwilien supérieur-Sandbien essentiellement argileux.
- Un ensemble supérieur d'âge Katien-Hirnantien formé de quartzite et de grés pélitique.

II-2-1-2 Le Silurien

La série silurienne montre une grande homogénéité de faciès avec relativement une dominance argileuse dans la zone septentrionale. Cette série débute par une sédimentation siliceuse grossière d'âge Llandovery (schistes argileux et gréseux alternant parfois avec des niveaux grauwakeux intercalés de barres quartzitiques) et se termine par une sédimentation argileuse comprenant des intercalations carbonatées d'âge Ludlowien.

II-2-1-3 Le Dévonien

Les formations dévoniennes affleurent au Nord de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès. Elles comportent des pélites et des grauwalkes friables alternant avec des passées calcaires et gréseuses du Dévonien inférieur. Ces terrains sont recouverts par une formation de calcaire massif attribuée au Dévonien moyen, à laquelle succèdent des grès durs et des calcaires récifaux. L'ensemble est coiffé par les formations du Dévonien terminal constitué par une alternance de bancs calcaires et des pélites renfermant de petits cristaux de pyrite.

II-2-1-4 Le Carbonifère

Les terrains du Carbonifère sont représentés essentiellement par des formations viséennes composées de calcaires gréseux et conglomératiques, de pélites, de calcaires bioclastiques et des barres de quartzites. Le Serpoukhovien, qui constitue les affleurements les plus septentrionaux, est composé d'une série grés-pélitique à affinité flyschoid.

II-2-2 Le massif granitique d'Oulmès

C'est un pluton granitique qui affleure sous forme d'une ellipse allongée suivant une direction NE-SW. L'étude de ce massif granitique a permis de mettre en évidence trois principaux faciès qui sont :

- Le granite à deux micas et à grain moyen. C'est le faciès qui occupe la plus grande partie de l'ellipse granitique d'Oulmès et forme ainsi le granite principal.
- Le granite à grain fin riche en micas occupant la partie centrale du massif (granite secondaire) et sa bordure Ouest.
- Le granite à muscovite, affleurant sous forme de bandes métriques tardives qui recoupe le granite principal, est souvent lié à des zones minéralisées en étain et tungstène localisées à l'Ouest et au Sud du massif (Termier *et al.*, 1950).

II-3 Evolution structurale

L'évolution géologique globale de la région d'Oulmès s'inscrit dans l'évolution générale du Massif Hercynien Central marocain et de ses bordures. Deux phases tectoniques illustrant la déformation hercynienne ont été mises en évidence : une phase anté-viséenne et une phase majeure post-viséenne. Cette déformation hercynienne est matérialisée par une déformation plicative synschisteuse associée à une tectonique de chevauchement plus ou moins importante.

II-3-1 La phase anté-viséenne

La phase anté-viséenne se traduit dans cette zone par un important écaillage en relation étroite avec une tectonique chevauchante à vergence W ou NW (Cailleux, 1985, Belfoul *et al.*, 1988; Tahiri *et al.*, 1989; Oubbih, 1991; Rahho, 1996). Cette structuration en duplex est liée à deux décollements principaux, l'un basal situé à la base de l'Ordovicien et l'autre sommital situé au niveau du Silurien. Les terrains ordoviciens affectés par cet écaillage forment des plis hectométriques à kilométriques d'orientation N10 à N30 sur lesquels reposent en discordance les terrains dévoniens (Ben Abbou *et al.*, 2001). La surrection est contrôlée par la structure profonde en duplex des terrains ordoviciens.

II-3-2 La phase post-viséenne

La phase majeure post-viséenne constitue la période où la déformation hercynienne connaît son paroxysme. Elle est subdivisée en deux épisodes de déformation :

- Le premier serait responsable d'un plissement synschisteux NE-SW à vergence SE lié à une tectonique de chevauchement à vergence SE dominante et affecté par un réseau de décrochements subéquatoriaux. (Cailleux, 1974, 1987; Michard, 1976; Piqué, 1979, 1981b, 1983; Piqué et Michard, 1981; Pique *et al.*, 1985; Ben Abbou, 1990; Fadli, 1990; Tahiri, 1991; Chakiri, 1991; Rahho, 1996).
- Le second est caractérisé par une phase de plissement coaxiale avec les plis synschisteux et serait à l'origine d'un réseau d'accidents décrochants tardifs. Ces derniers constituent pendant cette phase un système de failles conjuguées dextres et senestres générées par un raccourcissement NW-SE (Ben Abbou, 1990). L'examen de ce réseau de failles à partir des images satellitaires (Fig. 45) a permis de mettre en évidence deux directions principales dominantes N20-70 et N80-120.

C'est à cette tectonique transpressive post-viséenne que sont liées les mises en place des intrusions granitiques d'Oulmès qui constituent les principales intrusions dans cette zone (Mahmood, 1980, 1988; Giuliani, 1982; Boushaba, 1996; Remmal *et al.*, 1996, 1997, 1999; Remmal, 2000).

La source thermique d'Oulmès sourde à l'extrémité SW de ce massif granitique, où elle est régie par un réseau de failles hercyniennes de direction N120 ayant rejouées au cours de la phase Alpine.

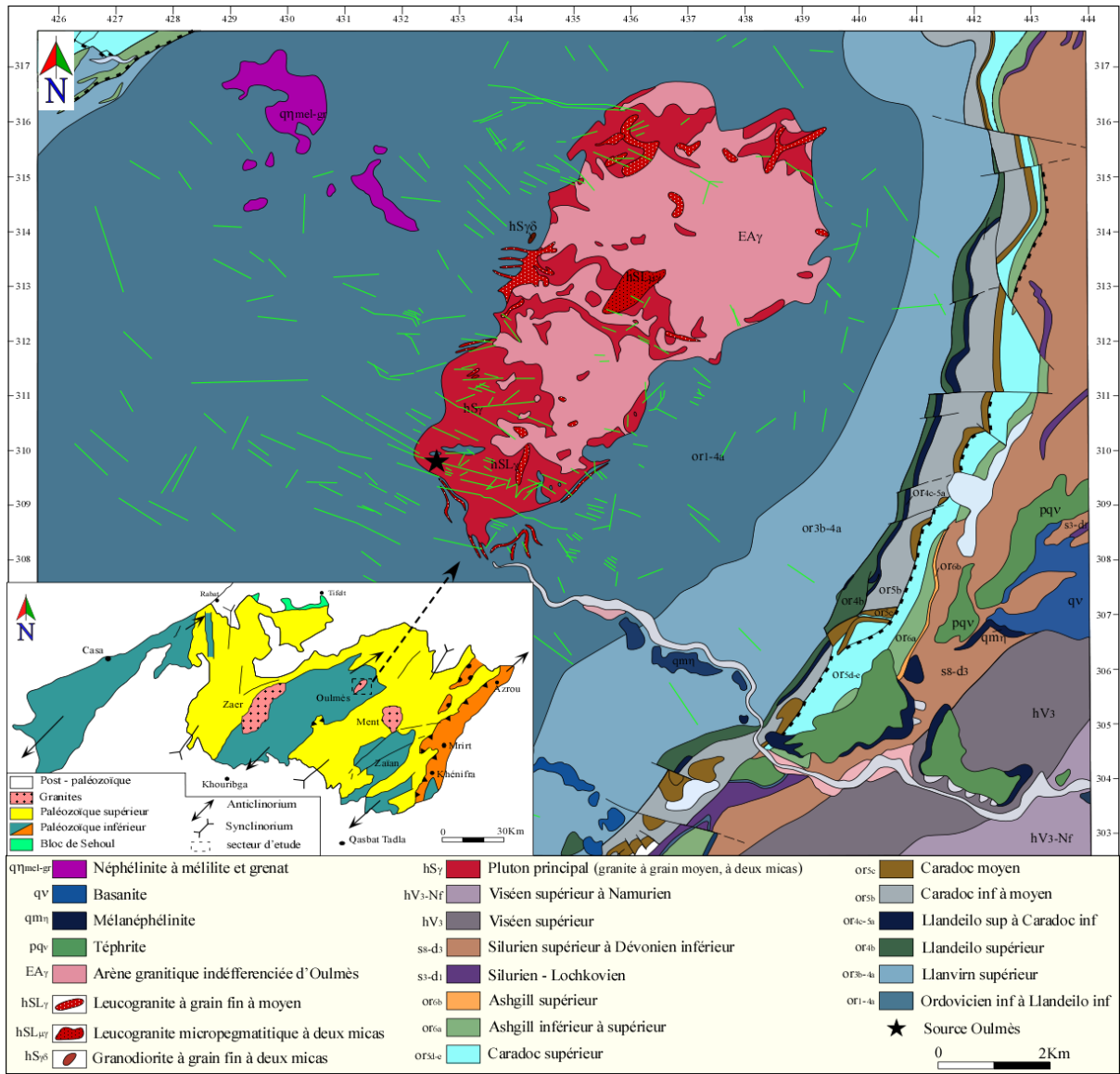


Figure 45: Carte des linéaments au niveau du massif granitique d'Oulmès (GéoAtlas, 2008)

B- La source thermique d'Issouka (Moyen Atlas)

I - Cadre géographique

La source thermique d'Issouka jaillit au niveau du Moyen Atlas plissé. Elle émerge au Sud du Jbel Ich ou Drar situé au SW de la ville d'Imouzzer Marmoucha (coordonnées Lambert X : 598.495 et Y : 317.356 sur la feuille d'Imouzzer Marmoucha) (Fig. 46).

La région est dominée par une topographie montagneuse couvrant 80% du territoire, le reste est constitué de petites vallées.

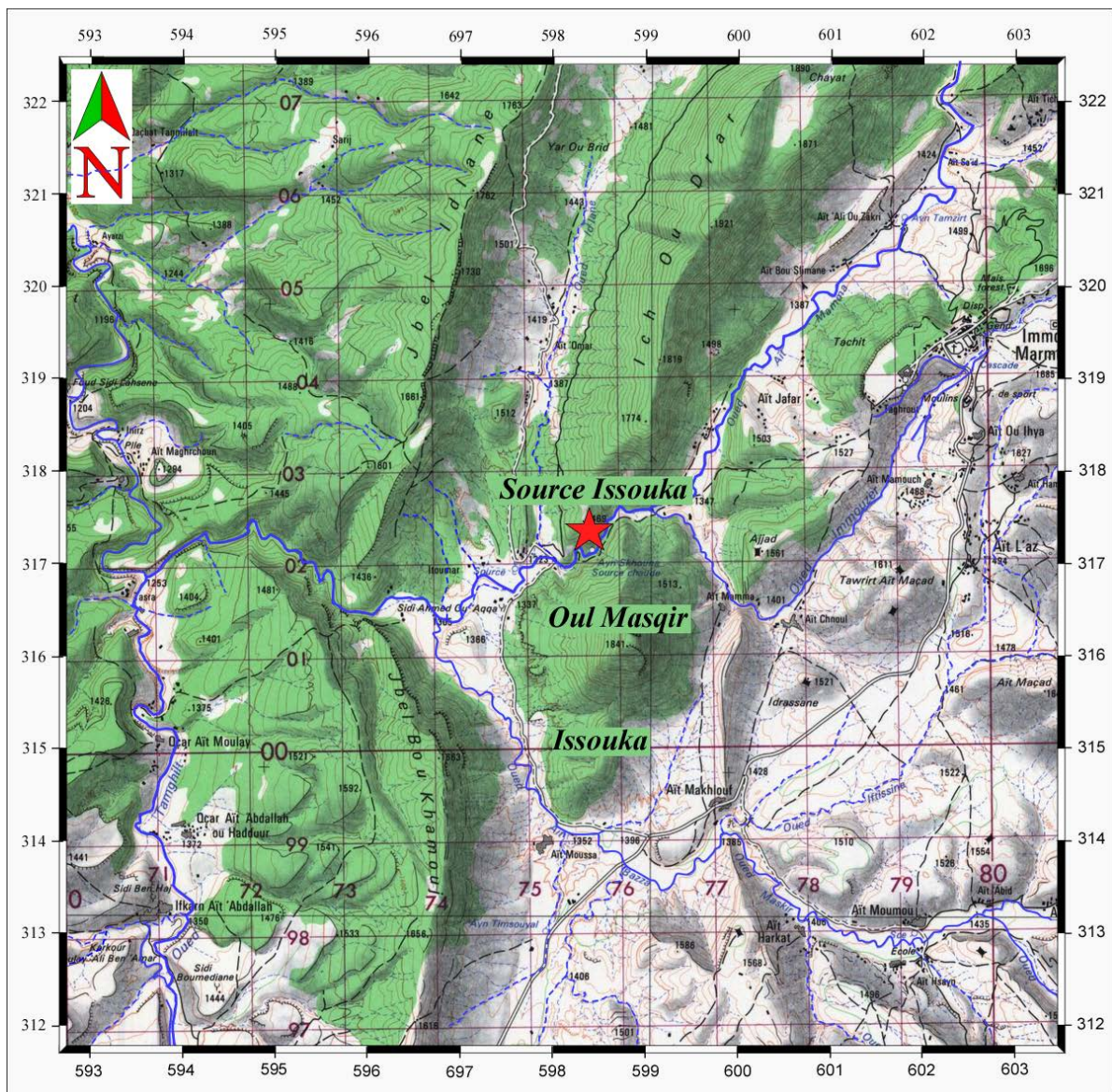


Figure 46: Carte topographique d'Imouzzer Marmoucha montrant la situation de la source thermique d'Issouka.

Le réseau hydrographique est caractérisé par des oueds à écoulement le plus souvent temporaire. Les plus importants définissent des talwegs orientés suivant les directions préférentielles suivantes (Fig. 46):

- Une direction NE-SW (oued Ait Mamma et oued Immouzer)
- Une direction NS (oued Idlane et oued Tamghilt)
- Une direction NW-SE (oued Maskir et oued Aït Bazza)
- Une direction EW (oued Himer et oued Dillt)

Le climat de la région est semi-aride caractérisé par une température minimale de (-2°C) enregistrée pendant le mois de Janvier et maximale de plus de 26°C pendant le mois de Juillet. La pluviométrie est généralement peu abondante avec une moyenne annuelle de l'ordre de 250 mm/an (précipitation enregistrée sans neige). Les hivers sont très froids et neigeux, avec des gelées quasi-quotidiennes et un nombre non négligeable de jours sans dégel. La période de sécheresse dans cette région ne dépasse guère quatre mois (Fig. 47).

Dans cette zone, l'activité agricole rudimentaire et partagée entre une agriculture irriguée et bour ainsi que l'élevage animalier. La culture céréalière est prédominante.

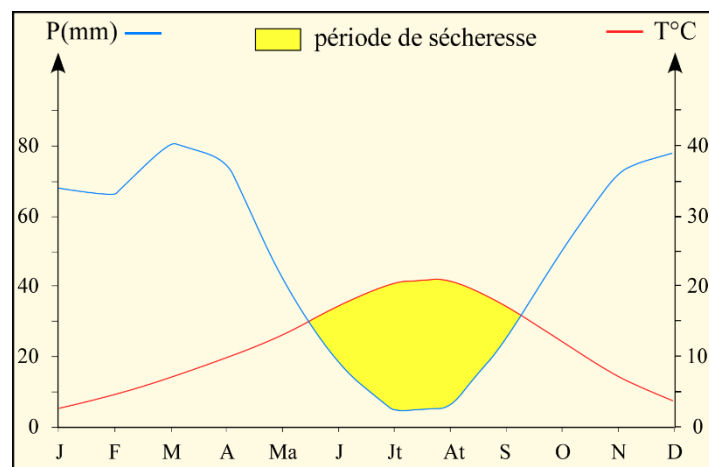


Figure 47: Diagramme ombrothermique de la région d'Issouka

II-Cadre Géologique

II-1 Introduction

Le Moyen Atlas est une chaîne intracontinentale orientée NE-SW s'étalant sur plus de 400 km depuis l'Atlas de Béni Mellal au SW jusqu'à la plaine de Guércif au NE. Il est bordé par le couloir Sud rifain au Nord, la Meseta occidentale à l'Ouest, le Haut Atlas et la Haute Moulouya au Sud et la Meseta orientale à l'Est. (Fig. 48).

Le Moyen Atlas est organisé en deux entités structurales différentes séparées par l'Accident Nord Moyen Atlasique (Choubert et Marçais, 1956, Martin 1973, 1981, Hollard *et al.*, 1985) (Fig. 48):

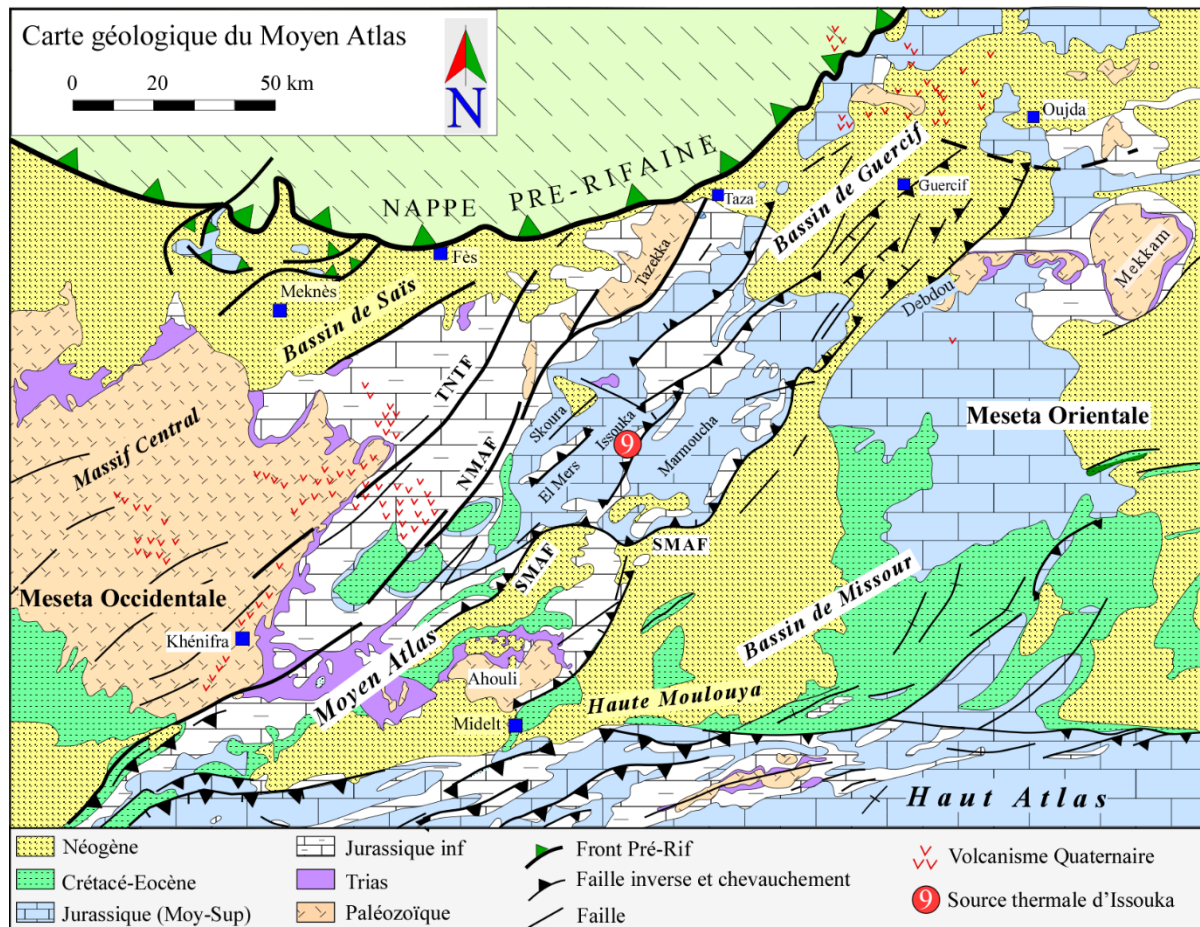


Figure 48: Carte géologique du Moyen Atlas avec l'emplacement de la source thermominérale d'Issouka (Frizon de Lamotte *et al.*, 2008).

- Le Causse moyen atlasique ou « Moyen Atlas tabulaire », à matériel essentiellement carbonaté, constitue un vaste plateau à structure monoclinale matérialisée par une déformation à caractère essentiellement cassant. Ce causse calcaire est envahi par des coulées basaltiques récentes.
- Le Moyen Atlas plissé, représenté par des massifs montagneux, est marqué par une déformation souple qui a engendrée, du NW au SE, une succession de quatre rides anticlinales fracturées à ossature liasique que séparent des zones synclinales à remplissage Toarcien et Aaléno-Bajocien (Colo, 1961). Ces rides sont du NW vers le SE (Fig. 49) :
 - ❖ La première ride anticlinale ou ride de Bou Messaoud-Beni Hamda marque la transition du Causse moyen atlasique au Moyen Atlas plissé.

- ❖ La deuxième ride anticlinale ou ride de Tichoukt - El Ahmar est soulignée par les crêtes des jbel Ouarirt, El-Ahmar, Missiougène, Tichoukt et Habbou. Ces crêtes sont faillées sur leurs flancs Ouest par une branche de l'Accident Nord Moyen Atlasique.
- ❖ La troisième ride ou ride de Marmoucha - Bou Iblane se poursuit depuis Jbel Ighefker au Nord jusqu'à Jbel Bou Qazdir au Sud en passant par Bou Iblane et Marmoucha. Elle forme une structure anticlinale matérialisée par des flancs faillés. La zone axiale de cette ride est caractérisée par des affleurements magmatiques qui témoignent d'une activité volcanique quaternaire (volcans de l'Ierfoud et de Tamjilt). La source thermale d'Issouka jaillisse au niveau de la zone médiane de la ride de Marmoucha.
- ❖ La quatrième ride anticlinale ou ride de Bou Nasser montre le point le plus culminant du Moyen Atlas (Jbel Bou Nasser 3326m). Elle est jalonnée par jbel Irhesdis, Jbel Tsiouant et Jbel Tafgourt.

Les grandes lignes structurales de ce domaine atlasique, ont une orientation générale NE-SW et sont recoupées, par endroit, par des accidents NW-SE et E-W. Ces directions correspondent à des accidents du socle hercynien réactivés au cours de l'histoire alpine (Sabaoui 1987, Fedan 1988)

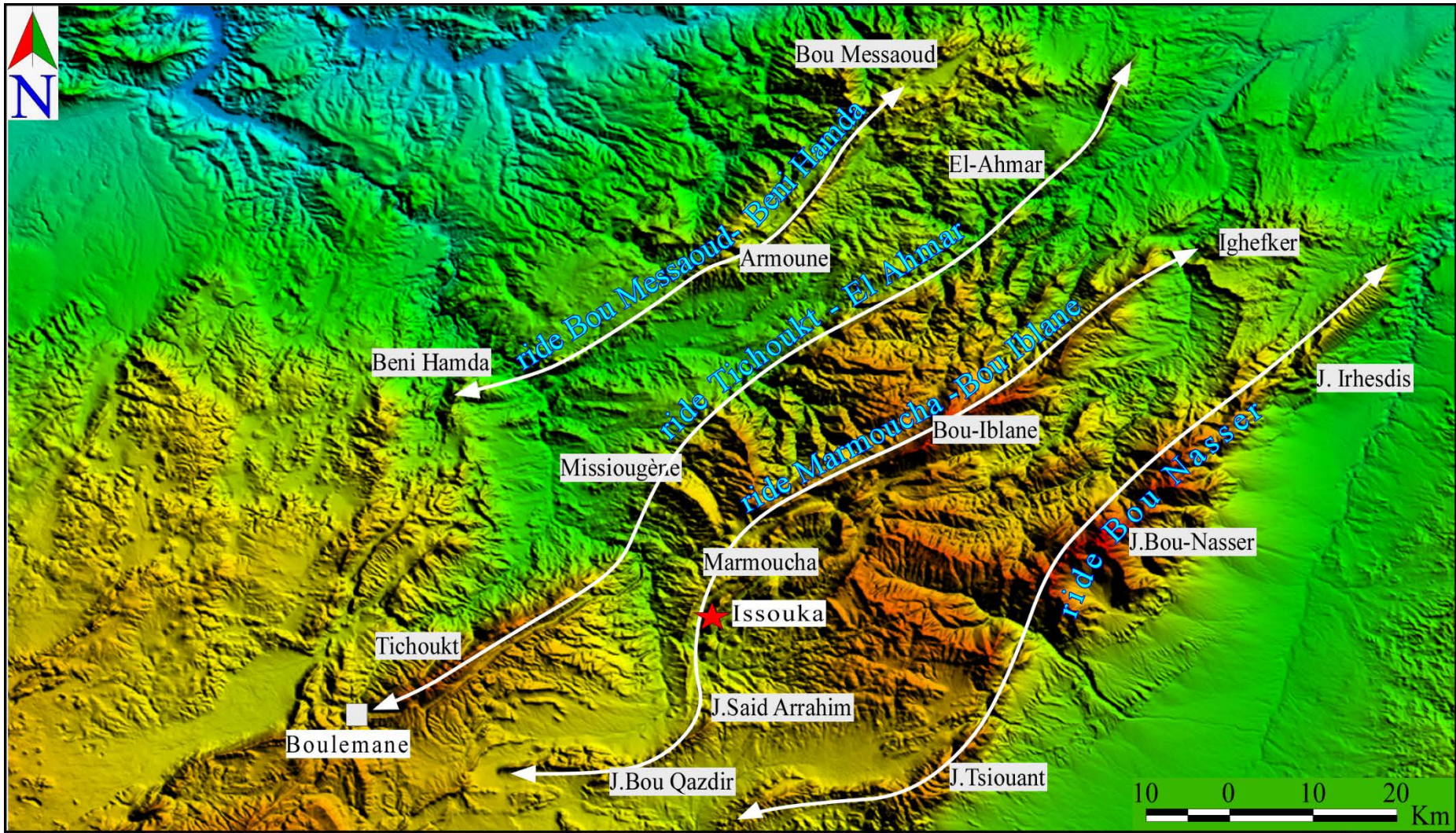


Figure 49: MNT du Moyen Atlas Plissé (USGS EarthExplorer).

II-2 Lithostratigraphie

La région de Marmoucha, connue par la résurgence des sources thermales de Skhounate ou Issouka, est localisée au niveau de la troisième ride ou ride de Marmoucha-Bou Iblane du Moyen Atlas plissé (Fig. 49). Cette ride est matérialisée essentiellement par des formations carbonatées liasiques déformées et orientées suivant la direction NE-SW et s'ennoient au NE sous la couverture tertiaire du bassin de Guercif. Dans la région de Marmoucha, cette troisième ride montre un amortissement séparant le dépoctrice d'El Mers au NW de celui des Marmoucha au SE.

Un log stratigraphique réalisé dans la région d'Issouka montre du bas en haut les formations suivantes (Planche. 5) :

- Des formations triasiques éparées, le plus souvent en lambeaux métriques, qui apparaissent le long de l'accident décro-chevauchant qui souligne le flanc Est de la ride anticlinoriale de Marmoucha. A l'échelle de l'affleurement, ces formations laissent apparaître des argiles rouges évaporitiques le plus souvent truffées de basalte doléritique reconnu dans la trilogie du Trias marocain (Planche. 5-A).
- Des calcaires lités, souvent plissés au contact de l'accident d'Issouka N30, montrant des intercalations de marne jaunâtre d'âge Domérien (Planche. 5-B).
- Des formations de calcaire rougeâtre à inter-lits marneux du Toarcien inférieur et moyen. Ces formations dont l'épaisseur est moins importante que celle du Domérien, sont souvent plissées au contact des failles (Planche. 5-C).
- Des formations de Toarcien supérieur représentées par des bancs de calcaires noduleux intercalés par des niveaux marneux centimétriques. Ces nodules sont formés de calcite concrétionnée autour de certains points d'attraction durant la diagenèse (Planche. 5-D).
- Des formations de Bajocien inférieur, montrant une alternance de bancs calcaires et des marnes à Bélemnites et à Cancellophycus (Planche. 5-E).
- Les marnes de Boulemane attribuées au Bajocien moyen, surmontent les formations précédentes (Planche. 5-F).
- Des calcaires corniches d'âge Bajocien supérieur - Bathonien inférieur coiffent les formations sous-jacentes.

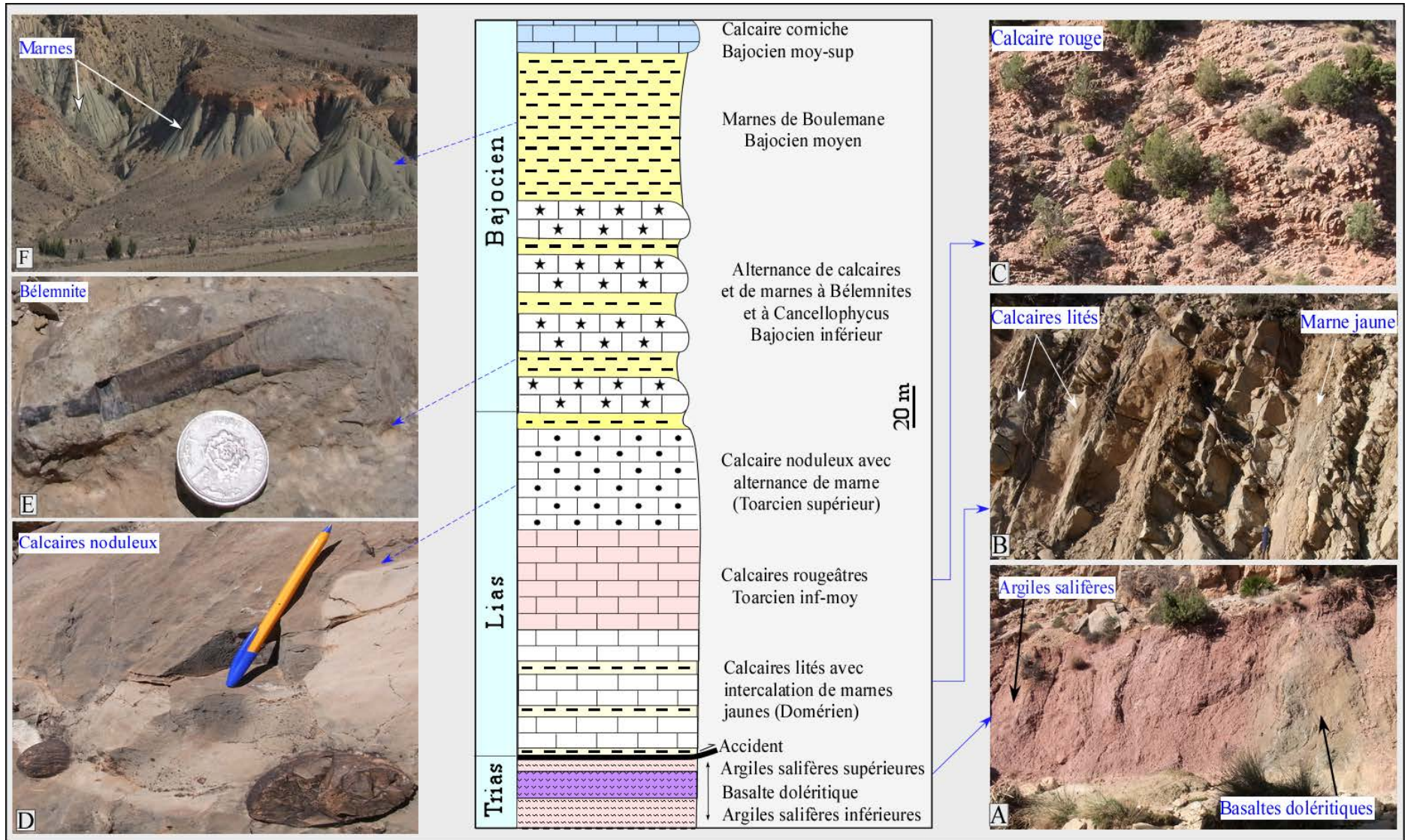


Planche 5: Log stratigraphique de la zone d'Issouka avec photos illustrant les différentes formations.

II-3 Cadre structural

La région d'Issouka forme avec Jbel Oul Masqir et Jbel Ich Ou Drar la partie SW de la troisième ride (ride Marmoucha- Bou Iblane) où sourdent les sources thermales d'Issouka (Fig. 50). Ce segment forme une structure anticlinale subméridienne faillée à cœur truffé par des formations argileuses triasiques et carbonatées liasiques (Planche 6-A-C-D).

Des plis dissymétriques à vergence orientale, s'observent au niveau de cette zone où ils sont associés au jeu de l'accident N30 d'Issouka (Planche 6-B), souligné par des formations argileuses évaporitiques triasiques (Planche 6-C-D). En s'éloignant de cet accident, le pendage des formations jurassiques change progressivement, en passant de 60 à 75W dans les calcaires situés à sa proximité, pour atteindre, plus loin, 45SW (Planche 6-E-F). Au sein de ces calcaires lités, outre la résurgence d'Issouka connue dans la bibliographie, on signale pour la première fois la présence de trois sources thermales alignées parallèlement à cet accident d'Issouka.

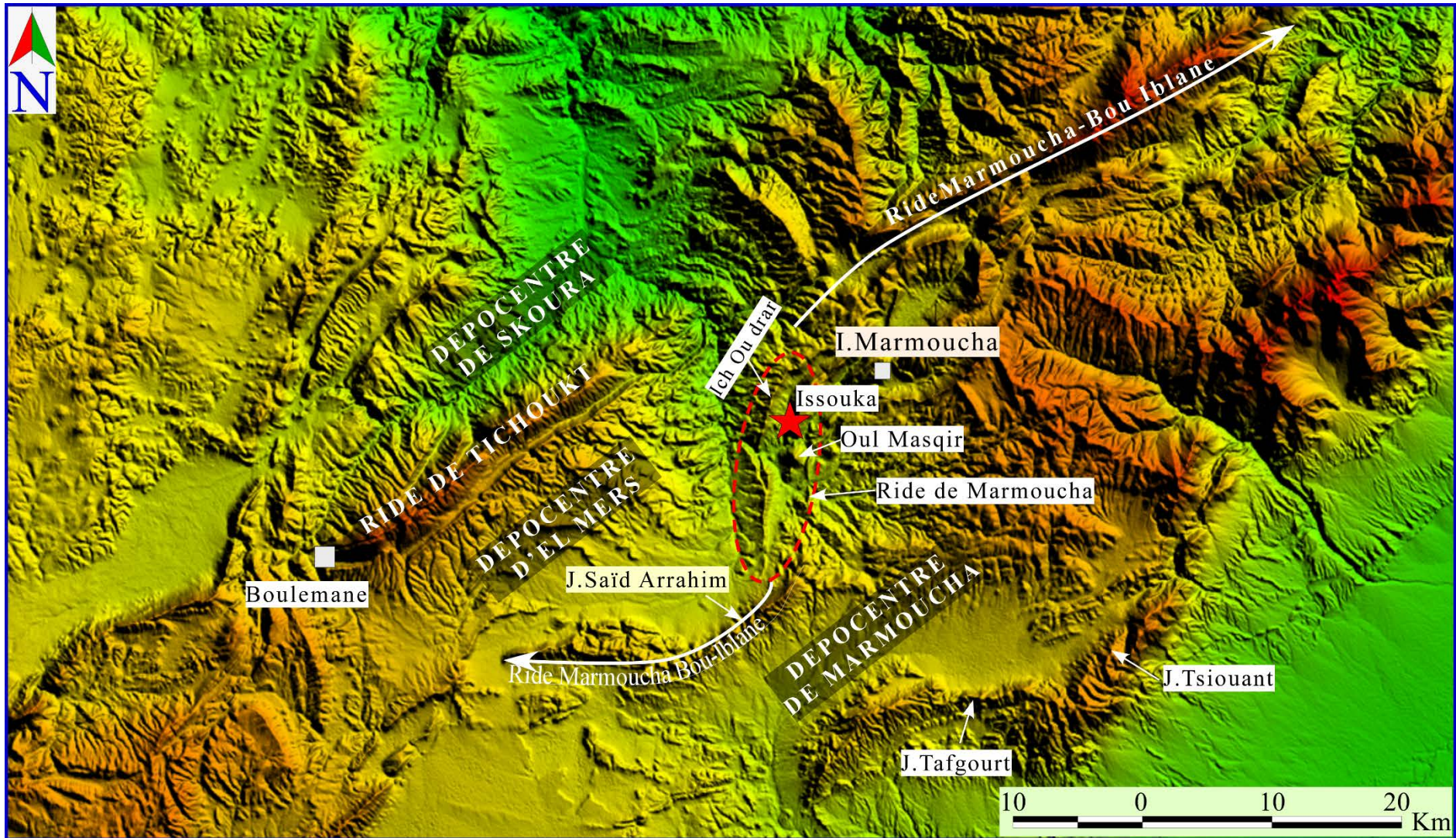
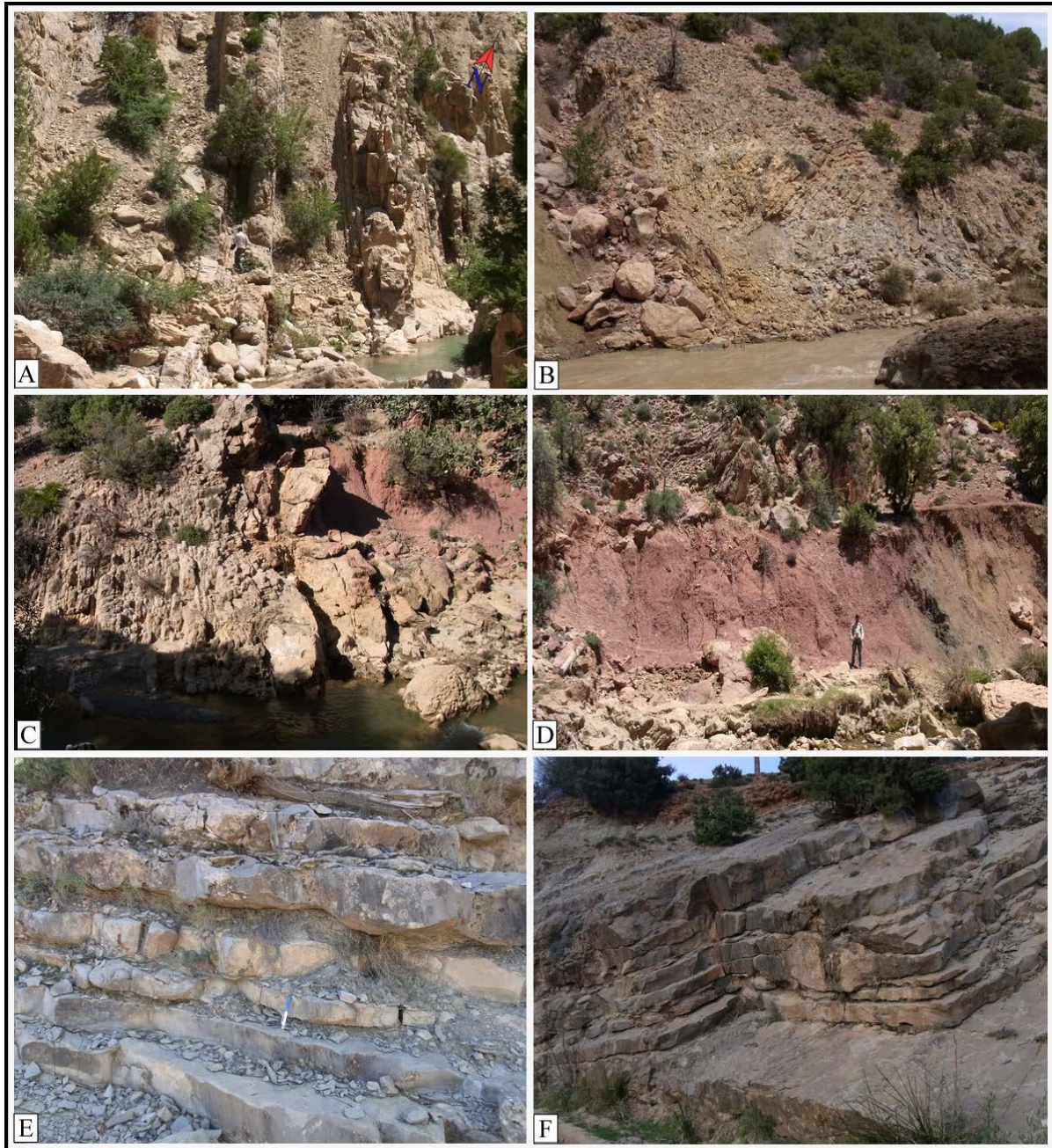


Figure 50: MNT de la région d'Issouka et sa position par rapport aux dépocentres de Skoura et de Marmoucha (USGS EarthExplorer).



*Planche 6: Formations et structures observées au niveau de secteur d'étude.
 A-Formations carbonatées formant le cœur de la ride, B- Plis dissymétriques,
 C-calcaire lité avec pendage fort, D- Formations triasiques, E et F-Calcaire à pendage faible*

A ce grand accident d'Issouka, sont annexées des failles à caractère principalement cassant. Ces failles, souvent matérialisées par des filons centimétriques de calcite (Planche. 7-A), montrent les directions suivantes :

- Une direction variant entre N140 à N170 avec un pendage de 70° vers WSW. Le jeu normal de ces failles est matérialisé par des stries ancrées au niveau des miroirs bien fossilisés par les calcaires noduleux (Planche. 7-B). C'est au

niveau de l'une de ces failles que sourde la source principale d'Issouka (Planche. 7-C).

- Des failles subéquatoriales de direction N70 à N110 à pendage presque subvertical, qui montrent un jeu décrochant dextre.



Planche 7: Structures cassantes observées à proximité de la source thermique d'Issouka
A- Filon de calcite ; B- Miroir de faille ; C- style tectonique cassant affectant la région d'Issouka

Le style tectonique caractérisant la région d'Issouka est un style purement cassant, typique du Moyen Atlas. Dans cette région la faille d'Issouka orienté N30 constitue l'accident majeur auquel sont annexées deux autres familles de failles (N140 à N170 et celles N70 a N110).

La répartition spatiale des sources thermales d'Issouka montre une relation génétique avec les accidents parcourant la ride de Marmoucha, notamment ceux de direction subméridienne et ceux de direction N140 à N170.

C- La source thermale de Moulay Ali Chérif (Haut Atlas)

I - Cadre géographique

Située à 20 km au SE de la ville de Rich, la source thermale Moulay Ali Chérif (MAC) est une source dont la température oscille entre 46°C et 52,5°C (coordonnés Lambert X : 597.420 et Y : 176.708 sur la feuille AYT'OTHMANE 1/50000). Elle est accessible par la route nationale N13 reliant Midelt à Errachidia. Cette source est aménagée en complexe thermal installé à proximité du Tunnel de Zaabel intitulé également Tunnel de la Légion (Fig. 51).

Topographiquement, la région est dominée par des collines arides dénudées à crêtes orientées ENE-WSW à E-W et culminant à 1369 m à Jbel Zaabel (Fig. 51). Ces reliefs délimitent de larges dépressions à cœur plat.

Le réseau hydrographique est caractérisé par l'écoulement principal de l'oued Ziz dont le lit, à cet endroit, suit la direction N-S. D'autres oueds de moindre importance et à écoulement temporaire, sillonnent la région avec des directions variées dont la direction NE-SW (oued Tijent et oued Seddour) et la direction E-W (oued Achbarou et oued Ifri) (Fig. 51).

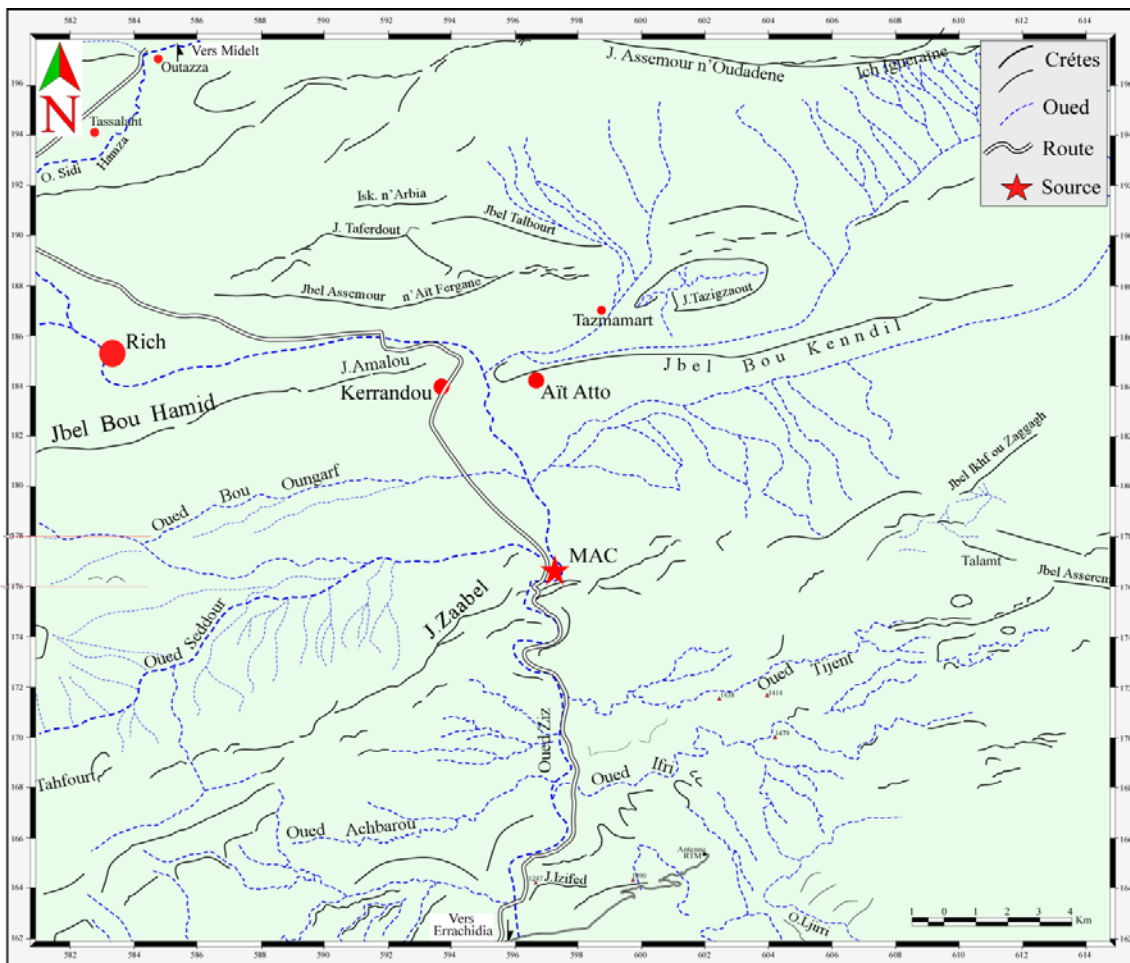


Figure 51: Carte géomorphologique de la région de Foug Zaabel.

Le climat régnant dans cette région est un climat continental désertique caractérisé par une température minimale de 1°C et maximale de plus de 37°C enregistrées respectivement pendant le mois de Janvier et le mois de Juillet. La pluviométrie est généralement très peu abondante entrainant une aridité permanente durant toute l'année (Fig. 52). La moyenne annuelle pluviométrique est de l'ordre de 175 mm/an.

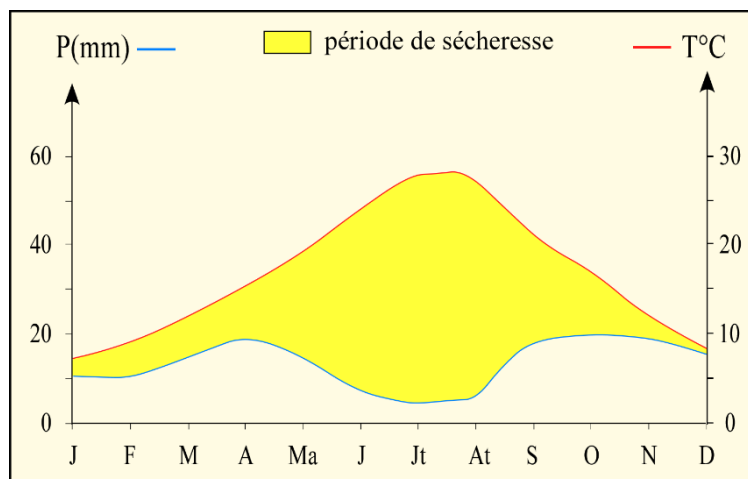


Figure 52: Diagramme ombrothermique de la région de Foug Zaabel

La végétation arborescente est réduite à de rares groupements d'arbres fruitiers avec dominance des oliviers et de palmiers aménagés au niveau des oasis de l'oued Ziz.

Les habitants vivent de l'élevage de bétail et d'une agriculture rudimentaire développée au niveau des plaines proches des oueds. L'implantation de la station thermale de Moulay Ali Chérif constitue une activité économique apportant des ressources supplémentaires aux habitants de la zone.

II - Cadre géologique

II-1 Introduction

Le Haut-Atlas au sein duquel sourde la source thermale de MAC est une branche montagneuse atlasique ayant une orientation WSW-ENE à E-W dans sa partie orientale. Il s'étend sur 700Km de long sur une centaine de kilomètre de large. Il est limité au Nord par le domaine mesetien et au Sud par l'Anti Atlas et les domaines sahariens.

Le Haut Atlas est caractérisé par une altitude plus élevée dans sa partie centrale et occidentale que dans ses confins orientaux. Il est défini comme une chaîne intracontinentale (Michard, 1976 ; Mattauer *et al.*, 1977 ; Elmi, 1996 ; Piqué *et al.*, 2002) à substratum paléozoïque et à couverture mésozoïque. Cette chaîne résulte de la restructuration au cours du Cénozoïque d'un « Proto-Rift » ou rift avorté, atlasique surtout actif au cours du Jurassique inférieur. Ce « Proto-Rift » est ouvert vers l'ENE en direction de la Téthys occidentale (Du Dresnay, 1975). Le Haut-Atlas est subdivisé en trois grands ensembles (Fig. 53) :

- Le Haut-Atlas Occidental s'étend depuis la côte atlantique à l'Ouest jusqu'à son point le plus culminant à l'Est (le Jbel Toubkal, 4165 m). Il forme un massif à altitude élevée, caractérisé par des plis anticlinaux étroits d'orientation moyenne E-W. Ces plis sont parfois coffrés entaillés de synclinaux à cœur jurassique supérieur et crétacé. Cet ensemble est découpé en blocs, contrôlés eux-mêmes par d'anciennes structures NNE-SSW à E-W ayant générées des bassins au cours de l'ouverture de la marge atlantique. Ces bassins recevaient au cours du Jurassique une sédimentation atlantique sans communication avec les sillons marins du Haut Atlas Central et Moyen Atlas (Choubert et Faure-Muret, 1962 ; Du Dresnay, 1988 ; Elmi, 1996 ; Missenard *et al.*, 2007). Lors de la compression atlasique, les anciennes structures ont joué en effondrement au cours de l'ouverture de la marge atlantique (Laville et Petit, 1984 ; Beauchamp, 1988 ; Piqué *et al.*, 2000).

- Le Haut-Atlas Central (Michard 1976) ou Haut Atlas calcaire (Mattauer *et al.*, 1977) s'étend de Tizi'n Tichka à l'Ouest jusqu'à la vallée de l'Oued Ziz à l'Est (Piqué, 1994) ; cependant, sa limite orientale reste encore indéfinie (Choubert et Marçais, 1952 ; Michard, 1976). Le substratum est rarement visible et n'affleure que sous forme de lentilles isolées, où les formations paléozoïques sont attribuées à l'Ordovicien (Bazin, 1968 ; Michard, 1976). La couverture mésozoïque, dite « couverture atlasique plissée » représente la majorité des affleurements dont les sédiments forment des séries marno-calcaires caractéristiques qui peuvent atteindre, par endroit, 8000 m d'épaisseur (Stüder, 1980 ; Du Dresnay, 1971a ; Bernasconi, 1983). La morphologie du Haut Atlas Central est dominée par de vastes zones synclinales, larges et tabulaires à 2000 m d'altitude où affleurent des couches du Jurassique moyen. Ces synclinaux sont aménagés entre des structures anticlinales en rides aigües souvent faillées dont le cœur est occupé soit par des formations triasiques ou liasiques. (Du Dresnay, 1971a ; Laville et Piqué, 1991 ; Elmi, 1996).
- Le Haut-Atlas Oriental s'étend depuis l'Est du méridien Midelt -Errachidia jusqu'à la frontière maroco-algérienne. Il est caractérisé par un dispositif semblable à celui du Haut-Atlas Central avec néanmoins des reliefs moins élevés. Le Haut-Atlas Oriental est composé de terrains mésozoïques d'épaisseur réduite, discordants sur un socle paléozoïque affleurant par endroit (Jbel Bou Dahar) (Campbell et Stafleu, 1992).

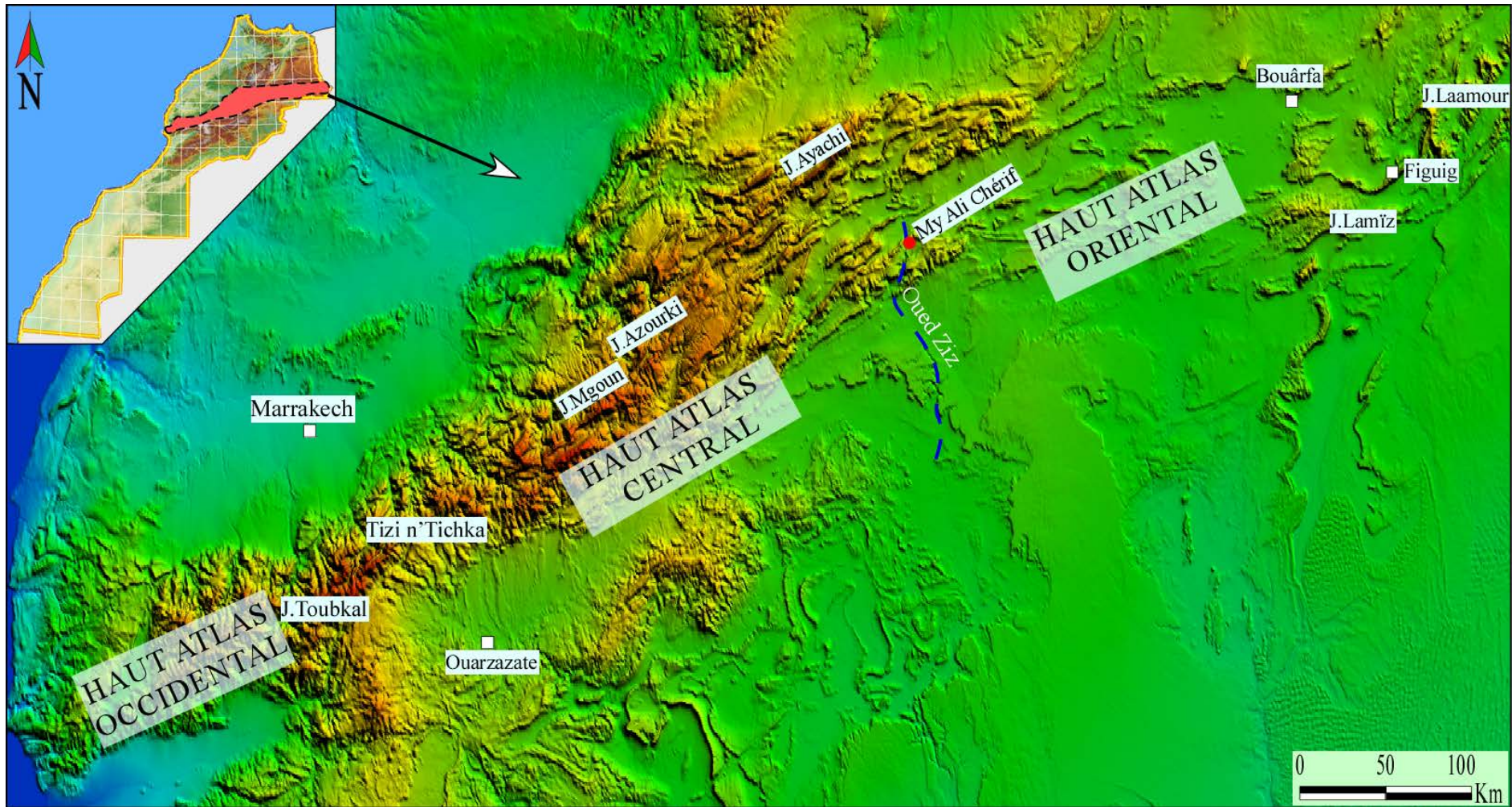


Figure 53: MNT du Haut Atlas (USGS EarthExplorer).

II-2-Lithostratigraphie

Le secteur d'étude, où jaillisse la source thermale de Moulay Ali Chérif, est situé au niveau du flanc sud du Haut Atlas Central, à la jonction du domaine du Haut Atlas Central et Oriental. Les formations sédimentaires caractérisant ce secteur comportent (Planche. 8-A) :

- Le Trias représentant la base de la couverture mésozoïque est discordant sur le socle hercynien. Il débute par des conglomérats sur lesquels reposent des formations argileuses rouges évaporitiques le plus souvent truffées de basalte doléritique. Ces dépôts triasiques (Planche.8-B) jalonnent la faille de Tizi n'Firest et soulignent les charnières des grandes structures anticlinales. L'exteriorisation du Trias au niveau de ces structures est rattachée aux montées diapiriques (Michard, 1976 ; Beauchamp *et al.*, 1999 ; El Arabi *et al.*, 2006).
- La série Jurassique succède aux formations triasiques par des bancs calcaires dolomitiques et des calcaires massifs de Sinémurien inférieur. Sur cet ensemble des lits de calcaires lités (Planche. 8-C) font la transition à une série épaisse de calcaire marneux du Carixien (Lachkar, 2000) (Planche. 8-D). La même lithologie calcaro-marneuse caractérise les formations domériennes sus-jacentes riches en Ammonites (Planche.8-E).

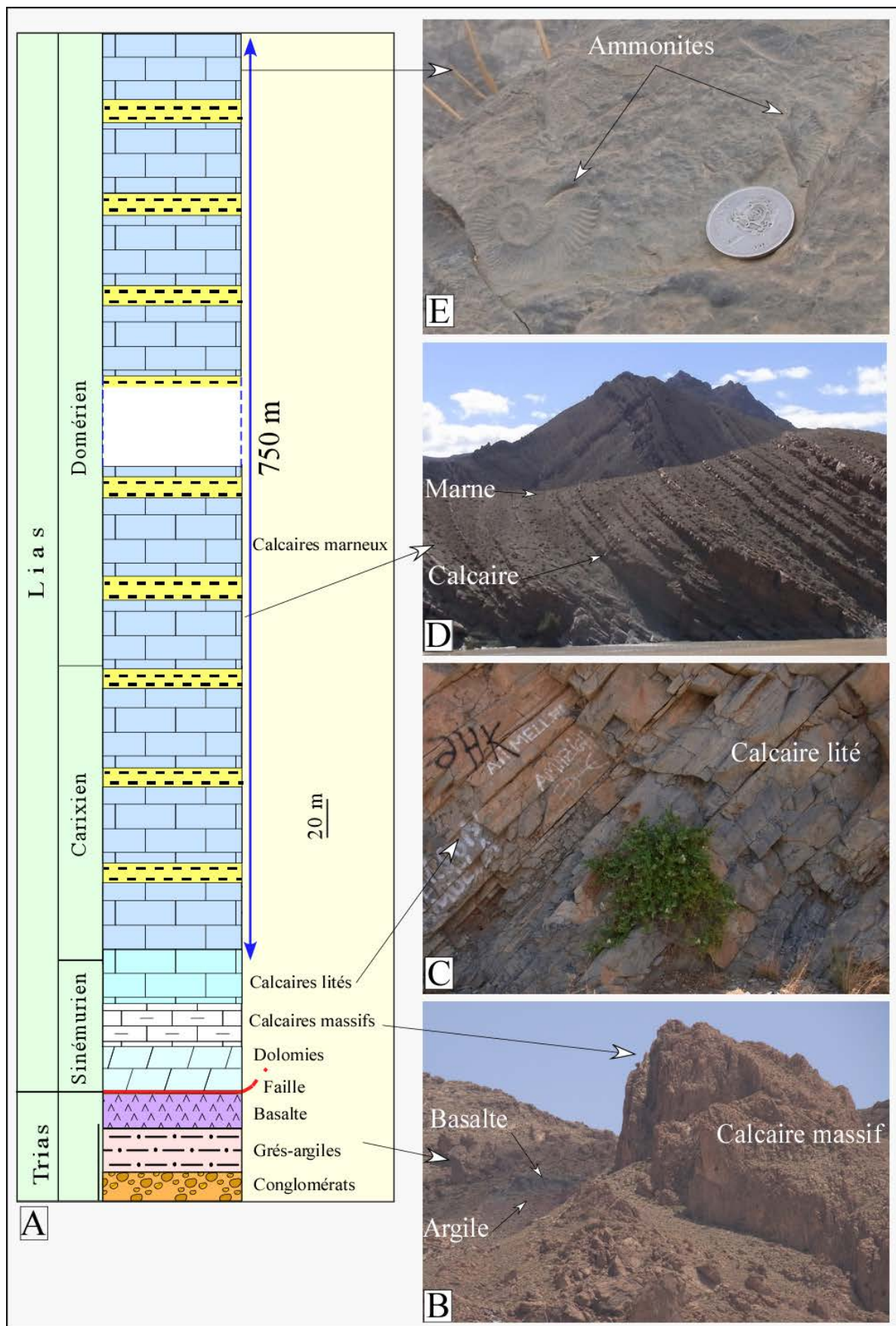


Planche 8: Formations sédimentaires de la zone d'étude (Hammat MAC). A-Log stratigraphique ; B-Formations triasiques et calcaire massif ; C- calcaire lité ; D- calcaire marneux ; E-Ammonites.

II-3 Contexte structural

Le Haut Atlas est caractérisé par un style de plissement assez spécial lié à une inversion structurale survenue au cours de l'orogénèse alpine suite à la convergence entre l'Afrique et l'Europe (Choubert & Faure-Muret, 1962 ; Michard, 1976 ; Mattauer *et al.*, 1977 ; Schaer, 1987 ; Christine *et al.*, 1988 ; Laville et Piqué., 1992 ; Beauchamp *et al.*, 1996 ; Gomez *et al.*, 2000 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000 ; Teixell *et al.*, 2003).

La structuration de cette chaîne est le résultat d'un couplage de failles normales NE-SW, E-W et de failles décrochantes WNW-ESE, NNE-SSW (Sarih *et al.*, 2007). Certaines de ces failles seraient des accidents hercyniens réactivés (Piqué *et al.*, 2002 ; Teixell *et al.*, 2003 ; Ellouz *et al.*, 2003 ; Sarih *et al.*, 2007) ayant engendrés une succession d'anticlinaux étroits à axe N70E séparés par de larges synclinaux à fond plat.

La source de Moulay Ali Chérif est située au niveau du synclinal de Seddour qui sépare la ride de Bou Hamid au Nord et la ride de Fom Zaabel au Sud (Fig. 54). Plusieurs éléments structuraux (failles, diaclases, veines et plis) caractérisent cette zone (Planche. 9).

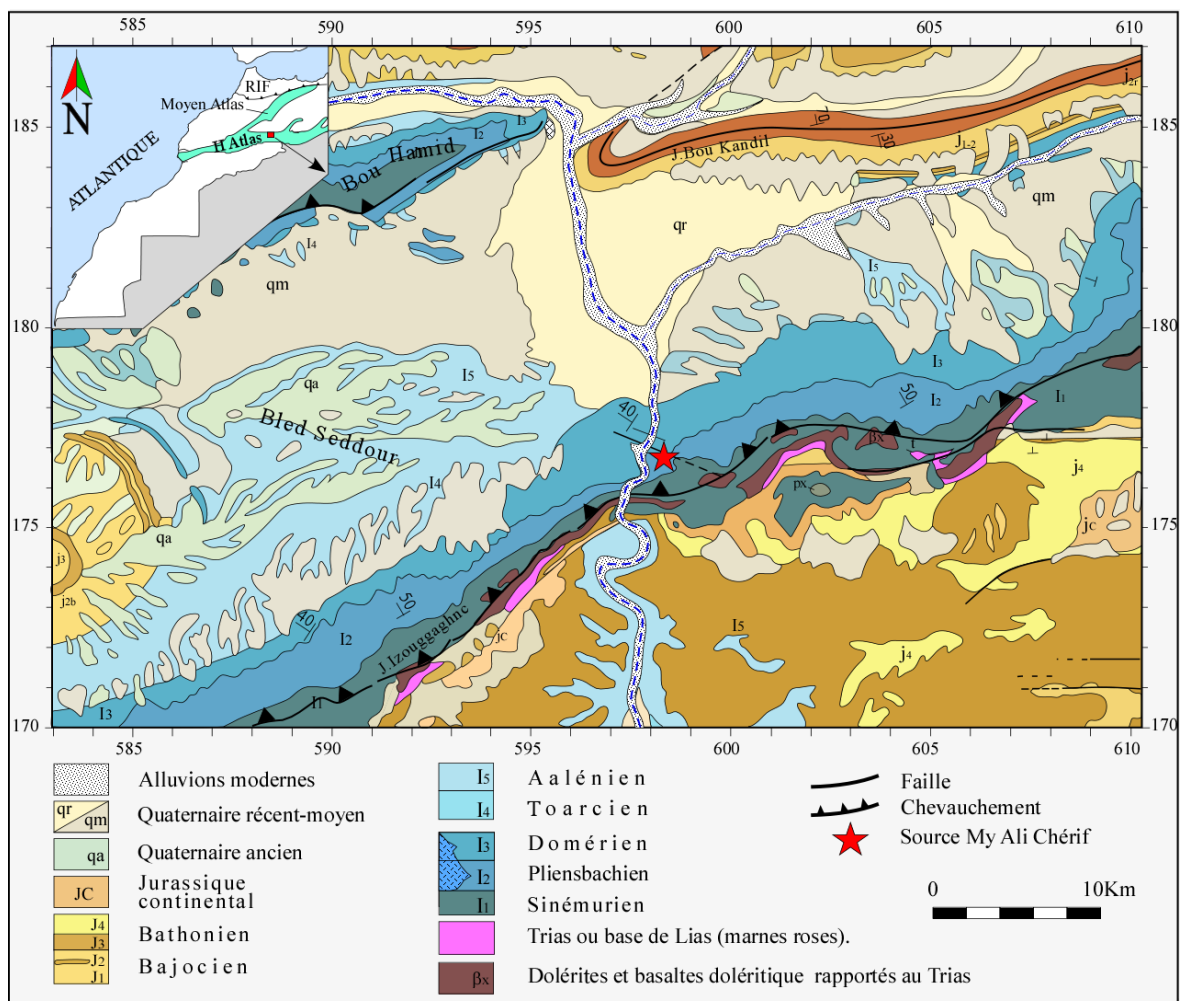


Figure 54: Extrait de la carte géologique du Haut Atlas au Nord de Ksar Es souk et de Boudenib (Région de Fom Zaabel modifiée)

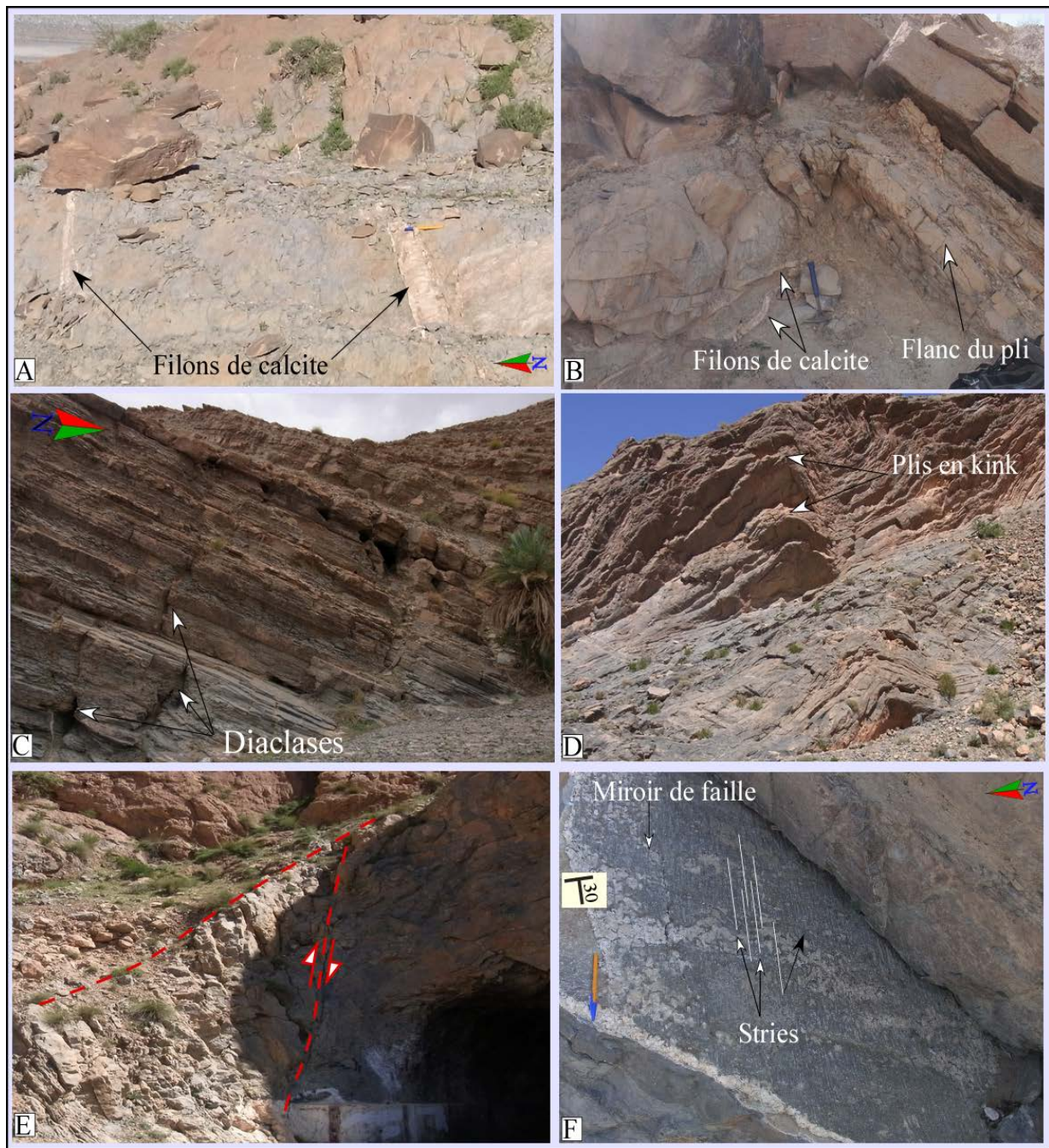


Planche 9: Eléments structuraux observés au niveau de la zone de Foug Zaabel. A-Filons de calcite, B-Filons de calcite et pli, C-Diaclases, D- Plis en kink ; E- faille inverse à la sortie Nord du Tunnel de Foug Zaabel avec un fort pendage, F- Miroir de faille

La ride de Foug Zaabel est une structure anticlinale faillée, à cœur truffé par les calcaires massifs du Lias inférieur, les basaltes doléritiques et les argiles du Trias. Cette zone de faille, appelée également Faille de Foug Zaabel et ayant un pendage de 75° vers le Nord, constitue l'un des segments de la faille de Tizi n'Firest.

Plusieurs types de plis s'observent dans la zone de Foug Zaabel affectant ainsi toutes les formations sédimentaires, dont les plus fréquents sont les plis en kink (Planche. 10-A) à

amplitudes métriques. Leurs axes sont orientés généralement NE-SW à ENE-WSW avec un plongement vers le NE variant de 35 à 70°.

A proximité du flanc Nord de cette ride, les formations carbonatées jurassiques sont très déformées montrant des plis dissymétriques impliquant un jeu décrochevauchant de l'accident de Foum Zaabel (Planche. 10-B). Le pendage des formations jurassiques change progressivement en s'éloignant de cet accident ; en effet, il est de l'ordre de 50 à 60°N dans les calcaires situés à sa proximité (Planche. 10-C) et diminue pour atteindre 15°N au sein des formations marno-calcaires situées à une centaine de mètres de cette structure anticlinale (Planche. 10-D).



Planche 10: A- Plis en Kink , B- Plis dissymétriques, C- Calcaires lités avec pendage fort à proximité de Foum Zaabel, D- Calcaire avec un pendage faible, E-décrochevauchement à proximité du tunnel de Foum Zaabel

A ce grand accident de Foum Zaabel, sont annexées des failles le plus souvent matérialisées par des filons centimétriques de calcite (Planche. 9-A). Ces failles à caractère principalement cassant, ont des directions N60 avec un pendage 30 NW et à jeu normal matérialisé par des stries ancrées au niveau des miroirs bien fossilisés-dans les calcaires marneux domériens (Planche. 9-F). C'est au niveau de l'une de ces failles que sourde la source thermale de Moulay Ali Chérif. (Photo.11).

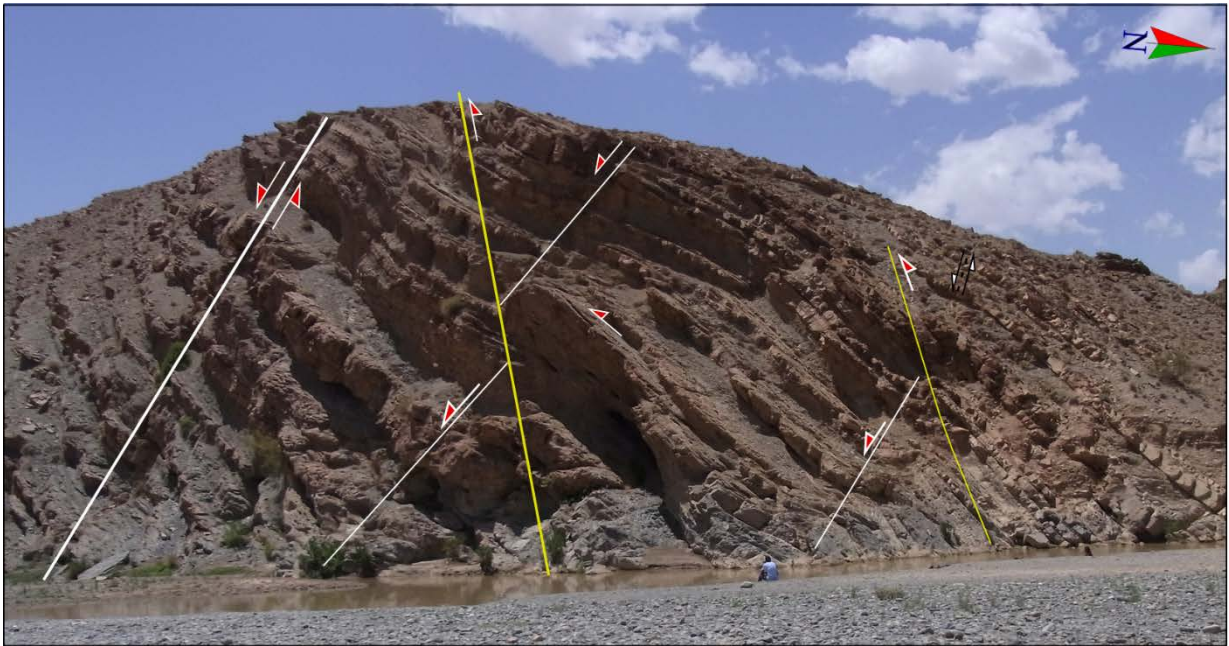


Photo 11: Style tectonique cassant observé au niveau des formations domériennes dans la région de Foum Zaabel

*Chapitre V : Hydrochimie et géochimie isotopique
des sources thermales du FCSR et du DMA.*

Introduction

L'eau thermale constitue souvent une mémoire qui apporte en surface des indications sur les zones profondes : « l'eau est créatrice et vecteur de l'information » (Bakalowicz, 1999). De ce fait, l'étude géochimique des eaux thermales est fondamentale pour la compréhension des phénomènes liés à leur origine, ainsi qu'à leur mode d'enrichissement en minéralisations au cours de leur transit au sein des différentes formations géologiques. Ainsi, cette étude d'ordre géochimique permettra :

- L'identification des différentes formations géologiques traversées par l'eau au cours de sa circulation en profondeur en se basant sur les différentes corrélations chimiques.
- L'évaluation des modifications ainsi que l'enrichissement en minéralisations des eaux au cours de leur ascension vers la surface.
- L'estimation des profondeurs de circulation de ces eaux par le biais de la thermométrie.

Par ailleurs, les interactions entre l'encaissant et les eaux thermales sont régies par des paramètres physico-chimiques favorisant l'enrichissement de ces eaux en éléments chimiques. Ainsi, les eaux les plus minéralisées sont celles qui ont eu un temps de séjour important favorisant l'échange entre elles et les réservoirs traversés.

Dans ce chapitre, l'étude géochimique des eaux thermales sera consacrée à l'étude des sources thermales du FCSR, ainsi que les sources du domaine meseto-atlasique (DMA) précédemment citées.

A- Les sources thermales du FCSR

I- Hydrochimie

I-1. Paramètres physico-chimiques

Du fait de la spécificité des caractéristiques physico-chimiques des eaux, leur analyse s'avère un outil nécessaire à la compréhension des mécanismes d'acquisition de leur qualité. Ces caractères physico-chimiques, ayant été acquis au cours de la circulation des eaux en profondeur et de leur ascension vers la surface, seront fonction, aussi bien, de la nature lithologique des formations traversées, que du temps de transit et de la nature des réactions chimiques manifestées.

Au cours des investigations menées sur le terrain (Planche. 11), les paramètres physico-chimiques des eaux thermales sont systématiquement mesurés in situ, ce qui permettra d'estimer

les conditions du milieu au moment du prélèvement et d'expliquer par la suite, certains résultats physico-chimiques.

Les mesures in situ concernent particulièrement : la température à la résurgence, le potentiel d'hydrogène, la conductivité électrique (CE) et le total des solides dissous (TDS). Les résultats de ces mesures sont consignés dans le tableau 1.



Planche 11: Sources thermales de la zone du FCSR (objet de ce travail).
 A-A' : Source de Moulay Yacoub ; B- : Source Ain Allah ; C-Source Zalagh
 D-D' : Source de Moulay Driss Zerhoun, E - Source Outita ; F-source Bab Tiouka

Sources	Code	T°C	pH (in situ)	pH (lab)	TDS (mg/l)	CE(μS/cm) In situ	CE(μS/cm) (lab)
Outita	OT	40,74	8,555	7,02	6338	9462	8520
Bab Tiouka	BT	24	8,395	7,01	33500	50020	42900
My Driss Zerhoun	DZ	30,8	8,208	7,05	2688	4028	3680
My Yacoub	MYF	53,56	7,823	6,72	28690	42990	37900
Ain Allah	AA	44,12	8,728	7,43	524	783	750
Tghat	Tgh	26,24	8,977	7,04	1080	1614	1463
Hamma Zalagh	HZ	35,12	8,675	7,11	5508	8222	7500

Tableau 1: Paramètres physico-chimiques des sources thermales du FCSR (campagne 2014).

I-1-1 La température

En influençant la solubilité des sels et des gaz dissous, la température constitue de ce fait, l'un des paramètres d'importance considérable dans l'étude de l'eau (Rodier *et al.*, 2009).

Dans la zone du FCSR, la température montre une grande variation d'une source thermale à une autre (Tableau. 1), avec un minimum de 24 °C enregistré au niveau de la source thermale de Bab Tiouka et un maximum de 54 °C au niveau de la source de Moulay Yacoub. Sachant que la température annuelle moyenne de l'air dans cette région est de 20 °C (El Morabiti *et al.*, 2008), toutes les eaux échantillonnées peuvent être considérées comme des eaux thermales selon la classification de Schöeller (1962). Cependant, ces mesures représentent généralement les températures aux exutoires et ne reflètent en aucun cas les températures au sein des réservoirs.

Dans ce travail, les classifications adoptées pour les eaux échantillonnées sont celle de Castany (1963) et celle de l'Institut d'Hydrologie de Lisbonne (Herculano de Carvalho *et al.*, 1961). Ces deux classifications sont basées sur la température de l'eau à l'émergence et permettent de différencier quatre classes d'eaux :

- Eaux froides ont une température d'émergence inférieure à 20°C.
- Eaux hypothermales si elles émergent à une température comprise entre 20 et 30°C.
- Eaux mésothermales si leur température d'émergence est comprise entre 30 et 40°C.
- Eaux hyperthermales si elles émergent à des températures supérieures à 40°C.

Ainsi, les sources de Bab Tiouka et de Tghat sont classées parmi les sources hypothermales, alors que les sources de Zalagh et de Moulay Driss Zerhoun sont mesothermales et enfin les sources d'Outita, celles d'Ain Allah et de Moulay Yacoub sont hyperthermales. Sachant que le gradient géothermique dans cette zone est compris entre 30 et 35°C/km (Zarhloule, 2004) (Fig. 55), la disparité de température relevée au niveau des sources thermales du FCSR, pourrait s'expliquer par à un mélange survenu au cours de l'ascension des eaux profondes chaudes vers la surface avec les eaux froides au sein des réservoirs superficiels.

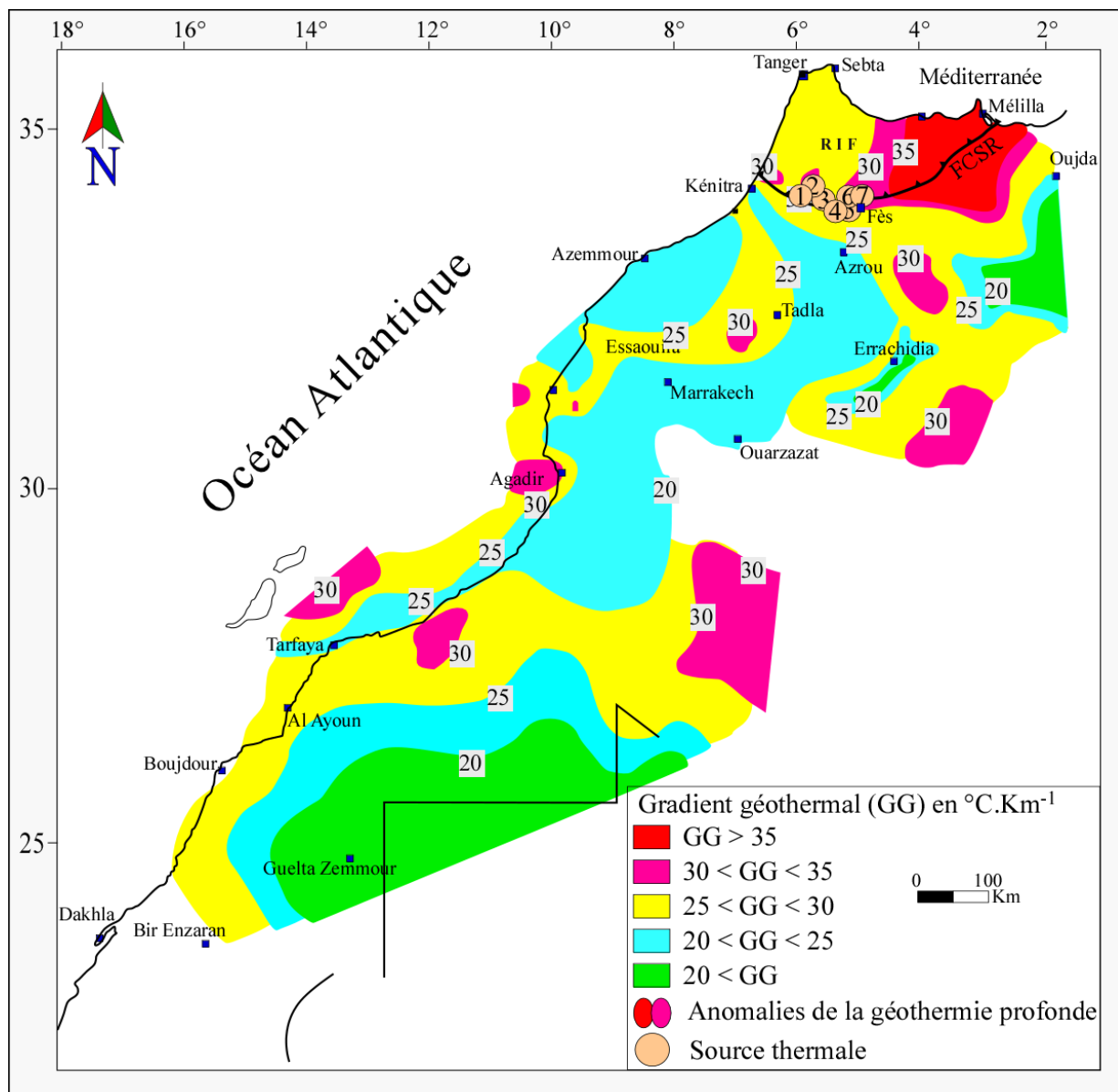


Figure 55: Carte du gradient géothermique du Maroc (Zarhloule, 2004).

I-1-2 Le potentiel d'hydrogène (pH)

C'est un paramètre qui détermine l'acidité ou l'alcalinité d'une eau ainsi que l'état d'équilibre des éléments chimiques. Le pH de l'eau conditionne les équilibres physico-chimiques, en particulier l'équilibre calco-carbonique et donc l'action de l'eau sur les carbonates.

Au niveau de la zone du FCSR, le pH des eaux des sources thermales étudiées oscille entre 7.8 et 8.9, attestant d'un caractère légèrement alcalin. Ceci est probablement lié à l'interaction de ces eaux avec les roches, essentiellement de nature carbonatée, présentes dans la région de résurgence de chaque source.

I-1-3 La charge totale dissoute (TDS)

La TDS représente la somme des concentrations des éléments dissouts dans une solution. En effet, plus une eau est fortement minéralisée, plus sa TDS est élevée.

Les valeurs de TDS mesurées dans les eaux thermales sont très contrastées. Elles affichent une valeur minimale de 524 mg/L enregistrée au niveau d'Ain Allah et une valeur maximale de 33500 mg/L mesurée au niveau des eaux thermales de Bab Tiouka (Tableau.1). Ainsi, en fonction de la valeur de la TDS, trois groupes de sources thermales peuvent être distingués (Fig. 56) :

- Groupe fortement minéralisé noté (G₁) avec une TDS supérieure à 28600 mg/L. Ce groupe comprend les sources thermales de Bab Tiouka et de My Yacoub.
- Groupe moyennement minéralisé noté (G₂) caractérisé par une TDS qui oscille entre 5500mg/L et 6340mg/L. Ce groupe englobe les sources de Hamma Zalagh et Outita.
- Groupe faiblement minéralisé noté (G₃) dont la TDS est inférieure à 2690 mg/L. C'est le groupe des sources thermales de Moulay Driss Zerhoun, Tghat et Ain Allah.

La variation de la minéralisation au sein de ces eaux thermales serait en étroite relation avec l'interaction de ces eaux avec les différents faciès lithologiques traversés d'une part, et par un temps de rééquilibrage d'autre part. Ainsi, les eaux des sources thermales du premier groupe (G₁) auraient eu probablement, au cours de leur ascension vers la surface, suffisamment le temps de réagir avec l'encaissant traversé que celles des sources des groupes (G₂) et (G₃).

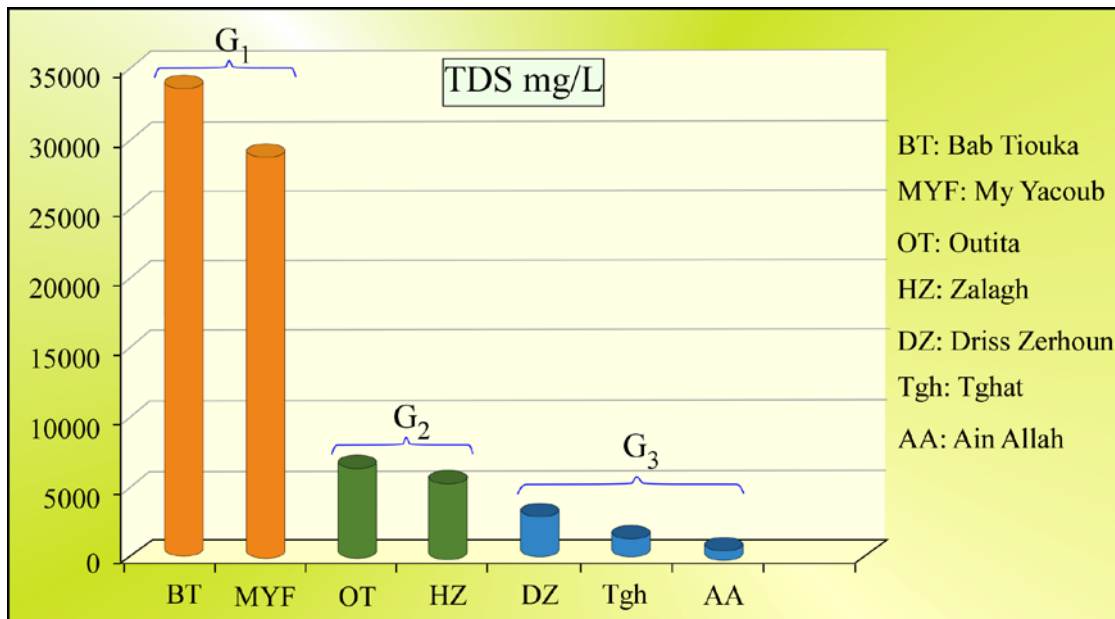


Figure 56: Histogramme de TDS des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.

La conductivité électrique est une mesure qui désigne la capacité de l'eau à conduire un courant électrique. Elle est déterminée par la teneur en substances dissoutes, la charge ionique, la capacité d'ionisation, la mobilité et la température de l'eau. Par conséquent, la mesure de la conductivité permet d'évaluer rapidement, mais très approximativement, la minéralisation globale de l'eau et d'en suivre l'évolution (Rodier *et al.*, 2009).

Comme pour la TDS, les valeurs de la conductivité électrique (CE) mesurées au niveau des sources thermales sont très contrastées et oscillent entre 783 et 50020 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tableau.1)

Les sources Thermales d'Ain Allah et de Tghat affichent les valeurs les plus faibles (respectivement 783 et 1614 $\mu\text{S}/\text{cm}$), alors que les sources de Bab Tiouka et de Moulay Yacoub montrent les valeurs les plus importantes et sont respectivement, 50020 et 42990 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ces valeurs confirment la forte minéralisation enregistrée par la TDS dans les eaux de Bab Tiouka et de Moulay Yacoub par rapport à celle des autres sources, et en particulier celles d'Ain Allah et de Tghat (Fig. 57).

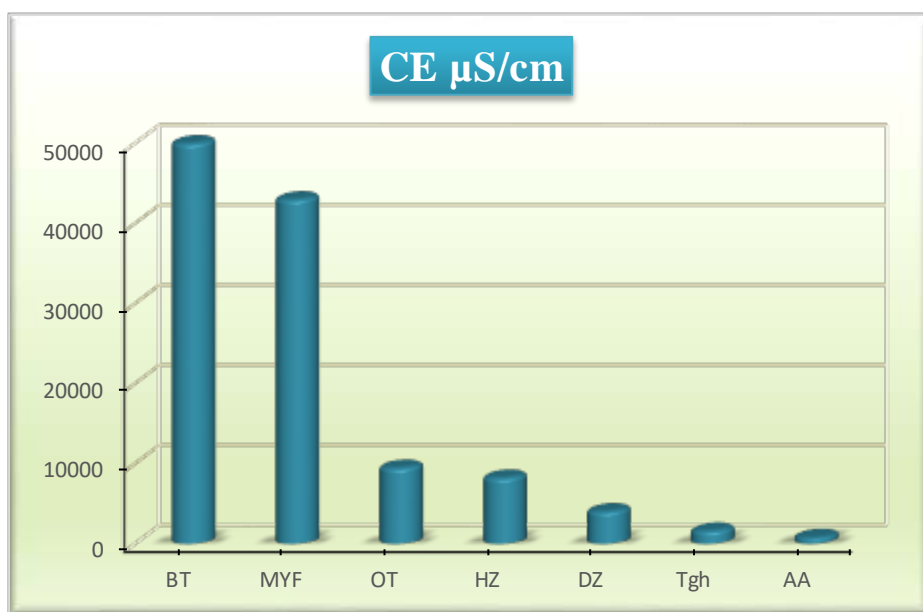


Figure 57: Histogramme montrant la variation de la conductivité électrique des sources thermales étudiées

I-2 Les éléments majeurs

Les éléments majeurs analysés au sein des eaux des sources thermales étudiées au niveau du FCSR, sont consignés dans le tableau 2.

I-2-1 Contrôle de la cohérence des résultats (Analyse des balances ioniques)

L'utilisation des données hydrochimiques nécessite la vérification de la fiabilité des dosages effectués. A cet effet, plusieurs outils de validation sont utilisés notamment la méthode de la balance ionique (B.I).

$$NICB = \frac{[\sum cations - \sum anions]}{\sum cations + \sum anions} * 100$$

NICB (Normalized Inorganic Charge Balance) : balance ionique exprimée en %.

\sum Cations : la somme des cations (en mEq/L).

\sum Anions : La somme des anions (en mEq/L).

Cette méthode est basée sur le principe que tous les éléments dissouts présents dans l'eau sont à l'état ionique. De ce fait, lors du dosage d'une eau, la théorie physique suppose la neutralité des charges au sein des échantillons d'eau, c'est-à-dire une égalité entre la somme (en mEq/L) des charges cationiques et celle des charges anioniques (en mEq/L), ce qui se traduit par une balance ionique proche de 0%. Cependant, dans la réalité, cette égalité n'est presque jamais obtenue. De façon générale, la différence est attribuée à la présence de certains ions non dosés

ou à des erreurs d'analyse. En règle générale, les résultats des analyses sont considérés de la manière suivante:

- ❖ $-1\% < \text{NICB} < 1\%$: Fiabilité des résultats d'analyses excellente.
- ❖ $-5\% < \text{NICB} < 5\%$: Fiabilité des résultats d'analyses acceptable.
- ❖ $-10\% < \text{NICB} < 10\%$: Fiabilité des résultats d'analyses médiocre.
- ❖ $\text{NICB} < -10\%$ ou $\text{NICB} > 10\%$: Mauvaise fiabilité des résultats d'analyses.

Le graphique (Fig. 58) représente la balance ionique calculée sur chacun des échantillons d'eau analysés. Les valeurs des balances ioniques calculées sont représentées en ordonnée (unité : %). Les échantillons analysés sont identifiés par le code attribué à chaque source thermique.

Le contrôle de la qualité des analyses par la balance ionique a montré que seul l'échantillon de Bab Tiouka montre une fiabilité des résultats d'analyses excellente puisque la valeur de sa balance ionique est comprise entre -1 et 1%. Le reste des échantillons montre une variation de la balance ionique entre -3 et 2,5%, ce qui constitue par conséquent, un argument en faveur de la fiabilité des données d'analyses sur les éléments majeurs.

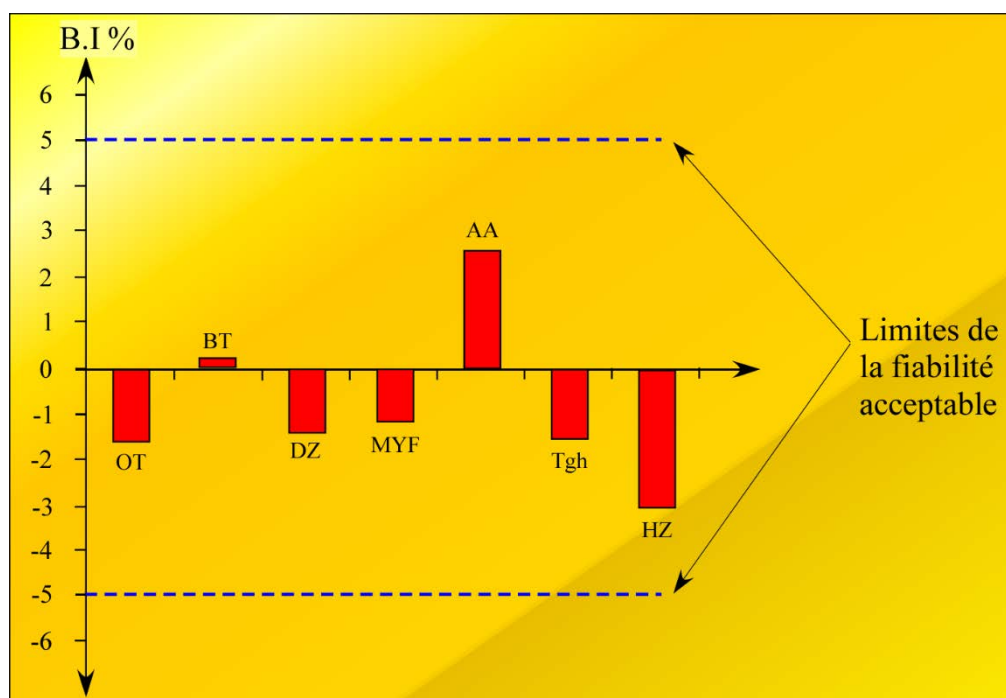


Figure 58: Représentation graphique des balances ioniques des sources thermales du FCSR.

Sources	Code source	Ca ²⁺ (mEq/L)	Mg ²⁺ (mEq/L)	K ⁺ (mEq/L)	Na ⁺ (mEq/L)	Cl ⁻ (mEq/L)	HCO ₃ ⁻ (mEq/L)	SO ₄ ²⁻ (mEq/L)	ΣCat (mEq/L)	ΣAn (mEq/L)	B.I (%)
Outita	OT	16,09	9,49	0,76	68,48	71,61	4,23	22,10	94,83	97,94	-1,62
Bab Tiouka	BT	51,38	38,44	3,68	463,43	544,70	10,75	0,02	556,93	555,48	0,13
My Driss Zerhoun	DZ	25,14	9,76	0,16	13,36	13,80	4,37	31,61	48,43	49,79	-1,38
My Yacoub	MYF	50,54	22,74	6,33	383,70	453,89	19,79	0,70	463,31	474,39	-1,18
Ain Allah	AA	3,23	2,64	0,03	2,35	2,36	4,97	0,52	8,26	7,85	2,48
Tghat	Tgh	2,63	2,57	0,11	10,18	7,36	5,13	3,49	15,48	15,97	-1,56
Zalagh	HZ	7,79	4,69	0,74	60,61	70,37	3,70	4,39	73,84	78,46	-3,04

Tableau 2: Composition en éléments majeurs des eaux des sources thermales étudiées au niveau de la zone du FCSR (campagne 2014).

I-2-2 Analyse des éléments majeurs

Les concentrations en éléments majeurs varient d'une source à l'autre (Fig. 59). Ainsi, les eaux de la source thermale d'Ain Allah affichent les teneurs les plus basses qui ne dépassent pas 153 mg/L pour les cations et 412 mg/L pour les anions. En revanche, la source thermale de Bab Tiouka affiche les teneurs les plus élevées 12290 mg/L pour les cations et 19967,3 mg/L pour les anions. Entre ces valeurs extrêmes, se placent par ordre croissant les sources thermales de Tghat, de Moulay Driss Zerhoun, de Hamma Zalagh, d'Outita et enfin de Moulay Yacoub.

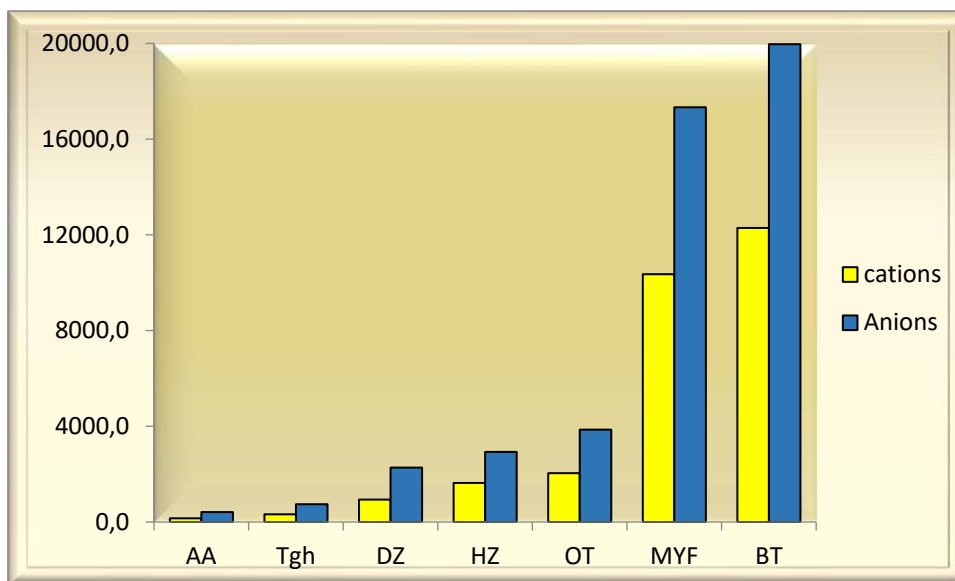


Figure 59: Variation des concentrations (mg/L) des cations et des anions des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.

La lecture des analyses chimiques des sources thermales du FCSR, consignées dans le tableau 2, permet de faire les constatations suivantes :

- Les sources de Bab Tiouka et de Moulay Yacoub affichent les plus fortes concentrations en éléments majeurs, à l'exception des ions SO_4^{2-} dont la concentration est de 0,02 mEq/L pour la source de Bab Tiouka et de 0,7 mEq/L pour la source de Moulay Yacoub. En revanche, la source thermale de Moulay Driss Zerhoun affiche la forte concentration en SO_4^{2-} (31,61 mEq/L).
- Les plus fortes concentrations en éléments majeurs enregistrées au niveau des sources thermales étudiées sont celles de Na^+ et Cl^- où elles oscillent entre 463,43 mEq/L et 60,61 mEq/L pour Na^+ et entre 544,7 mEq/L et 70,37 mEq/L pour Cl^- . Cependant, l'exception est faite pour les sources thermales d'Ain Allah, de Tghat et de Moulay Driss Zerhoun où les concentrations de ces deux

ions sont faibles et varient entre 2,35 mEq/L et 13,36 mEq/L pour Na^+ et entre 2,36 mEq/L et 13,8 mEq/L pour Cl^- .

- Pour la source d'Ain Allah, les plus fortes teneurs enregistrées sont celles de Ca^{2+} (3,23 mEq/L) et HCO_3^- (4,97 mEq/L).

Par rapport aux teneurs de tous les éléments majeurs, celles du potassium sont les plus faibles et varient entre 0,03 et 0,76 mEq/L.

I-2-3 Diagramme de Durov

Le diagramme de Durov (1948), construit sur la base des teneurs relatives (en % mEq/L) des ions majeurs en solution (Fig. 60), permet de visualiser la distribution des compositions chimiques des eaux des sources thermales échantillonnées.

Les pourcentages des cations majeurs (Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , et Mg^{2+}) ainsi que des anions majeurs (Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^-) sont tracés respectivement sur deux triangles distincts, puis projetés sur une grille carrée unique à la base de chaque triangle. Le graphique permet de distinguer facilement quatre types de faciès des eaux thermales qui sont de types Na-HCO_3 , Ca-HCO_3 , Na-Cl et Ca-Cl .

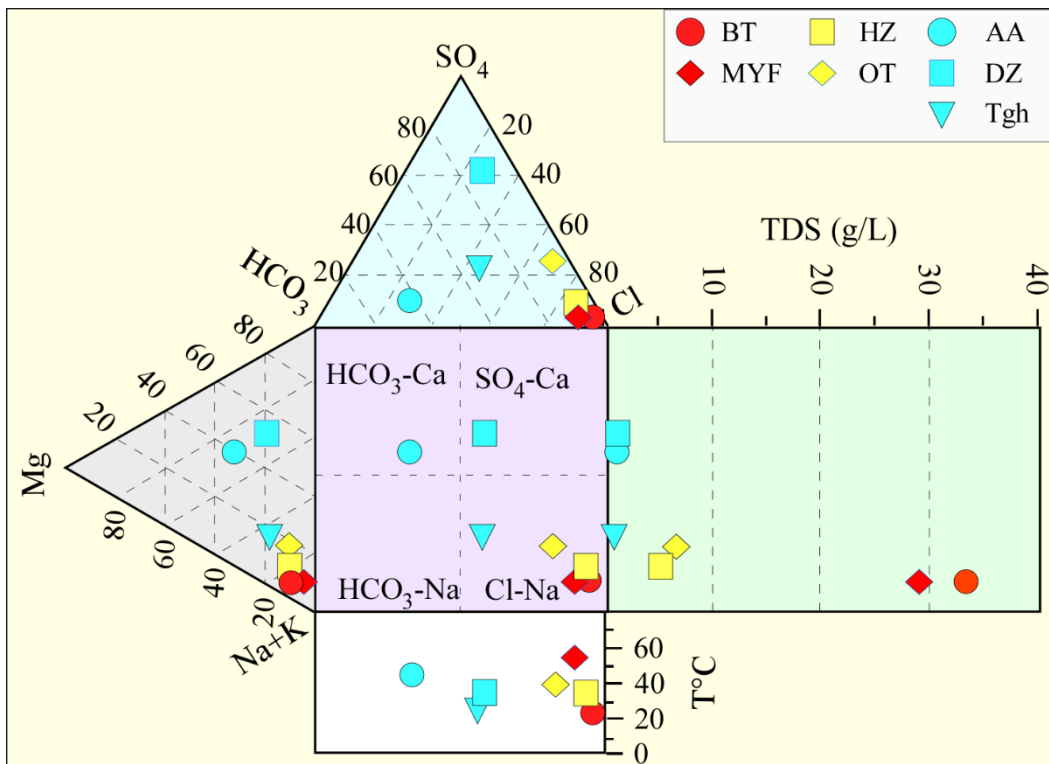


Figure 60: Application du diagramme du Durov (1948) pour la classification physico-chimique des eaux thermominérales échantillonnées au niveau du FCSR.

L'utilisation du diagramme de Durov permet, entre autres, de mettre en évidence au sein de ces sources thermales une grande diversité des caractéristiques physico-chimiques (Fig. 60). Cette diversité s'observe au niveau :

- des températures d'émergence qui affichent des valeurs oscillant entre 24°C à Bab Tiouka et 53,56°C à My Yacoub. Selon la classification de Castany (1963), parmi les sources thermales étudiées, trois en sont hyperthermales, deux mesothermales et les deux restantes sont hypothermales.
- de la teneur en minéralisation qui permet de distinguer trois groupes de sources évoqués auparavant.
 - G₁ : sources fortement minéralisées (Moulay Yacoub et Bab Tiouka) sourdant au sein des formations marneuses tertiaires.
 - G₂ : sources moyennement minéralisées (Outita et Hamma Zalagh) jaillissantes au niveau des calcaires jurassiques.
 - G₃ : sources faiblement minéralisées (Ain Allah, Tghat et My Driss Zerhoun) qui sourdent dans les calcaires jurassiques.
- des faciès chimiques ; permettant ainsi la mise en évidence de trois faciès : sulfaté calcique ; bicarbonaté calcique et un faciès chloruré sodique, avec toutefois, une forte représentativité des sources ayant le faciès chloruré sodique.

I-2-4 Diagramme de Schöeller-Berkaloff (1962-1967)

C'est une représentation graphique permettant la comparaison des concentrations en ions majeurs (exprimées en mEq. L⁻¹ et reportées sur une échelle logarithmique décimale) des solutions aqueuses. Ce diagramme permet de déterminer visuellement les espèces chimiques dissoutes dominant la solution. L'allure des spectres obtenus permet de distinguer le faciès de l'eau minérale étudiée.

L'application du diagramme de Schöeller-Berkaloff (Fig. 61) aux eaux des différentes sources thermales étudiées, affiche des spectres caractérisés par un parallélisme quasi parfait pour certaines sources que d'autres. Sachant que les eaux thermales d'Ain Allah proviennent directement du réservoir liasique, leurs spectres seront pris comme référence. Ainsi, dans ce qui suit, les spectres des différentes sources thermales seront comparés à celui d'Ain Allah affichant les teneurs les plus faibles pour presque tous les éléments.

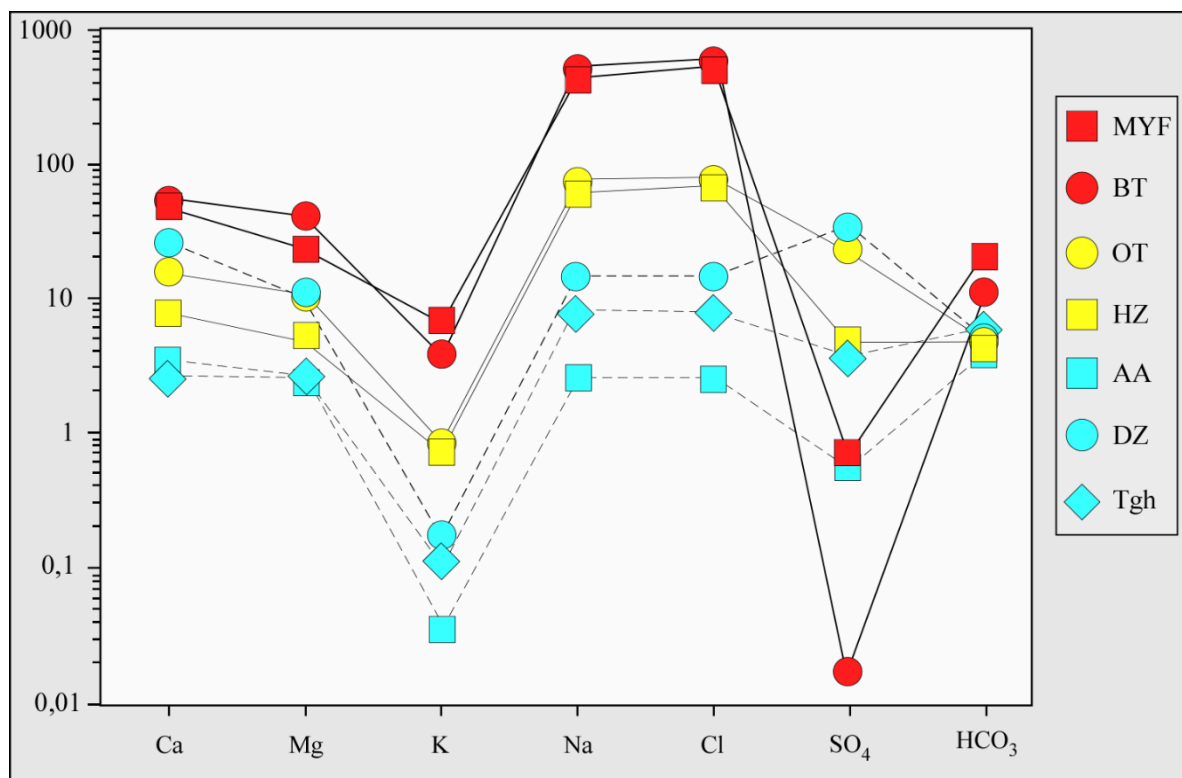


Figure 61: Représentation des éléments majeurs des sources thermales étudiées du FCSR sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.

Le spectre de la source thermique de My Driss Zerhoun montre un parallélisme quasi parfait avec celui d'Ain Allah, en affichant un enrichissement pour l'ensemble des éléments à l'exception de HCO_3^- et SO_4^{2-} . En effet, la teneur en HCO_3^- est semblable dans les eaux des deux sources, alors que SO_4^{2-} montre un enrichissement bien marqué au niveau des eaux de Moulay Driss Zerhoun.

Les spectres des sources thermales de Zalagh et d'Outita affichent des teneurs enrichies en Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-} en comparaison avec le spectre d'Ain Allah légèrement enrichi en HCO_3^- .

Les spectres des sources thermales de Bab Tiouka et de Moulay Yacoub montrent des teneurs très enrichies en éléments majeurs par rapport à celles des eaux d'Ain Allah à l'exception de SO_4^{2-} . En effet, cet élément affiche une teneur quasi similaire au niveau de la source de Moulay Yacoub et d'Ain Allah, devenant assez faible au niveau de la source thermique de Bab Tiouka.

L'utilisation du diagramme de Schöeller-Berkaloff confirme également la répartition des sources thermales étudiées en trois groupes distincts (Fig. 62):

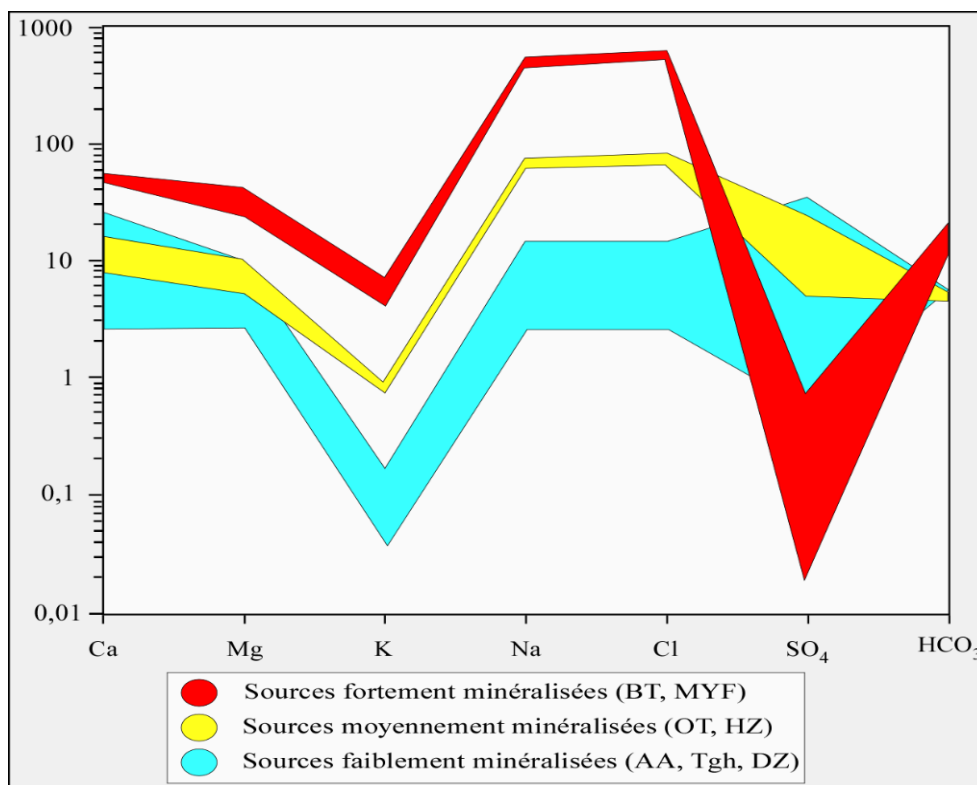


Figure 62: Représentation des plages des éléments majeurs des sources thermales étudiées sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.

- **Le groupe G1** comporte les sources fortement minéralisées (sources de Moulay Yacoub et de Bab Tiouka) qui affichent les teneurs les plus élevées sur l'ensemble des éléments, excepté la teneur en SO₄²⁻ traduisant une anomalie négative. Cette dernière est plus accentuée pour la source de Bab Tiouka que celle de Moulay Yacoub. L'enrichissement des éléments majeurs au sein de ce groupe pourrait s'expliquer par une circulation de ces eaux au cours de leur ascension vers la surface, à travers des formations de nature différente. Ces eaux ont probablement subi des interactions avec les terrains cristallophylliens du socle, basaltiques et argileux évaporitiques du Trias, ainsi que les formations carbonatées liasiques.
- **Le groupe G2** rassemble les sources moyennement minéralisées qui sont celles de Hamma Zalagh et Outita. Ces sources dont la résurgence se fait au niveau de formations carbonatées liasiques, ont des spectres qui montrent un enrichissement en éléments majeurs par rapport aux spectres des sources faiblement minéralisées. Ceci serait en relation avec l'interaction des eaux du G2 au cours de leurs circulations en profondeur, avec les formations des réservoirs à lithologie différente, notamment celles triasiques à caractère

évaporitique. Ces dernières seraient responsables des teneurs élevées en Na et Cl des eaux du G2, enregistrées au niveau de leur spectre.

- **Le groupe G3** comporte les sources faiblement minéralisées qui sont celles d'Ain Allah, de Tghat et de Moulay Driss Zerhoun.

Par ailleurs, les spectres des eaux thermales fortement minéralisées montrent un parallélisme quasi parfait. Le degré de ce parallélisme s'affaiblit en passant aux eaux moyennement et faiblement minéralisées. Sur la représentation logarithmique de Schöeller, ce constat plaide pour une parenté chimique de ces eaux et témoigne d'une circulation dans des terrains de nature lithologique carbonatée, gypsifère et salifère.

L'enrichissement graduel des éléments majeurs depuis les sources sourdant dans les formations carbonatées jurassiques, aux sources jaillissantes dans les marnes tertiaires, pourrait se traduire par une influence de la couverture secondaire et tertiaire sur l'origine probable de ces éléments. Ainsi, s'impose la nécessité de chercher les corrélations parfaites pouvant exister entre ces différents éléments et qui renseigneraient sur leur origine selon la nature de la roche hôte.

I-2-5 Contrôle des concentrations des éléments majeurs.

I-2-5-1 Introduction

Le chimisme d'une eau est tributaire de la composition minéralogique des formations encaissantes. En effet, l'eau thermale se trouve influencée, durant son séjour et son ascension vers la surface, par les différentes réactions chimiques accomplies entre cette eau et les minéraux des réservoirs traversés. En outre, l'importance des échanges est fonction du temps de séjour. Les réactions pouvant se manifester au sein d'un réservoir entre les éléments chimiques peuvent être identifiées par les diagrammes de corrélation binaire.

I-2-5-2 Corrélations chimiques

Les corrélations linéaires entre certains éléments chimiques permettent de rechercher l'origine de la minéralisation en évaluant les degrés de la dépendance entre les différents paramètres concernés. L'évaluation se fait à l'aide des coefficients de corrélations déterminés par des calculs statistiques. La corrélation entre deux éléments sera d'autant plus significative que le coefficient de corrélation R sera proche de la valeur 1.

1-2-5-2-1 Différents types de corrélations

a- Corrélation Na-Cl

Sur le diagramme binaire Na vs Cl (Fig. 63), les points représentatifs des différentes analyses des eaux thermales du FCSR, s'alignent suivant une droite rectiligne avec une courbe de tendance $R^2=0,99$, suggérant ainsi une même origine pour ces deux éléments. L'alignement des sources thermales à proximité du FCSR, souligné par les terrains argileux évaporitiques du Trias, induit une interaction entre ces formations et les eaux de ces résurgences. Ces deux éléments seraient issus d'un lessivage de l'halite contenue dans ces faciès triasiques selon la réaction 1.

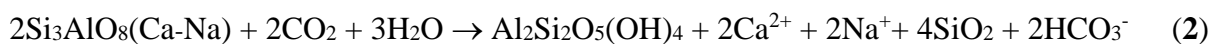


b- Corrélation Na-Ca

Le diagramme Na-Ca (Fig. 63) affiche une corrélation presque linéaire ($R^2=0.86$) entre le sodium et le calcium dans ces eaux thermominérales. La forte teneur du sodium par rapport au calcium atteste probablement de deux origines distinctes de cet élément :

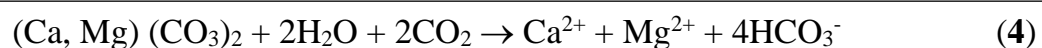
- Dissolution de l'halite du Trias. (Réaction 1)
- Dissolution des minéraux calco-sodiques des roches magmatiques et métamorphiques du socle paléozoïque.

Cependant, le coefficient de corrélation proche de l'unité indiquerait une relation intime entre ces deux éléments. Cette relation pourrait être liée à un échange établi entre ces eaux chaudes et les minéraux calco-sodiques des réservoirs cristallins du paléozoïque et des formations du Trias selon la réaction (2):



c- Corrélation Ca-Mg

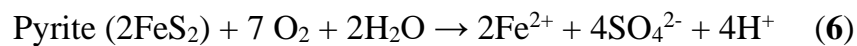
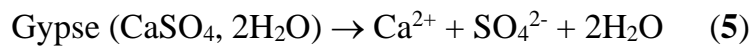
Sur le diagramme binaire Ca vs Mg (Fig. 63), les points représentant les différents échantillons des sources thermales du FCSR affichent une corrélation linéaire proche de l'unité ($R^2=0,87$) suggérant ainsi une relation intime et une origine diversifiée pour ces deux éléments. Ces éléments auraient vraisemblablement été libérés par les minéraux Fe-Mg (pyroxènes et les amphiboles) (réaction 3) pouvant exister dans les basaltes triasiques, ou encore au sein des formations paléozoïques, comme ils pourraient provenir des dolomites du réservoir liasique (réaction 4).



d- Corrélation Ca- SO₄

Sur le diagramme binaire Ca vs SO₄ (Fig. 63) la corrélation linéaire entre ces deux éléments fait apparaître deux ensembles :

- Un premier ensemble montrant une parfaite corrélation entre Ca et SO₄ ($R^2=0,96$) traduisant un enrichissement simultané en Ca et SO₄ observé au sein des eaux faiblement et moyennement minéralisées (G2 et G3). Cet enrichissement serait en relation avec la dissolution du gypse (réaction 5), de l'anhydrite et des sels sulfatés présents dans les formations évaporitiques de la couverture secondaire et tertiaire, comme il pourrait être lié à l'oxydation de la pyrite (réaction 6) proposée par Appelo et Postma (1993).



- Un deuxième ensemble, appauvri en SO₄ et riche en Ca, regroupant les sources thermales du G1 (MYF, BT). L'appauvrissement en SO₄ s'expliquerait par une évaporation des sulfates et/ou une réduction en sulfures. D'ailleurs, les analyses chimiques des eaux de Moulay Yacoub ont révélé l'existence d'une grande variété de composés sulfurés (sulfures S²⁻), polysulfures, thiosulfates (S₂O₄), sulfites (SO₂) et sulfates (SO₄), et cela malgré le faciès chloruré sodique dominant de ces eaux. Ces dernières possèdent également un caractère sulfuré aisément perceptible par leur odeur fétide (d'œufs pourris) et par les dépôts de sulfures tapissant les parois des griffons ou encore par les concrétions visibles dans les marnes miocènes. Ainsi, la couleur bleutée des marnes tortoniennes serait en relation avec la présence des complexes métalliques associés aux sulfures telle que la pyrite dont les cristaux peuvent être observés à proximité de la source thermale de Moulay Yacoub. L'enrichissement en Ca serait en relation avec une circulation dans des réservoirs carbonatés jurassiques et tertiaires. Une interaction de ces eaux avec les dolérites basaltiques triasiques peut contribuer à un tel enrichissement.

e- Corrélation entre les cations (Ca + Mg) et les anions (SO₄ + HCO₃)

Dans le diagramme Ca + Mg vs. SO₄ + HCO₃ (Fig. 63), deux ensembles distincts peuvent être différenciés. Un premier ensemble, correspondant aux eaux faiblement et moyennement minéralisées (G2 et G3), montre une parfaite corrélation linéaire ($R^2 = 0,96$) suggérant ainsi une origine commune du processus de la minéralisation. Le deuxième ensemble, représenté par les eaux des sources fortement minéralisées (G1), affiche une absence de corrélation entre le couple (Ca + Mg) et (SO₄ + HCO₃⁻) s'expliquant par les teneurs faibles de SO₄ au sein des eaux du G1, essentiellement liées à l'évaporation et/ou la réduction de SO₄.

f- Corrélation K-Cl

Le diagramme binaire K vs Cl (Fig. 63) affiche une corrélation entre K et Cl ($R^2=0,82$) plaidant pour une origine différente pour ces deux éléments. Le potassium et le chlore ne peuvent provenir de la dissolution de la sylvite pouvant exister au niveau des argiles triasiques, puisque les travaux géologiques attestent de son absence dans le Trias marocain (Piqué, 1994). De ce fait, les teneurs en potassium pourraient être liées à une circulation de ces eaux à travers des formations cristallophylliennes probablement paléozoïques.

1-2-5-2-2 Conclusion

La minéralisation des eaux thermales étudiées serait la conséquence :

- De l'intensité de l'interaction de ces eaux avec les différents faciès lithologiques traversés.
- D'un temps de rééquilibrage de plus en plus important avec des échanges ioniques entre l'encaissant et les eaux de percolation.

Au cours de leur ascension vers la surface, les eaux thermales étudiées ont eu le temps pour réagir avec l'encaissant traversé. Le long séjour de ces eaux au sein de leur réservoir, explique leurs fortes teneurs en minéralisation. Cet enrichissement est également confirmé par les corrélations enregistrées entre Na-Cl, Ca-Mg, Na-K et Na-Ca. Ainsi, la signature chimique affichée par ces eaux, atteste de leur circulation, au cours de leur transfert vers la surface, à travers les formations cristallophylliennes du paléozoïque, triasiques basaltiques et argileuses évaporitiques, ainsi que les formations carbonatées liasiques et gypsifères marneuses cénozoïques.

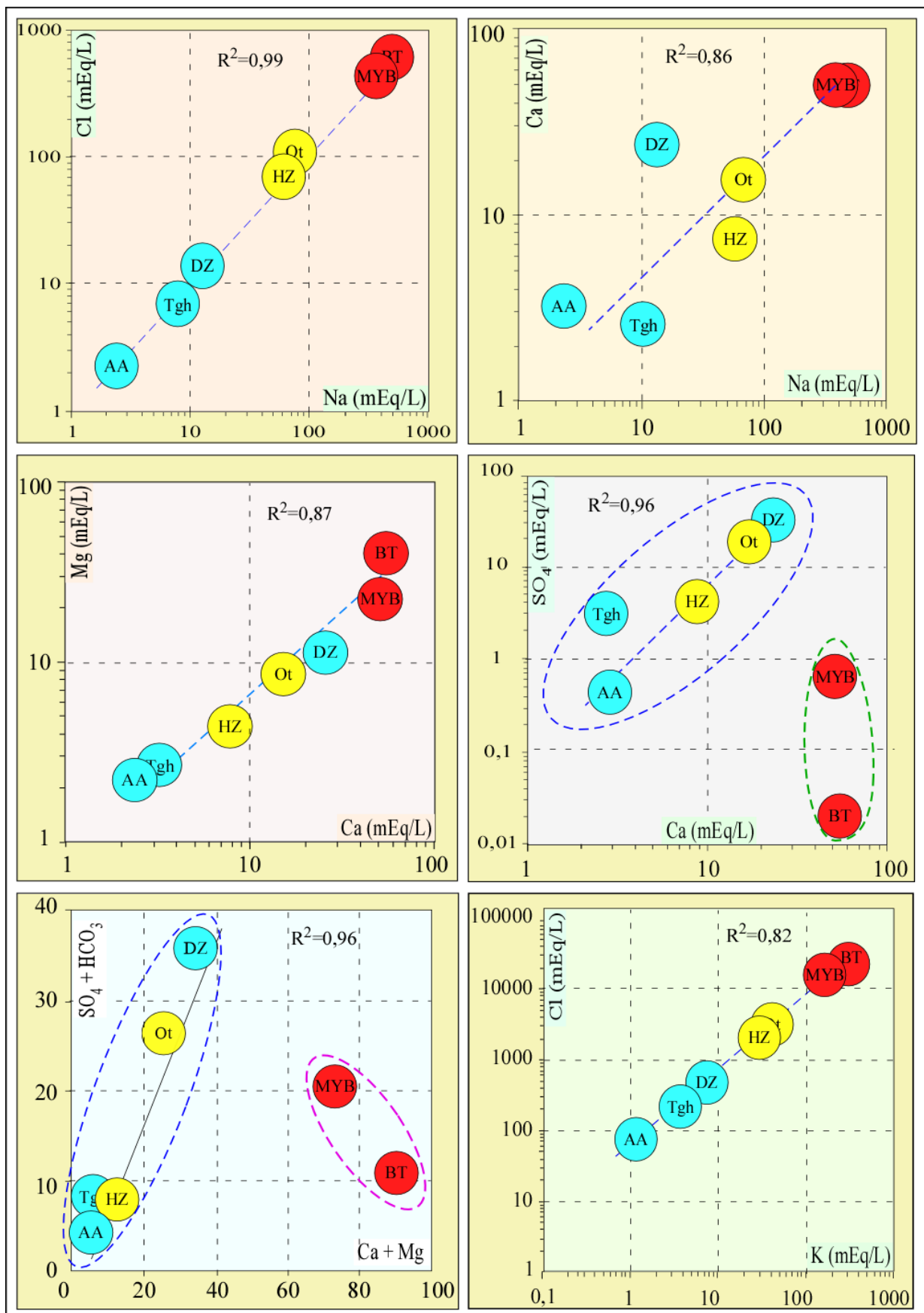


Figure 63: Corrélations binaires entre les éléments chimiques des eaux thermales échantillonnées au niveau du FCSR.

I-2-6 L'indice de saturation

Dans la nature, la minéralisation des eaux souterraines en général et des eaux thermales en particulier, se fait par des processus d'altération, à savoir des réactions de dissolution des minéraux les plus abondants tels que les silicates, les oxydes et les carbonates (Sigg *et al.*, 1992). Cette interaction eau-roche est basée sur l'instabilité thermodynamique des minéraux, même s'ils sont peu solubles, en présence de l'eau et sous certaines conditions de pression et de température. Ainsi, l'apparition d'un marqueur géochimique dans l'eau, se trouve essentiellement liée à trois facteurs :

- sa présence dans la roche.
- sa solubilité dans l'eau en fonction des conditions physico-chimiques du milieu.
- la durée et l'intensité de l'interaction eau-roche.

L'évaluation des processus de dissolution et/ou précipitation en rapport avec l'interaction eau-roche, peut se faire par le calcul de l'indice de saturation qui exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et un minéral donné (Drever, 1997).

Les indices de saturation (IS) des principaux minéraux présents dans les roches hôtes des eaux thermales étudiées, ont été calculés avec le logiciel PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999).

Les résultats significatifs de la majorité des eaux échantillonnées (Tableau.3), montrent un état d'équilibre ou de sursaturation avec l'aragonite, la calcite et la dolomite, confirmant ainsi l'interaction intensive eau-roche avec un aquifère hôte carbonaté. Les états d'équilibre et même de sursaturation de ces minéraux carbonatés, suggèrent des conditions de précipitation, contrairement aux états de sous saturation des autres minéraux, essentiellement les évaporites, tels que l'halite, le gypse et l'anhydrite (Tableau.3).

Source	Code	IS Albite	IS Anhydrite	IS Fluorite	IS Halite	IS Sidérite	IS Talc	IS Witherite	IS Gypse	IS Calcédoine	IS Barite	IS Aragonite	IS Calcite	IS Dolomite	IS (Qz)
Outita	OT	-1,0	-0,7	-0,7	-4,2	-1,8	-1,2	-4,4	-0,6	-0,4	-0,1	0,1	0,3	0,5	0,0
Bab Tiouka	BT	1,0	-3,9	-0,1	-2,5	-0,6	-1,6	-2,3	-3,6	-0,3	-1,4	0,6	0,7	1,5	0,2
My Driss Zerhoun	DZ	-2,5	-0,4	-0,5	-5,5	-1,6	-3,1	-4,8	-0,2	-0,5	-0,1	0,3	0,4	0,5	-0,1
Moulay Yacoub	MYF	-	-2,1	-	-2,7	-2,5	-0,3	-1,4	-2,1	-0,4	0,6	0,9	1,1	2,1	0,0
Ain Allah	AA	-5,9	-2,4	-3,0	-7,0	-	-1,1	-3,7	-2,3	-0,9	-1,3	0,3	0,5	1,1	-0,5
Tghat	Tgh	-2,6	-1,9	-1,5	-5,8	-1,7	-4,6	-3,8	-1,7	-0,5	0,1	-0,5	-0,3	-0,5	0,0
Zalagh	HZ	-0,4	-1,6	-0,7	-4,2	-0,9	-2,2	-3,7	-1,4	-0,4	0,1	-0,1	0,0	0,0	0,0

Tableau 3: Indices de saturation (IS) des eaux des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.

I-2-7 Relation entre la nature lithologique des réservoirs et la composition chimique

La mise en évidence des affinités des eaux minéralisées avec leur encaissant lithologique, se base sur l'utilisation de plusieurs diagrammes conçus pour ce type d'étude, tels que les diagrammes de D'Amore *et al.*, 1983 (I.I.R.G : Institut international de recherche géothermique) illustrant parfaitement cette mise en évidence.

Le principe de la méthode utilisée par D'Amore *et al.*, (1983) repose sur l'utilisation des rapports de concentration des éléments majeurs (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^-), la somme des cations (Σcat) et des celle des anions (Σan) exprimées en $\text{mEq}\cdot\text{L}^{-1}$. Six paramètres (A, B, C, D, E et F), sans unité, sont ainsi définis (tableau. 5) et normalisés entre -100 et +100. Leur valeur permet d'établir des diagrammes rectangulaires qui seront ensuite comparés aux diagrammes de référence (α , β , γ et δ) et de leurs dérivés (1, 2, 3 et 4) (Fig. 64).

Paramètres IIGR	Indication lithologique
$A = 100 * [\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}] / \Sigma \text{Anions}$	Distinction entre les eaux issues des calcaires (A élevé) et celles des terrains évaporitiques (A faible)
$B = 100 * [(\text{SO}_4^{2-} / \Sigma \text{an}) - (\text{Na}^+ / \Sigma \text{cat})]$	Distinction entre les eaux riches en sulfates des terrains évaporitiques (B élevé) et celles enrichies en sodium des terrains sédimentaires argilo-marneux (B faible).
$C = 100 * [(\text{Na}^+ / \Sigma \text{cat}) - (\text{Cl}^- / \Sigma \text{an})]$	Distinction entre les eaux issues des flyschs ou des volcanites riches en Na et pauvres en Cl (C élevé) et celles des séries carbonatées évaporitiques ou du socle schisto-quartzique riche en Na-Cl (C neutre).
$D = 100 * (\text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+}) / \Sigma \text{cat}$	Eaux des calcaires dolomitiques (D élevé).
$E = 100 * [(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \Sigma \text{cat}] - (\text{HCO}_3^- / \Sigma \text{an})]$	Distinction entre les eaux des réservoirs carbonatés (E élevé) et celles des réservoirs sulfatés (E faible).
$F = 100 * [(\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+ - \text{K}^+) / \Sigma \text{cat}]$	Les eaux riches en potassium (F élevé).

Tableau 4: Indications lithologiques des paramètres chimiques calculés par la méthode IIGR (D'Amore *et al.*, 1983). Σcat et Σan : somme des cations et anions en mEq/l , [] concentration en mEq/l .

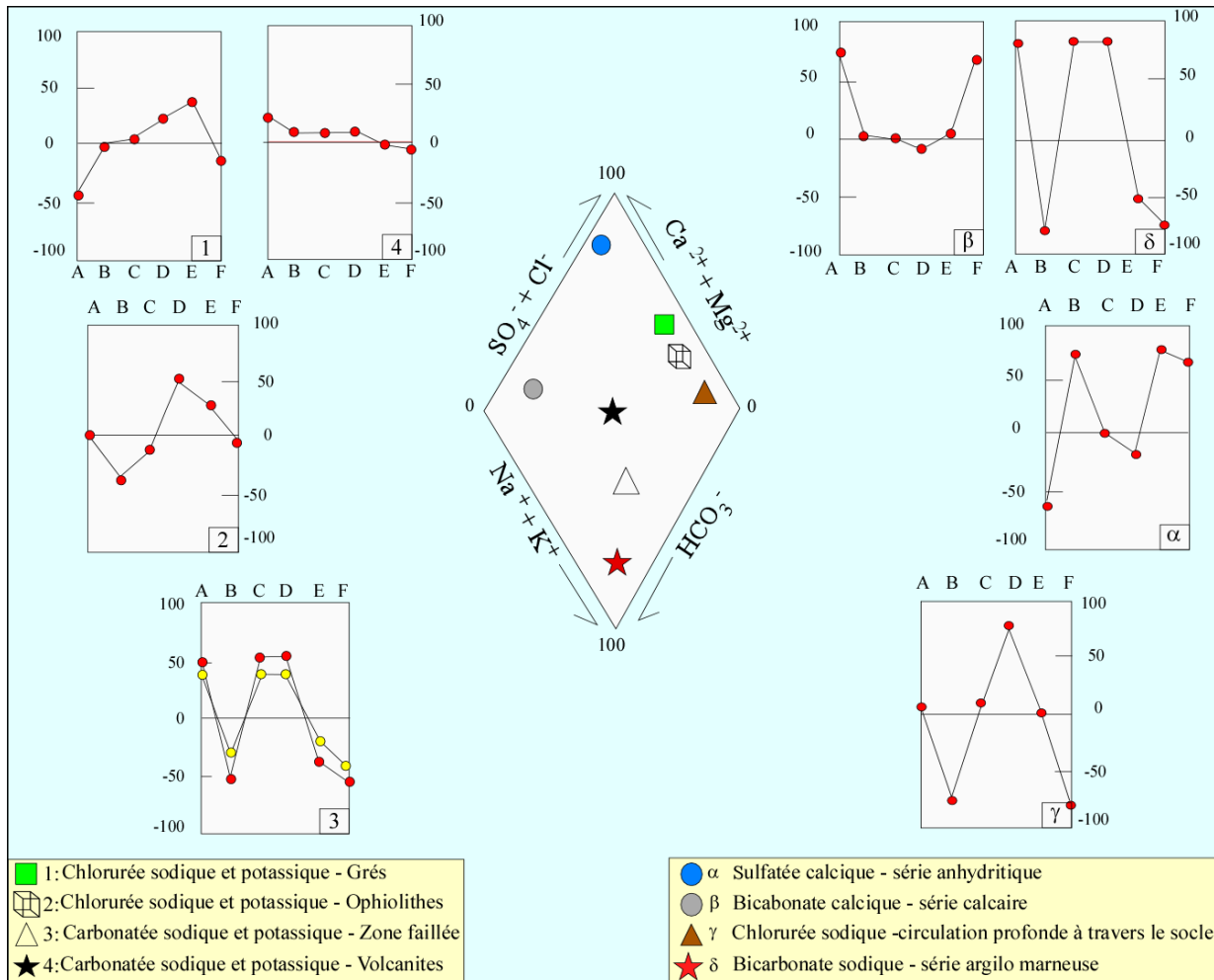


Figure 64: Représentation graphique des diagrammes de référence établis par D'Amore *et al.*, (1983).

Au niveau de la zone du FCSR, les eaux thermominérales de Bab Tiouka, Moulay Yacoub, Zalagh, Tghat et Outita montrent un spectre de type γ caractérisé par des valeurs très faibles des paramètres B et F, et élevées du paramètre D (Fig. 65). D'après D'Amore *et al.*, 1983, ce groupe d'eaux est lié à une circulation très profonde, probablement à travers des roches cristallophylliennes. Dans certains cas, ces eaux pourraient subir des processus de mélange lors de leur remontée vers la surface se traduisant par des variations de leurs spectres.

Les spectres d'Outita et de Tghat constituent un exemple de ces variations. En effet, leurs spectres montrent des valeurs élevées du paramètre B et des valeurs moins importantes du paramètre A (Outita) alors que le spectre de la source Tghat affiche une valeur élevée de ce paramètre par rapport à la valeur standard. Ces variations peuvent s'expliquer par une circulation de ces eaux à travers les formations évaporitiques.

Les eaux thermominérales de Moulay Driss Zerhoun affichent un spectre de type α qui se distingue par des valeurs très faibles du paramètre A et élevées des paramètres B et E, attestant d'une circulation de ces eaux à travers des réservoirs sulfatés (Fig. 65).

Les eaux thermominérales de la source thermale d'Ain Allah montrent un spectre de type β caractérisé par des valeurs élevées du paramètre A attestant d'une circulation de ces eaux à travers des réservoirs calcaires (Fig. 65).

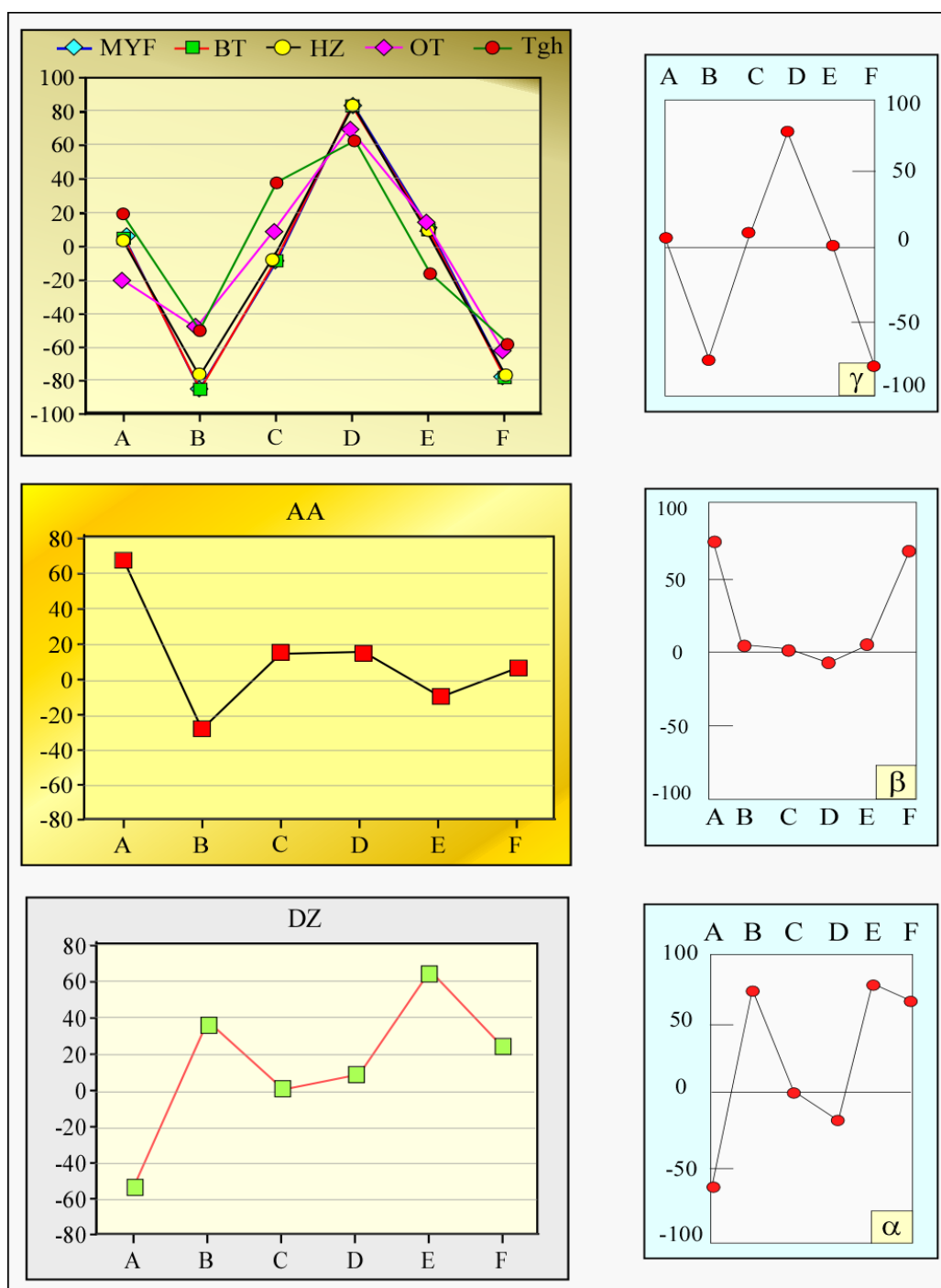


Figure 65: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales étudiées au niveau du FCSR.

I-3 Les éléments en traces

Dans les sources chaudes, la très grande variation des teneurs des éléments en trace contraste avec celle des éléments majeurs. Ils sont donc à priori, beaucoup plus discriminants et sont de bons traceurs de l'évolution d'une eau thermale au cours de sa circulation en profondeur et son transfert vers la surface. Ils permettent d'identifier les interactions entre ces eaux et les différents réservoirs lithologiques traversés. De ce fait, les éléments en trace contribuent à compléter l'étude géochimique et la caractérisation des eaux thermales. Les analyses chimiques des éléments en trace du FCSR sont consignées dans le tableau 5.

Nom	B	Li	Ba	Al	Fe	Mn	Co	Cu	Cr	V	Zn
OT	1922	1405	31	105	59	4	1	14	5	53,81	0,00
BT	21120	6325	3145	366	397	11	0,2	18	10	61,85	0,00
DZ	238	182	16	29	47	4	2	14	2	51,29	0,00
MYF	7983	15648	16348	0,2	6	11	0,3	15	9	63,02	0,00
AA	30	24	17	2	1	1	3	15	1	26,25	0,00
Tgh	877	187	51	13	18	1	1	13	1	43,13	82
HZ	708	1374	112	505	311	8	4	14	3	46,16	0,00

Tableau 5: Concentrations d'éléments en traces (en $\mu\text{g} / \text{L}$) des eaux thermominérales échantillonnées dans la zone du FCSR.

Le report des teneurs des éléments en traces des sources thermales dans un diagramme montrant la variation de la concentration de chaque élément (Fig. 66), permet de faire les constatations suivantes :

- A l'exception du cobalt et de l'aluminium, les sources de Bab Tiouka et de Moulay Yacoub affichent les plus fortes teneurs en élément traces, par rapport aux eaux d'Ain Allah qui en enregistrent les teneurs les plus faibles.
- L'ensemble des sources thermales affiche des anomalies positives du bore et du lithium. Ces anomalies sont très accentuées au niveau des sources fortement minéralisées. Par ailleurs ces deux éléments présentent une mobilité élevée dans les phases liquides et gazeuses (Aiuppa *et al.*, 2000). De ce fait, ces anomalies seraient probablement liées à une contribution endogène des fluides volcaniques-hydrothermaux.

- Pour le baryum, élément relativement peu mobile, sa teneur élevée au sein des eaux thermales étudiées constitue un autre indice révélateur d'une circulation profonde des fluides thermaux au sein d'un encaissant de nature cristallophyllienne (Winckel, 2002).
- Les faibles teneurs en éléments traces s'observent au niveau des eaux d'Ain Allah.
- Les eaux de l'ensemble des sources thermales étudiées ne contiennent pas du zinc à l'exception des eaux de la source thermique de Tghat où la teneur de cet élément est de l'ordre de 82 µg/L.
- Les eaux des sources thermales affichent des teneurs uniformes et faibles pour le manganèse, cobalt, cuivre, vanadium et chrome, alors que les teneurs de l'aluminium et du fer montrent une forte variabilité avec, respectivement, un maximum de 505 µg/L et 397 µg/L. Cette tendance pourrait être liée au comportement différent des eaux souterraines vis à vis des changements de l'état d'oxydo-réduction et de pH (Drever, 1997). Ainsi, un pH faible et des conditions anoxiques dans des aquifères confinés, améliorent la solubilité des silicates, avec des concentrations croissantes de l'aluminium et du fer, alors que les autres éléments peuvent rester comme des complexes solides moins solubles.

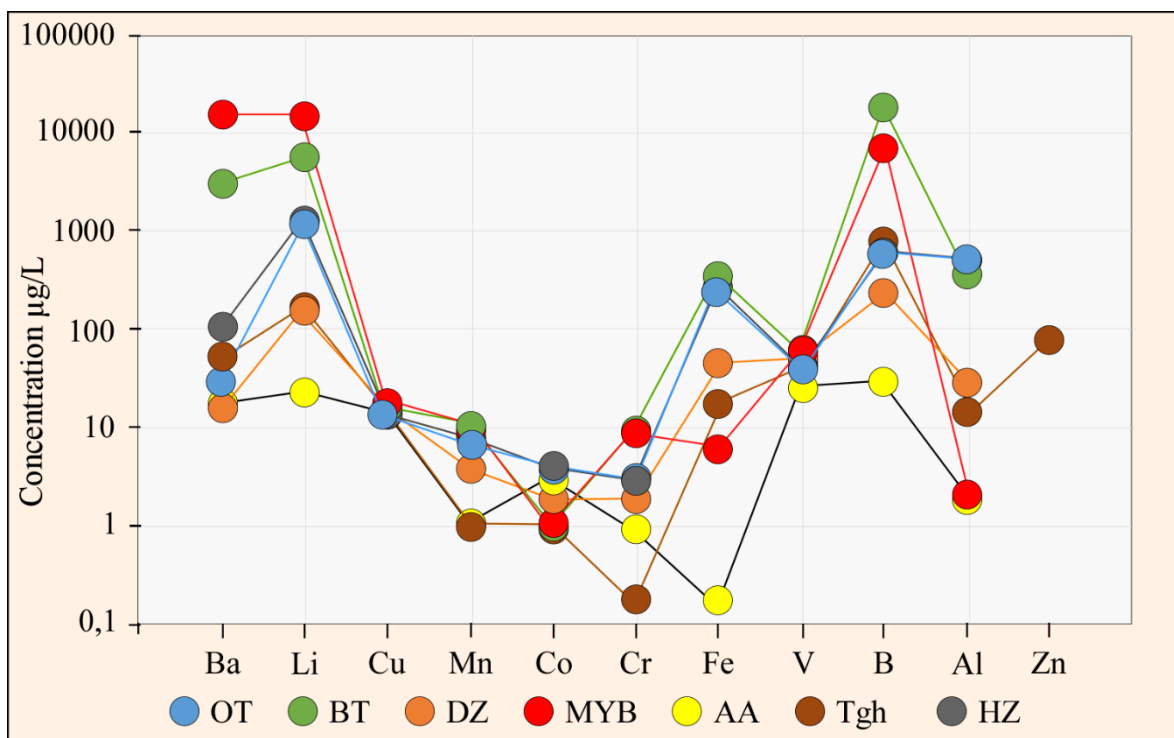


Figure 66: Concentration des éléments en traces des eaux thermales du FCSR.

I-4 Conclusion

L'étude hydrochimique des eaux thermales a permis de mettre en évidence trois groupes de sources en fonction de leur degré de minéralisation. Ces eaux affichent des spectres marqués par un parallélisme quasi parfait pour celles fortement minéralisées par rapport à celles moins minéralisées. Ce constat plaide pour une certaine parenté chimique de l'ensemble des eaux étudiées.

L'enrichissement graduel des éléments majeurs observé au sein de ces sources serait la conséquence de l'interaction des eaux thermales avec les différents faciès lithologiques traversés d'une part, et d'un temps de rééquilibrage d'autre part.

Les corrélations chimiques identifiées certifient que les eaux thermales de l'ensemble des sources étudiées, montrent une signature attestant de leur circulation dans les formations cristallophylliennes du Paléozoïque, basaltiques et argileuses évaporitiques triasiques, ainsi que les formations carbonatées liasiques. Par ailleurs, l'application des diagrammes D'Amore confirme la circulation de ces eaux thermales dans les faciès paléozoïques, triasiques et liasiques.

Cependant, la forte minéralisation de certaines de ces sources s'expliquerait, par un long temps de séjour dans les réservoirs d'une part, et par des interactions chimiques intenses, d'autre part.

II-Géochimie isotopique

II-1 Introduction

L'utilisation des isotopes stables et radioactifs comme traceurs intrinsèques naturels apporte des informations intéressantes sur l'origine et sur d'éventuels évènements ayant lieu au cours de la circulation d'eau en profondeur et ce, depuis la zone d'infiltration jusqu'à l'émergence. Ainsi, la composition isotopique d'une eau se trouve modifiée par des processus physiques tels que la séparation de phases (solide, liquide, vapeur) et les mélanges d'eau de provenance profonde et superficielle. La signature isotopique des eaux thermales peut également être affectée par d'autres paramètres tels que la température et la taille du réservoir. Les études isotopiques sont souvent utilisées pour définir l'âge et l'origine des eaux. A cet effet, les isotopes stables de la molécule d'eau rendent compte de l'origine de l'eau thermale, alors que les teneurs en isotopes des carbonates et des sulfates dissous permettent de définir l'origine de sa minéralisation. Quant à son âge, il est déterminé à partir des marqueurs du temps de transit (^{14}C et ^3H).

Les techniques isotopiques s'appuient sur deux types d'isotopes (Fontes 1976 ; Blavoux, 1978 ; Blavoux *et al.*, 1995) :

- Le traçage isotopique artificiel consistant en l'introduction de traceurs stables ou radioactifs dans le milieu.
- Le traçage isotopique naturel qui s'appuie sur l'utilisation des isotopes stables d'un même composé tels que (^{18}O , ^2H et ^{13}C), ou radioactifs (^3H , ^{14}C) dont les concentrations diminuent sous l'effet de la décroissance radioactive.

II-2 les isotopes stables de la molécule d'eau

Les isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O et ^2H) sont utilisés communément en hydrogéologie pour mettre en évidence, outre l'origine des eaux, à la fois les processus d'évaporation et les conditions d'infiltration (Clark et Fritz, 1997) ainsi que l'identification des phénomènes de mélange d'eau d'origine différente (Sacks et Tihansky, 1996). La contrainte majeure du traçage des eaux thermales par les isotopes stables de la molécule d'eau réside dans l'absence d'un suivi permanent des teneurs isotopiques des eaux de précipitation locale ou régionale. Ces teneurs jouent un rôle important dans la compréhension de la relation entre les eaux thermales et les eaux des précipitations.

Les échantillons d'eau thermale prélevés dans la zone du FCSR montrent une large gamme des compositions isotopiques en $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et en $^2\text{H}/^1\text{H}$. Ainsi, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont comprises entre - 8,5 et - 4,5 (‰ V-SMOW) alors que les teneurs obtenues en deutérium varient de -64,3 à -32,2 (‰ V- SMOW) (Tableau.6).

Sur le diagramme classique du $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 67), ont été reportées les compositions isotopiques des sources thermales étudiées, ainsi que la composition isotopique des précipitations collectées au Maroc, durant la période (1994-2004), dans les stations du réseau GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation). Ce dernier constitue un réseau mondial de collecte de précipitation et de mesure des compositions isotopiques sous l'égide de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA) et de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM).

Source	code	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$	d
Outita	OT	$-4,8 \pm 0,13$	$-35,6 \pm 3$	2,6
Bab Tiouka	BT	$-4,5 \pm 0,15$	$-32,2 \pm 3$	3,8
My Driss Zerhoun	DZ	$-8,4 \pm 0,15$	$-62,5 \pm 3$	4,8
My Yacoub	MYF	$-5,2 \pm 0,11$	$-44,5 \pm 6$	-2,9
Ain Allah	AA	$-5,4 \pm 0,12$	$-44,9 \pm 4$	-1,9
Tghat	Tgh	$-4,9 \pm 0,05$	$-40,7 \pm 2$	-1,4
Hamma Zalagh	HZ	$-6,0 \pm 0,26$	$-39,5 \pm 2$	8,5

Tableau 6: Teneurs isotopiques des eaux thermales étudiées au niveau du FCSR ainsi que l'excès de deutérium (d) (Campagne 2014).

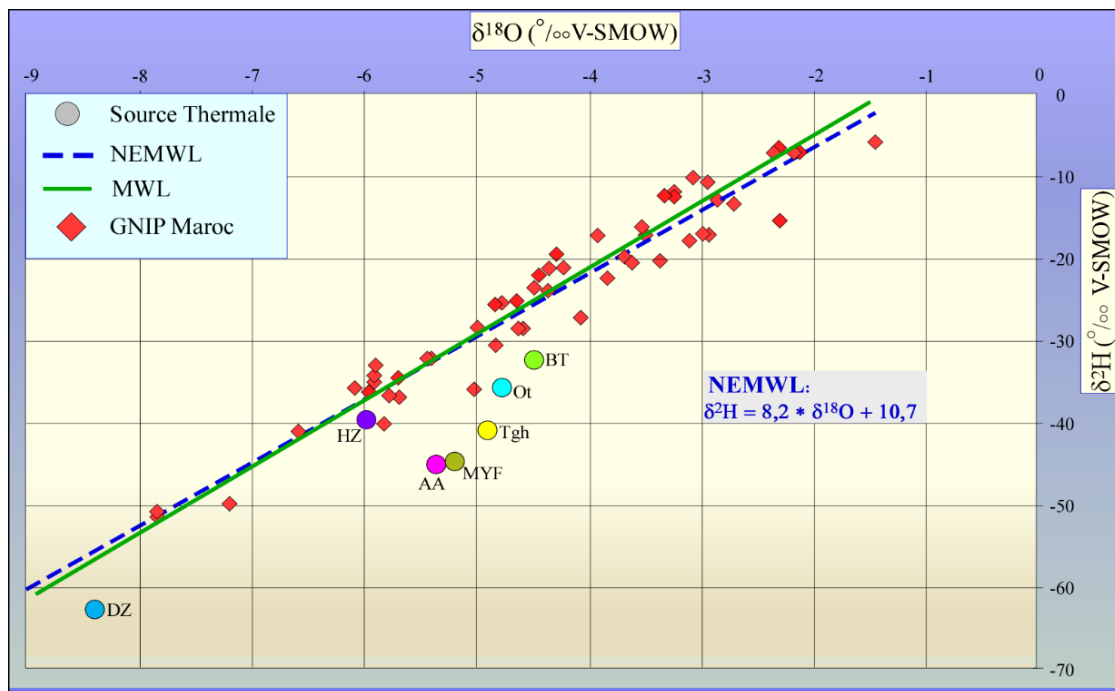


Figure 67: Relation $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des eaux thermales étudiées au niveau du FCSR ainsi que les précipitations enregistrées au Maroc durant la période 1994-2004 (GNIP).

Sur le graphe donnant la variation de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 67), a également été reportée la droite météorique mondiale (MWL) d'équation $\delta^2\text{H}=8*\delta^{18}\text{O} + 10$ établie par Craig (1961) et la droite NE Moroccan Water Line (NEMWL) d'équation $\delta^2\text{H}=8,2*\delta^{18}\text{O} + 10,7$ établie par Winckel *et al.*, (2002).

L'ensemble des points représentatifs des eaux thermales étudiées se positionne au-dessous de la droite NEMWL. Ces points s'alignent selon une droite de pente proche de 7 confirmant ainsi l'origine météorique de ces eaux. Cependant, le décalage isotopique constaté et qui se traduit par un enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$, pourrait être lié à certains processus d'évaporation lors de l'infiltration des eaux météoriques dans la zone de recharge. La même tendance est observée au niveau de la teneur en deutérium. Néanmoins, le deutérium de ces eaux chaudes du FCSR, est caractérisé par un excès, calculé par l'équation ($d = \delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$) et représenté par des valeurs oscillantes entre -2,9 et 8,5 (tableau 6). Comme les masses d'air au Maroc proviennent principalement de l'océan Atlantique, les valeurs relativement élevées de deutérium suggèrent des apports significatifs en rapport avec le flux de vapeur locale lié à l'évaporation de la pluie (Clark et Fritz, 1997). Dans cette optique, la valeur élevée de l'excès du deutérium (8,5‰ V-SMOW ; tableau 6) des eaux chaudes de la source thermique de Zalagh suggère une recharge à haute altitude (Bouchaou *et al.*, 2009).

Par ailleurs, comme la salinité de la plupart des échantillons est élevée, une contribution des eaux fortement salées isotopiquement lourdes et / ou une dissolution partielle du gypse ne peut être négligée.

II-3 Altitude de recharge au niveau du FCSR

La détermination de l'altitude de recharge peut se faire par le biais des teneurs en isotopes stables. Le signal des eaux infiltrées varie pour une même région en fonction de la température moyenne du sol, donc de l'altitude (Blavoux *et al.*, 1995). Ainsi, l'altitude moyenne de la zone de recharge est déterminée à partir de la composition isotopique de l'eau à l'exutoire (Etcheverry et Parriaux, 1998).

En absence des données isotopiques des eaux de précipitation locale ou régionale, l'estimation de la variation de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ en fonction de l'altitude a été effectuée à partir des études précédentes (Bouchaou *et al.*, 1995 ; El Ouali, 1999 ; Bahir *et al.*, 2001, Mennani *et al.*, 2001, Winckel *et al.*, 2002; AIEA, 2004). Un gradient isotopique altimétrique voisin de $-0,25 \pm 0,03\text{‰}$ pour 100m a été proposé dans ces études (Fig. 68).

A partir du graphe de la figure 67, et en supposant qu'il n'y ait pas eu de fractionnement isotopique après l'infiltration des eaux, l'altitude de la zone de recharge calculée, oscille entre 540m et 2110m (Tableau 7). Selon les études entreprises par El Morabiti *et al.*, (2008) et Barkaoui *et al.*, (2013), le Haut et / ou le Moyen Atlas constitueraient les principales zones de recharge de la plupart des eaux thermominérales jaillissant au niveau de la zone du FCSR. Cependant, les altitudes des zones de recharge de l'ensemble des sources thermales étudiées dans cette zone de cisaillement, sont inférieures à 1000 m, à l'exception des sources de Zalagh et de Moulay Driss Zerhoun qui montrent des altitudes en accord avec les altitudes du domaine atlasique. Par conséquent, il serait préférable de penser à des zones de recharge autres que la zone de recharge atlasique telle que la zone du Massif Hercynien Central marocain.

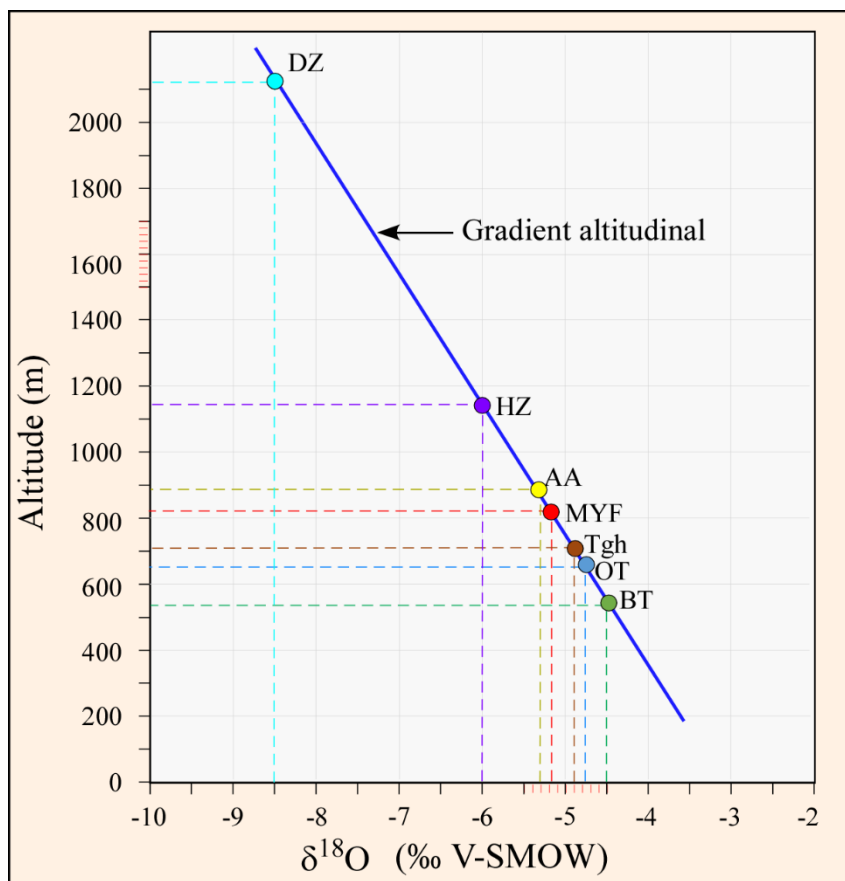


Figure 68: Détermination des altitudes moyennes des zones de recharge des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.

Source	Code source	Altitude (m)	Zone de recharge (m)
Outita	OT	265	653
Bab Tiouka	BT	93	540
My Driss Zerhoun	DZ	550	2110
My Yacoub	MYF	254	823
Ain Allah	AA	385	887
Tghat	Tgh	540	707
Hamma Zalagh	HZ	295	1140

Tableau 7: Altitudes moyennes des zones de recharge des sources thermales étudiées au niveau du FCSR.

II-4 Traçage des eaux souterraines par le tritium

Le tritium, isotope radioactif de l'hydrogène, constitue un excellent traceur. Sa présence ou non dans une solution aqueuse constitue une nette indication sur l'âge récent des eaux chaudes ou d'un mélange survenu entre une eau ancienne et une eau récente. La mesure de son activité dans les eaux de précipitations et souterraines, permet d'évaluer le temps de résidence ou le transit des eaux au sein des aquifères et de connaître la vitesse de recharge locale des réserves souterraines. Sous les latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, et auxquelles appartient le Maroc, la teneur du tritium dans les précipitations est de l'ordre de 5 UT (Clark *et al.*, 1997). Une unité tritium correspond à un atome de ^3H pour 1018 atomes d'hydrogène. Suite aux essais thermonucléaires aériens survenus en 1952, les teneurs en tritium des eaux de précipitation ont largement augmenté au cours des années soixante et soixante-dix. Cette augmentation s'est manifestée par une série d'impulsions dont la plus forte a été enregistrée en 1963 (AIEA, 1983). Ainsi, les eaux souterraines rechargées avant les tests nucléaires de 1952 doivent avoir des teneurs en tritium ne dépassant pas 0,65 UT (Clark et Fritz, 1997). L'arrêt récent de ces essais nucléaires a permis d'enregistrer une décroissance progressive des teneurs de ^3H qui varient actuellement entre 30 et 5 UT (influence des centrales nucléaires civiles).

Les eaux thermominérales du FCSR sont exemptes de ^3H (Tableau 8). Elles ont des valeurs inférieures à 1 UT (Fig. 69), indiquant qu'elles ont été rechargées avant les années 1950 (Bouchaou *et al.*, 2009). Ce résultat est en accord avec les estimations suggérées par Winckel *et al.*, (2002) sur les temps de séjour des eaux thermales du FCSR (tableau 8), ainsi qu'avec les valeurs pondérées moyennes du tritium à la station GNIP de Fès et qui sont de $4,58 \pm 0,44$ UT (période 1994-2004) (AIEA / OMM, 2015). Certains échantillons des sources thermales (BT, DZ et HZ) montrent des valeurs de tritium proches de 1TU, suggérant que ces eaux chaudes d'origine profondes ont été partiellement contaminées par les eaux froides, peu profonde. Cette contamination serait responsable des mélanges des eaux de surface immatures avec les eaux thermales matures au sein des aquifères peu profonds. Toutefois, les valeurs peuvent être liées à des erreurs associées aux mesures au sein du laboratoire d'analyse.

Source	code	^3H (TU)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$	Temps de séjour
Outita	OT	$0,2 \pm 0,5$	$-6,1 \pm 0,02$	0-14700
Bab Tiouka	BT	$0,7 \pm 0,5$	$-2,3 \pm 0,58$	Non déterminé
My Driss Zerhoun	DZ	$1,0 \pm 0,7$	$-8,4 \pm 0,47$	2500-7000
My Yacoub	MYF	$0,0 \pm 0,5$	$-6,6 \pm 0,09$	0-6000
Ain Allah	AA	$0,0 \pm 0,4$	$-12,3 \pm 0,08$	0-3000
Tghat	Tgh	$0,0 \pm 0,5$	$-9,0 \pm 0,05$	5000-9000
Hamma Zalagh	HZ	$0,8 \pm 0,5$	$-8,3 \pm 0,68$	5000-10000

Tableau 8: Teneur du tritium et du carbone inorganique total dissous au niveau des eaux thermales étudiées et leur temps de séjour au sein des réservoirs.

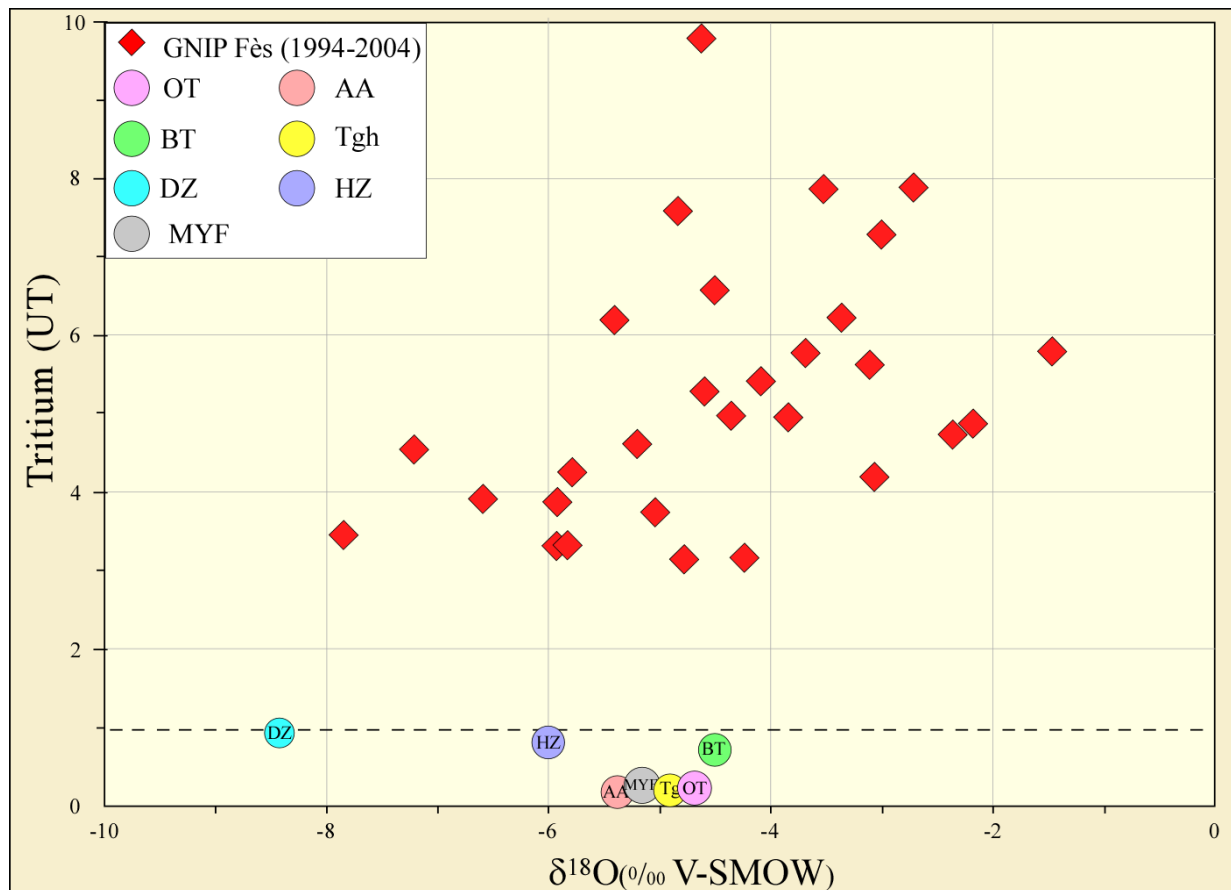


Figure 69: Diagramme binaire tritium vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux du FCSR échantillonnées ainsi que les données de précipitations de certaines stations marocaines GNIP (1994-2004)

II-5 Le carbone-13 : indice de l'échange isotopique

Le carbone 13 (^{13}C), l'un des trois isotopes du carbone, est un isotope stable. Dans l'atmosphère, les molécules de $^{13}\text{CO}_2$ coexistent avec les molécules de $^{12}\text{CO}_2$, à hauteur d'environ 1,1 % du total de CO_2 .

L'intérêt majeur des mesures des teneurs de ^{13}C est la distinction des différentes sources de carbone contenues dans les eaux thermales. La teneur en ^{13}C de CO_2 du sol est essentielle, car elle participe chimiquement et isotopiquement à l'acquisition du carbone inorganique total dissous (CITD) par l'eau qui traverse un réservoir donné. Chaque réservoir est caractérisé par une teneur en ^{13}C de l'élément carboné par rapport à un standard isotopique choisi comme référence internationale. Ce standard est le PDB (Pee Dee Belemnite) : c'est une roche calcaire contenant des restes fossiles de rostrés de Bélemnite du Crétacé supérieur provenant de la formation sédimentaire Pee Dee (Caroline du Sud, USA).

Par ailleurs, les échanges entre les divers réservoirs de carbone entraînent des variations dans leur composition isotopique. Ces variations sont la conséquence du fractionnement isotopique entre les différentes phases échangeant du carbone. Ainsi, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CITD}}$ des eaux thermales échantillonnées au niveau du FCSR oscillent entre $-12,3 \pm 0,08$ et $-2,3 \pm 0,58$ ‰.

La variation de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CITD}}$ en fonction de HCO_3 (Fig. 70), montre que la majorité des échantillons d'eau étudiés correspond aux lignes de mélange théoriques entre une source minérale et une source organique de carbone. Cependant, les eaux échantillonnées de Bab Tiouka et de Moulay Yacoub montrent des teneurs relativement élevées en CITD.

Les zones à teneurs élevées en CITD sont le plus souvent associées à un volcanisme actif ou éteint, ou encore à une zone affectée de failles enracinées dans la croûte inférieure (Toutain et Baubron, 1999). D'ailleurs, le contexte géologique volcanique actif ou éteint serait idéal pour le développement d'une activité thermique puisqu'il est associé à un fort flux de chaleur (Blavoux et Berthier, 1985 ; Allard, 1986). Quant au second contexte, un accident crustal offre un drain préférentiel pour l'ascension et l'échappée du CO_2 fluide issu du manteau ou de la décarbonation du socle métamorphique (Irwin et Barnes, 1980).

Ce deuxième contexte expliquerait la teneur élevée en CITD des sources de Bab Tiouka et de Moulay Yacoub, puisque ces dernières sourdent au niveau des accidents majeurs hérités du socle hercynien. Ces accidents, enracinés dans la croûte, auraient une relation intime avec les

eaux chaudes des sources précédentes, facilitant ainsi leur circulation en profondeur et leur transfert vers la surface.

D’ailleurs, les travaux récents sur les eaux chaudes du Maroc (Tassi *et al.*, 2006), montrent que la richesse en CO₂ des eaux thermales affichant des anomalies de ³He, comme celles de Bab Tiouka et de Moulay Yacoub, est probablement liée à un dégazage du manteau. Par ailleurs, les travaux de Lakhdar *et al.*, (2006) et Sabri *et al.*, (2015) ; Sabri *et al.*, (2018), attestent que ce dégazage serait élaboré au niveau des zones d’intersections entre deux principales structures tectoniques actives. Pour les deux sources précitées (BT, MYF), ces intersections s’établissent entre les accidents E-W associés au front de chevauchement sud rifain et les accidents NE-SW hérités du socle hercynien et réactivés lors de l’orogénèse alpine.

Par ailleurs, ces zones d’intersection des structures E-W et NE-SW sont marquées par des affleurements des extrusions métriques à décamétriques de roches magmatiques, métasédimentaires et mantelliques issues d’un socle cristallophyllien anté-néogène. Ces blocs mis à l’affleurement par l’intermédiaire de ces failles, témoignent de l’enracinement profond de ces accidents qui seraient à l’origine de l’enrichissement des eaux de ces deux sources chaudes en CITD.

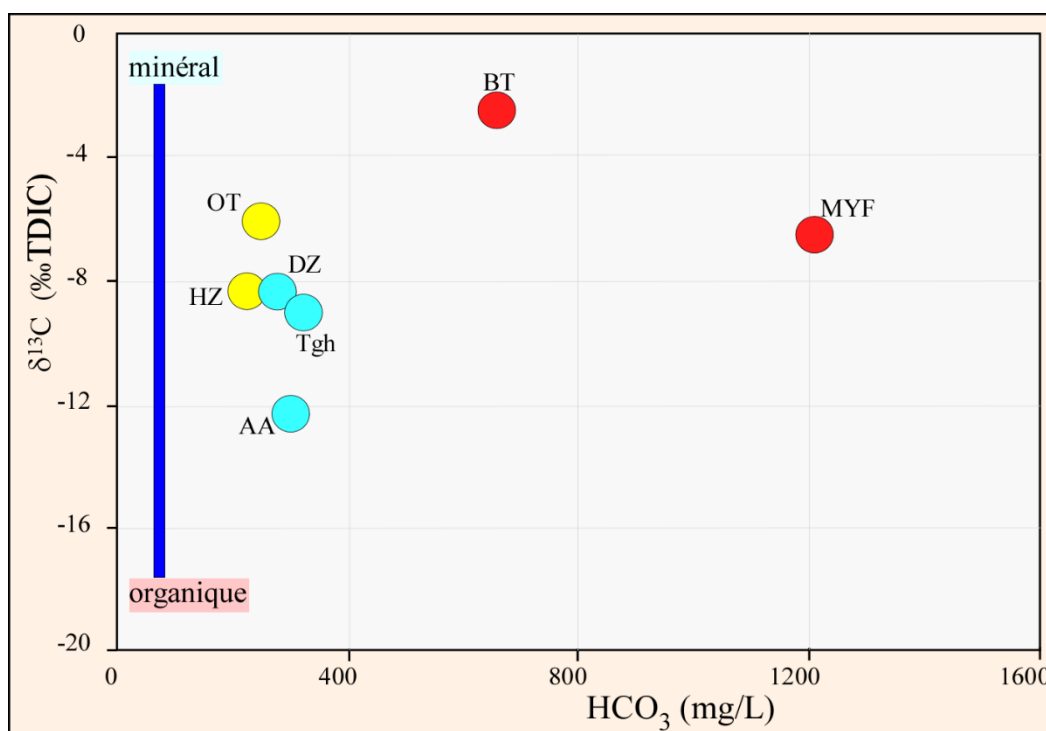


Figure 70: Variation de δ¹³C_{TDIC} en fonction de HCO₃ dans les eaux thermales échantillonnées

III Géothermométrie

III-1 Introduction

Plusieurs méthodes géochimiques permettent d'estimer la température des eaux thermales en profondeur à partir de la composition chimique ou isotopique des eaux prélevées en surface. Ces méthodes reposent sur des réactions établies entre l'eau et les minéraux du réservoir géothermique dont les conditions de température et de pression permettent d'atteindre l'équilibre thermodynamique. Cet équilibre ne doit pas être masqué par les variations de composition chimique des eaux qui pourraient avoir lieu au cours de leur remontée et leur refroidissement depuis le réservoir vers la surface (G. Michard, 2002).

Par ailleurs, l'usage de ces méthodes doit prendre en compte certaines contraintes. Ainsi, certains géothermomètres chimiques utilisés expérimentalement pour des solutions aqueuses interagissant avec des minéraux ignés typiques des systèmes volcaniques-hydrothermaux (Nicholson, 2012), ne peuvent servir à l'estimation de la température d'équilibre des eaux ayant séjournées dans un réservoir carbonaté de basse température (50-150°C) (Capecchiacci *et al.*, 2015).

De plus, de nombreux processus (mélange avec des eaux superficielles, réactions de précipitation / dissolution au cours de la remontée de l'eau profonde, etc.) peuvent venir perturber le bon fonctionnement de ces méthodes. Il est ainsi absolument nécessaire de ne jamais considérer un seul géothermomètre, mais d'en analyser un ensemble.

Enfin, il serait préférable que la réaction envisagée ne soit pas trop compliquée et qu'elle ne fasse jouer qu'un petit nombre d'éléments. La méthode qui répond à ces paramètres est celle de Giggenbach qui sera ainsi utilisée pour la caractérisation géothermique des sources du FCSR.

III-2 Méthode de Giggenbach (1988)

C'est une technique géothermométrique différenciant les eaux peu évoluées des eaux bien équilibrées provenant des réservoirs géothermiques profonds. Proposée par Giggenbach en 1988, cette technique combine les géothermomètres Na/K (Fournier, 1979) et les géothermomètres Mg/K² (Giggenbach *et al.*, 1983) par le moyen d'un diagramme triangulaire Na-K-Mg^{1/2}. Sur ce diagramme, figurent au voisinage du pôle magnésien, des eaux superficielles que Giggenbach (1988) qualifie d'immatures. Ces eaux doivent leur composition essentiellement à la roche réservoir et sont de ce fait situées loin de la courbe d'équilibre total où les deux géothermomètres Na/K et K/Mg sont confondus. Les mélanges des eaux totalement équilibrées avec des eaux immatures seront dilués et projetés entre ces deux extrêmes le long des courbes à différents taux de mélange.

L'application du diagramme Na-K-Mg^{1/2} pour les eaux thermales du FCSR (Fig. 71) montre que leurs points représentatifs se répartissent en trois groupes. Une telle répartition a déjà été identifiée pour ces eaux chaudes sur la base des teneurs en TDS. Ainsi, ce diagramme permet de distinguer :

- Un groupe comportant les sources dont les eaux tombent dans le champ des eaux immatures, près du pôle magnésien, (Ain Allah, Tghat et My Idriss Zerhoun). Ce groupe correspond à celui des sources faiblement minéralisées (G3). Cette immaturité traduit le mélange des eaux de ces sources avec celles d'origine superficielle.
- Un groupe dont les sources sont situées dans le domaine des eaux partiellement équilibrées montrant une certaine tendance à l'équilibre thermodynamique. Cette position serait éventuellement liée à l'encaissant marneux imperméable qui entrave le mélange de ces eaux thermales avec les eaux superficielles immatures. Ce caractère traduit la forte minéralisation des sources de Bab Tiouka et de My Yacoub (G1).
- Un groupe d'eau thermale comportant les sources de Zalagh et d'Outita, situées dans le domaine des eaux partiellement équilibrées, avec cependant, des taux de dilution plus élevés traduisant le caractère moyennement minéralisé (G2).

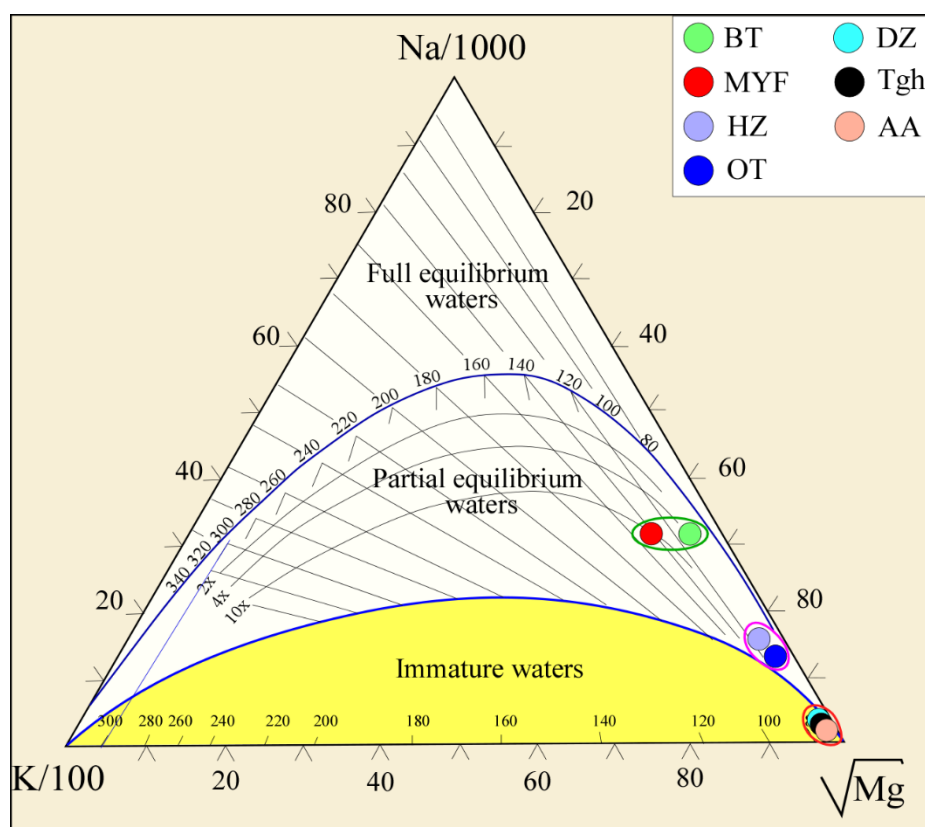


Figure 71: Diagramme triangulaire Na-K-Mg^{1/2} appliqué aux sources thermales étudiées du FCSR (d'après Giggenbach 1988).

Pour estimer la température du réservoir géothermique, différentes méthodes furent utilisées par plusieurs auteurs. Ces méthodes se basent essentiellement sur les réactions entre l'eau et les minéraux du réservoir. Selon Michard (1979), à basse température, la réaction entre l'eau et les minéraux atteint l'équilibre lentement dans les réservoirs superficiels et plus rapidement à haute température au niveau des réservoirs profonds.

En fonction de la complexité de la réaction eau-minéral, deux méthodes ont été adoptées pour estimer la température du réservoir de chacune des sources étudiées dans la zone du FCSR :

- La géothermométrie classique en utilisant les géothermomètres Na / K et K / Mg. Cette méthode a permis de mettre en évidence des températures d'équilibre oscillant entre 64 et 148 °C (Tableau 9).
- La géothermométrie chimique à composants multiples (méthode de Spycher *et al.*, 2014) consiste à utiliser les analyses chimiques des échantillons d'eau pour calculer les indices de saturation (SI) des minéraux du réservoir sur une gamme de température déterminée auparavant. La valeur minimale utilisée est celle qui correspond à la médiane des valeurs SI absolues d'une paragenèse minérale sélectionnée à différentes températures (de 20 à 200 °C). A partir des formations carbonatées, cristallines et évaporitiques, on sélectionne une paragenèse minérale comportant des minéraux choisis des groupes suivants (calcite, aragonite, dolomite et la barytine) ; (albite, calcédoine, quartz) et (fluorite, gypse, anhydrite et halite). A l'aide du logiciel de spéciation PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999), des températures d'équilibre entre 40 et 60 °C ont été obtenues pour la majorité des eaux échantillonnées (tableau 9), à l'exception des eaux thermales des sources fortement minéralisées (BT et MYF) et l'eau du forage d'AA.

L'exploitation des résultats de la température d'équilibre obtenus à partir des deux méthodes précitées (tableau 9), du gradient géothermique régional de 42°C/km (Barkaoui et al., 2015) et de la température moyenne d'infiltration de l'ordre de 20 °C (El Morabiti et al., 2008), a permis de déterminer la profondeur théorique de chaque réservoir (notée D). Cette dernière oscille entre 714 et 3045 m pour l'ensemble des sources du FCSR étudiées. Quant aux températures d'équilibre, leurs valeurs varient d'un groupe de source à l'autre. Ainsi, le groupe des sources faiblement minéralisées (G3), montre une température de 50 °C indiquant une profondeur du réservoir d'environ 714 m, correspondant probablement aux réservoirs

secondaires (carbonatés) et tertiaires (grès et molasses). Les deux groupes G1 (eau fortement minéralisée) et G2 (eau moyennement minéralisée) affichent respectivement des températures d'équilibre variant entre 111°C et 148°C, et entre 127°C et 132°C. Ces variations de température indiquent des profondeurs des réservoirs supérieures à 2150m. De telles profondeurs suggèrent que les eaux des groupes G1 et G2 auraient circulé encore plus profondément que celles provenant des réservoirs cénozoïques et secondaires carbonatés de G3. En effet la profondeur du forage d'Ain Allah (G3) atteignant 1,5 km, serait témoin d'une circulation des eaux des groupes G1 et G2 au niveau du socle cristallin paléozoïque voir plus bas.

Source	Na/K – K/Mg	Multi-minéraux PHREEQC	T _{equil} °C	D (m)
OT	127 - 64	40 (Ara/Bar/Q) - 60 (Gyp/Anh/Q/Alb)	127	2550
BT	111 - 85	n.d	111	2164
DZ	n.d	40 (Gyp/Anh/Bar) - 60 (Gyp/Anh/Bar)	50	714
MYF	148 - 107	n.d	148	3045
AA	n.d.	n.d	n.d	n.d
Tgh	n.d	40 (Cal/Ara/Bar/Q) - 60 (Cal/Ara/Bar/Dol)	50	714
HZ	132 - 72	40 (Cal/Ara/Bar/Q)	132	2669

Tableau 9: Valeurs théoriques de la température d'équilibre (T_{equil}) obtenues par la géothermométrie classique (Giggenbach, 1988) et chimique (Spycher et al., 2014). Les paragenèses minérales correspondantes à la température du réservoir sont indiquées : Anh: Anhydrite; Alb: Albite; Ara: Aragonite; Bar: Barytine; Cal: Calcite; Dol: Dolomite; Flu: Fluorite; Gyp: gypse; Q: Quartz.

n.d : non déterminé.

IV-Conclusion

Les sources thermales, situées au niveau du FCSR, montrent une grande diversité de leurs caractéristiques hydrochimiques. Cette diversité pourrait être attribuée à deux facteurs principaux : (1) le degré d'interaction eau-roche en relation avec l'hétérogénéité de la nature lithologique des formations géologiques traversées (évaporites, calcaires, marnes, grès, etc.) ; et (2) les processus de mélange entre les eaux profondes matures et les eaux superficielles immatures. L'application de la géothermométrie chimique met en évidence l'existence de ces mélanges entre des eaux chaudes profondes partiellement diluées avec des eaux immatures

froides superficielles. Ces mélanges auraient lieu dans des réservoirs superficiels lors des transferts des eaux chaudes ayant circulé dans des réservoirs profonds (socle cristallophyllien) vers la surface. Les compositions chimiques diversifiées de ces eaux plaident en faveur de cette hypothèse.

Malgré cette hétérogénéité hydrochimique relevée au sein de ces eaux chaudes, les résultats isotopiques confirment une origine météorique pour l'ensemble des sources thermales qui auraient été probablement rechargées avant les années 1950, avec des zones de recharge situées à des altitudes entre 540m et 2110m.

Les résultats géochimiques suggèrent également l'hypothèse d'une circulation plus profonde des eaux au-delà du réservoir mésozoïque, considéré comme un réservoir principal, tels que le socle paléozoïque et les systèmes volcaniques-hydrothermaux profonds. Une relation étroite a été confirmée entre la répartition des sources thermales étudiées et les structures tectoniques actives de la zone d'étude. Ainsi, l'abondance des sources thermales au niveau du FCSR plaiderait pour une connexion profonde entre ce système des chevauchements actifs E-W et les accidents NE-SW soulignant ainsi, leur pertinence en tant que voies préférentielles de circulation des eaux souterraines de la profondeur vers la surface.

B- Les sources thermales du domaine meseto-atlasique (DMA)

I- Hydrochimie

I-1 Paramètres physico-chimiques

Les eaux thermales du DMA, notamment celle d'Oulmès dans le MHCM, d'Issouka dans le Moyen Atlas et celle de Moulay Ali Chérif dans le Haut Atlas sont échantillonnées et analysées afin de connaître leur caractéristiques physico-chimiques.

Les paramètres physico-chimiques de ces eaux thermales (Planche. 12) ont été systématiquement mesurés in situ, afin d'estimer les conditions du milieu au moment du prélèvement et d'expliquer certains résultats physico-chimiques.

Ces mesures ont concerné spécialement : la température à la résurgence, le potentiel d'hydrogène, la conductivité électrique (CE) et le total des solides dissous (TDS). Les résultats de toutes ces mesures sont consignés dans le tableau 10.



Planche 12: Sources thermales étudiées au niveau du DMA. A-A' : Source Issouka ; B-B' : source My Ali Chérif ; C-C' : Source d'Oulmès.

Sources	Code	T °C	pH (in situ)	pH (lab)	TDS (mg/l)	CE(μS/cm) In situ	CE(μS/cm) (lab)
Oulmès	Oul	41,91	7,812	6,59	1159	2328	2063
Issouka	Iss	35,72	8,45	6,85	1025	1531	1241
Moulay Ali Chérif	MAC	52,25	8,058	6,40	9063	13450	12480

Tableau 10: Paramètres physico-chimiques des sources thermales meseto-atlasiques étudiées.

I-1-1 La température

Dans le DMA, l'écart entre les températures mesurées au niveau des sources thermales en question est de l'ordre de 17°C (Tableau.10), avec un minimum de 35 °C et un maximum de 52 °C enregistrés respectivement dans la source thermique d'Issouka (Moyen Atlas) et la source thermique de Moulay Ali Chérif (Haut Atlas). Ces mesures représentent généralement les températures aux exutoires et ne reflètent en aucun cas les températures au sein des réservoirs. Sachant que la température annuelle moyenne de l'air dans ces régions est de l'ordre de 20 °C (El Morabiti *et al.*, 2008), toutes les eaux chaudes échantillonnées dans ces zones sont considérées comme des eaux thermales selon la classification de Schöeller (1962).

Selon la classification de Castany (1963) et la classification de l'Institut d'hydrologie de Lisbonne (Herculano de Carvalho *et al.*, 1961) décrites auparavant (Chapitre V Paragraphe I-1-1), les sources de Moulay Ali Chérif et d'Oulmès seraient des sources hyperthermales puisque leur température dépasse 40°C, alors que la source d'Issouka dont la température est comprise entre 30°C et 40°C, serait une source mésothermale.

I-1-2 Le potentiel d'hydrogène (pH)

Les valeurs du pH des eaux thermales meseto-atlasiques varient entre 7.8 et 8.45 attestant d'un caractère légèrement alcalin (Tableau.10). Ce caractère est intimement lié à la nature de l'encaissant traversé au cours de l'ascension de ces eaux vers la surface. Les colonnes stratigraphiques établies dans ces régions (chapitre IV), attestent de la présence d'un encaissant de nature carbonaté (calcaire, dolomie, marne) au voisinage des sources d'Issouka et My Ali Chérif et d'un socle cristallophyllien (granite, quartzite, schiste) aux alentours de la source thermique d'Oulmès.

I-1-3 La charge totale dissoute (TDS)

Les valeurs de TDS mesurées au niveau des sources thermales meseto-atlasiques sont très contrastées et permettent de distinguer deux groupes de sources (Fig. 72) :

- Un groupe fortement minéralisé noté G'1 représenté par la source thermique de Moulay Ali chérif (TDS > 9060 mg/L).
- Un groupe faiblement minéralisé noté G'2 (TDS < 1160 mg/L), englobant les sources thermales d'Issouka et d'Oulmès.

Cette différence de minéralisation enregistrée dans ces eaux chaudes serait en étroite relation, avec l'interaction de ces eaux avec les différents faciès lithologiques traversés d'une part, et avec un temps de rééquilibrage d'autre part. Ainsi, les eaux chaudes du (G'1) auraient eu probablement, au cours de leur ascension vers la surface, suffisamment du temps pour réagir avec l'encaissant traversé que celles d'Issouka et d'Oulmès (G'2).

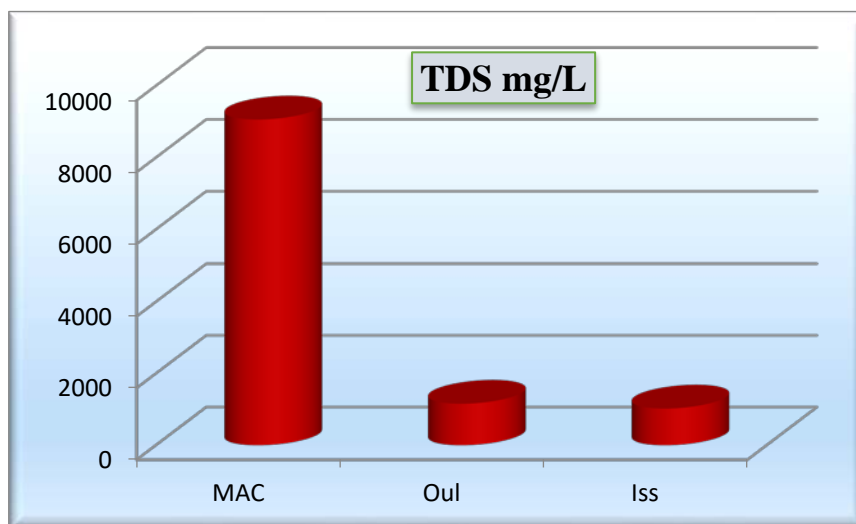


Figure 72: Histogramme de TDS des sources thermales étudiées au niveau du DMA.

I-1-4 La conductivité électrique

Comme pour la TDS, les valeurs de la conductivité électrique (CE) enregistrées au niveau des sources thermales meseto-atlasiques sont très variables (Tableau.10). Elles oscillent entre 1531 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 13450 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mesurées respectivement dans les eaux chaudes d'Issouka et de Moulay Ali Chérif.

La minéralisation relativement faible des eaux thermales d'Issouka et d'Oulmès (Fig. 73) serait liée à : i) une faible interaction de ces eaux avec les différents faciès lithologiques traversés en réponse à un temps de séjour très court qui ne favoriserait pas le rééquilibrage et les échanges

des ions entre l'encaissant et les eaux de percolations, ii) des dilutions par des eaux superficielles avant d'atteindre la surface.

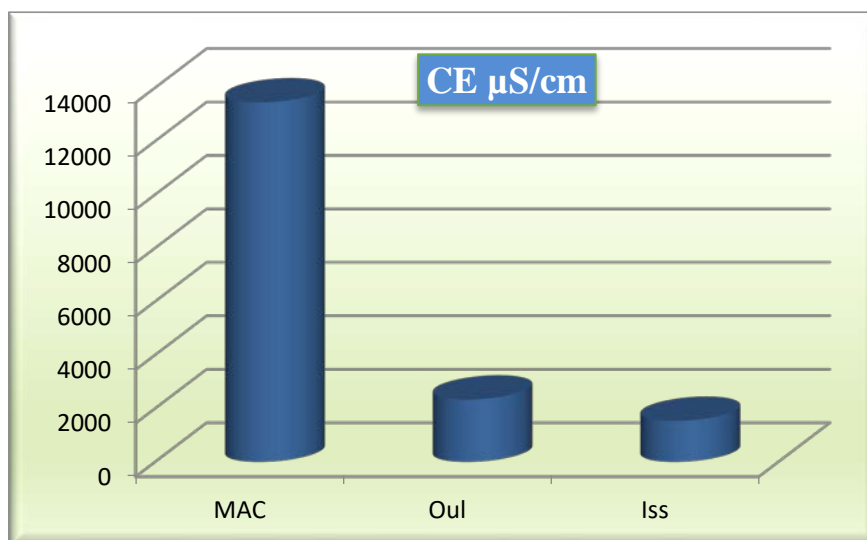


Figure 73: Histogramme montrant la variation de la conductivité électrique des sources thermales meseto-atlasique étudiées.

I-2 Les éléments majeurs

Les résultats d'analyses chimiques des éléments majeurs des eaux chaudes meseto-atlasiques sont consignés dans le tableau 11. Ces analyses ont été réalisées au laboratoire de l'institut de technologie et des énergies renouvelables (ITER) de Tenerife en Espagne.

Nom	Ca ²⁺ (mEq/L)	Mg ²⁺ (mEq/L)	K ⁺ (mEq/L)	Na ⁺ (mEq/L)	Cl ⁻ (mEq/L)	HCO ₃ ⁻ (mEq/L)	SO ₄ ²⁻ (mEq/L)	ΣCat (mEq/L)	ΣAn (mEq/L)	B.I (%)
Iss	4,34	2,21	0,03	6,05	6,70	5,19	1,40	12,6	13,3	-2,55
Oul	9,51	4,32	0,61	10,56	8,02	16,50	0,21	25,0	24,7	0,54
MAC-	24,50	6,30	0,54	108,90	110,07	3,89	26,76	140,2	140,7	-0,17

Tableau 11: Composition en éléments majeurs des eaux des sources thermales étudiées au niveau du DMA.

I-2-1 Précision des analyses

La fiabilité de ces analyses a été testée par la méthode du calcul de la balance ionique. La figure 74 expose les résultats de ce calcul au niveau des eaux thermales meseto-atlasiques.

Le contrôle de la qualité des analyses par la balance ionique (B.I) a montré que l'ensemble des échantillons présentent une variation de la balance ionique comprise entre -2,55

et 0,54 % constituant par conséquent, un argument en faveur de la fiabilité des données analytiques des eaux étudiées.

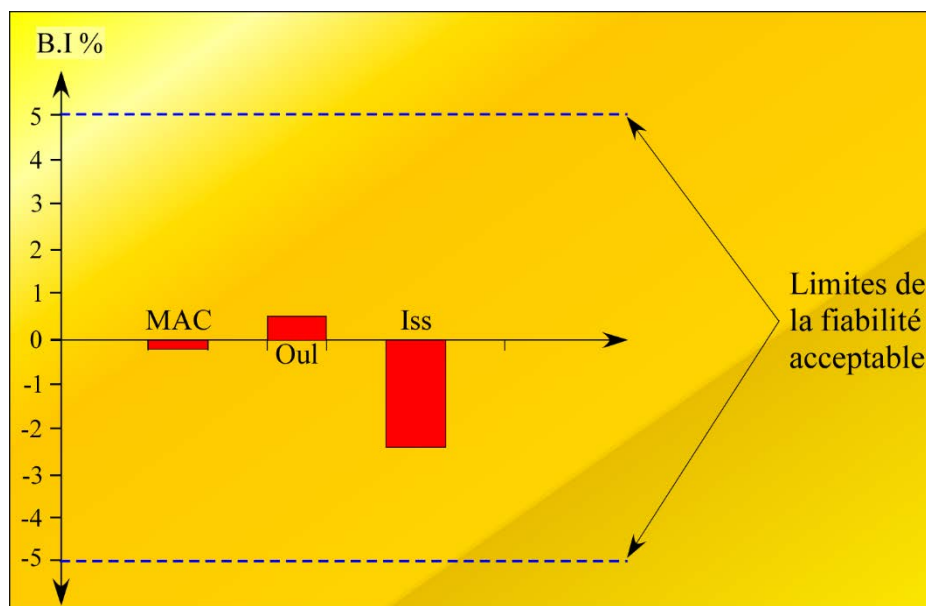


Figure 74: Représentation graphique des balances ioniques des sources thermales du DMA

I-2-2 Analyse des éléments majeurs

Les compositions des éléments majeurs varient d’une source à l’autre (Fig. 75). Ainsi, les eaux thermales d’Issouka affichent les teneurs les plus basses avec 255 mg/L pour les cations et 622 mg/L pour les anions, alors que celles des eaux thermales de Moulay Ali Chérif affichent les teneurs les plus élevées atteignant 3091 mg/L pour les cations et 5424,7 mg/L pour les anions. Entre ces deux extrêmes niche la source thermique d’Oulmès avec des valeurs en cations (509,75 mg/L) et en anions (1301,59mg/L) (Fig. 75).

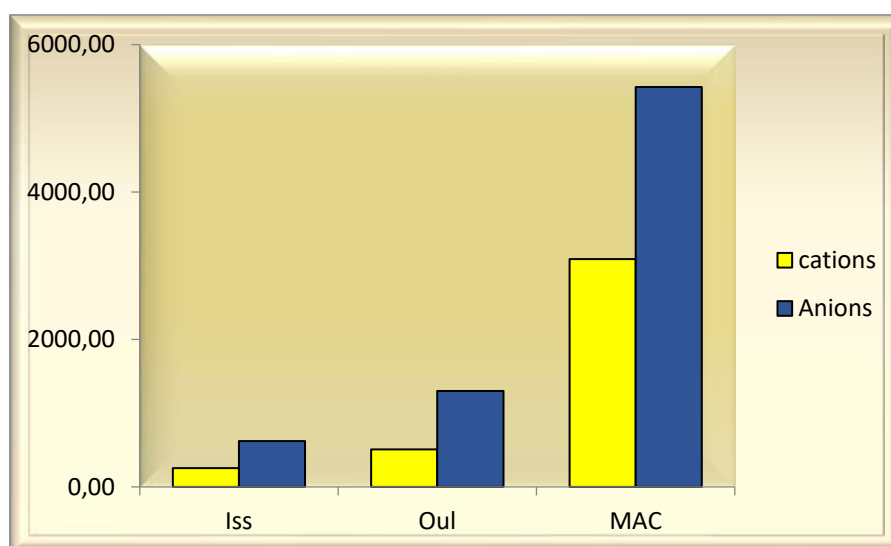


Figure 75: Variation de la teneur des cations et des anions des sources thermales du DMA.

La distribution des éléments majeurs au sein de ces sources chaudes est la suivante :

- La source de Moulay Ali Chérif enregistre les plus fortes teneurs pour l'ensemble des ions majeurs sauf pour les ions K^+ et HCO_3^- .
- La source d'Issouka affiche les plus faibles teneurs pour tous les ions majeurs à l'exception de l'ion SO_4^{2-} .
- Les sources chaudes faiblement minéralisées, notamment Issouka et Oulmès, sont matérialisées par des fortes teneurs en HCO_3^- et en Cl^- , alors que la source thermique fortement minéralisée de My Ali Chérif est caractérisée par des fortes teneurs en Na^+ et en Cl^- .
- La teneur la plus faible du K^+ s'observe dans les eaux thermales atlasiques (Issouka, My Ali Chérif) tandis que les eaux chaudes d'Oulmès affichent des faibles teneurs en SO_4^{2-} .

Dans ce qui suit, et pour mieux mettre en évidence les caractéristiques chimiques de ces sources chaudes meseto-atlasiques, plusieurs diagrammes conçus pour ce type d'étude ont été utilisés.

I-2-3 Diagramme de Durov

Sur le diagramme de Durov (1948) distinguant les faciès chimiques, la projection des points représentatifs des sources thermales meseto-atlasiques, permet de mettre en évidence une diversité des caractéristiques physico-chimiques (Fig. 76) concernant :

- les températures d'émergence avec des valeurs oscillant entre $35^\circ C$ et $52,25^\circ C$
- la teneur en minéralisation faisant apparaître deux groupes de sources antérieurement évoqués :
 - G'1 : comportant une seule source fortement minéralisée (Moulay Ali Chérif) qui sourde au sein des formations carbonatées jurassiques.
 - G'2 : sources faiblement minéralisées d'Issouka et d'Oulmès jaillissant respectivement dans les formations carbonatées jurassiques et dans les formations cristallophylliennes paléozoïques.
- les faciès chimiques différents : un faciès bicarbonaté calcique caractérisant la source d'Oulmès et un faciès chloruré sodique typique des sources atlasiques (Issouka, My Ali Chérif).

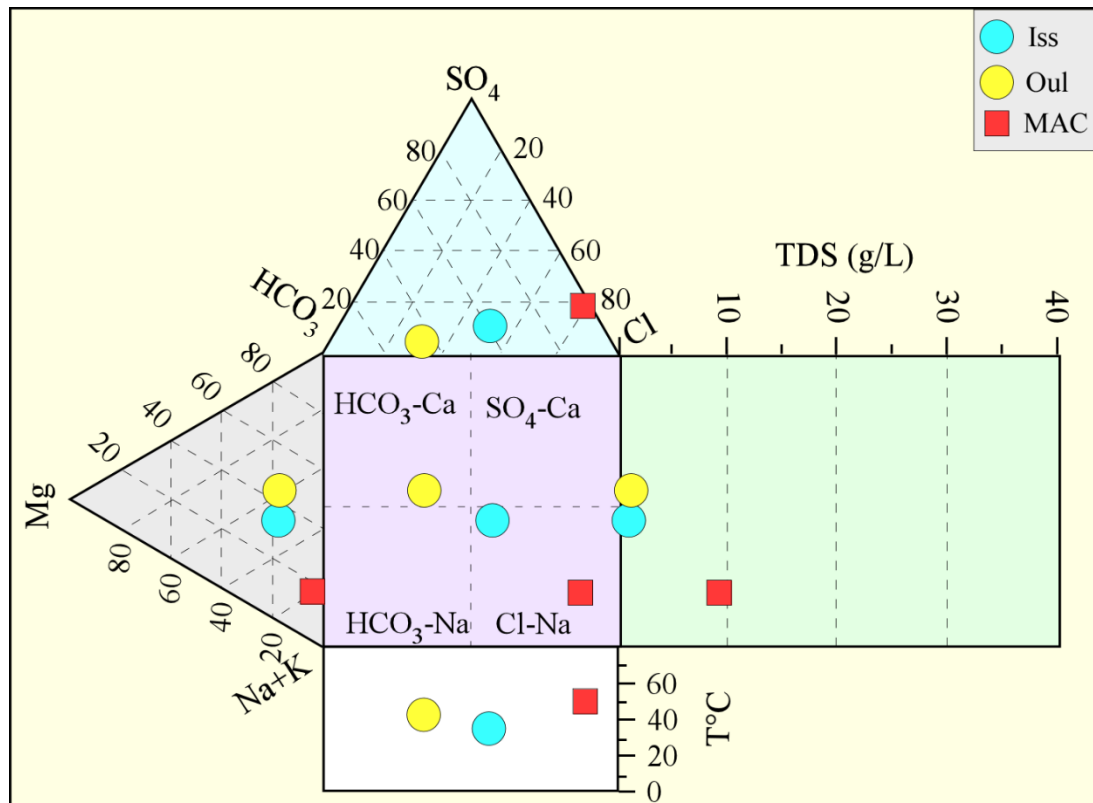


Figure 76: Application du diagramme du Durov (1948) pour la classification physico-chimique des eaux thermominérales échantillonnées au niveau du DMA.

I-2-4 Diagramme de Schöeller-Berkaloff

La représentation graphique des compositions chimiques des sources thermales meseto-atlasiques sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff (Fig. 77), affiche des spectres avec un parallélisme presque parfait pour les trois sources chaudes. Les spectres des eaux de Moulay Ali Chérif sont plus enrichis que ceux des sources d'Oulmès et d'Issouka sauf pour les ions HCO₃-3 affichant pour la source thermique d'Oulmès une anomalie positive.

L'enrichissement observé au niveau des eaux thermales de Moulay Ali chérif peut être expliqué par :

- La dissolution de l'halite et du gypse suite à une circulation de ces eaux à travers des formations triasiques gypsifères entraînant ainsi, un enrichissement en Na, Cl et SO₄.
- La libération des ions Ca et Mg par les minéraux Fe-Mg (pyroxènes et les amphiboles) des basaltes triasiques, ou encore des formations paléozoïques, comme ils pourraient provenir des dolomites du réservoir liasique.

Les spectres de la source d'Oulmès sont plus enrichis que ceux d'Issouka à l'exception d'une anomalie négative en ions SO₄²⁻ accentuée par rapport à celle enregistrée sur le spectre d'Issouka. Cette anomalie négative traduit la forme que peut prendre le soufre dans les eaux

thermominérales. En effet, cet élément peut se présenter sous forme gazeuse expliquant sa faible teneur à la résurgence après le dégazage. La source d'Oulmès se différencie des autres sources du DMA par son enrichissement en HCO_3^- et ce, malgré son encaissement cristallophyllien. Cette forte teneur pourrait être liée à une contribution endogène de CO_2 .

Les teneurs élevées des eaux thermales atlasiques en Na^+ et Cl^- (Fig. 77) confèrent à ces eaux un faciès chloruré sodique témoignant de leur interaction avec un environnement largement salifère. Ces sources chaudes sourdent d'ailleurs, au niveau des accidents soulignés par les formations triasiques.

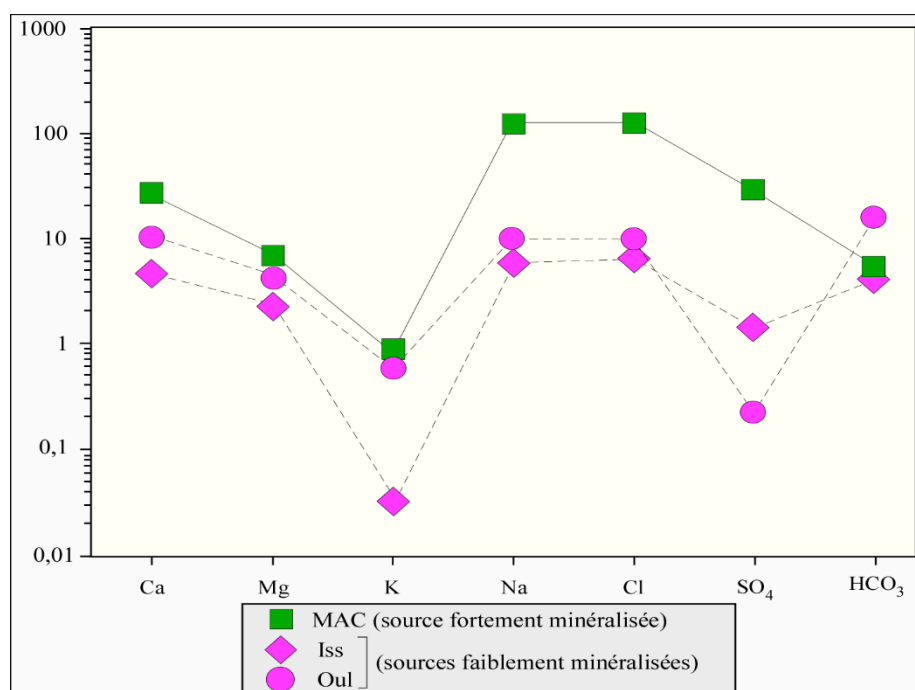


Figure 77: Représentation des éléments majeurs des sources thermales étudiées au niveau du domaine meseto-atlasique sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.

Le parallélisme observé entre les spectres des eaux thermales meseto-atlasiques étudiées, plaide pour leur parenté chimique. Cette dernière est confirmée par la circulation de ces eaux au niveau des terrains cristallophylliens comme en témoigne les eaux thermales d'Oulmès. Au cours de leur transfert vers la surface, les eaux chaudes atlasiques auraient subi des échanges ioniques avec les formations basaltiques et argileuses triasiques et carbonatées jurassiques, induisant ainsi, leur enrichissement graduel en éléments majeurs.

Par ailleurs, malgré leur parenté chimique, les eaux thermales étudiées auraient séjourné au niveau des réservoirs à lithologie différente influençant ainsi, leur teneur en éléments majeurs, d'où la nécessité d'établir les corrélations possibles entre ces éléments.

I-2-5 Contrôle des concentrations des éléments majeurs

I-2-5-1 Introduction

Les principaux processus chimiques contrôlant la minéralisation des eaux thermales se résument aux interactions eaux/roche. Les échanges issus de ces réactions sont en étroite relation avec le temps de séjour. Ces réactions peuvent être mise en évidence par les diagrammes de corrélation binaire entre les différents éléments majeurs.

I-2-5-2 Corrélations chimiques

I-2-5-2-1 Exemples de corrélations chimiques

a- Corrélation Na-Cl

La présence de ces deux éléments chimiques dans les eaux chaudes ou froides est souvent liée à la dissolution de l'halite (Na-Cl). L'évolution de Na^+ est étudiée en fonction des teneurs en Cl^- considéré comme un traceur stable et conservatif des évaporites très solubles.

La représentation graphique Na vs Cl (Fig. 78), affiche un alignement parfait suivant une droite rectiligne avec une courbe de tendance ($R^2=0,99$) pour les eaux thermales meseto-atlasiques, suggérant une même origine pour ces deux éléments. La proximité de ces résurgences thermales auprès des accidents soulignés par les formations argileuses évaporitiques triasiques explique l'origine de ces deux éléments par le lessivage de l'halite selon la réaction 1 (Chapitre V-A).

b- Corrélation Na-Ca

Le diagramme Na-Ca (Fig. 78) affiche une parfaite corrélation ($R^2=0,95$) entre le sodium et le calcium des eaux thermominérales étudiées. Ces eaux auraient probablement, au cours de leur transit, réagit avec des formations riches en plagioclases existant au niveau du socle paléozoïque et au niveau des formations triasiques. Au sein de ces eaux, la forte teneur du sodium par rapport au calcium, observée essentiellement au niveau de la source thermique de Moulay Ali Chérif, atteste d'un long séjour des eaux de cette source dans le réservoir triasique. La dissolution de l'halite serait responsable de cet enrichissement selon la réaction 1 (Chapitre V-A).

c- Corrélation Ca-Mg

Sur le diagramme binaire Ca vs Mg (Fig. 78), les points représentatifs des échantillons des eaux meseto-atlasiques affichent une bonne corrélation entre Ca et Mg ($R^2=0,91$). Ce coefficient attesterait d'une origine diversifiée de ces deux éléments autres que la calcite et la dolomite tapissant le réservoir jurassique selon la réaction 4 (Chapitre V-A). Ces éléments auraient, également, été introduits dans les eaux chaudes par un échange avec les minéraux

ferromagnésiens (pyroxènes et les amphiboles) des basaltes triasiques selon la réaction 3 (Chapitre V-A), ou des formations cristallophylliennes paléozoïques.

d- Corrélation Ca- SO₄

Le diagramme binaire Ca vs SO₄ (Fig. 78) montre une parfaite corrélation linéaire entre ces deux éléments ($R^2=0,92$) pour les eaux thermales d'Issouka et de My Ali chérif, indiquant une origine commune du calcium et du sulfate. Ces eaux puiseraient ces deux éléments à partir de la mise en solution du gypse et/ou de l'anhydrite pouvant exister dans les formations triasiques ou dans les marnes jurassiques. La dissolution de ces minéraux est, d'ailleurs, confirmée par les valeurs négatives de leur indice de saturation (Tableau. 12). La circulation des eaux d'Oulmès dans le socle cristallophyllien atteste des teneurs faibles de ces deux éléments et décalent le point représentatif de cette source de la droite de corrélation.

e- Corrélation Ca-(SO₄+HCO₃)

Le diagramme binaire Ca vs (SO₄+HCO₃) (Fig. 78) affiche une parfaite corrélation ($R^2=0,97$) entre le calcium et (SO₄+HCO₃) soulignant ainsi un lien fort entre les deux anions (sulfates et bicarbonates) et le calcium. Cependant, l'excès des anions, pourrait être en liaison avec leur association à d'autres cations tels que le magnésium.

f- Corrélation entre les cations (Ca + Mg) et les anions (SO₄ + HCO₃)

Le diagramme binaire (Ca + Mg) vs (SO₄ + HCO₃) (Fig. 78) montre une parfaite corrélation ($R^2=0,98$) entre les cations (Ca + Mg) et les anions (SO₄ + HCO₃) suggérant ainsi une origine commune de ces deux couples d'éléments lors des interactions entre les eaux et les formations triasiques argilo-évaporitiques et liasiques carbonatées au cours de leur transfert vers la surface.

I-2-5-2-2 Conclusion

L'examen détaillé des diagrammes de corrélations entre les différents éléments majeurs a montré que l'acquisition de la charge saline des eaux thermales meseto-atlasiques, serait intimement liée à l'interaction de ces eaux avec les différents faciès lithologiques traversés d'une part, et à un temps de rééquilibrage de plus en plus important d'autre part.

Les corrélations chimiques suggèrent que la circulation de ces eaux thermales s'est effectuée au sein des formations cristallophylliennes paléozoïques pour l'ensemble des sources meseto-atlasiques étudiées, puis dans les formations argileuses évaporitiques et basaltiques triasiques et carbonatées liasiques au cours de leur transfert vers la surface pour les sources atlasiques.

La faible minéralisation enregistrée au niveau de la source thermique d'Issouka, par rapport aux autres sources thermales (Oulmès et My Ali Chérif), s'expliquerait par une dilution accentuée de ces eaux par celles superficielles.

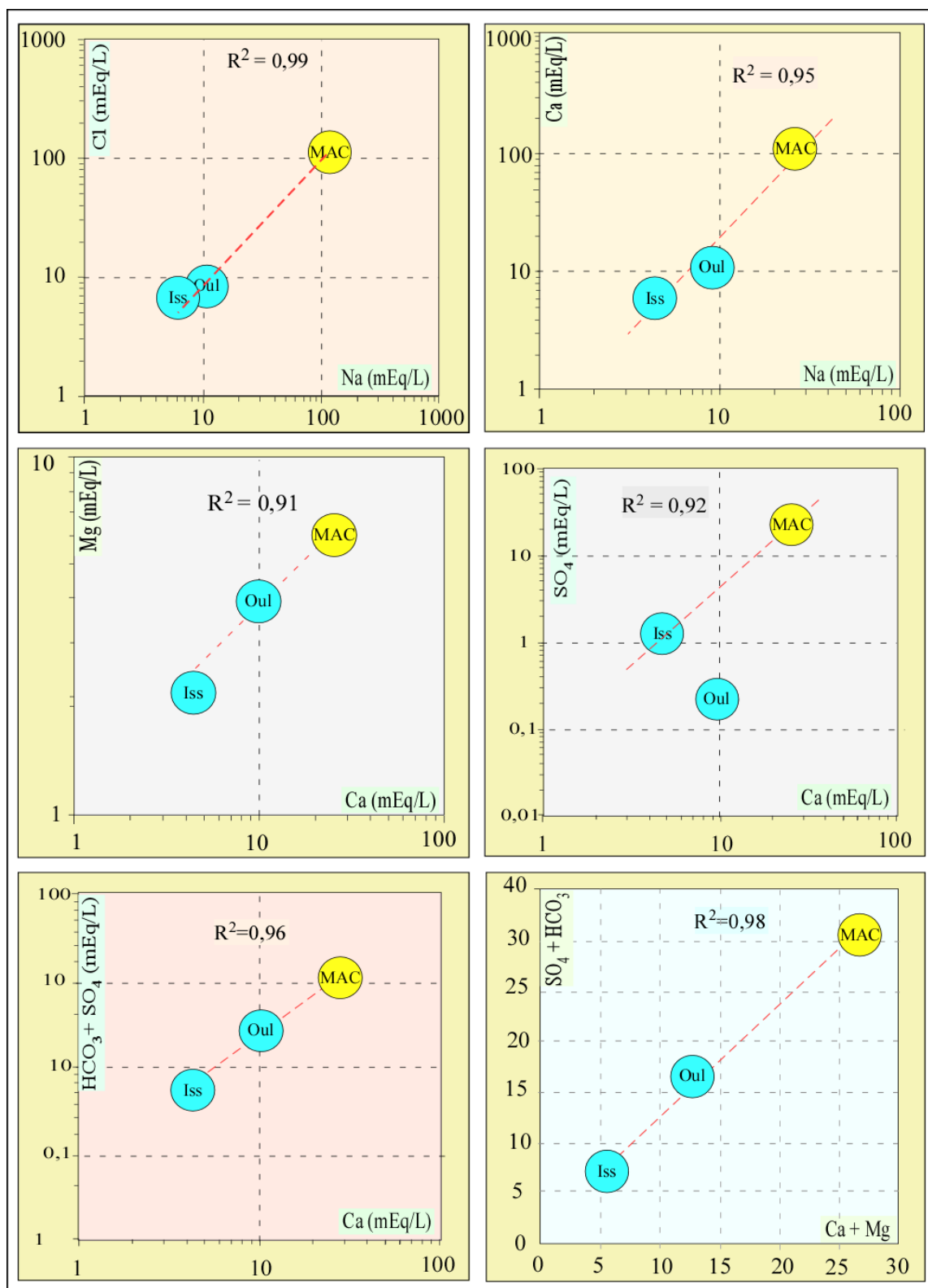


Figure 78: Corrélations binaires entre les éléments chimiques des sources thermales du DMA.

I-2-6 L'indice de saturation

L'évaluation de certains processus géochimiques, susceptibles d'être à l'origine de la minéralisation des eaux thermales des sources meseto-atlasiques, a été réalisée par le calcul de l'indice de saturation. Ce dernier exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et un minéral donné.

Les résultats significatifs des eaux atlasiques échantillonnées montrent un état de sous saturation pour l'ensemble des minéraux consignés dans le tableau 12, à l'exception de la barite, suggérant ainsi, des conditions favorables de dissolution pour ces minéraux. Ces conditions ne sont de règle dans les eaux d'Oulmès que pour les évaporites, le talc et la barite, alors que le reste des minéraux montre un état d'équilibre et par conséquent de sursaturation.

I-2-7 Application de la méthode d'IIRG pour les sources meseto-atlasiques.

L'utilisation de la méthode d'IIRG (Institut International des Recherches Géothermiques) développée par D'Amore *et al.*, (1983), constitue un outil majeur pour la détermination de la nature lithologique du réservoir des eaux thermales. Le principe de cette méthode a été décrit dans le chapitre V paragraphe (A-I-2-7).

Au niveau du DMA, les eaux de la source thermale de Moulay Ali Chérif montrent un spectre de type γ caractérisé par des valeurs très faibles des paramètres B et F et des valeurs élevées du paramètre D (Fig. 79). La corrélation de ce spectre avec celui D'Amore *et al.*, (1983) suggère que les eaux de cette source thermale auraient subi une circulation très profonde, probablement à travers des roches cristallines du socle. Ces eaux pourraient subir des processus de mélange et / ou de refroidissement lors de leur remontée vers la surface.

Les spectres relatifs aux eaux des sources thermales d'Oulmès et d'Issouka ne suivent aucun spectre spécifique proposé par D'Amore *et al.*, (1983). Néanmoins, les spectres de ces deux sources affichent des valeurs élevées des paramètres A et D, et faibles du paramètre B. cette situation leur confèrent une configuration similaire à celle du spectre de type δ , suggérant ainsi une circulation d'eau à travers un socle de nature schisto-quartzitique. (Fig. 79).

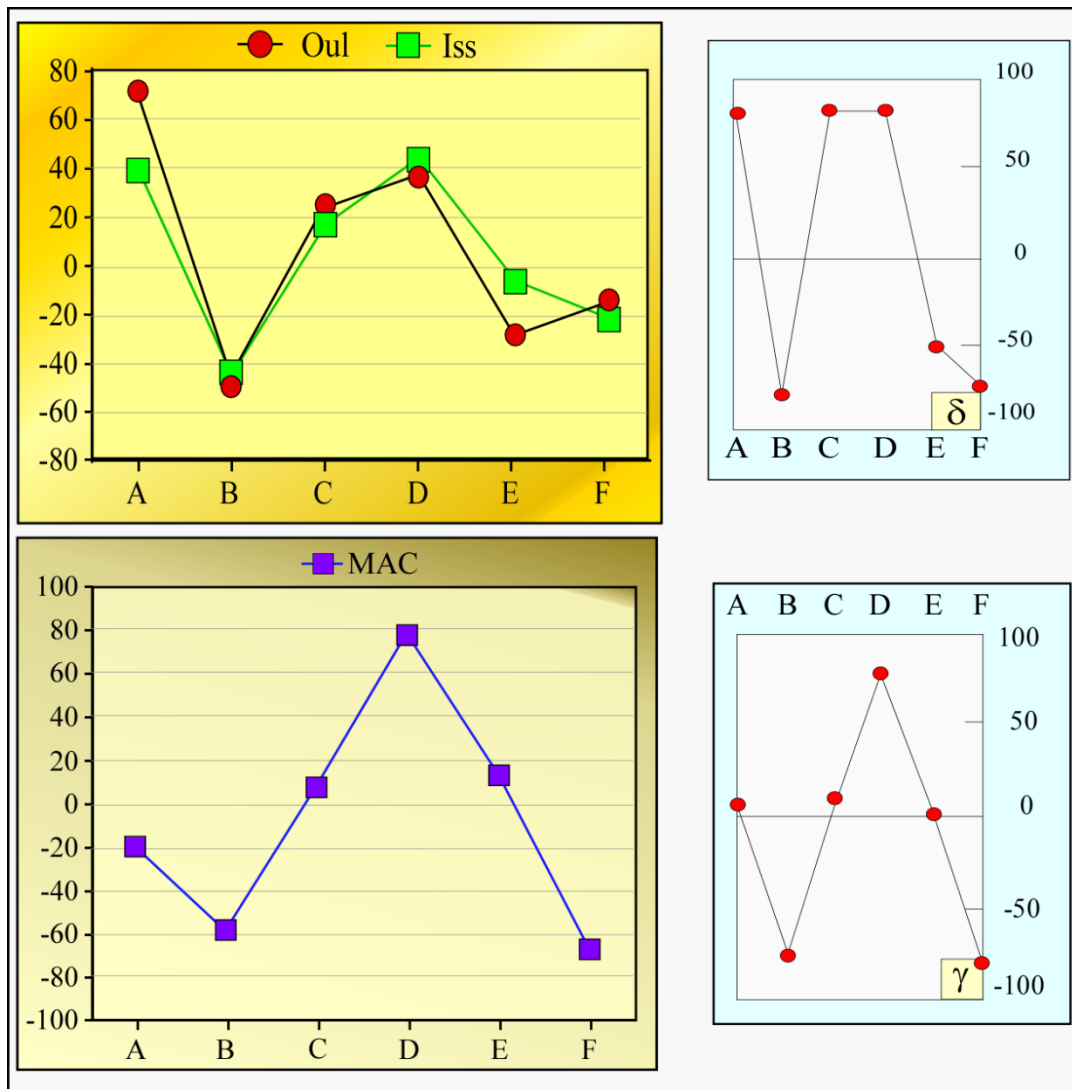


Figure 79: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales du DMA.

I-3 Apport des éléments en traces

L'utilisation des éléments en traces est un moyen efficace pour déterminer les causes de la minéralisation élevée des eaux souterraines en identifiant les interactions entre ces eaux et les différents faciès traversés. Le tableau 13 montre les teneurs en éléments traces des eaux thermales meseto-atlasiques.

Le report des concentrations de ces éléments en trace dans le diagramme représentant la variation de la concentration de chaque élément (Fig. 80), a permis de déceler dans les eaux thermales d'Oulmès et de My Ali Chérif des anomalies positives de Lithium, du Bore, du manganèse et du fer. Les concentrations anormales du Lithium et du Bore seraient probablement liées à une contribution endogène des fluides hydrothermaux. Cette hypothèse serait en accord avec l'apport en CO₂ profond, observé essentiellement dans les eaux thermales d'Oulmès (Tassi

et al., 2006). Les anomalies positives du Mn et du Fe contrastent avec les teneurs uniformes en Co, Cr, Cu, V et Zn (Fig. 80). Cette tendance pourrait être liée au comportement différent des eaux souterraines en fonction des changements d'état d'oxydo-réduction et de pH (Drever, 1997). Ainsi, un pH faible et des conditions anoxiques dans des aquifères confinés, améliorent la solubilité des silicates, avec des concentrations croissantes de manganèse et du fer, alors que les autres éléments peuvent rester comme des complexes solides moins solubles.

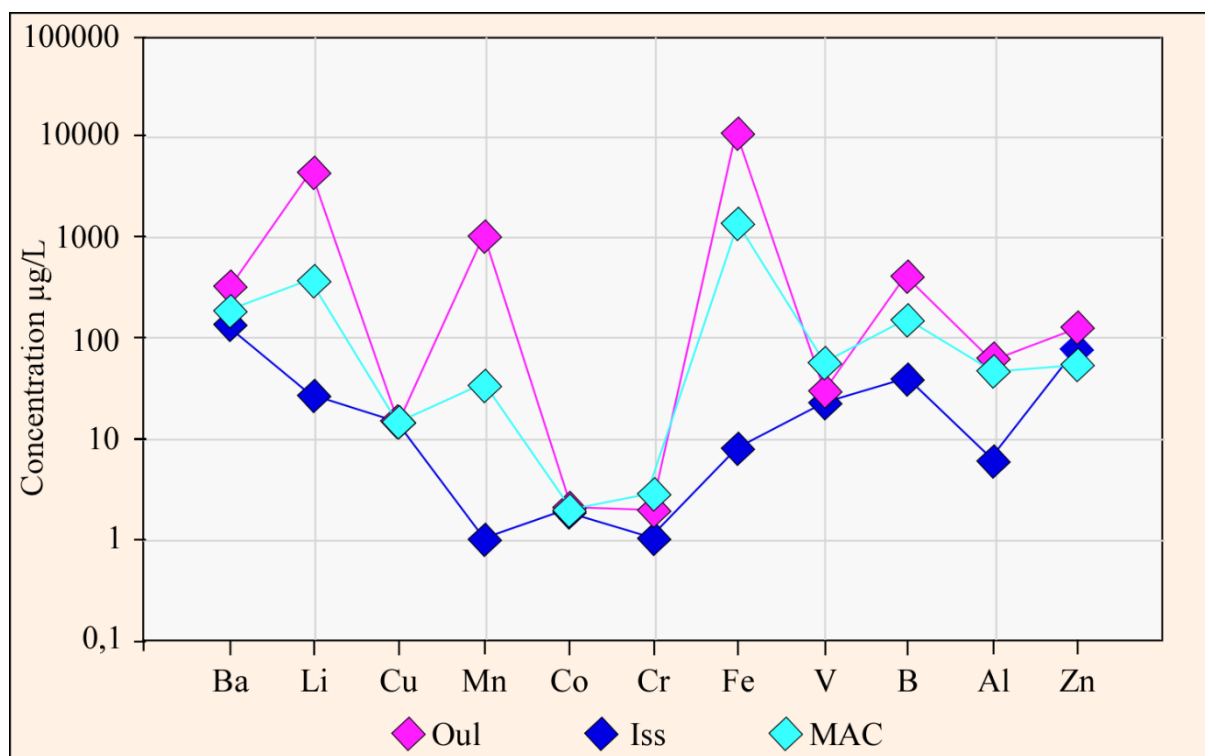


Figure 80: Variation de la concentration des éléments en traces des eaux thermales du DMA.

Source	IS (Albite)	IS (Anhydrite)	IS (Fluorite)	IS (Halite)	IS (Siderite)	IS (Talc)	IS (Witherite)	IS (Gypse)	IS (Calcédoine)	IS (Barite)	IS (Aragonite)	IS (Calcite)	IS (Dolomite)	IS (Quartz)
Oul	0,1	-2,6	-0,5	-5,8	1,2	-1,0	-2,9	-2,5	0,4	-0,6	0,3	0,4	0,8	0,7
Iss	-4,3	-2,0	-2,2	-6,1	-2,2	-5,6	-3,5	-1,8	-0,8	0,1	-0,3	-0,1	-0,3	-0,4
MAC	-0,6	-0,5	-0,2	-3,8	-1,1	-3,8	-4,2	-0,4	-0,3	0,6	-0,3	-0,1	-0,6	0,0

Tableau 12: Indices de saturation (IS) des eaux des sources thermales étudiées au niveau du DMA.

Source	B	Li	Ba	Al	Fe	Mn	Co	Cu	Cr	V	Zn	Be
Oul	429,8	4985	334,0	69,4	13223	1101	2	15,0	2,1	31,7	136,6	94,4
Iss	41,0	29,6	139,4	6,0	8,4	0,2	2	15,5	0,1	23,2	83,7	0,0
MAC	164,0	406,7	185,7	50	1521	37	2	14,7	3	57	60	0,0

Tableau 13: Concentrations d'éléments en traces (en $\mu\text{g}/\text{L}$) des eaux thermominérales échantillonnées dans la zone du DMA.

I-4 Conclusion

L'étude hydrochimique a permis de classer les sources thermales du DMA étudiées en deux groupes en fonction de leur degré de minéralisation. Ces sources thermales montrent un parallélisme parfait de leurs spectres, plaidant ainsi en faveur d'une parenté chimique de ces eaux.

L'enrichissement graduel des éléments majeurs observé au sein de ces sources serait la conséquence de l'interaction des eaux thermales avec les différents faciès lithologiques traversés et d'un temps de rééquilibrage. Ainsi, la forte minéralisation des eaux de la source thermale de Moulay Ali Chérif prouve que ces eaux auraient eu suffisamment le temps pour réagir avec l'encaissant traversé au cours de l'ascension vers la surface. Le taux de minéralisation assez élevé des eaux d'Oulmès par rapport à celles d'Issouka serait lié à une dilution due aux mélanges des eaux chaudes d'Issouka avec les eaux immatures des réservoirs superficiels. Les corrélations chimiques certifient que ces eaux thermales portent une signature de leur circulation dans les formations cristallophylliennes paléozoïques. L'application des diagrammes de l'IIRG, ainsi que les teneurs élevées de certains éléments en trace (bore, lithium), confirment ce constat. Au cours de leur transfert vers la surface, les eaux thermales des sources atlasiques ont traversé les formations triasiques et jurassiques où elles ont établi des échanges ioniques avec les basaltes doléritiques et les argiles évaporitiques du Trias, ainsi qu'avec les calcaires et les dolomies jurassiques.

II-Géochimie isotopique

II-1 Apport des isotopes stables de la molécule d'eau

Considérés comme des traceurs conservatifs, les isotopes stables de la molécule d'eau retracent les différents évènements ayant lieu au cours de la circulation d'eau en profondeur. Les échantillons prélevés des eaux thermales meseto-atlasiques, montrent des compositions isotopiques variables d'une source à l'autre en $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et en $^2\text{H}/^1\text{H}$. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont comprises entre - 8,5 (MAC) et - 5,5 ‰ V-SMOW (Issouka) et les teneurs en deutérium varient de -63 (MAC) à -42 ‰ V-SMOW (Issouka) (Tableau.14). La visualisation de ces variations apparait sur le diagramme classique $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 81), où ont été reportées les compositions isotopiques des sources thermales meseto-atlasiques, ainsi que la composition isotopique des précipitations météoriques collectées au Maroc entre 1994 et 2004. Ces dernières données ont été tirées des stations du réseau GNIP.

L'ensemble des points représentatifs des eaux thermales meseto-atlasiques sur ce diagramme (Fig. 81), se positionne au-dessous de la droite NEMWL. Ces points s'alignent selon une droite de pente supérieure à 7 attestant ainsi, de leur origine météorique atlantique. Cependant, le décalage isotopique constaté et qui se traduit par un enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$, pourrait être lié aux processus d'évaporation lors de l'infiltration des eaux météoriques dans la zone de recharge. La même tendance est observée au niveau de la teneur en deutérium.

Toutefois, la salinité élevée des eaux thermales atlasiques et particulièrement celle de My Ali Chérif, plaiderait en faveur d'une contribution des eaux fortement salées et isotopiquement lourdes dans les variations isotopiques du deutérium. La dissolution partielle du gypse ne peut également être écartée dans ce cas.

Source	code	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$	d
Oulmès	Oul	$-5,88 \pm 0,18$	-43 ± 2	4,5
Issouka	Iss	$-5,50 \pm 0,15$	-42 ± 2	1,6
Moulay Ali Chérif	MAC	$-8,49 \pm 0,07$	-63 ± 3	5,0

Tableau 14: Teneurs isotopiques des eaux thermales étudiées au niveau du domaine meseto-atlasique (Campagne 2014).

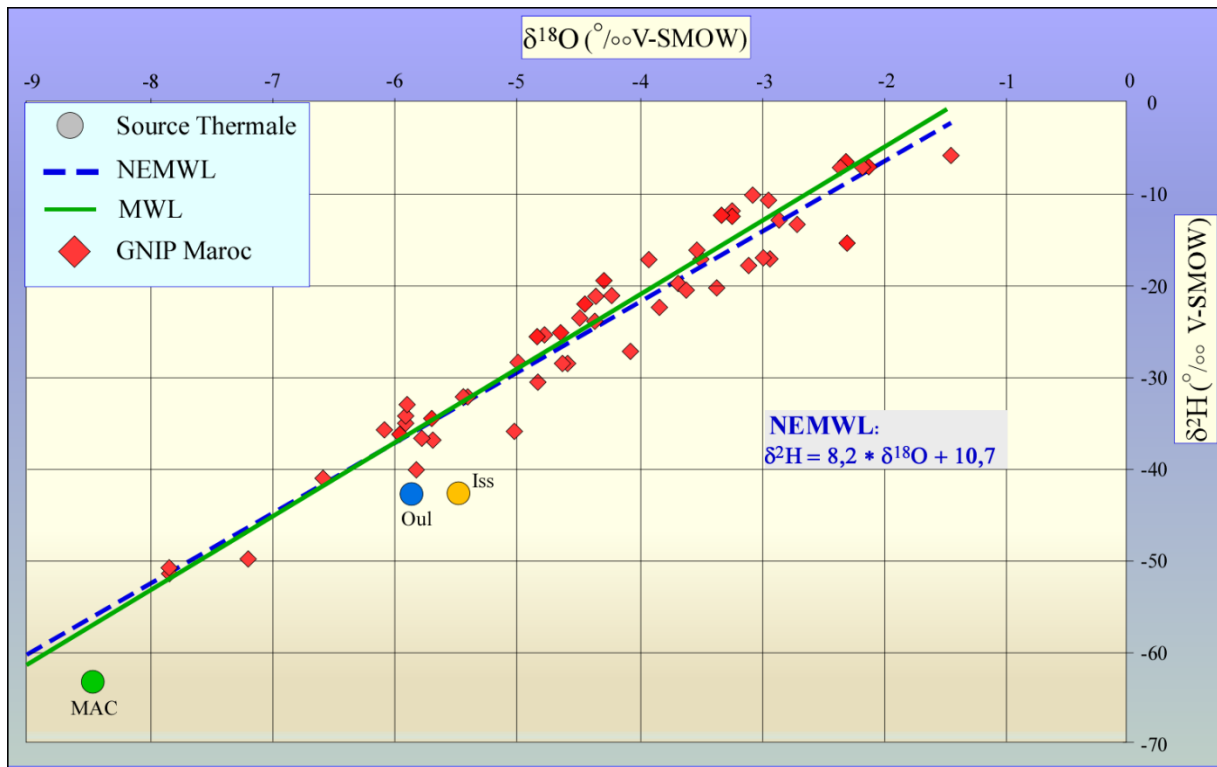


Figure 81: Relation δ^2H versus $\delta^{18}O$ des eaux thermales meseto-atlasiques ainsi que les précipitations enregistrées au Maroc durant la période 1994-2004 (GNIP).

II-2 Altitude des zones de recharge des sources meseto-atlasiques

Le manque de données mensuelles, mentionné précédemment, en $\delta^{18}O$ et δ^2H sur les précipitations dans le DMA, constitue un problème dans la détermination d'un gradient altitudinal régional. Cependant, les travaux antérieurs (Bouchaou *et al.*, (1995) ; El Ouali, (1999) ; Bahir *et al.*, (2001), Mennani *et al.*, (2001), Winckel *et al.*, (2002); AIEA, 2004) permettent de proposer la valeur de $-0,25 \pm 0,03\text{‰}$ pour 100 m d'élévation comme valeur du gradient isotopique altimétrique au Maroc (Fig. 82).

En admettant qu'il n'y ait pas eu de fractionnement isotopique après l'infiltration des eaux, les données de la figure 82 montrent que l'altitude de la zone de recharge calculée dans le domaine meseto-atlasique oscille entre 1093 m et 2141 m (Tableau. 15). Au Maroc, cette altitude n'est observée que dans le Haut et le Moyen Atlas ainsi que dans le Rif. De ce fait, les chaînes atlasiques constitueraient les principales zones de recharge des eaux d'Issouka, d'Oulmès et de My Ali Chérif. Cette conclusion a également été adoptée pour l'ensemble des sources thermales marocaines par El Morabiti *et al.*, (2008) et Barkaoui *et al.*, (2013).

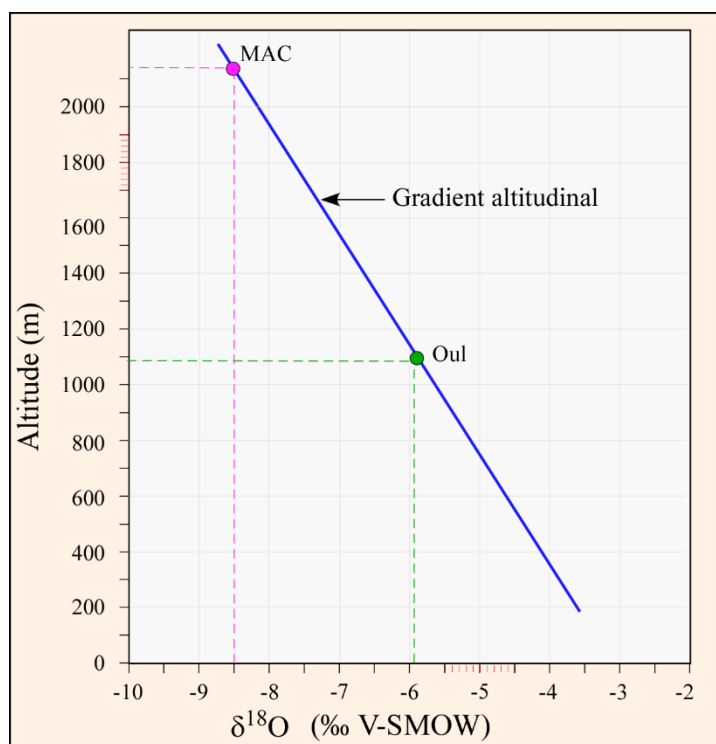


Figure 82: Détermination des altitudes moyennes des zones de recharge au niveau du DMA.

Source	Code source	Altitude (m)	Zone de recharge (m)
Oulmès	Oul	568	1093
Issouka	Iss	1352	Non déterminée
Moulay Ali Chérif	MAC	1237	2141

Tableau 15: Altitudes moyennes des zones de recharge des sources thermales du DMA.

II-3 Le temps de séjour des eaux thermales

Comme pour les eaux thermales du FCSR, le tritium, excellent traceur intrinsèque de la molécule d'eau, a été dosé dans les eaux chaudes des résurgences thermales meseto-atlasiques. La radioactivité constitue un outil particulièrement bien adapté à la datation d'eaux vieilles de quelques dizaines d'années au plus.

La représentation graphique du ^3H vs $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 83) montre que les sources thermales du DMA ont des valeurs de tritium inférieures à 1UT, indiquant que leur recharge s'est effectuée avant 1950. Ce constat a également été évoqué par El Morabiti *et al* (2008).

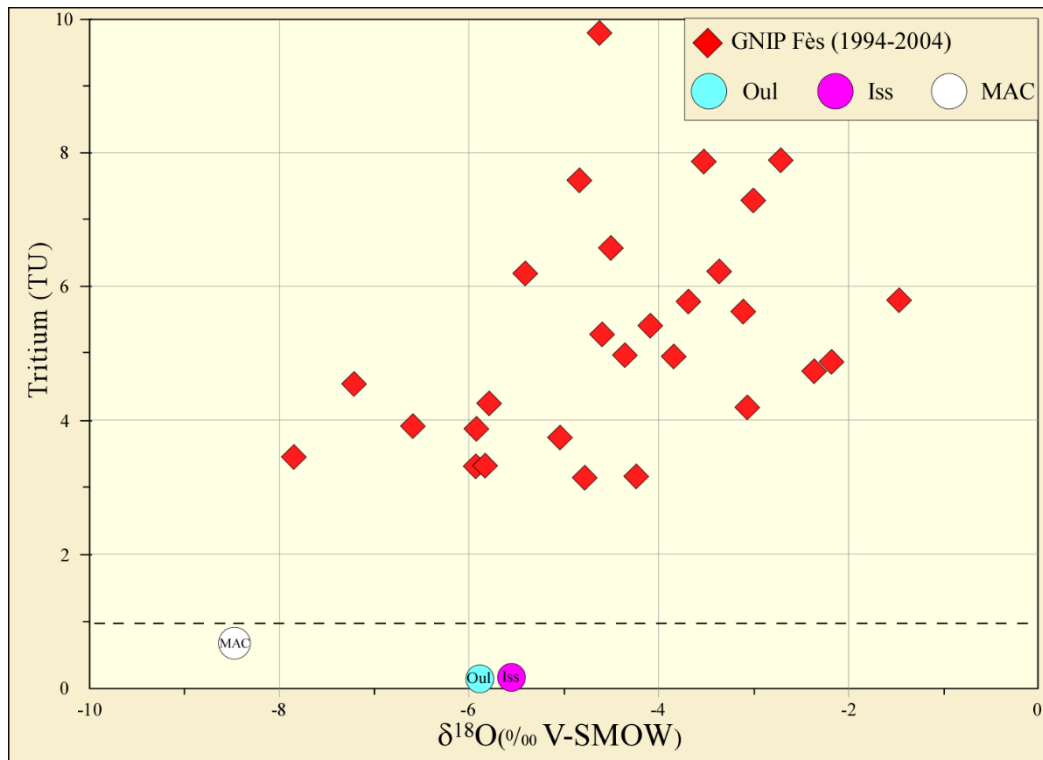


Figure 83: Diagramme binaire Tritium vs $\delta^{18}O$ pour les eaux thermominérales échantillonnées au niveau du DMA ainsi que les données des précipitations de certaines stations marocaines GNIP (1994-2004)

II-4 Traçage isotopique par le carbone 13 (^{13}C)

La mesure du $\delta^{13}C$ est utilisée dans le traçage des écoulements souterrains comme outil de datation indirecte (Clark et Fritz, 1997). Elle permet d'obtenir des informations sur les différentes sources éventuelles de carbone et les réactions ayant lieu dans le sous-sol, en fonction des milieux traversés (roche sédimentaire, métamorphique ou magmatique, etc.). Il est possible ainsi, de différencier les apports de carbone dans l'eau, tel que le CO_2 atmosphérique ou le carbone issu de la dissolution des minéraux carbonatés (Appelo et Postma, 2005).

La représentation graphique de la variation de $\delta^{13}C_{CITD}$ en fonction de HCO_3 (Fig. 84), montre que les échantillons des eaux thermales atlasiques se positionnent dans une zone de mélange théorique entre une source minérale et une source organique de carbone. Cependant, les eaux de la source thermique d'Oulmès montrent des teneurs relativement élevées en CITD.

Par ailleurs, les teneurs élevées en CITD sont le plus souvent associées à un volcanisme actif ou éteint ou à une zone affectée de failles enracinées dans la croûte inférieure (Toutain et Baubron, 1999). La source d'Oulmès sourde au niveau de l'accident majeur lithosphérique de Smâala-Oulmès (Cailleux, 1974). Cet accident aurait donc contribué à un apport du carbone dans les eaux thermales de cette source. D'ailleurs, Tassi *et al.*, (2006) ont confirmé que les eaux

thermales riches en CO₂ avec des anomalies de ³He, comme celles de la source thermale d'Oulmès, seraient vraisemblablement liées à un dégazage du manteau survenu au niveau de cette zone par l'intermédiaire de l'accident lithosphérique de Smâala-Oulmès.

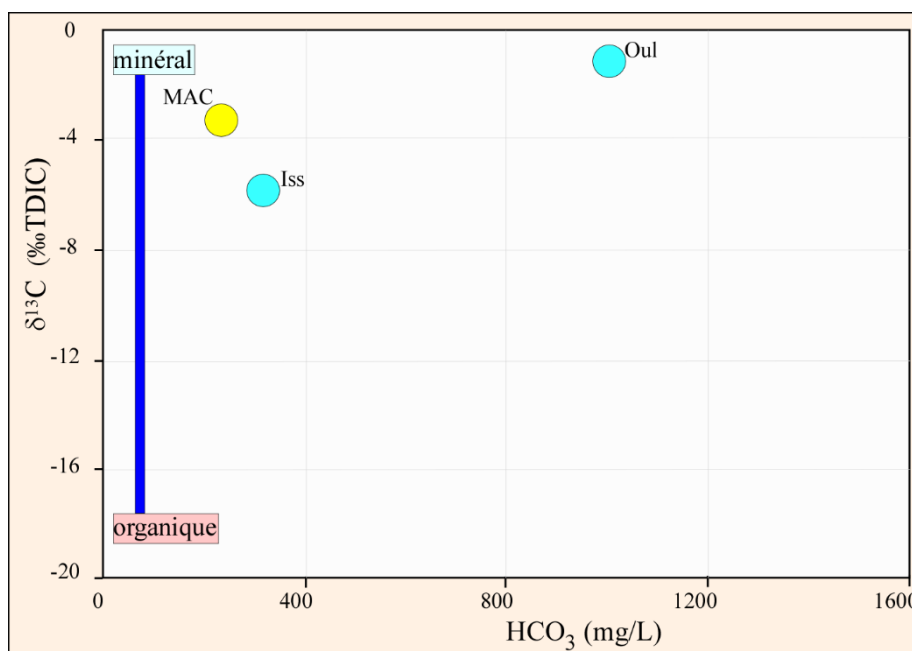


Figure 84: Variation de $\delta^{13}C_{TDIC}$ en fonction de HCO_3 des eaux thermales du DMA

II-5 Thermométrie

Le diagramme triangulaire Na-K-Mg^{1/2} proposé par Giggenbach (1988) est employé dans l'étude des aquifères géothermaux afin d'en déterminer les températures. Il a l'avantage de préciser l'état d'équilibre (complet, partiel ou absent) d'une eau thermale vis à vis des phases minérales choisies à une température donnée d'une part, et de visualiser la température à l'équilibre, d'autre part.

L'application du diagramme Na-K-Mg^{1/2} aux eaux thermales étudiées du DMA (Fig. 85), montre que les points représentatifs de ces eaux se subdivisent en deux groupes. Cette subdivision est en accord avec la classification antérieurement définie par les teneurs de la TDS.

Les eaux d'Oulmès et d'Issouka faiblement minéralisées tombent dans le champ des eaux immatures, près du pôle magnésien, indiquant ainsi leur mélange avec les eaux superficielles immatures. Seul le point représentatif des eaux thermales de Moulay Ali Chérif (source fortement minéralisée par rapport aux deux autres sources du DMA) montre une certaine tendance à l'équilibre thermodynamique en se situant dans le domaine des eaux partiellement équilibrées. Cette position serait probablement liée à l'encaissant marneux imperméable qui

entrave le mélange de cette eau thermique avec les eaux superficielles. Une telle hypothèse a été évoquée pour les sources thermales de My Yacoub et d'Outita du FCSR qui sourdent au niveau des marnes imperméables du Miocène.

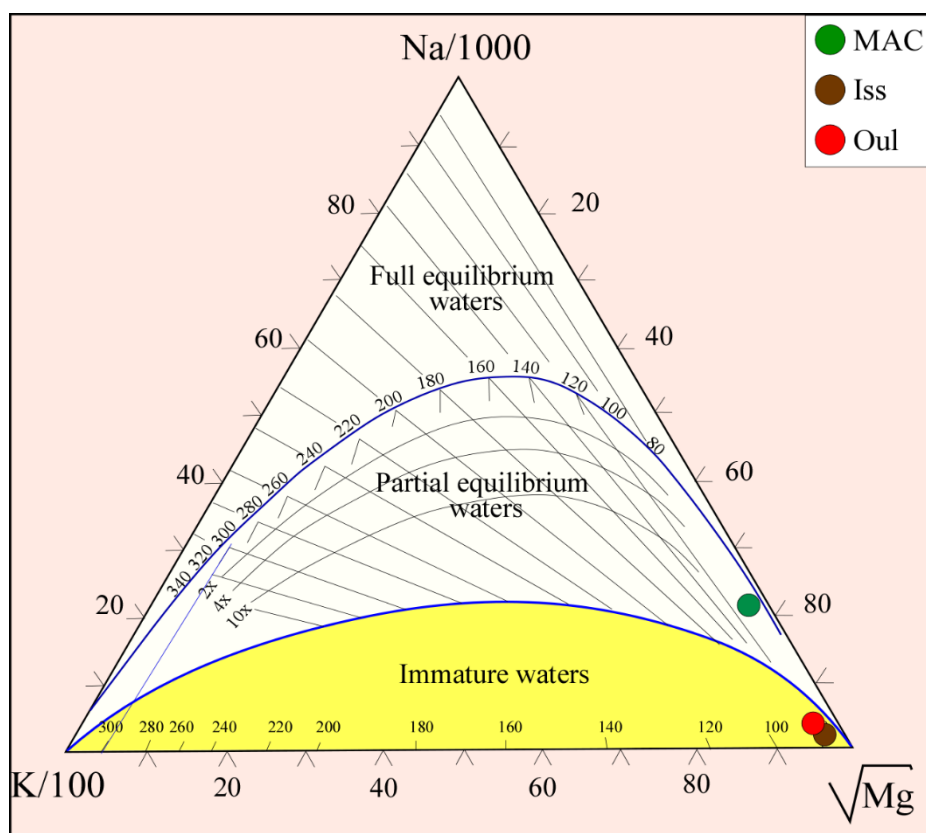


Figure 85: Diagramme triangulaire Na-K-Mg^{1/2} appliqué aux sources thermales étudiées au niveau du DMA (d'après Giggenbach 1988).

Deux méthodes ont été utilisées pour l'estimation des températures d'équilibre des eaux thermales meseto-atlasiques :

- La géothermométrie classique utilisant les géothermomètres Na/K et K/Mg a permis de mettre en évidence des températures d'équilibre oscillant entre 64 et 96 °C (Tableau. 16).
- La géothermométrie chimique à composants multiples (Spycher *et al.*, 2014) a permis la détermination des températures d'équilibre oscillant entre 50 et 96 °C pour l'ensemble des eaux thermales échantillonnées dans le domaine meseto-atlasique (Tableau. 16).

Sachant que le gradient géothermique régional est de 42 °C. km⁻¹ (Barkaoui *et al.*, 2015) et que la température moyenne de l'eau d'infiltration est de 20 °C (El Morabiti *et al.*, 2008), les

profondeurs théoriques du réservoir correspondant aux températures d'équilibre déterminées, seraient comprises entre 714 et 1805 m (Tableau. 16).

A Issouka, l'épaisseur des formations triasico-jurassiques est estimée à 350m. Ainsi, la profondeur du réservoir de la source thermique d'Issouka, estimé à 714 m, coïnciderait avec le socle cristallophyllien paléozoïque. De même une profondeur de 1805m attribuée au réservoir alimentant la source thermique de Moulay Ali Chérif suggèrerait une circulation encore plus profonde au niveau du socle paléozoïque.

Source	Calcédoine	Na/K – K/Mg	Multi-minerals PHREEQC	T _{equil}	D
Oul	79	nd	80 (Cha/Alb/Q) - 90 (Cha/Alb/Q)	79	1405
Iss	nd	nd	50 (Cal/Ara/Bar)	50	714
MAC	nd	96 – 64	50 (Gyp/Flu/Bar/Q) - 60 (Gyp/Anh/Flu/Cha/Q/Alb)	96	1805

Tableau 16 : Valeurs théoriques de la température d'équilibre (T_{equil}) obtenues par la géothermométrie classique (Fournier, 1977 et Giggenbach, 1988) et chimique (Spycher et al., 2014).

Les paragenèses minérales correspondantes à la température du réservoir sont indiquées :

Anh: Anhydrite; Alb: Albite; Ara: Aragonite; Bar: Barytine; Cal: Calcite; Dol: Dolomite; Flu: Fluorite; Gyp: gypse; Q: Quartz, Cha : Calcédoine.

nd : non déterminé

III-Conclusion

L'ensemble des données hydrochimiques et géochimiques des eaux thermales du DMA étudiées permettent de distinguer deux groupes de sources :

- Sources faiblement minéralisées (Oulmès et Issouka)
- Source fortement minéralisée correspondant à celle de My Ali Chérif.

La signature chimique de chaque type de source est en étroite relation avec : (1) le degré d'interaction eau-roche et l'hétérogénéité de la nature lithologique des formations géologiques traversées (évaaporites, calcaires, marnes, grès, ignés etc.) ; et (2) les processus de mélange entre les eaux thermales profondes et les eaux immatures superficielles. L'application de la géothermométrie chimique atteste de l'effet des éventuels mélanges des eaux au niveau des réservoirs de nature lithologique variée au cours de leur ascension vers la surface. Les résultats géochimiques suggèrent également l'hypothèse d'une circulation plus profonde des eaux au-delà

du réservoir mésozoïque principal, tel que le socle paléozoïque. Ceci a été corroboré par les bonnes corrélations inter-éléments.

La principale caractéristique des résultats isotopiques est la confirmation de l'origine météorique de ces eaux thermales. Le traçage des eaux par le tritium a permis d'estimer de façon approximative que la recharge de ces eaux s'est effectuée avant les années 1950, avec des zones de recharge dont les altitudes oscillent entre 1093m et 2141m.

Les eaux carbo-gazeuses d'Oulmès montrent des teneurs relativement élevées en CITD suggérant une contribution endogène de CO₂ liée probablement à un dégazage du manteau survenu au niveau des zones où les systèmes de failles NE-SW sont actifs comme la faille de Smâala-Oulmès.

*Chapitre VI : Comparaison entre les systèmes
hydrothermaux du FCSR et ceux du DMA*

I- Hydrochimie des sources thermales du FCSR et du DMA.

Dans ce travail, malgré le nombre très limité des sources thermales étudiées, le choix de ces dernières est basé sur leur répartition géographique et géologique.

Ces sources chaudes, dont le choix tient compte également de l'encaissant hôte, sont réparties dans les différents domaines structuraux marocains. Cette répartition est la suivante :

- La source d'Oulmès, sourde au niveau des formations cristallophylliennes paléozoïques du Massif Hercynien Central marocain du domaine mesetien.
- Les sources d'Issouka et de My Ali Chérif sourdent notamment dans les formations calcaro-dolomitiques des domaines, moyen et haut atlasiques.
- La résurgence de My Yacoub sourde au sein des formations marneuses tortoniennes du bassin de Saïs.
- Les sources d'Outita, de Bab Tiouka, de My Driss Zerhoun, de Hamma Zalagh et de Tghat, sourdent dans les différentes formations géologiques calcaires jurassiques et marneuses tertiaires affleurantes au niveau du FCSR.
- Enfin, la source d'Ain Allah est tirée directement par un forage du réservoir liasique, et constitue de ce fait un témoin de ce dernier.

Ainsi, la comparaison entre ces différentes sources thermales portant sur quelques paramètres essentiels, permettra de suivre l'évolution et l'impact de la couverture sur la composition chimique des eaux chaudes de ces sources ainsi que leur lien de parenté.

I-1 Paramètres physico-chimiques

Les valeurs des paramètres physico-chimiques consignées dans les tableaux (1 et 10) permettent de faire les constatations suivantes :

- Une variation de température, liée à une perte de chaleur ou à un mélange avec les eaux superficielles survenus au cours du transfert de ces eaux vers la surface. L'écart de température observé au niveau des sources thermales du FCSR dépasse largement celui enregistré au niveau des sources meseto-atlasiques.
- Les valeurs du potentiel d'hydrogène de l'ensemble des sources thermales étudiées attestent d'un caractère alcalin. Ce caractère serait acquis par l'interaction de ces eaux avec la nature lithologique des réservoirs traversés notamment le réservoir carbonaté jurassique.

- Les valeurs de la TDS sont très élevées pour les sources du FCSR par rapport à celles du DMA. Cette variation, à l'exception de la source d'Oulmès, pourrait être liée à l'interaction des eaux thermales avec les divers faciès lithologiques de la couverture secondaire et tertiaire, ainsi qu'au temps de rééquilibrage pendant le séjour de ces eaux dans les réservoirs. La variation de la TDS permet de distinguer trois groupes de sources thermales (Fig.86) :
 - Groupe (G₁) correspond aux sources thermales fortement minéralisées (TDS > 28600 mg/L) et englobe les sources de Bab Tiouka et de Moulay Yacoub.
 - Groupe (G₂) matérialise les sources thermales moyennement minéralisées (5500mg/L < TDS < 9070mg/L) et assemble Hamma Zalagh et Outita du FCSR ainsi que My Ali Chérif du Haut Atlas.
 - Groupe (G₃) : il s'agit des sources thermales faiblement minéralisées (TDS < 2690 mg/L) réunissant Moulay Driss Zerhoun, Tghat et Ain Allah du FCSR et Oulmès et Issouka du domaine meseto-atlasique.

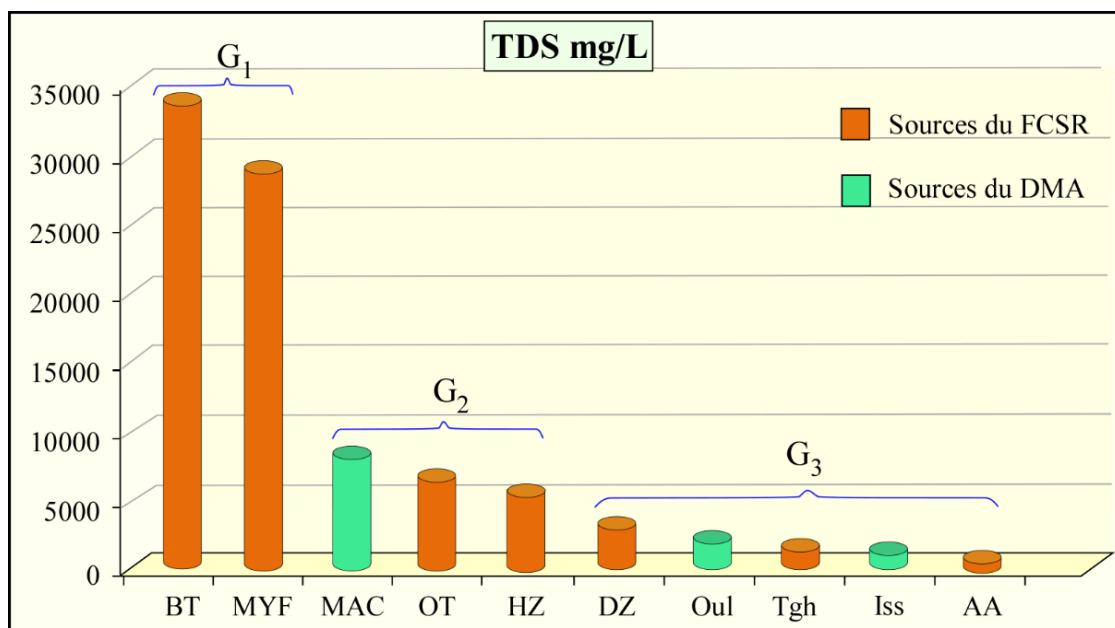


Figure 86: Histogramme de TDS des sources thermales étudiées au niveau du DMA et du FCSR.

I-2 Classification chimique

Les éléments majeurs analysés au sein des eaux des sources thermales étudiées ont été consignés dans le tableau 17.

Sources	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Cl (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	SO ₄ (mg/L)	∑ cations	∑ anions
BT	1029,67	467,25	10649,70	143,87	19310,41	656,05	0,86	12290,49	19967,31
MYF	1012,88	276,40	8817,33	247,67	16091,10	1207,35	33,68	10354,28	17332,13
MAC	490,88	76,58	2502,41	21,30	3902,10	237,46	1285,21	3091,19	5424,77
OT	322,51	115,31	1573,75	29,80	2538,53	258,26	1061,37	2041,38	3858,17
ZH	156,12	57,07	1392,89	29,11	2494,56	225,63	210,89	1635,19	2931,08
DZ	503,87	118,66	307,08	6,39	489,29	266,82	1518,42	935,99	2274,53
Oul	190,66	52,49	242,65	23,95	284,39	1006,92	10,28	509,75	1301,59
Tgh	52,70	31,25	233,84	4,20	260,94	312,73	167,46	321,99	741,12
Iss	87,03	26,81	139,14	1,24	237,70	316,52	67,06	254,23	621,28
AA	64,83	32,13	54,03	1,21	83,71	303,19	24,95	152,19	411,85

Tableau 17 : Composition en éléments majeurs des eaux thermales étudiées du DMA et du FCSR.

I-2-1- Comparaison des faciès

L'application du diagramme du Durov (1948) aux eaux thermales du FCSR et du DMA (Fig. 87), permet de mettre en évidence une grande diversité des caractéristiques chimiques relatives aux taux de minéralisation dans ces eaux chaudes. Il permet de classer ces eaux thermales en trois faciès : i) sulfaté chloruré (DZ), ii) bicarbonaté calcique (AA et Oul) et iii) un faciès chloruré sodique (Tgh, OT, HZ, BT, MYF, Iss et MAC). Ce dernier faciès affiche une forte représentativité parmi les sources thermales des deux domaines en réponse à l'interaction de ces eaux avec les formations évaporitiques triasiques largement répandues.

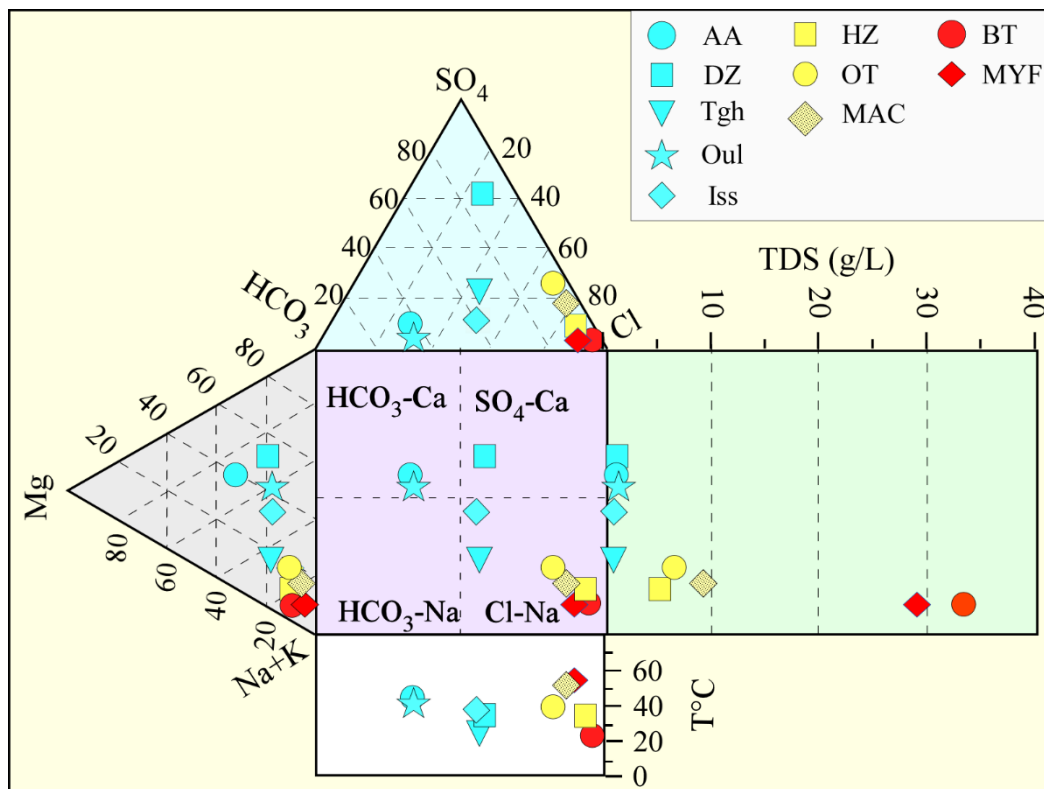


Figure 87: Classification physico-chimique des eaux thermominérales échantillonnées au niveau du FCSR et du DMA (Diagramme du Durov 1948).

I-2-2 Parenté chimique.

Sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff (Fig. 88), les spectres des différentes sources thermales affichent un parallélisme quasi parfait. Ce parallélisme est perturbé par des anomalies négatives en SO_4^{2-} observées dans les spectres de BT et de My Yacoub et positives dans celui de DZ. Ces perturbations sont en relation avec le comportement de cet élément au sein des solutions aqueuses. En effet, cet élément peut, lors du transfert de ces eaux vers la surface, soit persister en tant que solution dans ces eaux, ou exister comme phase gazeuse qui s'échappe à l'arrivée de l'eau à la surface. Malgré ces perturbations, le parallélisme quasi parfait de ces spectres attesterait d'une même parenté chimique pour l'ensemble des eaux thermales étudiées.

Ce diagramme permet la distinction de trois groupes de sources :

- Sources fortement minéralisées (MYF et BT) sourdant au niveau des marnes du Miocène et du Crétacé.
- Sources moyennement minéralisées (OT, HZ et MAC) sourdant au niveau des formations marno-calcaires du Jurassique.
- Sources faiblement minéralisées sourdant au niveau des formations liasiques (Iss, DZ, Tgh et AA) ou dans les formations cristallophylliennes du Paléozoïque (Oul).

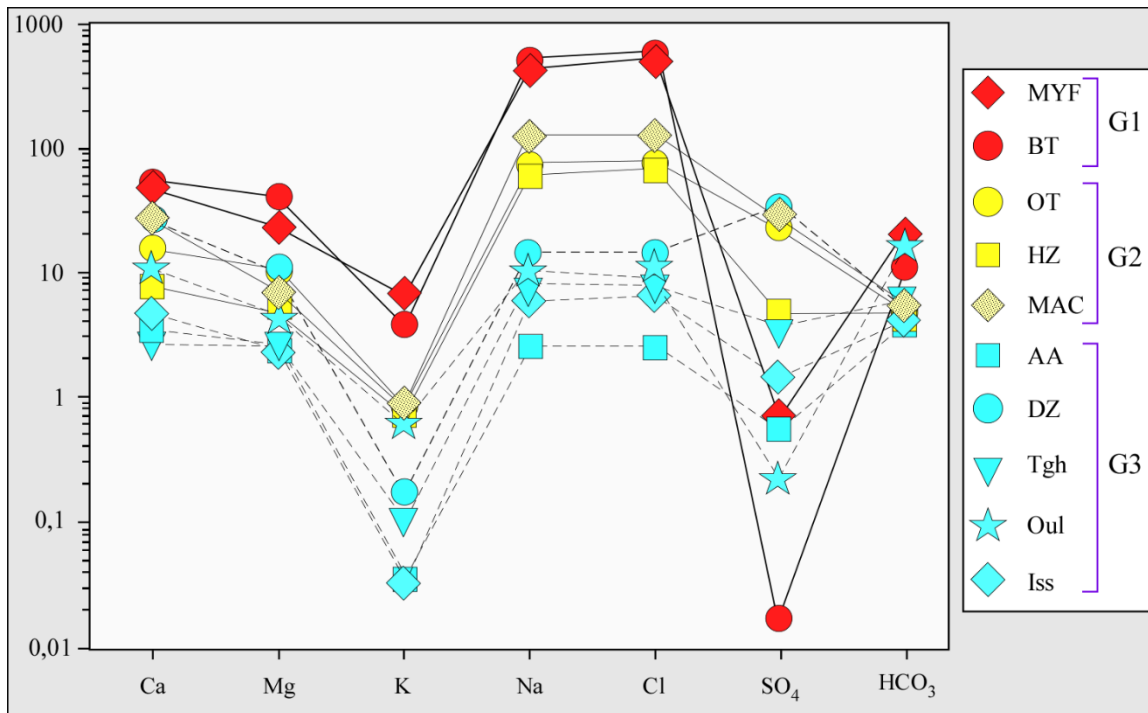


Figure 88: Représentation des éléments majeurs des sources thermales étudiées au niveau du FCSR et du domaine meseto-atlasique sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.

Cet enrichissement graduel en élément majeur (Fig. 89) observé depuis les sources sourdant au niveau du socle paléozoïque et jurassique jusqu'aux sources sourdant au niveau des formations tertiaires, serait en relation étroite avec l'interaction de ces eaux, au cours de leur transfert vers la surface, avec la couverture secondaire et tertiaire.

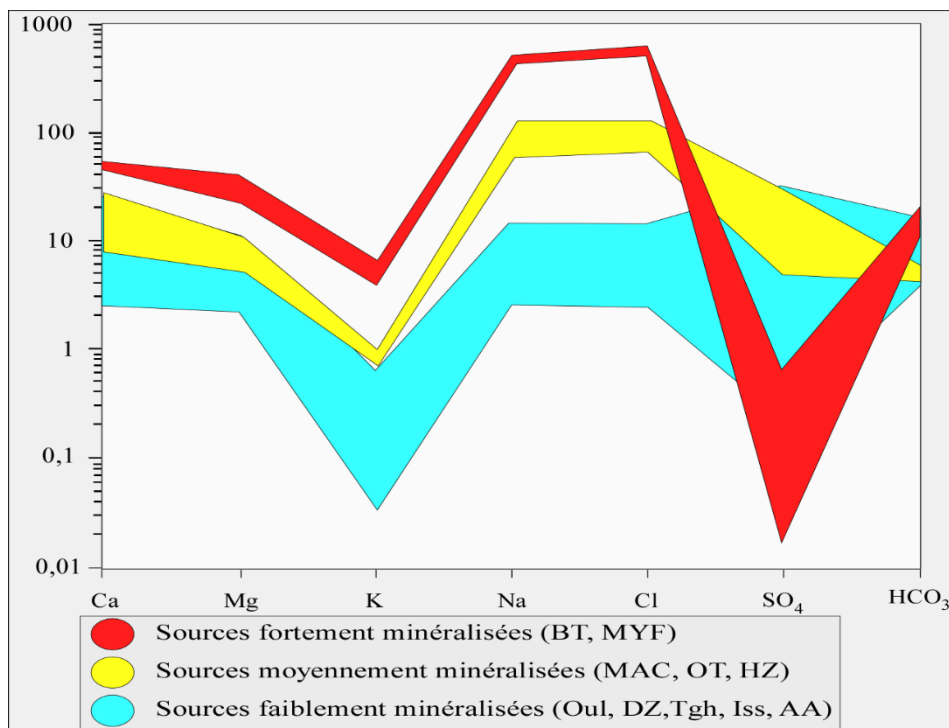


Figure 89: Représentation des plages des éléments majeurs des sources thermales étudiées sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff.

I-3 Corrélations chimiques.

Les diagrammes de corrélation binaire établis entre les différents éléments majeurs des eaux thermales du FCSR et meseto-atlasiques, montrent une divergence de leur coefficient de corrélations.

Ainsi, l'évolution des teneurs en Na^+ en fonction du Cl^- (Fig. 90), montre que l'ensemble des points représentatifs des eaux thermales du FCSR et du DMA, s'aligne suivant une droite rectiligne avec une tendance ($R^2=1$). Ceci suggère une même origine pour ces deux éléments. Cependant, cette tendance est caractérisée par un enrichissement progressif en ces deux éléments depuis les eaux des sources sourdant dans le socle paléozoïque jusqu'à celles qui émergent dans les formations tertiaires. Ce constat, attesterait de l'impact géochimique des réservoirs salifères sur ces eaux thermales au cours de leur transfert vers la surface.

L'absence d'une parfaite corrélation ($R^2=0.86$) entre le sodium et le calcium (Fig. 90), plaiderait pour deux origines :

- Dissolution de l'halite du Trias pour le Na. (Réaction 1).
- Dissolution des minéraux calco-sodiques (plagioclases et pyroxènes) des basaltes doléritiques triasiques et des roches magmatiques et métamorphiques du socle paléozoïque.

En outre, la corrélation entre Ca et Mg ($R^2=0,84$) témoigne d'une origine diversifiée pour ces deux éléments. Une origine, autre que la calcite et la dolomite du réservoir jurassique (Fig. 90). Ces éléments auraient, vraisemblablement, été libérés par des minéraux ferromagnésiens (pyroxènes et amphiboles) des basaltes triasiques, ou encore des formations cristallophylliennes profondes du Paléozoïque.

Par ailleurs, la corrélation Ca vs SO_4 fait apparaître deux ensembles (Fig. 90) :

- Un premier ensemble montrant une parfaite corrélation entre Ca et SO_4 ($R^2=0,97$). Cette dernière marque un enrichissement progressif de ces deux éléments depuis les sources thermales du G3 (AA, Iss, Tgh et DZ) jusqu'à celles du G2 (HZ, OT et MAC), traduisant un enrichissement simultané en ces deux éléments. Cet enrichissement serait en relation avec la dissolution du gypse (réaction 5 chap V-A), de l'anhydrite et des sels sulfatés présents dans les formations évaporitiques de la couverture secondaire et tertiaire, comme il pourrait être lié à l'oxydation de la pyrite (réaction 6 chap V-A).

- Un deuxième ensemble, appauvri en SO_4 et riche en Ca, regroupant les sources thermales du G1 (MYF, BT) et celle d'Oulmès. L'appauvrissement en SO_4 s'expliquerait par une évaporation des sulfates et/ou une réduction en sulfures. Cependant, l'enrichissement en Ca serait en relation avec une circulation dans des réservoirs carbonatés jurassiques et tertiaires. Une interaction de ces eaux avec des roches magmatiques paléozoïques peut contribuer à cet enrichissement dans les eaux chaudes de la source d'Oulmès. Cet enrichissement va s'accroître dans le G1 sous l'influence des dolérites basaltiques triasiques. Ce constat apparaît clairement sur le diagramme binaire $(\text{Ca}+\text{Mg})$ vs $(\text{SO}_4+\text{HCO}_3)$ (Fig. 90) où ce groupe G1 se distingue nettement des groupes G3 et G2 lorsque le Mg est additionné à Ca.

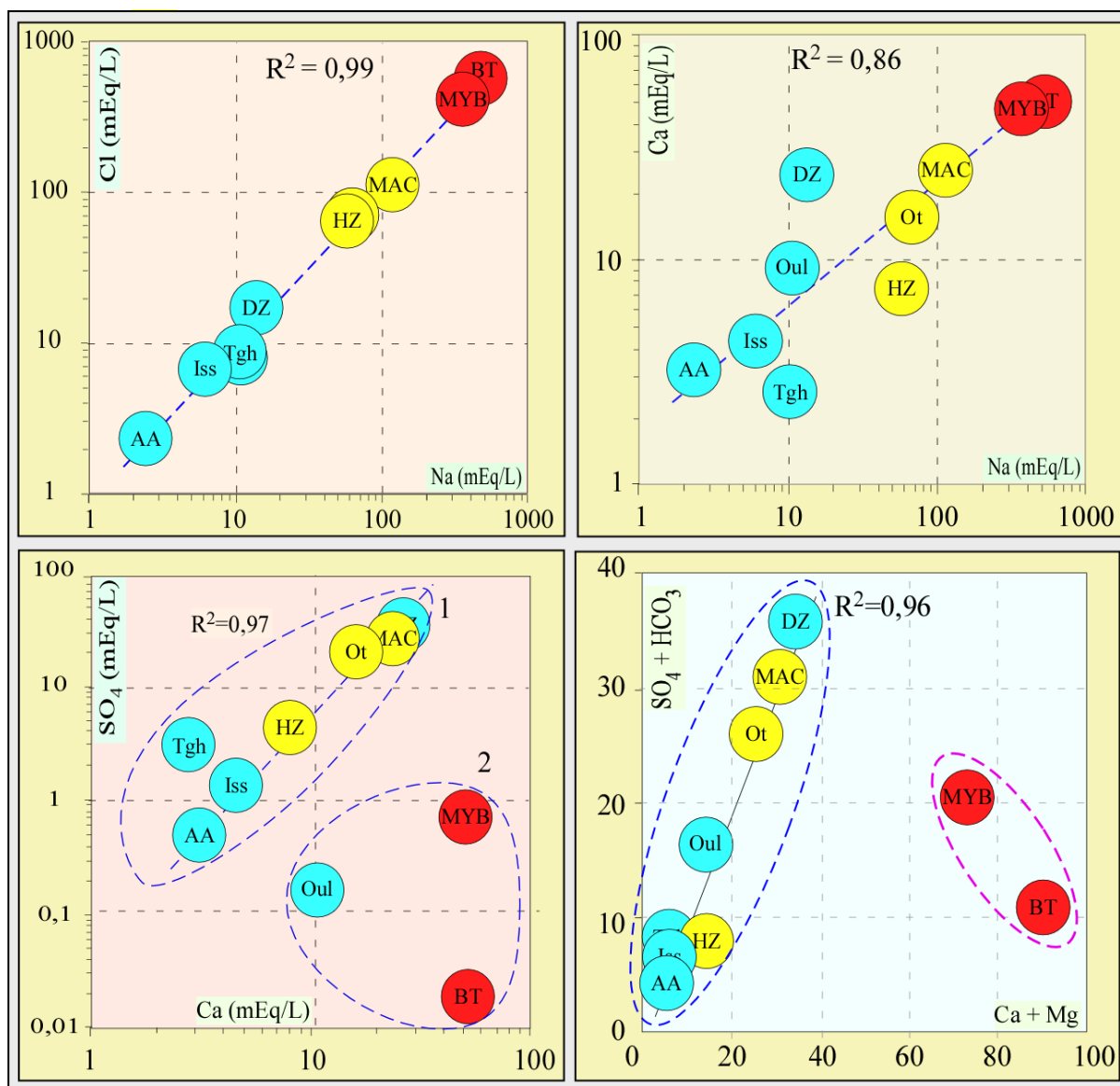


Figure 90: Diagrammes binaires des éléments majeurs des sources thermales étudiées au niveau du FCSR et du DMA.

La variation de la minéralisation observée au sein des eaux thermales du FCSR et du DMA serait en relation avec :

- L'interaction de ces eaux avec les différents faciès lithologiques.
- Un temps de transit au sein des réservoirs et qui est de plus en plus important pour les eaux des sources thermales fortement minéralisées favorisant ainsi, le rééquilibrage entre l'encaissant et les eaux de percolation.

Les corrélations chimiques parfaites observées pour certains éléments attestent que ces eaux thermales ont, au cours de leur transfert vers la surface, toutes réagies avec les formations carbonatées jurassiques et évaporitiques triasiques et tertiaires. D'autres corrélations imparfaites indiquent des origines diverses relatives aux roches magmatiques triasiques ou cristallophylliennes du socle hercynien.

Par ailleurs, d'autres phénomènes tels que les mélanges, se produisant à des niveaux superficiels, peuvent oblitérer la vraie minéralisation de ces eaux.

I-4 Nature lithologique des réservoirs

Comparées aux spectres de D'Amore (1983), la majorité des spectres des sources thermales du FCSR (MYF, BT, HZ, OT et Tgh) et la source thermale de My Ali Chérif se rapprochent du spectre de type γ caractérisé par des valeurs très faibles des paramètres B et F avec des valeurs élevées du paramètre D (Fig.91-1). Ce type de spectre traduit une circulation très profonde, probablement à travers les roches cristallophylliennes du socle paléozoïque. Cependant, les valeurs élevées du paramètre B et faibles du paramètre A observées dans les spectres des sources thermales MAC, OT et Tgh (Fig. 91-1), seraient en relation avec la circulation de ces eaux dans les formations argileuses évaporitiques triasiques au cours de leur transfert vers la surface. Ceci concorde avec les observations du terrain, puisque ces sources jaillissent à proximité des formations triasiques affleurant au voisinage de MAC et celant le contact chevauchant du FCSR.

Les autres sources thermales affichent des spectres différents de ceux décrits précédemment. Les eaux de la source thermale de Moulay Driss Zerhoun montrent un spectre de type α attestant d'une circulation de ces eaux à travers des réservoirs sulfatés et carbonatés triasico-jurassiques (Fig. 91-2). Celui d'Ain Allah, dévoile un spectre de type β , suggérant une circulation à travers des réservoirs calcaires (Fig. 91-3). Alors que les spectres relatifs aux eaux thermales d'Oulmès et d'Issouka ont une configuration similaire à celle du spectre de type δ , inspirant ainsi une circulation à travers un socle de nature schisto-quartzitique. (Fig. 91-4).

Ainsi, on en conclut que la circulation des eaux thermales du FCSR et du DMA, s'est déroulée à travers les réservoirs paléozoïques, triasiques, jurassiques et tertiaires. Ceci corrobore le choix judicieux de la répartition de ces résurgences, entrepris par ce travail. En effet, au cours de leur transfert vers la surface, la circulation des eaux thermales de certaines sources se limite au réservoir paléozoïque, notamment celle d'Oulmès, alors que d'autres ont traversé les réservoirs sus-jacents triasique et jurassique (MAC et Iss) ou encore jurassique (AA, DZ, OT, HZ et Tgh). Cependant, d'autres sources comme MYF et BT ont, en plus des réservoirs précédents, circulé dans des réservoirs superficiels tertiaires, ce qui explique leur forte minéralisation.

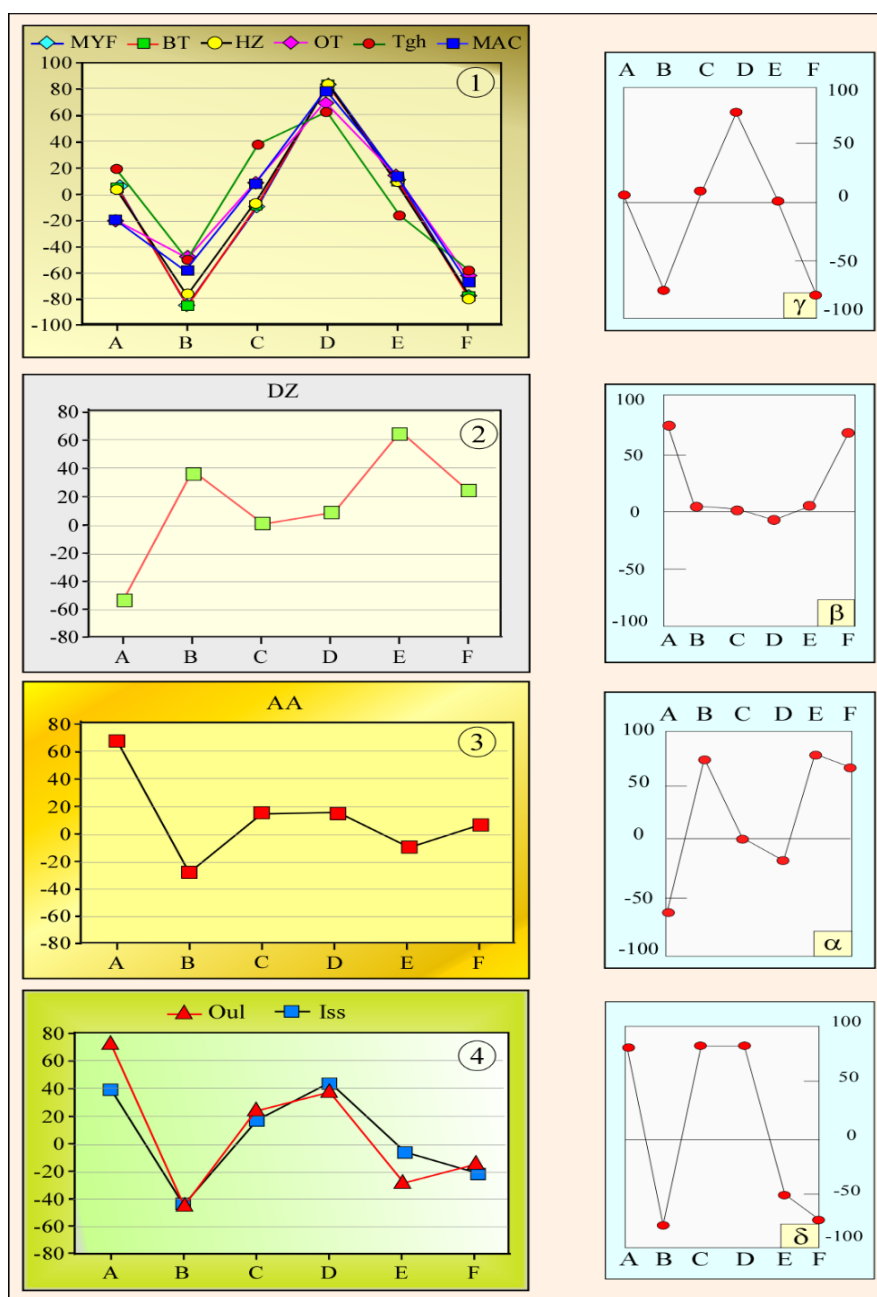


Figure 91: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales échantillonnées au niveau du FCSR et du DMA.

I-5 Les éléments en traces

Le diagramme multi-élément a été adopté pour mieux visualiser la comparaison entre les teneurs des éléments traces des sources thermales du FCSR et du DMA. La source d'Oulmès a la particularité, parmi l'ensemble des sources étudiées, d'être la seule sourdant au niveau du socle paléozoïque de nature granitique. De ce fait, son spectre sera considéré comme référence à laquelle seront comparés les spectres des autres sources thermales (Fig. 92). Ainsi, cette comparaison permet de faire les constatations suivantes :

- L'ensemble des sources thermales affichent des spectres épousant la même allure que celle de la source d'Oulmès. Ce constat permet de déduire que les eaux chaudes de ces différentes sources, ont toutes circulé au niveau des formations cristallophylliennes du paléozoïque. Cette parenté chimique a déjà été mise en évidence par le diagramme de Schöeller-Berkaloff.
- Le Baryum montre des teneurs élevées dans les eaux chaudes de BT et MYF, et faibles pour les autres sources par rapport à la teneur dans celle d'Oulmès. Ces variations s'expliqueraient par la circulation, des eaux des sources enrichies en cet élément, à travers les formations évaporitiques triasiques et marneuses meso-cénozoïques. Cependant, les teneurs faibles en Ba se limiteraient à l'interaction de ces eaux avec les formations carbonatées jurassiques, sans écarter la possibilité d'une éventuelle dilution survenue au sein des réservoirs superficiels.
- Les anomalies positives du bore et du lithium observées au niveau des spectres de BT et MYF seraient probablement liées à une contribution endogène. En effet, les teneurs élevées de ces deux éléments, qui présentent une mobilité élevée dans les phases liquides et gazeuses profondes (Aiuppa *et al.*, 2000), seraient liées à une contribution des fluides volcaniques-hydrothermaux.
- Les faibles teneurs des autres éléments, affichées sur les spectres de ces sources thermales par rapport à celui d'Oulmès, seraient en relation avec d'éventuelles dilutions survenues au niveau des réservoirs sus-jacents au réservoir paléozoïque. Par ailleurs, les spectres de la majorité des résurgences chaudes sont plus enrichis que celui de la source thermique d'Ain Allah qui représente le réservoir liasique. Ceci suggère une circulation de ces eaux chaudes dans des réservoirs autres que celui du Lias.

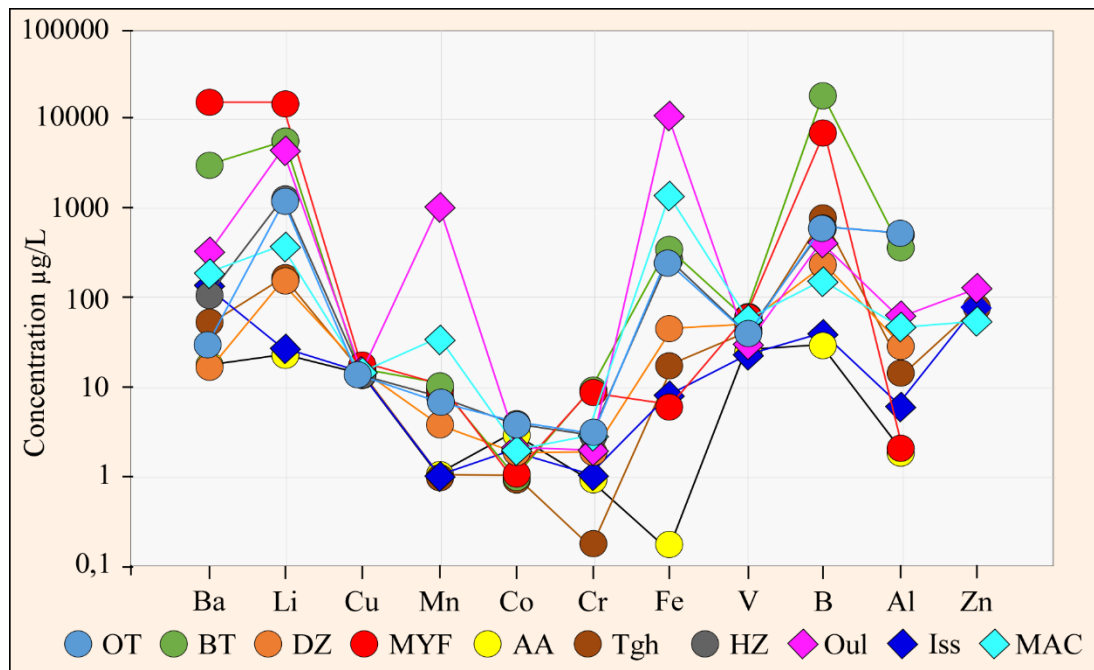


Figure 92: Variation de la concentration des éléments en traces des eaux thermales échantillonnées au niveau du FCSR et du DMA.

I-6 Conclusion

L'approche hydrochimique appliquée aux eaux échantillonnées, au niveau du FCSR et du DMA, a permis, grâce à leur taux d'enrichissement en minéralisation, de subdiviser ces eaux en trois groupes : fortement, moyennement et faiblement minéralisées. D'autre part, les spectres de ces eaux affichent un parallélisme quasi parfait pour celles fortement minéralisées et moins marqué pour les eaux à minéralisation modérée, ce qui plaide pour leur parenté chimique.

L'enrichissement progressif en éléments majeurs pourrait cependant, être en relation avec : i) la circulation des eaux au cours de leur transfert depuis le socle hercynien vers la surface, au sein des réservoirs superficiels notamment triasique, jurassique et tertiaire. ,ii) le temps de transit au sein des réservoirs et qui est de plus en plus long pour les eaux des sources thermales fortement minéralisées favorisant ainsi, le rééquilibrage entre l'encaissant et les eaux de percolation.

Les corrélations chimiques certifient que ces eaux thermales montrent une signature attestant de leur circulation dans les formations cristallophylliennes paléozoïques, basaltiques et argileuses évaporitiques triasiques, ainsi que dans celles carbonatées liasiques et gypsifères marneuses cénozoïques. Cette diversité lithologique des réservoirs a également été mise en évidence par l'application des diagrammes de l'IIRG, ainsi que par les teneurs élevées de certains éléments en trace, notamment le bore et le lithium.

II-Géochimie isotopique

II-1 Contribution des isotopes stables de la molécule d'eau

Les eaux thermales prélevées dans la zone du FCSR et dans le DMA montrent des compositions isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ oscillant entre - 8,5 et - 4,5 ‰ V-SMOW et des teneurs en $\delta^2\text{H}$ variant entre -63 et -32,2 ‰ V-SMOW. (Tableau.18).

Source	code	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$	d
Outita	OT	-4,8 ± 0,13	-35,6 ± 3	2,6
Bab Tiouka	BT	-4,5 ± 0,15	-32,2 ± 3	3,8
My Driss Zerhoun	DZ	-8,4 ± 0,15	-62,5 ± 3	4,8
My Yacoub	MYF	-5,2 ± 0,11	-44,5 ± 6	-2,9
Ain Allah	AA	-5,4 ± 0,12	-44,9 ± 4	-1,9
Tghat	Tgh	-4,9 ± 0,05	-40,7 ± 2	-1,4
Hamma Zalagh	HZ	-6,0 ± 0,26	-39,5 ± 2	8,5
Oulmès	Oul	-5,88 ± 0,18	-43 ± 2	4,5
Issouka	Iss	-5,50 ± 0,15	-42 ± 2	1,6
Moulay Ali Chérif	MAC	-8,49 ± 0,07	-63 ± 3	5,0

Tableau 18: Teneurs isotopiques des eaux thermales échantillonnées au niveau du FCSR et du DMA (Campagne 2014)

Sur le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, l'ensemble des points représentatifs des eaux thermales échantillonnées s'aligne selon une droite de pente proche de 7 (Fig.93). Cette droite est située au-dessous de la droite NEMWL (Winckel *et al.*, 2002), confirmant ainsi leur origine météorique atlantique. Cependant, le décalage isotopique constaté et qui se traduit par un enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ est très important au niveau des sources thermales du FCSR par rapport à celles du DMA. Cet enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ pourrait être lié aux processus d'évaporation lors de l'infiltration des eaux météoriques dans les zones de recharge. Ce phénomène est moins important sur les sources de DZ et MAC qui montrent un appauvrissement $\delta^{18}\text{O}$. Les mêmes tendances de la teneur en deutérium s'affichent dans ces sources thermales. Néanmoins, l'excès de deutérium enregistré

dans les sources thermales du FCSR est très marqué, impliquant l'importance de la participation des processus d'évaporation par rapport à celle des sources thermales du DMA (tableau 18).

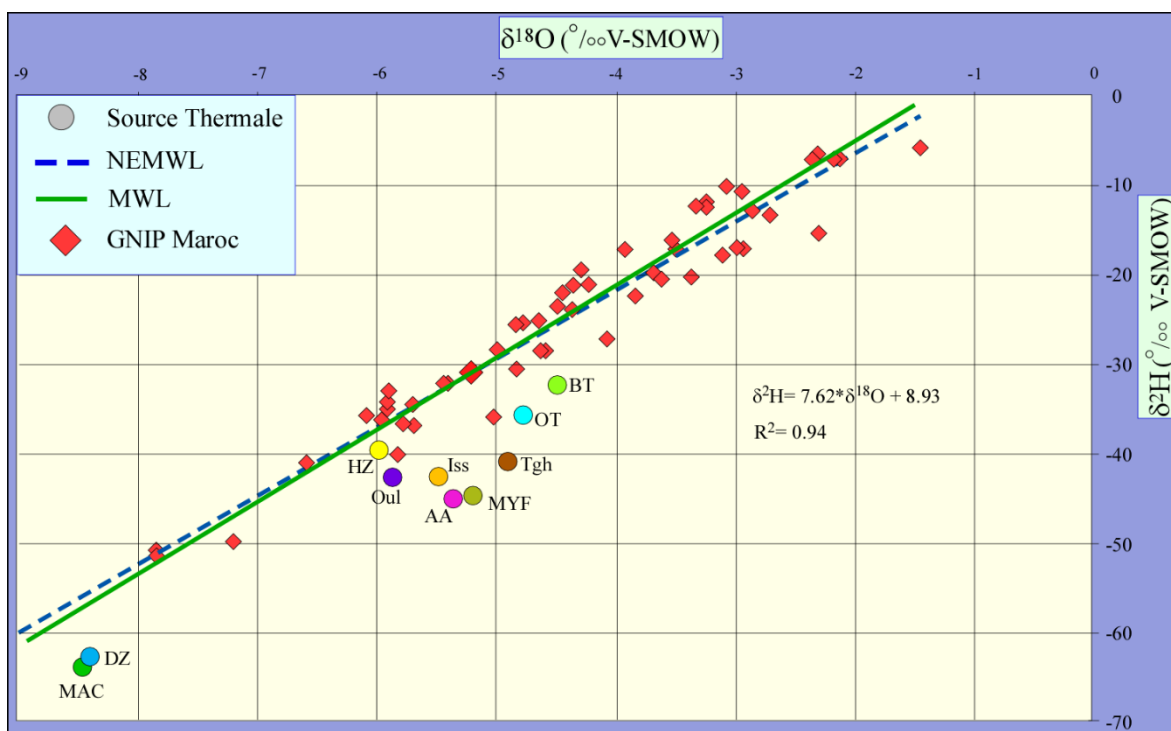


Figure 93: Relation δ^2H versus $\delta^{18}O$ des eaux thermales étudiées au niveau du FCSR et du DMA ainsi que les précipitations enregistrées au Maroc durant la période 1994-2004 (GNIP).

II-2 Les zones de recharge

En l'absence d'un fractionnement isotopique après l'infiltration des eaux, l'altitude de la zone de recharge calculée (Fig. 94) pour les eaux thermales du DMA oscille entre 1090 m et 2140 m, alors que celle déterminée pour les eaux chaudes du FCSR varie entre 540 m et 2110 m (Tableau 19). De ce fait, les zones de recharge dont l'altitude est inférieure à 1000m seraient situées au niveau du Massif Hercynien Central marocain dont les reliefs coïncident avec cette altitude. Ce domaine est caractérisé par une température annuelle moyenne de 24°C, ce qui correspondrait à la zone de recharge des sources thermales du FCSR et où la température annuelle modérée favoriserait les processus d'évaporation au moment de l'infiltration des eaux météoriques. Cependant, les sources meseto-atlasiques seraient caractérisées par des zones de recharge dont les altitudes dépasseraient 1100m là où la température annuelle est froide (16°C), limitant ainsi les processus de l'évaporation au moment de l'infiltration des eaux et seraient par conséquent, situées au niveau des chaînes atlasiques. Les sources de DZ et HZ appartenant au FCSR, sont situées au niveau des zones où l'altitude des reliefs correspond à des zones de recharge dépassant les 1100 m (Jbel Zalagh et Jbel Zerhoun).

Source	Code source	Altitude (m)	Zone de recharge (m)
Outita	OT	265	653
Bab Tiouka	BT	93	540
My Driss Zerhoun	DZ	550	2110
My Yacoub	MYF	254	823
Ain Allah	AA	385	887
Tghat	Tgh	540	707
Hamma Zalagh	HZ	295	1093
Oulmès	Oul	568	1093
Issouka	Iss	1352	nd
Moulay Ali Chérif	MAC	1237	2141

Tableau 19: Altitudes moyennes des zones de recharge des sources thermales du FCSR et du DMA.

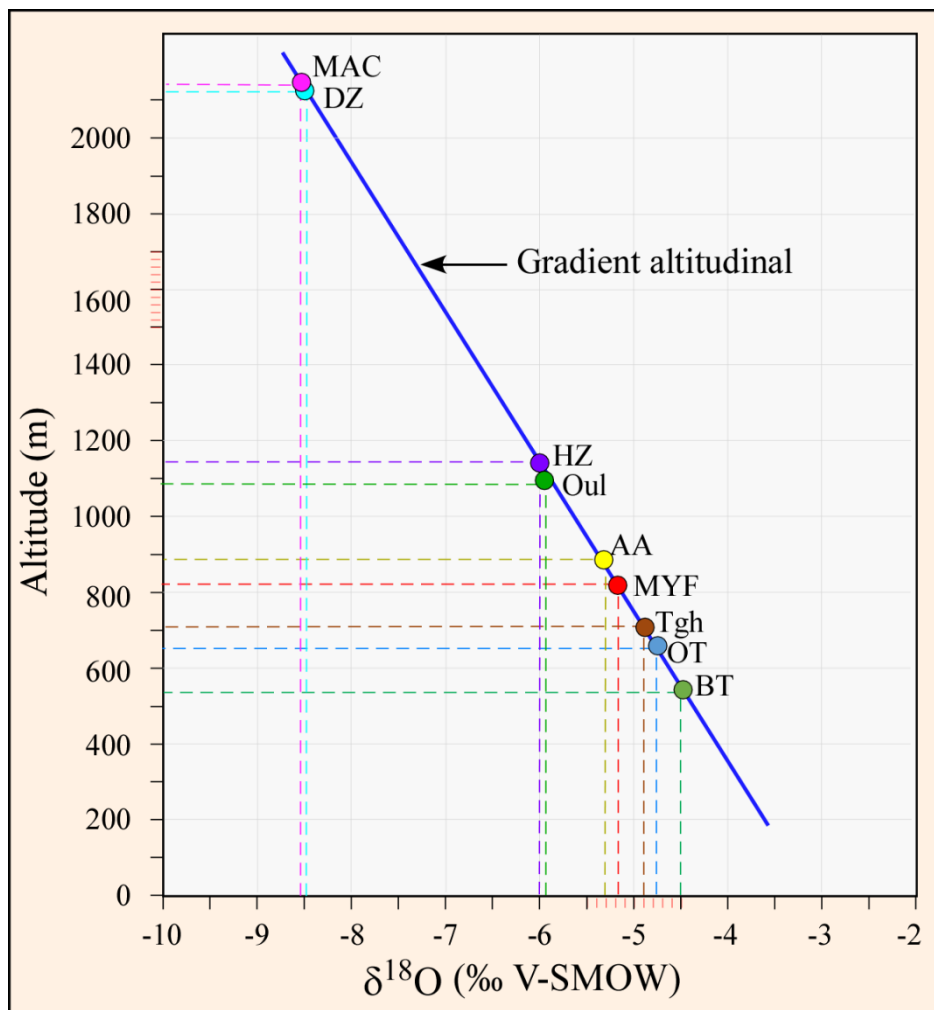


Figure 94: Détermination de altitudes moyennes des zones de recharge au niveau du FCSR et du DMA.

II-3 Le rôle du tritium dans le traçage des eaux souterraines

Les valeurs du Tritium enregistrées au niveau de ces eaux thermales (Tableau. 20), ne dépassent pas 1 UT. Ces valeurs indiquent que l'infiltration des eaux météoriques au niveau des zones de recharge s'est effectuée avant les essais nucléaires des années 50.

Source	code	^3H (UT)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$	Temps de séjour
Outita	OT	$0,2 \pm 0,5$	$-6,1 \pm 0,02$	0-14700
Bab Tiouka	BT	$0,7 \pm 0,5$	$-2,3 \pm 0,58$	Non déterminé
My Driss Zerhoun	DZ	$1,0 \pm 0,7$	$-8,4 \pm 0,47$	2500-7000
My Yacoub	MYF	$0,0 \pm 0,5$	$-6,6 \pm 0,09$	0-6000
Ain Allah	AA	$0,0 \pm 0,4$	$-12,3 \pm 0,08$	0-3000
Tghat	Tgh	$0,0 \pm 0,5$	$-9,0 \pm 0,05$	5000-9000
Hamma Zalagh	HZ	$0,8 \pm 0,5$	$-8,3 \pm 0,68$	5000-10000
Oulmès	Oul	$0,1 \pm 0,5$	$-1,14 \pm 0,04$	Non déterminé
Issouka	Iss	$0,0 \pm 0,4$	$-5,88 \pm 0,05$	Non déterminé
Moulay Ali Chérif	MAC	$0,9 \pm 0,5$	$-7,07 \pm 0,15$	Non déterminé

Tableau 20: Teneur du tritium et du TDIC au niveau des eaux thermales étudiées.

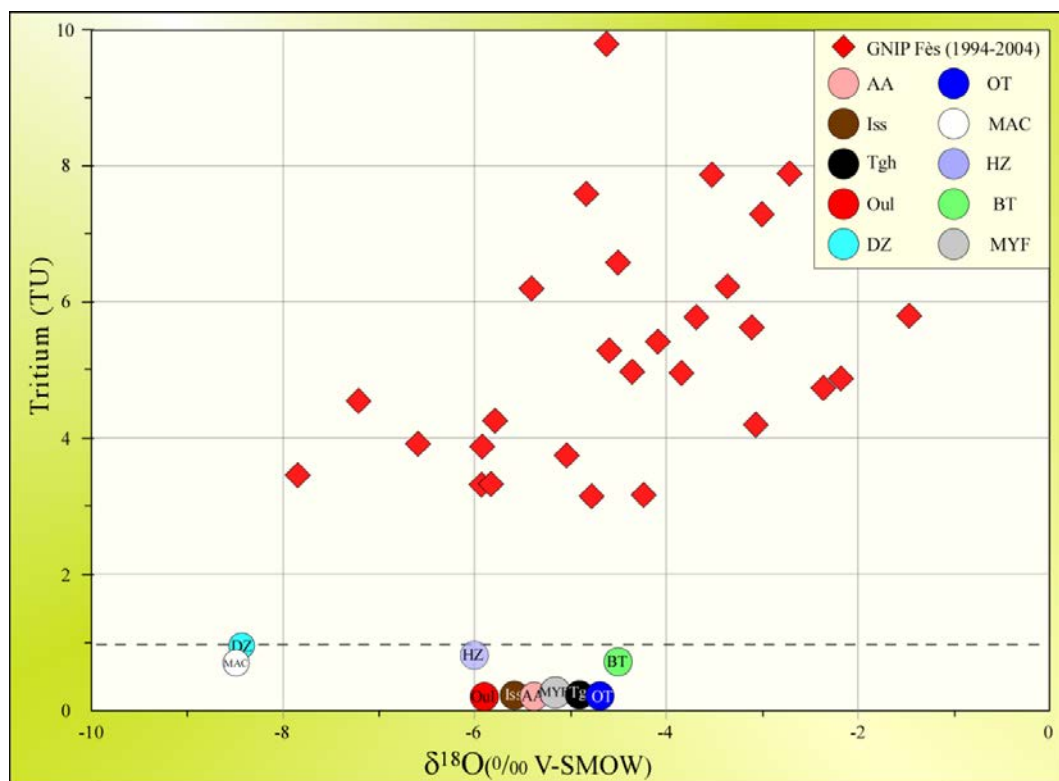


Figure 95: Diagramme binaire ^3H vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux thermominérales échantillonnées ainsi que les données de précipitations de certaines stations marocaines GNIP (1994-2004)

II-4 Thermométrie

La projection des échantillons des sources thermales du FCSR et du DMA sur le diagramme Na-K-Mg (Fig. 96), fait ressortir encore une fois trois groupes nettement bien distincts :

- Groupe des sources fortement minéralisées (MYF et BT) dont les eaux montrent une tendance à l'équilibre thermodynamique. (Fig. 96).
- Groupe des sources moyennement minéralisées (OT, HZ et MAC) à taux de dilution considérable.
- Groupe des sources faiblement minéralisées (AA, Tgh, DZ, Iss et Oul) dont les eaux sont immatures. Ces eaux sont caractérisées par des compositions chimiques qui ont été mélangées à des fractions d'eaux froides superficielles.

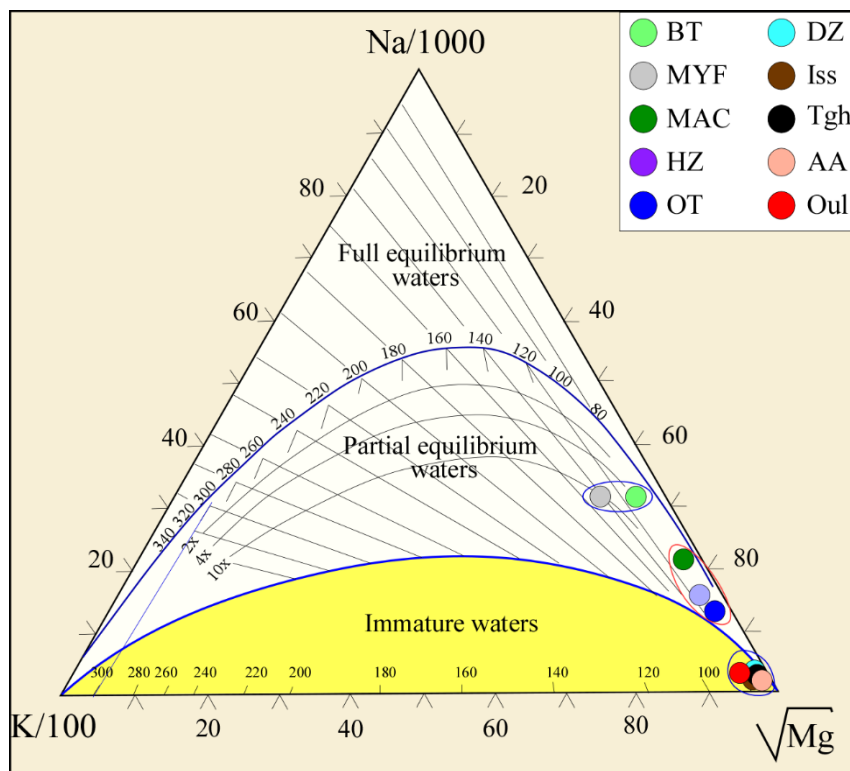


Figure 96: Diagramme triangulaire Na-K-Mg appliqué aux sources thermales étudiées du DMA et du FCSR (Giggenbach, 1988)

Les résultats de la géothermométrie classique et chimique permettent d'estimer les profondeurs théoriques des réservoirs de l'ensemble des sources étudiées à des valeurs variant entre 714 et 3045 m. (Tableau. 21).

Le groupe des sources thermales faiblement minéralisées (AA, Tgh, DZ et Iss), exceptée celle d'Oulmès, affiche une température d'équilibre de 50°C, indiquant une profondeur du

réservoir à 714m. Les données géologiques permettent de situer ce réservoir au niveau des formations méso et cénozoïques ou encore dans le paléozoïque, notamment à Issouka où l'épaisseur de la pile sédimentaire est estimée à 350m. Cependant, les calculs effectués sur les eaux chaudes d'Oulmès, qui sourdent dans le socle cristallophyllien paléozoïque, permettent d'estimer la profondeur du réservoir à 1405m. La position géographique et géologique de cette résurgence sur l'accident lithosphérique de Smâala-Oulmès (Tassi *et al.*, 2006) plaide en faveur de cette profondeur.

Dans le groupe des sources thermales moyennement et fortement minéralisées, les températures d'équilibre oscillent entre 96°C et 148°C. Ces températures permettent de suggérer les profondeurs théoriques de leurs réservoirs entre 1805 et 3045 m. Les eaux chaudes, à l'origine de ces sources thermales, auraient circulé au sein des réservoirs souterrains plus profonds que celui du réservoir jurassique situé à environ 1,5 km de profondeur. La profondeur du réservoir liasique a été mise en évidence par le forage d'Ain Allah dans le bassin de Saïs. Ces réservoirs plus profonds que le Lias, correspondraient aux réservoirs triasiques et paléozoïques. D'ailleurs les caractères chimiques mis en évidence dans ces sources, les rapprochent de ceux de la source thermique d'Oulmès. Les phénomènes de mélange et de dilution survenus au cours des transferts de ces eaux vers la surface auraient influencé et oblitéré, en partie, les caractères chimiques de ces sources.

Source	Calcédoine	Na/K – K/Mg	Multi-minerals PHREEQC	T _{equil}	D (m)
OT	nd	127 – 64	40 (Ara/Bar/Q) – 60 (Gyp/Anh/Q/Alb)	127	2550
BT	nd	111 – 85	n.d	111	2164
DZ	nd	n.d	40 (Gyp/Anh/Bar) – 60 (Gyp/Anh/Bar)	50	714
MYF	nd	148 – 107	n.d	148	3045
AA	nd	n.d.	n.d	n.d	n.d
Tgh	nd	n.d	40 (Cal/Ara/Bar/Q) – 60 (Cal/Ara/Bar/Dol)	50	714
HZ	nd	132 – 72	40 (Cal/Ara/Bar/Q)	132	2669
Oul	79	nd	80 (Cha/Alb/Q) – 90 (Cha/Alb/Q)	79	1405
Iss	nd	nd	50 (Cal/Ara/Bar)	50	714
MAC	nd	96 – 64	50 (Gyp/Flu/Bar/Q) - 60 (Gyp/Anh/Flu/Cha/Q/Alb)	96	1805

Tableau 21: Valeurs théoriques de la température d'équilibre des sources thermales étudiées obtenues par les géothermomètres : Calcédoine (Fournier, 1977), Na / K et K / Mg (Giggenbach, 1988); PHREEQC multi-minéraux (Spycher *et al.*, 2014). Les paragenèses minérales correspondantes à la température du réservoir sont indiquées : Anh: Anhydrite; Alb: Albite; Ara: Aragonite; Bar: Barytine; Cal: Calcite; Dol: Dolomite; Flu: Fluorite; Gyp: gypse; Q: Quartz, Cha : Calcédoine.

III-Conclusion

Les sources thermales du FCSR et du DMA, montrent une grande diversité de leurs caractéristiques physico-chimiques. L'ampleur de cette diversité hydrochimique pourrait être attribuée à deux facteurs principaux : (1) le degré d'interaction eau-roche et l'hétérogénéité de la nature lithologique des formations géologiques traversées (évaaporites, calcaires, marnes, grès, ignées etc.) ; et (2) les processus de mélange entre les eaux.

L'application de la géothermométrie chimique aux eaux de ces sources thermales montre une tendance à l'équilibre. Cette tendance est le plus souvent influencée par d'éventuels mélanges entre les eaux thermales profondes et les eaux immatures peu profondes froides qui influencent leur composition chimique. Ces dilutions auraient lieu au niveau des différents réservoirs étagés au cours du transit de ces eaux vers la surface.

Malgré cette hétérogénéité hydrochimique, les résultats isotopiques confirment l'origine météorique de ces eaux qui seraient probablement rechargées avant les années 1950, avec des zones de recharge situées à des altitudes oscillant entre 540m et 2141m.

Les résultats géochimiques suggèrent également l'hypothèse d'une circulation plus profonde dans des réservoirs tels que le socle paléozoïque et les systèmes volcaniques hydrothermaux profonds (ou même les roches exhumées du manteau). Ces réservoirs sont plus profonds que celui du Mésozoïque considéré jusqu'à lors comme le réservoir principal. Une relation étroite a été confirmée entre la répartition des sources thermales et les structures tectoniques actives sur lesquelles elles sourdent. Ainsi, l'abondance des sources thermales au niveau du FCSR plaiderait pour une connexion profonde entre ce système des chevauchements actifs E-W et les accidents NE-SW, soulignant ainsi leur pertinence en tant que voies préférentielles de circulation des eaux souterraines de la profondeur vers la surface. Au niveau du DMA et notamment dans la zone d'Oulmès, les teneurs anormales de CO₂ suggèrent une contribution endogène de CO₂ liée probablement à un dégazage du manteau survenu au niveau de l'accident lithosphérique actif d'Oulmès-Smâala.

La répartition des sources thermales est fortement liée aux principales structures tectoniques actives profondes permettant la remontée rapide des fluides chauds circulant en profondeur. Ainsi, les sources thermales du BT, OT, DZ, MYF, AA, Tgh et HZ sont alignées d'Ouest en Est le long du FCSR, alors que les sources du DMA sont situées à proximité des principales structures tectoniques régionales tels que l'accident de Smâala-Oulmès, d'Issouka et de Tizi n'Firest.

Chapitre V II : Conclusion générale et discussion

VII -1 - Conclusion et discussion

Au terme de cette étude pluridisciplinaire sur les sources thermales du FCSR et du DMA, les connaissances acquises sur les caractéristiques géologiques et géochimiques de ces eaux chaudes peuvent en partie être généralisées aux résurgences sourdant au Maroc. Ces sources affleurent au sein des grandes structures qui représentent plus de la moitié du territoire marocain. La compréhension de leur nature géochimique et leur interaction avec les différents réservoirs en profondeur et au cours de leur circulation et de leur transfert vers la surface, ont contribué à l'amélioration conceptuelle du modèle de leur mise en place. Dans ce qui suit, seront résumés les résultats acquis dans ce travail.

Les températures mesurées à la résurgence permettent de classer, en tenant compte du gradient géothermique local de chaque résurgence, ces sources thermales en trois types :

- Hypothermales, qui émergent à une température comprise entre 20 et 30°C. Elles englobent celles de Tgh et de BT.
- Mésothermales sourdant avec des températures comprises entre 30 et 40°C. Elles caractérisent celles de HZ, de DZ et d'Iss.
- Hyperthermales caractérisées par températures supérieures à 40°C et comportant les résurgences d'AA, d'OT, d'Oul, de MAC et de MYF.

Le traitement des données chimiques des eaux prélevées au niveau des différentes sources thermales, montre que les principaux facteurs contrôlant la composition chimique sont :

- Le degré et le temps d'interaction eau-roche, ainsi que l'hétérogénéité de la nature lithologique des réservoirs traversés. Ces derniers sont composés de roches magmatiques et métamorphiques cristallophylliennes représentant le socle paléozoïque, des dolérites basaltiques et des argiles évaporitiques triasiques, des carbonates et des dolomies jurassiques ainsi que des grès et des calcaires marneux tertiaires.
- Les données géologiques permettent de mettre en évidence la superposition verticale de ces réservoirs. Ainsi, les mélanges survenus au niveau des réservoirs sus-jacents avec d'autres solutions aqueuses, au cours du transfert des eaux chaudes vers la surface, modifient et oblitèrent parfois la composition chimique originelle de ces eaux.

La composition chimique permet de distinguer trois types de faciès chimiques :

- Un faciès sulfaté chloruré matérialisant la source chaude de DZ.
- Un faciès bicarbonaté calcique caractérisant les sources thermales de AA et Oul.

- Un faciès chloruré sodique représentant la majorité des sources choisies dans cette étude (Tgh, OT, HZ, BT, MYF, Iss et MAC). Les eaux de ces sources thermales, sourdent à proximité des accidents matérialisés à l’affleurement, par les formations évaporitiques salifères triasiques. Ces eaux auraient acquis ce faciès suite à leur interaction avec ces formations sédimentaires.

Indépendamment de leur domaine géologique ou de leur zone de recharge (front pré-rifain et DMA), les eaux thermominérales échantillonnées affichent un enrichissement graduel et continu de la composition chimique. Cet enrichissement, acquis au cours de leur circulation en profondeur et de leur transfert vers la surface, permet de distinguer également trois groupes :

- Un groupe « G1 » fortement minéralisé englobant les sources thermales de MYF et de BT.
- Un groupe « G2 » moyennement minéralisé, formé par les sources thermales de HZ, d’OT et de MAC.
- Un groupe « G3 » faiblement minéralisé, constitué par les sources chaudes de Tgh, d’AA, d’Oul, de DZ et d’Iss.

Cet enrichissement graduel de la composition chimique observé depuis les eaux chaudes du G3 jusqu’à celles de G1, en éléments majeurs et mineurs, pourrait être attribué à deux processus principaux :

- une influence croissante des différents faciès lithologiques traversés et à des degrés divers.
- à la dissolution des formations carbonatées liasiques ou des évaporites du Trias et du Miocène.

Malgré les variations des taux de minéralisation relevées au sein de ces eaux chaudes, la représentation graphique de leur composition chimique sous forme de spectres multi-éléments des éléments majeurs et traces, affiche une allure de spectre parfaitement parallèle. Ce parallélisme, perturbé par quelques éléments suite à leur comportement au sein des solutions aqueuses, attestent de l’existence d’une parenté chimique identique pour l’ensemble de ces sources thermales. De ce fait, ces eaux chaudes auraient une même origine.

Par ailleurs, les résultats isotopiques de l’eau ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ et ^3H) sont en parfait accord avec ceux obtenus par l’étude hydrochimique. Ils attestent que ces eaux thermales, sont d’origine météorique atlantique et que leur recharge s’est effectuée probablement avant les années 1950. Le décalage isotopique constaté en $\delta^{18}\text{O}$ et en $\delta^2\text{H}$ est bien marqué pour les sources thermales du FCSR par rapport à celles du DMA et pourrait être en relation avec les processus d’évaporation ainsi qu’avec la nature lithologique des zones de recharge lors de l’infiltration de ces eaux météoriques. Les altitudes calculées pour ces zones de recharge, oscillent entre 540m et 2141m, ce qui permet de les situer aussi bien dans le domaine mesétien que dans le domaine atlasique

(Fig. 97). L'infiltration profonde de ces eaux météoriques est facilitée par des discontinuités anisotropiques correspondant aux accidents. La relation intime entre ces résurgences et les grands accidents à l'affleurement, confirme ce constat. Ces accidents auraient également joué un rôle très important en facilitant la circulation de ces eaux en profondeur et leur transfert vers la surface (Fig. 97). Leurs spectres conçus à partir des paramètres de D'Amore et comparés aux spectres de référence de ce dernier montre une diversité lithologique des réservoirs traversés par ces eaux. Les eaux thermales du FCSR de MYF, BT, HZ, OT et de Tgh, et celles de DMA de MAC, Oul et Iss témoignent d'une circulation très profonde, probablement à travers des roches cristallophylliennes du socle paléozoïque. Tandis que, la circulation de celles de DZ et de AA s'est déroulée à travers des réservoirs sulfatés et carbonatés triasico-jurassique.

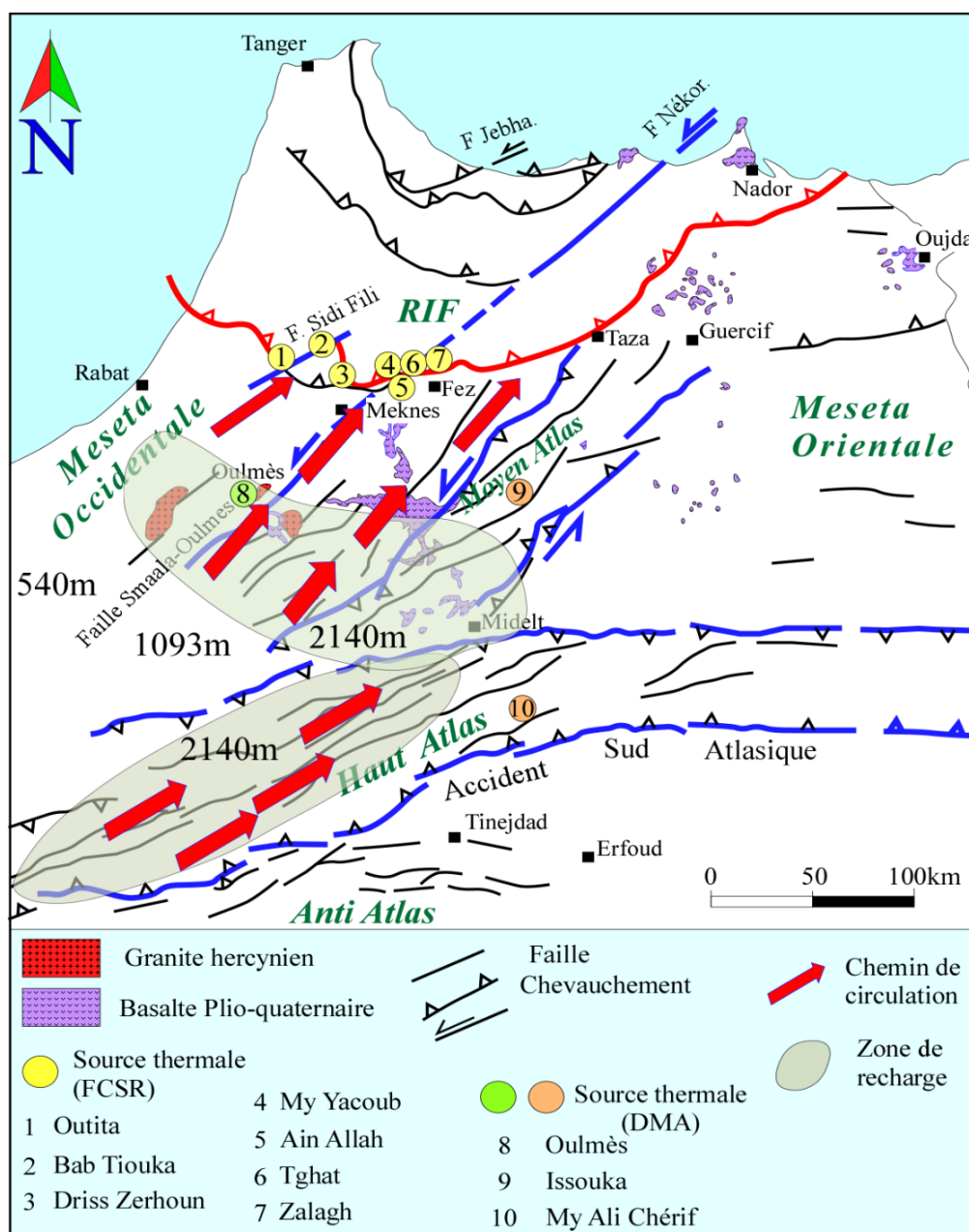


Figure 97: Carte géologique du Nord du Maroc montrant les différentes zones de recharge (d'après Tassi et al., 2006 modifiée).

Par ailleurs, les eaux de certaines sources thermales, notamment celles de BT et MYF plus celles d'OT, MAC et HZ, montrent une tendance à l'équilibre thermodynamique. Ces résurgences légèrement diluées, sont moyennement à fortement minéralisées et sourdent au niveau des zones marneuses et argileuses imperméables, qui limitent l'infiltration des eaux de surface. Les autres sources sont largement diluées sous l'effet des mélanges avec les eaux peu profondes et immatures froides. Ces dilutions auraient été effectuées au niveau des différents réservoirs successifs et superposés, au cours de l'ascension de ces eaux vers la surface.

L'exploitation des résultats des températures d'équilibre estimées au sein des réservoirs par la géothermométrie classique et chimique, en tenant compte du gradient géothermique régional et de la température moyenne de l'eau d'infiltration, permet de déduire que les profondeurs théoriques du réservoir seraient comprises entre 714 et 1805 m pour les sources meseto-atlasiques, et entre 714 et 3045m pour les sources du FCSR. A Issouka et My Ali Chérif, (sources thermales atlasiques), l'épaisseur moyenne des formations triasico-jurassiques est estimée respectivement à 350m et 1000m. De ce fait, la profondeur du réservoir considéré pour Issouka à 714m et celle de My Ali Chérif à 1805m, correspondraient à celle du socle cristallophyllien paléozoïque. Cependant, dans les régions avoisinantes du FCSR, la profondeur du réservoir liasique est située à 1516m. Cette dernière a été mise en évidence par le forage réalisé à Ain Allah. Par conséquent, la profondeur des réservoirs des sources de My Driss Zerhoun et Tghat estimée à 714m, correspondrait probablement aux réservoirs secondaires (carbonatés) et tertiaires (grès et molasses). Cependant, la profondeur des réservoirs, calculée pour les sources d'OT, de BT, de MYF et de HZ est supérieure à 2150m. Cette profondeur permet d'envisager la circulation de ces eaux à travers des réservoirs triasiques et paléozoïques. La composition chimique de ces eaux corrobore les résultats des profondeurs estimées pour ces différentes résurgences thermales. Ces estimations vont à l'encontre des anciennes interprétations qui considéraient le réservoir carbonaté, comme l'unique réservoir des sources thermales dans cette région.

La circulation des eaux thermales semble fortement liée aux principales structures tectoniques élaborées par un système d'accidents orienté E-W à caractère chevauchant et un autre orienté NE-SW montrant un contrôle cisailant. De ce fait, l'abondance des sources thermales au niveau du FCSR plaiderait pour une connexion entre ce système des chevauchements actifs E-W et les accidents NE-SW. Ces derniers, hérités de l'orogénèse hercynienne et réactivés lors de l'orogénèse alpine, seraient ancrés profondément dans la croûte continentale et seraient de ce fait, considérés comme des accidents lithosphériques. Ils seraient responsables d'une contribution endogène du CO₂, du Li et du B (probablement liés au dégazage

du manteau ou aux systèmes volcaniques-hydrothermaux profonds) favorisant les teneurs importantes dans la composition chimique de certaines sources sourdant au niveau de ces accidents. Ainsi, les teneurs anormales en CITD, enregistrées au niveau des eaux de Bab Tiouka, My Yacoub et Oulmès qui sourdent sur ces accidents lithosphériques, ne peuvent être liées à la seule dissolution de minéraux des réservoirs traversés mais également à une contribution profonde favorisée par ces accidents. En effet, la source d'Oulmès sourde au niveau de l'accident majeur lithosphérique de Smâala-Oulmès, celle de Bab Tiouka jaillit au niveau de l'accident de Sidi Fili et la source thermique de My Yacoub surgit au niveau de la faille de My Yacoub constituant l'un des linéaments de l'accident de Nékor.

Les accidents NE-SW (ex : accident Sidi Fili, faille de My Yacoub, faille de Nékor ou faille de Smâala-Oulmès) recoupent vers le Nord le Prérif et vers le sud le MHCM et le Moyen Atlas. La réactivation de ces accidents peut également favoriser la circulation des eaux souterraines depuis les zones de recharge vers le FCSR, agissant comme un chemin préférentiel entre les différents réservoirs et la surface.

Les résultats obtenus par ce travail pluridisciplinaire, ont permis de mieux comprendre et contraindre le modèle conceptuel hydro géothermal des eaux thermales au niveau du FCSR et du DMA. Le modèle élaboré dans ce travail (Fig. 98), permet bel et bien de définir les zones de recharge et de comprendre l'infiltration et la circulation de ces eaux chaudes en profondeur par le biais des accidents majeurs parcourant les différents domaines structuraux marocains. Le FCSR lardé par les argiles triasiques constitue une barrière géologique naturelle où s'extérioriseront la majorité des sources thermales marocaines.

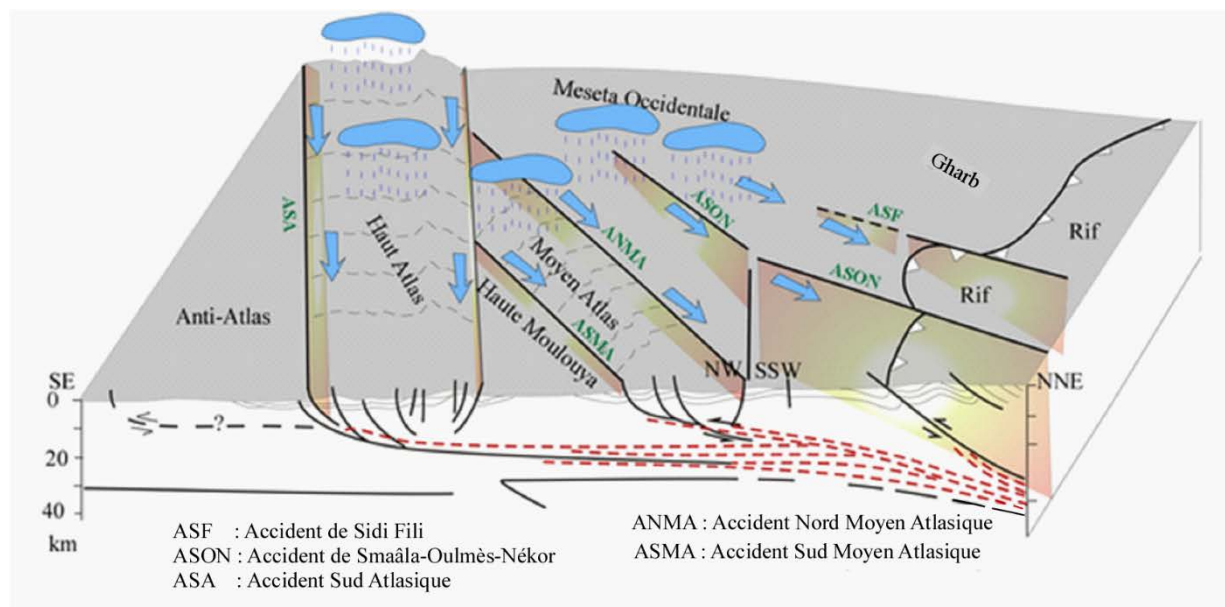


Figure 98: Modèle tectonique en 3D montrant la circulation des eaux souterraines après leur infiltration. (Coupe transversale d'après Gièse et Jacobshagen 1992 et Piqué 1994)

VII - 2 - Perspectives

Ce travail apporte de nouvelles perspectives sur le modèle hydrogéologique conceptuel des eaux thermominérales au voisinage du front de chevauchement de la chaîne rifaine. Il suggère l'existence d'un potentiel important qui sera utilisé pour d'autres fins géothermiques directes, tel que le chauffage, le refroidissement des serres, la climatisation à usage des maisons individuelles et des bâtiments, ou pour la production d'électricité.

L'étude réalisée sur ces sources thermales du FCSR et du DMA, relève certaines questions. Ces dernières méritent d'être approfondies ultérieurement. Il serait judicieux donc :

- D'approfondir l'étude du contexte géologique des zones de résurgence des sources thermales.
- D'élargir le réseau d'échantillonnage hydrochimique et isotopique, pour approfondir les connaissances géochimiques des systèmes thermaux au Maroc.
- De déterminer l'origine du soufre dans les eaux thermales à partir des rapports isotopiques $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$.
- D'établir une carte des températures des réservoirs alimentant les sources thermales au Maroc

Références bibliographiques

- Abdelkhaliki, L. (1997)** - Evolution tectono-sédimentaire des dépôts gravitaires dans le Prérif interne de l'unité de Habt (Rif externe occidentale, Maroc): Mise en place dans les bassins néogènes d'avant-fosse. Thèse de 3ème cycle, Univ. Mohamed V Rabat (Maroc), 160 p
- Agard, J. (1966)**. - Données nouvelles sur le district fluorifère d'El Hammam- Berkamène (Maroc central). Rapport S.E.G.M., n°843.
- Ahmamou, M. (1987)** : Etude sédimentologique des calcaires lacustres Saïssiens (Plio-quaternaire) du bassin de Fès-Meknès (Maroc) Thèse de 3^{ème} cycle, Fac. Sci et Techn. de St. Jérôme Aix- Marseille 3, 187 p.
- Ahmamou, M. (2002)** - Evolution et dynamique sédimentaires des carbonates fluvio-lacustres Plio-quaternaires dans le Saïss de Fès (Maroc). Thèse de Doctorat d'Etat, Université Mohamed V, Rabat, (Maroc), 230 p.
- Ahmamou, A. & Chalouan, A., (1988)**. Distension synsédimentaire plio-quaternaire et rotation antihoraire des contraintes au Quaternaire ancien sur la bordure nord du bassin du Saïss (Maroc). Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat 12, pp.19-26.
- Aït Brahim, L. & Chotin, P. (1983)**. Mise en évidence d'un épisode compressif dans les calcaires plio quaternaires du bassin du Saïss, Rif, Maroc. Comptes rendus de l'Académie de Science Paris ; 296 (II) ; pp.1333-1336.
- Aït Brahim, L. & Chotin, P. (1984)** -Mise en évidence d'un changement de direction décompression dans l'avant-pays rifain au cours du Tertiaire et du Quaternaire. Bull. Soc.Géol. France, t. XXVI, 4, pp.681-691.
- Aït Brahim, L. (2003)** -Cinématique des principales failles de la chaîne rifaine, cadre sismo-tectonique et risques sismiques. Tra. Ins. Sci. Rabat, Série Géol. & Géog. Phy, n° 21, pp.14-150.
- Aiuppa, A., Allard, P., D'Alessandro, W., Michel, A., Parello, F., Treuil, M. & Valenza, M. (2000)**. Mobility and fluxes of major, minor and trace metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt. Etna volcano (Sicily). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, pp.1827-1841.
- Allard, P. (1986)**, Géochimie Isotopique et Origine de l'eau, du Carbone et du Soufre dans les Gaz Volcaniques : Zones de Rift, Marges Continentales et Arcs Insulaires, Thèse d'Etat, Université Paris VII, 290 p.
- Alsac, C., Cornet, G., Destombes, J. P., Hentiger, R. & Lavigne, J. (1969)**. Etude géothermique du Maroc oriental. Rapport B.R.G.M., 69 SGL 264 GTM.
- Andrieux J. (1971)**. La structure du Rif central. Étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. Notes & Mém. Serv. géol. Maroc, pp.235, 155.
- Appelo, C.A.J and Postma D. 2005**. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, second ed. Balkema, Rotterdam. 668 p.
- Bahaj, S. (1997)** - Studio geochimico delle acquedermali del Marocco centro-septentrionale (Rif - Meridionale E Oulmès). Doctorato Di Ricerca in Scienze. Consorziogenova-cagliaritorino (Ix Ciclo), 144 p.
- Bahi, L., El Yamine, N. & Risler, J.J., (1983)**.: Linéaments géothermiques au Maroc. C.R. Acad. Sci. Paris, 296, sér. II, pp.1087-1092.
- Bahir, M., Jalal, M., Mennani, M. & Laftouhi, N. (2001)**. Potentialités hydrogéologiques du synclinal de Kourimat (Bassin d'Essaouira, Maroc). *Estudios Geol.*, 57: pp.47-52.
- Bakalowicz, M., Ford, D., Miller, T., Palmer, A & Palmer, M. (1987)**. Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 99 : pp.729-738.

- Bakalowicz M. (1999).** Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3, Lyon, Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, 44 p.
- Bargach, K., Chalouan, A., Galindo-Zaldívar, J., Ruano, P., Ahmamou, M., Jabaloy, A., Akil, M., Sanz de Galdeano C., Chabli, A., & Benmakhlouf, M. (2004).** Détermination des paléocontraintes à partir des galets striés des formations conglomératiques plio-quaternaires au front de la chaîne du Rif (Maroc) : la ride de Tghat. Notes et Mémoires du Service Géologique. Maroc, n°452, pp. 99-108.
- Bargach, K. (2011)** Les déformations plio-quaternaires dans la partie frontale de la chaîne du Rif (Ride pré-rifaines et bassin du Saïss). Un exemple de la tectonique en coins expulsés. Thèse de Doctorat, Université Mohammed V-Agdal, Rabat, Maroc, 229 p.
- Barkaoui, A.E., Zarhloule, Y., Rimi, A., Verdoya, M., & Bouri, S. (2013).** Hydrogeochemical investigations of thermal waters in the northeastern part of Morocco. *Environmental Earth Sciences*, 71.4, pp. 1767-1780.
- Barkaoui, AE., Correia, A., Zarhloule, Y., Rimi, A., Carneiro, JF., Boughriba, M., Verdoya, M. (2013b)** Reconstruction of remote climate change from borehole temperature measurement in Eastern part of Morocco. *Journal of climatic change*. Volume 118, Issue 2, pp 431-441.
- Barkaoui, AE., Zarhloule, Y., Verdoya, M., Pasquale, V., Lahrach H. (2014):** Progress In Understanding the geothermal sedimentary basins in northeastern Morocco. *Journal of African Earth Sciences* Volume 97, pp. 1-8
- Barkaoui, A.E., Zarhloule, Y., Rimi, A., Correia, A., Voutetakis, S., Seferlis, P. (2015)** Geothermal Country Update Report of Morocco (2010-2015). Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015
- Baudin, T., Roger J., Chèvremont P., Rachid, H., Chenakeb, M., Cailleux, Y., Razin, P., Bouhdadi, S., (2001)** - Notes et Mémoires. Serv. Géol. Maroc N° 410, Carte géologique, Maroc (1/50'000), feuille Oulmès.
- Bazin, D. (1968).** Etude géologique et métallogénique des chaînons atlasiques du Tizi N'Firest au Nord de Ksar Essouk: Note et mémoire SEGM, No. 206, pp. 37-116.
- Beauchamp, J. (1988).** - Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas (Morocco), in *Triassic-Jurassic Rifting: Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins*, edited by W. Mainspeizer, pp. 447-497, Elsevier Sci., New York.
- Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., (1996).** Intracontinental rifting and inversion: Missouri basin and Atlas mountains, Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80, pp.1459-1482.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., Dahmani, M., (1999).** Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geologicalgeophysical transect. *Tectonics* 18, pp. 163-184.
- Beaudet, G. (1969) :** Le plateau central marocain et ses bordures : étude géomorphologique. Thèse de Doctorat lettres, Rabat, 478 p.
- Belfoul, A., Oubbih, J., Cailleux, Y., Bennani, A. (1988) –** Les écaillages hercyniens de la région de Moulay Bou Azza (Meseta marocaine septentrionale). Journées géologiques. Ministère de l'Energie et des Mines. Rabat. Maroc.
- Bellouti, F. (1997):** Etude géothermique, hydrogéologique et modélisation du système aquifère du bassin d'Errachidia-Boudnib (Sud-Est marocain). Thèse de spécialité, Faculté des Sciences de Tunis II, 247 p.

- Ben Aabidate, L. (1994):** Contribution à l'étude hydrogéothermique du Maroc Nord-occidental (Rharb, Rides et Saïss). Thèse de Doctorat de spécialité, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Tunisie, 245 p.
- Ben Abbou, M. (1990) :** Evolution stratigraphique et structurale, au cours du paléozoïque, de la bordure Nord du Massif central (région d'Agourai, Maroc). Thèse 3ème cycle, Fès, 214 p.
- Ben Abbou, M., Soula, J.C., Brusset, S., Roddaz, M., Ntarmouchant, A., Driouch, Y., Christophoul, F., Bouabdelli, M., Majestic-Menjoula, C., Beziat, D., Debat, P. & Deramond, J.- (2001) :** Contrôle tectonique de la sédimentation dans le système de bassin d'avant-pays de la Meseta marocaine. C. R. Acad. Sc., Paris, Vol. 332, 11, pp. 703-709.
- Benmakhlouf, M. (2001):** Les sources thermales du Maroc septentrional : relation entre la tectonique et le thermalisme. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V-Agdal, Fac. Sci. Rabat, 334 p.
- Benzaggagh, M., Latil, J.L., Oumhamed, M., Ferré, B., (2016).** Stratigraphy, Upper Albian ammonites and biozones of the El Mizab Formation from the Talerhza Cretaceous Basin (South Rifian Ridges, northern Morocco).
- Benzaggagh, M., Latil, J.L., Oumhamed, M., Ferré, B., (2017).** Stratigraphic succession (Albian to early? Cenomanian) and upper Albian ammonites and biozones from the Talerhza Basin (South Rifian Ridges, northern Morocco). Cretaceous Research 73, pp. 71-90.
- Berkaloff, E. (1967):** Formulaire de l'hydrogéologue. Doc. N°. DS 66A24, Serv. d'hydrogéologie, BRGM, Orléans, France.
- Bernasconi, R. (1983).** Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). – Thèse Doctorat, Université Neuchâtel, p. 107, (inédit).
- Blavoux, B., (1978).** Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du Tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse d'état, Université Paris VI, France, 346 p.
- Blavoux, B. et Berthier, F. (1985).** - Les originalités hydrogéologique et technologique des eaux minérales. Bull. Soc. géol. France (8), t. J, n° 7, pp. 1033-1044.
- Blavoux, B. et Létolle, R (1995).** Apports des techniques isotopiques à la connaissance des eaux souterraines. Géochronique 54, p12-13.
- Bouchaou L., Michelot J.C., Chauve P., Mania J.Mudry J. (1995).** Apports des isotopes stables à l'étude des modalités d'alimentation des aquifères du Tadla (Maroc) sous climat semi-aride, C.R. Acad. Sci. Paris, t.320, série IIa, pp : 95-101.
- Bouchaou, L., Michelot, J. L., Qurtobi, M., Zine, N., Gaye, C. B., Aggarwal, P. K., Marah, H., Zerouali, A., Taleb, H., Vengosh, A. (2009).** Origin and residence time of groundwater in the Tadla basin (Morocco) using multiple isotopic and geochemical tools. Journal of Hydrology, 379, pp. 323-338.
- Boukdir, A. (1994):** Contribution à l'étude géothermique du bassin de Tadla, Plateau des phosphates et Tassaout aval. Application au réservoir calcaire du Turonien. Thèse de 3ème Cycle, Univ. Cadi Ayyad, Fac. Sci. Marrakech, 240 p.
- Boumir K., Gourari L., & Ahmamou M., (2003) -** L'évolution paléo-environnementale et paléogéographique du Néogène du plateau de Meknès (Sillon Sud-rifain central, Maroc). 3ème Congrès International de la Stratigraphie du Néogène Atlantique (R.C.A.N.S), Tétouan, 17.

- Boushaba A. (1996)** - Le massif granitique du Ment (Maroc Central Hercynien) dans son contexte tectono-magmatique régional et les manifestations hydrothermales associées. Thèse de ès-Sciences, Univ. Nancy I. 306 p.
- Bruderer W, Gousskov N, Gubler J, Jacquemont P, Levy RG, Tilloy R (1950)**. - Carte géologique régulière du Maroc au 1:100.000^{ème}. Feuille Fès-Ouest. Notes Mem Serv Géol Maroc 109.
- Cailleux, Y. & Hoepffner, Ch. (1983)**. - Les zones internes de la chaîne hercynienne du Maroc, cisaillements symétriques précoces vers l'Ouest, exemple de la boutonnière de Midelt, conséquences structurales. 2^{ème} E.U.G., Strasbourg, rés. in Terra Cognita, 3, pp. 254.
- Cailleux, Y. (1974)**. - Géologie de la région des Smaala (Massif central marocain). Thèse 3^{ème} cycle. Strasbourg, 97 p.
- Cailleux, Y. (1975)** : Tectonique tangentielle et décrochements hercyniens dans la région des Smaâla (Maroc Central). Sci. Géol. Bull. Strasbourg, 28, 3, pp. 215-224
- Cailleux, Y. (1985)**. - Les écaillures anté-viséennes d'Ezzehiliga. Leur importance dans l'interprétation structurale du Maroc central. C. R. Acad. Sci. Paris, II, 301, pp. 497-502
- Cailleux, Y. (1987)**. - A propos de la vergence de la phase asturienne dans le Maroc central. Actes du 112^{ème} congrès Soc. Savantes, Lyon, II^{ème} colloque, géologie africaine.
- Campbell, A.E & Staffeu, J. (1992)** Seismic modeling of an Early Jurassic, drowned carbonate platform : Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 76, p. 1760-1777
- Capecchiacci, F., Tassi, F., Vaselli, O., Bilocchi, G., Cabassi, J., Giannini, L., Nisi, B., Chiocciara, G. (2015)**. A combined geochemical and isotopic study of the fluids discharged from the Montecatini thermal system (NW Tuscany, Italy). *Applied Geochemistry*, 59, pp. 33-46.
- Carlier, P. (1971)**. Domaine du Rif et du Maroc oriental. In : Service géologique du Maroc (ed) - Ressources en eau du Maroc, Tome 1. Notes & Mém. Serv. géol. Maroc, 231, pp. 245-259.
- Castany, G. (1963)** Traité pratique des eaux souterraines. Ed. Dunod, 2^{ème} éd. (1968) Paris, 657 p.
- Chakiri, S. (1991)**. Le Paléozoïque de la région de Tsili-Tiddas (Maroc central occidental): Stratigraphie, sédimentologie et évolution structurale hercynienne. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 227 p.
- Chalouan, A., Galindo-Zaldívar, J., Akil, M., Marín, C., Chabli, A., Ruano, P., Bargach, K., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlouf, M., Ahmamou, M., Gourari, L., (2006)**. Tectonic wedge expulsion in the southwestern front of the Rif Cordillera (Morocco). In: Moratti, G., Chalouan, A. (Eds.), Tectonics of the Western Mediter-ranean and North Africa, vol. 262. Geol. Soc. London, Spec. Publ., pp. 101-118.
- Chalouan, A., Gil, A.J., Galindo-Zaldívar, J., Ahmamou, M.F., Ruano, P., de Lacy, M.C., Ruiz-Armenteros, A.M., Benmakhlouf, M., Riguzzi, F., (2014)**. Active faulting in the frontal Rif Cordillera (Fes region, Morocco): Constraints from GPS data. *J. Geodyn.* 77, pp. 110-122.
- Charroud. M., Cherai. B., Benabdahadi. M., Falagueres. CH. (2007)**. Impact de la néotectonique quaternaire sur la dynamique sédimentaire du Saïs (Maroc) : du bassin d'avant fosse pliocène au plateau continental quaternaire. *Quaternaire*, 198, pp. 327-334
- Cherai. B., Charroud. M., Lahrach. A., & EL Moutaouakil. N. (2004)**. - Le front Sud rifain une expression complexe d'une tectonique tangentielle à la limite du bassin de Sais au Mio-Pliocène et au Quaternaire (Région de Fès, Maroc). Colloque international à la mémoire de Feue A. Faure Muret, Rabat, Maroc, 13.

- Choubert, G. & Marçais, J. (1952).** Aperçu structural In: Géologie du Maroc Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 100, fasc 1, partie 1 – et : 19^{ème} Congr. Géol. Int, Alger 1952, Monogr région, 3^{ème} série Maroc, 6, pp 9-73
- Choubert, G. & Marçais, J. (1956).** Introduction géologique. Les grands traits de la Géologie du Maroc in Lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 134, 38 p.
- Choubert, G. & A. Faure-Muret (1962)** “Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, livre à la mémoire du Prof. Paul. Fallot. Mem. hors Sér., vol. 1, pp. 447–527, Soc. Geol. de Fr., Paris.
- Cidu, R. & Bahaj, S. (2000):** Geochemistry of thermal waters from Morocco, Geothermics, 29, pp. 407-430.
- Cirac P. (1985)** “Le Bassin Sud-Rifain Occidental au Néogène Supérieur. Evolution de la dynamique sédimentaire et de la paléogéographie au cours d’une phase de comblement,” Thèse d’Etat, Université de Bordeaux I, France, 283 p.
- Clark, ID & Fritz, P (1997).** Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press, Florida, USA
- Colo, G., (1961).** Contribution à l’étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional (Maroc). Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc 139 p.
- Combe M. (1968)** : Les ressources thermominérales du Maroc. Rep. 23rd int. géol. Congr., Prague. Sympos. 2: Mineral and thermal waters of the World. B. vol. 19, pp. 121-127.
- Combe M. (1971).** Ressources en eau du Maroc, (tome 1). -Rabat, Service géologique du Maroc.328 p.
- Cornet G., Demange J., Ducroux J., and Lopoukhine M. (1974).** - Etude géothermique du Rif (Maroc). Rapport inédit, BRGM 74 SGN 087 GTH, France, 53 p.
- Craig H. (1961).** Standards for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, 133, pp. 1833-1834.
- Daguin F. (1927).** - Contribution à l’étude de la région pré-rifaine (Maroc occidentale). Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 1, 413 p.
- D’Amore, F., Scandiffio, G., Panichi, C. (1983).** Some Observations on the Chemical Classification of Ground Waters. Geothermics, 12, pp. 141 - 148.
- Dahmani, M. & Mouatassim, M. (1981).** Rapport Div. Bassin. Sédimentaire., Rabat, 68, 151 p.
- Diot, H., Bouchez, J.L., Boutaleb, M., Macaudiere, J., (1987).** Le granite d’Oulmès (Maroc Central): structure de l’état magmatique à l’état solide et modèle de mise en place. Bulletin de la Société géologique de France III, pp. 157–168.
- Drever, J. I. (1997).** The Geochemistry of Natural Waters: Surface and Groundwater Environments. 3rd ed. New York - Prentice-Hall INC ; 379 p.
- Du Dresnay, R. (1971a).** -Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen, Bull. Soc. Géol. Fr., 71(7), t. XIII, pp. 46– 56.
- Du Dresnay R. (1975).** - Influence de l’héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine de la sédimentation jurassique dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc. - Actes du IX^{ème} Congrès International de Sédimentologie, Nice, thème 4, pp. 103-111.
- Du Dresnay, R. (1988).** Recent data on the geology of the Middle Atlas (Morocco). In: Jacobshagen, V. (Ed.), The Atlas System of Morocco. Springer-Verlag, Berlin, pp. 293-320.
- Durand Delga M., Hottinger L., Marçais J., Mattauer M., Milliard Y. & Suter G. (1960-1962).** - Données actuelles sur la structure du Rif. Livre mém. Prof P. Fallot. Mém. h. sér. Soc. géol. France, pp. 399-422.

- Durov S.A. (1948)** : Classification des eaux naturelles et la représentation graphique de leur composition, Doklady Akademii Nauk SSSR, V. 59, No 1, pp. 87-90.
- El Arabi E. H., Bienvenido Diez J., Broutin J. & Essamoud R., (2006)**. Première caractérisation palynologique du Trias moyen dans le Haut Atlas ; implications pour l'initiation du rifting téthysien au Maroc. C. R. Geoscience 338, 641-649
- El Khafifi, D & El Haddad, N (2009)**. Structures, géochimie et géothermométrie des sources hydrothermales associées au couloir de My Yacoub des rides Sud rifaines au Nord de Meknès (Bab Tiouka et My Yacoub Outita). Master de Géosciences et ressources minérales. Fès, Maroc, 21 p.
- El Morabiti. K. (2000)**: Contribution à la connaissance géologique, hydrochimique et isotopique des eaux thermales du Maroc septentrional. Thèse d'état Univ Mohamed V Rabat (Maroc). 276p.
- El Morabiti, K., Benmakhlouf, M., Pulido Bosch, A., Ceron, J.G., Carmona, J.M. (2008)**. *Hydrogéochimie des sources thermales du couloir Sud-rifain (Maroc)*. Bulletin d'Hydrogéologie 22, pp. 77-90.
- El Mourabet. M. (1996)** : Evolution structurale du Préfif occidental et des bassins du Saïss et du Gharb du Trias au Néogène, basées sur les données de subsurface (sismique réflexion et gravimétrie). Thèse de 3^{ème} cycle. Fac.Set. Rabat. 200 p.
- EL Ouali. A. (1999)**. Modalités d'alimentation et échanges entre aquifères de piemont en conditions climatiques arides. Cas des systèmes aquifères du Haut Atlas/bassin crétacé d'Errachidia (Maroc) – Thèse d'Etat, Université Mohamed-V–Ecole Mohammadia d'ingénieurs, Rabat, 1999, 182 p.
- Ellouz N., Patriat M., Gaulier J.-M., Bouatmani R. & Sabounji S. (2003)**. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. Sed. Geol., 156, 1, pp. 185-212.
- Elmi, S. (1996)**. Stratigraphic correlations of the main Jurassic events in the western mediterranean Téthys (western Algeria and eastern Morocco) Georesearch Forum, Zürich 1-2, pp. 343-358.
- Essahlaoui. A. (2000)**. Contribution à la reconnaissance des formations aquifères dans le bassin de Meknès-Fès (Maroc). Prospection géo électrique, étude hydrogéologique et inventaire des ressources en eau. Thèse Doct. en Sc. App., Ecole Mohammadia d'Ingénieurs, Rabat, Maroc, 258 p.
- Etcheverry, D. & Parriaux, A., (1998)**. Les méthodes isotopiques dans la pratique de l'hydrogéologie. Gas-Wasser-Abwasser 98(1): pp. 10-17
- Fadli. D. (1990)**: Evolution sédimentaire et structurale des massifs de Mdakra et du Khatouat: deux segments hercyniens de la Meseta marocaine Nord-occidentale. Thèse ès Sciences, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 294 p.
- Fassi D. (1999)** - Les formations superficielles du Saïs de Fès et de Meknès. Du temps géologique à l'utilisation actuelle des sols. Notes et Mémoires du Service Géologique, Maroc, 389, 527 p.
- Faugères J. C. (1978)**. - Les rides Sud rifaines. Evolution sédimentaire d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine. Thèse ès Sciences, Univ. Bordeaux I, France, 590 p.
- Fedan B. (1988)**. Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : le Moyen Atlas (Maroc) durant le MésoCénozoïque. Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 337 p.
- Feinberg. H. (1986)**. Les Séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc): biostratigraphie, paléogéographie et aperçu tectonique. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, Vol. 315, 1986, 192 p.
- Fontes J.C (1976)** Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects. Thèse de doctorat Université Paris VI 208 p.

- Fournier. R- O. (1979).** A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geotherm. Res. Counc. Trans.*, 3, pp. 221-224.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B. & Bracene, R. (2000).** The two main ateps of the atlas building and geodynamics of the western mediterranean. *Tectonics*, 19, 4, pp. 740- 761.
- Frizon de Lamotte D., Crespo-Blanc A., Saint-Bezar B., Comas M., Fernandez M., Zeyen H., Ayarza P., Robert-Charrue C., Chalouan A., Zizi M., Teixell A., Arboleya M.L., Alvarez-Lobato F., Julivert M. & Michard A. (2004).** TRASNSMEDtransect I [Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf basin]. In Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli G.M. & Ziegler P.A. (éds.) - The TRANSMED Atlas- the Mediterranean region from Crust to Mantle. Springer-Verlag.
- Frizon de Lamotte D., Zizi, M., Y. Missenard, M. Hafid, M. El Azzouzi, R.C. Maury, A. Charrière, Z. Taki, M. Benammi, A. Michard, (2008).** The Atlas system, in "Geology Morocco", Elsevier special publications, Lecture Notes in Earth Sciences, Ed. A. Michard *et al.*, Springer Berlin, v. 116, pp. 133-202.
- Gentil. L. (1918) :** Notice sur les titres et travaux scientifiques de L. GENTIL. Larose édit., Paris, 132 p
- GéoAtlas (2008) :** Rapport d'étude géologique région d'Oulmès (LES EAUX MINERALES D'OULMES).
- 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: pp. 199-222.
- Giggenbach. W.F. (1988).** Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, pp. 2749-2765.
- Giuliani. G. (1982) :** Contribution à la géologie du massif granitique des Zaër (Maroc central; étude des minéralisations à W-Sn-Mo associées. Thèse Inst. Nat. Polytechnique de Lorraine, 347 p.
- GNIP- Global Network for Isotopes in Precipitation, 1998.** The GNIP Database, IAEA/WMO.
- Gomez, F., M. Barazangi, & W. Beauchamp. (2000).** Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plateboundary zone. *Geology*, 28: pp. 769-864.
- Gosselin, M. & Schöeller, H., 1939.** Notice Générale de la Carte Hydrogéologique de la Tunisie Au 1/50 000., Tunis.
- Habibou, E., Bouya N., El Ouardi, H. & Mercier, E. (2012).** Ramp folds and fracturing in the Southern Rifian Ridges between autochthonous Atlasic domain and allochthonous formations of the Rif Cordillera (Northern Morocco), *Mineralia Slovaca*, 44 : pp. 65-70
- Haddaoui Z., El hatimi N. & Hervouet Y. (1997).** - Les rides pré-rifaines (Maroc septentrional) : influence de la géométrie d'un bassin jurassique sur la propagation des chevauchements néogènes. *Géologie Méditerranéenne*, t. XXIV, N° 1-2, pp. 51-71.
- Hilali. E.A. (1968) -** Quelques renseignements sur l'Aïn El Hammam de Moulay Yacoub de Beni Saïd et e l'Aïn de Sidi Yahia N'Haddou ou Ammar de beni Sidal. Rapport du Service d'études des gîtes minéraux (SEGM) n° 1038, Ministère de l'énergie et des Mines, 5 p.
- Hollard. H. (1985).** Carte géologique du Maroc au 1/1000 000. Notes Mem. Serv. Géol. Maroc, 260 p.
- IAEA. (1983).** Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology : Technical reports series 91, 439 p.
- IAEA. (2004).** Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. 61 p.
- IAEA/WMO (1994-2004).** Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at: <http://www.iaea.org/water>.

- Irwin, W.P. & Barnes, I., (1980).** Tectonic relations of carbon dioxide discharges and earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, v. 85, pp. 3115-3121.
- Jacobshagen, V.; Görler, K. & Giese, P. (1988).** Geodynamic evolution of the Atlas system (Morocco) in post-Paleozoic times. In: *The Atlas system of Morocco: studies on its geodynamic evolution* (Jacobshagen, V., ed.). Springer-Verlag, Lecture Notes in Earth Sci., 15: pp. 481-499.
- Kenafi. J. (2002).** Evolution structurale méso-cénozoïque des rides pré-rifaines (Maroc): Halocinèse, géométrie et reconstitution géodynamique, apport de données de sismique réflexion et de forages pétroliers. Thèse d'université, Université Ibn Tofail, Kénitra, 350 p.
- Lachkar. N. (2000).** Dynamique sédimentaire d'un bassin extensif sur la marge Sud-téthysienne : le Lias du Haut-Atlas de Rich (Maroc). - Thèse 3ème cycle, Univ. Bourgogne, 274 p. (inéédite).
- Lahlou Mimi, A., Ben Dhia, H., Bouri, S., Lahrach, A., Ben Aabidate, L. & Bouchareb-Haouchim, F-Z. (1998)** Application of chemical geothermometers to thermal spring of the maghreb, North Africa. *Geothermics* Vol. 27, No. 2, pp. 211-233.
- Lahrach. A. (1994).** Potentialités hydrogéothermiques du Maroc oriental. Thèse de Doctorat de spécialité, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Tunisie, 273 p.
- Lakhdar. A. (2004).** Le système hydrothermal de Moulay Yacoub (Bordure septentrionale du Sillon Sud Rifain occidental) contexte géologique, hydrochimie, géothermie et circulation hydrothermale. *Mem. DESA, Univ SMBA, Fès (Maroc)*. 86 p.
- Lakhdar, A., Ntarmouchant, A., Ribeiro, M.L., Beqqali, M., El Ouadeihe, K., Dahire, M., Driouche & Benslimane, A. (2006).** Nouvelle Approche Géologique et Géodynamique du Complexe Hydrothermal de Moulay Yacoub (Bordure Septentrionale du Sillon Sud Rifain). *Comunicações Geológicas*, 93, 185-204.
- Lakhdar. A., Ntarmouchant, A., Rebeiro, L., Beqqali, M., Elouadeihe, K., Benaabidate, L., Dahire, M., Driouche, Y & Benslimane, A (2007).** – Détermination de l'origine de la minéralisation des eaux thermales de Moulay Yacoub par des approches géologiques et géochimiques. *Revue des Energies Renouvelables CER'07 Oujda*, pp. 81-84
- Laville, E. & Petit, J.-P (1984).** Role of syndimentary strike-slip faults in the formation of the Moroccan Triassic basins, *Geology*, 12, pp. 424-427.
- Laville, E. & Piqué, A., (1991).** La Distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le jeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 162 (6): pp. 1161-1171.
- Laville, E. & Piqué, A. (1992).** Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): a tectonic model. *Structural and orogenic inversions. Geologische Rundschau* 81, pp. 157-170.
- Leblanc. D. (1986).** Cisaillements plats dans l'avant pays rifains, un modèle pour la structure profonde du pré-rif (Maroc). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., Paris*, V. 27, fasc. 1, pp. 37-46.
- Levy, RG & Tilloy, R (1952).** Maroc Septentrional (Chaîne du Rif), partie B. Livret-Guide des excursions A31 et C31. *Congrès Géologique International, XIX session. Alger 1952, série : Maroc* 8 p.
- Mahmood. A. (1980).** Etude pétrologique du granite hercynien des Zaër (Massif Central Marocain). Thèse Doctorat d'Etat, Clermont-Ferrand, 412 p.
- Mahmood. A. (1988).** Principales évolutions géochimiques des granitoïdes hercyniens des Zaër (Massif Central Marocain). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, t.44, n° 334, pp. 65-78.

- Martin. J. (1973).** Carte géomorpho3eologique du Moyen-Atlas central au 1/100 000, avec un schéma structural au 1/500000. Notes & M. Sem. géol. Maroc, no 258.
- Martin. J. (1981).** Le Moyen Atlas central, étude géomorphologique. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, Rabat, 258 et 258bis, 445 p.
- Mattauer, M., P. Tapponnier & Proust, F. (1977).** Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bulletin de la Société géologique de France 19(3): 521-526.
- Mazor. E. (1991).** Applied Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology. Open University Press, Suffolk, 274 p.
- Mennani A., Blavoux B., Bahir M., Bellion Y., Jalal M. & Daniel M. (2001).** Apports des analyses chimiques et isotopiques à la connaissance du fonctionnement des aquifères Plio-quaternaire et turonien de la zone synclinale d'Essaouira, Maroc Occidental. Journal of African Earth Sciences, Vol. 32, No. 4. pp. 919-835.
- Michard. A. (1976).** Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, N. 194, pp. 123-181.
- Michard. G. (1979):** Géothermomètres chimiques. Bull. BRGM, Section III, 2, pp. 183-189.
- Michard. G. (2002):** Chimie des eaux naturelles, Paris : publisud.
- Missenard, Y., Taki, Z., Frizon de Lamotte, D., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P. & Sebrier, M. (2007).** Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco) : The role of heritage and mechanical stratigraphy. Journal of African Earth Sciences 48 : pp. 247-266.
- Monition. L. (1962).** - Eaux souterraines et alimentation en eaux des principales villes du Maroc. - Wasservirtschaft in Afrika (Tag. Dtsch. Afrika-Ges., Bonn, 27-28 avr., 1962), Verl. Dtsch. Wirtschaftsdienst., Cologne, pp. 46-65.
- Moratti, G., Piccardi, L., Vannucci, G., Belardinelli, M. E., Dahmani, M., Bendkik, A. & Chenakeb, M., (2003):** The 1755 Meknes earthquake (Morocco): Field data and geodynamic implications. J. Geodynamics, 36, pp. 305-322.
- Morin. Ph. (1955).** - Sur la prolongation vers le SW de l'Anticlinorium de Zaer-Azrou (Maroc Central). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, t. 12, 125, pp. 29-37.
- Morin. Ph. (1959)** - Le Maroc Central : aperçu structural et orogénique. Notes Maroc. (Soc. Géogr. Maroc) Rabat, 11-12, pp. 16-235.
- Morley. CK (1986)** A classification of thrust fronts. Am Ass Pet Geol 70: pp. 12-25
- Nicholson, K. (2012).** Geothermal fluids : chemistry and exploration techniques. Springer Science & Business Media, 262 p.
- Oubbih. J. (1991).** Le Maroc Central méridional (Région de Moulay Bou Azza): Stratigraphie du Paléozoïque et tectonique hercynienne. Thèse 3° cycle Univ. Mohammed V, Rabat, 176 p.
- Paramelle, A. (1856)** -L'art de découvrir les sources, Dalmont et Dunod, Paris, 427 p.
- Parkhurst, D. L., & Appelo, C. A. J. (1999).** User's guide to PHREEQC (Version 2) : A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Denver: U. S. Geological Survey Earth Science Information Center.
- Piqué. A. (1979).** - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine Nord-occidentale. Thèse d'Etat, Strasbourg et Sci. Géol. Mém. 56, 243 p
- Piqué, A. & Michard A. (1981)** – Les zones structurales du Maroc hercynien. Sci. Géol. Bull. Strasbourg, 34, 2, pp. 135-146.

- Piqué, A. (1981).** - Un segment de chaîne intracontinentale : La Meseta marocaine Nord-occidentale. Influence des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. Bull. Soc. géol. Fr., 1, pp.3-10.
- Piqué, A. 1983.** Structural domains of the Hercynian belt in Morocco, in Schenk P(éd) Regional trends in the geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen. Dordrecht, Reidel, pp 339-345.
- Piqué, A., Chalouan, A, & Fadli, D. (1985).** - Des rides paléogéographiques aux anticlinaux : permanence des directions structurales dans la Meseta marocaine occidentale au cours du Paléozoïque. Bull. Sci. géol., 38, 2, pp. 147-153.
- Piqué, A. (1994).** Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale. Editions PUMAG, Marrakech, 284 p.
- Piqué, A., Charroud, M., Laville, E., and M. Amrhar. (2000).** - The Tethys southern margin in Morocco : Mesozoic and Cainozoic evolution of the Atlas domain, Mem. Mus. Natl. Hist. Nat., 182, pp. 93–106.
- Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., et Ait Ouali, R. (2002).** The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa), Geodin. Acta 15, pp. 159–208.
- Rahhou, H. (1996).** Evolution tectono-métamorphique hercynienne du paléozoïque d’El Hammam (Maroc central Septentrional): Analyse de la fracturation et mécanisme de mise en place des minéralisées. Thèse de 3ème cycle, Univ. Mohamed V. Rabat, 219 p.
- Remmal T., Chraïbi I., Zouhair M., Aoujhane M. & EL Hatimi N. (1996)** - Les caractéristiques géologiques et géochimiques des microgranites du district d’El Hammam. 13^{ème} colloque des bassins sédimentaires marocains, Marrakech, Résumé, 178 p.
- Remmal T., El Kamel F., et Mohcine A., (1997)** - le Viséen de Mechraa Ben Abbou (meseta occidentale, Maroc) : une structure en décrochement N80° associées à un magmatisme tholeitique d’intraplaque. Rev. Géologie méditerranéen, Tome XXIV N°4.
- Remmal T., Ben Abbou M., Youbi N., Mouhsine A., Chraïbi I. & EL Kamel F. (1999)** – Le bassin permien de Bou Achouch : une structure sur décrochement NE-SW senestre associée à un volcanisme calco-alcalin d’intraplaque continentale. Ann. Soc. Géol. Du Nord, 7, 2, Lille, France, pp. 77-93.
- Remmal T. (2000)** - L’évolution tectono-magmatique intracontinentale du cycle hercynien. Etude du complexe magmatique du district d’El Hammam et de zone comparable pour le magmatisme pré-orogénique dans le massif central et les Rahamna (Meseta occidentale marocaine), Thèse es Sc, Univ. Hassan II Ain choc Casablanca, 267 p
- Rimi A. & Lucazeau F. (1987).** Heat flow density measurements in Northern Morocco. J. Afr. Earth. Sci., 6, pp. 835-843.
- Rimi A., Chalouan A. & Bahi L. (1998).** Heat flow in the southernmost part of the Mediterranean Alpine system, the External Rif in Morocco. Tectonophysics, 285, pp.135-146.
- Rimi. A. (1999).** Variations régionales du flux géothermique au Maroc, application. Thèse de Doctorat ès Sciences, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 154 p.
- Rimi. A. (2000)** : First Assessment of Geothermal Ressources in Morocco, Proceedings, World Geothermal Gongs, Kyushu-Tohoku, Japan, pp. 397 - 402
- Rimi. A. (2005)** : Geothermal Anomalies and Analysis of Gravity, Fracturing and Magnetic Features in Morocco, Proceedings, World Geothermal Gongs, Antalya, Turkey, pp.24-290.

- Rimi, A., Zeyen, H., Zarhloule, Y., Correia, A., Carneiro, J. and Cherkaoui, T.E. (2008)** : Structure thermique de la lithosphère à travers la limite des Plaques Ibérie - Afrique par modélisation intégrée du flux de chaleur, de la densité et de la topographie le long d'un Transect N-S à 3°Ouest, Bulletin. Institut. Scientifique., section. Sciences. Terre, 30, pp. 29-37.
- Rodier J., Legube B., Merlet N & Coll. (2009).** L'analyse de l'eau : eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer, 9^{ème} édition, Ed. Dunod, Paris, France. 1579 p.
- Ruhard J.P. (1977).** Le bassin quaternaire du Tafilalt.: Ressources en Eau du Maroc, tome 3, Domaine atlasique et Sud-atlasique. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 231, pp. 352-415.
- Sabaoui. A., (1987).** Structure et évolution du Moyen Atlas septentrional sur la transverse Tleta des Zerarda-Maghraoua (Sud - Ouest de Taza, Maroc). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 189 p.
- Sabri, K., Marrero-Diaz, R., Ntarmouchant, A., Ribeiro, M.L., Bento dos Santos, T., Ismaili, H., Benslimane, A., Chiboute, M., Pérez, N.M., Padrón, E., Melián, G.V., Asensio-Ramos, M., Carreira, P.M. (2015).** Geochemical study of potential geothermal resources in the Moroccan Northern zone : a contribution to improve their hydrogeological conceptual model. XVIII Semana de Geoquímica – X Congreso Ibérico de Geoquímica aplicada a la geotermia. pp. 383-386.
- Sabri, K., Ntarmouchant, A., Marrero-Diaz, R., Bento dos Santos, T., Ismaili, H., Ribeiro, M.L., Benslimane, A., Padrón, E., Melián, G.V., Asensio-Ramos, M., Pérez, N.M., Carreira, P.M. (2018).** The geodynamic and geothermal activity of the thermal waters of the Prérif, South Rif Thrust : contribution for the sustainable development of the region of Fès-Meknès, Morocco. 27th Colloquium of African Geology 17th Conference of the Geological Society of Africa. pp. 138.
- Sacks. LA & Tihansky AB (1996)** Geochemical and isotopic composition of groundwater with emphasis on sources of sulphates, in the Upper Floridian aquifer and intermediate aquifer system in southwest Florida. US Geological Survey Water-Resources Investigations Rep. 67 p.
- Sarih, S., Dommergues, J-L, El Hariri, K, Garcia, J-P, Quiquerez, A.2007.** Pseudoskirroceras, a remarkable but poorly known Early Pliensbachian Tethyan ammonite genus: New data from the High Atlas (Morocco). Journal of African Earth Sciences, Elsevier , 49 (3), pp.90-102.
- Schaer. J.P., (1987).** Evolution and structure of the High Atlas of Morocco, in Schaer J.P. & Rodgers J. (Eds.), Anatomy of Mountain belts, Princeton Univ. Press, Princeton N. J., pp. 107-127.
- Schöeller. H. 1962.** Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique, Recherche, Exploitation et Évaluation des Ressources. Masson & Cie. Paris, France 642 p.
- Sendide. O. (2002)** - Etude qualitative des eaux de la nappe phréatique du bassin de Fès -Meknès : Caractérisation, évolution, modélisation mathématique et moyens de protection. Thèse de doctorat. Ecole nationale d'ingénierie de Sfax. Tunisie. 160.p
- Sigg L., Stumm, W. & Behra P. (1992).** Chimie des milieux aquatiques : chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. Paris : Masson, 567 p.
- Souquet, P., Eschard, R. et Lods, H., 1987.** Facies sequences in large-volume debris and turbidity flow deposits from the Pyrenees (Cretaceous ; France, Spain), Geomarine Lett., 7, pp. 83-90
- Spycher, N., Peiffer, L., Sonnenthal, E. L., Saldi, G., Reed, M. H., & Kennedy, B. M. (2014).** Integrated multicomponent solute geothermometry. Geothermics, 51, pp. 113-123.

- Stüder, M. (1980).** Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirrhist (Haut Atlas central, Maroc). – Thèse Doctorat, Université Neuchâtel, (inédit), publiés, 1987 – Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 321, pp. 65-197.
- Suter, G. (1965).** - La région du Moyen Ouerrha (Rif, Maroc): Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique. Notes Mem. Serv Geol. Maroc, 183, pp. 7-17.
- Suter, G. (1980a).** Carte géologique de la Chaîne Rifaine, échelle 1 :500.000. Ministère de l'Energie et des Mines du Maroc, Direction de la Géologie, Rabat, Notes Mem Serv Geol Maroc 245a
- Suter, G (1980b).** Carte géologique de la Chaîne Rifaine, échelle 1 :500.000. Ministère de l'Energie et des Mines du Maroc, Direction de la Géologie, Rabat, Notes Mem Serv Geol Maroc 245b.
- Tahiri, A., Piqué, A. et Hoepffner, C. (1989).** - Modalité de la déformation ante-viséenne dans les zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc ; exemple du Maroc central au Nord d'Oulmès. Coll. Géol. Franco-marocain, 24-26 mai 1989, Strasbourg, 188 p.
- Tahiri, A. (1991).** Le Maroc central septentrional : stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque ; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. Thèse ès Sciences, Université Bretagne Occidentale, Brest, France, 299 p.
- Taltasse, P. (1953)** - Recherches géologiques et hydrogéologiques dans le bassin lacustre de Fès-Meknès. Notes et Mémoires du Service Géologique, Maroc, 115, 152 p.
- Tassi F, Vaselli O, Moratti G, Piccardi L, Minissale A, Poreda R, Delgado Huertas A, Bendkik A, Chenakeb M, Tedesco D (2006).** Fluid geochemistry versus tectonic setting: the case study of Morocco. Geological Society, London, Special Publications ; 262, pp. 131-145.
- Teixell, A. M., L. Arboleya., M. Julivert., M. Charroud (2003).** Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco), Tectonics, 22, (5). 1051.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernández, M. and Arboleya, M.-L., (2005).** Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco. *Terranova*, 17: pp. 456-461.
- Tejera de Leon J. & Duee, G. (2003)** - Relationships between the Neogene foredeep basins of the western external rifting belt related to the Arbaoua-Jebha transform fault consequences for the interpretation of the evolution of the rifting belt (Morocco). *Travaux de l'institut scientifique, Rabat. Ser Geol. Geogr. Phys.* 21, 47–65.
- Termier, H. (1927).** Sur la stratigraphie du Maroc central ; ds C.-R. Soc. géol. Fr., 21 p.
- Termier, H. (1936).** - Etudes géologiques sur le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. Géol, Maroc*, 33 : pp. 1083-1421.
- Termier, H., Owodenko, B. & Agard J. (1950).**- Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc central). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 82, 328 p.
- Toutain, J. P. & Baubron, J. C., (1999).** Gas Geochemistry and Seismotectonics: A Review. *Tectonophysics*, 304(1-2): pp. 1-27.
- Valles, V. (2007).** Cours sur les eaux thermales. Lab. d'Hydrogéologie d'Avignon, Enseignement Terre et Eau, <http://www.terre-et-eau.univ-avignon.fr/eaux-thermales.htm>.
- Van Leckwijck, W., Suter, G., Termier, H. & Termier, G. (1955).** Contribution à la stratigraphie des terrains ordoviciens et gothlandiens de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès (Maroc central). Notes Serv. géol. Maroc, 11, 123 : pp. 9-44.

- Vidal, J.F., (1971).** Une interprétation nouvelle des nappes du Prérif central (Maroc) et ses conséquences sur la structure de leur substratum autochtone. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. Paris, Sci. La terre des planètes* 272, pp. 24-27.
- Vidal, J.F., (1979).** Structure actuelle et évolution depuis le Miocène de la chaîne rifaine (partie Sud de l'arc de Gibraltar). *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, (7), t. XIX, n°4*, pp. 789-796.
- Wernli, R., 1978.** La base du Moghrébien est d'âge Pliocène moyen (Zone à *G. crassaformis*) dans la Mamora (Maroc). *Arch. Sci. Genève*, 31 (2), pp. 129-132.
- Wernli, R., (1987).** Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques, *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 331, pp. 1-266.
- Winckel, A., (2002).** Essai d'établissement d'une typologie de sources thermales par une approche hydro chimique, isotopique et tectonique. Exemple du Maroc. Thèse de Doctorat de l'Université Paris XI d'Orsay, 350 p.
- Winckel, A., Marlin, C., Dever, L., Morel, J. L., Morabiti, K., Makhlouf, M. B. & Chalouan, A. (2002).** Apport des isotopes stables dans l'estimation des altitudes de recharge de sources thermales du Maroc. *Comptes Rendus, Geoscience*, 334, pp. 469-474.
- Yovanovitch, B., (1922).** Etude géologique détaillée du Djbel Tselfat (Maroc septentrional). *Bull. So. Géol. Fr., Paris, 4^e sér., t.22, fasc. 2-5*, pp. 48-54., Carte géol., 1 pl. coupes, 1 pl. ph.
- Zahraoui, M., (1991).** La plate-forme carbonatée dévonienne du Maroc occidental et sa dislocation hercynienne. Thèse ès Sciences, Brest, 261 p.
- Zarhloule Y., Lahrach A., Ben Aabidate L., Bouri S., Ben Dhia H. & Khattach D. (1998).** Anomalies géothermiques de surface et hydrodynamisme dans le bassin d'Agadir (Maroc). *J. Afr. Earth. Sci.*, 27, 71-85.
- Zarhloule Y., Lahrach, A., Khattach, D., Ben Akhy, R. and Ben Dhia, H (1999).**: Geothermal gradient map of the south western Moroccan basin. *Moroccan. Association of Petroleum. Geol. Bull.*, 3, pp. 10-12.
- Zarhloule Y., Lahrach A., Ben Aabidate L., Bouri S., Boukdir A., Khattach D. & Ben Dhia H. (2001).** La prospection géothermique de surface au Maroc : hydrodynamisme, anomalies géothermiques et indices de surface. *J. Afr. Earth. Sci.*, 32, pp. 851-867.
- Zarhloule Y. 2003.** Overview of geothermal activities in Morocco. *Intern. Geoth. Confer. Multiple integrated uses of geothermal resources*, Reykjavik, Islande, 14-17 septembre, pp. 1-8.
- Zarhloule, Y. 2004.**: le Gradient Géothermique profond au Maroc: Détermination et cartographie, *Bulletin. Institut. Scientifique., section. Sciences. Terre*, 26, pp. 11-25.
- Zarhloule, A., Bouri, S., Lahrach, A., Boughriba, M., Elmandour, A., and Ben Dhia, H. (2005) :** Hydrostratigraphical Study, Geochemistry of Thermal Springs, Shallow and Deep Geothermal Exploration in Morocco: Hydrogeothermal Potentialities. *Proceedings, World Geothermal Congress, Antalya, Turkey.*
- Zarhloule, Y., Boughriba, M., Rimi, A. and Lahrach, A. (2007a):** Les provinces hydrogéothermiques du Maroc Potentialités et possibilités d'utilisations. Chapitre IX du livre "Les énergies renouvelables au Maroc - Le débat est lancé". UNESCO, ER1150A, 196, pp. 134-161.
- Zarhloule Y, Rimi A, Boughriba M, Barkaoui AE, Lahrach A (2010) :** The geothermal research in Morocco: history of 40 years. In *World Geothermal Congress, Bali, Indonesia*, paper no. 0110.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M. and Rimi, A., (2005).** Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics*, v. 24.

Ziyadi, R. (1993): Géologie appliquée à l'étude de l'environnement géothermique de la région de Nador (Rif Nord oriental, Maroc). Thèse d'Université, Pau, France, 348 p.

Zizi, M., (1996) "Triassic-Jurassic extensional systems and their Neogene reactivation in Northern Morocco (The Rides Prerifaines and Guercif basin). Ph. D. Thesis, Rice University, 280 p.

USGS EarthExplorer : www.earthexplorer.usgs.gov/

Annexe 1

Sources du FCSR

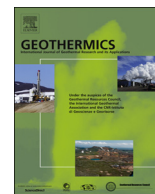
	SOURCE	OUTITA	Bab Tiouka	My Driss Zerhoun	My Yacoub
	DATE	23-06-2014	23-06-2014	23-06-2014	20/06/2014
	Nature	thermale	thermale	thermale	thermale
	Province	Sidi kacem	Sidi kacem	Meknès	My Yacoub
	Commune	Outita	Bab Tiouka	My Driss Zerhoun	My Yacoub
	Aquifère	Calcaire Lias	Marne Crétacé	Calcaire Lias	Miocène (marnes)
	X	459677 E	475589 E	489445 E	519770 E
	Y	392446 N	404093 N	384036 N	387854 N
	Z (m)	265	93	550	254
01	T°C	40,74	24	30,80	53,56
02	Conductivité (ms/cm)	9,462	50,02	4,028	42,99
04	Salinité (g/l)	5,248	32,77	2,08	26,34
05	Matières dissoutes TDS (mg/l)	6,338	33,50	2,688	28,69
06	Densité de l'eau (mg/l)	995,8	1022	997,1	1007
07	Valeur de pH	8,555	8,395	8,208	7,823
08	Oxygène dissous (mg/l)	0,4	1,027	0,951	3,280
09	% en oxygène	7,133	15,13	14,05	64,63
20	Turbidité NTU	-35,89	-40,52	-39,87	-41,37
21	Matière suspendue TSS (mg/l)	-0,14	-0,16	-0,15	-0,168
22	Débit (L/s)	2,8	0,1	2,25	10 à 12

	SOURCE	Ain Allah	Hamma Zalagh	Tghat
	DATE	20/06/2014	21-06-2014	21-06-2014
	Nature	Thermale	Thermale	Thermale
	Province	My Yacoub	Fès	Fès
	Commune	SBAA ROUADI		Zouagha
	Aquifère	Lias (calcaire)	Lias -Miocène	Lias -Miocène
	X	524092 E	545136 E	533384 E
	Y	382160 N	391972 N	386255 N
	Z (m)	385	295	540
01	T°C	44,12	35,12	26,24
02	Conductivité (ms/cm)	0,783	8,222	1,614
04	Salinité (g/l)	0,395	4,475	0,809
05	Matières dissoutes TDS (g/l)	0,524	5,508	1,08
06	Densité de l'eau (mg/l)	990,9	997,3	997,3
07	Valeur de pH	8,728	8,675	8,977
08	Oxygène dissous (mg/l)	2,57	1,14	3,496
09	% en oxygène	46,9	18,49	47,62
20	Turbidité NTU	-39,26	-37,01	-37,28
21	Matière suspendue TSS (mg/l)	-0,15	-0,14	-0,14
22	Débit (L/s)	200	1,51	1,05

Sources du DMA

	SOURCE	Issouka	My Ali Chrif-1	Oulmès
	DATE	22-06-2014	22-06-2014	23-06-2014
	Nature	thermale	thermale	thermale
	Province	Boulemane	Midelt	Khemisset
	Commune	Ait El Mane	Guers Tiaallaline	Oulmès
	Aquifère	Lias-Dogger	Lias	Granite Paléozoïque
	X	598495 E	597204	432568 E
	Y	317356 N	176753	309887 N
	Z (m)	1352,4	1223	568
01	T°C	35,72	52,25	41,91
02	Conductivité (ms/cm)	1,531	13,45	2,328
04	Salinité (g/l)	0,774	7,856	1,198
05	Matières dissoutes TDS (mg/l)	1,025	9,063	1,159
06	Densité de l'eau (mg/l)	994,3	992,8	992,4
07	Valeur de pH	8,450	8,058	7,812
08	Oxygène dissous (mg/l)	1,748	0,935	2,083
09	% en oxygène	27,43	19,34	35,53
20	Turbidité NTU	-38,20	-35,99	-38,20
21	Matière suspendue TSS (mg/l)	-0,15	-0,149	-0,15
22	Débit (L/s)	5	3,6	20

Article



Geology and hydrogeochemistry of the thermo-mineral waters of the South Rif Thrust (Northern Morocco)

K. Sabri^a, R. Marrero-Diaz^{b,c,*}, A. Ntarmouchant^a, T. Bento dos Santos^d, M.L. Ribeiro^b, A.R. Solá^b, H. Smaili^a, A. Benslimane^a, M. Chibout^a, N.M. Pérez^{c,e}, E. Padrón^{c,e}, G.V. Melián^{c,e}, M. Asensio-Ramos^c, P.M. Carreira^f, A.P. Jesus^d

^a LGRN – Laboratoire de Géodynamique et de Ressources Naturelles, Université Sidi Mohammed Ben Abdellah, Faculté des Sciences, Dhar El Mehraz, Fès, Morocco

^b LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia, 2720-866, Amadora, Portugal

^c INVOLCAN – Instituto Volcanológico de Canarias, 38400 Puerto de la Cruz, Tenerife, Spain

^d IDL – Instituto Dom Luiz, Universidade de Lisboa, 1749-016, Lisboa, Portugal

^e ITER – Instituto Tecnológico y de Energías Renovables, 38611, Granadilla de Abona, Tenerife, Spain

^f C2TN – Centro de Ciências e Tecnologias Nucleares, Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa, Bobadela, 2695-066 LRS, Portugal

ARTICLE INFO

Keywords:

Thermo-mineral waters
Gas-water-rock interaction
Hydrogeological conceptual model
South Rif Thrust
Morocco

ABSTRACT

The South Rif Thrust (Northern Morocco) is characterized by several thermo-mineral water sources with outlet temperatures ranging from 24 °C to 54 °C. The anomalous temperatures of these resurgences are linked to deep circulation in areas where the geothermal gradients are abnormally high ($> 35 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$). Nonetheless, the factors that govern the geological environment, heat flux and chemical characteristics of these thermo-mineral waters are still poorly defined. In order to provide a more comprehensive knowledge of their potential as geothermal resources, a multidisciplinary geological, hydrogeochemical, and isotopic study was carried out in 2014.

The results show a hydrochemical heterogeneity displaying a large range of chemical facies, salinity and outlet temperatures, attributed not only to water-rock interactions but as well to different degrees of mixing processes between water types (regional deep diluted waters, shallow cold immature waters and deep thermal waters). The isotopic signature of thermo-mineral waters sampled ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and ^3H) suggests a similar meteoric origin, recharged before the 1950's, but from two different recharge areas: (1) the pre-Rif, the Western Meseta and/or the South Rif Thrust itself and (2) the Meseta-Atlas domain. Theoretical equilibrium temperatures at depth, ranging from 50 to 150 °C, confirm their potential as geothermal resources and the computed reservoir depths (between 0.7 and 3.0 km) which also suggest a deeper groundwater circulation than those proposed by previous studies which considered the Mesozoic aquifer (~1.5 km depth) as the main source.

Finally, the spatial correlation between thermo-mineral springs resurgences at the intersection between E-W Rif thrusts and NE-SW strike-slip fault systems, highlights the importance of those geological structures as preferential paths for groundwater circulation, privileging those intersections as priority sites to conduct further geothermal exploration.

1. Introduction

Morocco is characterized by a remarkable northward increase in geothermal gradient and heat flux, from down to $14 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ in the Anti-Atlas, to $41 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ in the northern Rif domain (Zarhloule, 2004). There are more than 120 thermo-mineral water sources with temperatures ranging from 24 °C to 54 °C (Dahmani and Moutassim, 1981; Lakhdar et al., 2006). Although thermo-mineral waters are a potential resource to decrease the overall energy dependency of Morocco due to

the lack of large fossil fuel reserves (Barkaoui et al., 2015 and references therein), they are currently used only as spas, in the best case. They are distributed over several Moroccan geodynamic domains, such as the Rift, the Meseta - Atlas Domain and the Anti Atlas. There is an important agglomeration of thermo-mineral waters in northern Morocco, particularly near the South Rif Thrust (SRT; Fig. 1) (El Morabiti et al., 2008; Barkaoui et al., 2013, 2015), which are the main focus of this work.

The SRT (Choubert, 1947; Choubert and Marçais, 1956; Michard,

* Corresponding author at: LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia, 2720-866 Amadora, Portugal.

E-mail address: rayco.diaz@lneg.pt (R. Marrero-Diaz).

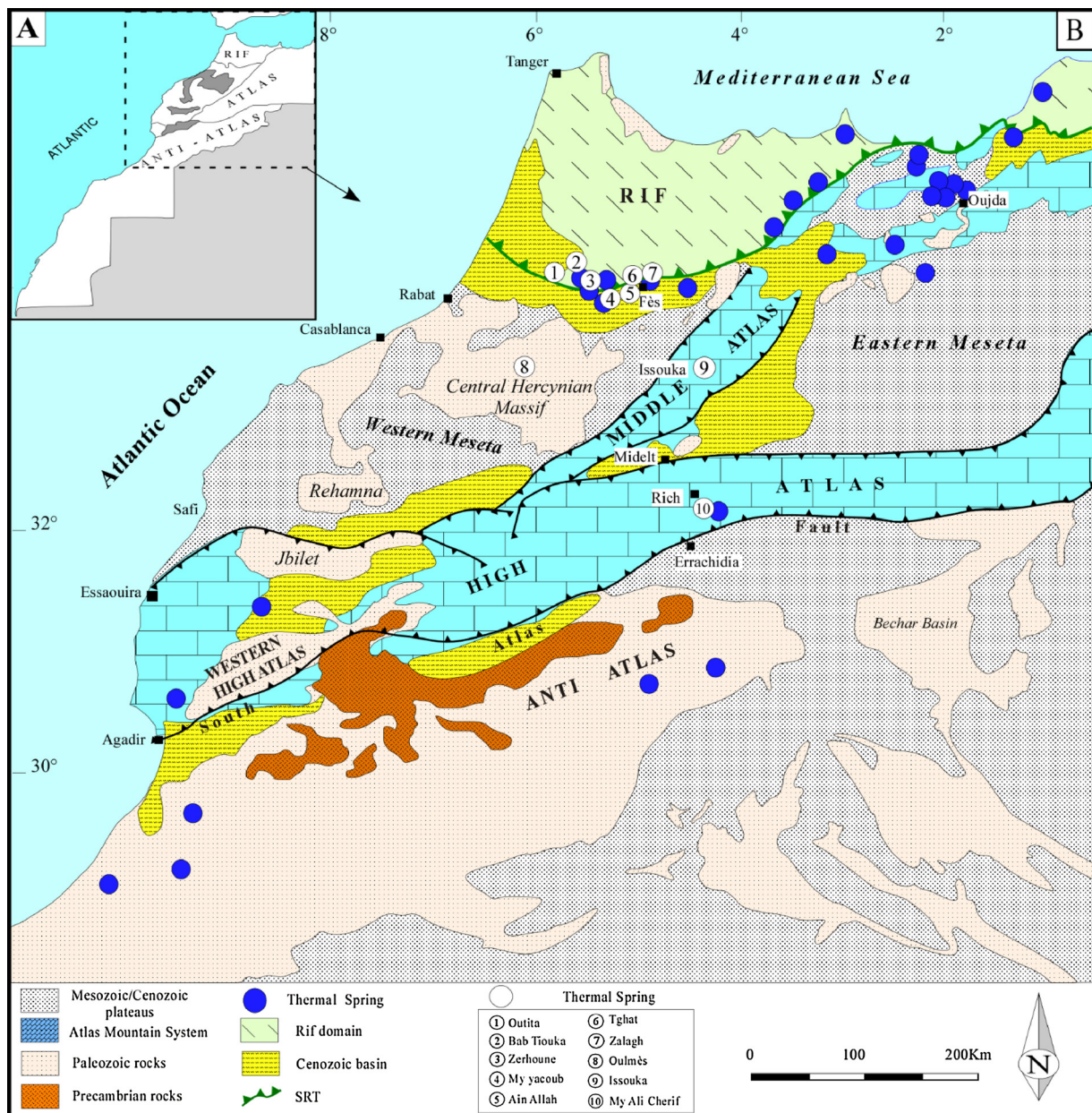


Fig. 1. Schematic geological setting of northern Morocco depicting its major geological domains and location of thermo-mineral waters sampled (numbers 1–10).

1976; Piqué and Michard, 1989; Michard et al., 2008) hosts a large number of thermo-mineral waters within sedimentary rocks, particularly the Lower Jurassic dolomitic limestones, the main aquifer in the region (El Morabiti et al., 2008; Bouchaou et al., 2009). As a result of previous studies carried out in this region it has been concluded that the abundance and the physical-chemical characteristics of these thermo-mineral waters are the result of variable degrees of groundwater interaction with distinct lithological formations along major regional tectonic structures at the aquifer level, and during its flow to the surface (Winckel et al., 2002; Tassi et al., 2006; Lakhdar et al., 2006, 2007; El Morabiti et al., 2008).

The underground hydrothermal circuit of these resurgences is linked to deep circulation in areas where the geothermal gradient is abnormally high ($> 35 \text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$; Zarhloule, 2004), and is controlled by several regional- or local-scale factors (Bouchaou et al., 2009; Barkaoui et al., 2015). Nonetheless, the factors that govern the geological environment, heat flux and chemical characteristics of the thermo-mineral waters associated with the SRT are still poorly constrained. Improving

the understanding of the hydrogeological conceptual model of the thermo-mineral waters occurring in connection with the SRT for geothermal purposes (i.e. heat utilization) is, therefore, paramount.

In this work, a multidisciplinary geological and hydrogeochemical study was carried out in order to provide a more comprehensive knowledge of the thermo-mineral waters occurring in connection with the SRT, to improve its hydrogeological conceptual model, namely: the recharge zone(s), the reservoir conditions at depth, as well as the factors controlling upflow. Additionally, three thermo-mineral waters representative of the surrounding geological domains (Western Meseta and Middle-High Atlas) have also been studied (Fig. 1 and Table 1), to allow comparing the relation between water physical-chemical characteristics and distinct host aquifer formations, as well as strengthening the conceptual model of the groundwater flow.

Table 1

Main characteristics of sampled sites. Samples are sorted according to the geological domains (see Fig. 1). Coordinate system: UTM WGS84 28 N (in m).

Sample	Name	Province	Type	Longitude	Latitude	Altitude (m asl)	Geological Domain	Outcrop lithology (Stratigraphy)
1-OUT	Outita	Sidi kacem	Spring	459677	392446	265	South Rif Thrust	Calcareous sandstone (Dogger)
2-BTA	Bab Tiouka	Sidi kacem	Spring	475589	404093	93	South Rif Thrust	Sandy marl (Miocene)
3-MDZ	My Driss Zerhoun	Meknès	Spring	489445	384036	550	South Rif Thrust	Marly limestone (Lias-Dogger)
4-MYB	My Yacoub	My Yacoub	Well	519770	387854	254	South Rif Thrust	Limestone (Plio-Quaternary)
5-AAH	Ain Allah	My Yacoub	Well	524092	382160	385	South Rif Thrust	Limestone (Plio-Quaternary)
6-TGH	Tghat	Fès	Spring	533384	386255	540	South Rif Thrust	Sandy limestone (Miocene)
7-HZH	Hamma Zalagh	Fès	Spring	545136	391972	295	South Rif Thrust	Marl (Miocene)
8-OUL	Oulmès	Khemisset	Spring	432568	309887	568	Western Meseta - MCHM	Leucogranite (Paleozoic)
9-ISS	Issouka	Boulemane	Spring	598495	317356	1352	Middle Atlas	Marl (Lias)
10-MAC	My Ali Chrif	Midelt	Spring	597369	176958	1237	High Atlas	Marly limestone (Lias)

2. Study area

2.1. Climate

Located in NW Africa, Morocco is bordered by the Mediterranean Sea to the North, the Atlantic Ocean to the West, the Atlas Mountains to the South and the Saharan Desert to the East (Fig. 1). Morocco occupies a privileged position regarding its Atlantic coast, which is its main source of precipitation and therefore the main source of recharge of the groundwater systems (Combe, 1971; Carlier, 1971; Ruhard, 1977).

The climate classification of the study area, according to Fès-Sais GNIP station at 571 m a.s.l., is the typical Mediterranean climate Csa “Temperate - summer dry - hot summer” (IAEA/WMO, 2015). Winter and spring are often wet. From June to August, the weather is typically hot and dry. Mean monthly air temperature ranges from 13 °C to 34 °C in winter and summer seasons, respectively, with a mean annual temperature of 25 °C. Average annual rainfall ranges from 200 mm to 800 mm, mainly between October and April (Berkat and Tazi, 2006) (Fig. 2).

2.2. Geological, hydrogeological and geothermal settings

The geology of Morocco is characterized by an overall structure that does not favor the development of large hydrogeological basins, as four mountain belts are placed within less than 1000 km of each other, and large synclinal structures capable of preserving surface water, are scarce (Fig. 1).

The study area (Fig. 3; Electronic Appendix 1), located in northern Morocco is mostly composed of a Paleozoic metamorphic basement formed during the Devonian – Carboniferous Variscan Orogeny, and a Mesozoic carbonate-evaporite sequence, covered by Oligocene - Middle Miocene flysch sediments and Quaternary volcanic complexes. The abundance of significantly distinct lithotypes, namely calcareous rocks, sandstones, conglomerates as well as igneous and metamorphic rocks, imply a significant variation of the types of aquifers present in the studied area.

Thermo-mineral waters in northern Morocco occur most commonly as resurgences emerging between the underlying Triassic clay formations and the Jurassic carbonate platform (Barkaoui et al., 2013; El Morabiti et al., 2008; Winckel et al., 2002). The Jurassic limestones are

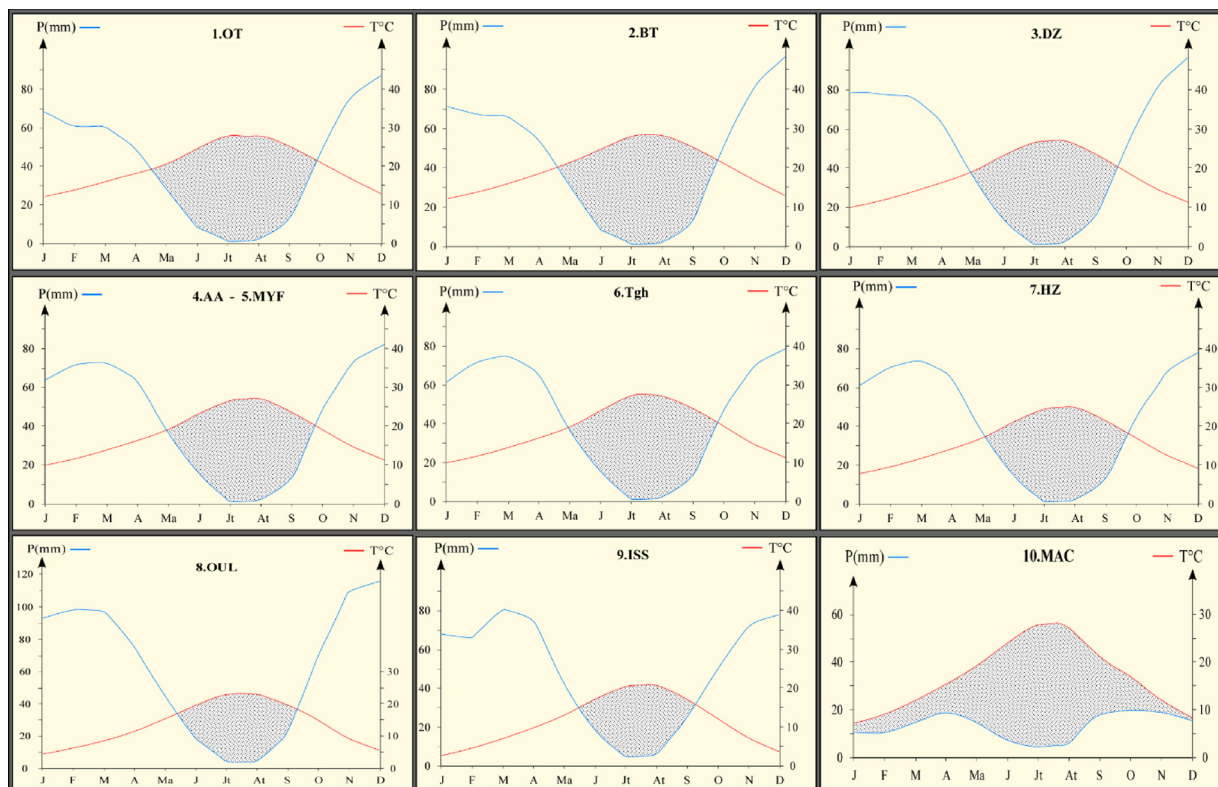


Fig. 2. Ombrothermic diagrams for each sampling site. P: monthly precipitation; T: mean monthly air temperature.

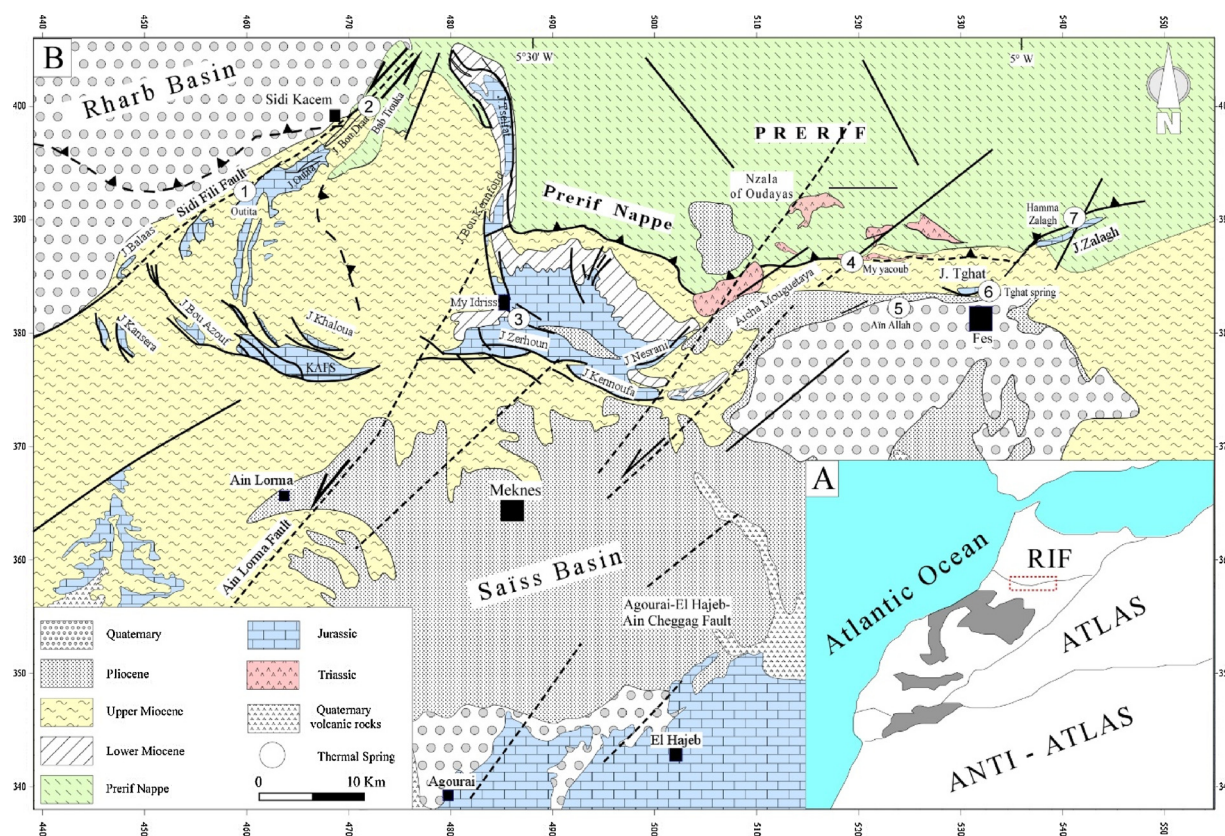


Fig. 3. Simplified geological map of the southern sector of the Rif Belt and of the vicinities of the South Rif Thrust. Water sampling locations are represented with circles and their respective numbers (from 1–7).

the most important aquifer of Morocco, due to their extension and geological properties. The hydrodynamic flow of this aquifer in the study area is mainly from the Middle Atlas to the SRT region (Zarhloule et al., 2005). In Fig. 4, a hydrogeological map of the study area (Margat, 1960), piezometric levels in the Pliocene formations seem to follow an EN E-W SW orientation, indicating a general S-N groundwater flow from the High and/or Middle Atlas are the main recharge zone of most of the SRT thermo-mineral waters. However, thermo-mineral waters are also present in different structural domains and distinct lithofacies. In fact, thermo-mineral waters can also be found: a) in the contact zone between the Oligocene - Middle Miocene marl-dominated sediments and the Rif Belt – the SRT; b) in the Meseta – Atlas Domain, namely in the crystalline basement formation of the Moroccan Central Hercynian Massif (MCHM) (Wildemeersch et al., 2010; Ntarmouchant et al., 2016) and; c) in the Mesozoic carbonate formations of the Atlas Domain (Laville and Piqué, 2004; Michard, 1976; Michard et al., 2008).

Research conducted in Morocco has shown that it has an important geothermal potential, which is not yet utilized, particularly in the NE zone of the country (Rimi, 2000, 2001; Zarhloule et al., 1999, 2007; Zarhloule, 1999, 2004). Studies conducted in the northern part of Morocco (Correia et al., 2017) have shown temperatures above 50 °C in a borehole a depth of about 500 m. Previous estimates of the geothermal gradient of Morocco concluded that the average geothermal gradient is 23 °C·km⁻¹, varying between 16 and 42 °C·km⁻¹ (Zarhloule et al., 2009). This diversity lead to the subdivision of Morocco into geothermal regions (Rimi, 2001; Zarhloule, 2004), namely: a) the northeast zone, with the highest heat flux is characterized by geophysical anomalies (gravity, magnetism and electrical conductivity), high geothermal gradient, Holocene volcanism, neotectonics and large aquifers; b) the southern zone, characterized by Plio-Quaternary volcanism, high heat flux and geophysical anomalies; c) Central Morocco,

characterized by shallow, high geothermal gradients, and thermo-mineral waters at the surface, supporting the evidence of deep reservoirs (Zarhloule, 1999; Rimi, 2001; Rimi et al., 2008; Zarhloule et al., 2009). These three zones have a high geothermal potential regarding deep aquifers at between 400 and 1800 m depth and they correspond mainly to the Jurassic formations (Zarhloule, 1999).

3. Geological context

As mentioned before, thermo-mineral waters collected in this work aim at representing the various geological domains, nature and host rock type present in the study area, namely: a) the Rif Belt (water samples 1 to 7); b) from the Meseta-Atlas Domain, both the Paleozoic basement of the MCHM (8-OUL), and the Jurassic carbonate formations of the Middle (9-ISS) and High Atlas (10-MAC) (Fig. 1 and Table 1). A summary of the specific geological context of each domain is provided below.

3.1. The geological context of the thermo-mineral waters in the SRT

To the North of the SRT, the sedimentary sequences are characterized by the Alpine thrust structures generated during the N-S compression caused by the convergence between Europe and Africa (Michard, 1976; Laville and Piqué, 1992; Beauchamp et al., 1996; Gomez et al., 2000; Frizon de Lamotte et al., 2000; Teixell et al., 2003). The overall geological structure is dominated by a succession of thrust *nappes* piled to the South, oriented E-W and rarely NE-SW, which are usually tens of meters thick. In the field, these are most often materialized by Triassic or Upper Cretaceous outcrops, delineating kilometric-scale areas which correspond to synclinal structures that served as de-centres for the Eocene-Miocene sediments.

The *nappes*, stacked during the migration of the overlapping thrust

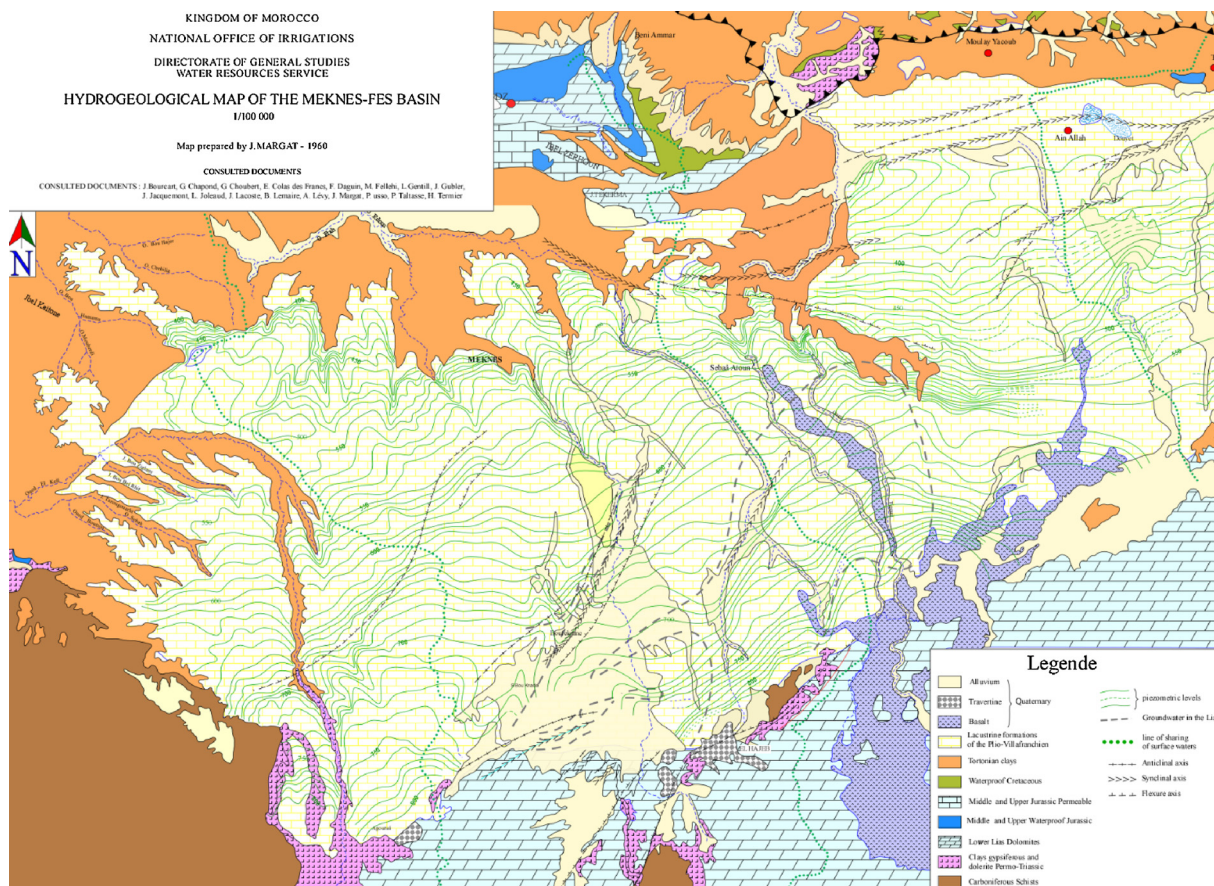


Fig. 4. Hydrogeological map of the Fes-Meknes basin. Source: Margat (1960).

front during the onset of collision and formation of the Rif Belt, are associated with delamination surfaces located in the Triassic and Upper Cretaceous rocks (Morley, 1992; Tejera de Leon and Duee, 2003) during the Early Miocene (Azzimoussa et al., 2003). The overlapping thrusts caused the uplift of the external Rif sequence, by stacking of the successive detachments, producing an organized and repetitive duplex structure. The formation of this structure corresponds to the tectonic paroxysm in the external Rif and the formation of the Rif Belt (Durand Delga and Fontbote, 1980; Monié et al., 1991; Zeck et al., 1992; Abdelkhaliki, 1997; Chalouan et al., 2001). Associated with these detachments and overall stacking of the structure is the exhumation of exotic, deep continental crust and underlying mantle rocks (Fig. 5).

The SRT is a first-order structure that separates the Rif Belt, to the north, from the Paleozoic basement, to the south and is occasionally disturbed by Alpine brittle tectonics along NE-SW, NW-SE and N-S faults (Fig. 3) (Myslil, 1988; Brahim et al., 2002; Lakhdar et al., 2006). The NE-SW faults with predominant sinistral kinematics are present in all major geological domains of Morocco connecting the Rif Belt structures to the southern sectors of the Meseta – Atlas Domain. These faults are sometimes hard to delimit in the marl sequences, but may be inferred from the sharp inflections of the hydrological network and the ridges of small hills. In other cases, there are outstanding outcrops where these faults are very easy to spot, especially in thrust fronts, where Triassic evaporite diapirs most commonly occur (Lakhdar et al., 2007). The NW-SE faults are scarce, whereas the N-S faults show a sinistral shear sense. The dominant NE-SW strike-slip faults are interpreted as post-Mesozoic reactivations of structures formed during the Hercynian orogenic events (Myslil, 1988; Aseebriy et al., 2003).

The thermo-mineral waters sampled in the SRT domain mostly occur associated with the E-W to WNW-ESE direction of the main thrust (3-MDZ, 5-AAH and 6-TGH), but also with the NE-SW strike slip

structures (1-OUT and 2-BTA), or at the interface between both types of structures (2-BTA, 4-MYB and 7-HZH), (Figs. 3 and 5). In addition to the waters sampled, a concentration of thermo-mineral waters occurs within the anticline structures of the pre-Rif domain, the external Rif Belt zone immediately north of the SRT. These anticline structures are followed by synclines where the Cretaceous marl-limestone deposits and the Middle Miocene marl-sandstone deposits are dominant. From East to West, the thermo-mineral waters 7-HZH, 6-TGH, 3-MDZ and 1-OUT are located in the contact zone between the aforementioned faults and anticlines within Triassic-Jurassic formations. Water 2-BTA is associated with pelites of the Upper Cretaceous (Fig. 3). The other thermo-mineral waters, such as 4-MYB and 5-AAH, are hosted within thick Tortonian – Messinian marly sequences that cover either Jurassic limestone-dolomitic rocks, Triassic red clays or even the Paleozoic basement. The lithostratigraphic logs of these localities show that the Mesozoic sequence is mostly composed of limestone at depth, whereas the sediments on top are marls (Fig. 6). The sequence can be locally more complex due to lateral variations in the sedimentary record caused by syn-tectonic deposition associated with the SRT (Chalouan et al., 2001; Tejera de Leon and Duee, 2003) (Fig. 6).

3.2. The geological context of the thermo-mineral waters of the Meseta – Atlas Domain

The Meseta – Atlas Domain is limited to the north by the Rif Belt and to the south by the South Atlas Fault (Fig. 1). It comprises three major geological sub-domains, such as the Eastern and Western Mesetas, as well as the Middle and High Atlas belts. Overall, the thermo-mineral waters are scarce in this complex geological domain, appearing solely in the Paleozoic basement of the MCHM (Western Meseta) and the Mesozoic Atlas sedimentary formations (Fig. 1). The Eastern and

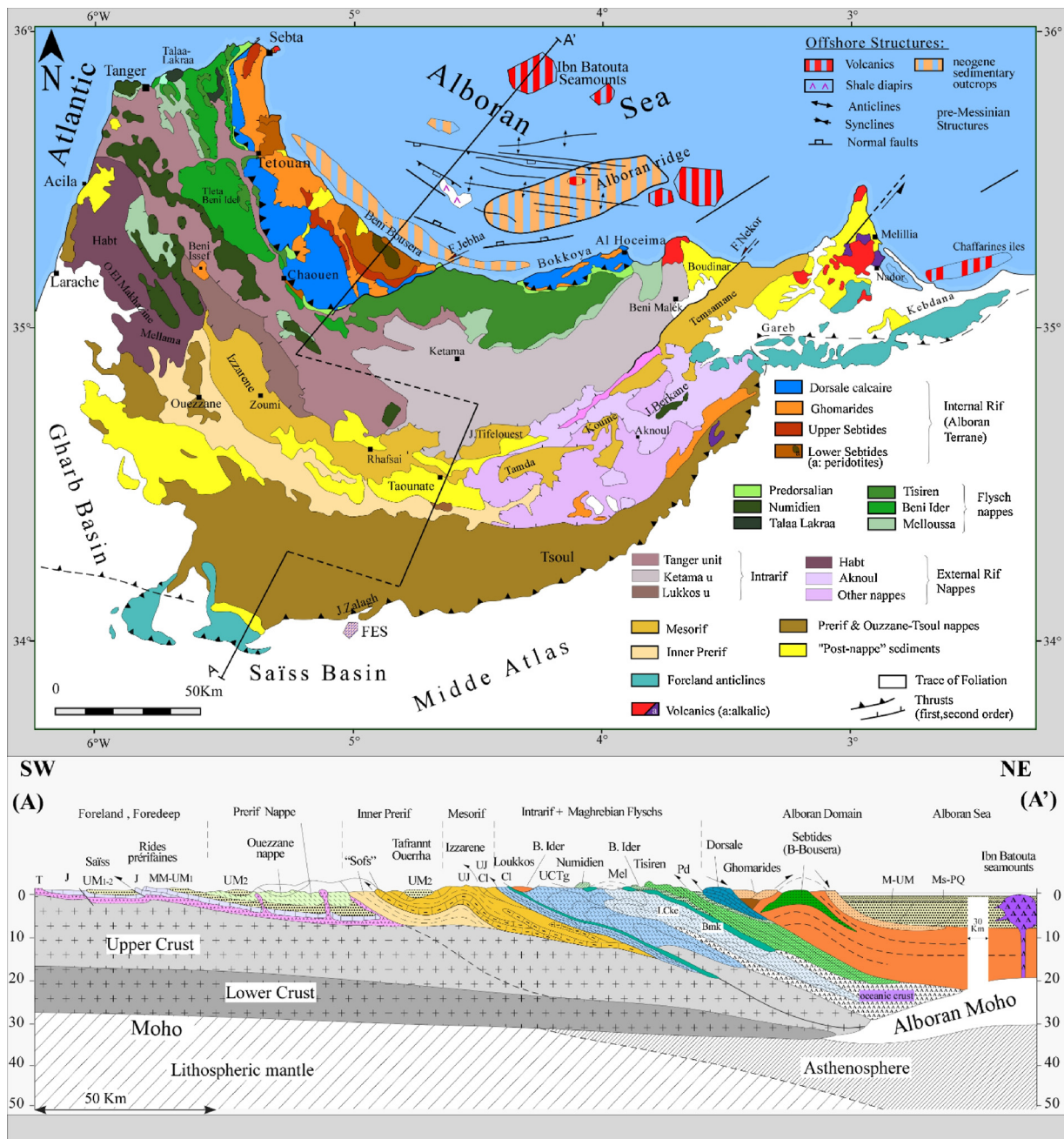


Fig. 5. A: Structural map of the Rif Belt, after Suter (1980a), (1980b) and Chalouan et al., (2001), modified. AA': trace of geology cross-section (Chalouan et al., 2001; Michard et al., 2002).

Western Mesetas comprise an exposed Paleozoic basement over which the Mesozoic and Cenozoic cover was discordantly deposited. The Western Meseta is the largest and most important, comprising three large Paleozoic massifs, from north to south: the Moroccan Central Hercynian Massif (MCHM), where the thermo-mineral waters sampled of 8-OUL are located, the Rehamna and the Jebilet massifs (Fig. 7).

The Atlas domain consists of the Middle and High Atlas mountain belts, considered to be intracontinental belts (Michard, 1976). Both belts are composed of Mesozoic and Cenozoic sedimentary sequences, folded during the Alpine Orogeny. The thermo-mineral waters 9-ISS and 10-MAC are located in the Jurassic carbonate formations of the Middle and High Atlas, respectively (Fig. 7).

3.2.1. The thermo-mineral waters of the MCHM (Oulmès)

The MCHM is mostly composed of deformed Paleozoic terrains and

granites formed during the Hercynian Orogeny. Its overall structure consists of a succession of NE-SW-oriented anticlines and synclines (Fig. 8a), from West to East: the Casablanca anticline, the western syncline, the Khouribga-Oulmès anticline, the Fourhal syncline and the Kasba Tadla-Azrou anticline (Cailleux, 1985; Belfoul et al., 1988; Tahiri et al., 1989; Oubbih, 1991; Rahhou, 1996).

The plateau of Oulmès (Fig. 8b) is situated to the north of the Khouribga-Oulmès anticline and comprises Ordovician meta-sandstones and quartzites and Silurian schists with fine-grained greywacke sheets. These formations are bordered by Devonian limestones, meta-pelites and quartzites, as well as by sandstone-limestone conglomerates of the Lower Carboniferous (Upper Visean; Tahiri, 1991). A NE-SW elongated, leucogranitic massif intrudes the metasedimentary formations.

The overall geological framework of the Oulmès region is the result

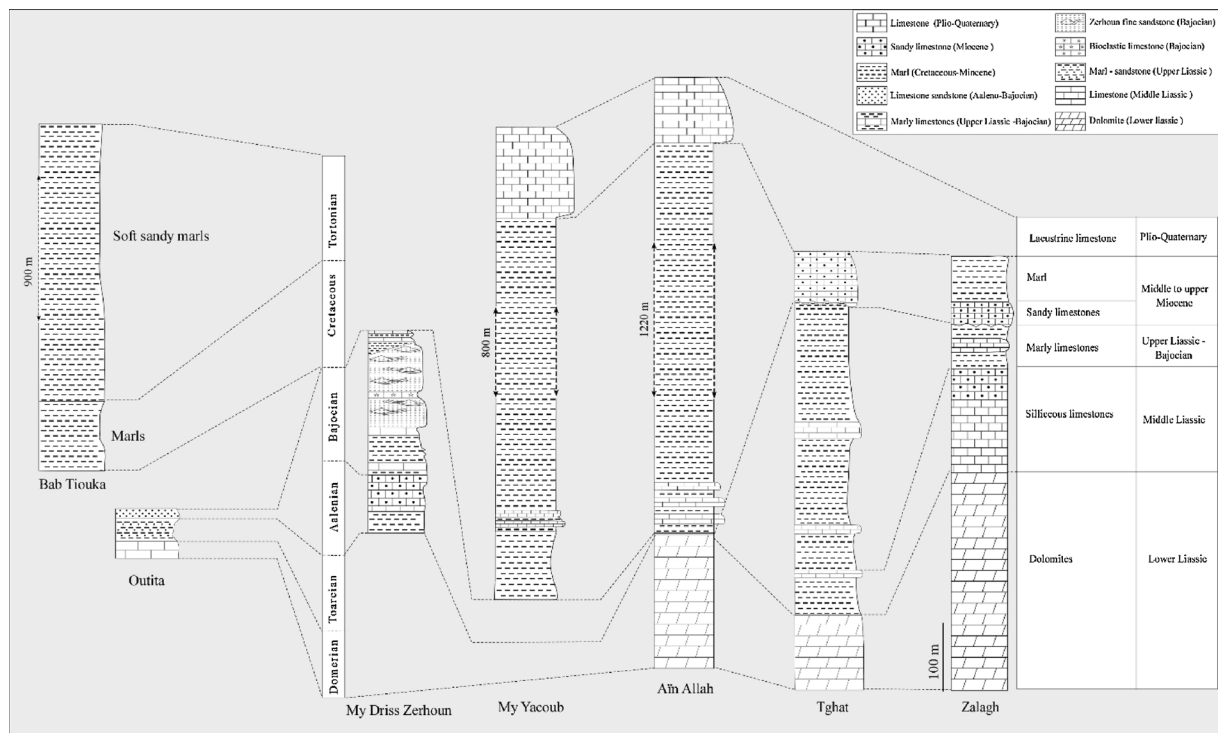


Fig. 6. Lithostratigraphic logs of the geological context of the thermo-mineral waters studied in the South Rif Thrust.

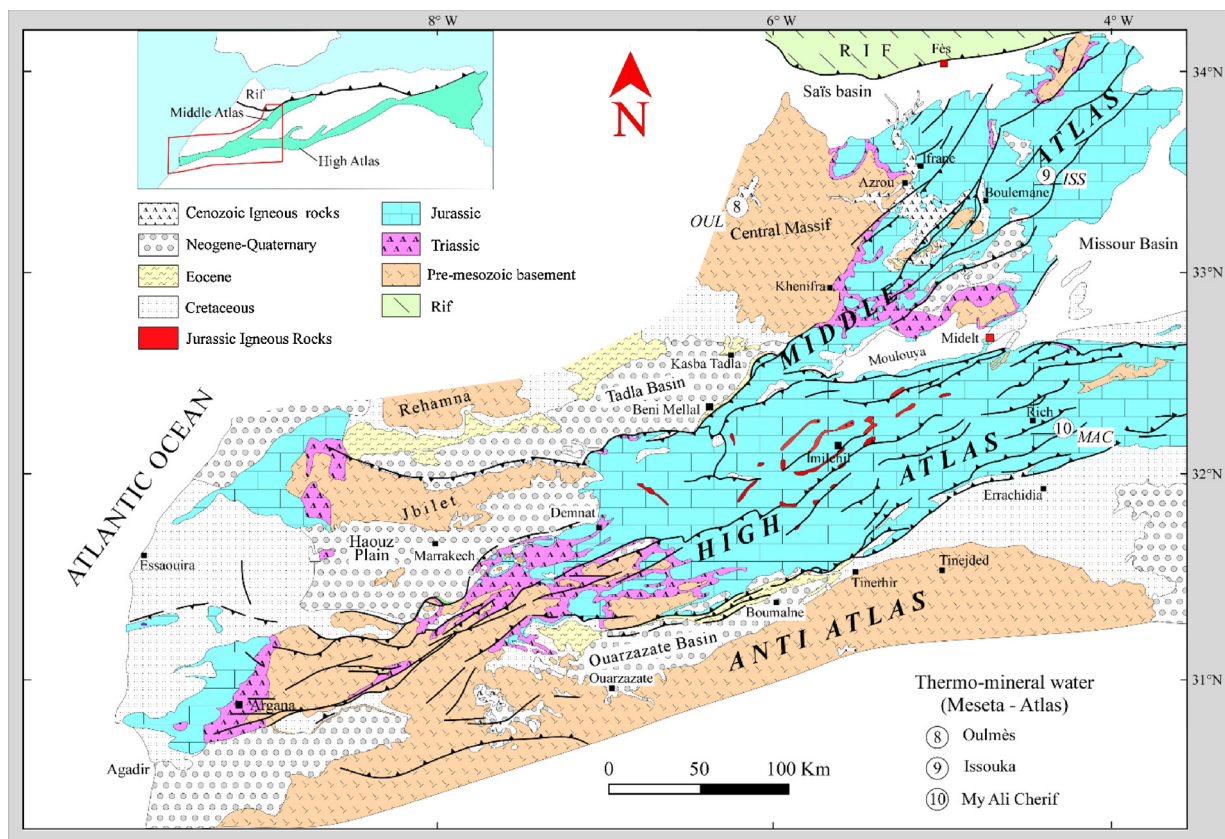


Fig. 7. Simplified geological map of the Meseta – Atlas Domain (from Teixell et al., 2003), and locations of the thermo-mineral water sampling sites.

of the Hercynian Orogeny thrust tectonics that generated duplex structures by the activity of two major detachments, one at the base of the Ordovician formation and the other within the Silurian sequence. The Ordovician rocks affected by the basal thrust form hectometric to

kilometric-scale folds (axial plane oriented to 10–30°), on which the Devonian terrains are discordantly in contact (Ben Abbou et al., 2001). Associated with this contact, is a network of late conjugated dextral and sinistral faults, formed under a NW-SE shortening tectonic regime (Ben

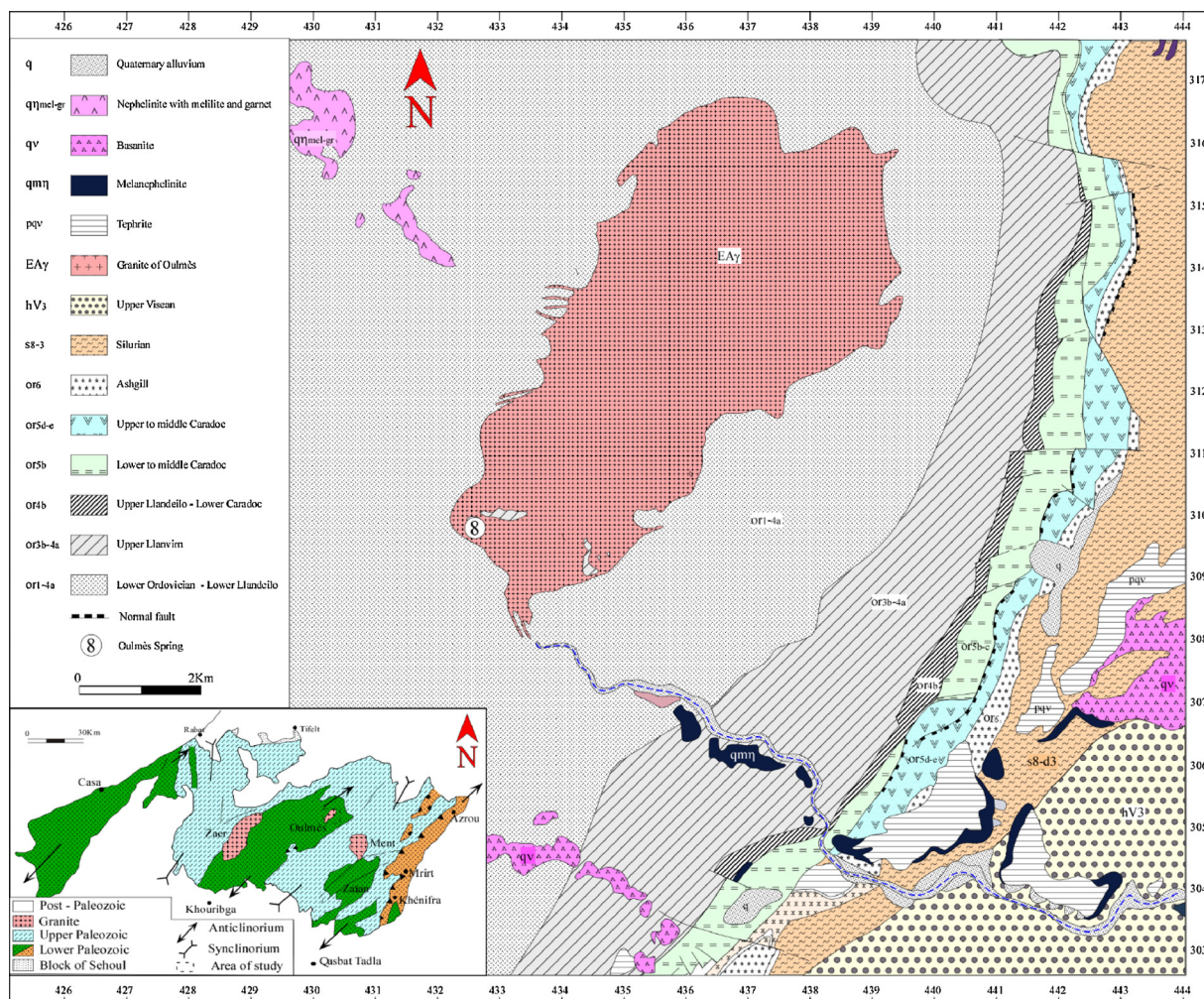


Fig. 8. Geological map of the Oulmès region in the Moroccan Central Hercynian Massif (Western Meseta) with the location of the Oulmès thermo-mineral water (adapted from [Baudin et al., 2001](#)).

[Abbou, 2001](#)). A closer examination of this network reveals the predominance of two main fault directions: NE-SW and EN E-W SW ([Fig. 8B](#)). The thermo-mineral waters 8-OUL are located in the Khoribga-Oulmès anticline at the lithological contact between the Oulmès granite and the Ordovician country-rock units ([Fig. 8b](#)); unlike to the thermo-mineral waters sampled in other domains, no fault-related structural contrast is evident at Oulmès.

3.2.2. The thermo-mineral waters of the atlas (Issouka and my Ali Cherif)

The Atlas domain consists of two relatively narrow folded intracontinental belts: the Middle Atlas and the High Atlas ([Michard, 1976](#); [Piqué et al., 2002](#); [Teixell et al., 2003](#); [Ellouz et al., 2003](#); [Sarih et al., 2007](#)). Both belts are composed of Mesozoic and Cenozoic sedimentary sequences, folded during the Alpine Orogeny. The Middle Atlas, oriented in a NE-SW direction, consists of two structural entities: the folded Middle Atlas, to the East, and the tabular Middle Atlas, to the West, separated by the North Middle Atlas Fault. The tabular Middle Atlas is devoid of thermo-mineral waters, whereas the mountainous, folded Middle Atlas region, contains the thermo-mineral waters 9-ISS, among others ([Fig. 9](#)). The High Atlas is a EN E-W SW to E-W mountainous belt, comprising a Paleozoic basement discordantly overlain by carbonate Mesozoic rocks

Both the Middle and High Atlas comprise broad, flat-bottomed synclines, infilled with thick Jurassic and Cretaceous sedimentary sequences, which are often extensively eroded ([Laville and Piqué, 1992](#)). The anticlines are mainly composed of Lower Jurassic limestones and

are spatially arranged in an *en echelon* succession of NE-SW and E-W axes ([Jacobshagen, 1986](#)). The overall ejective tectonics style ([Stets and Wurster, 1982](#); [Jacobshagen, 1988](#); [Giese and Jacobshagen, 1992](#); [Piqué, 1994](#); [Laville and Piqué, 2004](#)), results in a North vergence in the northern border and a South vergence in the southern border.

Faulting is associated with inherited Variscan structures which controlled the Atlas Triassic-Jurassic rifting and later on, the tectonic inversion during the Alpine Cycle: NE-SW to E-W normal and thrust faults, as well as WNW-ESE to NNE-SSW strike-slip faults ([Piqué et al., 2002](#); [Teixell et al., 2003](#); [Ellouz et al., 2003](#); [Sarih et al., 2007](#)).

The thermo-mineral waters 9-ISS and 10-MAC are located in the Jurassic carbonate formations overlying the Triassic clays and basalt formations of the Middle and High Atlas, respectively. Both occur in the immediate vicinity of anticline structures ([Figs. 9 and 10](#)), with 9-ISS adjoining relatively close to NE-SW thrusts.

4. Sampling and analytical procedures

In order to achieve the main goals of this work, a total of 10 thermo-mineral waters (8 springs and 2 wells, [Table 1](#)) from the different geological domains aforementioned were selected and sampled in the summer of 2014. Field parameters such as water temperature, pH, electric conductivity, total dissolved solids and dissolved oxygen were measured by means of a SEBA KLL-Q-2 portable multiparametric probe (accuracies $\pm 0.15^\circ\text{C}$, ± 0.02 pH units, $\pm 1 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ at 25°C , $\pm 1 \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, and $\pm 0.1 \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, respectively).

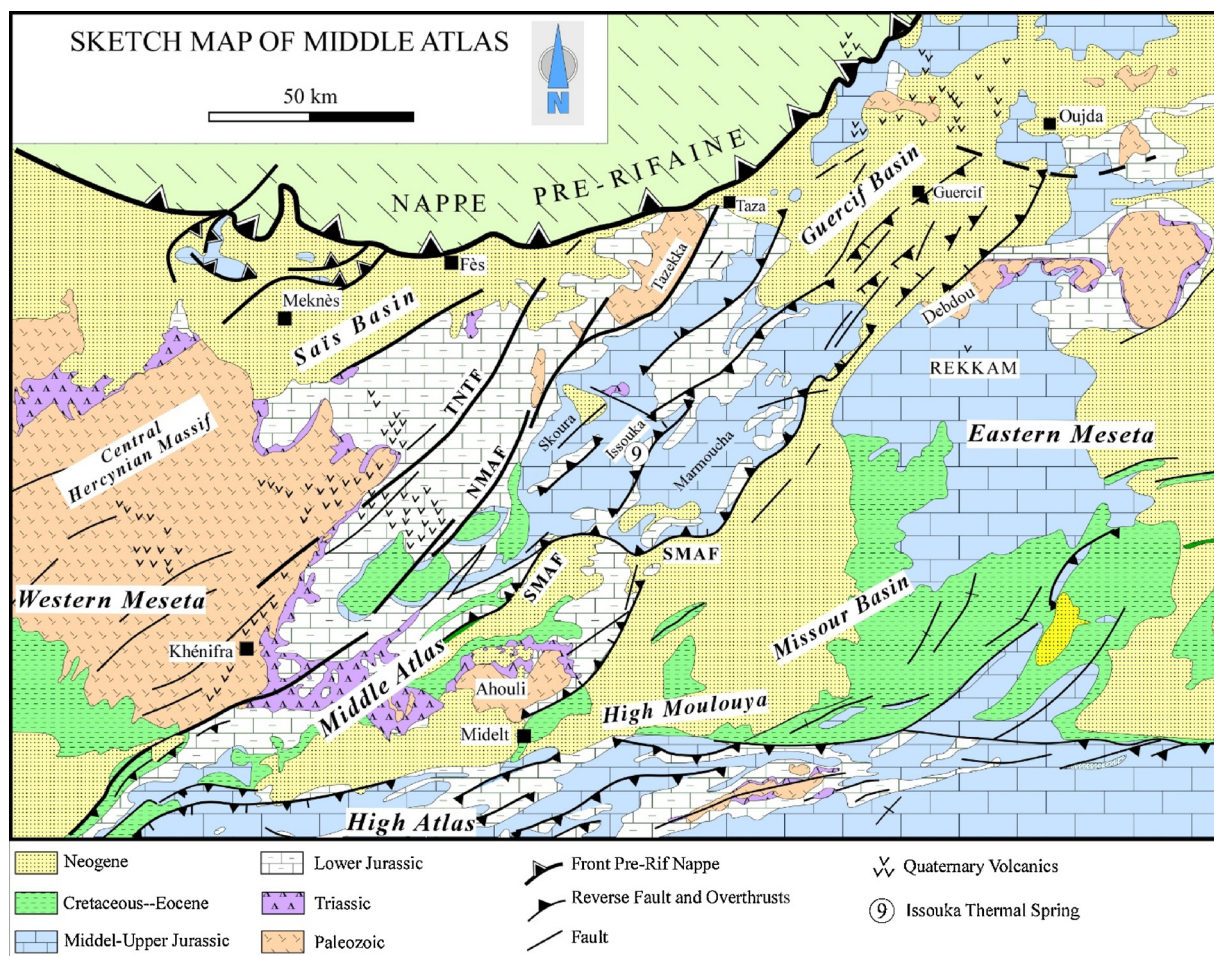


Fig. 9. Geological map of the Issouka region in the Middle Atlas with the location of the 9-ISS thermo-mineral water sampled (adapted from Frizon de Lemotte et al., 2008).

Water samples for laboratory analysis for major, minor and trace elements were collected and stored in 250 mL and 125 mL polyethylene bottles with screw caps, respectively. Prior to sample collection, the 250 mL bottle was rinsed three times with the water sampled. The 125 mL polythene bottle sample was previously filtered (0.45 μm) and acidified (2%) with HNO_3 ultrapur in order to avoid complex formation and precipitation of metals. Water samples for stable hydrogen and oxygen isotope ratios ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) were collected and stored in 60 mL brown glass bottles. Water samples for carbon isotope ratio ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) of TDIC ($\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$) were taken in HDPE 125 mL bottles with 50 mL of a $\text{Ba}(\text{OH})_2$ -saturated solution. Formation of BaCO_3 retains all the carbonate species dissolved and avoids possible gas losses following the Kusakabe (2001) procedure. Water samples for high precision tritium (^3H) measurements were collected in 1 L glass bottles. During transport, water samples were stored at approximately 4 $^\circ\text{C}$ in an ice container.

Water sampling and field determinations from both wells 4-MYB and 5-AAH were carried out after a certain amount of pumping and when stabilization of field parameters was achieved in order to obtain representative samples.

Chemical analysis of major, minor and trace elements was performed by ion-chromatography and ICP-OES, at the Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), at Tenerife Island, Spain. Analytical accuracy ranges from 2 to 5%. $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$, as well as $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values were obtained by mass spectrometry (Thermo-Finnigan MAT 253) at the ITER laboratory. Accuracy for $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$, reported as $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ with respect to the Vienna-PDB international standard (V-PDB) is $\pm 0.1\text{‰}$. Accuracies for $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ are $\pm 0.5\text{‰}$ and $\pm 0.05\text{‰}$,

respectively. Results are reported in the delta notation as per mil deviations from the international standard V-SMOW. Tritium (^3H – reported in Tritium Units, TU) content was determined by an electrolytic enrichment and liquid scintillation counting method using a Packard Tri-Carb 2000 CA/LL at $\text{C}^2\text{TN}/\text{IST}$ laboratory, at Lisbon, Portugal. For ^3H analyses, the standard deviation varied between 0.4 and 0.7 TU depending on tritium content.

The speciation software PHREEQC (Parkhurst and Appelo, 1999) was used to calculate the saturation indices (SI) of the waters with the main minerals probably present in the host rocks, and the partial pressure of CO_2 (Electronic Appendix 2). The same program was applied to calculate the ion balance error (IBE) for each water sample; the errors range from 0.1% to 3.6%.

The multivariate statistical approach of Principal Component Analyses (PCA) was performed by means of the *PSPP* – open source software.

5. Hydrogeochemical and isotopic approach

5.1. Physical-chemical composition

Thermo-mineral waters sampled show a wide variation in physical-chemical characteristics, such as Cl-Na , $\text{SO}_4\text{-Ca}$ and $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ hydrochemical facies with different ranges of outlet temperatures and salinity (Table 2). Outlet water temperature ranged from 24 to 54 $^\circ\text{C}$. Taking into account a regional average annual air temperature of 20 $^\circ\text{C}$ (El Morabiti et al., 2008), all thermo-mineral waters sampled can be considered as hyperthermal according to the Schoeller (1962)

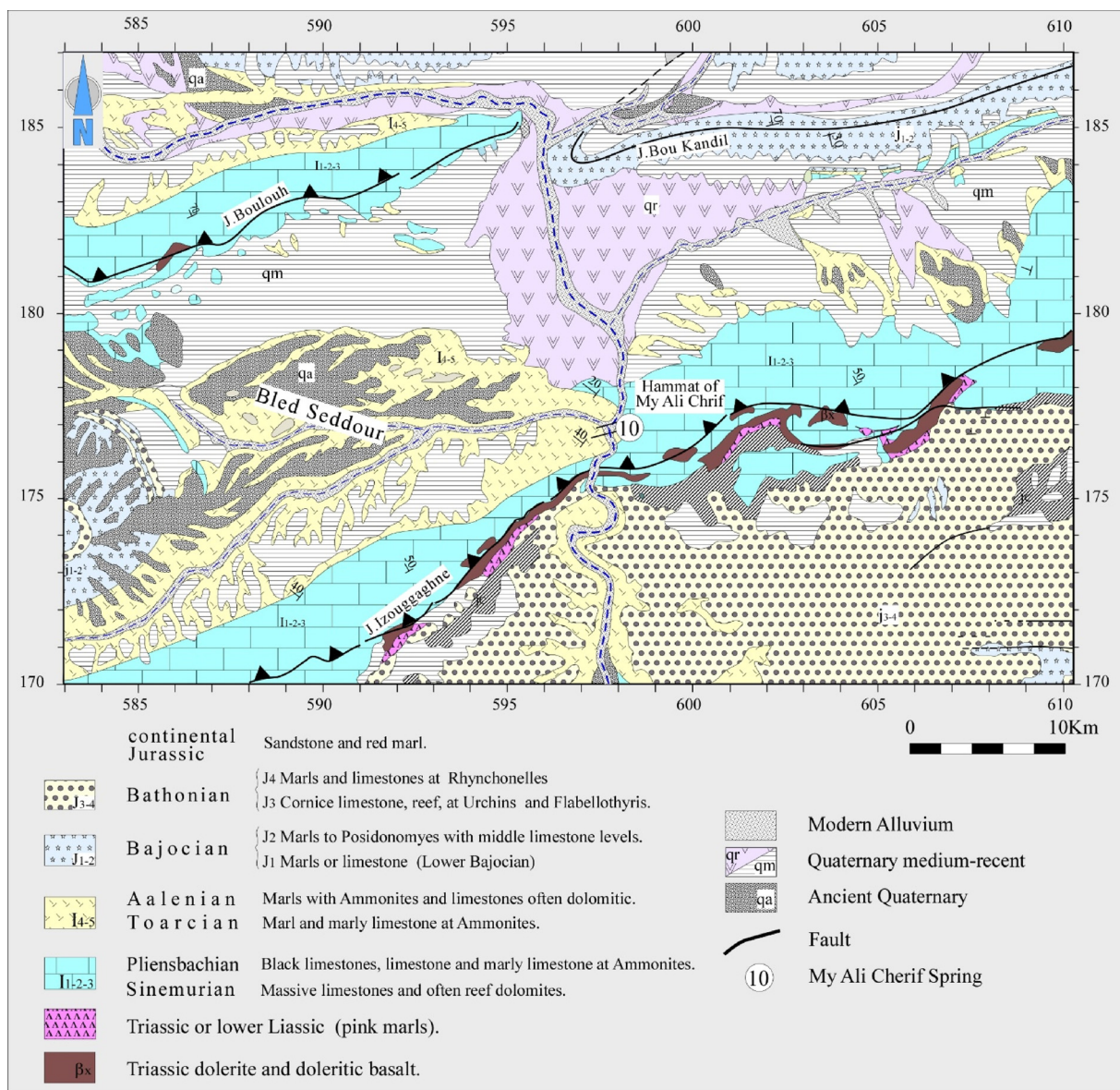


Fig. 10. Geological map of the My Ali Cherif region in the High Atlas with the location of the 10-MAC thermo-mineral water sampled (adapted from Choubert et al., 1956).

Table 2

Field determinations and major and minor element concentrations of the thermo-mineral waters sampled: Yield or flow rate (Y, L·s⁻¹); Outlet temperature (T, °C); pH; Electrical Conductivity (EC, mS·cm⁻¹); Total Dissolved Solids (TDS, g·L⁻¹); Dissolved Oxygen (DO, mg·L⁻¹). Ion concentrations are expressed in meq·L⁻¹, except silica (SiO₂, in mg·L⁻¹). Ionic Balance Error (IBE) expressed in %.

Sample	Y	T	pH [*]	EC	TDS	DO	Comments	Facies	SiO ₂	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	IBE
1-OUT	2.8	40.7	7.02	8.5	6.3	0.4	H ₂ S odour	Cl-Na	10.06	4.23	0.09	71.61	0.031	0.07	22.10	68.48	0.76	16.09	9.49	0.26	-1.6
2-BTA	0.1	24.0	7.01	42.9	33.5	1.0	H ₂ S odour	Cl-Na	6.95	10.75	0.12	544.70	0.541	0.67	0.02	463.43	3.68	51.38	38.44	3.73	0.3
3-MDZ	2.3	30.8	7.05	3.7	2.7	1.0		SO ₄ -Ca	5.46	4.37	0.07	13.80	0.010	0.02	31.61	13.36	0.16	25.14	9.76	0.03	-1.4
4-MYB	12.0	53.6	6.72	37.9	28.7	3.3	H ₂ S odour	Cl-Na	11.55	19.79	0.14	453.89	0.299	0.00	0.70	383.70	6.33	50.54	22.74	2.55	-1.0
5-AAH	200.0	44.1	7.43	0.8	0.5	2.6		HCO ₃ - Ca	3.30	4.97	0.01	2.36	0.002	0.20	0.52	2.35	0.03	3.23	2.64	b.d.l.	1.3
6-TGH	1.1	26.2	7.04	1.5	1.1	3.5		Cl-Na	5.92	5.13	0.04	7.36	0.007	0.01	3.49	10.18	0.11	2.63	2.57	b.d.l.	-1.7
7-HZB	1.5	35.1	7.11	7.5	5.5	1.1	H ₂ S odour	Cl-Na	7.96	3.70	0.09	70.37	0.043	0.03	4.39	60.61	0.74	7.79	4.69	b.d.l.	-3.1
8-OUL	20.0	41.9	6.59	2.1	1.2	2.1		HCO ₃ - Na-(Ca)	58.03	16.51	0.09	8.02	0.023	0.01	0.21	10.56	0.61	9.51	4.32	0.08	0.4
9-ISS	5.0	35.7	6.85	1.2	1.0	1.7		Cl- (HCO ₃)- Na-(Ca)	3.73	5.19	0.02	6.70	b.d.l.	0.05	1.40	6.05	0.03	4.34	2.21	0.02	-2.7
10-MAC	3.6	45.9	6.97	12.4	9.2	1.1		Cl-Na	13.99	3.88	0.15	113.73	0.035	0.07	27.08	109.83	0.62	24.57	6.69	0.10	-1.1

* pH measured in laboratory. b.d.l.: below detection limit; n.d.: not determined.

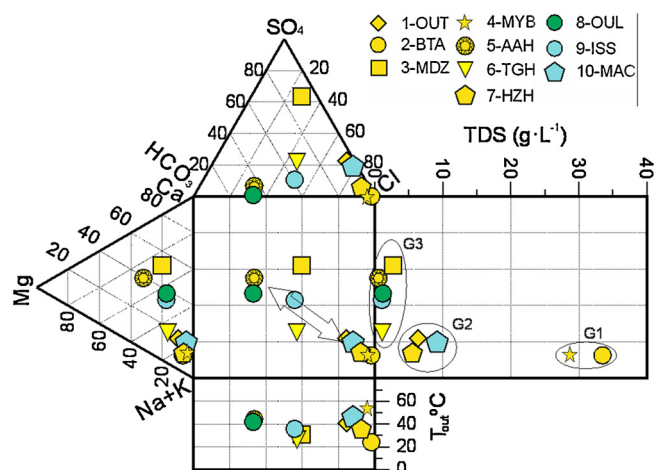


Fig. 11. Physical-chemical classification of thermo-mineral waters sampled with the modified Durov diagram (Durov, 1948), coloured according to the geological domains, as in Table 1. Tout: outlet temperature; TDS: Total Dissolved Solids.

classification. Groundwater salinity was determined by the Total Dissolved Solids (TDS). Thermo-mineral waters sampled are distinguished by TDS contents as three different groups (Fig. 11): (G1) strongly mineralized ($TDS > 28.7 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$): 2-BTA and 4-MYB; (G2) medium mineralized ($2.7 < TDS < 9.2 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$): 1-OUT, 7-HZH and 10-MAC; (G3) weakly mineralized ($TDS < 1.2 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$): 3-MDZ, 5-AAH, 6-TGH, 8-OUL and 9-ISS.

The hypermineralized, but colder Cl-Na water (2-BTA) corresponds to a spring emerging in the Miocene sandy marls at the intersection between the Pre-Rif thrust nappes with the NE-SW faults system (Fig. 3). The hottest, hypermineralized, Cl-Na water (4-MYB) corresponds to the My Yacoub balneological spa, near Fès (Lakhdar et al., 2006). Conversely, the also hot, but diluted $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ water (5-AAH), was extracted from a well at 1.3 km depth, and can be assumed as representative of the original conditions at depth in the calcareous Liassic reservoir, the main groundwater reservoir in the region (Bouchaou et al., 2008; El Morabiti et al., 2008). The other thermo-mineral waters seem to follow a mixing line between those three end-members (5-AAH and 2-BTA/4-MYB) (Fig. 11).

Evidence for mixing between deep thermo-mineral waters and shallow diluted waters can clearly be inferred from the Schoeller-Berkaloff diagram in Fig. 12. A vertical shift in the line connecting the component concentrations without changes in the shape, suggests a progressive and continuous enrichment in major elements, both cations and anions. Progressive deviations from this pattern can be seen in the

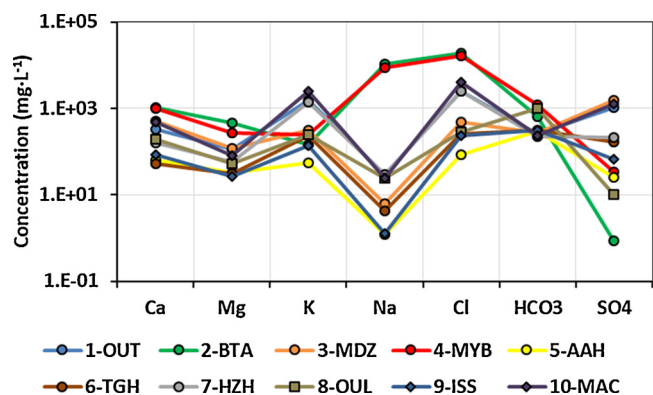


Fig. 12. Schoeller-Berkaloff diagram of thermo-mineral waters sampled. All ion concentrations are expressed as $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. Note that mixing processes may cause a vertical shift in the line, but a conservative shape.

potassium, sodium and sulfate concentrations of the regional diluted $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ waters (extracted from the Lower Jurassic reservoir in the deep well 5-AAH), towards the hypermineralized (2-BTA and 4-MYB) Cl-Na waters.

Although the majority of the waters sampled are spring waters, the measured NO_3 concentrations were always less than $1 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$, thus excluding a significant anthropogenic contribution (e.g. use of fertilizers) for the groundwater mineralization process; except for sample 2-BTA, with a relatively high NO_3 concentration ($0.7 \text{ meq}\cdot\text{L}^{-1}$) is in agreement with its relatively low outlet temperature (Table 2). The relatively low sulfate concentrations in sample 2-BTA and to a lesser extent, sample 4-MYB, may be explained by: a) a change in redox conditions of the $\text{H}_2\text{S-SO}_4$ pair related to anaerobic reduction of gypsumiferous sulfate into H_2S in presence of organic matter or; b) by the oxidation of pyrite present in the Jurassic and Hercynian basement rocks, which is observed near these thermal resurgences (Lakhdar et al., 2006; El Morabiti et al., 2008). This hypothesis is in good agreement with the field observation of strong “sulphur odour” at both sampled sites (as in 1-OUT and 7-HZH; Table 2).

5.2. Chemical correlations

Relatively good linear correlations between Na-Cl, Na-K, Na-Ca and Ca-Mg are observed for the thermo-mineral waters studied (Fig. 13a–d). These linear correlations, are defined by a well developed trend from the weakly mineralized (5-AAH and 9-ISS) to the highly mineralized waters (2-BTA and 4-MYB), and reflect equilibrium reactions between these elements at different levels of the reservoir crossed during the flow towards the surface.

The thermo-mineral waters show an excellent Na-Cl correlation along a straight line with a 1.2 slope, which is higher than both for seawater (0.86) and the curve for halite dissolution (1.0). This behaviour suggests an additional Na input, due to the dissolution of Triassic and/or Miocenic (Fig. 13a) evaporite-rich sediments, or alternatively, due to cation exchange between clays and groundwater. Nevertheless, the Na-K and Na-Ca correlations (Fig. 13b–c) also suggest the involvement of alkali feldspars (e.g.: orthoclase), present in the magmatic and metamorphic rocks of the Paleozoic basement, and of calcic-sodic minerals (e.g.: plagioclase and pyroxene) as those found in strongly albitized Triassic micro-gabbros (Dekayer et al., 2000). The progressive dissolution through water-rock interaction of Jurassic dolomitic limestones is also suggested by the Ca-Mg correlation (Fig. 13d).

With regard to the K-SiO₂ diagram (Fig. 13e), excluding the anomalous SiO₂ concentration of sample 8-OUL (probably due to weathering of basement granitic rocks), there is also a trend of progressive mineralization of the thermo-mineral waters. In the Ca vs. SO₄ diagram (Fig. 13f), the lack of linear correlation may reflect the combined effects of evaporite dissolution (gypsum and/or anhydrite- arrow 1) and reduction of the evaporitic sulfate into H_2S or pyrite oxidation (arrow 2).

In the Ca + Mg vs. $\text{SO}_4 + \text{HCO}_3$ diagram (Fig. 13g), two different groups can be distinguished. The first group, corresponding to the weakly to medium mineralized waters (G₂ and G₃), shows a good linear correlation ($r^2 = 0.96$), suggesting a common origin for the mineralization process. This process is probably related to water-rock interaction, such as dissolution and precipitation of minerals (calcite, dolomite, anhydrite, gypsum) and/or cation exchange with clay minerals. The second group of strongly mineralized waters (G₁), shows Ca + Mg enrichment without the enrichment of $\text{SO}_4 + \text{HCO}_3$, implying a different origin from that of the first group.

The Cl vs. rCl/rBr molar ratio diagram (Fig. 13h) shows that almost all water samples have rCl/rBr values higher than typical seawater (655; Alcalá and Custodio, 2008), but similar to those derived from biotite weathering and/or from dissolution of chloride-rich evaporite minerals ($r\text{Cl}/r\text{Br} > 1000$).

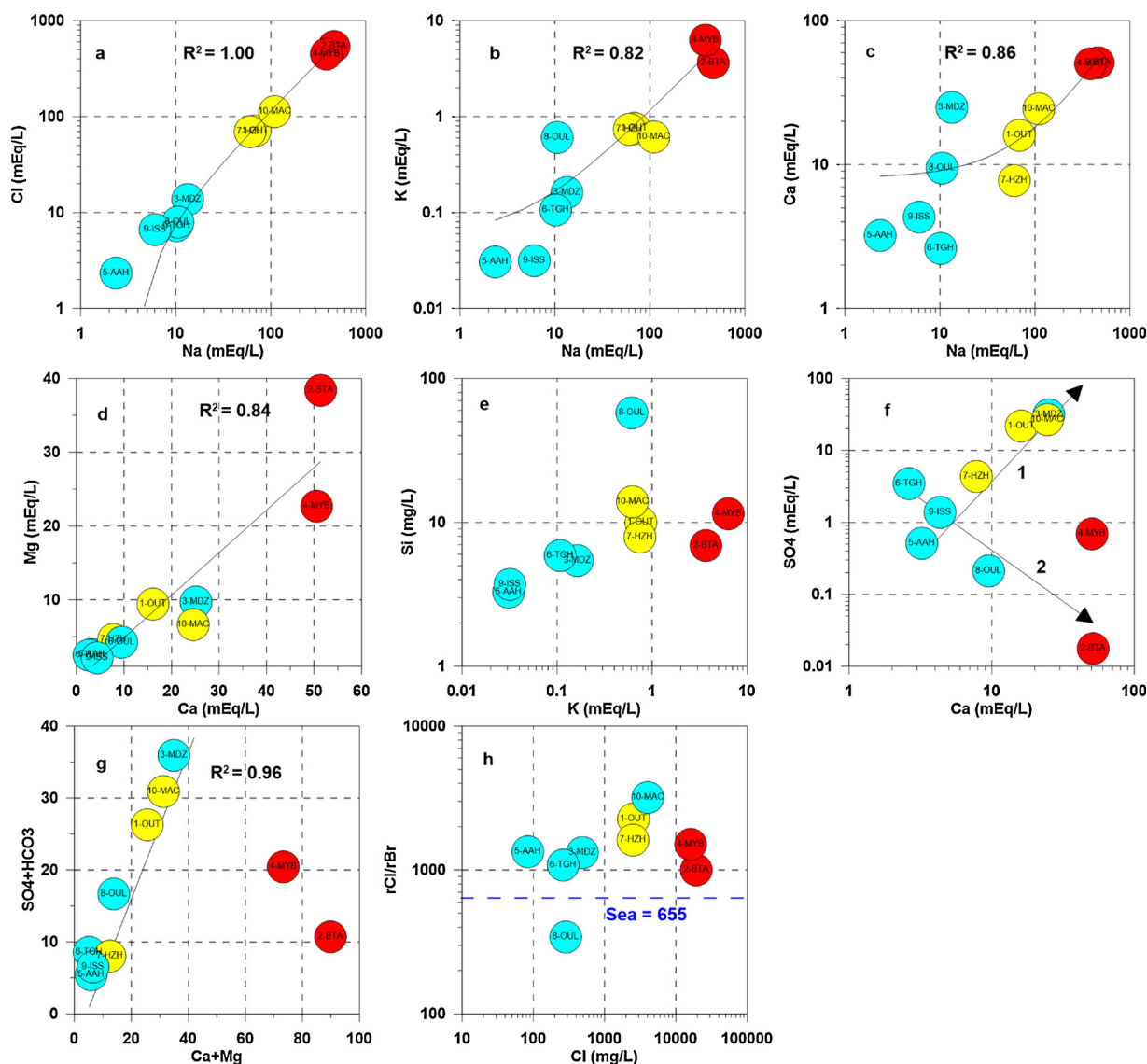


Fig. 13. Binary correlation between some chemical elements in the thermo-mineral waters sampled, coloured according to the salinity group (red: G1 - strongly mineralized; yellow: G2 - medium mineralized; blue: G3 - weakly mineralized) (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

5.3. Solubility index

All waters sampled are in equilibrium or in an oversaturation state with aragonite, calcite and dolomite, consistent with extensive water-rock interaction with a carbonated host aquifer. These features suggest conditions for mineral precipitation, in contrast to a subsaturation state for evaporite-related minerals, such as halite, gypsum and anhydrite (Electronic Appendix 2). Only 8-OUL water shows quartz oversaturation, as expected for water-rock interaction with the MCHM granitic rocks.

5.4. Trace elements

In addition to major and minor elements, the trace element concentrations in the waters sampled can be a helpful tool to better understand the interaction between host rocks and thermo-mineral waters (Table 3). Anomalous concentrations of Li and B, which have high mobility in (hot) liquid and gaseous phases, respectively (Aiuppa et al., 2000), as well as of relatively low-mobility metals like Ba and Cr, were detected in the 2-BTA and 4-MYB thermo-mineral waters (Fig. 14). The Li and B anomalous concentrations are probably related to an

endogenous contribution of volcanic/hydrothermal derived fluids, in agreement with the deep-seated CO₂ input observed in these waters (Tassi et al., 2006). A strong variability in the Al, Fe and Mn concentrations of the sampled waters was also detected, contrasting with the relatively uniform concentrations of Co, Cr, Cu, V and Zn (Fig. 14). These variations could be related with the different behavior of groundwater under changing redox and pH conditions. For instance, a lower pH and anoxic conditions in a confined aquifer enhance silicate solubility, with increasing Al, Fe and Mn concentrations, whereas the other trace elements can remain as less soluble solid complexes (e.g. oxyhydroxides) (Drever, 1997).

5.5. Multivariate statistical analysis

The multivariate statistical approach of Principal Component Analyses (PCA) was used to support the identification of the geochemical processes controlling major, minor and trace element concentrations in the thermo-mineral waters studied. The factors and loadings of the principal components were extracted from the correlation matrix of 29 parameters including outlet temperature, flow rate or yield, pH, TDS, DO, Ca, Mg, Na, K, NH₄, HCO₃, Cl, SO₄, NO₃, F, Br,

Table 3
Trace element concentrations (in $\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$) of the thermo-mineral waters sampled. Molar ratios are also reported.

Sample	Al ³⁺	As ⁺	B ⁻	Ba ²⁺	Be ²⁺	Cd ²⁺	Co ²⁺	Cr ⁺	Cu ⁺	Fe ²⁺	Li ⁺	Mn ²⁺	Ni ²⁺	Pb ²⁺	Se ⁶⁺	Te ⁶⁺	V ²⁺	Zn ²⁺	rNa ⁺ /rCl ⁻	rCl ⁻ /rBr ⁻
1-OUT	105	b.d.l.	1922	31	b.d.l.	b.d.l.	1	5	14	59	1405	4	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	54	b.d.l.	0.96	2280
2-BTA	366	b.d.l.	21120	3145	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	10	18	397	6325	11	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	62	b.d.l.	0.85	1007
3-MDZ	29	b.d.l.	238	16	b.d.l.	b.d.l.	2	2	14	47	182	4	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	51	b.d.l.	0.97	1329
4-MYB	b.d.l.	b.d.l.	7983	16348	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	9	15	6	15648	11	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	63	b.d.l.	0.85	1517
5-AAH	2	b.d.l.	30	17	b.d.l.	b.d.l.	3	b.d.l.	15	b.d.l.	24	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	26	b.d.l.	1.00	1348
6-TGH	13	b.d.l.	877	51	b.d.l.	b.d.l.	1	b.d.l.	13	18	187	1	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	43	82	1.38	1089
7-HZH	505	b.d.l.	708	112	b.d.l.	b.d.l.	4	3	14	311	1374	8	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	46	b.d.l.	0.86	1625
8-OUL	69	b.d.l.	430	334	94	b.d.l.	2	2	15	13223	4985	1101	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	32	137	1.32	345
9-ISS	6	b.d.l.	41	139	b.d.l.	b.d.l.	2	b.d.l.	16	8	30	0	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	23	84	0.90	n.d.
10-MAC	50	b.d.l.	149	41	b.d.l.	b.d.l.	2	3	16	1521	374	37	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	57	b.d.l.	0.97	3212
Seawater																			0.86	655

b.d.l.: below detection limit.

SiO₂, Al, B, Ba, Co, Cr, Cu, Fe, Li, Mn, V, Zn and pCO₂, obtaining almost 80% of the data variability with three factors (F₁, F₂ and F₃, see Electronic Appendix 3).

The first factor (F₁), representing 47% of the total variance of the system, is related to the presence of chemical elements in groundwater. F1 shows higher positive loadings on the TDS and almost all the dissolved species, excluding SiO₂, Mn, Fe, pCO₂ (as well as HCO₃ and Zn) which belong to F₂, and SO₄ to F₃. Note that T, as well as NO₃⁻, Al³⁺ and Cu⁺ are not key parameters for any of those factors. The minor importance of the outlet temperature (T) in the three main factors that characterize the groundwater system, using the PCA, suggests that the T was probably modified by different degrees of mixing between hot (deep) and cold (shallow) waters. Because contamination by nitrate (values < 50 mg.L⁻¹) has not been identified in the sampled waters, contribution of return irrigation water and other polluted surface waters to the mineralization processes seems negligible.

Factor F₁ is responsible for the incorporation of most of the major (Na, K, Ca, Mg, Cl), minor (NH₄, Br, F) and trace (Cr, Li, V, Ba) dissolved ions in the groundwater circulation probably due to host rock dissolution and/or mixing of groundwater with highly mineralized fluids. As expected, a positive correlation is found between G₁ waters and F₁ factor (Fig. 15). Outlet temperature (T) is an independent variable of the F₁ factor, therefore, the salinization of the groundwaters probably takes place at different depths or in the reservoirs. Another possibility is that the outlet temperature is controlled by different degrees of mixing between hot (deep) and cold (shallow) waters both close to the emerging point and at depth.

The F₂ factor (21% of the total variance), groups the lowest pH values and high values of SiO₂, Mn, Fe, Zn, pCO₂ and HCO₃. It is probably related to a significant CO₂(g)-water-rock interaction process at the MCHM, where the 8-OUL thermo-mineral water was sampled. The input of deep seated (endogenous) CO₂ into the aquifer leads to groundwater acidification and, therefore, enhances weathering and

dissolution of silicate minerals in the basement granitoids (Fe, Mn). The occurrence of magmatic-hydrothermal Pb-Zn vein mineralization associated with the granitoids in the Oulmés area may account for the increased concentrations of Zn (e.g. Watanabe, 2002); the absence of similarly high Pb concentrations may be explained by galena's lower solubility compared to sphalerite within a wide range of conditions (Barrett and Anderson, 1988).

The F₃ factor only explains 11% of the total variance, corresponding to SO₄ concentrations and inversely the Yield values. The independent behavior of sulphate concentrations in thermal waters is probably related to variable redox conditions in the 1-OUT, 2-BTA, 4-MYB and 7-HZH sites, where strong H₂S odour was detected during sampling, as previously mentioned. Additional analysis must be performed at the well 5-AAH, because an inexplicably low value for sulphate was obtained.

In Fig. 15 the degree of similarity between the thermo-mineral waters sampled composition (considering the 29 parameters mentioned above), a large group was obtained corresponding to the weakly and medium mineralized waters (G₂ and G₃) suggesting a common origin of the mineralization process as was already mentioned (e.g. Fig. 13g). Only the strongly mineralized waters - G₁ (2-BTA and 4-MYB) as well as 8-OUL are not included. Note the physical-chemical similarity between water 9-ISS, a thermal spring emerging at the Jurassic limestone of the Middle Atlas, and the water 5-AAH, from a well at 1.3 km depth utilizing groundwaters of the regional Lower Jurassic reservoir, supports the hypothesis that the latter has probably its origin in the Atlas domain.

5.6. D'Amore's approach

In order to obtain a better understanding of the groundwater circulation pattern, a series of geochemical diagrams proposed by D'Amore et al. (1983) were used (Fig. 16; Electronic Appendix 4). This

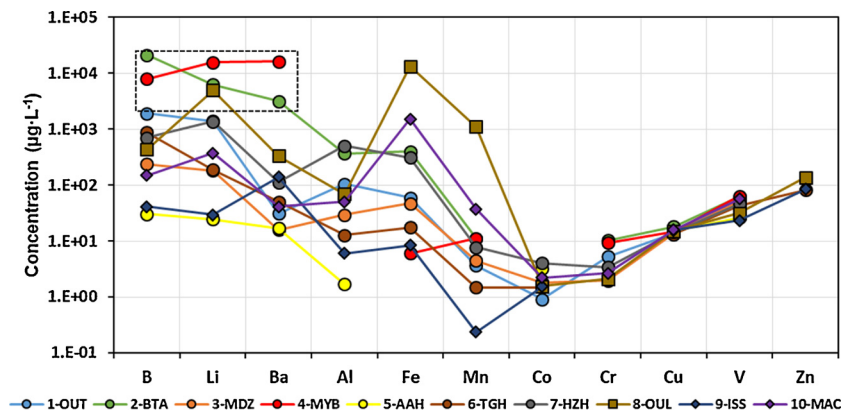


Fig. 14. Trace element concentrations in the thermo-mineral waters sampled.

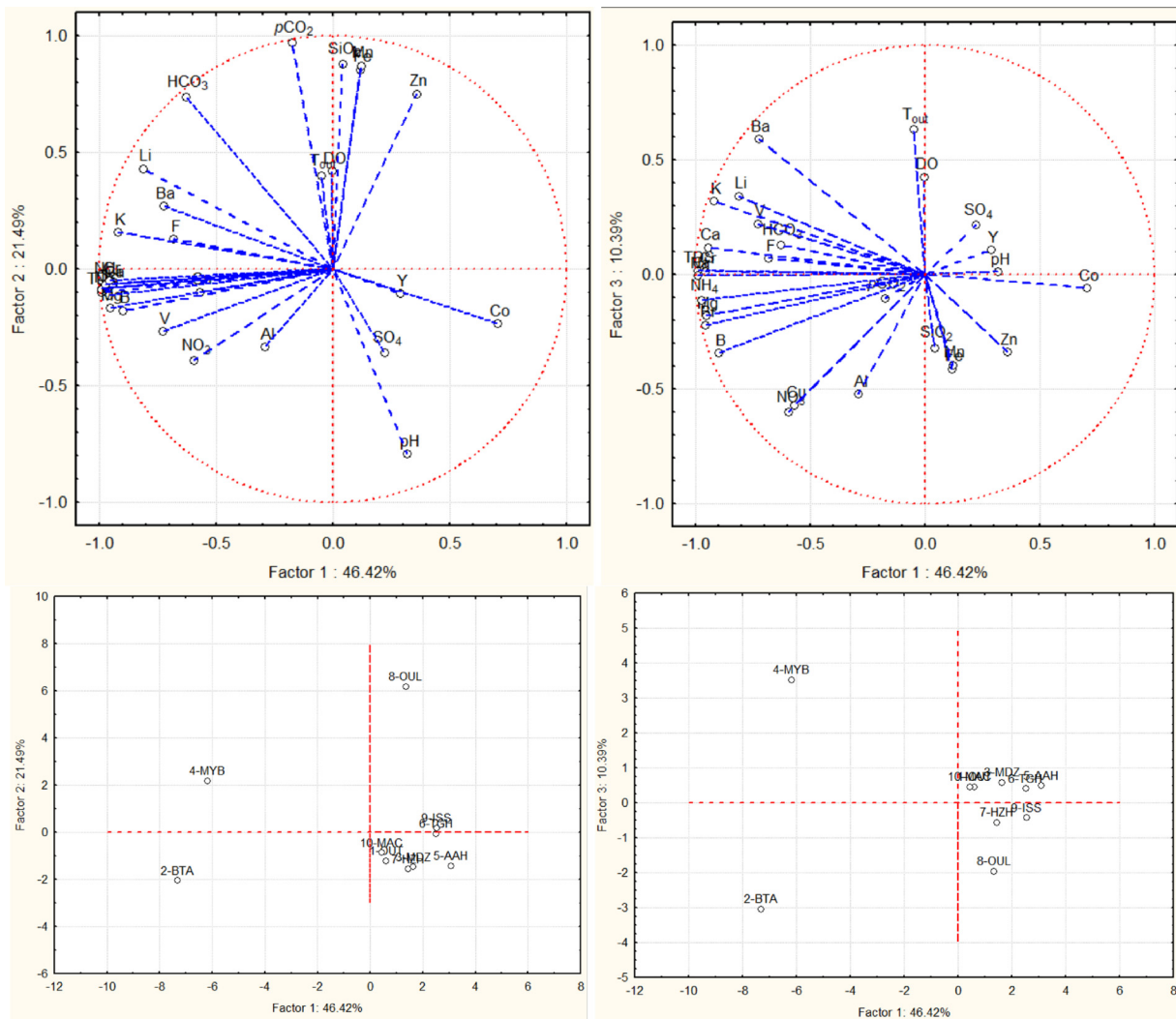


Fig. 15. PCA projection diagrams of loadings for F1 vs. F2 (left) and F1 vs. F3 (right) for selected variables in Tables 2 and 3 (up) and scores for thermo-mineral waters studied (down).

classical approach, using 6 different parameters (labelled A to F, Fig. 16) obtained from 7 major chemical components (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} and HCO_3^-) and the sum of the anions and cations (Σ_{an} and Σ_{cat}), can be helpful to distinguish between water groups on the basis of the lithological composition of the main reservoir or aquifers, as follows. **A** = $(100 / \Sigma_{\text{an}})$ ($\text{HCO}_3^- / \text{SO}_4$): water circulation through calcareous (High A) vs. evaporitic rocks (Low A); **B** = $100 [(\text{SO}_4 / \Sigma_{\text{an}}) - (\text{Na} / \Sigma_{\text{cat}})]$: sulphate-rich waters circulating in evaporitic terrains (High B) vs. sodium-rich waters encountered in marly or clayey sediments (Low B); **C** = $100 [(\text{Na} / \Sigma_{\text{cat}}) - (\text{Cl} / \Sigma_{\text{an}})]$: sodium-rich, but low chloride waters derived from flysch or volcanic rocks (High C) vs. sodium and chloride-rich waters from carbonate-evaporitic reservoirs or from a regional quartzite-schist basement (Neutral C); **D** = $100 (\text{Na} + \text{Mg} / \Sigma_{\text{cat}})$: waters that have circulated in dolomitized limestones (High D); **E** = $[(\text{Ca} + \text{Mg} / \Sigma_{\text{cat}}) - (\text{HCO}_3^- / \Sigma_{\text{an}})]$: carbonate (High E) vs. sulphate-bearing reservoirs (Low E); **F** = $100 (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} / \Sigma_{\text{cat}})$: reveals increasing K concentration (High F).

Most of the thermo-mineral waters show a γ -type-spectrum (low B and F, as well as high D; Fig. 16a). According to D'Amore et al. (1983), this group of waters is related to very deep circulation, probably through crystalline basement rocks, which in some cases could experience mixing and/or cooling during the ascent to the surface. In the area studied, these features suggest a mineralization process related to marls and clays, instead of evaporite dissolution (Low B), probably in

the Miocene formations after very deep circulation through dolomitized limestones (High D). The 3-MDZ and 5-AAH water samples show an α -type-spectrum (high B, E and F as well as low A) and a β -type-spectrum (High A and F). This implies that these waters have circulated through sulphate-bearing reservoirs of evaporitic origin and calcareous limestones, respectively (Fig. 16b-c). Waters 8-OUL and 9-ISS do not follow any specific spectrum proposed by D'Amore et al. (1983), but the high A and D, as well as low B parameters, are similar to the those of δ -type-spectrum, suggesting water circulation through the regional quartzite-schist basement (Fig. 16d).

5.7. Isotope results

The use of stable and radioactive isotopes as natural tracers provides interesting information on the origin and behavior of groundwater during its circulation, from the recharge zone to the sampling location (Clark and Fritz, 1997). The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values for thermo-mineral waters sampled in this study, as well as the precipitation data from the Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) in Morocco are plotted and compared to the North-Eastern Moroccan Water Line (NEMWL; Winkel et al., 2002) in Fig. 17. Analytical data for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in groundwater samples range from -8.5 to -4.5 ‰ and from -64.3 to -39.5 ‰ (V-SMOW), respectively (Table 4).

The $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ diagram (Fig. 17) shows that all meteoric samples

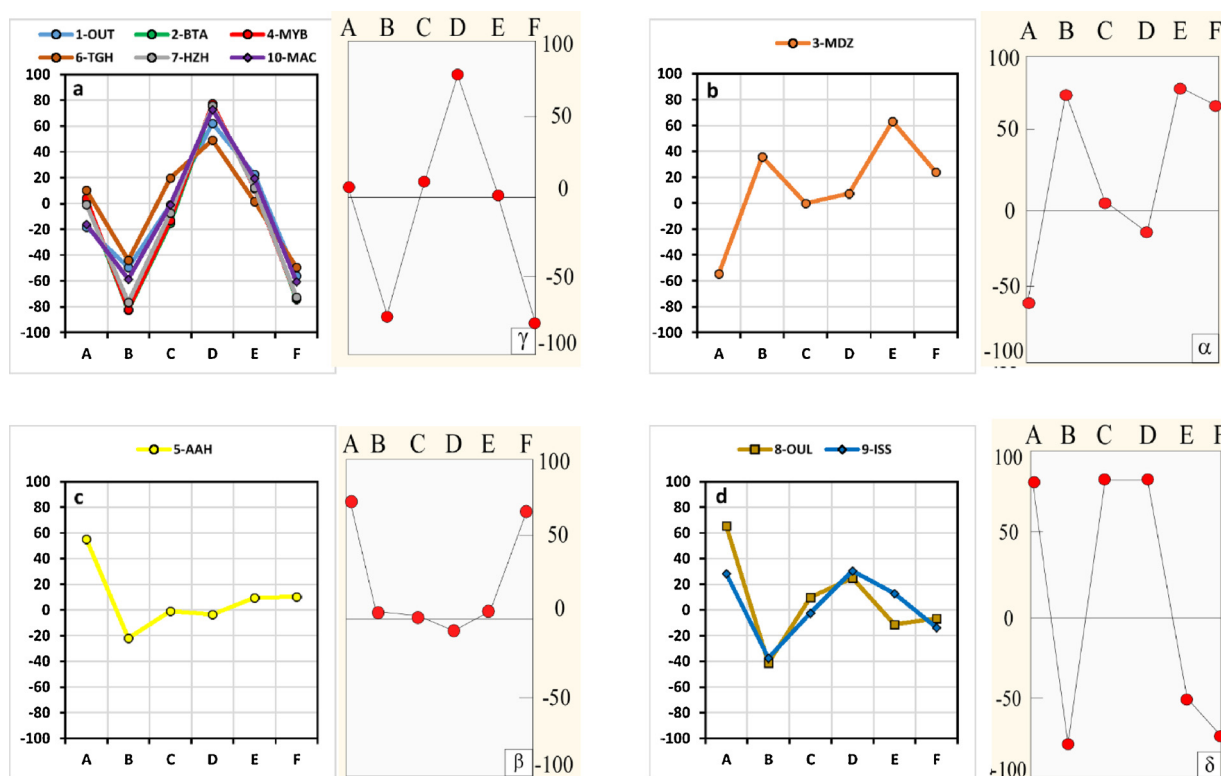


Fig. 16. Spectrum diagrams of thermo-mineral waters sampled following the procedure from D'Amore et al. (1983). Typical α, β, δ, and γ-type-spectrum diagrams according D'Amore et al. (1983) have been represented to the right of each chart.

from GNIP plot over the NEMWL as expected, but the thermo-mineral waters sampled are displaced on a slope close to 7 from the NEMWL, confirming their meteoric origin, but with a certain enrichment in $\delta^{18}\text{O}$. This isotopic shift could be related to evaporation during infiltration at the recharge zone. However, if evaporation of infiltrating water is considered previous to recharge, one should find the same pattern in the deuterium ratio. The deuterium excess ($d = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$) in the water samples have typical values for evaporated water (usually below 10), ranging from -2.9 to 8.5 (Table 4), lower than the 10.8 of the average weighted value at Fès-Sais GNIP station obtained between 1994 and 2004. However, since the salinity of most waters is high, different contributions of isotopically heavy high-saline waters and/or partial dissolution of gypsum cannot be disregarded.

An interesting observation is that the $\text{SO}_4\text{-Ca}$ spring (3-MDZ) near the SRT and the Cl-Na spring (10-MAC) from the limestones of the High Atlas domain, show almost identical $\delta^{18}\text{O}\text{-}\delta^2\text{H}$ values, lighter than the other water samples, suggesting a similar recharge area. Although these samples show different chemical facies, ionic ratios and saturation

indices, the PCA analysis suggest partial dissolution of evaporite minerals as the main process controlling the physical-chemical composition of both samples.

In Morocco, the $\delta^{18}\text{O}$ ratios and the regional isotopic altitudinal gradient of $-0.25\text{‰}/100\text{ m}$ have been proposed for regional precipitation in the Rif Belt and the Atlas domain (Winckel et al., 2002) (altitudinal line $h(\text{m}) = -0.0025 \cdot \delta^{18}\text{O} (\text{‰}) - 3.15$). Assuming that no isotopic fractionation after infiltration taken place, the altitude of the recharge zone (R) was calculated for the sampled thermo-mineral waters, ranging from 540 to 2041 m a.s.l. (Table 4). According to previous studies (El Morabiti et al., 2008; Barkaoui et al., 2013), the High and/or Middle Atlas are the main recharge zone of most of the SRT thermo-mineral waters (Fig. 4). However, the computed R values for most samples studied are below 1000 m a.s.l., and only 3-MDZ and 10-MAC waters show R values in agreement with the Atlas domain altitude ($> 2000\text{ m a.s.l.}$). Therefore, two different recharge areas are suggested, the MCHM and the South Rif Thrust ($< 1110\text{ m a.s.l.}$) and the Middle and High Atlas ($> 1110\text{ m a.s.l.}$).

Table 4

Isotope determinations ($\delta^{13}\text{C}$: ‰ V-PDB; $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$: ‰ V-SMOW). Sampled altitude (Alt, in m a.s.l.) and calculated recharge zone altitude (R, in m a.s.l.) are also reported.

Sample	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$	Deuterium Excess (d)	^3H (TU)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{TDC}}$	Alt	R	Residence Time (years BP) [*]
1-OUT	-4.8 ± 0.13	-35.6 ± 3	2.6	0.2 ± 0.5	-6.1 ± 0.02	265	653	0-14700
2-BTA	-4.5 ± 0.15	-32.2 ± 3	3.8	0.7 ± 0.5	-2.3 ± 0.58	93	540	Not applicable due to CO_2 input
3-MDZ	-8.4 ± 0.15	-62.5 ± 3	4.8	1.0 ± 0.7	-8.4 ± 0.47	550	2110	2500-7000
4-MYB	-5.2 ± 0.11	-44.5 ± 6	-2.9	0.0 ± 0.5	-6.6 ± 0.09	254	823	0-6000
5-AAH	-5.4 ± 0.12	-44.9 ± 4	-1.9	0.0 ± 0.4	-12.3 ± 0.08	385	887	0-3000
6-TGH	-4.9 ± 0.05	-40.7 ± 2	-1.4	0.0 ± 0.5	-9.0 ± 0.05	540	707	
7-HZH	-6.0 ± 0.26	-39.5 ± 2	8.5	0.8 ± 0.5	-8.3 ± 0.68	295	1140	5000-10000
8-OUL	-5.9 ± 0.18	-42.5 ± 2	4.5	0.1 ± 0.5	-1.1 ± 0.04	568	1093	Not applicable due to CO_2 input
9-ISS	-5.5 ± 0.15	-42.3 ± 2	1.6	0.0 ± 0.4	-5.9 ± 0.05	1352	n.d.	
10-MAC	-8.5 ± 0.08	-64.3 ± 4	3.7	0.9 ± 0.5	-7.1 ± 0.15	1237	2141	

* From Winckel et al. (2002). n.d.: not determined.

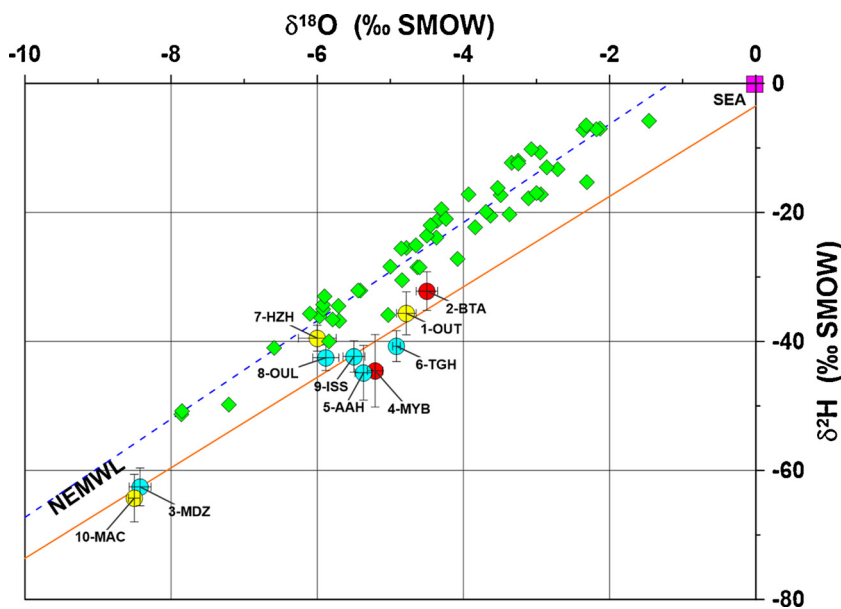


Fig. 17. $\delta D - \delta^{18}O$ scatter diagram for the thermo-mineral waters studied. Precipitation data from GNIP Moroccan stations (1994–2004) Fès-Sais, Beni Mellal, Rabat-Cnesten and Bab Bou Idir (green diamonds) and the North-Eastern Moroccan Water Line (NEMWL, $\delta^2H = 8.2 \cdot \delta^{18}O + 10.7$, Winckel et al., 2002) are also reported (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

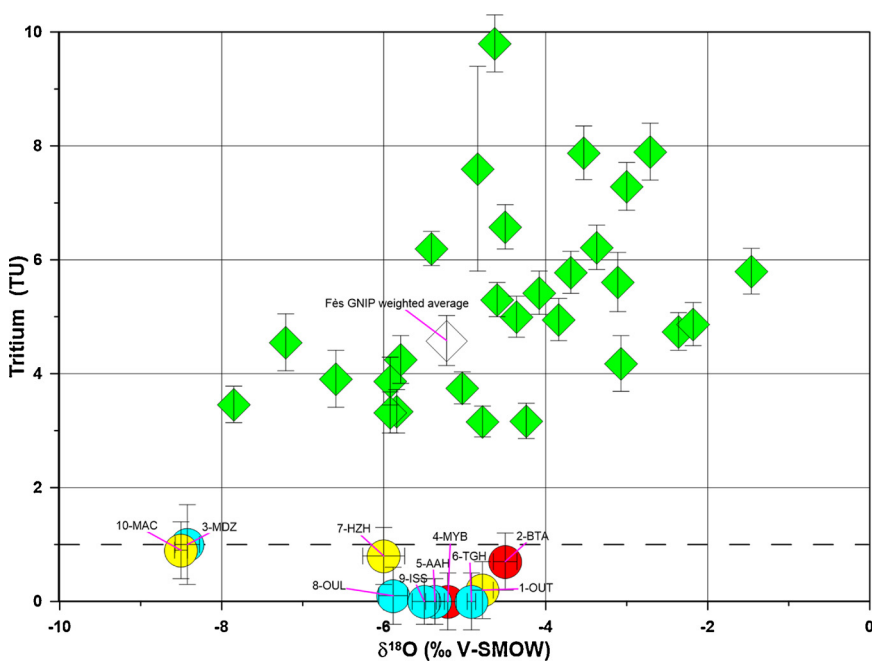


Fig. 18. $\delta^{18}O$ vs. Tritium scatter diagram for the thermo-mineral waters sampled. Precipitation data from GNIP Moroccan stations (1994–2004) Fès-Sais, Beni Mellal, Rabat-Cnesten and Bab Bou Idir (green diamonds) and the Fès weighted average (white diamond) are also reported (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Almost all the thermo-mineral waters are 3H -free (Table 4), with values lower than 1 TU, suggesting that they were recharged before the 1950's (Bouchaou et al., 2009) (Fig. 18). This result is in agreement with the residence times computed through radiocarbon activities by Winckel et al. (2002) (Table 4). Average weighted tritium values at the Fès-Sais GNIP station is 4.58 ± 0.44 TU (1994–1999 period) (IAEA/WMO, 2015). Only samples 2-BTA, 3-MDZ, 7-HZH and 10-MAC show tritium values near 1 TU, suggesting a limited contribution of tritium-rich modern recharge, besides the errors associated with these measurements should be considered, moving the tritium content of the groundwater samples to nearly zero TU. Only at 2-BTA, mixing of surface waters with deeper groundwater is probably responsible for their relatively low outlet temperature, nitrate and high tritium values (Tables 2 and 4).

Plotting $\delta^{13}C_{TDIC}$ values against TDIC (Total Dissolved Inorganic Carbon) concentrations shows that almost all water samples fit the theoretical mixing lines between mineral and organic sources of

carbonates (Fig. 18). However, samples 2-BTA, 4-MYB and 8-OUL, have relatively high TDIC concentrations, suggesting an endogenous CO_2 input into the aquifer, in agreement with the anomalous concentrations of Li and B. Tassi et al. (2006) confirmed that CO_2 -rich thermal waters with 3He anomalies of those three water samples are likely related to mantle degassing or deep-seated hydrothermal systems (Hoefs, 2015) the intersection of the main active tectonic structures where these thermo-mineral waters appear, the E-W -trending SRT front and the NE-SW-trending fault systems. This geochemical signature is also in agreement with the lithological information in the area, where deep seated volcanic (and mantle) rocks were exhumed by the activity of the SRT (Chalouan et al., 2008; Fig. 4), knowing that CO_2 released from mantle have an average value between -3‰ and -8‰ (Clark and Fritz, 1997) (Fig. 19).

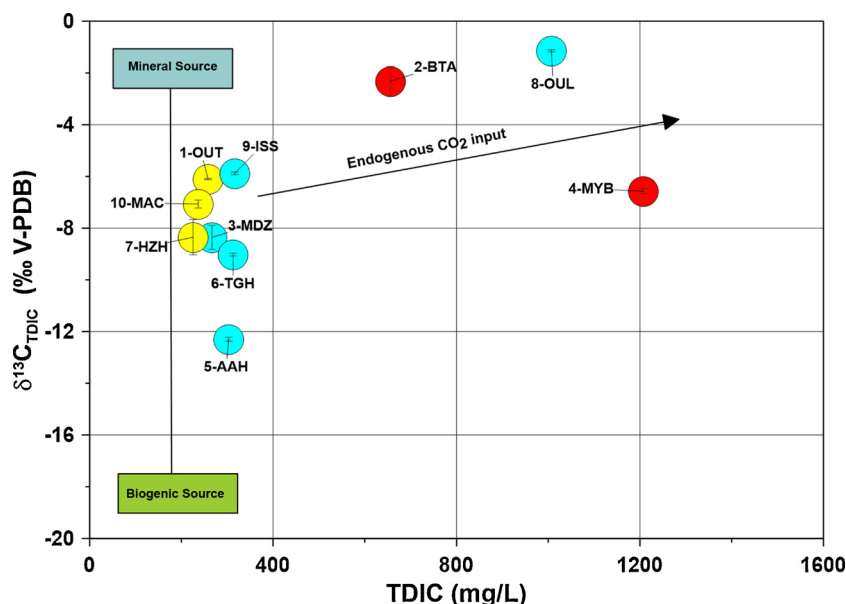


Fig. 19. $\delta^{13}C_{TDIC}$ vs. molar TDIC in the waters sampled. Vertical line represents the theoretical mixtures between theoretical biogenic and mineral end-members. Black arrow suggests a deep-seated contribution of CO_2 in agreement with Tassi et al. (2006).

5.8. Reservoir conditions

Concerning the evaluation of reservoir features, namely equilibrium temperatures and depths, some constraints must be considered. Most of the common chemical geothermometers were experimentally obtained for aqueous solutions interacting with typical igneous minerals hosted in volcanic-hydrothermal systems (Nicholson, 2012; and references therein). Therefore, the equilibrium temperature estimates obtained with these geothermometers are not consistent with most waters sampled, because they cannot provide reliable results for low-temperature water reservoirs (50–150 °C) hosted in carbonate-evaporite rocks (Capecchiacci et al., 2015), and because the underground systems are not necessarily in equilibrium. Only water 8-OUL, hosted in igneous (granitic) rocks allows inferring a reliable equilibrium temperature of 79 °C on the basis of the chalcedony geothermometer (Table 5).

In addition, the use of chemical geothermometers implies the absence of any chemical change from the infiltration zone to the sampling location. However, groundwater can either move up quickly and directly, or undergo mixing and water-rock interaction into and across the different reservoirs. In order to identify relevant constraints for the application of these geothermometers, the waters sampled were plotted in the Na-K-Mg diagram (Giggenbach, 1988) (Fig. 20). Projection of the

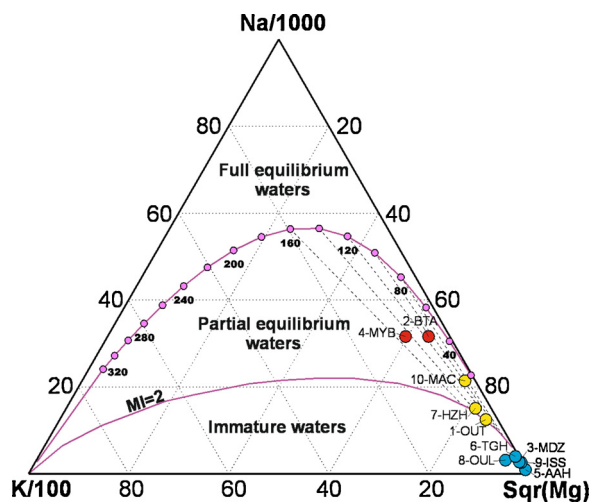


Fig. 20. Na-K-Mg/2 diagram of the thermo-mineral waters studied. MI: Maturity Index. Modified from Giggenbach (1988).

Table 5

Theoretical values of equilibrium temperature obtained by different geothermometers: Chalcedony (Fournier, 1977); Na/K and K/Mg (Giggenbach, 1988); Multi-minerals PHREEQC (Spycher et al., 2014). The corresponding equilibrated mineral paragenesis at reservoir temperature are reported: Anh: Anhydrite; Alb: Albite; Ara: Aragonite; Bar: Barite; Cal: Calcite; Cha: Chalcedony; Dol: Dolomite; Flu: Fluorite; Gyp: Gypsum; Q: Quartz. Selected theoretical equilibrium temperature (T_{equil} , in °C) for reservoir depth (D, in m) of each water sampled are also included.

Sample	Chalcedony	Na/K – K/Mg	Multi-minerals PHREEQC	T_{equil}	D
1-OUT	n.d.	127 – 64	40 (Ara/Bar/Q) – 60 (Gyp/Anh/Q/Alb)	127	2550
2-BTA	n.d.	111 – 85	n.d.	111	2164
3-MDZ	n.d.	n.d.(IW)*	40 (Gyp/Anh/Bar) – 60 (Gyp/Anh/Bar)	50	714
4-MYB	n.d.	148 – 107	n.d.	148	3045
5-AAH	n.d.	n.d. (IW)*	n.d.	n.d.	n.d.
6-TGH	n.d.	n.d. (IW)*	40 (Cal/Ara/Bar/Q) – 60 (Cal/Ara/Bar/Dol)	50	714
7-HZH	n.d.	132 – 72	40 (Cal/Ara/Bar/Q)	132	2669
8-OUL	79	n.d. (IW)*	80 (Cha/Alb/Q) – 90 (Cha/Alb/Q)	79	1405
9-ISS	n.d.	n.d. (IW)*	50 (Cal/Ara/Bar)	50	714
10-MAC	n.d.	96 – 64	50 (Gyp/Flu/Bar/Q) – 60 (Gyp/Anh/Flu/Cha/Q/Alb)	96	1805

n.d.: not determined. *IW: immature waters.

thermo-mineral waters studied shows a sub-division into three groups, in agreement with the previously defined TDS groups. G_3 waters fall in the field of immature waters, close to the Mg corner where the two geothermometers Na/K and K/Mg are not in agreement. Only three water samples, 2-BTA, 4-MYB and 10-MAC, plot in the partial equilibrium field. Mixtures of partially equilibrated water with immature waters plot between these two extremes representing different rates of dilution, as 1-OUT and 7-HZH waters with Maturity Index ~ 2 . Na/K and K/Mg geothermometric temperatures of those five samples range from 64 to 148 °C (Table 5).

Equilibrium temperatures were also computed using the multi-component chemical geothermometry method (Spycher et al., 2014; and references therein) embedded in the PHREEQC speciation software (Parkhurst and Appelo, 1999). Equilibrium temperatures were assumed, following the methodology described by Spycher et al. (2014), as the minimum value of the median of the absolute SI values of a selected mineral paragenesis at different temperatures (from 20 to 200 °C). In each mineral paragenesis selection, some of the following minerals were chosen: calcite, aragonite, dolomite and barite; albite, chalcedony and quartz; fluorite, gypsum, anhydrite and halite from the carbonate, crystalline and evaporitic formations, respectively. Plausible equilibrium temperatures between 40 and 90 °C were obtained for most sampled waters (Table 5). Only the two hypermineralized waters 2-BTA and 4-MYB and the regional water from well 5-AAH do not provide plausible equilibrium temperatures with this geothermometer.

According to these results, equilibrium temperatures for each water sampled were considered for reservoir depth computation (T_{equil} ; Table 5). Assuming a regional geothermal gradient of 42 °C km⁻¹ (Barkaoui et al., 2015) and an average infiltration water temperature of 20 °C (El Morabiti et al., 2008), theoretical reservoir depths (D; Table 5) between 714 and 3045 m were obtained. Equilibrium temperatures of the G_3 water group (50–80 °C) indicate D values between 714 and 1405 m, probably corresponding to the Jurassic reservoir. Reservoir depths from the G_1 and G_2 groups (D > 1500 m) suggest groundwater circulation deeper than the Cenozoic and Jurassic-Triassic formations (1.3 km depths in the 5-AAH well), most probably through the Paleozoic basement.

6. Discussion

According to the isotope results, all thermo-mineral waters sampled have a meteoric origin, and were probably recharged before the 1950's with a negligible contribution of current recharge, and at different altitudes (from 540 to 2141 m a.s.l.). Contrary to conclusions reached by previous studies (El Morabiti et al., 2008; Barkaoui et al., 2013), most thermal-waters emerging near the SRT seem to be recharged at lower altitudes than the Atlas domain (> 1200 m a.s.l.), probably at the pre-Rif, the Western Meseta and/or the South Rif Thrust itself (Fig. 21). In addition, the low deuterium excess values for the water samples ($d < 10$) can be related to evaporation during or previous infiltration at the recharge zone, suggesting that recharge doesn't occur quickly, as expected if it took place through the permeable Lower Jurassic limestone outcrops at the Atlas domain (Barkaoui et al., 2013; Dindane et al., 2003).

The abundance of thermo-mineral waters in the SRT at the intersection between the main regional tectonic structures, namely the E-W active thrusts of the Rif Belt and the NE-SW strike-slip fault system inherited from the Hercynian Orogeny (Ntarmouchant et al., 2016), suggest a groundwater circulation control and a deep connection between both tectonic structures (Fig. 21) (Sabri et al., 2015, 2016). Additionally, a contribution of deep-seated endogenous CO₂, as well as Li and B, probably related with mantle degassing or deep magmatic-hydrothermal systems, is also recorded in some waters sampled (2-BTA, 4-MYB and 8-OUL) located at the intersection of these structures; this is in good agreement with the deep seated volcanic (and mantle) rocks exhumed by the activity of the SRT (Fig. 5). The N-S compression

associated with the Africa-Europe convergence during the Alpine Cycle, led to the formation or re-activation of Hercynian structures, particularly those running along the NE-SW direction (e.g.: Sidi Fili fault, My Yacoub fault, Nekor fault or Smaala-Oulmès fault; Fig. 21). Those faults represent weakness areas which can account for the increase in permeability and fracture/pore connectivity in the rocks, facilitating groundwater infiltration and circulation at different depths and acting as a preferential pathway between the different reservoirs (Fig. 22).

The wide regional distribution of the NE-SW strike-slip active faults, from towards the North (pre-Rif) and to the South (MCHM and Middle Atlas) regions may favor groundwater circulation from widespread recharge zones towards the SRT; their final ascent to the surface along the EW-thrust, is then forced by the low-permeability detachment formations, as the red clays and evaporites rocks of the Triassic, and/or the intersections correspond with areas of higher permeability (Fig. 22). Most of thermal springs at the SRT are located south of the triassic red clays, which materialize at the SRT thrust front. These unmistakable triassic clays probably act as hydrogeological barriers to deep-water circulation through the NE-SW fault system (Tassi et al., 2006). A similar hydrogeological behaviour has already been observed in the N of Portugal, where CO₂-rich thermo-mineral springs emerge at the intersection between the NE-SW great regional faults and their E-W or NW-SE conjugate faults (Marques et al., 2000, 2001).

Regardless of the geological domain or recharge zone, the thermo-mineral waters sampled can be distinguished according to their physical-chemical characteristics into three different groups: G_1 (2-BTA and 4-MYB), G_2 (1-OUT, 7-HZH and 10-MAC) and G_3 (3-MDZ, 5-AAH, 6-TGH, 8-OUL and 9-ISS). The progressive and continuous enrichment in major, minor and trace elements identified from the G_3 to the G_1 waters (Figs. 11–13) may be attributed to two main processes:

a) An increasing influence of the reservoirs intersected, from the Paleozoic basement rocks and the Triassic dolerites, where weathering of plagioclases and pyroxenes probably takes place, to dissolution of Lower Jurassic dolomitized limestones or Triassic and Miocene evaporites. In fact, the estimated deeper circulation of samples 2-BTA, 4-MYB and 10-MAC corresponds to the most mineralized waters. Relatively anomalous concentrations of low mobility trace elements, such as Ba and Cr were determined in G_1 waters, higher than in 5-AAH regional groundwaters. This result supports the idea of G_1 water circulating and interacting through crystalline/magmatic host rocks, in agreement with previous work (Winckel et al., 2002; Lakhdar et al., 2006, 2007). The absence of magmatic and volcanosedimentary formations in the upper levels of the Alpine cycle (Pique, 1994; Michard et al., 2010; Chalouan et al., 2006) would support the storage and circulation of G_1 waters in Paleozoic and Mesozoic reservoirs, instead of the Cenozoic reservoirs. However, the presence of polygenic exotic blocks (Triassic dolerites and Paleozoic magmatic and metasedimentary blocks; Fig. 5) at the sampling sites of 2-BTA and 4-MYB thermo-mineral waters – in the intersections between the E-W thrust fronts and the NE-SW strike-slip faults (Chalouan et al., 2008) – could also explain the anomalous concentrations observed for some trace elements.

b) Mixing between regional immature diluted waters, shallow cold waters and deep thermal waters, both at reservoir levels and along the path to the surface. As the outlet temperature is an independent variable (as mentioned in 5.5 section), this parameter seems to be the result of the different degrees of mixing between deep (hot) and shallow (cold) waters. Mixing between the ascending thermo-mineral waters and immature regional waters has probably taken place in different proportions, both at the confined Jurassic aquifer and/or at the phreatic Plio-Quaternary aquifer. However, near the surface, the mixing (dilution) could also be controlled by the hydrogeological characteristics of the outcropping formations at the sampling point. Most of the weakly mineralized waters emerge in a highly fractured context that promotes infiltration of colder meteoric waters and the subsequent dilution of rising thermo-mineral waters. This brittle tectonic context corresponds to the Paleozoic basement formations (8-OUL) and the Jurassic

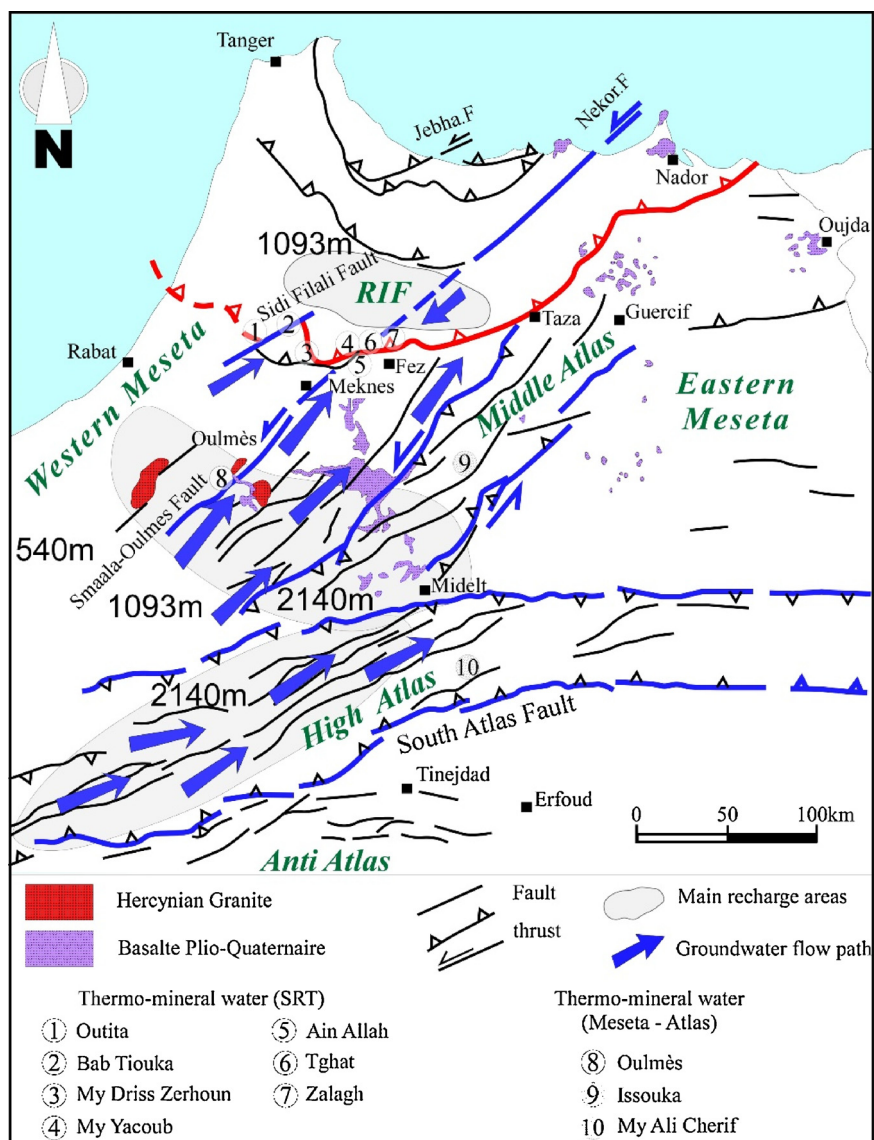


Fig. 21. Schematic geological map of northern Morocco and surrounding areas, depicting the potential recharge zones (grey areas) and groundwater flowpath (blue arrows) of the thermo-mineral waters of the South Rif Thrust region (adapted from Tassi et al., 2006) (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

limestones (3-MDZ, 5-AAH, 6-TGH, 9-ISS). On the contrary, the hottest hypermineralized water (4-MYB) emerges in Miocene marls, which could have acted as low-permeability layers that partially prevented the interaction of the warm waters with surface water. The relatively high nitrate concentration detected in the hypermineralized 2-BTA water is most likely related to a slight mixing with cold surface waters which could explain its low outlet temperature (24 °C).

7. Conclusions

The geological and hydrogeochemical study enabled us to better understand and constrain the hydrogeological conceptual model of the potential geothermal resources surrounding the South Rif Thrust.

The hydrogeochemical approach is aimed at identifying the impact in the final physical-chemical composition and isotope ratios of the thermo-mineral waters with regard to the potential host aquifers, from the base (Paleozoic basement) to the surface (Meso-Cenozoic sediments). The results allow for the conclusion that there is a significant diversity in physical-chemical features, salinity and outlet temperatures. This hydrochemical diversity can be attributed to three main

factors: (1) the degree of water-rock interaction and with heterogeneous geological formations (evaporites, limestones, marls, sandstones, granites, etc.); (2) mixing between regional deep diluted waters, shallow cold immature waters and deep thermal waters, both at the reservoir level and along their rising to the surface; and (3) the depth of circulation, which ranges between 700 and 3000 m according to the reservoir condition estimations.

Despite this hydrochemical heterogeneity, the isotope results confirm an overall meteoric origin for all samples, probably recharged before the 1950's. Two potential recharge areas are suggested as more probable than others: (1) the pre-Rif, the Western Meseta and/or the South Rif Thrust itself and (2) the Meseta-Atlas domain. The results also support the hypothesis of a groundwater circulation deeper than that in the main Mesozoic reservoir, namely down to the Paleozoic basement and deep-seated volcanic-hydrothermal systems (or even exhumed mantle rocks). A close connection between the thermo-mineral waters studied and the intersection of the E-W Rif thrusts and the NE-SW strike-slip fault systems was confirmed, highlighting their relevance as preferential paths of groundwater circulation from depth to the surface in the region.

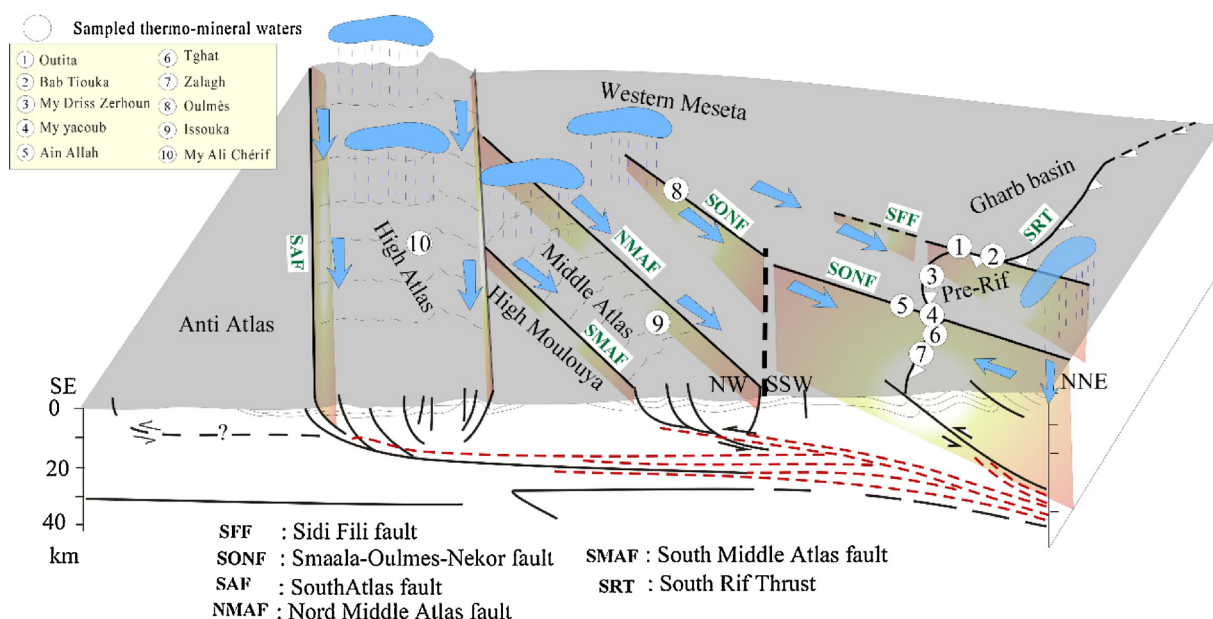


Fig. 22. 3D schematic tectonic model of the northern Morocco showing the control of groundwater infiltration and circulation patterns (blue arrows) of the thermo-mineral waters sampled (numbers). Cross-section adapted from Gièse and Jacobshagen (1992) and Piqué (1994) (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

This work provides new insights into the hydrogeological conceptual model of the thermo-mineral waters surrounding the South Rif Thrust (SRT), suggesting there is a significant potential for other direct geothermal applications, such as greenhouse heating and cooling, particularly the hyperthermal, diluted 5-AAH and 7-HZH waters.

Although the large majority of recognized water exurgences in the region has been sampled, particularly those with a higher yield, with the aim of developing a more regional framework, other existing thermo-mineral waters should be investigated and added to the built database in future works. Besides, a higher sampling frequency, at least twice a year (i.e. wet and dry periods), could clarify the contribution of each water type (regional deep diluted waters, shallow cold immature waters and deep thermal waters) in mixing.

By detailing the Moulay Yacoub structure and its connection with the thermo-mineral waters, this work is improving the conceptual model of water circulation in the region, thus, contributing to a better understanding of the water reserves in a very dry area and helping to define the potential for future enterprises using this important resource. This type of multidisciplinary study can be useful for future geothermal exploration works in order to identify preferential target areas in zones with a similar geodynamic framework, but lacking surface manifestations of geothermal resources, such as thermal springs, volcanic activity, anomalous geothermal gradients, etc. And, finally, the work done here and its findings can be used as a preliminary stepping-stone for the conceptual model in the north-eastern part of Morocco that has a similar setting with an abnormal high geothermal gradient.

Acknowledgements

R. Marrero-Diaz acknowledges FCT (the Portuguese Science and Technology Foundation) for the post-doc scholarship SFRH/BPD/76404/2011. M. Asensio-Ramos acknowledges MINECO-Spain for the Torres Quevedo contract PTQ-12-05661 in INVOLCAN. We are grateful to two anonymous reviewers and the editors Dr. Christopher Bromley and Dr. Halldor Armannsson for their positive reviews and suggestions. This work is a contribution to LNEG's institutional Project PETROGEO, which, together with FCT Pest programme (Pest-OE/CTE/UI0263/2011), provided financial support for fieldwork. This publication was supported by FCT-project UID/GEO/50019/2013 - Instituto Dom Luiz.

The C2TN/IST author gratefully acknowledge the FCT support through the UID/Multi/04349/2013 Project.

References

- Abdelkhaliki, L., 1997. Evolution tectono-sédimentaire des dépôts gravitaires dans le Pré-rif interne de l'unité de Habt (Rif externe occidental, Maroc): Mise en place dans les bassins néogènes d'avant-fosse. PhD Thesis. Univ. Mohamed V, Rabat, pp. 160.
- Aiuppa, A., Allard, P., D'Alessandro, W., Michel, A., Parello, F., Treuil, M., Valenza, M., 2000. Mobility and fluxes of major, minor and trace metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt. Etna volcano (Sicily). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (11), 1827–1841.
- Alcalá, F.J., Custodio, E., 2008. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *J. Hydrol. (Amst.)* 359, 189–207.
- Asebriy, L., Azdimosa, A., Bourgeois, J., 2003. Structure du Rif externe sur la transversale du Massif de Ketama. *Trav. Ins. Sci. Rabat, Serie Geol. Geogr. Phys.* 21, 27–46.
- Azdimoussa, A., Bourgeois, J., Asebriy, L., Poupeau, G., Montigny, R., 2003. Histoire thermique et surrection du Rif externe et des nappes de flyschs associées (Nord Maroc). *Trav. Inst. Sci., Rabat, sér. Géologie Géogr. Phys.* 21, 15–26.
- Barkaoui, A.E., Zarhloule, Y., Rimi, A., Verdoya, M., Bourj, S., 2013. Hydrogeochemical investigations of thermal waters in the northeastern part of Morocco. *Environ. Earth Sci.* 71 (4), 1767–1780.
- Barkaoui, A.E., Zarhloule, Y., Rimi, A., Correia, A., Voutetakis, S., Seferlis, P., 2015. Geothermal Country Update Report of Morocco (2010–2015). *Proceedings World Geothermal Congress 2015*, Melbourne, Australia, pp. 19–25 April.
- Barrett, T.J., Anderson, G.M., 1988. The solubility of sphalerite and galena in 1–5 m NaCl solutions to 300 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52 (4), 813–820.
- Baudin, T., Roger, J., Chèvremont, P., Rachid, H., Chenakeb, M., Cailleux, Y., Razin, P., Bouhdadi, S., 2001. Notes et Mémoires. *Serv. Géol. Maroc N° 410*, Carte géologique, Maroc (1/50'000), feuille Oulmès.
- Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., 1996. Intracontinental rifting and inversion: Missour basin and Atlas mountains, Morocco. *Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull.* 80, 1459–1482.
- Belfouh, A., Oubbih, J., Cailleux, Y., Bennani, A., 1988. Les écaillages hercyniens de la région de Moulay Bou Azza (Meseta marocaine septentrionale). *Journées géologiques Ministère de l'Énergie et des Mines*. Rabat. Maroc.
- Ben Abbou, M., 2001. Dynamique des bassins d'avant-pays carbonifères: signatures tectoniques, sédimentaires et magmatiques de l'évolution de la chaîne hercynienne du Maroc Central septentrional. Implication sur le modèle géodynamique de la chaîne hercynienne. PhD Thesis. Univ. Cadi Ayad, Marrakech, pp. 313.
- Ben Abbou, M., Soula, J.C., Brusset, S., Roddaz, M., Ntarmouchant, A., Driouch, Y., Christophoul, F., Bouabdelli, M., Majestic-Menjoula, C., Beziat, D., Debat, P., Deramond, J., 2001. *Comptes rendus de l'Académie des sciences-series IIA-Earth and planetary. Science* 332 (11), 703–709 80.
- Berkat, O., Tazi, M., 2006. Country pasture/forage resource profiles – Morocco, 3. Climate and agro-ecological zones. *FAO Reports*, pp. 28 Rome, Italy.
- Bouchaou, L., Michelot, J.L., Vengosh, A., Hsissou, Y., Qurtobi, M., Gaye, C.B., Bullen, T.D., Zuppi, G.M., 2008. Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Sous-Massa aquifer, southwest of Morocco. *J. Hydrol.* 352, 267–287.

- Bouchaou, L., Michelot, J.L., Qurtobi, M., Zine, N., Gaye, C.B., Aggarwal, P.K., Marah, H., Zerouali, A., Taleb, H., Vengosh, A., 2009. Origin and residence time of groundwater in the Tadla basin (Morocco) using multiple isotopic and geochemical tools. *J. Hydrol.* 379, 323–338.
- Brahim, L.A., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., Adraoui, A.E., Nakcha, C., Dhont, D., Charroud, M., Alaoui, F.S., Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H., Chaoui, A., 2002. Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to present. *Tectonophysics* 357 (1), 187–205.
- Cailleux, Y., 1985. Les écaillles anté-viséennes d'Ezzhigla. Leur importance dans l'interprétation structurale du Maroc central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, II 301, 497–502.
- Capecciacci, F., Tassi, F., Vaselli, O., Biccocchi, G., Cabassi, J., Giannini, L., Nisi, B., Chiocciara, G., 2015. A combined geochemical and isotopic study of the fluids discharged from the Montecatini thermal system (NW Tuscany, Italy). *Appl. Geochem.* 59, 33–46.
- Carlier, P., 1971. Domaine du Rif et du Maroc oriental. Service géologique du Maroc (ed) - Ressources en eau du Maroc, Tome 1. Notes & Mém. Serv. géol. 231. pp. 245–259 Maroc.
- Chalouan, A., Michard, A., Feinberg, H., Montigny, R., Saddiqi, O., 2001. The Rif mountain building (Morocco): a new tectonic scenario. *Bulletin de la Société géologique de France* 172 (5), 603–616.
- Chalouan, A., Galindo-Zaldívar, J., Akil, M., Marín, C., Chabli, A., Ruano, P., Bargach, K., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlouf, M., Ahmamu, M., Gourari, L., 2006. Tectonic wedge escape in the southwestern front of the Rif Cordillera (Morocco). *Geological Society* 262 (1), 101–118 London, Special Publications.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., de Lamotte, D.F., Soto, J.L., Saddiqi, O., 2008. The Rif Belt. *Continental Evolution: the Geology of Morocco*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 203–302.
- Choubert, G., 1947. L'accident majeur de l'Anti-Atlas 224. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, pp. 1172–1173.
- Choubert, G., Marçais, J., 1956. Introduction géologique. Les grands traits de la Géologie du Maroc in *Lexique stratigraphique du Maroc*. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc 134, 38.
- Choubert, G., Dubar, G., Hindermeier, J., 1956. Carte géologique du Haut Atlas au Nord de Ksar es Souk et de Boudenib, 1: 200 000. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc(81).
- Clark, I.D., Fritz, P., 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press, Florida, USA.
- Combe, M., 1971. J. Ressources en eau du Maroc, 1.Rabat. Service géologique du Maroc.
- Correia, A., Rimi, A., Zarhloule, Y., Carneiro, J., 2017. North-eastern Morocco: a high geothermal prospect. In: In: Marques, J.M., Chambel, A. (Eds.), 15th Water-Rock Interaction International Symposium, Wri-15 Vol. 17. Elsevier Science Bv., Amsterdam, pp. 746–749.
- D'Amore, F., Scandiffio, G., Panichi, C., 1983. Some observations on the chemical classification of ground waters. *Geothermics* 12, 141–148.
- Dahmani, M., Moutassim, M., 1981. Les sources thermominérales du Maroc. Rapport No. 68 de la D.B.S. Ministère de l'Energie et de Mines. pp. 151 Rabat.
- Dekeyer, A., El Maataoui, M., Ouarhache, D., 2000. Paléoolérations antérieures des basaltes triasiques de la région d'El Qbab (Moyen Atlas, Maroc). In: Oujidi, M., Et-Touhami, M. (Eds.), *Le Permien et le Trias du Maroc: Actes de la Première Réunion du Groupe Marocain du Permien et du Trias*, pp. 93–104 Oujda.
- Dindane, K., Bouchaou, L., Hssissou, Y., Krimissa, M., 2003. Hydrochemical and isotopic characteristics of groundwater in the Souss Upstream Basin, southwestern Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 36, 315–327.
- Drever, J.L., 1997. *The Geochemistry of Natural Waters*. Englewood Cliffs, Prentice Hall, pp. 453.
- Durand Delga, M., Fontbote, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26th Int. Geol. Congr., Paris, Coll. C5, 67–85.
- El Morabiti, K., Benmakhlouf, M., Pulido Bosch, A., Ceron, J.G., Carmona, J.M., 2008. Hydrogéochimie des sources thermals du couloirs sud-rifain (Maroc). *Bulletin d'Hydrogéologie* 22, 77–90.
- Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.M., Bouatmani, R., Sabounji, S., 2003. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sediment. Geol.* 156 (1), 185–212.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracene, R., 2000. The two main steps of the atlas building and geodynamics of the western mediterranean. *Tectonics* 19 (4), 740–761.
- Giese, P., Jacobshagen, V., 1992. Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau* 81, 249–259.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na–K–Mg–Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2749–2765.
- Gomez, F., Barazangi, M., Beauchamp, W., 2000. Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plateboundary zone. *Geology* 28, 769–864.
- Hoefs, J., 2015. Variations of stable isotope ratios in nature. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer International Publishing, pp. 191–383.
- IAEA/WMO, 2015. *Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database*. Accessible at: (access on 15 06 2015). <http://www.iaea.org/water>.
- Jacobshagen, V., 1986. *Geologie von Griechenland [The Geology of Greece]*. Beitrage zur regionalen Geologie de Erde. Gebrüder Borntraeger Verlag, Berlin, pp. 363.
- Jacobshagen, V., 1988. *The Atlas System of Morocco. Studies on Its Geodynamic Evolution*. Lecture Notes in Earth Sciences. SpringerVerlag, Berlin-Heidelberg-NewYork.
- Kusakabe, M., 2001. A simple method for sampling total dissolved carbonate in carbonate-rich or 13C determination. *Geochem. J.* 35, 459–464.
- Lakhdar, A., Ntarmouchant, A., Ribeiro, M.L., Beqqali, M., El Ouadeihe, K., Dahire, M., Driouche, Slimane, A.B., 2006. New geological and geochemical approach of the Moulay Yacoub hydrothermal complex (Northern Border of the South Rifain's Furrow). *Comunicações Geológicas* 93, 185–204.
- Lakhdar, A., Ntarmouchant, A., Ribeiro, M.L., Beqqali, M., El Ouadeihe, K., Dahire, M., Driouche, M., Slimane, A.B., 2007. Détermination de l'origine de la minéralisation des eaux thermales de Moulay Yacoub par des approches géologiques et géochimiques. *Revue des Energies Renouvelables CER'07*, Oujda, pp. 81–84.
- Laville, E., Piqué, A., 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): a tectonic model. *Structural and orogenic inversions. Geologische Rundschau* 81, 157–170.
- Laville, E., Piqué, A., 2004. A restatement of the Mesozoic atlas rift (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 38, 145–153.
- Margat, J., 1960. Carte hydrogéologique du bassin de Meknès –Fès, échelle 1:100.000. Office National des irrigations, Direction des études générales, Service des ressources en eau, Maroc.
- Marques, J.M., Carreira, P.M., Aires-Barros, L., Graça, R.C., 2000. Nature and role of CO₂ in some hot and cold HCO₃/Na/CO₂-rich Portuguese mineral waters: a review and reinterpretation. *Environ. Geol.* 40 (1-2), 53–63.
- Marques, J.M., Monteiro Santos, F.A., Graça, R.C., Castro, R., Aires-Barros, L., Mendes Victor, L.A., 2001. A geochemical and geophysical approach to derive a conceptual circulation model of CO₂-rich mineral waters: a case study of Vilarelho da Raia, northern Portugal. *Hydrogeol. J.* 9, 584–596.
- Michard, A., 1976. *Éléments de géologie marocaine*. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc 194, 123–181.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffe, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bull. Soc. Geol. Fr.* 173, 3–15.
- Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D., 2008. Continental evolution: the geology of Morocco structure, stratigraphy, and tectonics of the africa-atlantic-mediterranean triple junction. *Lect. Notes Earth Sci.* 116, 424 Springer Verlag.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaimi, H., Baïdder, L., Rjimati, E.C., Saddiqi, O., 2010. The south-western branch of the variscan belt: evidence from Morocco. *Tectonophysics* 492, 1–24.
- Monié, P., Lodeiro, F.G., Goffé, B., Jabaloy, A., 1991. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of alpine tectonism in the Betic Cordillera (southern Spain). *J. Geol. Soc.* 148, 289–297 London.
- Morley, C.K., 1992. Tectonic and sedimentary evidence for synchronous and out-of-sequence thrusting. Larach-aciloh area, western Moroccan Rif. *J. Geol. Soc.* 149, 39–49 London.
- Myslil, V., 1988. Report on Evaluation of Geothermal Potential of Jordan. Strojexport prague, Czechoslovakia, Geological Survey, Prague.
- Nicholson, K., 2012. *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Springer Science & Business Media 262.
- Ntarmouchant, A., Smaili, H., Bento dos Santos, T., Dahire, M., Sabri, K., Ribeiro, M.L., Driouche, Y., Santos, R., Calvo, R., 2016. New evidence of effusive and explosive volcanism in the Lower Carboniferous formations of the Moroccan Central Hercynian Massif: geochemical data and geodynamic significance. *J. Afr. Earth Sci.* 115, 218–233.
- Oubbih, H., 1991. Le Maroc Central méridional (Région de Moulay Bou Azza): Stratigraphie du Paléozoïque et tectonique hercynienne. PhD Thesis. Univ. Mohammed V, Rabat, pp. 176.
- Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (Version 2): a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *Water-Resour. Investig. Rep.* 312 99-4259.
- Piqué, A., 1994. *Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale*. Editions PUMAG, Marrakech, pp. 284.
- Piqué, A., Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides; a synopsis; the Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *Am. J. Sci.* 289 (3), 286–330.
- Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., Ouaili, R.A., 2002. The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. *Geodinamica Acta* 15 (3), 185–208.
- Rahhou, H., 1996. Evolution tectono-métamorphique hercynienne du paléozoïque d'El Hammam (Maroc central Septentrional): Analyse de la fracturation et mécanisme de mise en place des minéralisées. Unpubl thesis. Univ Mohamed V, Rabat, pp. 219.
- Rimi, A., 2000. First assessment of geothermal resources in Morocco. *Proceedings World Geothermal Congress*.
- Rimi, A., 2001. Carte de densité de flux de chaleur et de gradient géothermique dans le nord du Maroc. Symposium. La chaîne rifaine dans son cadre méditerranéen occidental, Rabat, pp. 29–30 october.
- Rimi, A., Zeyen, H., Zarhloule, Y., Correia, A., Carneiro, J., Cherkaoui, T., 2008. Structure de la lithosphère à travers la limite des plaques Ibérie - Afrique par modélisation intégrée de température et de densité le long d'un transect N-S à 3 Ouest. *Bulletin de l'Institut Scientifique* 30, 29–37.
- Ruhard, J.P., 1977. Le bassin quaternaire du Tafilalet.: Ressources en Eau du Maroc, tome 3, Domaine atlasique et sud-atlasique. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 231, 352–415.
- Sabri, K., Marrero-Diaz, R., Ntarmouchant, A., Ribeiro, M.L., Bento dos Santos, T., Smaili, H., Benslimane, A., Chiboute, M., Pérez, N.M., Padrón, E., Melián, G.V., Asensio-Ramos, M., Carreira, P.M., 2015. Geochemical Study of Potential Geothermal Resources in the Moroccan Northern Zone: a Contribution to Improve their Hydrogeological Conceptual Model. X Congresso Ibérico de Geoquímica - XVIII Semana de Geoquímica, Lisbon, Portugal, pp. 383–386.
- Sabri, K., Ntarmouchant, A., Marrero-Diaz, R., Smaili, H., Ribeiro, M.L., Bento dos Santos, T., Benslimane, A., Padrón, E., Melián, G.V., Asensio-Ramos, M., Pérez, N.M., Carreira, P.M., 2016. Géochimie des sources thermales du Maroc: contribution à l'amélioration du cadre hydrogéologique. *Journées Géologiques du Maroc*. pp. 113–114 Rabat, Morocco.
- Sarih, S., Dommergues, J.-L., El Hariri, K., Garcia, J.-P., Quiquerez, A., 2007.

- Pseudoskirroceras, a remarkable but poorly known Early Pliensbachian Tethyan ammonite genus: new data from the High Atlas (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 49 (3), 90–102.
- Schoeller, H. (1962). *Les Eaux Souterraines. Hydrologie dynamique et chimique, Recherche, Exploitation et Évaluation des Ressources*. Paris: Masson et Cie, Éditeurs 1962. 642 p. NF 105.-. *Int. Revue ges. Hydrobiol. Hydrogr.*, 49: 182. doi:10.1002/iroh.19640490118.
- Spycher, N., Peiffer, L., Sonnenthal, E.L., Saldi, G., Reed, M.H., Kennedy, B.M., 2014. Integrated multicomponent solute geothermometry. *Geothermics* 51, 113–123.
- Stets, J., Wurster, P., 1982. Atlas and Atlantic—structural relations. *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 69–85.
- Suter, G., 1980a. Carte géologique de la Chaîne Rifaine, échelle 1:500.000. Ministère de l’Energie et des Mines du Maroc, Direction de la Géologie, Rabat, Notes Mem Serv Geol Maroc. 245a. .
- Suter, G., 1980b. Carte géologique de la Chaîne Rifaine, échelle 1:500.000. Ministère de l’Energie et des Mines du Maroc, Direction de la Géologie, Rabat, Notes Mem Serv Geol Maroc. 245b. .
- Tahiri, A., 1991. Le Maroc central septentrional: stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. PhD Thesis. Université Bretagne Occidentale, Brest, France, pp. 299.
- Tahiri, A., Piqué, A., Hoepffner, C., 1989. Modalité de la déformation ante-viséenne dans les zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc; exemple du Maroc central au nord d’Oulmès. *Coll. Géol. Franco-marocain* 24-26, 188 May, Strasbourg.
- Tassi, F., Vaselli, O., Moratti, G., Piccardi, L., Minissale, A., Poreda, R., Delgado, A., Chenakeb, M., Tedesco, D., 2006. Fluid geochemistry versus tectonic setting: the case study of Morocco. *Geological Society* 262 (1), 131–145 London, Special Publications.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics* 22 (5).
- Tejera de Leon, J., Dueé, G., 2003. Relationships between the Neogene foredeep basins of the western external Rifian belt related to the Arbaoua-Jebha transform fault. Consequence for the interpretation of the evolution of the rifian belt (Morocco). *Trav. Inst. Sci. Rabat, Série Géol. & Géogr. Phys.* 21, 47–675.
- Watanabe, Y., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic constraints on the timing of massive sulfide and vein-type Pb-Zn mineralization in the Western Meseta of Morocco. *Econ. Geol.* 97 (1), 145–157.
- Wildemeersch, S., Orban, P., Ruthy, I., Grière, O., Olive, P., El Youbi, A., Dassargues, A., 2010. Towards a better understanding of the Oulmes hydrogeological system (Mid-Atlas, Morocco). *Environ. Earth Sci.* 60 (8), 1753–1769.
- Winckel, A., Marlin, C., Dever, L., Morel, J.L., Morabiti, K., Makhoul, M.B., Chalouan, A., 2002. Apport des isotopes stables dans l’estimation des altitudes de recharge de sources thermales du Maroc. *Comptes Rendus Geosci.* 334 (7), 469–474.
- Zarhloue, Y., 1999. Les potentialités géothermiques du Maroc: approche intégrée par les températures profondes et indices de surface. PhD Thesis. Université Mohamed premier, Morocco, pp. 153.
- Zarhloue, Y., 2004. Le Gradient Géothermique profond au Maroc: Détermination et cartographie, *Bulletin. Institut. Scientifique, section. Sci. Terre* 26, 11–25.
- Zarhloue, Y., Lahrach, A., Khattach, D., Ben Akhy, R., Ben Dhia, H., 1999. Geothermal gradient map of the south western Moroccan basin. *Moroccan. Association of Petroleum. Geol. Bull.* 3, 10–12.
- Zarhloue, Y., Bouri, S., Lahrach, A., Boughriba, M., El Mandour, A., Ben Dhia, H., 2005. hydrostratigraphical study, geochemistry of thermal Springs, shallow and deep hydrostratigraphical study, geochemistry of thermal Springs, shallow and deep. *Proceedings World Geothermal Congress* 24-29, 13 April.
- Zarhloue, Y., Rimi, A., Boughriba, M., Verdoya, M., Correia, A., Carneiro, J., Lahrach, A., 2007. La province géothermique du Maroc nord oriental. *Rev. Des Energies Renouvelables CER’ 07*, 89–94.
- Zarhloue, Y., Fekkoul, A., Boughriba, M., Kabbabi, A., Carneiro, J., Correia, A., Rimi, A., Houadi, B., 2009. Climate change and human activities impact on the groundwater of the Eastern Morocco: case of Triffa plain and shallow coastal Mediterranean aquifer at Saïdia. *Innovation in Groundwater Governance in MENA region*, 14. Stockholm International Water Institute, SIWI, pp. 13–17.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M., Hansen, B.T., 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology* 20 (1), 79–82.