



Université Cadi Ayyad
Faculté des Sciences et Techniques



Centre National de l'Energie
Des Sciences et des Techniques Nucléaire

Mémoire de Stage de Fin d'Etudes
Master Sciences et Techniques
Eau et Environnement



Contribution à l'étude du fonctionnement hydrogéologique et à
l'estimation des taux de recharge des bassins versant Rhéraya et Zat :
Apport de l'hydrogéochimie élémentaire et isotopique.

Par :

Kaoutar KARAFI

Sous la direction de :

Mr. BENKKADOUR A. (FST-G)

Mlle. RAIBI F. (CNESTEN)

Soutenu le 24 juin 2014 devant la commission d'examen composée de :

Mr. BENKKADOUR A. (FST-G)

Mlle. RAIBI F. (CNESTEN)

Mr. HANICH L. (FST-G)

Mr. JARLAN L. (IRD)

2013/2014



Dédicace



Je dédie ce travail

A ma mère

En vous, je vois la maman parfaite, toujours prête à se sacrifier pour le bonheur de ses enfants.

A mon père

Qui m'a indiqué la bonne voie en me rappelant que la volonté fait toujours des grandes personnes.

A mes chers frères Mohamed et Ahmed

Pour m'avoir toujours supporté dans mes décisions, et pour leur amour et leur tendresse.

A mes professeurs pour leurs encadrements et leurs orientations.

A mes amis en souvenirs des bons moments passés ensemble.



REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je ressens la nécessité persistante d'exprimer mes remerciements à toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

*Je présente mes profonds respects et mes salutations les plus distinguées à **Mr. Hamid MARAH**, chef de l'Unité Eau et Climat au CNESTEN de m'avoir accueilli comme stagiaire au sein de son département.*

*Je tiens à présenter mes profonds remerciements à **Mr. BENKADDOUR Abdelfattah**, professeur à la faculté des Sciences et Techniques de Marrakech pour son encadrement fructueux, sa générosité, et son suivi au cours de mon stage.*

*Par la même volonté et la même chaleur, je tiens à remercier **Mlle. RAIBI Fatima**, cadre supérieure au CNESTEN, pour tous ses efforts de discussion et d'encadrement durant toute la période du stage. Je la remercie également pour ses grandes qualités scientifiques et humaines ainsi que pour son amitié et son encouragement.*

*Ma profonde reconnaissance à **Mr SAIDI M.E.**. Aucun mot ne saurait exprimer ma très haute considération et ma grande admiration pour ses conseils et son aide.*

*J'adresse mes plus sincères remerciements aux membres du Jury, **Mr. HANICH Lahoucine** professeur à la faculté des Sciences et Techniques de Marrakech et **Mr. JARLAN Lionel** chercheur à l'IRD d'avoir accepté de juger mon travail.*

Je n'oublierai jamais la gentillesse et l'amabilité de tout le personnel de L'unité Eau et Climat au CNESTEN chacun avec son nom pour leur collaboration fructueuse, leurs aides et aussi pour leurs remarques et suggestions utiles. Grâce à eux, l'atmosphère a toujours été amicale et détendue.

Résumé

L'objectif de ce travail est orienté vers la connaissance des mécanismes et des aires d'alimentation de la nappe de la plaine du Haouz et ainsi l'estimation de leur taux de recharge par les eaux des différents affluents de l'Oued Tensift en particulier l'Oued Réghaya et Zat.

Afin de déterminer les aires de recharge de la nappe on a eu recours aux techniques isotopiques, l'analyse de la teneur en isotopes stables notamment l'oxygène 18 et le deutérium nous ont permis de montrer que la recharge provient de l'infiltration rapide de la pluie sur des formations fissurées du Haut Atlas à des altitudes comprises entre 2000 et 2800m pour le bassin versant de Rhéraya et entre 1850 et 2750m pour le bassin de Zat.

Afin d'estimer le taux de recharge de la plaine par les deux bassins de la Rhéraya et du Zat, nous avons utilisé la méthode du bilan des chlorures qui nous a permis de mettre en évidence que l'alimentation de la nappe plio-quadernaire de la plaine Haouz par le bassin versant de Rhéraya en 2004 est d'environ 37 millions m³/an contre 164 pour le bassin versant de Zat.

Liste des figures

Figure 1 : Variations de la composition isotopique de l'oxygène au cours du cycle de l'eau (UVED, 2008).....	16
Figure 2 : Modalité du comportement isotopique des eaux naturelles (Fontes, 1976).....	18
Figure 3 : Variations de la composition isotopique de l'oxygène au cours du cycle de l'eau (UVED, 2008).....	19
Figure 4 : Cycle du carbone (Stumm, 1981).....	21
Figure 5 : les principaux facteurs régissant la recharge.....	29
Figure 6 : Localisation de la zone d'étude dans le bassin du Tensift (Cheggour, 2008).....	34
Figure 7 : Localisation de la plaine dans le bassin du Tensift (Abourida, 2007).....	35
Figure 8 : Carte géologique du bassin de Tensift (Sinan, 2007).....	36
Figure 9 : Coupe lithologique type des forages captant la nappe phréatique du Haouz (F. 2691/53) (Sinan, 2007).....	38
Figure 10 : carte de situation des sous bassins d'oued Rhéraya.....	39
Figure 11 : carte géologique du bassin versant d'oued Rhéraya (Cheggour, 2007).....	40
Figure 12 : Précipitations annuelles dans le bassin versant de l'oued Rhéraya à la station Armed (ABHT)	41
Figure 13 : Les températures mensuelles interannuelles à la station de Takerkoust (ABHT).....	41
Figure 14 : Réseau hydrographique du bassin Rhéraya.....	42
Figure 15 : La carte hypsométrique du bassin de Rhéraya.....	43
Figure 16 : carte de distribution du couvert végétal du bassin versant de la Rhéraya (Yaro, 2004).....	44
Figure 17 : carte géologique du Rhéraya (chaponniere, 2005).....	45
Figure 18 : Précipitations annuelles au niveau de la station Tafriat (bassin versant de Zat) (ABHT).....	46
Figure 19 : Réseau hydrographique du bassin Zat.....	47
Figure 20 : carte hypsométrique du bassin de Zat.....	48
Figure 21 : Occupation du sol du bassin versant de l'oued Zat (Ragueneau, 2007).....	48
Figure 22 : carte de Répartition des points d'échantillonnage des eaux du bassin de Rhéraya.....	51
Figure 23 : carte de Répartition des points d'échantillonnage des eaux du bassin de Zat.....	52
Figure 24 : Variations de la température pour les eaux du bassin de Rhéraya.....	60
Figure 25 : Variations de la conductivité pour les eaux du bassin de Rhéraya.....	60
Figure 26 : Variations du pH pour les eaux du bassin de Rhéraya.....	61
Figure 27 : variation de la chimie des eaux de surface.....	62
Figure 28 : Projection des résultats des analyses chimiques des eaux de surface sur le diagramme de Stiff.....	63
Figure 29 : variation de la chimie des eaux souterraines du bassin Rhéraya.....	64
Figure 30 : Projection des résultats des analyses chimiques des eaux souterraines de Rhéraya sur le diagramme de Stiff.....	65
Figure 31 : Projection des résultats des analyses chimiques des eaux de surface sur le diagramme de SCHOELLER.....	67
Figure 32 : Projection des résultats des analyses chimique des eaux souterraines sur le diagramme de SCHOELLER.....	68
Figure 33 : Projection des analyses chimiques des eaux du bassin de Rhéraya sur le diagramme de Piper.....	69
Figure 34 : Indices de saturation des eaux de surface du bassin Rhéraya.....	71
Figure 35 : Indices de saturation des eaux souterraines du bassin Rhéraya.....	71
Figure 36 : Relation $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ des eaux des précipitations.....	72
Figure 37 : Variations de deutérium des eaux souterraines du bassin de Rhéraya.....	74
Figure 38 : Variations de l'oxygène -18 des eaux souterraines du bassin de Rhéraya.....	74
Figure 39 : Relation $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ des eaux de surface.....	73
Figure 40 : Relation $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ des eaux superficielles et souterraines.....	75
Figure 41 : Relation entre les altitudes des points d'eau souterraine et les teneurs en ^2H du bassin Rhéraya....	76
Figure 42 : Relation entre les altitudes des points d'eau souterraine et les teneurs en ^{18}O du bassin Rhéraya.....	Erreur ! Signet non défini.
Figure 43 : Gradient altitudinal et composition isotopique en deutérium.....	77
Figure 44 : coupe géologique de l'Haouz central (Ambroggi et Thuile, 1952).....	78

<i>Figure 45 : Projection des points de prélèvement sur la carte géologique.....</i>	<i>79</i>
<i>Figure 46 : Carte des sous bassins de Rhéraya</i>	<i>80</i>
<i>Figure 47 : Evolution de la recharge dans le bassin de Rhéraya</i>	<i>82</i>
<i>Figure 48 : image de Logiciel Isosource.....</i>	<i>32</i>
<i>Figure 49 : Représentations graphiques de pourcentage de contribution des pôles de recharge dans l'alimentation de la nappe</i>	<i>84</i>
<i>Figure 50 : Pourcentage de contribution des pôles de recharges dans l'alimentation du bassin de Rhéraya</i>	<i>85</i>
<i>Figure 51 : Variations de la température pour les eaux du bassin de Zat</i>	<i>87</i>
<i>Figure 52 : Variations du pH pour les eaux du bassin Zat</i>	<i>88</i>
<i>Figure 53 : Variations de la conductivité pour les eaux du bassin de Zat</i>	<i>88</i>
<i>Figure 54 : variation de la chimie des eaux souterraines du bassin Zat</i>	<i>90</i>
<i>Figure 55 : Projection des résultats des analyses chimiques des eaux souterraines de Zat sur le diagramme de Stiff.....</i>	<i>91</i>
<i>Figure 56 : Projection des résultats des analyses chimique des eaux souterraines de l'axe 1 sur le diagramme de SCHOELLER</i>	<i>92</i>
<i>Figure 57 : Projection des résultats des analyses chimique des eaux souterraines de l'axe 2 sur le diagramme de SCHOELLER</i>	<i>93</i>
<i>Figure 58 : Projection des analyses chimiques des eaux du bassin de Zat sur le diagramme de Piper</i>	<i>94</i>
<i>Figure 59 : Indices de saturation des eaux souterraines de l'axe 1 du bassin Zat</i>	<i>95</i>
<i>Figure 60 : Indices de saturation des eaux souterraines de l'axe 2 du bassin Zat</i>	<i>96</i>
<i>Figure 61 : Variations de l'oxygène -18 des eaux souterraines du bassin de Zat</i>	<i>97</i>
<i>Figure 62 : Variations de deutérium des eaux souterraines du bassin de Zat.....</i>	<i>97</i>
<i>Figure 63 : Relation $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ des eaux souterraines.....</i>	<i>98</i>
<i>Figure 64 : Relation entre les altitudes des points d'eau souterraine et les teneurs en ^2H du bassin Zat</i>	<i>99</i>
<i>Figure 65 : Relation entre les altitudes des points d'eau souterraine et les teneurs en ^{18}O du bassin Zat.....</i>	<i>99</i>
<i>Figure 66 : Gradient altitudinal et composition isotopique en deutérium</i>	<i>100</i>
<i>Figure 67 : Projection des points de prélèvement sur la carte géologique.....</i>	<i>101</i>
<i>Figure 68 : Carte des sous bassins de Zat</i>	<i>102</i>
<i>Figure 69 : Evolution de la recharge dans le bassin de Zat</i>	<i>103</i>
<i>Figure 70 : Pourcentage de contribution des pôles de recharges dans l'alimentation du bassin de Zat</i>	<i>104</i>
<i>Figure 71.....</i>	Erreur ! Signet non défini.
<i>Figure 72.....</i>	<i>105</i>
<i>Figure 73.....</i>	<i>106</i>

Liste des tableaux

Tableau 1 : Avantages et inconvénients de la méthode de datation au ^{14}C (Kazemi et al. 2006).....	26
Tableau 2 :	Erreur ! Signet non défini.
Tableau 3	47
Tableau 4 : Rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ des eaux du bassin de Rhéraya	70
Tableau 5 : Les principaux résultats du calcul de taux de recharge.....	81
Tableau 6 : le pourcentage de contribution de chaque pole dans la recharge	86
Tableau 7	95
Tableau 8 : Les principaux résultats du calcul de taux de recharge de bassin Zat	103

Sommaire

REMERCIEMENTS	3
Résumé.....	4
Liste des figures.....	5
Introduction	10
Première partie :	12
Revu bibliographique	12
I- Aperçu sur les isotopes de la molécule d'eau.....	13
I.1 Notions rudimentaires	13
I.1.1 Définition	13
Le noyau d'un atome est constitué en première approche de protons et de neutrons :	13
I.1.2 Rappels de quelques principes	13
I.2 Les isotopes de la molécule d'eau.....	14
I.2.1 Les isotopes stables de la molécule d'eau.....	14
I.2.2 Les isotopes radioactifs de la molécule d'eau.....	19
I.2.2.1 Systématique de l'isotope radioactif : Tritium en hydrogéologie	19
II- Aperçu sur la datation par le Carbone 14	20
II.1- Isotopes du carbone en solution	21
II.2- Avantages et inconvénients de la méthode de datation par le ^{14}C	26
III- Aperçu sur le calcul du taux de recharge.....	27
III.1- Types de recharge	28
III.1.1- Recharge directe par les précipitations.....	28
III.1.2- Recharge localisée.....	28
III.1.3- Echange rivière-nappe.....	28

III.2- Principaux facteurs régissant la recharge	29
III.3- Différentes méthodes du Calcul du taux de recharge.....	29
III.3.1- Méthodes physiques	29
III.3.2- Méthodes lysimétriques	30
III.3.3- Méthodes géochimiques et isotopiques.....	30
Deuxième partie	33
Cadre général de l'aire d'étude	33
I- La plaine du Haouz.....	35
I.1- Contexte géologique	35
I.3- Contexte Climatologique	36
I.3- Contexte Hydrologique.....	37
I.4- Contexte Hydrogéologique	37
Conclusion :	38
II- Bassins versants du Rhéraya et Zat	39
II.1- Bassin versant de l'oued Rhéraya.....	39
II.1.1- Contexte géologique.....	40
II.1.2- Contexte climatique et hydrologique.....	40
II.1.3- Hypsométrie	43
II.1.4- Couvert végétal.....	43
II.2- Bassin versant de l'Oued Zat.....	44
II.2.1- Contexte géologique	45
II.2.3- Hypsométrie	47
II.2.4- Couvert végétal.....	48
Troisième partie :	49
Application des techniques de géochimie et d'hydrologie isotopique	49
I- Echantillonnage et méthodes d'analyses	50
I.1- Rappels méthodologiques	50
I.2- Cartographie des points d'échantillonnage.....	50
I.3- Préparation et analyse chimiques.....	Erreur ! Signet non défini.
I.4- Préparation et analyse isotopique de ^{18}O et ^2H	Erreur ! Signet non défini.
I.5- Echantillonnage et mesure de ^{13}C ^{14}C et.....	Erreur ! Signet non défini.
II- Etude géochimique et isotopique des eaux du bassin de Rhéraya.....	58
II.1- Evolution des paramètres mesurés <i>in situ</i>	58
II.2- Composition géochimique des eaux du bassin de Rhéraya	61
II.2.1- Evolution des éléments chimiques majeurs.....	61
II.2.2- les faciès chimiques des eaux du bassin de Rhéraya	65

II.2.3- Origine de la minéralisation	70
II.3- Composition isotopique des eaux du bassin de Rhéraya	71
II.3.1- Marquage isotopique	71
II.3.2- Composition isotopique des eaux superficielles et souterraines.....	72
II.4- Origine et altitude de recharge du bassin de Rhéraya	75
II.4.1- Altitude de recharge	76
II.4.2- Taux de recharge	77
Conclusion.....	86
III- Etude géochimique et isotopique du bassin versant de l'oued Zat.....	87
III.1- Evolution des paramètres mesurés in situ	87
III.2- Composition géochimique des eaux du bassin de Zat.....	89
III.2.1- Evolution des éléments chimiques majeurs	89
III.2.2 Evolution des faciès chimiques	91
III.2.3- Origine de la minéralisation	94
III.3- Composition isotopique des eaux du sous bassin de Zat	96
III. 4- Origine et altitude de recharge du sous bassin de Zat	99
III.4.1- Altitude de recharge	99
III.4.2- Origine et taux de recharge	100
III. 5- Datation des eaux du bassin de Tensift	104
Conclusion	106
Conclusion générale	110
Références bibliographiques.....	111

Introduction

Vue de l'espace, la Terre apparaît comme très différente des autres planètes du système solaire. En effet, il s'agit essentiellement d'une sphère bleue en raison de l'eau qui recouvre les trois quarts de sa surface. L'eau est indispensable à la vie, l'histoire et l'apparition de la vie sont étroitement liées à l'existence de cette ressource que ce soit un lac, une rivière ou une source que le cycle d'eau renouvelle et purifie sans cesse.

Le bassin de Tensift ne fait pas exception avec ses ressources en eaux tant souterraines que superficielles qui font face à l'augmentation régulière de la demande en eau couplée à l'accroissement rapide de la population et le développement agricole qui ont imposé un stress sévère sur les ressources en eau douce disponibles à la fois en termes de quantité et de qualité.

La question de la gestion durable de la ressource en eau constitue une préoccupation grandissante pour les années à venir. Il est donc important d'analyser le taux de recharge des réservoirs, les modifications climatiques sur le milieu ainsi que le changement naturel de la qualité et de la quantité de l'eau afin de faciliter la prise de décision en matière de gestion des ressources naturelles.

Les dernières décennies ont vu la multiplication des recherches sur les eaux du bassin du Tensift, et notamment la recharge de la nappe du Haouz suivant plusieurs objectifs:

- évaluer les réserves, la recharge et les ressources exploitables du bassin ;
- suivre l'évolution de la minéralisation au cours de l'écoulement souterrain;
- déterminer les temps de renouvellement ;
- recenser les ouvrages existants, leur position géographique, leurs caractéristiques lithologiques et chimiques;
- décrire les relations entre la nappe et les cours d'eau de surface ;

C'est dans cette vaste perspective que s'inscrit le présent travail, en se basant sur l'application des méthodes hydrochimique et isotopiques pour enfin proposer un schéma conceptuel de fonctionnement des nappes du bassin.

La présente étude s'inscrit dans le cadre du stage de fin d'études organisé par la Faculté des Sciences et Techniques de Marrakech (FSTM) pour l'obtention du diplôme de Master des Sciences et Techniques en Eau et Environnement (MST EE). Son objectif est de mettre en

pratique les outils hydrochimiques et isotopiques pour appréhender le fonctionnement hydrogéologique des bassins versant Rhéraya et Zat.

Le stage s'est déroulé du 17 Avril jusqu'au 30 Juin au sein de l'unité Eau et Climat au Centre Nationale de l'énergie des sciences et Techniques nucléaire (CNESTEN).

La méthodologie de l'étude effectuée s'articule autour de trois parties principales :

- Première partie : Revue bibliographique ;
- Deuxième partie : Cadre générale de l'aire d'étude ;
- Troisième partie : Application des techniques de géochimie et d'hydrologie isotopique.

Première partie :
Revu bibliographique

I- Aperçu sur les isotopes de la molécule d'eau

Les traceurs environnementaux sont apparus durant les années soixante et ont rapidement subi des changements et une diversité concernant leurs applications. Ces applications sont nombreuses et dont on peut citer noter l'analyse de la recharge des nappes d'eau souterraines, leur datation ainsi que l'estimation de leur contribution au débit des rivières et leurs interactions avec l'eau provenant d'autres sources. Grâce à ces méthodes on a pu effectuer des études qualitatives de contamination des nappes souterraines ainsi que de leur salinisation. Parmi les traceurs environnementaux utilisés, les traceurs isotopiques sont les plus avantageés.

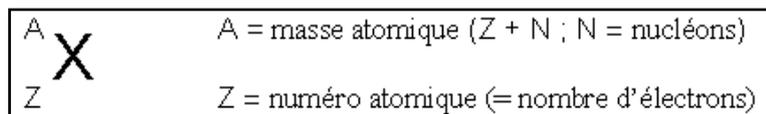
Les méthodes d'application les plus courantes font appel au deutérium, à l'oxygène 18 et au tritium de la molécule d'eau, ainsi qu'aux les isotopes du carbone.

Les autres méthodes sont relativement lourdes et ne sont mises en œuvre que dans des cas bien précis.

I.1 Notions rudimentaires

I.1.1 Définition

Le noyau d'un atome est constitué en première approche de protons et de neutrons (les nucléons) :



Les isotopes d'un même élément possèdent les mêmes propriétés chimiques mais leur masse est différente car le nombre de neutrons est différent.

Dans la nature, il existe 271 isotopes stables et plus de 1 200 isotopes radioactifs, Dont 71 éléments (sur les 92 existants) possèdent plusieurs isotopes stables et/ou radioactifs.

Exemple : ^{16}O ; ^{17}O ; ^{18}O – ^{12}C ; ^{13}C ; $^{14}\text{C}^*$ – $^{238}\text{U}^*$; $^{235}\text{U}^*$ [* = isotope radioactif]

I.1.2 Rappels de quelques principes

Les isotopes du milieu obéissent à des lois de répartition identiques à celles qui régissent les réactions chimiques : lois d'action de masse appliquées aux activités ou aux fugacités des molécules isotopiques et la spécificité thermodynamique des isotopes. Ils peuvent s'échanger

entre deux composés ou deux phases comportant le même élément sans aucune réaction, autre qu'isotopique, ne s'opère d'une phase à l'autre, d'un composé à l'autre. (Fonte 1976)

Un autre caractère distinctif des isotopes est que les dispositifs de mesures ou de détection sont nécessairement différents de ceux des techniques chimiques ordinaires puisque, par définition, les isotopes ne répondent pas aux critères de distinction chimique. La mesure se base sur l'enregistrement des émissions radioactives caractéristiques (spectrométrie alpha ou gamma) ou la radioactivité totale (comptage beta) dans le cas de noyaux radioactifs.

I.2 Les isotopes de la molécule d'eau

Les isotopes constitutifs de la molécule d'eau sont ^{18}O , ^2H et ^3H . Les premières études sur les isotopes de l'eau concernent l'eau de mer et les précipitations. Ce fut tout d'abord l'examen des variations des rapports de concentration $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, rapidement suivi par l'étude des rapports $^2\text{H}/^1\text{H}$ pour les eaux naturelles. La nature des applications isotopiques est bien sûr dictée par le caractère spécifique des isotopes, stables ou radioactifs.

I.2.1 Les isotopes stables de la molécule d'eau

Les isotopes stables sont des traceurs puissants des processus hydrologiques et en tant que tels, seront discutés dans cette partie. Comme leur nom l'indique, les isotopes stables sont «stables» ce qui signifie qu'ils ne subissent pas de décroissance radioactive. Parce que ses valeurs ne changent qu'en raison de certains processus (par exemple, évaporation ou mélange), ce sont des outils très utiles pour identifier l'origine de l'eau, évaluer des interactions entre les différents types d'eau (par exemple de l'eau de surface et eau souterraine), et ainsi pour comprendre les réactions géochimiques qui pourraient se produire dans les systèmes d'eaux souterraines.

Les valeurs des isotopes stables pour l'oxygène, le carbone et l'hydrogène ne sont pas déclarées comme des concentrations, mais sont exprimés comme des rapports isotopiques relatifs en unités pour mille (‰) en utilisant la notation de delta (δ) :

$$\delta = \left[\left(\frac{\mathbf{R} \text{ échantillon}}{\mathbf{R} \text{ étalon}} \right) - 1 \right] \cdot 1000 \text{ ‰}$$

Avec :

- R échantillon est le rapport entre l'abondance de l' isotope lourd de l'élément (^{18}O , ^{13}C , ^2H) et l' isotope le plus léger de l'élément (^{16}O , ^{12}C , ^1H) de l'échantillon.
- R étalon est le rapport entre l'abondance de l'isotope lourd de l'élément et l'isotope le plus léger de l'élément dans le matériau de référence.

Le matériau de référence pour l'oxygène et l'hydrogène est de Vienne standard Mean Ocean Water (V-SMOW) d'une valeur égale à 0‰. Le matériau de référence pour le carbone est de Vienne Pee Dee Belemnite (V-PDB) d'une valeur égale à 0‰.

Les valeurs positives de δ indiquent un enrichissement en isotope lourd et les valeurs négatives indiquent un appauvrissement en isotope lourd, par rapport aux taux observés dans le matériau de référence standard.

I.2.1.1- Notion de fractionnement isotopique

Le comportement chimique aussi bien que la physique des molécules isotopiques ou composés isotopiques présentent des différences infimes. Le phénomène à l'origine de l'existence de ces différences isotopiques est appelé fractionnement isotopique. Par exemple, pour l'oxygène, les trois isotopes naturels donnent le fractionnement suivant : ^{16}O compte pour 99,762 % de l'oxygène, ^{17}O pour 0,038 % et ^{18}O pour 0,2 %. Ce phénomène peut survenir en tant que changement de la composition isotopique lors de la transition d'un composé d'un état en un autre (eau liquide à vapeur), ou en un autre composé (dioxyde de carbone en carbone organique végétal), ou il peut se manifester par une différence de composition isotopique entre deux composés en équilibre chimique (bicarbonate dissous et dioxyde de carbone) ou en équilibre physique (eau liquide et vapeur d'eau).

Un fractionnement isotopique se traduit alors par un partage inégal des espèces isotopiques d'un même élément entre les deux phases.

α est le quotient entre les rapports isotopiques de ces deux phases :

$$\alpha_{1-2} = R(\text{phase 1}) / R(\text{phase 2})$$

α est proche de 1, il est thermodépendant et s'exprime généralement par rapport à la grandeur mesurée delta :

$$\alpha_{1-2} = (1000 + \delta_1) / (1000 + \delta_2)$$

Le fractionnement isotopique peut être dû à deux processus différents : l'équilibre isotopique ou la cinétique isotopique :

- Dans le premier cas, le fractionnement thermodynamique est relié à la constante d'équilibre des réactions chimiques et donc à la température de ces réactions. C'est le cas des réactions d'échange des isotopes de l'oxygène entre l'eau et le carbonate ou encore entre la phase liquide et gazeuse de l'eau.
- Dans le second cas, le fractionnement cinétique (et de transport) est un facteur de fractionnement isotopique qui dépend du sens de la réaction et qui est donc irréversible, ce qui est le cas dans certaines réactions chimiques ou biochimiques. Ce fractionnement est caractéristique de l'intervention biologique.

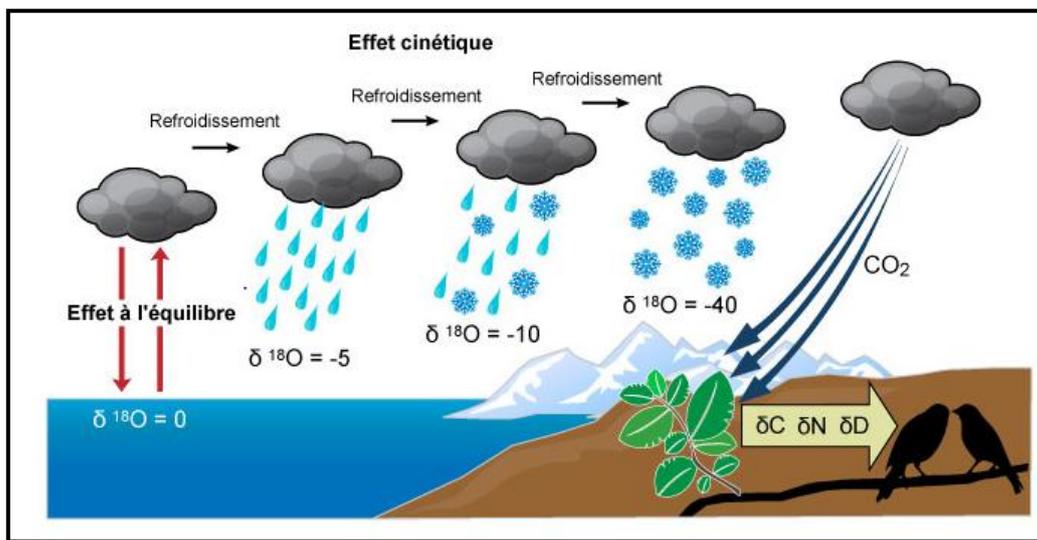


Figure 1 : Variations de la composition isotopique de l'oxygène au cours du cycle de l'eau (UVED, 2008)

I.2.1.2 Systématique des isotopes stables : Hydrogène et Oxygène en hydrogéologie

Les isotopes naturels stables les plus utilisés sont : hydrogène lourd ou deutérium (^2H) et l'oxygène 18 (^{18}O). Ces deux traceurs sont des constituants de l'eau naturelle et sont de fait de bons éléments pour l'analyse du cheminement de l'eau.

Principalement, les méthodes de traçages isotopiques se basent sur le fait que la composition isotopique de l'eau contenue dans les sols est différente de celle de l'eau de pluie et de celle de l'eau des rivières. On considère alors que l'eau contenue dans les sols est de l'eau "ancienne" tandis que l'eau de pluie est dénommée eau "nouvelle".

- **Relation ^2H et ^{18}O**

La mesure des teneurs en isotopes peut se faire à l'aide d'un spectromètre de masse. On détermine ainsi les rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$. On étudie ensuite la concentration en isotopes stables par rapport à une référence qui est la teneur moyenne de l'isotope considéré dans les eaux océaniques nommée SMOW (Standard Mean Ocean Water). On calcule ainsi le « delta », pour un élément donné, entre le rapport isotopique d'un échantillon et celui d'un standard (SMOW), exprimé en pour mille (exemple pour ^{18}O) :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}} - 1] * 10^3$$

Les valeurs négatives de concentration signifient que l'échantillon est plus pauvre que la valeur moyenne des eaux océaniques tandis que les valeurs positives entraînent le constat inverse. On utilise enfin très souvent la relation linéaire qui existe entre la concentration en Oxygène 18 et la concentration en deutérium (Fig.). Pour les pluies, cette relation porte le nom de **droite des eaux météoriques** et s'exprime comme suit pour les **eaux météoriques mondiales** :

$$\delta^2\text{H} = 8.\delta^{18}\text{O} + 10$$

D'une façon générale, on constate que la valeur de la pente de cette droite est assez constante tandis que l'ordonnée à l'origine qui marque l'excès de Deutérium peut dépasser la valeur de 10. Ce dépassement se produit lorsque la vapeur d'eau d'origine océanique a été enrichie de manière significative par une évaporation au niveau des continents ou de mers fermées. Dans le cas du bassin de la Méditerranée par exemple, l'équation s'écrit :

$$\delta^2\text{H} = 8.\delta^{18}\text{O} + 22$$

On peut encore noter que l'analyse de la relation entre oxygène 18 et deutérium permet de mettre en évidence des eaux qui ont subi un processus d'évaporation (par exemple pour un cours d'eau et à différentes phases d'une crue). Le suivi des différentes valeurs de ^{18}O et ^2H au cours du temps permet de tracer la droite d'évaporation qui présente une pente plus faible que la droite des eaux météoriques ainsi qu'une valeur plus faible de l'ordonnée à l'origine. L'intersection de cette droite avec la droite des eaux météoriques donne ainsi la possibilité de déterminer la composition isotopique de l'eau avant son évaporation.

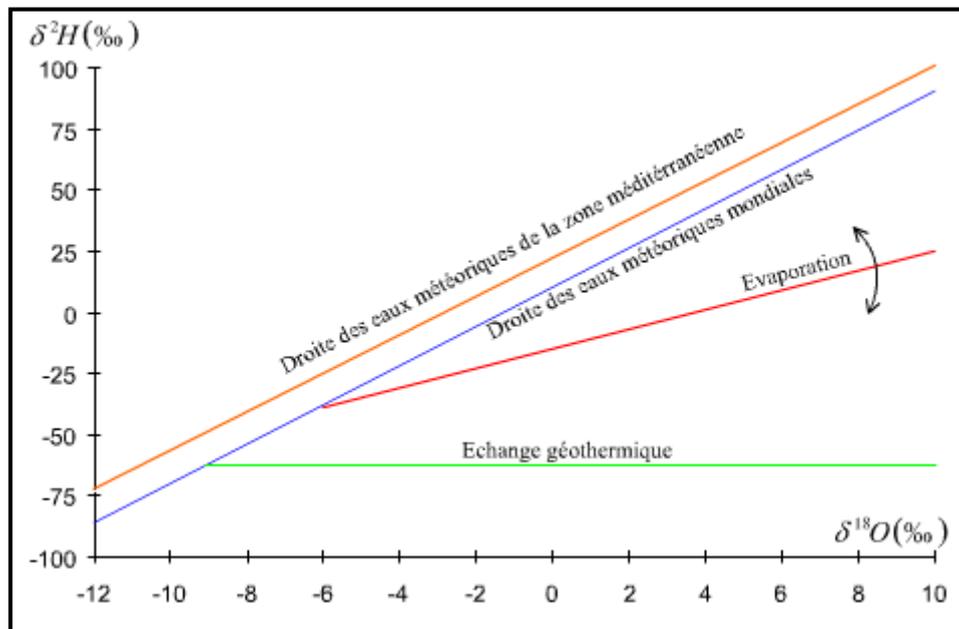


Figure 2 : Modalité du comportement isotopique des eaux naturelles (Fontes, 1976)

- **Effets isotopiques**

Plusieurs facteurs peuvent avoir une influence sur la composition isotopique des eaux. Ainsi, les signatures des eaux de pluie peuvent être différentes d'une région à l'autre à cause de plusieurs facteurs. On cite notamment:

- L'effet continental: plus on s'éloigne de la mer, plus l'eau de pluie est appauvrie en deutérium
- L'effet de l'élévation: l'eau de pluie est plus appauvrie en isotopes ^{18}O quand l'élévation par rapport au niveau de la mer augmente.
- L'effet de la latitude: les eaux météoriques dans les régions de haute latitude sont plus appauvries en isotope ^{18}O et quand les précipitations se déplacent loin de l'équateur dans la direction de plus hautes latitudes, les isotopes (dits lourds) sont perdus dans un processus dit de fractionnement (Craig 1961). En Amérique du Nord, l'effet de la latitude sur $\delta^{18}\text{O}$ est de $-0.5 \text{ ‰} / \text{degré}$ et entre -0.15 et $-0.5 \text{ ‰}/100\text{m}$ d'élévation pour l'altitude.
- Quantité de pluie: plus les pluies sont rares, plus la quantité de ^{18}O est importante. Dans les zones où les précipitations sont faibles, on retrouve des valeurs élevées de ^{18}O .

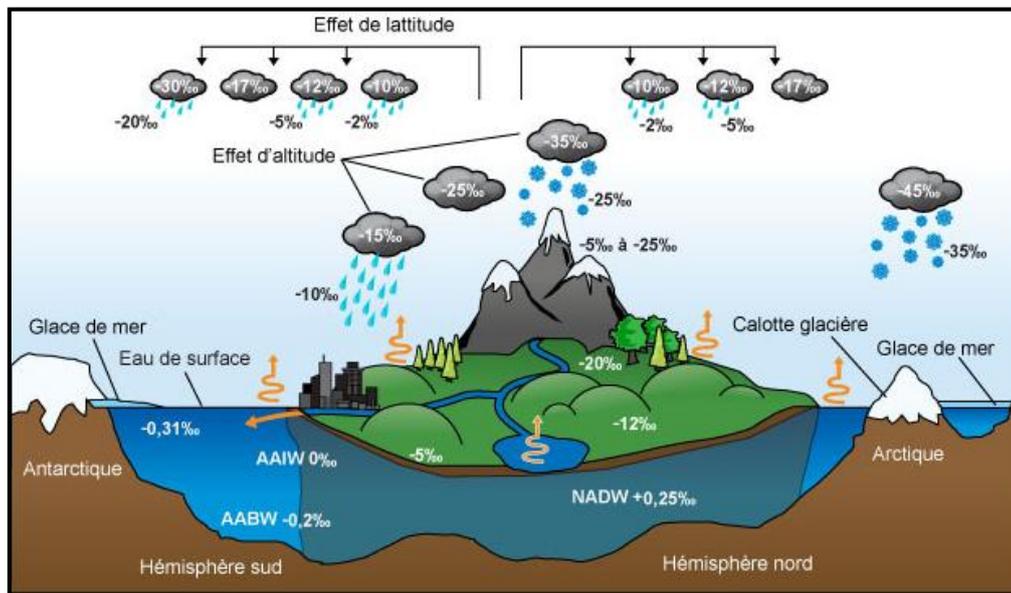


Figure 3 : Variations de la composition isotopique de l'oxygène au cours du cycle de l'eau (UVED, 2008)

I.2.2 Les isotopes radioactifs de la molécule d'eau

Le tritium, isotope radioactif de l'hydrogène, a une période de 12,43 ans. Il apparaît comme le traceur idéal des eaux souterraines car il possède le même comportement et la même dynamique dans la mesure où il fait partie intégrante de la molécule d'eau. Il ne sera donc pas soumis aux phénomènes d'adsorption - désorption, précipitation - dissolution, dégazage.

L'activité du tritium est donnée en unités tritium [UT]. Un UT correspond à un atome ^3H pour 10^{18} atomes d'hydrogène.

I.2.2.1 Systématique hydrogéologique de l'isotope radioactif : Tritium en hydrogéologie

La teneur naturelle en ^3H d'origine cosmique dans les précipitations est de quelques UT. Pendant les années cinquante, la concentration dans les précipitations a augmenté jusqu'à environ 2000 TU du fait des essais thermonucléaires, principalement dans l'hémisphère nord jusqu'en 1963/1964. Après le moratoire sur la bombe atomique, elle a chuté de manière exponentielle pour atteindre environ 10 UT à l'heure actuelle dans l'hémisphère nord. Dans l'hémisphère sud l'évolution temporelle a été similaire bien qu'à des concentrations plus basses et avec un retard d'environ 2 ans. Les variations saisonnières sont moins importantes pour la datation des eaux, peut être parce que les pluies d'été contribuent fortement à la recharge des eaux souterraines (AIEA, 2000).

De manière à suivre cette évolution des teneurs dans les précipitations l'AIEA a mis en place un réseau global de 125 stations d'échantillonnage de la pluie pour analyses isotopiques. Les quantités mesurées ont été régulièrement publiées dans la Série des Rapports Techniques IAEA.

Les valeurs d'entrée du tritium dans les précipitations varient fortement d'un endroit à un autre, selon les saisons ou les années. Des mélanges complexes se créent dans la plupart des aquifères, et le mode de mélange ainsi que son ampleur sont souvent inconnus. Il est donc difficile d'estimer l'âge d'une eau si l'on ne dispose pas d'une série d'analyses qui permet de dégager une évolution des teneurs sur de nombreuses années et de choisir le modèle approprié.

De manière générale, Clark et Fritz (1997) ont défini à partir des teneurs en tritium des eaux souterraines de l'hémisphère nord des familles d'eaux:

- Inférieures à 0,8 UT: il s'agit d'une eau qui s'est infiltrée avant les premiers essais atmosphériques.
- 0,8 à 4 UT environ: il peut s'agir d'un mélange entre une eau "anté-nucléaire" et une eau actuelle.
- 5 à 15 UT: IL s'agit d'une eau récente, de temps de séjour de l'ordre de 5 à 10 ans.
- 15 à 30 UT: IL s'agit d'une eau qui possède une part importante d'eau infiltrée dans les années 1960.
- Au-delà, l'aquifère est affecté par une pollution anthropique (industries nucléaires).

II- Aperçu sur la datation par le Carbone 14

Dans la nature, Le carbone peut se trouver sous forme organique ou inorganique.

- Le carbone organique est produit par des organismes vivants et lié soit à d'autres carbones, soit à des éléments comme l'hydrogène (H), l'azote (N) ou le phosphore (P) dans les molécules organiques ou les hydrocarbures.
- Le carbone inorganique est associé à des composés inorganiques, qui sont en général issus du CO₂ atmosphérique ou des roches carbonatées.

Les cycles de ces deux formes de carbone sont différents mais aussi indissociables. Les processus qui contrôlent ces cycles dépendent également de l'échelle de temps.

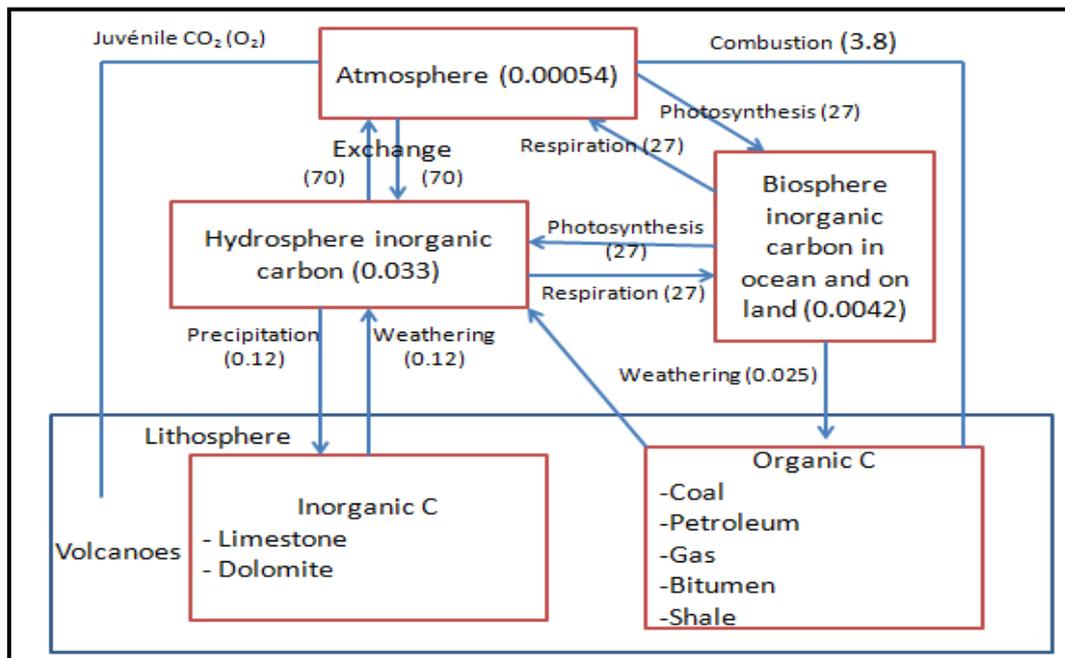


Figure 4 : Cycle du carbone (Stumm, 1981)

La circulation du carbone dans la nature est déterminée par les réactions biochimiques. La quantité du carbone à la surface terrestre est 10^{20} mol, les valeurs entre parenthèse en microgeomol/an indiquent le degré de transformation du carbone.

II.1- Isotopes du carbone en solution

Le carbone possède deux isotopes stables, ^{12}C et ^{13}C , et un isotope radioactif, ^{14}C de demi-vie 5730 années, d'abondance respective de 98.89%, 1,11% et $10^{-10}\%$.

II.1.1- Carbone-13 : indice de l'échange isotopique

L'intérêt essentiel des mesures des teneurs de ^{13}C est de permettre de différencier les sources de carbone entrant en jeu.

Comme tous les isotopes stables, la mesure du carbone 13 se réfère à un standard international PDB (Pee Dee Belemnite). Il s'agit de carbonate marin du Crétacé de la formation Pee Dee d'Amérique du Nord. La teneur en carbone 13 s'exprime donc toujours sous cette forme:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right]_{\text{échantillon}} / \left[\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right]_{\text{PDB}} - 1$$

Comme les variations naturelles des teneurs isotopiques sont faibles, les $\delta^{13}\text{C}$ se donnent en pour mille (‰).

Les principaux réservoirs du cycle de l'eau ont des abondances naturelles en carbone 13 différents.

Le **CO2 atmosphérique** a des teneurs actuelles en $\delta^{13}\text{C}$ d'environ -7 ‰ (Mook *et al.*, 2000).

Le **CO₂ biogénique**, résultant de la respiration racinaire et de l'oxydation de la matière Organique par les bactéries, va être marqué différemment selon le type de cycle photosynthétique des plantes. On distingue ainsi trois cycles principaux:

- Le cycle de Calvin ou cycle C₃. Il concerne 85 % des espèces végétales et la quasitotalité des plantes occupant les régions tempérées. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre -24 et -30 ‰ avec une moyenne proche de -27 ‰ (Vogel, 1993);
- Le cycle de Hatch-Slack ou cycle C₄. Les espèces fonctionnant avec ce cycle ne représentent que 5 % des espèces végétales, mais dominant largement dans les écosystèmes chauds et humides tels que les prairies tropicales. Cependant, quelques espèces comme le maïs et le sorgho sont largement exploitées en agriculture sous climat tempéré. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont comprises entre -10 et -16 ‰ avec une moyenne proche de -12.5 ‰ (Vogel, 1993);
- Le cycle mixte ou CAM (Crassulacean Acid Metabolism). Il est utilisé par 10 % des plantes en écosystème désertique, cactées par exemple. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont intermédiaires entre les deux familles précédentes, proches de -17 ‰.

La **matière organique fossile**, comme le lignite, possède une teneur isotopique en $\delta^{13}\text{C}$ proche de -27 ‰. Les processus d'évolution de la matière organique fossile peuvent faire considérablement varier leur teneur en $\delta^{13}\text{C}$, notamment lors de la production de gaz naturels très appauvris comme le méthane (Mook *et al.*, 2000).

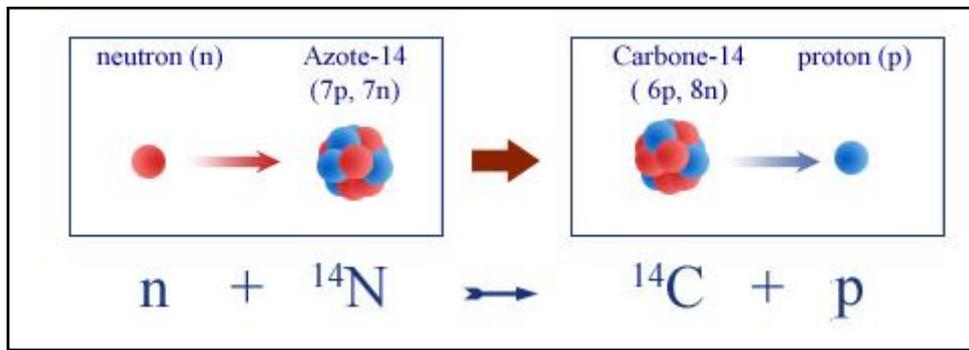
Enfin, les **carbonates d'origine marine** ont leurs teneurs autour de 0 ± 2 ‰ (Mook *et al.*, 2000).

I I.1.2- Isotope radioactif du carbone : ^{14}C

- Origine naturelle du ^{14}C

La Terre est bombardée en permanence par des particules très énergétiques en provenance du cosmos. Ce rayonnement cosmique contient des protons qui sont plus ou moins déviés par le champ magnétique terrestre. Certains de ces protons pénètrent dans l'atmosphère et provoquent l'explosion des noyaux présents dans la haute atmosphère. Parmi les fragments se trouvent des neutrons. Ceux-ci réagissent avec l'azote de l'air en éjectant un proton et en prenant sa place. Le nouveau noyau ne compte plus que 6 protons au lieu de 7 : il s'agit d'un noyau de carbone. Ce dernier renferme 8 neutrons, c'est du ^{14}C .

On peut résumer la réaction de la façon suivante :

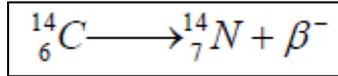


La quantité de rayons cosmiques pénétrant l'atmosphère de la Terre varie avec l'activité du soleil et le passage de la Terre à travers les nuages magnétiques dans la Voie Lactée. Le taux annuel moyen naturel de production de ${}^{14}\text{C}$, qui est temporellement et spatialement variable, est de 7,5 kg, et la masse totale du ${}^{14}\text{C}$ sur Terre est d'environ 75 tonnes. Cependant, la recherche récente de Lal et al. (2005) a montré que le taux de production de Cosmicray du ${}^{14}\text{C}$ au sommet, le Groenland, était proche de son taux de production moyen à long terme estimée, sauf pendant les trois périodes suivantes : 8,500-9,500 et 27,000-32,000 années BP, lorsque le taux de production est supérieur d'environ un facteur 2, et au cours de l'année 12,000-16,000 BP, lorsque le taux de production était inférieur d'un facteur d'environ 1,5. Le ${}^{14}\text{C}$ formé est rapidement oxydé en ${}^{14}\text{CO}_2$ et entre dans la vie végétale et animale de la Terre grâce à la photosynthèse et la rapidité de chaîne alimentaire de la dispersion de ${}^{14}\text{C}$ dans l'atmosphère a été démontrée par des mesures de carbone radioactif produites à partir des essais de bombes thermonucléaires. Le ${}^{14}\text{C}$ entre également dans les océans de la Terre dans un échange atmosphérique et que le carbonate dissous.

Après sa production par les rayons cosmiques, le carbone 14 est brassée dans la troposphère sous forme de gaz carbonique. Il pénètre ensuite dans les autre portions du cycle selon la voie directe par réalisation des équilibres CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- à la surface des eaux libres (ou encore, pour mémoire, par infiltration directe des eaux chargées en CO_2 dissous) ou bien, et c'est la voie préférentielle pour la partie continentale du cycle, le CO_2 de l'atmosphère est assimilé par les végétaux chlorophylliens et se trouve ensuite cédé à nouveau à l'hydrosphère par oxydation ou décarboxylation de la matière organique (Fontes, 1976).

Le ${}^{14}\text{C}$ est introduit dans les eaux souterraines. En effet, le CO_2 produit par les plantes et par la décomposition de matières organiques est dissout dans l'eau et est incorporé en carbone inorganique dissous (CID). Tout au long du chemin d'écoulement des eaux souterraines, la concentration du ${}^{14}\text{C}$ diminue par le principe de la désintégration radioactive à la suite de dilution ou de mécanismes géochimiques.

Une fois que le CO₂ a atteint les eaux, le ¹⁴C commence sa décomposition en azote:



La datation avec le ¹⁴C est basée sur la mesure de la perte du radionucléide parent du ¹⁴C.

Pour cela, deux hypothèses sont émises:

- La concentration initiale de ce parent est connue et est restée constante pendant les années passées.
- Le système est fermé à tout gain ou perte de parent excepté par désintégration radioactive.

Si ces deux hypothèses sont vérifiées, on a :

$$a_t = a_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

Avec:

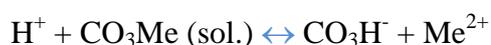
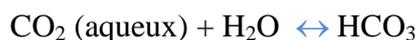
- a_t : Activité observée ou mesurée ;
- a_0 : Activité initiale (à $t=0$) du nucléide parent ;
- λ : Constante de désintégration ($\lambda = \ln 2 / t_{1/2}$). Pour le ¹⁴C, $t_{1/2} = 5730$ ans (Clark et Fritz, 1997).

À partir de ces données, on peut trouver l'âge de l'eau par la formule suivante:

$$\boxed{t = -8267 \cdot \ln \left(\frac{a_t {}^{14}\text{C}}{a_0 {}^{14}\text{C}} \right)}$$

Si la teneur en ¹⁴C présente dans le sol reste constante tout au long du chemin d'écoulement des eaux souterraines, sans dilution, sa désintégration peut être utilisée pour le calcul de l'âge de l'eau. Si ce n'est pas le cas comme dans la plupart des situations, on doit prendre en considération la dilution ainsi que plusieurs autres réactions géochimiques et notamment la dissolution des carbonates, les échanges avec la matrice de l'aquifère, l'oxydation de vieille matière organique présente dans l'aquifère et enfin la diffusion du ¹⁴C dans la matrice de l'aquifère.

En résumé, le CO₂ qui se dissous dans l'eau des sols donne le départ à une chaîne de réactions de type :



Qui reviennent à la mise en solution d'un carbonate solide, le plus souvent alcalino-terreux (Me= Ca ou Mg) sous l'action de l'eau agressive.



On devrait donc considérer l'activité du carbone dissous sous forme de bicarbonate comme le résultat d'un mélange équi-atomique des deux espèces de carbone : le CO₂ porteur de ¹⁴C et le carbonate solide généralement dépourvu de radiocarbone. Avec 100% de carbone moderne dans le CO₂ d'origine biologique et 0% dans le carbone minéral, on obtient facilement une activité initiale théorique de 50% pour le bicarbonate dissous. (Fontes, 1976)

Dans la réalité, plusieurs mécanismes interviennent pour modifier ce trop simple schéma réactionnel :

- Le carbone dissous comprend en général la coexistence d'au moins deux formes chimiques (CO₂ dissous-bicarbonate ou bicarbonate-carbonate) ;
- La relation phase liquide-phase solide ne correspond pas toujours à des réactions d'équilibre, et donc à la stœchiométrie, puisque le calcul montre que les eaux souterraines sont très souvent sursaturées vis-à-vis des carbonates ;
- Le carbone en phase liquide est susceptible d'échanges isotopiques soit avec excès de CO₂, soit avec les carbonates solides de l'aquifère. (Fontes, 1976)

Des approches différentes de correction de l'activité initiale ont été proposées :

- Age conventionnel :

$$a_0 = 100 \text{ pmc}$$

- Modèle statistique de Vogel (1967, 1970):

$$a_0 = 85 \pm 5 \text{ pmc}$$

- Tamers (1967, 1975) : mélange chimique ;

$$a_0 = [(a+b/2) / (a+b)] \text{ pmc}$$

Avec :

- a : le teneur molaire en CO₂ dissous
- b : le teneur molaire en bicarbonate

- Pearson (1970, 1972, 1974) : mélange chimique et isotopique ;

$$a_0 = [\delta_{\text{carbonate total dissous}} / (-25)] \text{ pmc}$$

- Mook (1972) : mélange isotopique avec des échanges de CO₂ dans un système fermé ;

$$a_0 = \frac{1}{a+b} [aA_{ao} + bA_{bo} + (A_{be} - A_{be}) \frac{(a+b) - \delta_{be} - \delta_{bo}}{\delta_{be} - \delta_{bo}}] \text{ pmc}$$

Avec:

- a et b : les concentrations en CO₂ dissous et en bicarbonates ;
- les indices o et e : l'état initial ou final avant et après équilibre isotopique ;
- A : activité du carbone 14 ;
- δ : teneurs en 13C.

- Fontes et Garnier (1979) : mélange isotopique, avec échange de ¹⁴C entre CO₂ dissous et une phase solide ;

$$a_0 = \frac{1}{C_T} [(C_T - C_M) A_{ao} + C_M A_M + (A_{ao} + \frac{2\epsilon}{10} - A_M) \frac{\delta_T C_T - \delta_M C_M - \delta_{ao} (C_T - C_M)}{(\delta_{ao} + \epsilon) - \delta_M}] \%$$

Où C désigne les concentrations, A les activités 14C et d les compositions isotopiques ; les symboles T, M et a_o se rapportent respectivement au carbone total dissous, au carbone mort mobilisé et au CO₂ du sol ; ε est pris comme le facteur d'enrichissement isotopique en ‰ entre le CO₂ gazeux et le carbonate solide.

La correction de l'activité du radiocarbone est faite par l'ajustement de δ¹³C final et initial tenant compte du transfert de masse du carbone et les fractionnements susceptibles de se produire.

- Origine anthropique du ¹⁴C

Une grande quantité de ¹⁴C a été produite pendant l'essai thermonucléaire dans les années 1950 et 1960 renforçant la concentration de l'atmosphère en ¹⁴C de doubler le niveau naturel. Ce qui nécessite de faire un étalonnage des résultats par les cernes de croissance d'arbres.

II.2- Avantages et inconvénients de la méthode de datation par le ¹⁴C

La méthode de datation des eaux souterraines par le ¹⁴C est complexe et nécessite plusieurs ajustements pour calculer les âges des eaux souterraines. Le tableau ci-dessous résume d'autres avantages et inconvénients de la datation avec le ¹⁴C.

Tableau 1 : Avantages et inconvénients de la méthode de datation au ¹⁴C (Kazemi et al. 2006)

Avantages	Inconvénients
-----------	---------------

- Ancienne méthode donc beaucoup de recherche faite dans cette discipline
- Seule méthode pour dater les vieilles eaux tout en donnant une idée de l'âge des eaux se situant entre les eaux « jeunes » et « très vieilles »
- Les déficiences, les faiblesses et les points forts sont connus

- Difficile de déterminer la valeur initiale correctement du aux difficultés vues précédemment.
- Plusieurs réactions modifient la concentration du ^{14}C . Difficile de cerner entièrement la problématique.
- La méthode du ^{14}C est souvent décrite comme étant une technique semi quantitative.
- Méthode d'analyse coûteuse

Le carbone-14 repousse les limites de « datation » des eaux à environ 35 000 ans dans le cas des systèmes clos. Toute datation au carbone-14 devra être discutée avec le ^{13}C traceur des mécanismes des origines du carbone.

III- Aperçu sur le calcul du taux de recharge

La recharge est généralement la quantité d'eau qui, partant de la surface, percole à travers la zone non saturée en échappant à la reprise évaporatoire et rejoint l'aquifère. Ce phénomène fait partie intégrante du cycle de l'eau dans la mesure où il correspond à la part des précipitations qui s'infiltré et qui devient l'eau souterraine. Cependant, cette définition ne concerne que les apports « naturels » d'eau et ne prend pas en compte les apports indirects, souvent anthropiques. Dès lors, une définition plus globale serait que la recharge correspond à la quantité d'eau qui rejoint l'aquifère et qui participe à son renflouement.

Dans les environnements semi-arides, les processus de la recharge sont hétérogènes et variables dans l'espace et dans le temps (Cook et al, 1990). Cette hétérogénéité est liée à la forte variabilité des paramètres hydrologiques (pluviométrie, ruissellement et infiltration) qui augmente avec l'aridité (Leduc, 2003). En effet, dans ces régions, l'évapotranspiration potentielle est largement supérieure aux précipitations et la recharge est sporadique et restreinte à la saison des pluies. A ceci s'ajoutent les variabilités locales liées à la topographie, aux types de sol, à la végétation, à la géologie et à l'occupation du sol (Allison, 1989).

III.1- Types de recharge

La recharge d'un aquifère peut avoir plusieurs origines. Chacune d'entre elles doit être appréhendée séparément pour estimer la recharge. Ces origines sont :

- Un apport direct par les précipitations (pluie efficace) ;
- Des apports localisés ;
- Echange rivière-nappe.

D'autres recharges sont anthropiques telles que: la ré-infiltration due à l'irrigation (canaux et champs) et la recharge urbaine.

III.1.1- Recharge directe par les précipitations

La recharge directe peut être approchée par plusieurs méthodes : mesures directes, géochimiques et bilan hydrique. Les méthodes géochimiques basées sur l'utilisation du bilan des chlorures et les isotopes de la molécule d'eau sont les plus utilisées par la simplicité de leur mise en œuvre (Allison, 1983 ; Leduc, 2003).

III.1.2- Recharge localisée

En zone semi-aride, les rivières temporaires et les bas-fonds représentent un point essentiel du cycle hydrologique : concentrant les eaux de surface, ils sont souvent les seuls lieux où peut se produire une infiltration jusqu'à la nappe (Leduc, 2003). La recharge localisée est relativement facile à identifier (Leduc, 2003) : l'accumulation des eaux de surface est limitée dans le temps et l'espace, donc visible ou au moins repérable par ses traces ; son impact localisé, dans le temps et l'espace, est lui aussi souvent visible sur la piézométrie et parfois la géochimie de la nappe.

III.1.3- Echange rivière-nappe

Les interactions nappe-fleuve sont complexes et se développent de manières très diverses selon les lieux et les moments. Selon l'échelle d'observation, les hétérogénéités fonctionnelles peuvent varier du centimètre au mètre mais l'hétérogénéité vient d'abord des conditions morphologiques des tronçons du cours d'eau, de son régime hydraulique, des cotes respectives de la nappe et de la rivière, des caractéristiques physiques de la couche de sédiments tapissant le fond du cours d'eau, etc. Les méthodes d'estimation des échanges rivière-nappe peuvent être classées en deux catégories :

- les méthodes hydrologiques, par exemple les jaugeages différentiels en surface mais aussi, pour le souterrain, les quantifications basées sur la loi de Darcy. Dans le second cas, il faut estimer les caractéristiques hydrodynamiques locales ce qui est souvent difficile et pose la question de la représentativité de la mesure, sur le terrain ou au laboratoire, pour les autres tronçons non instrumentés.

- les méthodes géochimiques : le décalage des compositions chimiques entre surface et souterrain peut fournir des indications sur leur connexion.

III.2- Principaux facteurs régissant la recharge

Le schéma suivant (Fig. 5) résume les principaux facteurs régissant l'infiltration :

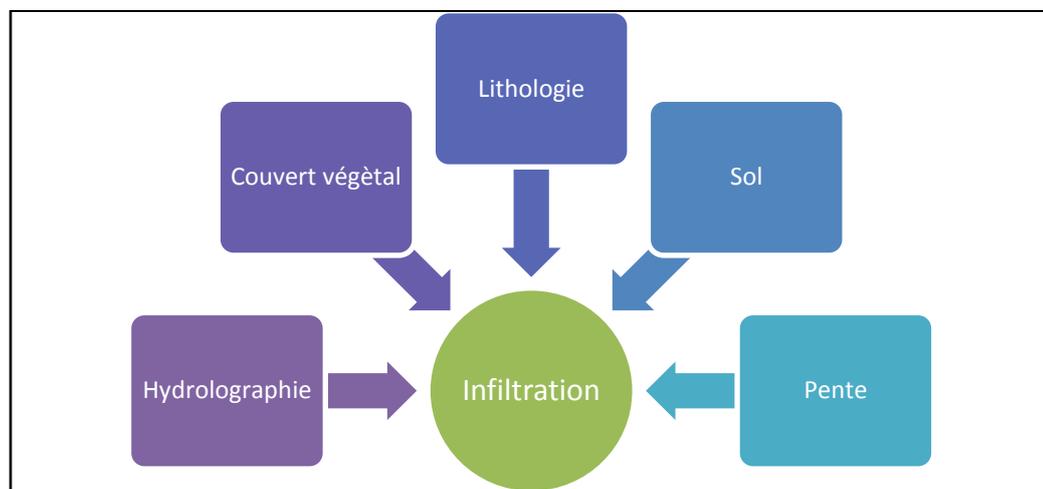


Figure 5 : les principaux facteurs régissant la recharge

III.3- Différentes méthodes du Calcul du taux de recharge

La détermination la plus exacte possible du taux de renouvellement des nappes constitue un facteur essentiel dans tout programme de développement basé sur une exploitation des ressources en eau souterraines. Trois approches méthodologiques sont généralement employées. il s'agit des méthodes physiques, des techniques lysimétriques et des techniques géochimiques et isotopiques.

III.3.1- Méthodes physiques

Les méthodes physiques reposent essentiellement sur des équations représentant la physique des transferts en milieu non saturé. Deux grandeurs essentielles sont mesurées : la teneur en eau volumique et la pression effective de l'eau (h), qui est la différence entre la pression de

l'eau dans le sol et la pression atmosphérique; elle est exprimée en hauteur d'eau. Les mesures sont effectuées par humidimètre neutronique et par tensiomètre.

III.3.2- Méthodes lysimétriques

Les techniques lysimétriques permettent une évaluation des différentes composantes du bilan hydrique. Elles offrent principalement les valeurs les plus optimistes puisqu'étant limitées aux premiers mètres du sol. Cette méthode consiste à faire infiltrer un volume d'eau connu (V_1) à travers un monolithe de sol isolé par des parois étranges, en maintenant autant que possible des conditions proches de celles du milieu ambiant. Le volume d'eau recueilli à la base du monolithe donne le volume infiltré (V_2), tandis que la différence ($V_1 - V_2$) exprime l'eau de rétention dans le cas d'un sol nu. (Fahid, 1999)

III.3.3- Méthodes géochimiques et isotopiques

Les méthodes géochimiques et isotopiques sont les plus fréquemment employées dans les travaux de recherches au niveau des milieux arides et semi-arides. Elles permettent une évaluation de la recharge des nappes, en particulier la méthode du tritium, du deutérium et celle du bilan des chlorures.

Dans le cadre de ce travail, nous utiliserons la méthode du bilan de chlorure et les isotopes stables de l'eau pour calculer la recharge sur les différents sites.

- **Méthode du bilan de chlorure**

La méthode du bilan de chlorure a été appliquée pour la première fois sur le terrain aux Indes par Eriksson (1976) en utilisant la teneur en chlorure de la nappe. Elle a été ensuite appliquée par d'autres auteurs dans différentes régions du globe: en Australie (Allison et Hughes, 1978), à Chypre (Edmunds *et al.*, 1980), au Soudan (Abdalla, 2008), au Niger et au Sénégal.

La recharge directe par la pluie peut être approchée à l'aide du bilan des chlorures dans la nappe qui utilise le caractère conservatif de l'ion chlorure pour déterminer la part de l'eau infiltrée grâce à la formule suivante (Allison *and* Hughes, 1978) :

$$P \times Cl_{\text{pluie}} = R \times Cl_{\text{nappe}}$$

Où

P : la hauteur moyenne de pluie en mm.an⁻¹,

R : la recharge en mm.an⁻¹,

Cl_{pluie} : la teneur de chlorure dans les précipitations en mg.l⁻¹,

Cl_{nappe} : la teneur de chlorure dans la nappe en $mg.l^{-1}$.

De par sa simplicité et son apparente, cette méthode est largement utilisée. Cependant, les conditions d'application nécessitent un examen rigoureux des processus de recharge (de préférence directs), de l'homogénéité géologique de l'aquifère, de l'absence de source de chlorure autre que l'eau de pluie, et de l'absence d'exportation des chlorures, notamment par ruissellement.

- **Méthode isotopique**

L'étude des isotopes de l'environnement se révéla donc particulièrement utile pour l'obtention d'informations telles que : la mise en évidence de communications entre les nappes, les relations entre les eaux de surface et souterraines, l'occurrence ou l'absence de recharge...etc. Ainsi, l'hydrologie isotopique employant les données chimiques et isotopiques est devenue depuis une trentaine d'années un moyen incontournable pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique des systèmes aquifères.

Ces techniques isotopiques peuvent contribuer à l'évaluation de la recharge des nappes, en donnant des indications qualitatives sur l'existence ou non d'une recharge, ou de manière quantitative en permettant d'effectuer le calcul du taux de recharge.

Grace au logiciel IsoSource, le calcul des gammes de contributions proportionnelles de chaque pôle à un mélange sera possible. Il s'agit d'un package visual basic qui calcule les fractionnements isotopiques d'un mélange dont le nombre de pôles est supérieur à deux. Ce modèle est basé sur la conservation des isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène. Pour un mélange composé de trois pôles, le modèle peut résoudre les trois équations de fractionnement:

$$R_p = \frac{(\delta D_g - \delta D_d)(\delta^{18}O_r - \delta^{18}O_d) - (\delta^{18}O_g - \delta^{18}O_d)(\delta D_r - \delta D_d)}{(\delta D_p - \delta D_d)(\delta^{18}O_r - \delta^{18}O_d) - (\delta^{18}O_p - \delta^{18}O_d)(\delta D_r - \delta D_d)},$$

$$R_r = \frac{(\delta D_g - \delta D_d)(\delta^{18}O_p - \delta^{18}O_d) - (\delta^{18}O_g - \delta^{18}O_d)(\delta D_p - \delta D_d)}{(\delta D_r - \delta D_d)(\delta^{18}O_p - \delta^{18}O_d) - (\delta^{18}O_r - \delta^{18}O_d)(\delta D_p - \delta D_d)},$$

$$R_d = 1 - R_p - R_r,$$

où p, r, d et g représentent respectivement les précipitations, l'eau des oueds et les eaux souterraines, respectivement.

The screenshot shows the IsoSource software window. The title bar reads 'IsoSource'. The menu bar includes 'File', 'Calc', 'Print', 'Clear', 'View', 'Graph', 'Exit', 'About', and 'Help'. The 'Title' field contains '29Aahd'. The 'Increment' is set to '1 %' and the 'Tolerance' is '0.5'. The main table is titled 'ISOTOPES' and has columns for 'd2H' and 'd18O'. A vertical green bar on the left is labeled 'SOURCES'. The table lists several water sources with their corresponding isotopic values.

		ISOTOPES			
		d2H	d18O		
Mixtures		-45.05	-7.04		
SOURCES	Moulay brahim	-37.10	-5.62		
	tion à Tahanaout	-36.50	-5.74		
	ued à Tahanaout	-47.91	-7.27		
	centre asni	-47.99	-7.80		

Figure 6 : interface du Logiciel Isosource

Deuxième partie
Cadre général de
l'aire d'étude

Situé au centre du Maroc, au pied de l'Atlas, le Haouz forme une vaste dépression comblée par les formations détritiques issues du démantèlement de la chaîne atlasique, renferme la nappe la plus productive de la région, mais également la plus exploitée (Fig. 6).

Les bassins versants de la Rhéraya et du Zat font partie du Haut Atlas de Marrakech. 18.7% parmi les 477 millions mètres cubes d'eau apportés par les cinq bassins pour la recharge de la nappe Plio-quaternaire de la plaine d'Haouz provient de Zat et 9,2% provient de Rhéraya (Hanich et *al.*, 2004). L'objectif de ce travail est de connaître l'origine des faciès chimiques, la zone de recharge, le taux de recharge, la contribution de chaque réservoir à la recharge et le temps de transit des eaux dans les deux bassins.

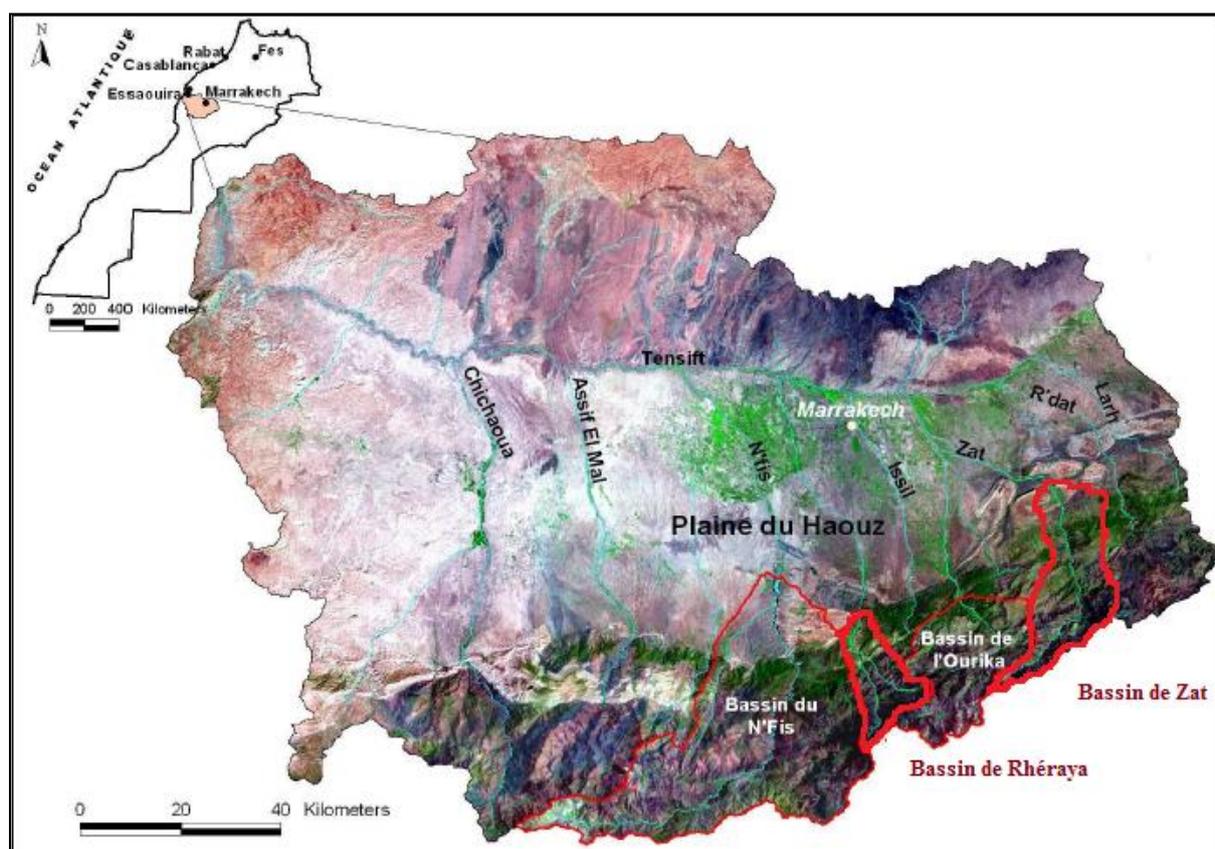


Figure 7 : Localisation de la zone d'étude dans le bassin du Tensift (Cheggour, 2008)

I- La plaine du Haouz

La plaine du Haouz est limitée par la chaîne Atlasique au Sud et les chaînons des Jbilet au Nord. Elle s'étend d'Est en Ouest entre les deux reliefs sur une superficie d'environ 6.000 km², sa largeur moyenne étant de l'ordre de 40 km. Son altitude s'abaisse régulièrement de l'Atlas aux Jbilet de 900 mètres à 300 mètres. L'Atlas culmine à 4 165 m (Jbel Toubkal) et les Jbilet à 1 061 m. Le point le plus occidental de la plaine est à 85 km de la côte atlantique dont il est séparé par des Hauts plateaux (Fig. 7).

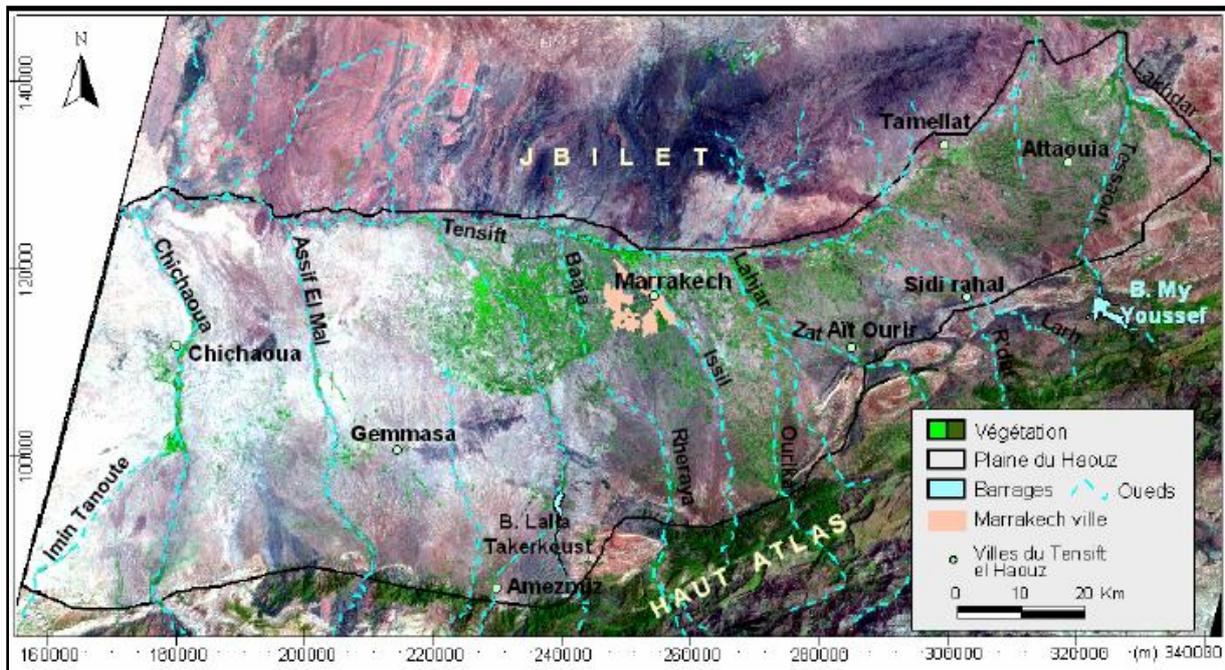


Figure 8 : Localisation de la plaine dans le bassin du Tensift (Abourida, 2007)

I.1- Contexte géologique

Entre l'Atlas et les Jbilet, le socle primaire a été arasé pendant le Secondaire et déformé par les premiers mouvements atlasiques. Les mouvements tectoniques tertiaires ont provoqué un fossé entre l'Atlas et les Jbilet par suite d'un jeu de fractures et de flexures.

Pendant la surrection de l'Atlas, à l'Oligo-Miocène et au Pliocène, les oueds ont accumulé les produits de démantèlement de la chaîne dans ce fossé, noyant les principales lignes architecturales. La composition des débris accumulés est déterminée par la constitution des montagnes d'où venaient les oueds. Ceux-ci ont étalé leurs alluvions par déplacement latéral de leurs cours dans une dépression peu profonde transformée en zone d'épandage (fig. 2). Les plissements atlasiques et les remblaiements successifs se sont terminés au Pliocène supérieur.

Il s'est produit depuis une succession de cycles d'érosion fluviale. Les oueds atlasiques ont remanié les formations du Pliocène supérieur, les ont brassées avec de nouveaux apports; au cours de périodes humides, ils ont, en se déplaçant, étalé à leur arrivée dans la plaine des

galets et cailloutis pour former les cônes de déjections actuels, cependant qu'à l'aval ils déposaient dans les marécages des limons roses (Fig. 8).

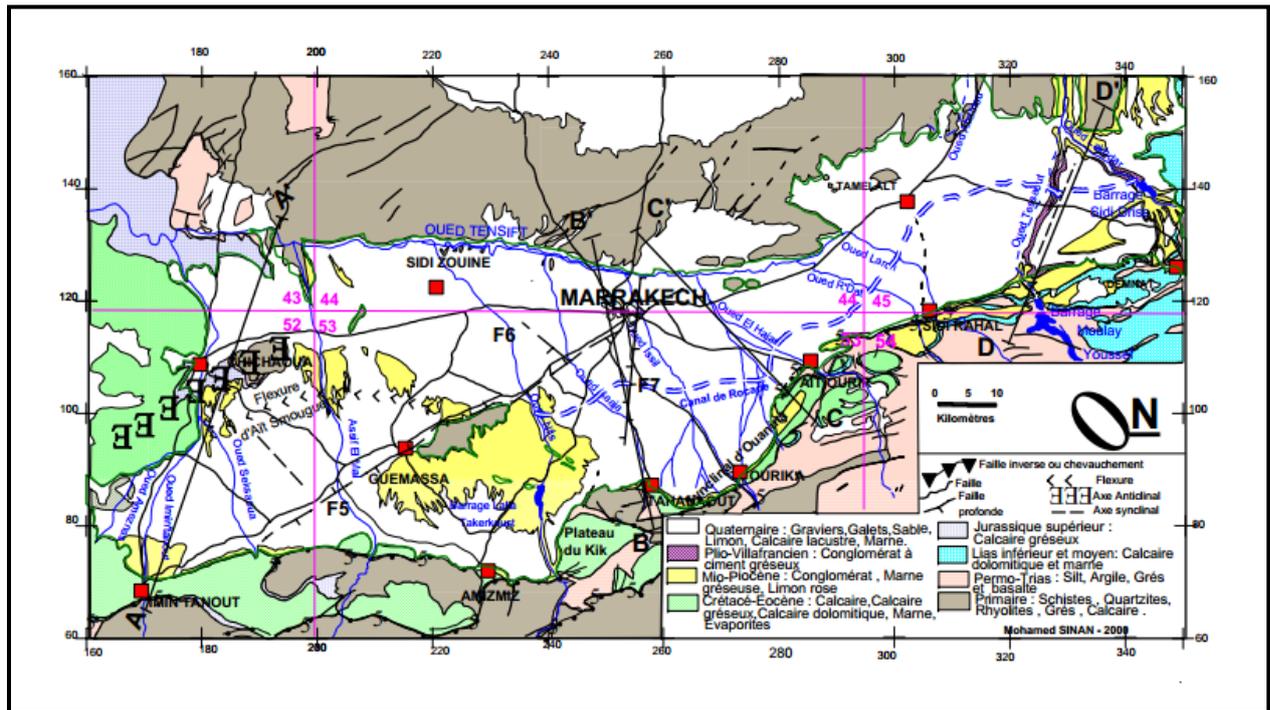


Figure 9 : Carte géologique du bassin de Tensift (Sinan, 2007)

I.3- Contexte Climatologique

Le climat régnant sur l'ensemble de la plaine est de type continental aride. Il est caractérisé par :

- Une température qui présente une variation remarquable dans le temps. Les températures moyennes mensuelles varient entre 17°C et 20°C. Les mois les plus chauds sont généralement Juillet et Août avec une moyenne des maxima (Juillet) est de 37 °C, Le mois le plus froid est Janvier avec une moyenne des minima est de 4°C ;
- Les précipitations sont faibles et caractérisées par une grande variabilité spatio-temporelle. La pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 250 mm à Marrakech et peut atteindre 480 mm sur les sommets de l'Atlas ;
- Une hygrométrie faible, la moyenne mensuelle varie de 40 % (Août) à 70 % (Janvier);
- Une très forte évaporation, l'évaporation moyenne annuelle est d'environ 2 300 mm.

I.3- Contexte Hydrologique

Le Haouz contient les principaux affluents de l'oued Tensift qui sont essentiellement situés sur la rive gauche et prennent naissance à partir du Haut Atlas.

Ce réseau hydrographique comprend deux systèmes:

- Dans le système occidental, l'oued Tensift coule *d'E en W* dans la plaine du Haouz au pied des Jbilet, il reçoit comme un collecteur les oueds Nfis, Rhéraya, Ourika, Zat et Larh qui descendent du versant Nord de l'Atlas.
- Dans le système oriental, l'oued Tassaout et son affluent l'oued Lakhdar descendent du versant Nord de l'Atlas et quittent le Haouz par une trouée dans les Jbilet pour aller rejoindre l'Oued Oum Er Rbia.

Le système oriental est le plus important tant au point de vue de la superficie du bassin versant (4170 km² contre 3350 km²) que de l'apport moyen annuel (785 millions de m³ contre 654 millions de m³).

Les divers oueds ont un régime qui reflète l'irrégularité des pluies sur le bassin versant. Ils sont pérennes en montagne mais ne le sont plus dans la plaine (sauf pour l'oued Lakhdar). La plus grande partie des débits passe sous forme de crues provoquées par de fortes pluies. Les eaux d'étiage et une partie des eaux de crues alimentent des séguias servant à l'irrigation dans la plaine du Haouz. Une autre partie s'infiltré ou s'évapore. La plus grande partie des eaux de crues quitte le Haouz par l'oued Tensift ou par la trouée de l'oued Tassaout dans les Jbilet.

I.4- Contexte Hydrogéologique

Les écoulements souterrains s'établissent dans les alluvions Plio-Quaternaires et les formations du Néogène dont l'épaisseur varie entre 50 et 80 m et peut atteindre 120 m.

La surface libre de la nappe s'établit en moyenne à 25 m sous le niveau du sol, mais se situe entre 0 m à 5 m le long de l'Oued Tensift et peut descendre jusqu'à 70 m le long du piémont de l'Atlas. Dans les zones où l'eau souterraine fait l'objet d'une exploitation intensive, elle s'établit aux environs de 45 m.

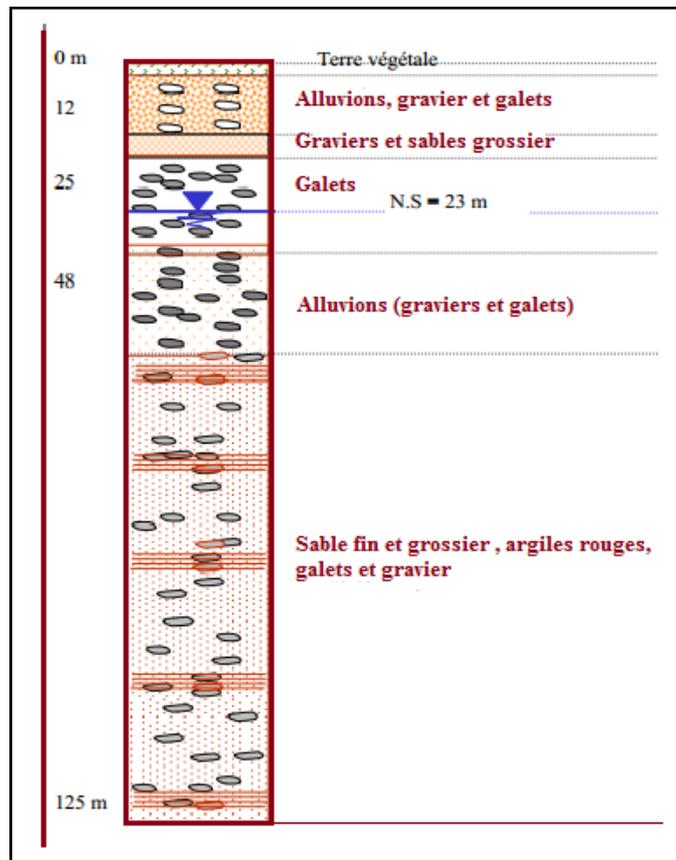


Figure 10 : Coupe lithologique type des forages captant la nappe phréatique du Haouz (F. 2691/53) (Sinan, 2007)

Les formations mio-plio-quadernaires, issues du démantèlement de la chaîne atlasique abritent une nappe importante et généralisée au niveau de toute la plaine, cette nappe présente des caractéristiques hydrodynamiques très variables, reflétant la complexité des structures profondes de la plaine et aussi la variabilité lithologique des formations mio-plio-quadernaires. On note aussi l'existence d'aquifères profonds au Nord de l'Atlas, présentant ainsi une extension très limitée et une faible productivité. (Abourida, 2007)

La recharge de la nappe se fait principalement par infiltration des eaux d'irrigation et des eaux de crues des oueds atlasiques traversant la plaine. L'écoulement général se fait du Sud vers le Nord, pour être finalement drainé par l'Oued Tensift.

Conclusion :

La plaine du Haouz constitue un collecteur des oueds Nfis, Rhéraya, Ourika, Zat et Larh qui descendent du versant Nord de l'Atlas. La recharge de la nappe se fait donc principalement par infiltration des eaux des précipitations et des oueds.

L'étude isotopique et chimique de la plaine nécessite la réalisation d'une étude géologique et hydrogéochimique des sous bassins versants alimentant cette nappe et, en particulier, celui de la Rhéghaya et du Zat.

II- Bassins versants de la Rhéraya et Zat

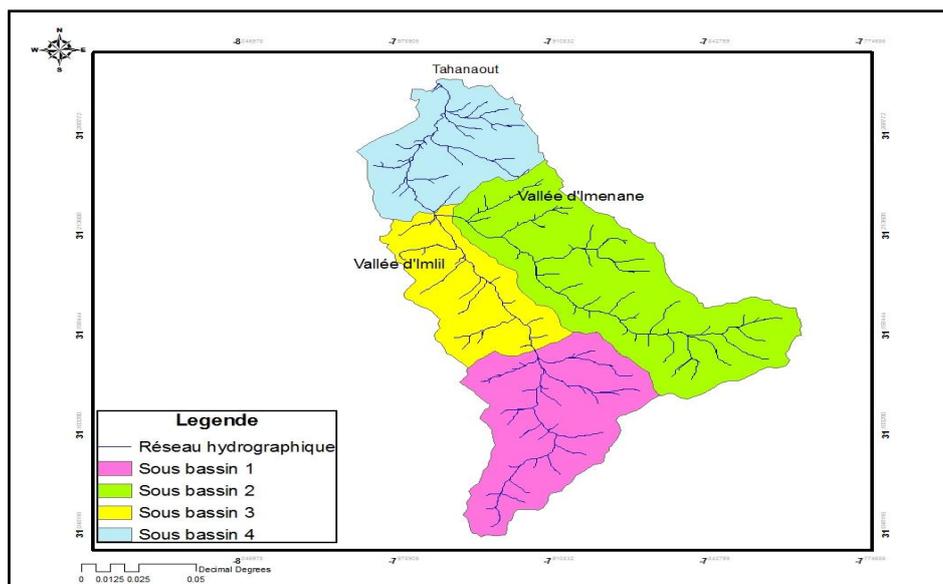
II.1- Bassin versant de l'oued Rhéraya

Le bassin versant de la Rhegaya a sa source dans le Haut Atlas qui est une puissante chaîne, rigide et grossièrement orientée WSW-ENE. Cette chaîne est la plus importante du complexe orographique Nord-africain.

Le bassin de la Rhegaya est situé dans le Haut Atlas occidental (sédimentaire et éruptif) à une quarantaine de kilomètres au sud de Marrakech dans le massif de Toubkal. Il s'agit d'un sous-bassin du Tensift qui couvre une superficie de 228 km². Il comprend une grande partie des plus hauts sommets de l'Afrique du Nord en particulier le plus élevée d'entre eux : le Jbel Toubkal (4165m). Ce sous-bassin est limité :

- Au Nord par la plaine du Haouz ;
- Au sud par le bassin de l'Assif Tifnou (Haut Sous) ;
- A l'Est par le bassin de l'Ourika ;
- A l'Ouest par le bassin du N'fis.

Quatre sous-bassins se situent au sein de la Rhéraya : un premier en amont dont l'exutoire est le village d'Aremd, un sous-bassin englobant la vallée d'Iménane et un autre la vallée d'Imlil, enfin un sous-bassin aval couvrant la zone entre l'exutoire principal du bassin, Tahanaoute, et la jonction des deux vallées d'Imlil et d'Iménane. (Fig.10)



II.1.1- Contexte géologique

Le bassin de la Rhéraya fait partie intégrante du Haut Atlas occidental, fondé sur un socle hercynien recouvert par des formations d'âges secondaire et tertiaire. La carte géologique (Fig. 11) identifie la nature lithologique des roches qui « affleurent » à la surface du bassin, en l'occurrence :

- * les substrats magmatiques qui représentent la majorité du bassin (53%) ;
- * les terrains marno-calcaires (12%) ;
- * les « argilites » du permo-trias (14,5 %) potentiellement très érodable (badlands avec signes D'érosion intenses).

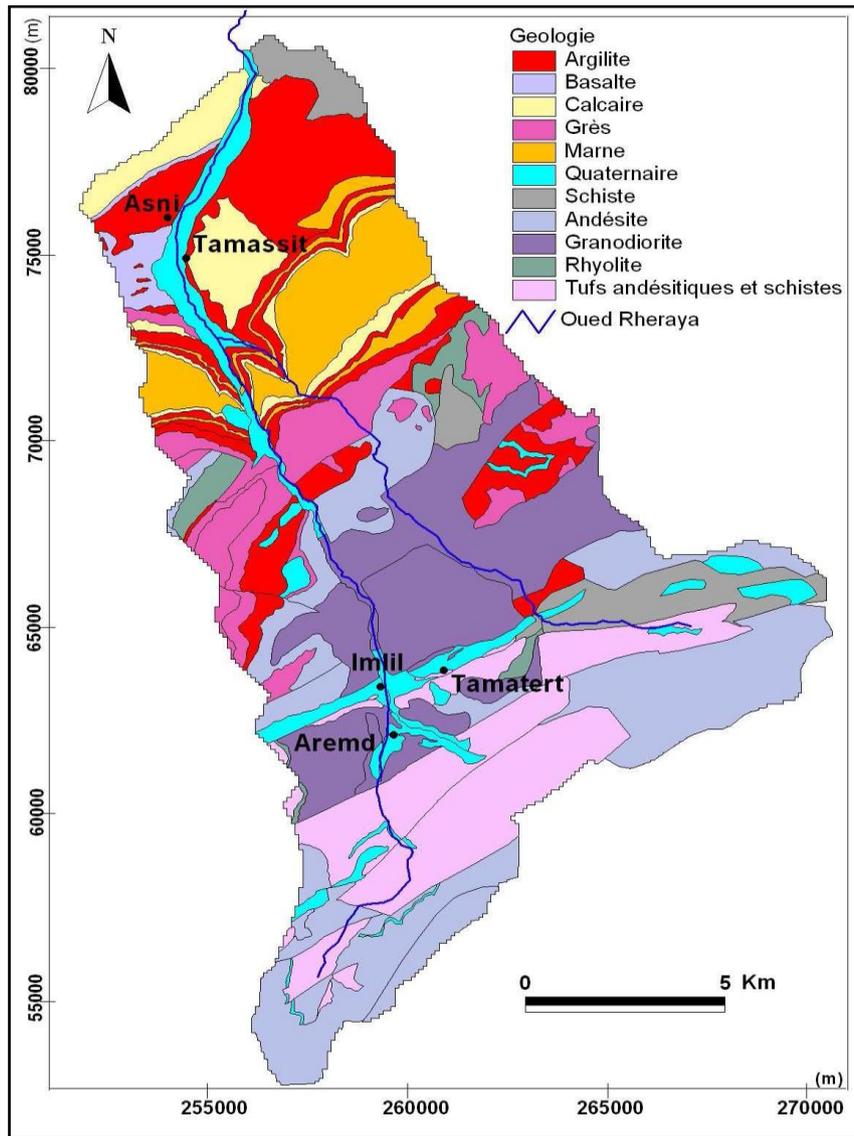


Figure 12 : carte géologique du bassin versant d'oued Rhéraya (Cheggour, 2007)

II.1.2- Contexte climatique et hydrologique

- Pluviométrie et température

Le climat du Rhéraya est semi-aride. La précipitation moyenne annuelle (1999-2003) à l'exutoire du bassin est de 300 mm avec un écart type de 103mm et de 445mm entre 2008 et 2010 (ABHT) (Fig. 12). Entre juin et septembre les précipitations sont des orages violents, pendant l'hiver les évènements sont de plus longue durée et il neige en altitude chaque année. Concernant la température à l'échelle mensuelle, le mois de Janvier est considéré comme le plus froid et les mois de Juillet et Aout sont les mois les plus chauds (Fig.13).

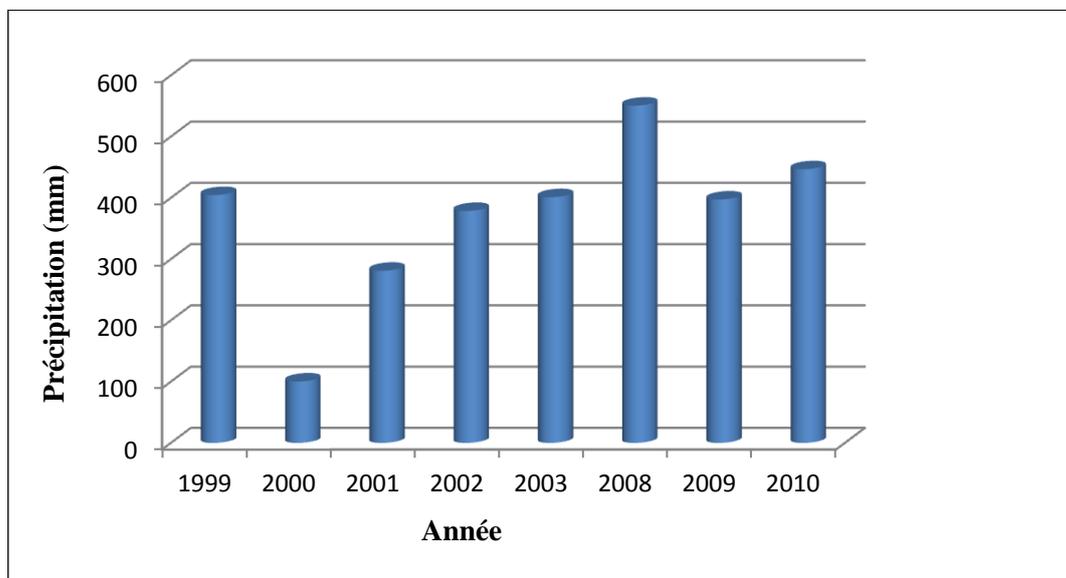


Figure 13 : Précipitations annuelles dans le bassin versant de l'oued Rhéraya à la station Armed (ABHT)

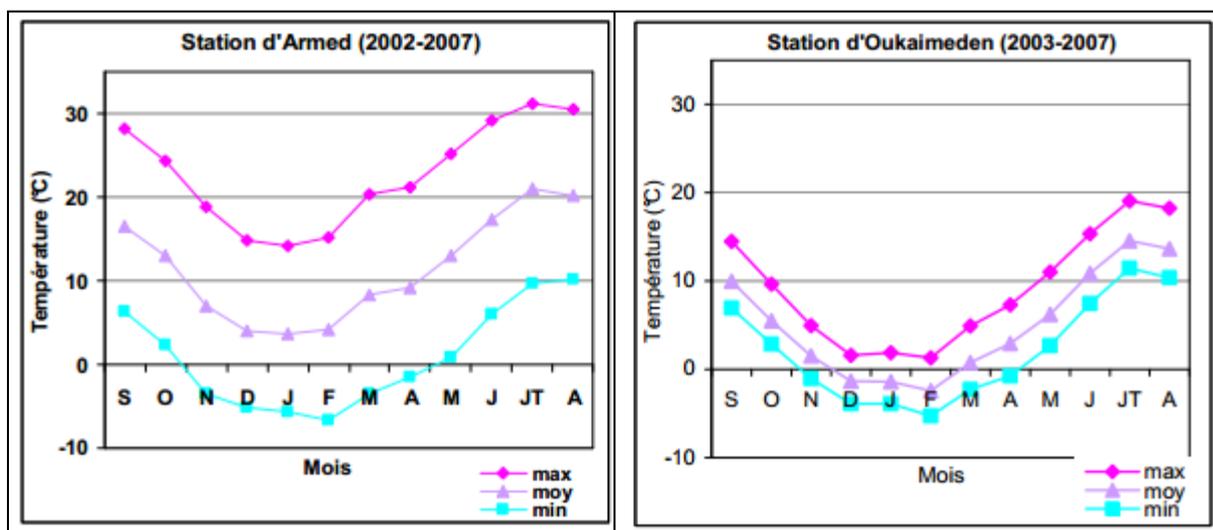


Figure 14 : Les températures mensuelles interannuelles à la station d'Armed et Oukaimden(Cheggour, 2008)

L'oued de Rheghaya constitue le principal Affluent atlasique rive gauche du Tensift, il contrôle un bassin versant de 228 km² à la station hydrologique de Tahanaout qui porte le N° IRE 1565/53, elle est mise en service depuis Mars 1962.

- **Affluents**

L'oued **Rhéra** est constitué par la confluence de l'oued Iminene et de l'oued Imlil qui prennent naissance dans le haut Atlas à environ 3600 m d'altitude (Fig. 14).

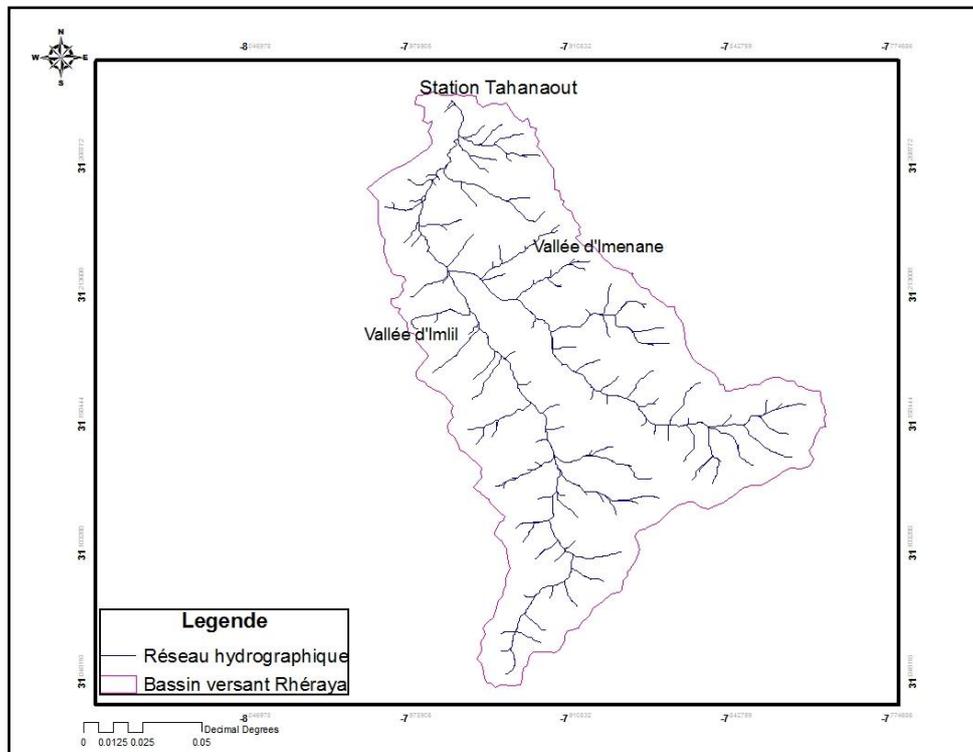


Figure 15 : Réseau hydrographique du bassin Rhéraya

- **Aspect lithologique**

Les faciès rencontrés correspondent à des calcaires et marnes de l'Eocène reposant sur une barre de calcaire Turonien . Des bancs gypseux métriques sont très fréquents au dessous du Turonien . L'épaisseur de l'ensemble de la série Eo-crétacé dépasse 200 m pour passer ensuite aux argiles permotriasiques. Les roches dominantes sont les schistes compacts durs qui laissent supposer que l'infiltration est insignifiante et par conséquent le sol est imperméable.

SOL PERMIABLE	SOL SEMI PERMIABLE	SOL IMPERMIABLE
26%	15%	59%

II.1.3- Hypsométrie

La figure (15) montre les altitudes du bassin versant. L'altitude maximum, sur cette zone est de 4098 m, l'altitude minimum est de 1068 m et l'altitude moyenne est de 2165,8 m. L'altitude diminue progressivement du Sud vers le Nord du bassin. Le cours d'eau principal est constitué de deux oueds convergeant à une altitude d'environ 1260 m. Le cours d'eau principal découpe deux vallées vers le Sud du bassin pour n'en former plus qu'une à l'exutoire.

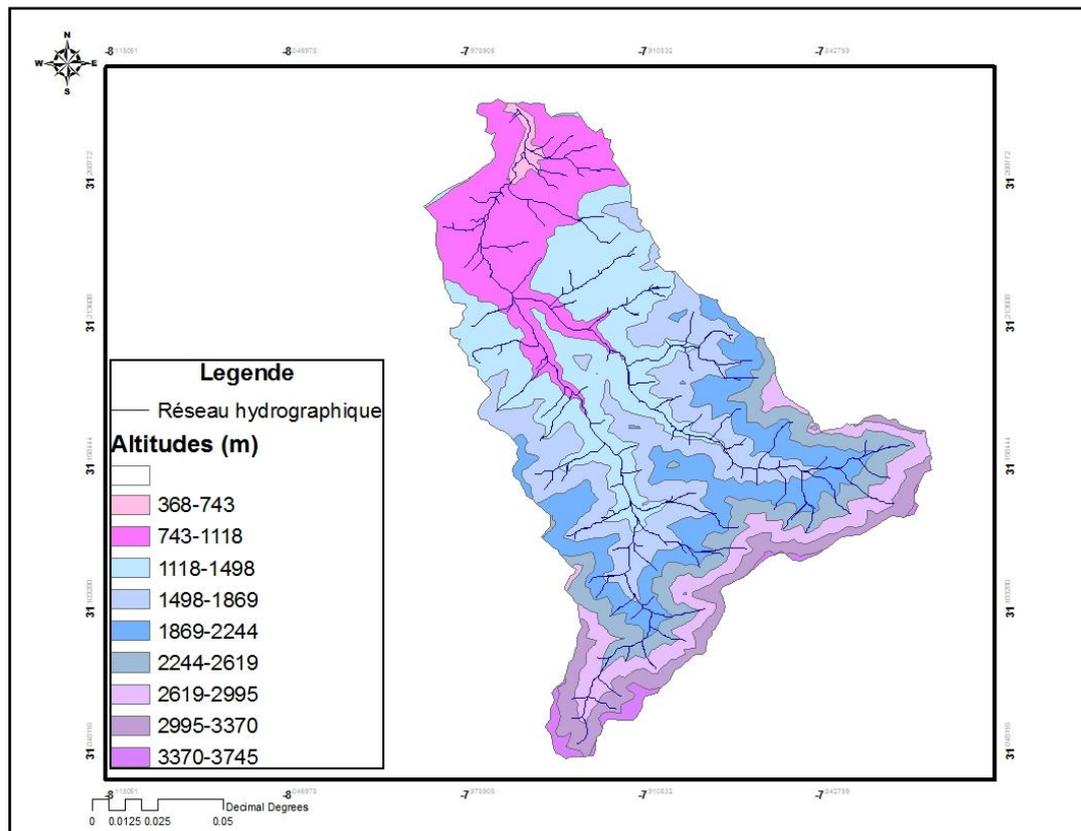


Figure 16 : La carte hypsométrique du bassin de Rhérya

II.1.4- Couvert végétal

La végétation naturelle des basses altitudes au nord du bassin versant (zone sub-Atlasiqne) est constituée principalement par des formations arborées (thuya, chêne vert et genévrier rouge). Dans la partie sud du bassin formée par les vallées de haute montagne, elle est constituée par des formations arborées (genévrier thurifère), chaméphytiques et herbacées résistant aux conditions de hautes altitudes. Ces formations sont en général très clairsemées suite à la déforestation et surtout au surpâturage. On retrouve les cultures irriguées le long des deux bras de la Rhérya alors que les cultures pluviales sont parfois observées plus haut sur les versants aux basses altitudes.

La combinaison des facteurs simplifiés nous a permis d'avoir un seul code décrivant à la fois le sol, la végétation et les ravines de chaque polygone. Le tableau suivant donne toutes les combinaisons possibles et leur signification (Yaro, 2004).

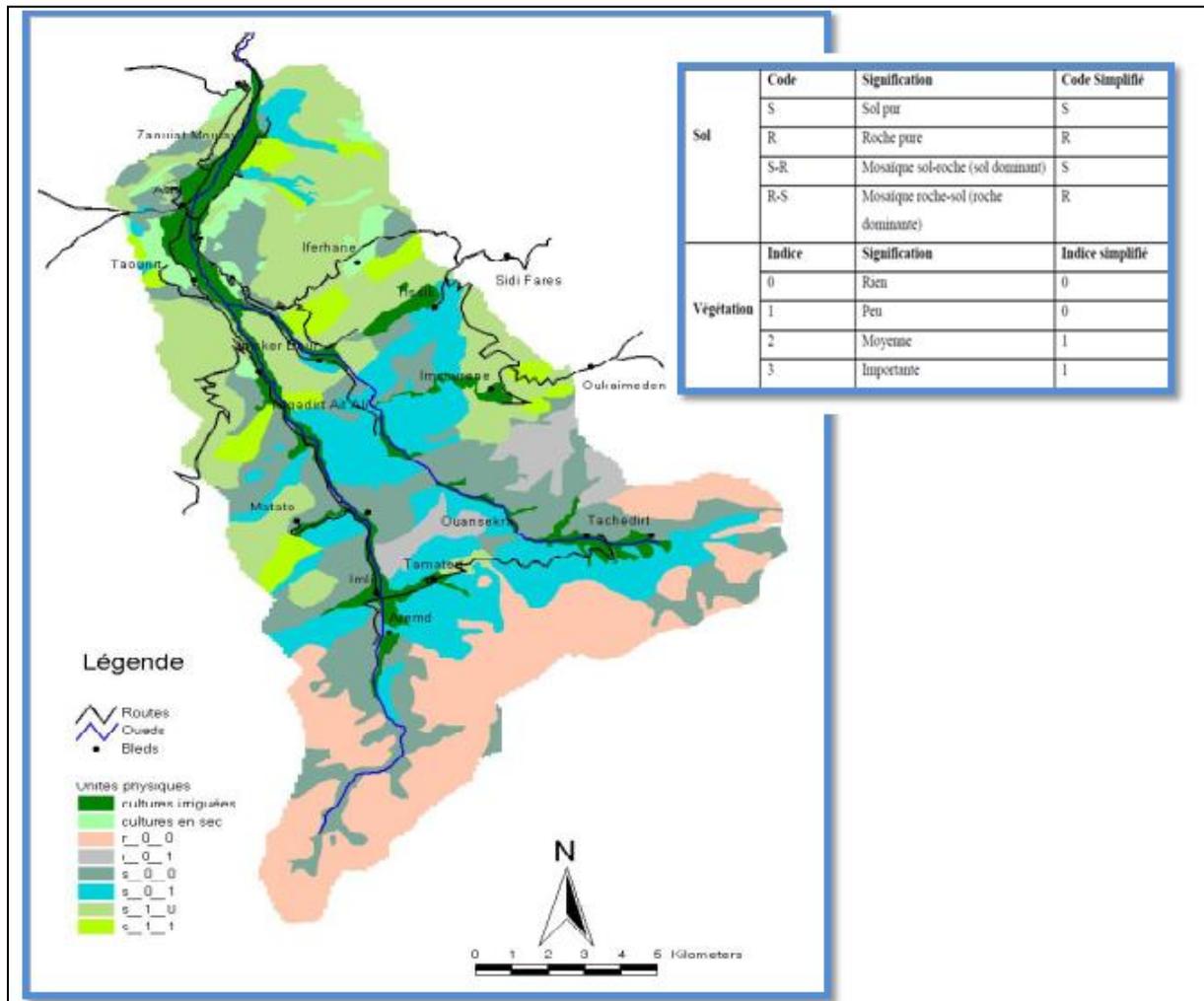


Figure 17 : carte de distribution du couvert végétal du bassin versant de la Rhéraya (Yaro, 2004)

II.2- Bassin versant de l'Oued Zat

Le ZAT est un affluent rive gauche de l'oued de Tensift. Il appartient au versant Nord de la chaîne du Haut Atlas. L'exutoire se trouve à Taferiat et il est situé à 50Km au Sud-Est de Marrakech entre les latitudes 31°10' et 31°40' Nord et entre les longitudes 7°10' et 7°40' Ouest. Sa superficie est de 527 km² et son exutoire (Taferiat) est situé à une altitude de 760 mètres.

Il est délimité :

- au sud par la zone axiale du Haut Atlas,
- au Nord par la plaine du Haouz ;

- à l'Est par le bassin de la R'dat ;
- à l'ouest par le bassin versant de l'Ourika.

II.2.1- Contexte géologique

La série sédimentaire du bassin du Zat est bien conservée dans les deux tiers Nord du bassin. Elle est composée par les schistes de paroxydes du Cambrien, de l'Acadien et de l'Ordovicien dont les faciès sont à dominante schisteuses. Elle se compose du Tournaisien supérieur au Viséen avec des faciès à dominante calcaire. On trouve aussi des grès et argiles rouges du Permo-Trias, des formations marnocalcaires du Cénomaniens et du Sénonien ainsi que des formations de plaine IV et III (Fig. 17).

Les roches magmatiques granitiques sont localisées au Sud du bassin et correspondent au Précambrien terminal. On trouve aussi dans la partie Nord une fine bande de dolérites du Trias.

Les roches les plus anciennes sont du Précambrien intermédiaire. Ces roches sont des schistes métamorphisés.

Enfin il faut noter la présence d'un réseau de failles dont l'orientation est NE-SW.

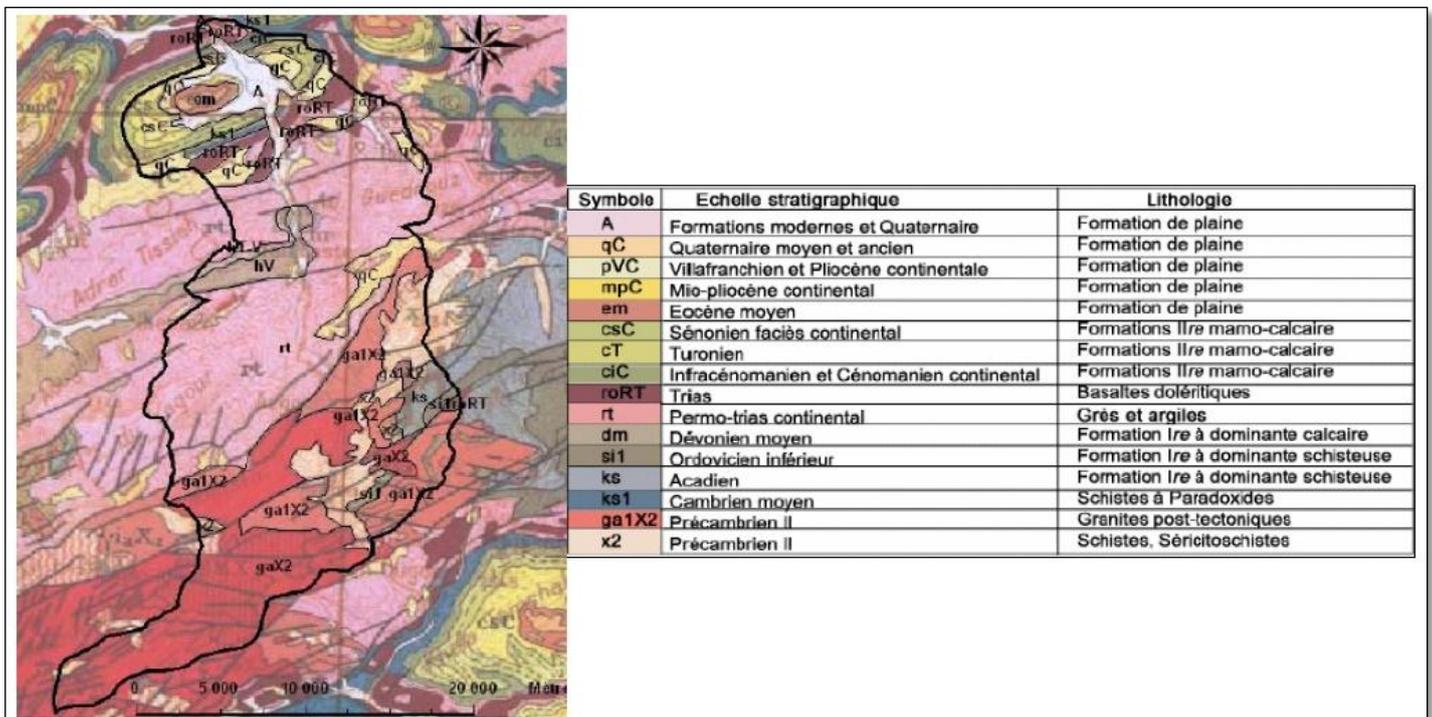


Figure 18 : carte géologique du Rhéraya (Chaponnière, 2005)

II.2.2- Contexte climatique et hydrologique

- Pluviométrie

Le bassin versant du Zat présente une hétérogénéité topographique importante, ce qui diversifie son climat. Les zones de hautes montagnes atlasiques ont une pluviométrie supérieure à 400mm (Fig. 18) et sont affectées par un couvert neigeux temporaire impliquant la présence d'un climat froid en hiver.

Les zones de moyenne montagne présentent un climat de type semi-aride avec une pluviométrie moyenne annuelle de l'ordre de 400 mm.

Enfin les zones de plaine sont affectées par un climat de type continental aride avec des précipitations annuelles relativement faibles entre 190 et 350 mm.

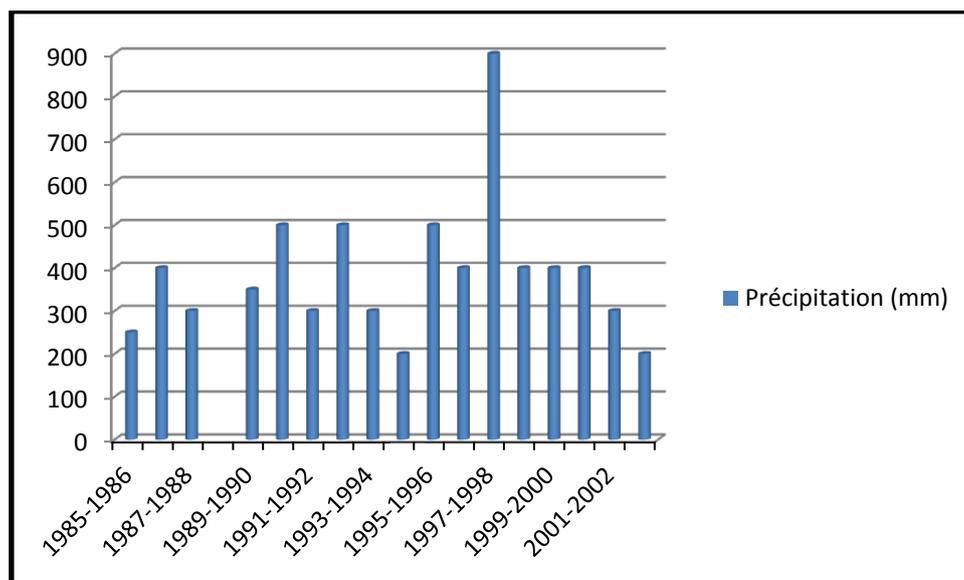


Figure 19 : Précipitations annuelles au niveau de la station Tafériat (bassin versant de Zat) (ABHT)

- **Affluent**

L'oued principal qui draine le bassin versant est le Zat, dont la longueur est de 61,1 kilomètres. Le débit moyen annuel de l'oued au niveau de la station de Tafériat est de 2,83 m³/s, soit des apports moyens annuels de 89 millions de m³. Il est aussi à noter que cet oued est soumis à des prélèvements par des seguias (canaux d'irrigation) pour l'agriculture. Ces prélèvements équivalent à 50% des débits de l'oued (ABHT).

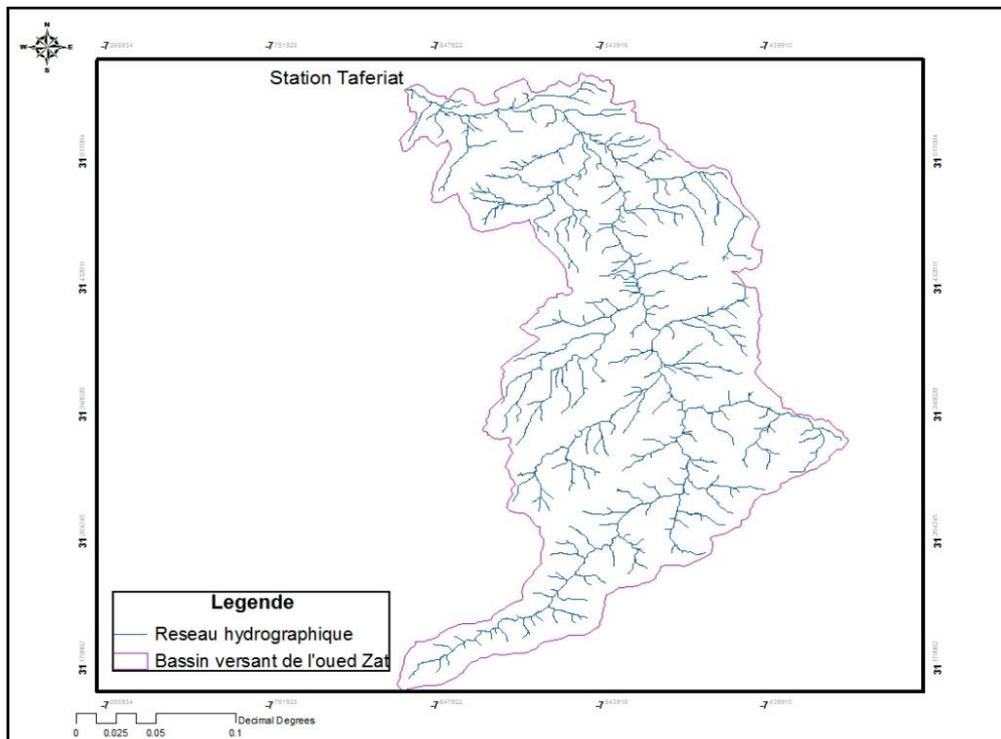


Figure 20 : Réseau hydrographique du bassin Zat

- Aspect lithologique

Tableau 2

SOL PERMIABLE	SOL SEMI PERMIABLE	SOL IMPERMIABLE
14%	56%	30%

II.2.3- Hypsométrie

La figure 20 montre les altitudes du bassin versant. L'altitude maximum, sur cette zone est de 4000 m, la minimum est de 794 m, et l'altitude moyenne est de 2490 m. L'altitude diminue progressivement du Sud vers le Nord du bassin.

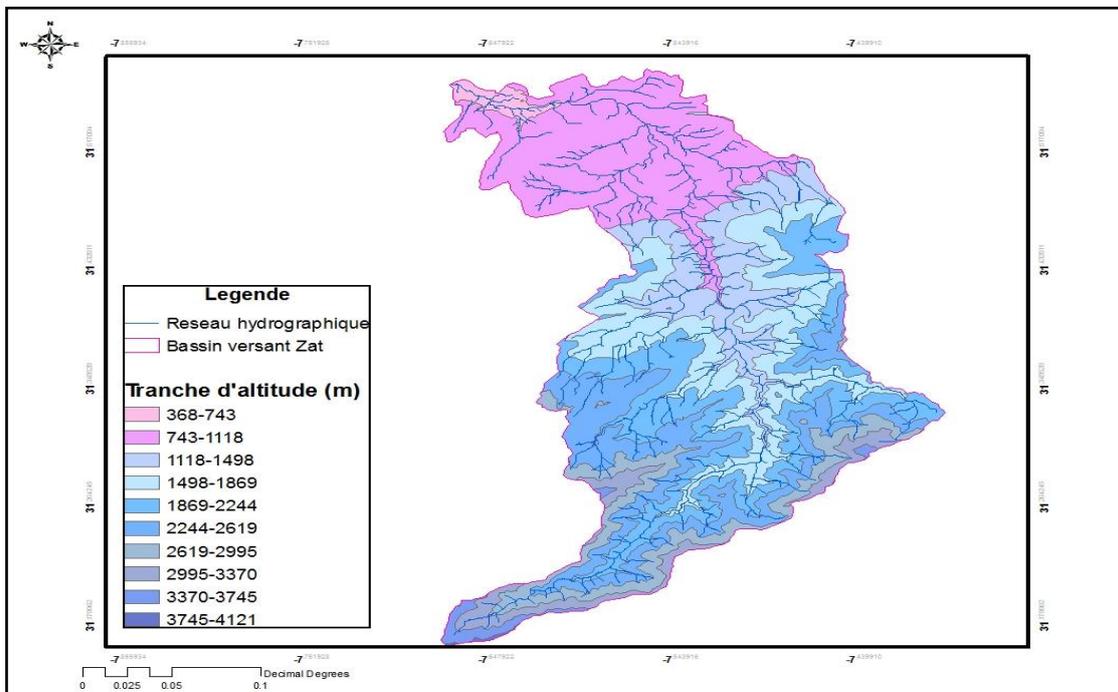


Figure 21 : carte hypsométrique du bassin de Zat

II.2.4- Couvert végétal

La végétation naturelle se compose, entre 850 et 1200 mètres d'altitudes de doum (palmier nain), de thuya, de caroubier et de laurier rose. En moyenne montagne on trouve des reliquats de forêt composée principalement par le chêne vert et le genévrier rouge.

En dehors du domaine forestier, l'espace est largement occupé par un matorral constitué d'une végétation xérophile basse et clairsemée, adaptée au froid, à la sécheresse estivale, au vent et à la courte période végétative tel le genévrier thurifère ou encore les coussinets épineux. Il faut aussi noter la prépondérance des lithosols squelettiques qui sont un facteur limitant pour cette végétation et qui ne permettent qu'une faible retenue de l'eau et donc qu'une faible évapotranspiration. (Ragueneau, 2007)

La répartition de la végétation dans ce bassin est comme suit (Fig. 21) :

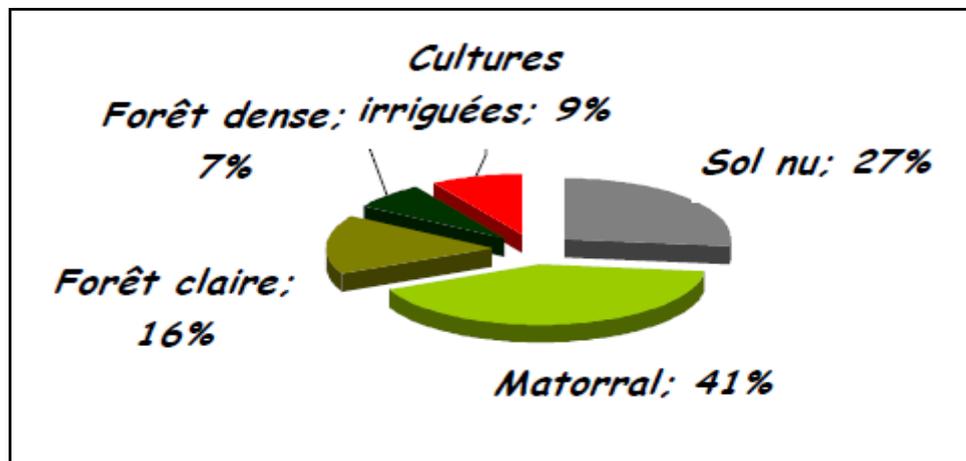


Figure 22 : Occupation du sol du bassin versant de l'oued Zat (Ragueneau, 2007)

Troisième partie :
Application des techniques
de géochimie et
d'hydrologie isotopique

La compréhension du fonctionnement hydrogéologique du bassin était nécessaire pour aborder le bilan de la ressource. Ce chapitre dresse un état qualitatif et quantitatif de la ressource. Nous présenterons d'abord une caractérisation physique, géochimique et isotopique du bassin puis nous décrirons le volume et les entrées des deux bassins vers la nappe de la plaine.

I- Echantillonnage et méthodes d'analyses

I.1- Rappels méthodologiques

Les méthodes de l'hydrologie isotopique ont été largement discutées dans la première partie, et les objectifs sont également définis. Nous rappelons à ce niveau que la présente étude propose l'utilisation des outils hydrogéochimiques et isotopiques pour contribuer à :

- Identifier les origines et le mode de recharge des eaux souterraines de la région d'étude,
- Estimer le taux de recharge dans le bassin de Rhéraya ainsi le temps de résidence moyen pour le bassin de Zat,
- Identifier les mécanismes responsables de la minéralisation des eaux pour les deux bassins.

I.2- Cartographie des points d'échantillonnage

Un réseau d'échantillonnage a été effectué en 2004 (Raïbi et al, 2004) pour permettre d'acquérir des données représentatives de la variabilité spatiale de la qualité chimique et isotopique des eaux souterraines et de surfaces des bassins versants Rhéraya et Zat.

La répartition des points d'échantillonnage est représenté selon le concept suivant :

- **Bassin versant de la Rhéraya :**

Eaux de surface : l'échantillonnage a porté sur les eaux de l'Oued Rhéraya, dans les stations : Aremd, Asni et Tahanaout. Les échantillons d'eau de surface sont référencés : Armed, Asni, Tahnaout.

Armed est considéré comme un point localisé en amont, tandis que les points Tahnaout et Asni sont des points à l'aval.

Eaux souterraines : Les échantillons des eaux souterraines sont: Ain Krinous, Ouanrdid, Centre Asni, Tamadaurt, Bahya 2, Moulay Brahim source et Moulay Brahim forage (Fig. 22).

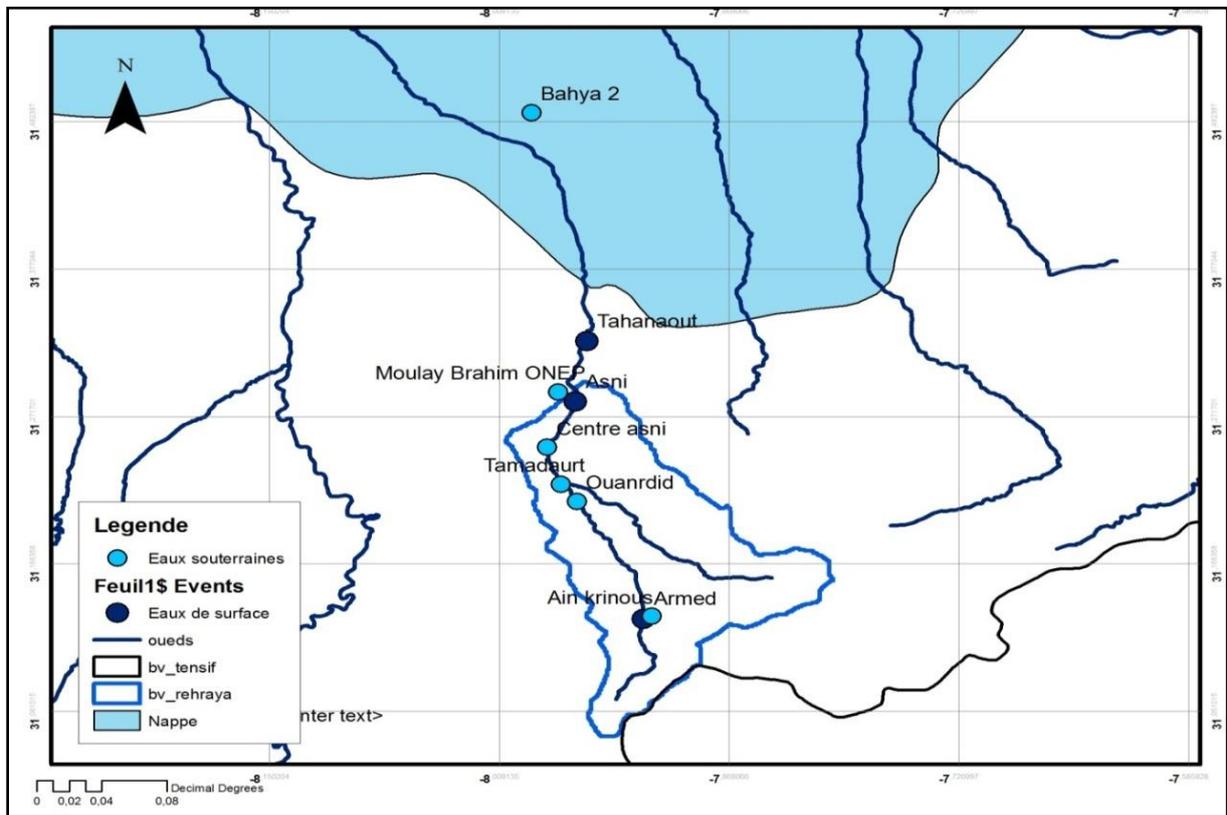


Figure 23 : carte de répartition des points d'échantillonnage des eaux du bassin de Rhéraya

- **Bassin versant de Zat :**

Eaux souterraines :

Les échantillons des eaux souterraines sont les suivants : Ait Toumi, Iguir Bas, Ighrissan, Tazert centre et Ouariouza sont des sources ; Twama Centre, Abdelatif Aaqua et Laargoub sont des forages ; et Timzilit est un puits. Neuf échantillons des eaux souterraines dans le sous bassin de Zat sont prélevés selon deux axes et deux échantillons sont prélevés dans la plaine du Haouz (Fig. 23).

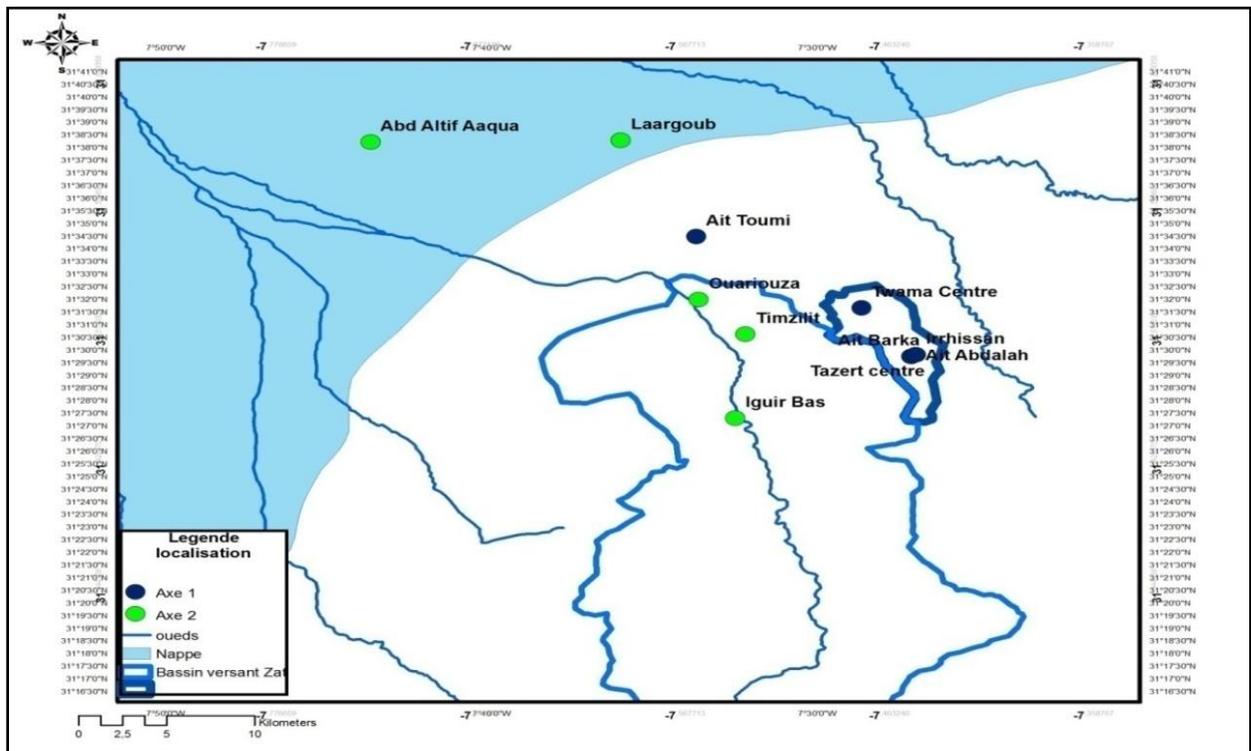


Figure 24 : carte de répartition des points d'échantillonnage des eaux du bassin de Zat

- Echantillonnage destinés à la mesure des éléments majeurs

Des échantillons d'eau homogènes (500ml) prélevés sur le terrain sont hermétiquement fermés dans des flacons en PVC, et conservés à l'abri de la lumière. Les teneurs en cations et anions majeurs ont été déterminées par chromatographie ionique, sur des échantillons filtrés (filtres de 0,45 µm).

Un strict respect des procédures d'échantillonnage et d'analyse conduit à une balance ionique généralement inférieure à 5%, à l'exception des échantillons d'Ain Krinous et Bahya 2 qui présentent des valeurs de la balance ionique inférieure à 10 % e mais ils sont acceptables à cause de probabilité de l'insuffisance des éléments analysés (échange d'un élément avec un autre et l'utilisation de l'alcalinité du terrain).

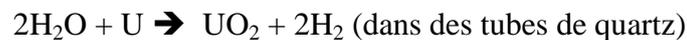
- Analyse destinés à la mesure de l'¹⁸O et ²H

Dans le laboratoire, on prélève 5ml de H₂O et on ajoute le CO₂ (sec). Après 4 heures d'agitations à 25 °C, l'équilibre est atteint entre l'eau de l'échantillon et un CO₂ industriel de composition isotopique connue dans les conditions opératoires, on obtient la réaction suivante :



La teneur en ^{18}O du CO_2 est mesurée par spectrométrie de masse. Connaissant le facteur de fractionnement de ^{18}O entre l'eau et le CO_2 , les moles de CO_2 et de l'eau (le contenu isotopique de CO_2 est mesuré avant et après l'équilibre), la teneur en ^{18}O de l'eau est ainsi déduite.

L'isotope ^2H est également mesuré au spectromètre de masse, après réduction de l'eau sur l'uranium à forte température 800°C :



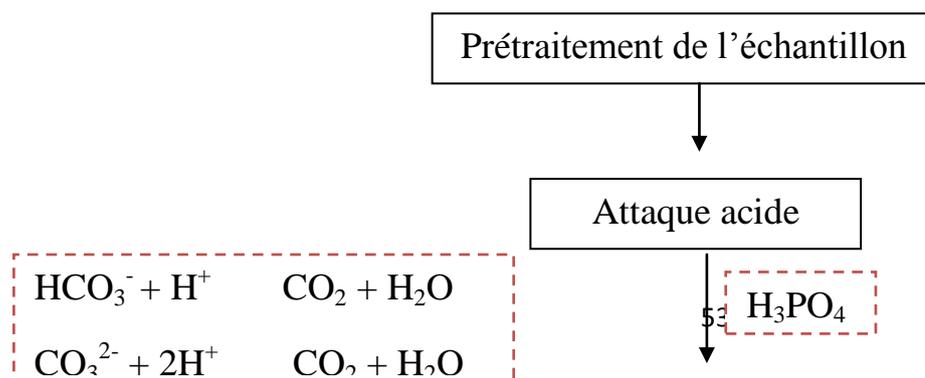
Les ^2H obtenus, sont comparés à ceux d'une eau de ^2H connue. Les teneurs en ^2H et ^{18}O sont exprimées en unité (‰) par rapport au VSMOW.

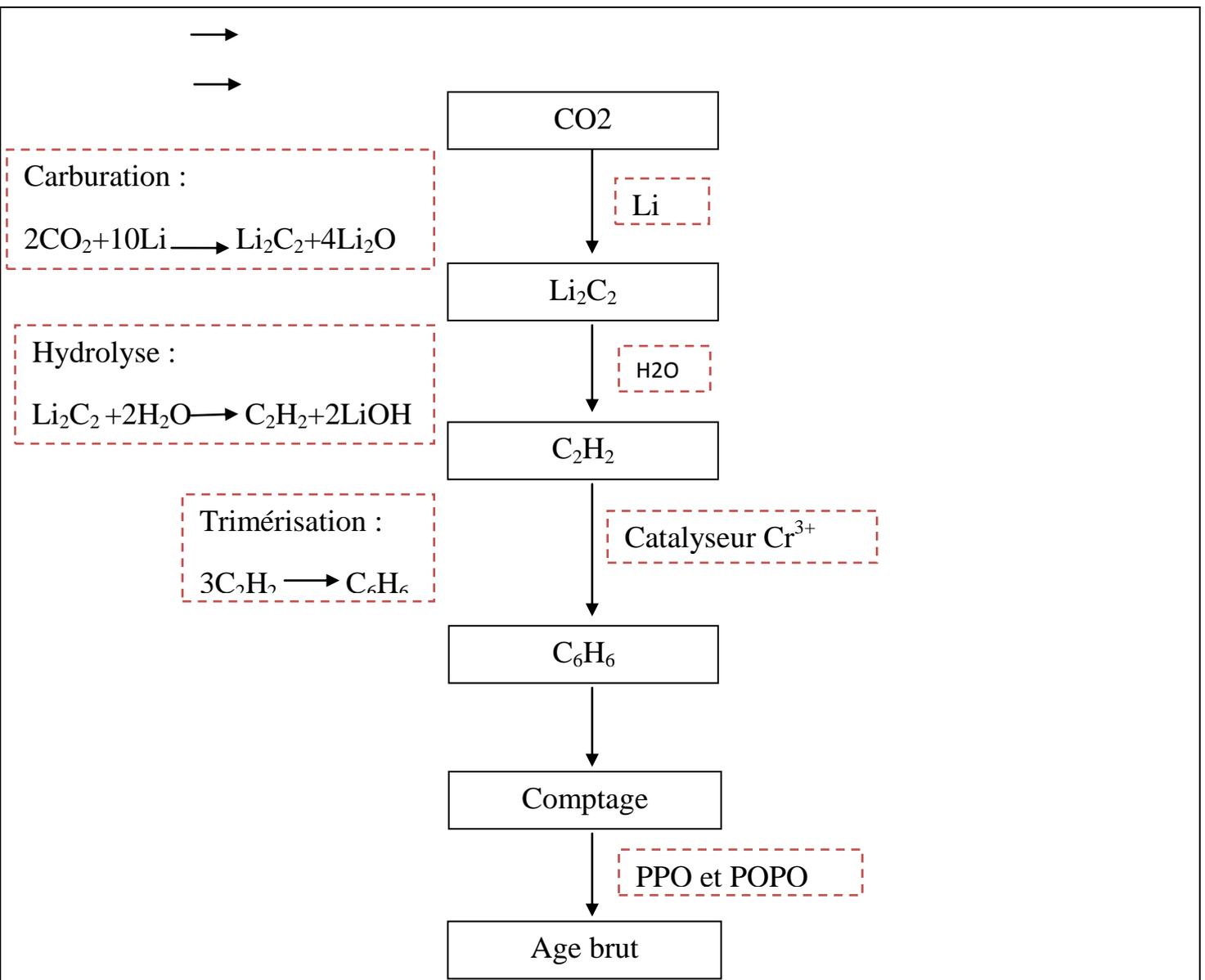
- **Analyse destinées à la mesure du ^{13}C et ^{14}C du CITD**

Sur le terrain, l'échantillonnage concerne les carbonates inorganiques totaux dissous qui vont être destinés à la mesure du ^{13}C et ^{14}C . Le volume de prélèvement est calculé à partir des teneurs en carbonate et bicarbonates dissous déterminées sur place par titration à l'acide (H_2SO_4). Par adjonction de soude, le pH de l'échantillon est porté à une valeur supérieur à 11, où tout le carbone en solution est alors sous forme de carbonate, Dès cet instant le système est isolé de l'atmosphère et n'est ouvert que pour l'introduction des réactifs. Après On ajoute une quantité de BaCl_2 (ex.: l'alcalinité de l'échantillon d'Abdalatif Auqaa qu'on a prélevé au niveau de la plaine est de l'ordre de $\text{m}^{\text{e}}\text{q}/\text{l}$, selon cette valeur, on a ajouté $30 \text{ mg}/\text{l}$ dans 60l d'eau) afin de favoriser la précipitation des carbonates. Après avoir laissé réagir pendant un temps suffisant, 1 litre au moins de carbonate précipité est récupéré et conservé dans un flacon.

Le procédé de la mesure du ^{14}C utilisé à l'Unité Eau et Climat consiste à synthétiser du benzène à partir du carbone contenu dans l'échantillon, cette synthèse se fait sur une installation placée entièrement sous vide. Le vide permet, en effet, d'éviter toute contamination par l'air ambiante, car celui-ci peut fausser les résultats.

Le benzène liquide qu'on obtient nous servira pour l'étape de comptage.





organigramme des étapes de l'analyse du ¹⁴C dans l'eau.

a) Description de la méthode de synthèse du benzène

La synthèse du benzène est effectuée en 4 étapes :

- 1- L'attaque de l'échantillon par l'acide ortho-phosphorique
- 2- La carburation
- 3- L'hydrolyse
- 4- La Trimérisation

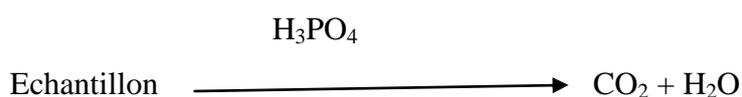
Ce processus se déroule dans un appareillage spécifique.



Appareillage de synthèse chimique du benzène

➤ ***L'attaque de l'échantillon par l'acide ortho-phosphorique***

L'échantillon est attaqué par l'acide ortho-phosphorique (H_3PO_4) pour donner le dioxyde de carbone (CO_2) selon la réaction suivante :



Le CO_2 obtenu après l'attaque par H_3PO_4 passe dans une série de deux pièges: un piège de carboglace (azote liquide + alcool, à température -80°C) pour piéger la vapeur d'eau produite lors de cette réaction et un piège d'azote liquide (-180°C) qui permet de piéger le CO_2 .

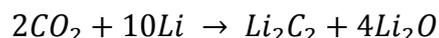
on note la pression du CO_2 obtenu qui servira dans le calcul la masse de lithium nécessaire pour la carburation.



préparation des pièges de la ligne de ^{14}C

➤ ***La carburation***

L'action de CO₂ sur le lithium métal chauffé à 700°C se passe dans un four en Nickel bien sec et à vide, donne le carbure de lithium (Li₂C₂) et l'oxyde de lithium (Li₂O) selon la réaction suivante :



La quantité de lithium nécessaire pour la carburation de CO₂ est calculée en appliquant la relation suivante :

$$m = \frac{2,4 \times P \times V}{P_{atm}}$$

Avec :

P : pression de CO₂ produit en mbar.

V : volume du cylindre de stockage de CO₂ (estimé à 10L).

P_{atm} : pression atmosphérique (*P_{atm}* = 1013 mbar).

La carburation est dite complète lorsque la pression de CO₂ est redescendue au vide (tout le CO₂ est consommé).

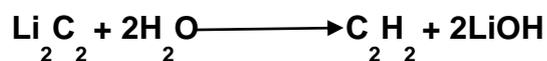
Four

lithium



➤ **L'hydrolyse :**

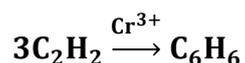
On introduit 1.5 L d'eau distillée dans le four, l'action de l'eau sur le carbure de lithium produit de l'acétylène C₂H₂ et de l'hydroxyde de lithium selon l'équation suivante :



Au cours de la réaction, l'acétylène passe dans une série de deux pièges : un piège de carboglace pour piéger la vapeur d'eau et l'autre d'azote liquide pour piéger l'acétylène sous forme solide ensuite on le chauffe pour le ramener à l'état gazeux afin d'être capté sur le catalyseur d'alumine au chrome Cr³⁺.

➤ *La trimérisation*

La trimérisation de l'acétylène sur un catalyseur à base d'alumine recouvert de chrome Cr³⁺ donne le benzène (C₆H₆) selon la réaction suivante :



Dès que l'acétylène arrive sur le catalyseur, il y a production de benzène sous forme de gaz, on laisse le benzène se cristalliser, puis se réchauffer pour qu'il retrouve sa forme liquide après on le stocke dans les flacons.



b) Le comptage par scintillation liquide

Mesurer la radioactivité de l'isotope carbone 14, c'est donc compter pendant un temps donné, tous les atomes qui se désintègrent pour une masse donnée de benzène.

Une fois le benzène est synthétisé, il est mélangé avec un liquide scintillant en formant une solution homogène. Le ¹⁴C présent dans l'échantillon de benzène émet des rayonnements β en se désintégrant. Le nombre de molécules de solvant excitées par l'émission β, dépend de l'énergie de la particule.



Sous l'action de la particule ionisante, Les molécules du solvant passent de l'état fondamental à l'état excité. En revenant à l'état fondamental, elles réémettent une lumière indétectable. On provoque l'absorption de cette lumière émise par un premier soluté, le PPO, composé fluorescent, généralement appelé **scintillateur**. Il réémet de la lumière à une autre longueur d'onde, plus grande que la première mais encore trop courte pour le détecteur.

On utilise, alors, un deuxième soluté, le POPOP qui sert d'accepteur de fluorescence. Il réémet lui-même à une longueur d'onde dans l'ultraviolet visible, cette lumière est détectée par un photomultiplicateur et converti en un signal électrique mesurable.

Le résultat des comptages de chaque échantillon est exprimé « Coups Par Minute » (CPM).

II- Etude géochimique et isotopique des eaux du bassin de Rhéraya

II.1- Evolution des paramètres mesurés *in situ*

La température de l'eau est un paramètre qui permet de corriger les paramètres d'analyse dont les valeurs sont liées à la température (conductivité notamment). De plus, en mettant en évidence des contrastes de température de l'eau sur un milieu, il est possible d'obtenir des indications sur l'origine et l'écoulement de l'eau.

- Les températures des eaux de surface du bassin de Rhéraya sont comprises entre 11 et 21 °C. Elles suivent logiquement les fluctuations des températures de l'atmosphère (Fig. 24).
- Les températures des eaux souterraines s'inscrivent dans l'intervalle entre 14 et 25°C. Elles reflètent l'influence de la température de l'air en amont (Fig. 24).

La conductivité dépend également de la température de l'eau, elle est plus importante lorsque la température augmente. Les résultats doivent donc être présentés pour une conductivité équivalente à une certaine température (généralement 20 ou 25°C). Les appareils de mesure utilisés sur le terrain font généralement la conversion automatiquement. Dans cette étude, les conductivités sont mesurées à 25°C.

- La conductivité des eaux de surface du bassin Rhéraya augmente en allant de l'amont vers l'aval de 86 à 1338 $\mu\text{s}/\text{cm}$ (Fig. 24).
- La conductivité des eaux souterraine augmente aussi en allant vers l'aval de 93 à 1583 $\mu\text{s}/\text{cm}$ (Fig. 24).

En amont du bassin la minéralisation est faible du fait de présence des terrains magmatiques du Précambrien qui consistent le socle du bassin. Alors que vers l'aval, les conductivités sont élevées. Il est probable que ces fortes minéralisations soient liées à la présence de formations géologiques contenant des évaporites, notamment les terrains triasiques de la région.

Le pH est un paramètre qui conditionne un grand nombre d'équilibres physico-chimiques.

Les pH des eaux du bassin de Rhéraya sont relativement neutres à légèrement alcalins que se soit pour les eaux de surface ou les eaux souterraines. Et ils montrent également une évolution de l'amont vers l'aval du bassin (Fig. 25).

Les cartes figurent les paramètres mesurés in situ des échantillons des eaux souterraines et des eaux de surface (Juin 2003).

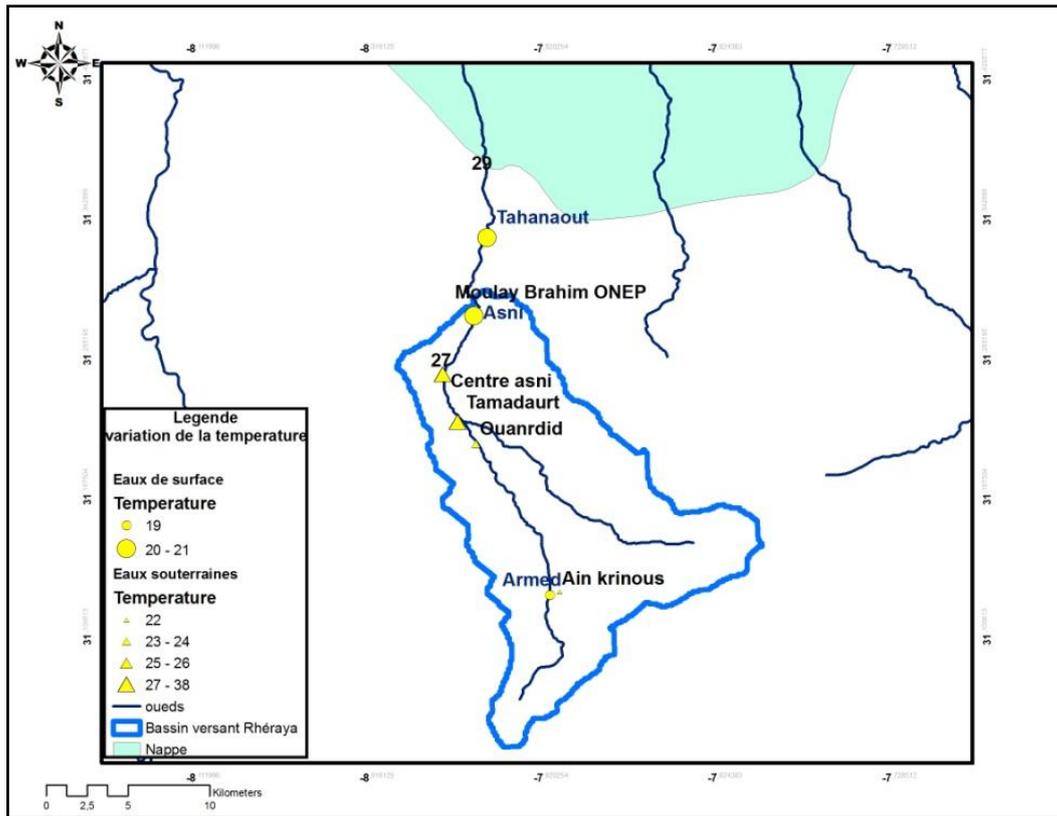


Figure 25 : Variations de la température pour les eaux du bassin de la Rhéraya

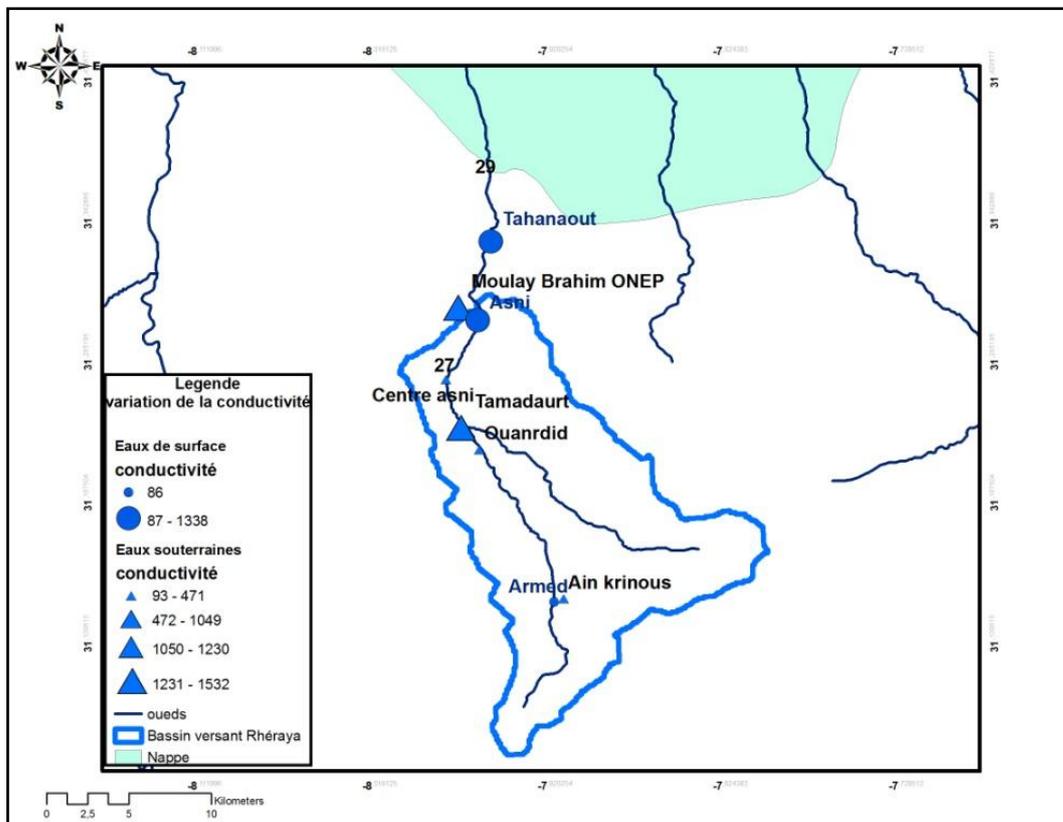


Figure 26 : Variations de la conductivité pour les eaux du bassin de la Rhéraya

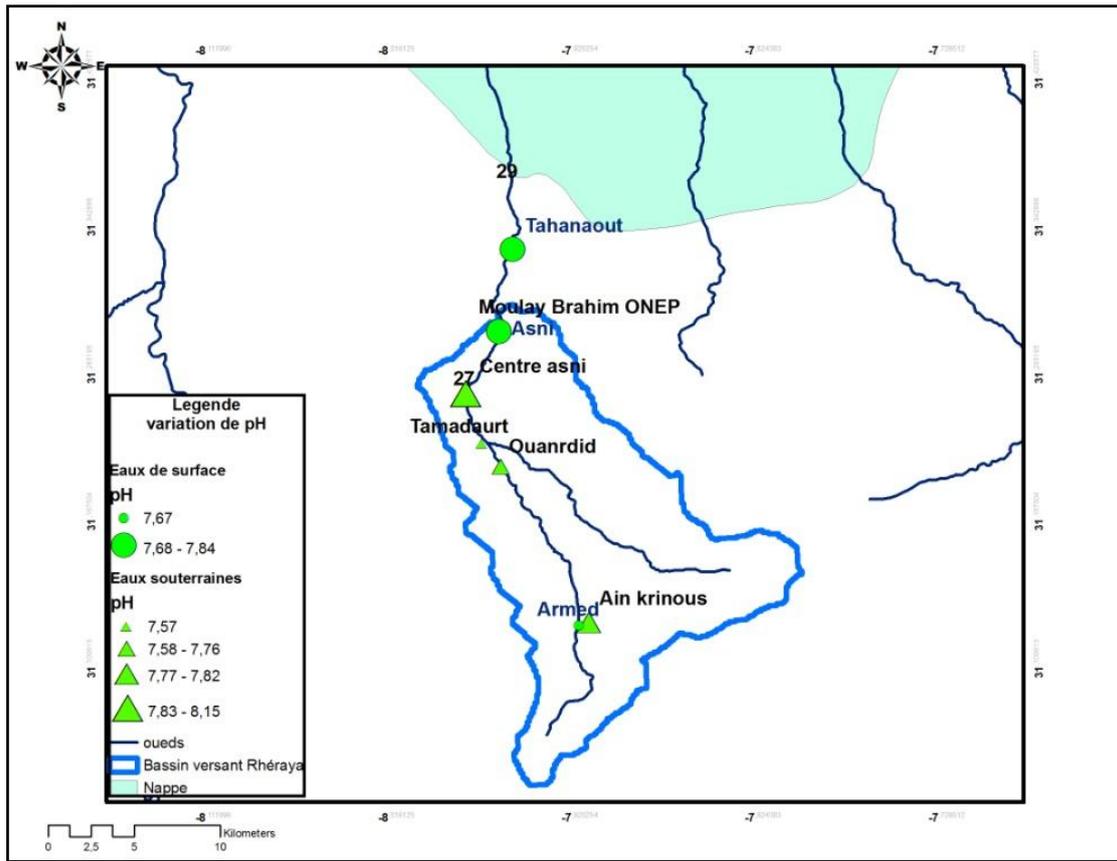


Figure 27 : Variations du pH pour les eaux du bassin de la Rhéraya

II.2- Composition géochimique des eaux du bassin de Rhéraya

La chimie des eaux souterraines et superficielles dépend de la composition lithologique des couches et des terrains traversées, de la chimie des eaux d'alimentation et ainsi du temps de séjour pour les eaux souterraines.

II.2.1- Evolution des éléments chimiques majeurs

Les résultats des analyses ont été projetés sur la carte de localisation des points d'échantillonnage sous forme de diagrammes de répartition de chaque élément dans l'eau (en pourcentages) et sur le diagramme de Stiff qui permet d'obtenir une figure géométrique polygonale caractéristique d'une famille d'eau donnée.

D'après la carte (Fig. 27) et le diagramme de Stiff (Fig. 28), la concentration des ions majeurs des eaux de surface augmente en allant de l'amont vers l'aval. Dans la station Armed les eaux sont moins minéralisées avec des teneurs en ions $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ et Ca^{2+} semblable à celles

de précipitation alors que vers l'aval du bassin les concentrations en $\text{HCO}_3^- \cdot \text{CO}_3^{2-}$ et Ca^{2+} restent constantes mais la minéralisation augmente. L'augmentation est bien marquée pour les éléments Cl^- , K^+ et Na^+ , et peu marquée pour les sulfates et les nitrates.

- **Eaux de surface**

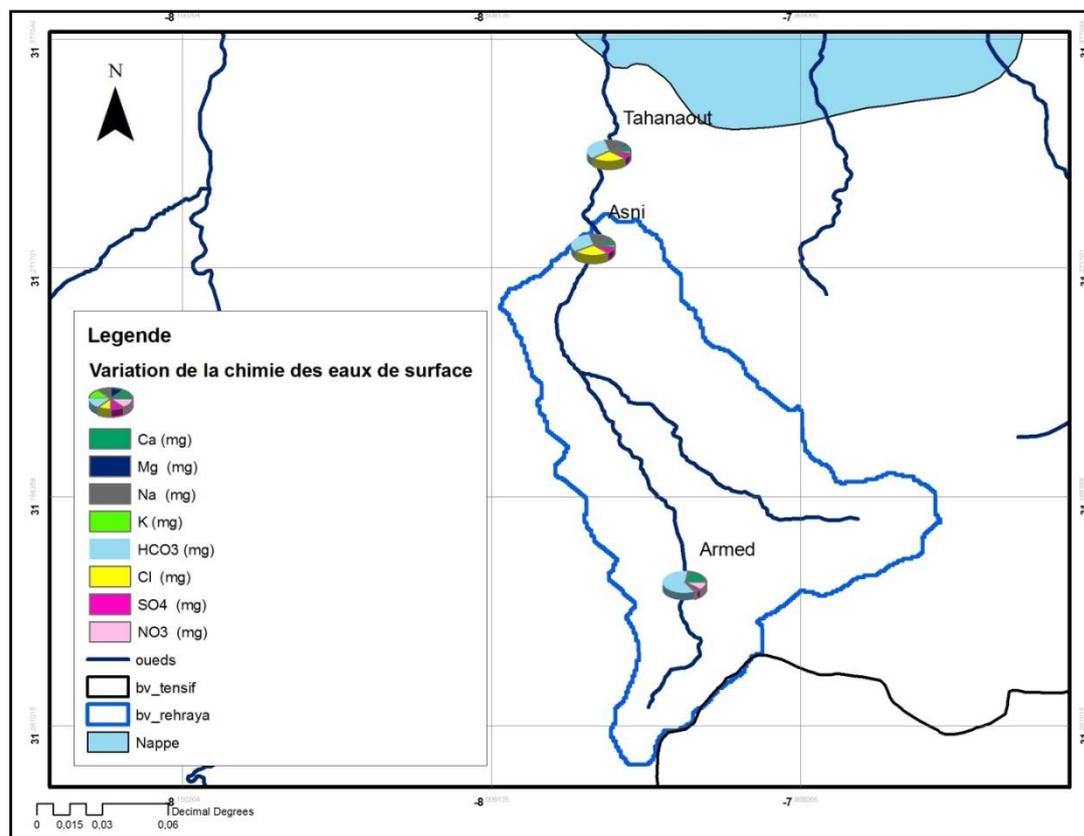


Figure 28 : variation de la chimie des eaux de surface

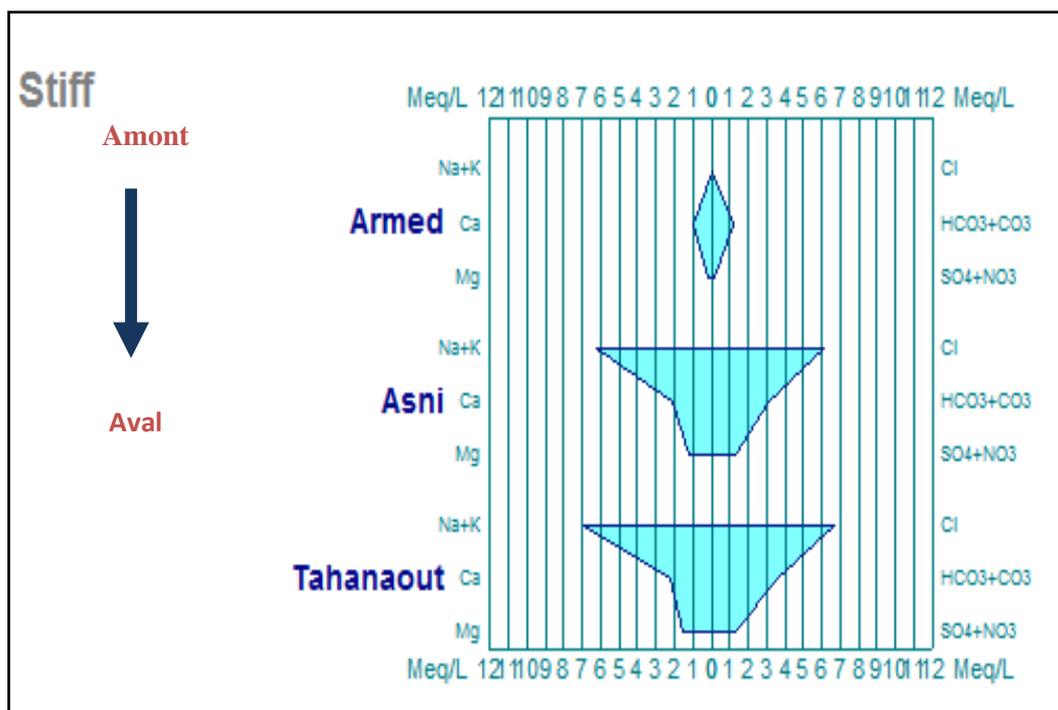


Figure 29 : Projection des résultats des analyses chimiques des eaux de surface sur le diagramme de Stiff

—Eaux souterraines

La carte de repartitions des ions majeurs (Fig. 29) et le diagramme de Stiff (Fig. 30) ont permis de diviser les eaux souterraines en trois groupes chimiquement hétérogènes :

- Groupe I caractérisant les échantillons de la zone amont, il se rapproche de celle de l'eau de surface de la station d'ARMED. Il regroupe des eaux moins minéralisées dont la concentration des ions $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ et Ca^{2+} a une tendance à augmenter progressivement en allant vers l'aval ; à l'exception de l'échantillon du forage Tamadaurt dont la profondeur est de l'ordre de 120m qui reflète une augmentation remarquable de chlorure due à la variation de type de faciès en fonction de la profondeur.
- Groupe II regroupe les eaux de la région de Moulay Brahim (forage et source), plutôt situées en aval du bassin ? Ces eaux sont de forte minéralisation avec des teneurs très élevés en $\text{SO}_4 + \text{NO}_3$, Ca^{2+} et Cl^- . Cette minéralisation reflète le passage de ces eaux dans des formations géologiques contenant des évaporites caractérisant cette région ainsi que du retour des eaux d'irrigation et/ou des rejets domestique.

— Le groupe III où s'individualise le puits Bahya qui est situé dans la plaine du Haouz. Ce sont des eaux semblables à celle des eaux en amont mais elles sont plus enrichies en $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, Cl^- , Na^+ et K^+ . Cet enrichissement est due à la lithologie argileuse et sableuse de la nappe.

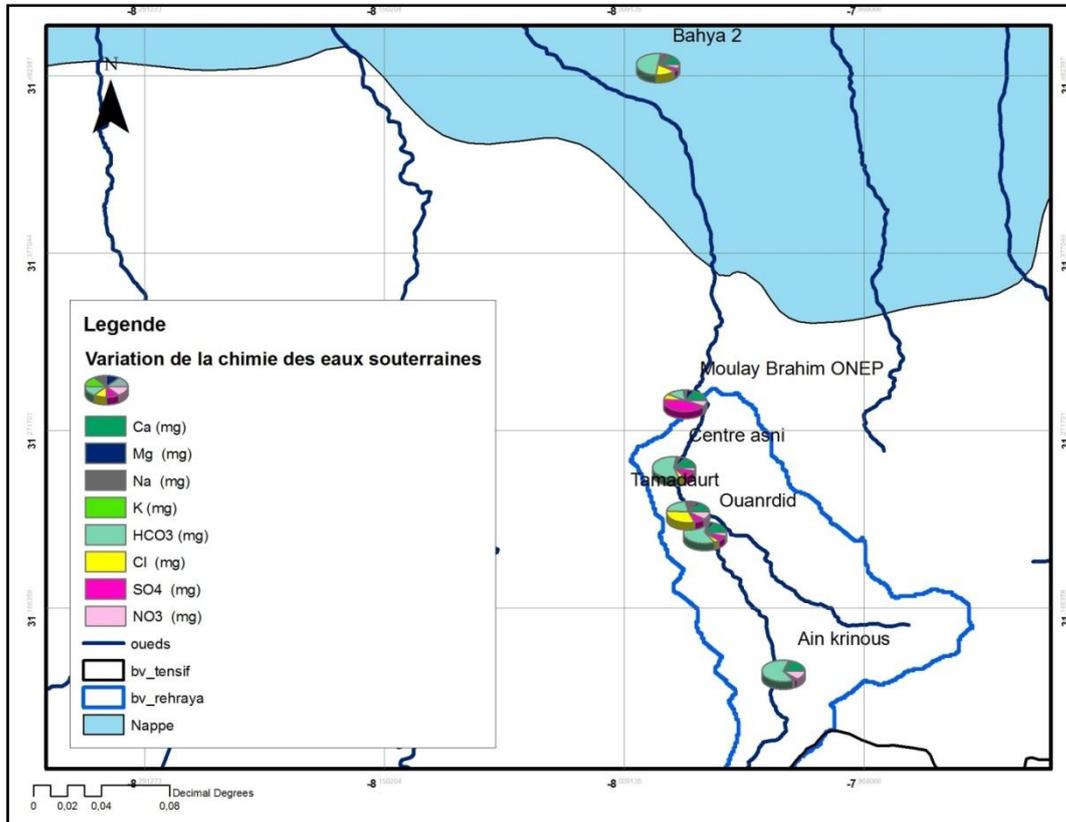


Figure 30 : variation de la chimie des eaux souterraines du bassin Rhéraya

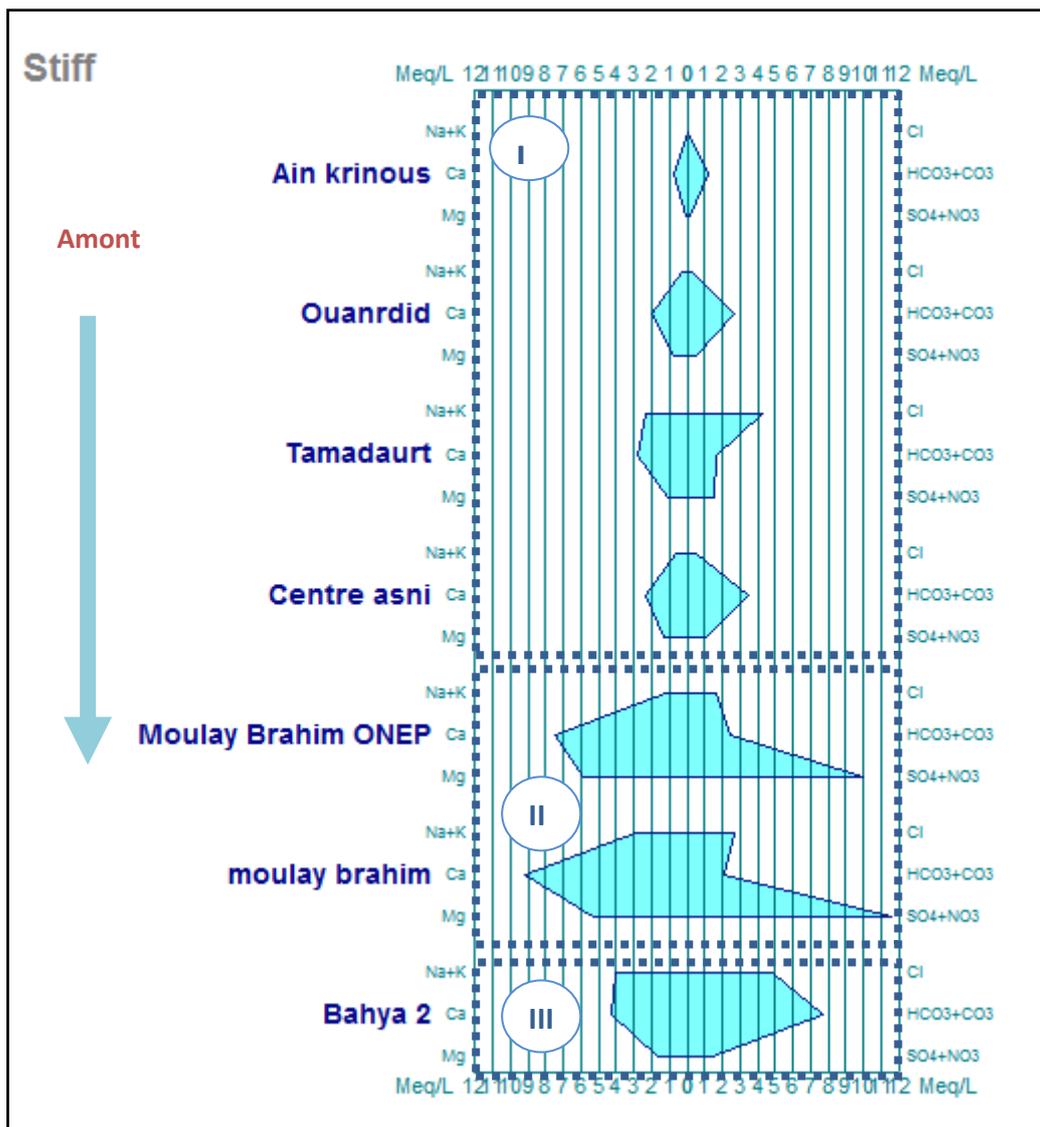


Figure 31 : Projection des résultats des analyses chimiques des eaux souterraines de Rhéraya sur le diagramme de Stiff

II.2.2- les faciès chimiques des eaux du bassin de la Rhéraya

Les faciès chimiques sont couramment utilisés en hydrogéologie pour la description de la composition des eaux naturelles. La nécessité d'une comparaison aisée voire une classification des eaux naturelles nécessite l'utilisation de représentations graphiques simplifiées.

De ce fait, plusieurs représentations sont utilisées. Dans notre étude, seules deux représentations graphiques ont été retenues: le diagramme semi-logarithmique de Schöeller-Berkaloff et le diagramme de Piper.

Le diagramme de Schöeller-Berkaloff est un diagramme vertical à échelle logarithmique, constitué d'axes représentant chacun un élément majeur et dont les graduations expriment les concentrations en équivalent gramme par millilitre (eq /ml ou EPM).

Le diagramme de Piper est composé de deux triangles représentant la répartition des anions et des cations respectivement, et d'un losange représentant la répartition synthétique des ions majeurs.

II.2.2.1- Projection des résultats sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff

- Eaux de surface

La projection des analyses des eaux de surface sur le diagramme SCHOELLER (Fig. 31) montre que l'évolution hydrogéochimique du système en suivant le sens d'écoulement tend vers un enrichissement en chlorures, potassium et sodium.

Les courbes des eaux de l'oued au niveau d'Asni et de Tahanout présentent un parallélisme témoignant d'une évolution graduelle de la chimie de l'eau dans l'espace. Ces eaux montrent une composition chimique différentes de celles d'Armed qui est situé en amont, cela peut indiquer que les eaux de l'oued aux points Asni et Tahanaout ont acquis cette minéralisation en traversant des formations évaporitiques salifères et en recevant les apports des affluents drainant les régions avoisinantes.

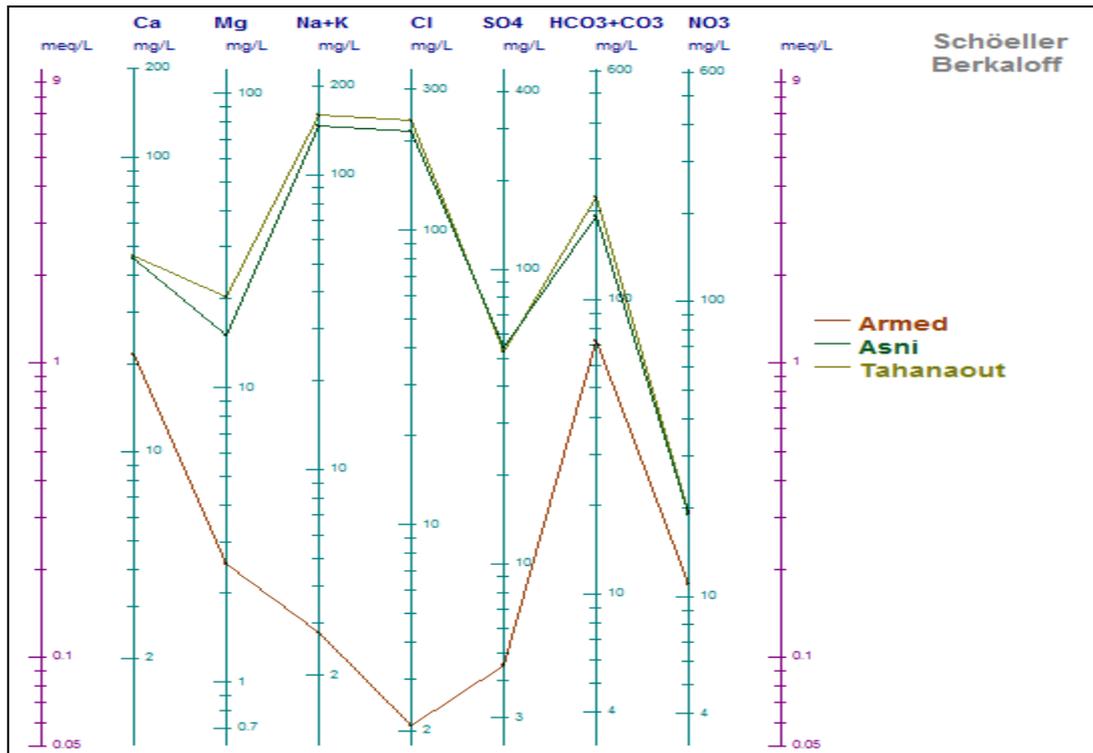


Figure 32 : Projection des résultats des analyses chimiques des eaux de surface sur le diagramme de SCHOELLER

—Eaux souterraines

La projection des analyses des eaux souterraines sur le diagramme de SCHOELLER (Fig. 32), confirme l'abondance dans ces eaux du $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ et du calcium.

Ce diagramme confirme le regroupement précédemment déjà mis en évidence par le diagramme de Stiff. Par ailleurs, en allant de l'amont vers l'aval, le parallélisme des courbes témoigne d'une évolution des eaux moins minéralisées (Ain Krinou, Ouanrdid et centre Asni) vers des eaux riches en chlorure, sodium et potassium pour les forages de Tamadourt et Bahya (qui captent des eaux plus profondes) d'une part et vers des eaux riches en sulfate et magnésium pour les eaux souterraines de Moulay Brahim (source et forage) d'autre part. Cette minéralisation montre que le passage de ces eaux se fait à travers des formations géologiques contenant des évaporites et des dolomites.

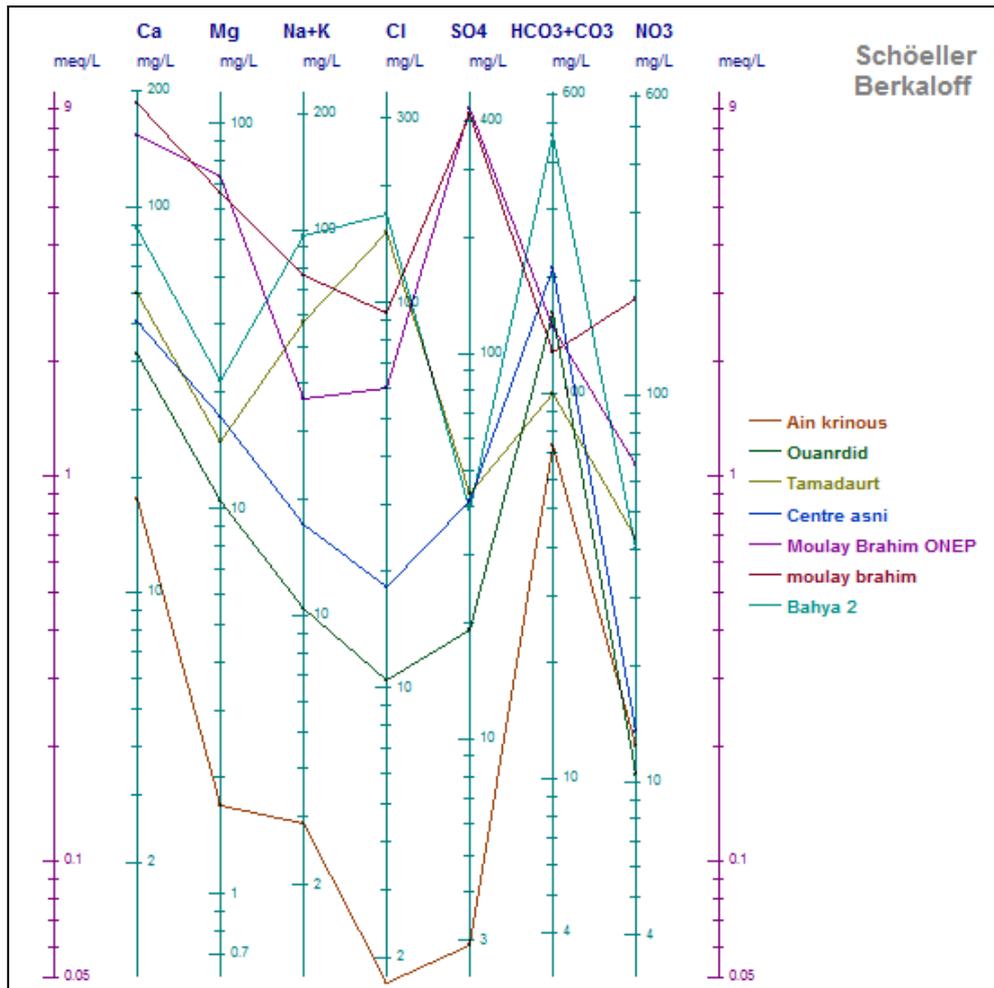


Figure 33 : Projection des résultats des analyses chimique des eaux souterraines sur le diagramme de SCHOELLER

II.2.2.2- Projection des résultats sur le diagramme de Piper

A partir du diagramme de Piper, trois groupes d'eau sont distingués :

- Un groupe composé de l'eau de l'oued à Armed et les eaux souterraines de l'amont qui ont un faciès bicarbonaté calcique et magnésien, leur groupement montre que ces eaux proviennent d'une même origine et que le faciès traversé est le même. L'eau de Bahya 2 qui se situe dans la plaine Haouz appartient à ce groupe avec une tendance vers le pôle bicarbonaté calcique et magnésien et le pôle chloruré et sulfaté calcique et magnésien.
- Un groupe composé du reste des eaux souterraines échantillonnées à l'aval de Rhéraya. Ces eaux traversent certainement un faciès chloruré et sulfaté calcique, ce qui indique le passage de ces eaux par des formations évaporitiques gypsifères et salifères profondes.

- Enfin, un dernier groupe contient les eaux de l'oued à Asni et Tahanaout. Ces eaux représentent un faciès chlorurée et sulfato-sodique. Cela peut signifier que les eaux de ce groupe ont acquis cette minéralisation en traversant des formations évaporitiques salifères et en recevant l'apport des ravins drainant du haut Atlas voisin.

Le parcours de ces eaux est donc en relation avec leur origine. En allant de l'amont vers l'aval, les eaux souterraines montrent une évolution chimique vers un enrichissement en sulfates et en chlorures et un léger appauvrissement en bicarbonate. Par contraste, les eaux de l'oued à Asni et Tahanaout montrent une évolution d'une eau riche en bicarbonate calcique et magnésien (Armed) vers une eau riche en chlorure. Cette évolution est le résultat de la rencontre des formations évaporitiques du Trias.

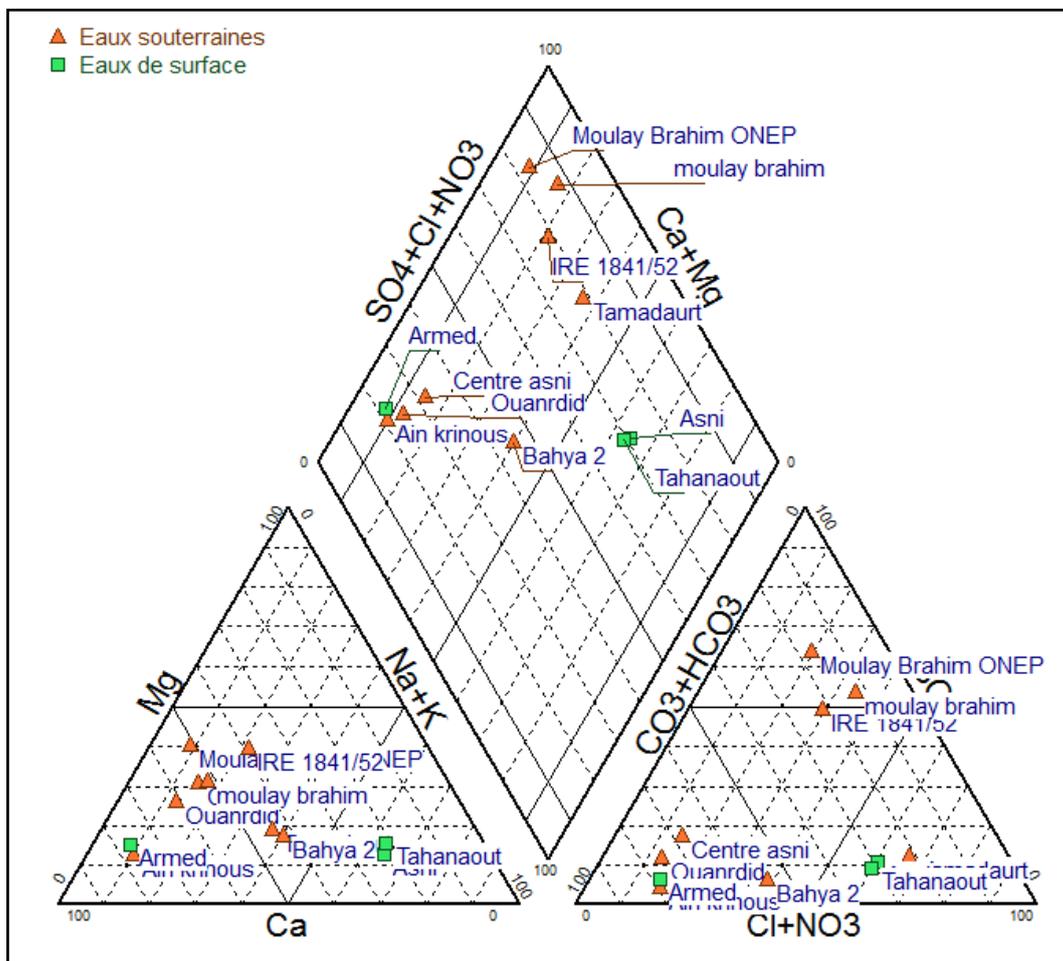


Figure 34 : Projection des analyses chimiques des eaux du bassin de Rhéraya sur le diagramme de Piper

II.2.3- Origine de la minéralisation

Pour confirmer le passage de l'eau par des formations carbonatées calciques, magnésiennes ou sulfatées, deux méthodes sont recommandées : le rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ qui permet d'identifier la nature des carbonates dans l'eau (Tableau 3) et l'indice de saturation (IS) qui permet de visualiser l'état de saturation de l'échantillon vis-à-vis d'un minéral (Fig. 24).

Tableau 3 : Rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ des eaux du bassin de Rhéraya

Nom	Nature	$\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$	Interprétation
Ain krinous	source	10.32	$\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+} > 2$ Présence de gypse ou de calcite
Ouanrdid	source	3.95	
Centre asni	Puits	2.93	
Tamadaurt	Forage	4.03	
Bahya 2	Puits	4.11	
Moulay Brahim ONEP	Forage	2.10	
moulay brahim	source	2.81	

Le rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ des échantillons est largement supérieur à 2 (de 2,10 à 10,32). Ce qui prouve que l'origine de l'ion Ca^{2+} pour la majorité des échantillons est liée à la fois à la présence de la calcite (CaCO_3) et du gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$). Les concentrations en Ca^{2+} restent tout de même plus affectées par la présence de dépôts carbonatés que par les formations contenant du gypse.

Donc sur la base des rapports $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$, le gypse, la calcite et la dolomite sont choisies pour le calcul de l'indice de saturation de ces eaux vis-à-vis de chaque minéral. Dans cet objectif, le diagramme de Phreeq a été choisi.

Les eaux de surface (Fig. 34) connaissent une sous saturation vis-à-vis de la dolomite, du gypse et de la calcite. La même remarque peut être faite pour les eaux souterraines à l'exception de l'échantillon de Bahya qui est en équilibre avec la calcite. La sous saturation signifie que le minéral a tendance à la dissolution de la roche contenant ce minéral.

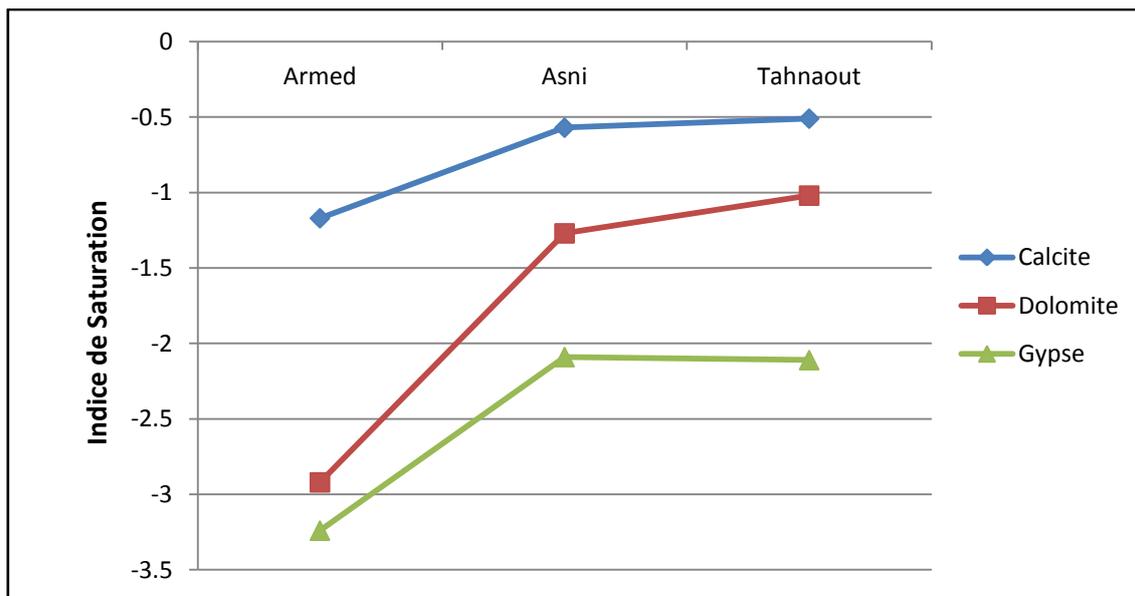


Figure 35 : Indices de saturation des eaux de surface du bassin Rhéraya

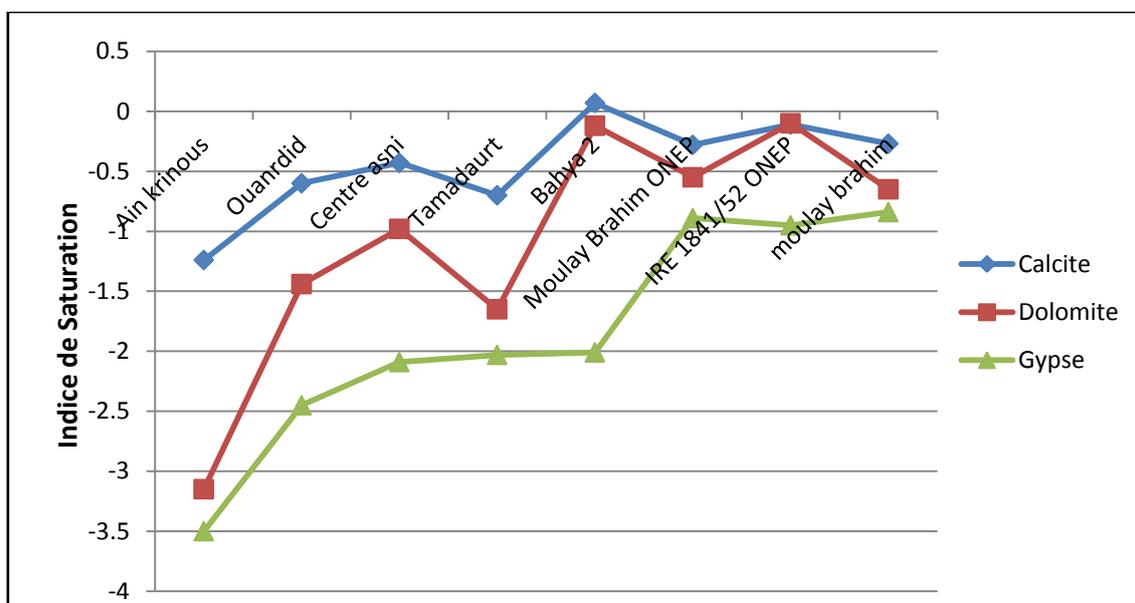


Figure 36 : Indices de saturation des eaux souterraines du bassin Rhéraya

II.3- Composition isotopique des eaux du bassin de Rhéraya

II.3.1- Marquage isotopique

Toute étude isotopique d'eaux souterraines, à l'aide des isotopes stables de la molécule d'eau, nécessite de connaître le signal d'entrée isotopique de l'aquifère. Le signal d'entrée correspond aux eaux météoriques s'infiltrant à la surface de notre zone d'étude.

Les mesures de teneurs isotopiques (^2H et ^{18}O) des pluies du bassin Tensift en 2004 des stations de Armed, Asni, Tahnaout et FST varient de -10,88 à -2,42‰ (Armed), de -12,33 à -2,18‰ (Asni), de -16,61 à -2,08 ‰ (Tahanaout) et de -9,08 à -56,73‰ (Fst) pour l' ^{18}O . Et de

-83,79 à -0,76‰ (Armed), de -26,62 à -13,74‰ (Asni), de -123,42 à -0,27 ‰ (Tahnaout) et de -1,41 à -0,7 ‰ (Fst) pour le ^2H .

L'interprétation des analyses isotopiques de précipitations nécessite leur comparaison avec :

- la ligne météorologique mondiale établit par Rozanski à partir des moyennes annuelles pondérées des teneurs isotopiques des précipitations du réseau mondial des stations de l'AIEA qui a fournie l'équation suivante:

$$\delta D = 8,13 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10,8 \text{ (Rozanski et al., 1993)}$$

- et la ligne météorologique locale élaborée par Raibi et al (2004) à partir des moyennes annuelles pondérées des teneurs isotopiques des précipitations de plusieurs stations dans le bassin de Tensift et qui a fourni l'équation suivante:

$$\delta D = 8,11\delta^{18}\text{O} + 13,5 \text{ (Raibi et al. 2004)}$$

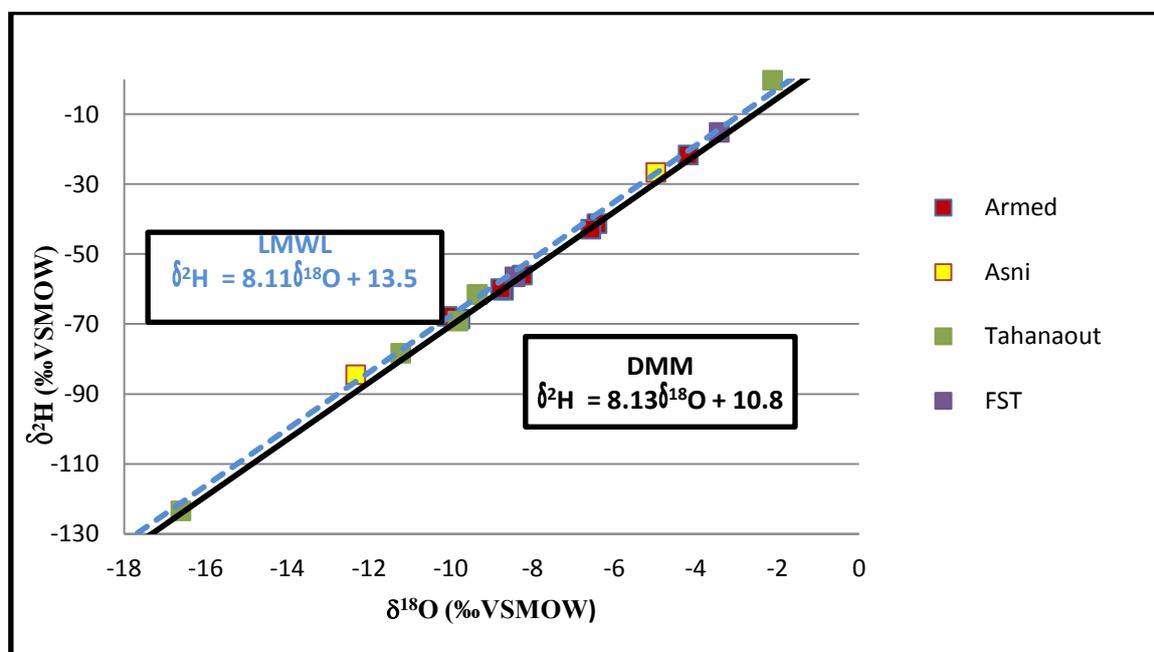


Figure 37 : Relation $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ des eaux des précipitations

D'après le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 36), les échantillons des précipitations analysés se localisent autour de la droite météorologique mondiale et locale ce qui montre une absence d'évaporation lors de la chute de précipitation.

II.3.2- Composition isotopique des eaux superficielles et souterraines

- Composition isotopique des eaux de surface

Les teneurs isotopiques de l'oxygène ^{18}O et de deutérium des eaux de surface de la Rhéraya ont été mesurées pour deux stations : Armed et Tahnaout. Elles varient respectivement entre -

56,41 et -51,92‰ et entre -48,73 et -46,70‰ pour le deutérium et entre -8,51 et -8,09‰ et entre -7,48 et -7,07‰ pour l'oxygène 18.

La figure 39 montre la localisation des teneurs des eaux de surface en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ par rapport à la ligne météorique mondiale et locale.

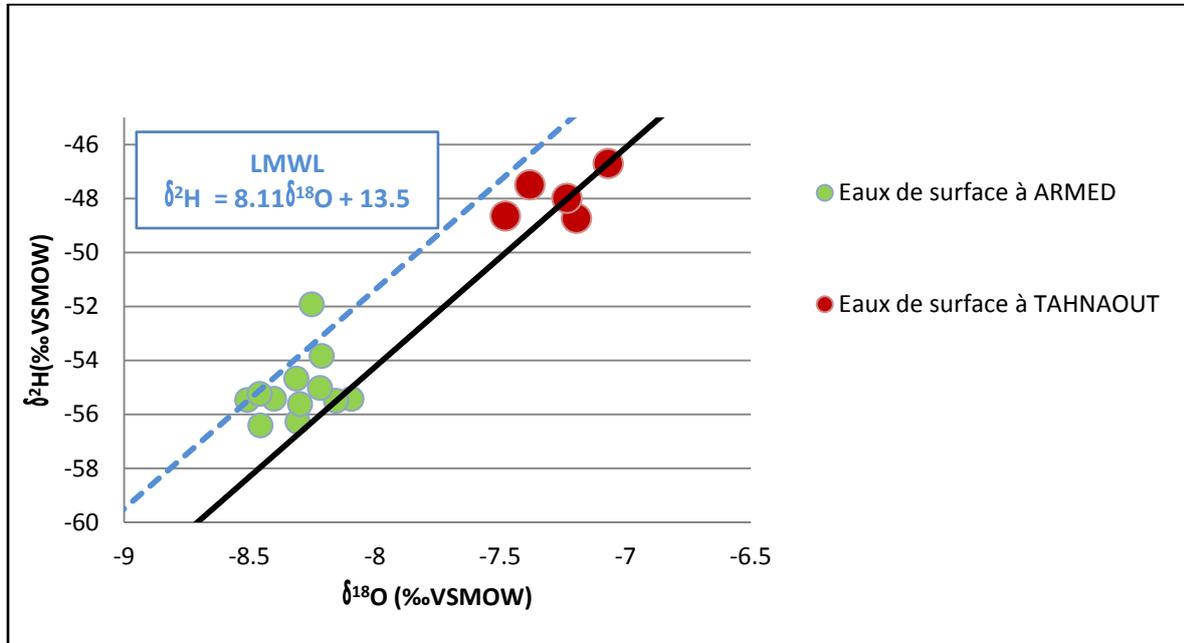


Figure 38 : Relation $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ des eaux de surface

La figure 39 montre que :

- Les points représentant les eaux de l'oued Rhéraya à la station d'Armed et Tahnaout sont situés autour de la droite météorique locale (DML) (Raibi et *al*, 2004) avec une légère évaporation affectant les eaux de la station à Tahanaout.
- Les eaux de la station Armed sont appauvrit en isotope stable par rapport aux eaux de la station Tahanaout ce qui est due à l'effet d'altitude.

- **Composition isotopique des eaux souterraines**

Pour compléter les analyses isotopiques des eaux souterraines depuis l'amont du bassin de Rhéraya jusqu'à l'oued Tensift à la plaine, on a utilisé quelques échantillons analysés dans la thèse de Ahhd Abourida (Abourida, 2005).

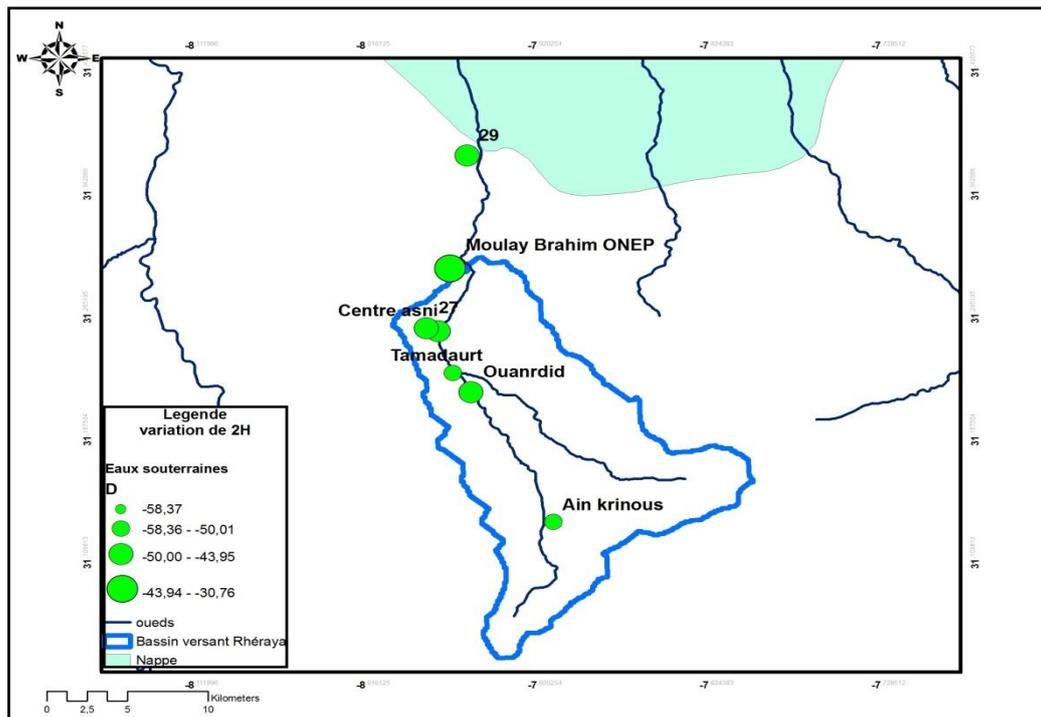


Figure 39 : Variations de deutérium des eaux souterraines du bassin de Rhéraya

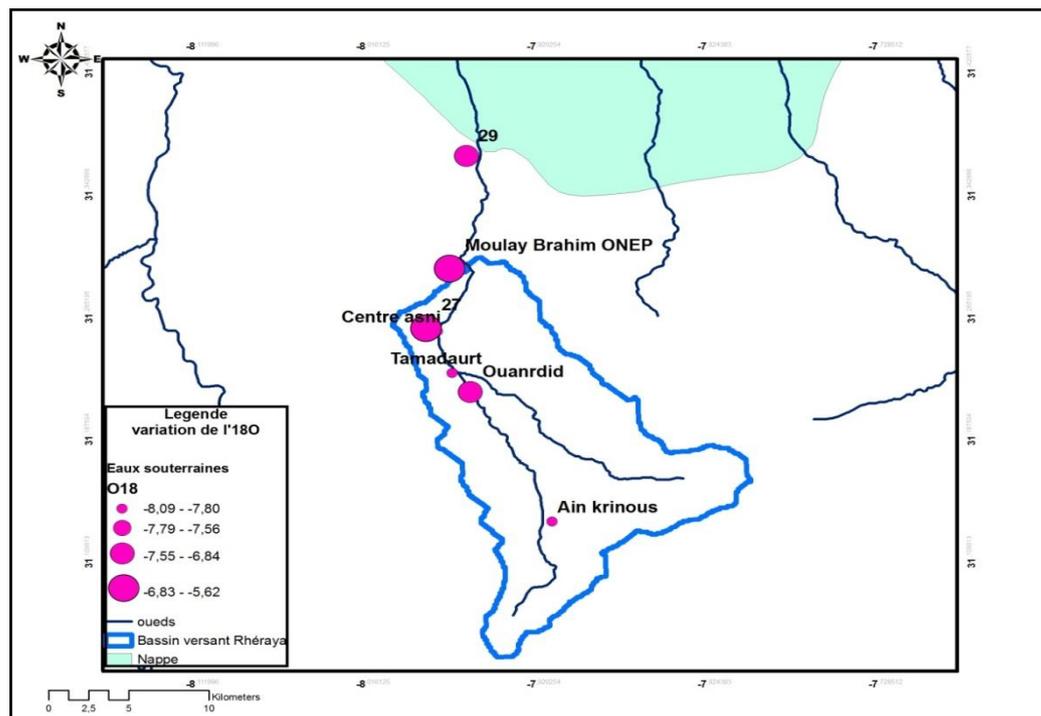


Figure 40 : Variations de l'oxygène -18 des eaux souterraines du bassin de Rhéraya

La figure 40 représente la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines et des eaux de surface.

Les teneurs en isotopes stables des eaux souterraines varient entre -8,09 et -5,62 ‰ vs SMOW pour ^{18}O et entre -58,37 et -30,76 ‰ vs SMOW pour ^2H .

D'après la figure 40, on peut déduire:

- La situation de la majorité des points des eaux souterraines sur la droite météorique locale (DML) (Raïbi et *al*, 2004) montre que les eaux n'ont pas subi une évaporation avant l'infiltration et aucune échange géothermique ce qui peut être expliqué par une infiltration rapide des eaux souterraines.
- Les eaux peuvent être divisées en trois groupes selon leurs compositions isotopiques:
 - Groupe I : il rassemble les eaux souterraines qui sont situées en amont et les eaux de surface à Armed ;
 - Groupe II : il rassemble les eaux souterraines qui sont situées en aval dans le bassin de Rhéraya. ;
 - Groupe III : il contient les eaux de surface au niveau de la station de Tahanout ainsi que les eaux souterraines de la plaine Haouz.

Dans chaque groupe, les eaux reflètent une même signature isotopique. Le groupe II montre un mélange entre le groupe I et le groupe III.

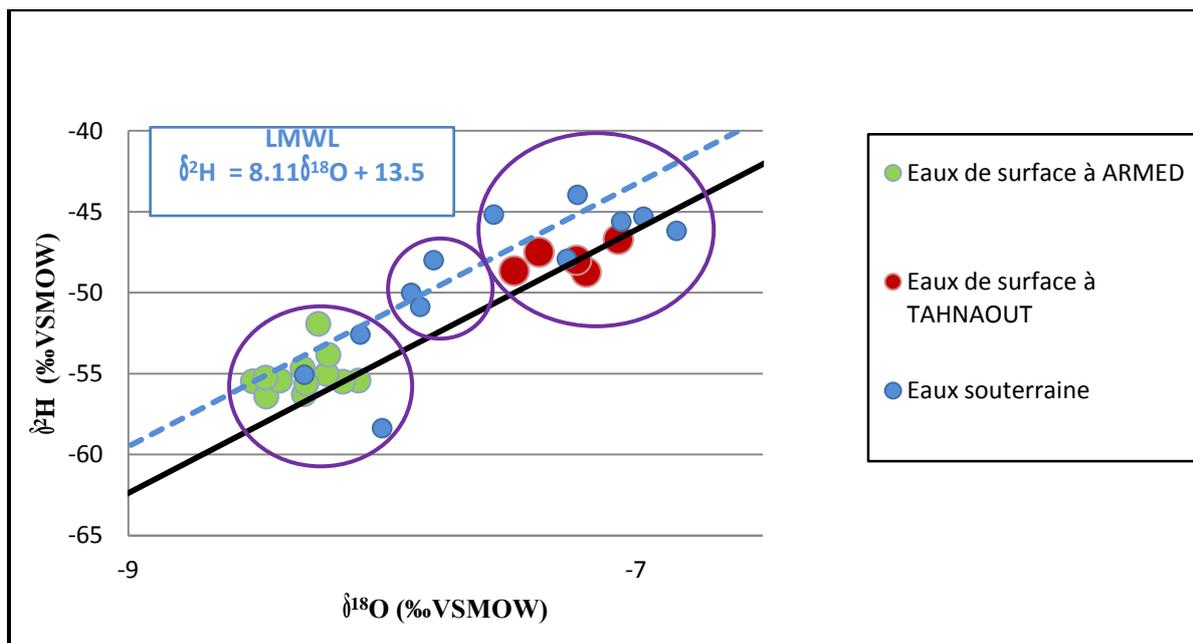


Figure 41 : Relation $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ des eaux superficielles et souterraines

II.4- Origine et altitude de recharge du bassin de Rhéraya

L'analyse des teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau et des chlorures des échantillons permet de connaître l'origine, l'altitude et le taux de la recharge d'un aquifère. Et elle peut aussi aider à quantifier un bilan en eau régional.

II.4.1- Altitude de recharge

L'altitude de recharge des eaux souterraines est estimée par interprétation du décalage entre les altitudes du lieu d'échantillonnage et de la recharge estimées à partir des teneurs en ^{18}O .

Afin de vérifier cette hypothèse, les teneurs isotopiques en deutérium est étudié en fonction de l'altitude des points de prélèvements des eaux souterraines (Fig. 41). Sur ce diagramme, on remarque globalement une très faible corrélation entre les teneurs isotopiques et les altitudes. Néanmoins, en se focalisant sur les échantillons dont les altitudes sont les plus faibles (inférieurs à 600m), nous constatons qu'il y a un alignement plus net entre les teneurs isotopiques et les altitudes (la corrélation est environ 70%). Cet alignement signifie qu'il y a alors équivalence entre altitudes de prélèvement et altitudes des zones d'alimentations. Par contraste, l'absence de corrélation entre les isotopes stables et les altitudes des points de prélèvement pour les points de hautes altitudes de bassin de Rhéraya signifie que l'infiltration des eaux a été effectué à des altitudes différentes des altitudes de prélevement et que les eaux ont été mélangées et brassées avant d'être infiltrées.

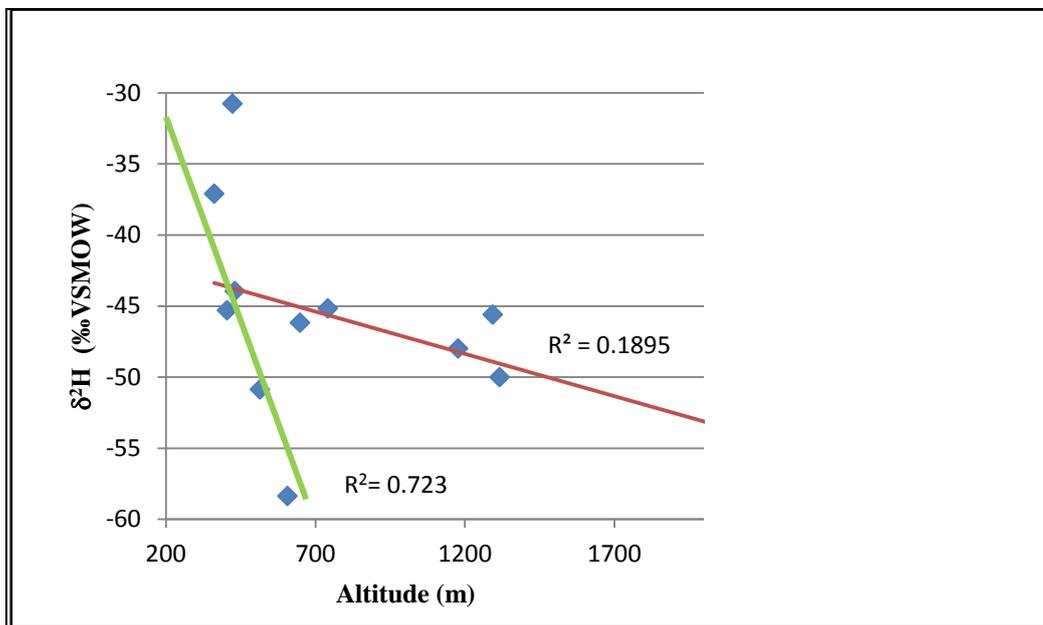


Figure 42 : Relation entre les altitudes des points d'eau souterraine et les teneurs en ^2H du bassin Rhéraya

Sur le diagramme de la figure (43), nous avons ajouté le gradient altitudinal établi par Raibi et *al.*, (2004) afin de déterminer l'altitude de recharge. Ce gradient est de 0,32 ‰ par 100m pour l'oxygène-18 et 2,96 ‰ par 100m pour deutérium.

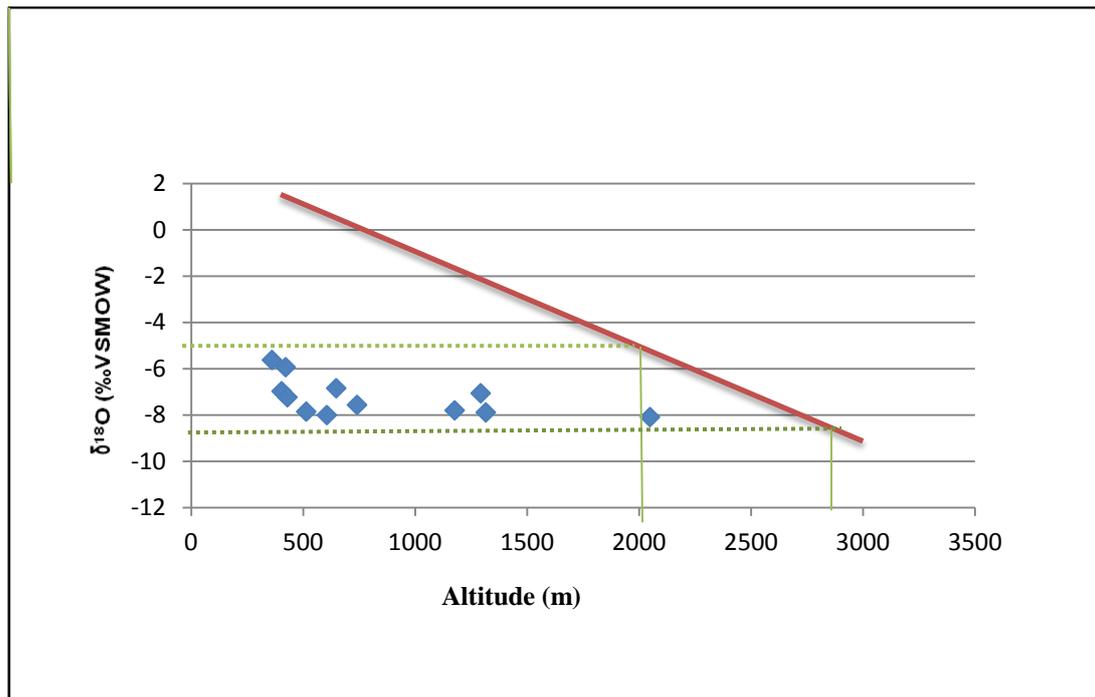


Figure 43 : Gradient altitudinal et composition isotopique en deutérium

Pour résumer, les points d’eau situés au niveau du bassin de Rhéraya et de la plaine auraient une altitude de recharge qui se situerait entre 2000 et 2800m. En superposant la carte géologique et l’aire de recharge, on constate, que dans des formations fissurées où se fait la recharge.

Au niveau de la plaine, la recharge se fait aussi à partir des précipitations locales dans des altitudes inférieures à 600 m. Mais selon la littérature (thèse Abourida), Ce recharge est négligeable par rapport aux apports provenant du haut atlas. Et pour confirmer cette synthèse, on doit déterminer le taux de recharge dans le bassin de Rhéraya et dans la plaine.

II.4.2- Taux de recharge

- Détermination du taux de recharge par le bilan des chlorures

L'eau contient toujours des chlorures, mais en proportions très variables. La teneur en chlorures d'une eau dépend de l'origine de l'eau et de la nature du terrain qu'elle traverse. En effet, les eaux des régions sédimentaires sont riches en chlorure par rapport aux eaux provenant des zones granitiques.

La recharge directe par la pluie peut être approchée à l'aide du bilan des chlorures dans la nappe qui utilise le caractère conservatif de l'ion chlorure pour déterminer la part de l'eau infiltrée grâce à la formule suivante (Allison et Hughes, 1978) :

$$P \times Cl_{\text{pluie}} = R \times Cl_{\text{nappe}}$$

Où

P : la hauteur moyenne de pluie en mm.an⁻¹ ;

R : la recharge en mm.an⁻¹ ;

Cl_{pluie} : la teneur de chlorure dans les précipitations en mg.l⁻¹ ;

Cl_{nappe} : la teneur de chlorure dans la nappe en mg.l⁻¹.

Dans l'état actuel du système hydrogéologique du sous bassin de Rhéraya, les sources principales d'alimentation paraissent être selon les analyses chimiques et isotopiques l'infiltration directe des pluies, les eaux des oueds et les retours des eaux d'irrigation dans la plaine. Cependant l'équation du bilan dépend de contribution de chacun de ces pôles à l'alimentation de la nappe. Néanmoins, avant tout calcul ou estimation, la compréhension du contexte hydrogéologique et de la structure du milieu est indispensable pour connaître le pôle qui contribue le plus à la recharge de nappe en chaque point.

La complexité de la structure interne du bassin de Tensift a été montrée depuis 1952 par les travaux d'Ambroggi et Thuile, les résultats ainsi obtenus ont été synthétisés sous forme des coupes géologiques.

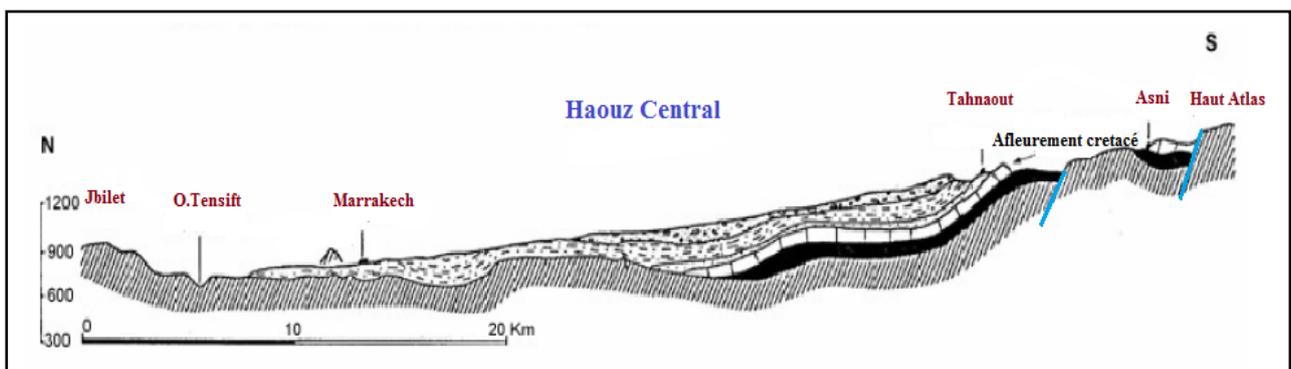


Figure 44 : coupe géologique de l'Haouz central (Ambroggi et Thuile, 1952)

D'après la coupe géologique d'Haouz central, deux failles principales s'étendent du sud d'Asni et Tahnaout vers le nord et qui ont entraînés le soulèvement du compartiment ouest et l'abaissement de celui de l'est.

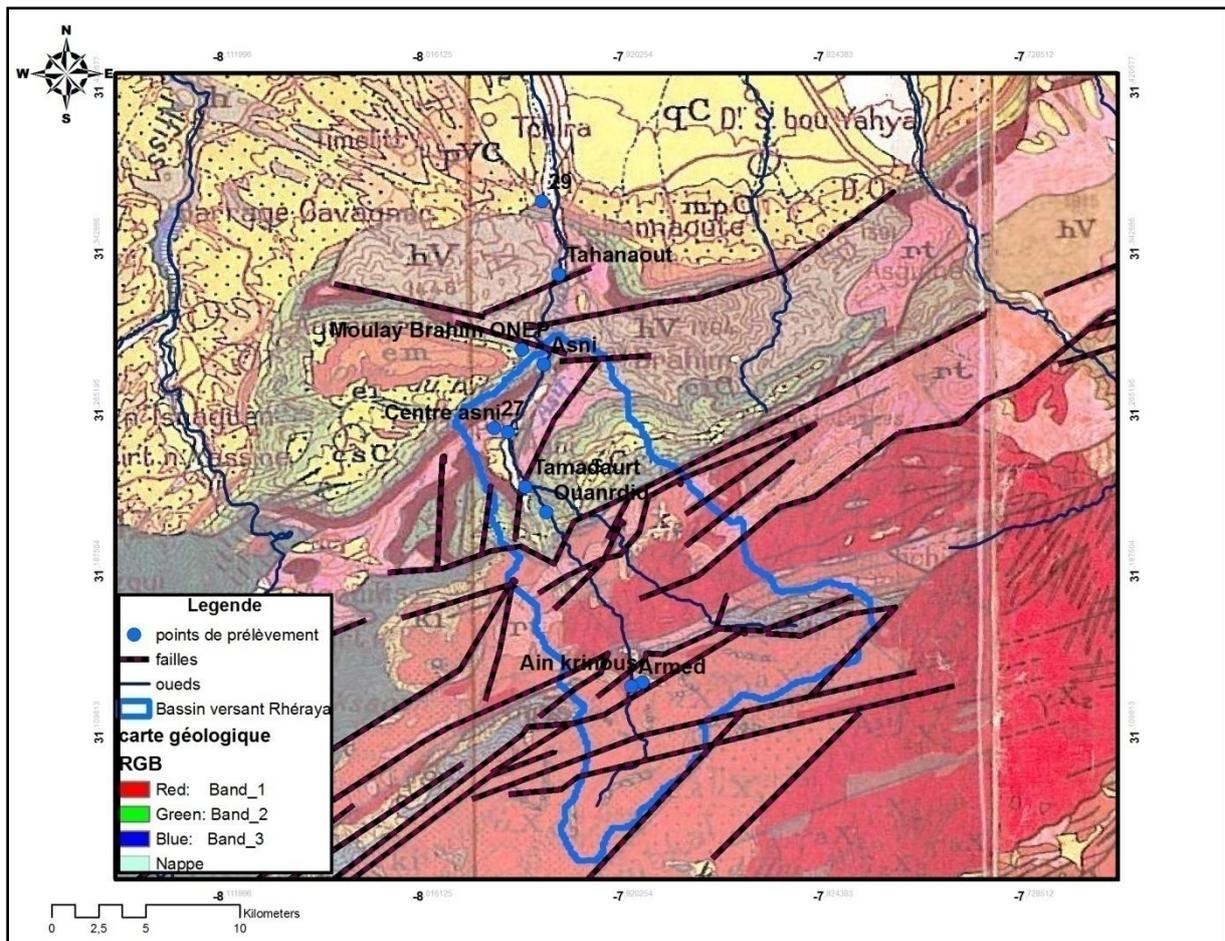


Figure 45 : Projection des points de prélèvement sur la carte géologique

La carte du sous bassin de la Rhéraya est marquée par la présence d'une série de failles généralement de direction ENE-WSW. Ces failles coïncident avec les aires de recharge déterminées par les isotopes stables où l'infiltration des eaux se fait de manière rapide.

Pour faciliter l'étude, le bassin versant de Rhéraya a été subdivisé en six sous bassins élémentaires de façon à ce que l'exutoire de chacun du sous bassin soit le plus proche du point de prélèvement. Cependant, le chlorure à l'exutoire représente la somme des chlorures du sous bassin.

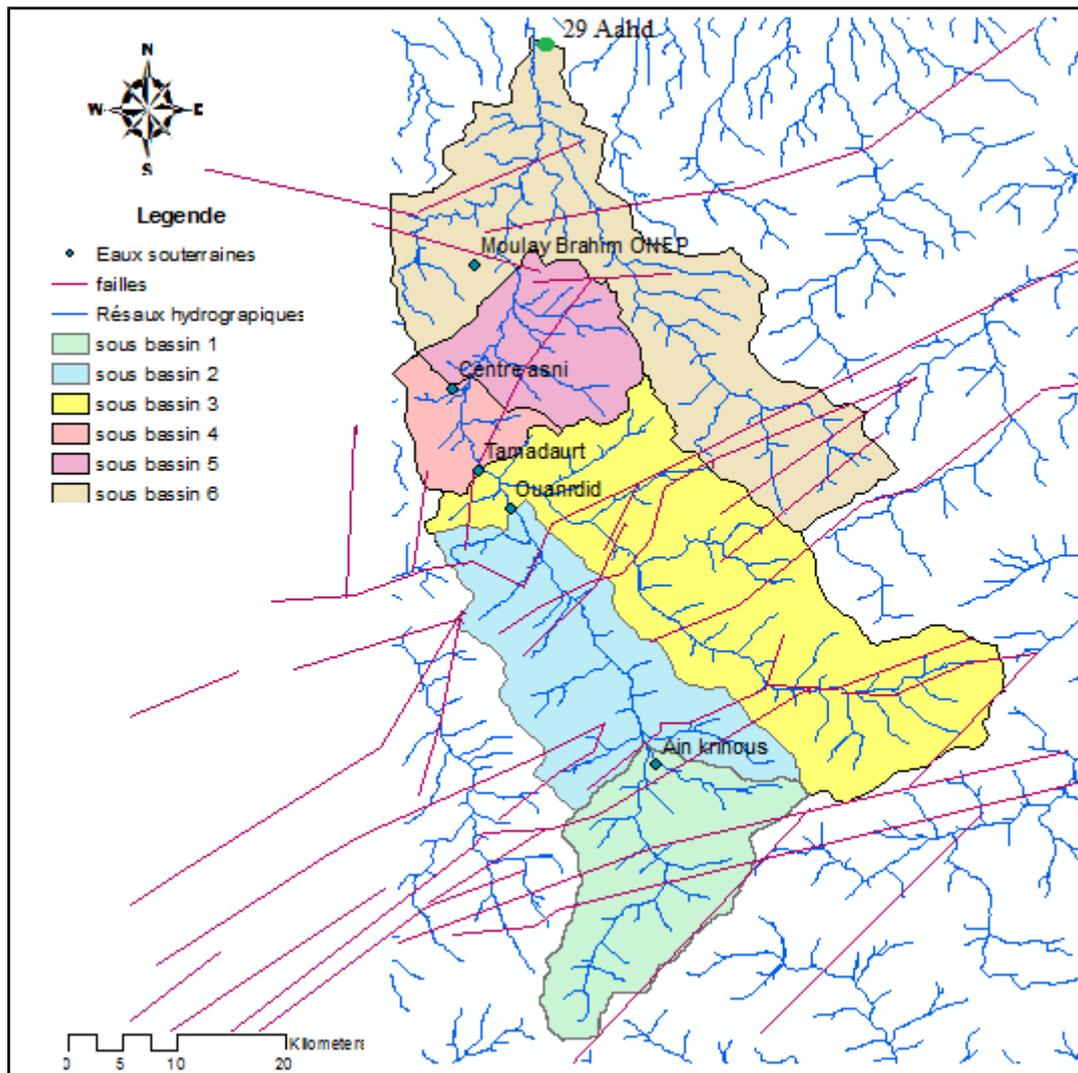


Figure 46 : Carte des sous bassins de Rhéraya

Une approche actuelle, à savoir la méthode de la cellule de mélange (Griesk et De Vries, 1990) pour la zone saturée, prend en compte l'écoulement de l'eau souterraine et la concentration en chlorure des eaux dans le calcul du taux de recharge totale de la nappe. L'écoulement des eaux souterraines du bassin versant de Rhéraya est orienté vers le nord. Les eaux passent donc du sous-bassin 1 vers le sous-bassin 6.

Dans chaque sous bassin, une entrée de chlorure peut provenir des précipitations, des oueds et des eaux du sous bassin amont. Si on ne considère à titre d'exemple que les précipitations et les eaux souterraines, ce modèle calcule le bilan en chlorure d'après les équations suivantes :

- **Sous bassin 1 :**

$$Cl_{\text{entrée}} = P_1 * Cl_{p1} * S_1$$

$$R_1 = P_1 * Cl_{p1} * S_1 / Cl_{1 \text{ eaux souterraine}}$$

- **Sous bassin 2 :**

$$Cl_{2\text{entrée}} = P_2 * Cl_{p2} * S_2$$

$$Cl_{2\text{sortie}} = Cl_{1\text{entrée}} + Cl_{2\text{entrée}}$$

$$R_1 + R_2 = Cl_{2\text{sortie}} / Cl_{2\text{eaux souterraines}}$$

- **Sous bassin 3 :**

$$Cl_{3\text{entrée}} = P_3 * Cl_{p3} * S_3$$

$$Cl_{3\text{sortie}} = Cl_{2\text{sortie}} + Cl_{3\text{entrée}}$$

$$R_1 + R_2 + R_3 = Cl_{3\text{sortie}} / Cl_{3\text{eaux souterraines}}$$

- **Sous bassin 4 :**

$$Cl_{4\text{entrée}} = P_4 * Cl_{p4} * S_4$$

$$Cl_{4\text{sortie}} = Cl_{3\text{sortie}} + Cl_{4\text{entrée}}$$

$$R_1 + R_2 + R_3 + R_4 = Cl_{4\text{sortie}} / Cl_{4\text{eaux souterraines}}$$

- **Sous bassin 5 :**

$$Cl_{5\text{entrée}} = P_5 * Cl_{p5} * S_5$$

$$Cl_{5\text{sortie}} = Cl_{4\text{sortie}} + Cl_{5\text{entrée}}$$

$$R_1 + R_2 + R_3 + R_4 + R_5 = Cl_{5\text{sortie}} / Cl_{5\text{eaux souterraines}}$$

- **Sous bassin 6 :**

$$Cl_{6\text{entrée}} = P_6 * Cl_{p6} * S_6$$

$$Cl_{6\text{sortie}} = Cl_{5\text{sortie}} + Cl_{6\text{entrée}}$$

$$R_1 + R_2 + R_3 + R_4 + R_5 + R_6 = Cl_{6\text{sortie}} / Cl_{6\text{eaux souterraines}}$$

L'exploitation des données chimique et l'intégration des informations obtenues de la structure du bassin permettent une interprétation approfondie en termes de détermination des pôles et d'évolution de la recharge. Les principaux résultats du calcul de taux de recharge par le bilan des chlorures sont présentés dans le tableau 4 et sur la carte de la figure 47 :

Tableau 4 : Les principaux résultats du calcul de taux de recharge

Sous bassins	Cl- des eaux souterraines (mg/l)	Cl- des précipitations (mg/l)			Cl- des oueds (mg/l)			Recharge (m ³ /an)
		Armed	Asni	Tahanaout	Armed	Asni	Tahanaout	
1	1.710	1.572	—	—	2.078	—	—	13
2	10.430	1.572	—	—	2.078	—	—	7
3	151.397	—	4.324	—	2.078	261.55	—	23
4	18.304	—	4.324	—	—	261.55	—	368
5	59.810	—	—	3.228	—	—	236.075	172
6	369.471	—	—	3.228	—	—	236.075	37

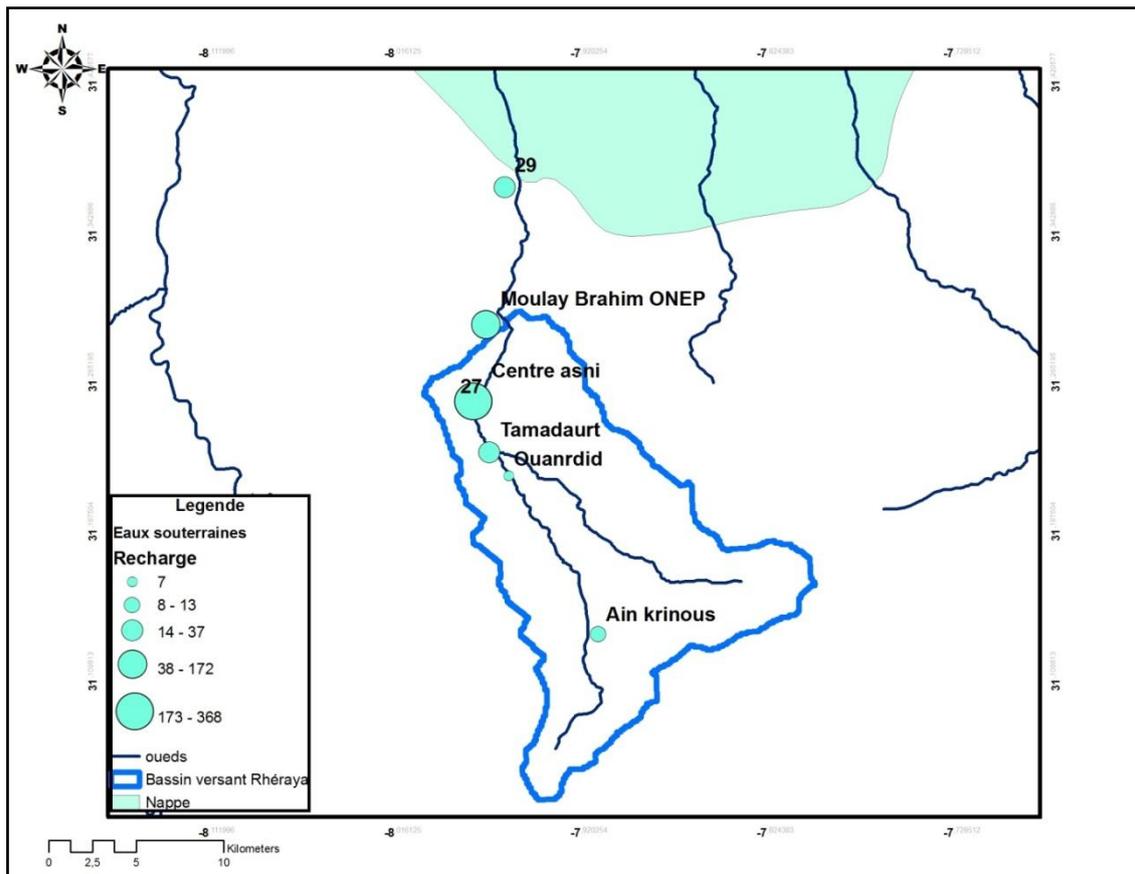


Figure 47 : Evolution de la recharge dans le bassin de Rhéraya (Million m³/an)

Les résultats obtenus permettent de conclure:

- En passant du sous bassin 1 à 2, la recharge diminue de 13 à 7 millions m³. Vu de l'absence d'une surexploitation des eaux pour l'irrigation et l'alimentation en eau potable et aussi l'absence de l'effet d'évaporation, cette diminution a une relation que avec la structure interne de ce sous bassin essentiellement les grands réseaux des fissures connectés qui permettent la distribution des eaux dans plusieurs zones.
- En passant du sous bassin 2 à 3, la recharge augmente à 23 millions m³. Le sous bassin 3 est caractérisé aussi par un grand réseau des fissures et il représente une zone de contact d'Oued Imlil et Iménane, ce qui signifie que l'augmentation de la recharge a une relation peut être avec l'entrée des eaux de ces oueds à travers les failles.
- En passant du sous bassin 3 à 4, la recharge augmente à 368 millions m³. Vu que les altitudes du sous bassin 4 n'appartiennent pas aux aires de recharge déterminées par la relation deutérium-altitude, la grande majorité de cette énorme quantité des eaux

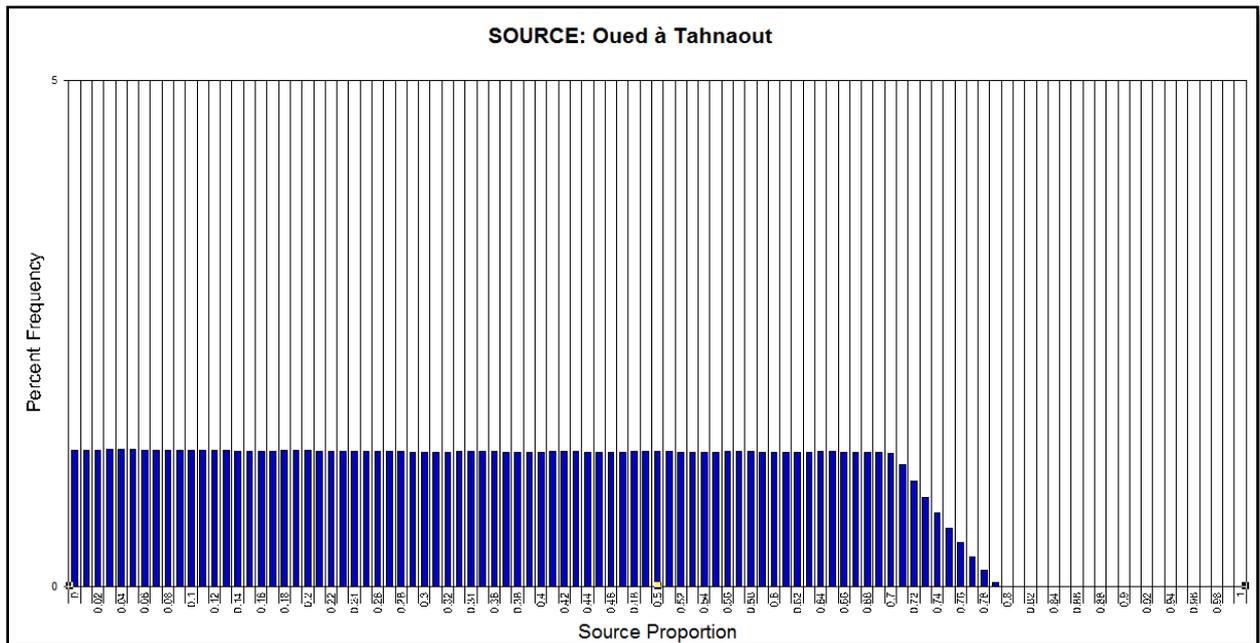
provient des eaux souterraines des zones amont à travers des fissures qui ne sont pas connectées à celles des autres sous bassins étudiés.

- En passant du sous bassin 4 à 5 et 6, la recharge diminue à 37 millions m³. Cette diminution signifie que les eaux sont soit piégées par la faille principale de Asni ou bien elles contribuent ? à l'alimentation de la nappe profonde de l'éocène.

On conclue donc que le taux d'alimentation de la nappe plio-quadernaire de la plaine Haouz par le bassin versant de Rhéraya en 2004 est d'environ 37 millions m³/an. Ce taux est comparable à celui donnée par Hanich et *al* (2008) qui est de 46 millions m³/an.

L'étude de deutérium et de l'oxygène 18 se révèle particulièrement utile pour l'obtention d'informations concernant la contribution de chaque pole à la recharge de la nappe, et aussi la vérification de contribution de ce pole.

Les résultats obtenus par le logiciel IsoSource pour l'échantillon 29 d'Aahd Abourida dont le point de prélèvement est situé entre le sous bassin de Rhéraya et la plaine du Haouz sont présentés à la figure (49).



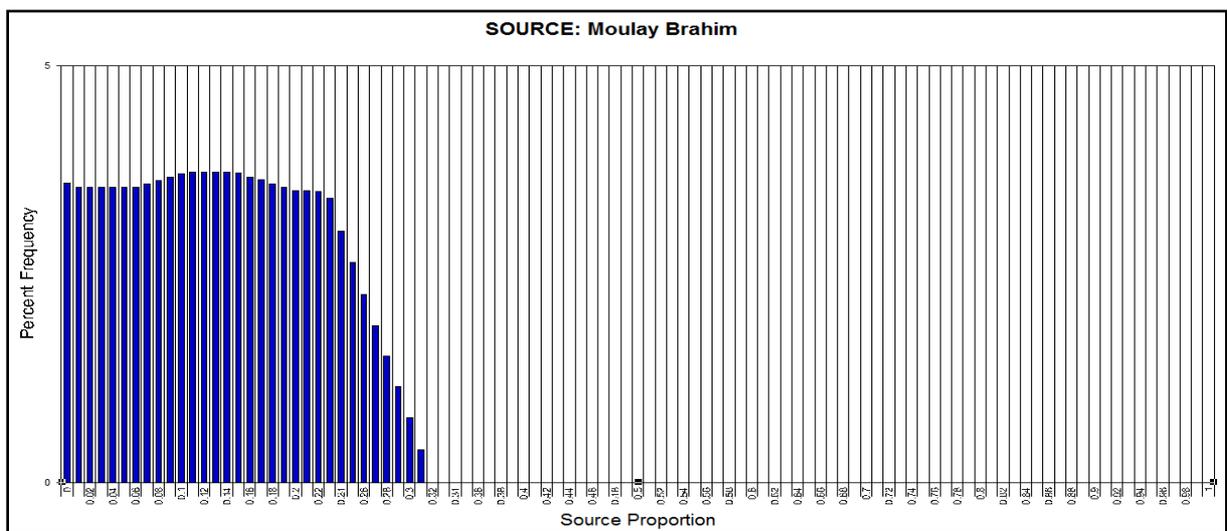
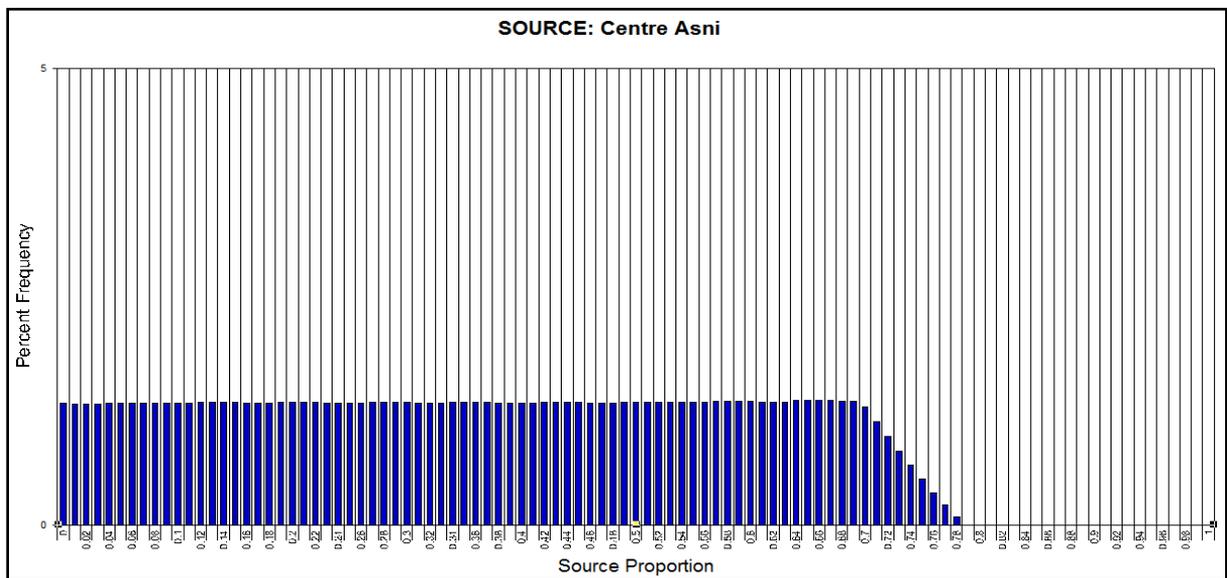
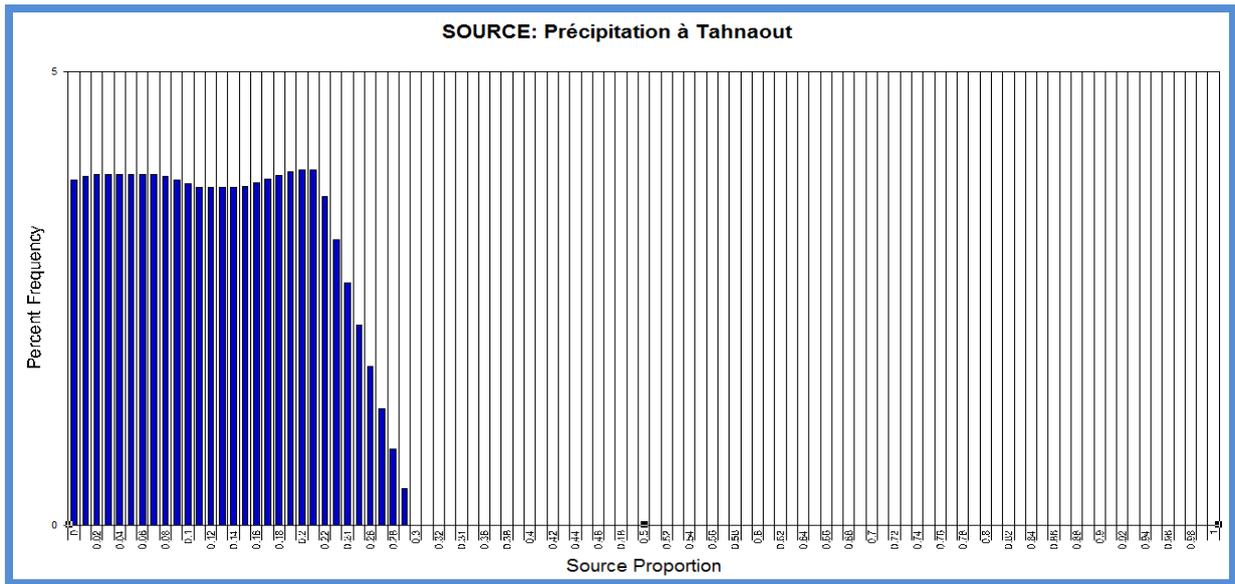


Figure 48 : Représentations graphiques des pourcentages de contribution des pôles de recharge à l'alimentation de la nappe.

A partir de ces graphes, on déduit que 36,9% des eaux de l'échantillon 29Ahd proviennent de l'oued Tahanaout, 12,7% proviennent des précipitations et 50,4% proviennent des eaux souterraines de l'axe centre Asni-Tahanaout

La figure 50 représente la projection des résultats du logiciel Isosource pour l'ensemble des échantillons sur la carte de localisation des points de prélèvement.

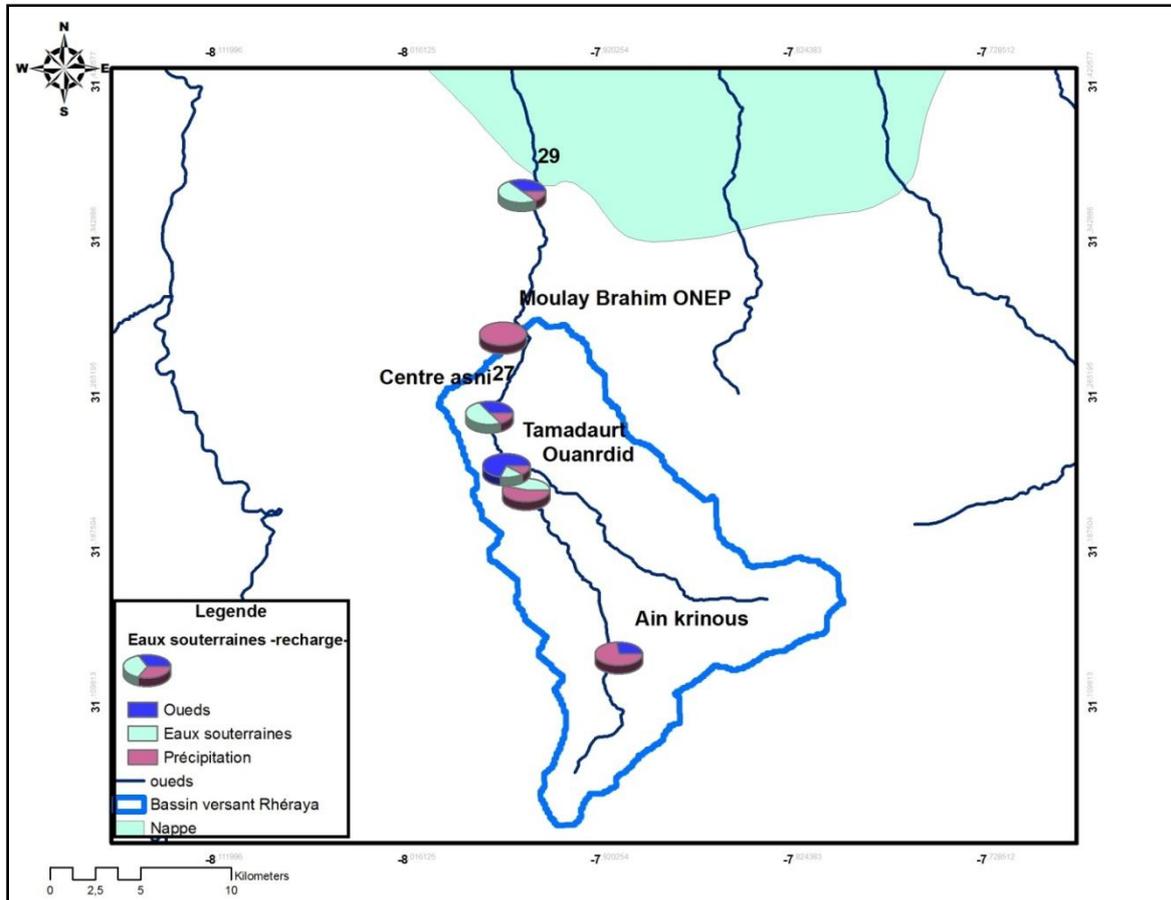


Figure 49 : Pourcentage de contribution des pôles de recharge dans l'alimentation du bassin de la Rhéraya

Les eaux souterraines semblent résulter d'un mélange entre les eaux de pluie, les eaux des oueds et les eaux souterraines amont lors de rencontre de failles. De manière générale, l'infiltration directe des eaux de pluie est la contribution la plus importante mais elle est variable dans l'espace en fonction de l'intensité des pluies et de la structure de la zone.

A partir du bilan en chlorures et du pourcentage de contribution de chaque pole dans la recharge, nous pouvons calculer le taux de recharge de chaque pole (Tableau 5).

Tableau 5 : le pourcentage de contribution de chaque pole dans la recharge

Nom	Recharge (million m ³ /an)	Taux de recharge par Précipitation (million m ³ /an)	Taux de recharge par Oueds (million m ³ /an)	Taux de recharge par Eaux souterraines (million m ³ /an)
Ain krinous	13	9.45	3.55	0
Ouanrdid	7	3.75	0.07	3.19
Centre asni	368	50.78	121.44	171.86
Tamadaurt	23	2.46	15.94	4.60
moulay brahim	172	169.76	1.20	1.20
29	37	4.70	13.65	18.65

Conclusion

La géochimie des eaux du bassin de la Rhéraya a mis en évidence l'abondance du HCO₃ + CO₃ et du calcium. En allant de l'amont vers l'aval, une augmentation en chlorure, sodium et potassium pour les eaux plus profondes et une augmentation en sulfate et magnésium pour les eaux souterraines de Moulay Brahim sont marquées. L'eau de l'oued à Armed et les eaux souterraines de l'amont présentent des faciès bicarbonatés calciques et magnésiens, alors que les eaux souterraines à l'aval de Rhéraya présentent des faciès chlorurés et sulfatés calciques, ce qui indique le passage de ces eaux par des formations évaporitiques gypsifères et salifères.

Les eaux de surface connaissent une sous-saturation vis-à-vis de la dolomite, du gypse et de la calcite. La même remarque peut être faite pour les eaux souterraines à l'exception de l'échantillon de Bahya qui est en équilibre avec la calcite.

Les analyses isotopiques des eaux souterraines ont montrés que la recharge provient de l'infiltration rapide de la pluie sur des formations fissurées du Haut Atlas à des altitudes comprises entre 2000 et 2800m.

Le calcul du taux de recharge par le bilan en chlorure montre que l'alimentation de la nappe plio-quaternaire de la plaine haouz par le bassin versant de Rhéraya en 2004 est d'environ 37 millions m³/an et que la précipitation est le principal pole de recharge des eaux du bassin de Rhéraya. Ce taux est comparable à celui trouvé par Hanich et al en 2008.

Selon la méthode du bilan des chlorures, Une énorme quantité de l'eau est marqué au niveau de centre Asni avec une teneur de 137millions m³, les résultats données par Isosource montre

que seulement 27% de ce volume entre dans l'alimentation de la nappe plio-quadernaire. Les eaux à Asni sont donc soit piégées par la faille principale de Asni ou bien elles contribuent dans l'alimentation de la nappe profonde de l'éocène.

III- Etude géochimique et isotopique du bassin versant de l'oued Zat

III.1- Evolution des paramètres mesurés in situ

Les cartes (Fig.51, 52 et 53) montrent les paramètres mesurés *in situ* pour les échantillons des eaux souterraines du bassin du Zat.

Les températures des eaux s'inscrivent dans l'intervalle de 16 à 27 °C. Les valeurs de pH sont pour la plupart des échantillons comprises entre 7,2 et 7,66. La conductivité souligne dans son ensemble, une forte hétérogénéité des eaux en allant de l'amont vers l'aval et elle varie entre 468 et 1292µS/cm.

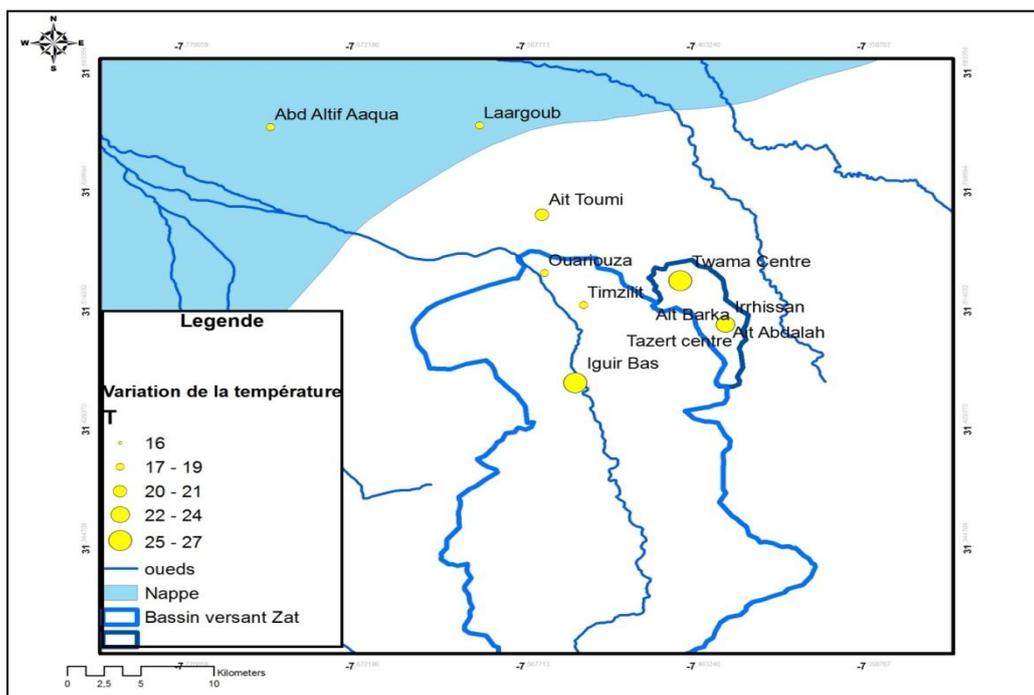


Figure 50 : Variations de la température pour les eaux souterraines du bassin de Zat

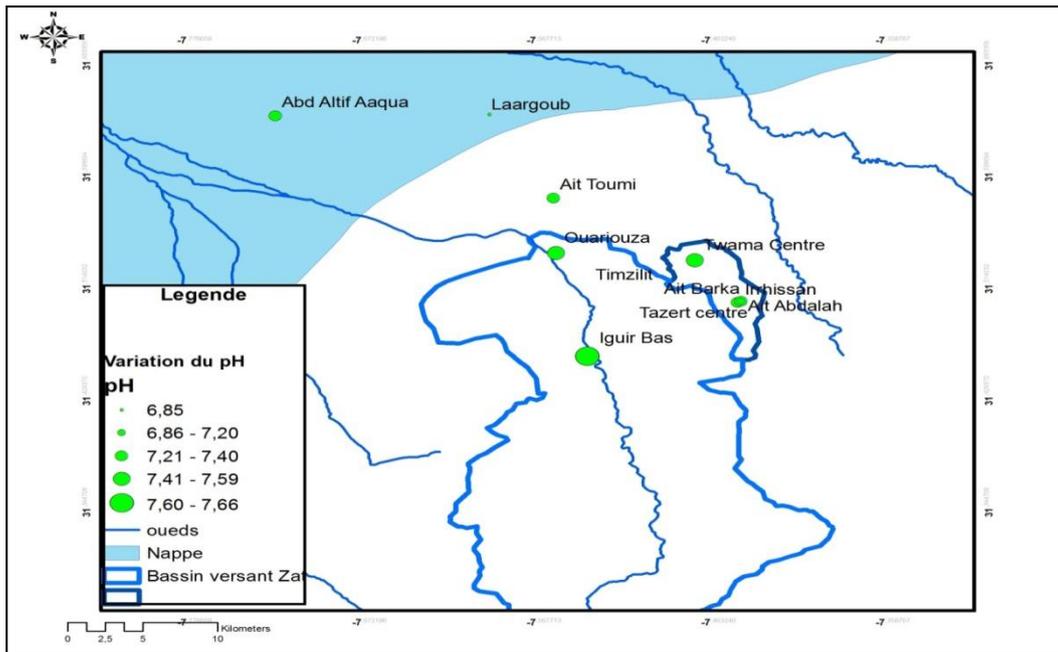


Figure 51 : Variations du pH pour les eaux souterraines du bassin Zat

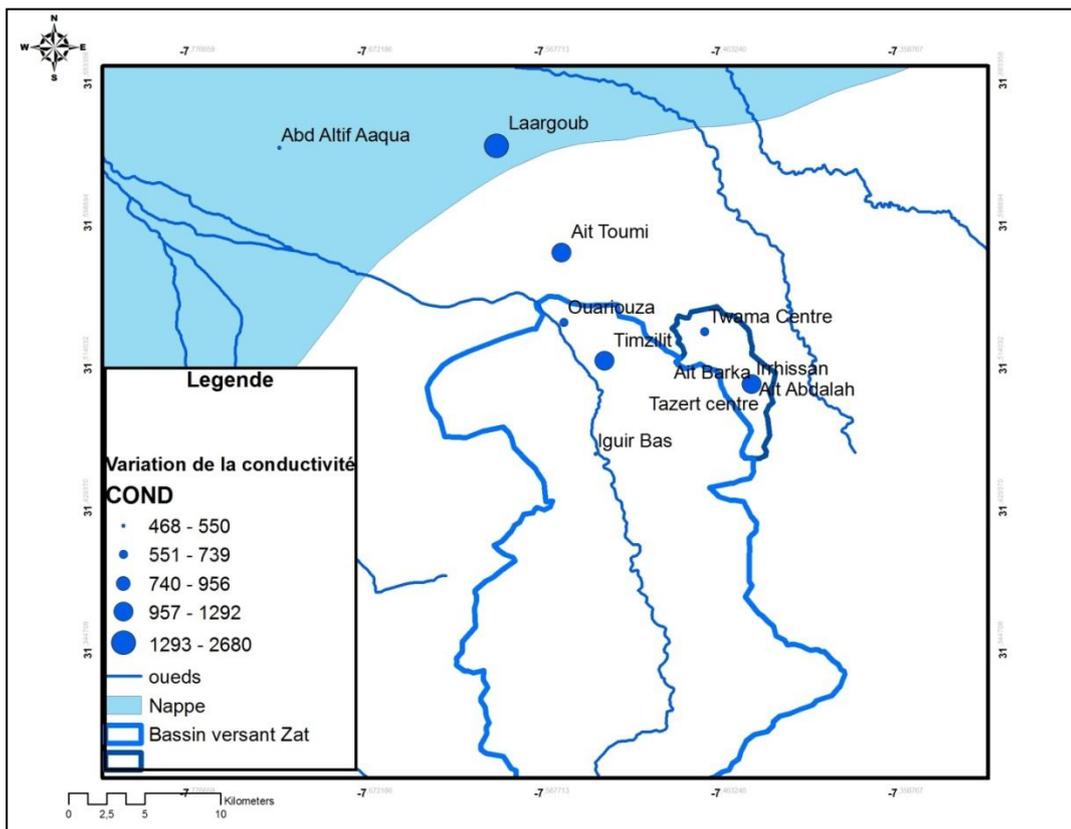


Figure 52 : Variations de la conductivité pour les eaux souterraines du bassin de Zat

III.2- Composition géochimique des eaux du bassin de Zat

III.2.1- Evolution des éléments chimiques majeurs

Neuf échantillons des eaux souterraines dans le sous bassin de Zat sont prélevés selon deux axes en plus de deux échantillons qui sont prélevés sur la plaine de l'Haouz. Ces échantillons ont fait l'objet d'analyses de teneurs en ions majeurs. Les résultats ont été présentés sur la carte sous forme de diagramme de pourcentages ainsi que sur le diagramme de Stiff en méq/l.

La carte de repartitions des ions majeurs et les diagrammes de Stiff obtenus ont permis de déduire que :

- Les eaux souterraines en amont reflètent une composition chimique identique pour les deux axes. Ces eaux sont moins minéralisées que celle de l'aval et composées essentiellement des ions $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ et Ca^{2+} .
- Les échantillons d'Ighrissan et Ait Abdalah qui sont aussi prélevés en amont montrent des eaux enrichies en $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ et Ca^{2+} que les eaux précédentes.
- En allant vers l'aval pour le premier axe on remarque un enrichissement en SO_4^- et Ca^{2+} à l'exception de l'échantillon de Twama centre qui reflète une composition semblable à celle des eaux en amont.
- En allant vers l'aval pour le deuxième axe un enrichissement en chlorures est marqué au niveau de Timzilit puis une dilution au niveau d'Ouariouza.
- Les eaux de la plaine reflètent une composition chimique proche de celles du deuxième axe. Ce sont des eaux moins minéralisées au niveau d'Abdeltif Aaqua et plus concentrées en Chlorure au niveau de Laargoub. Au niveau de Timzilit, au cours de leur trajet les eaux passent donc soit par Ouariouza puis Abdeltif Aaqua et deviennent plus diluées, soit par Laargoub et deviennent plus enrichies en Cl^- , Na^+ et K^+ .

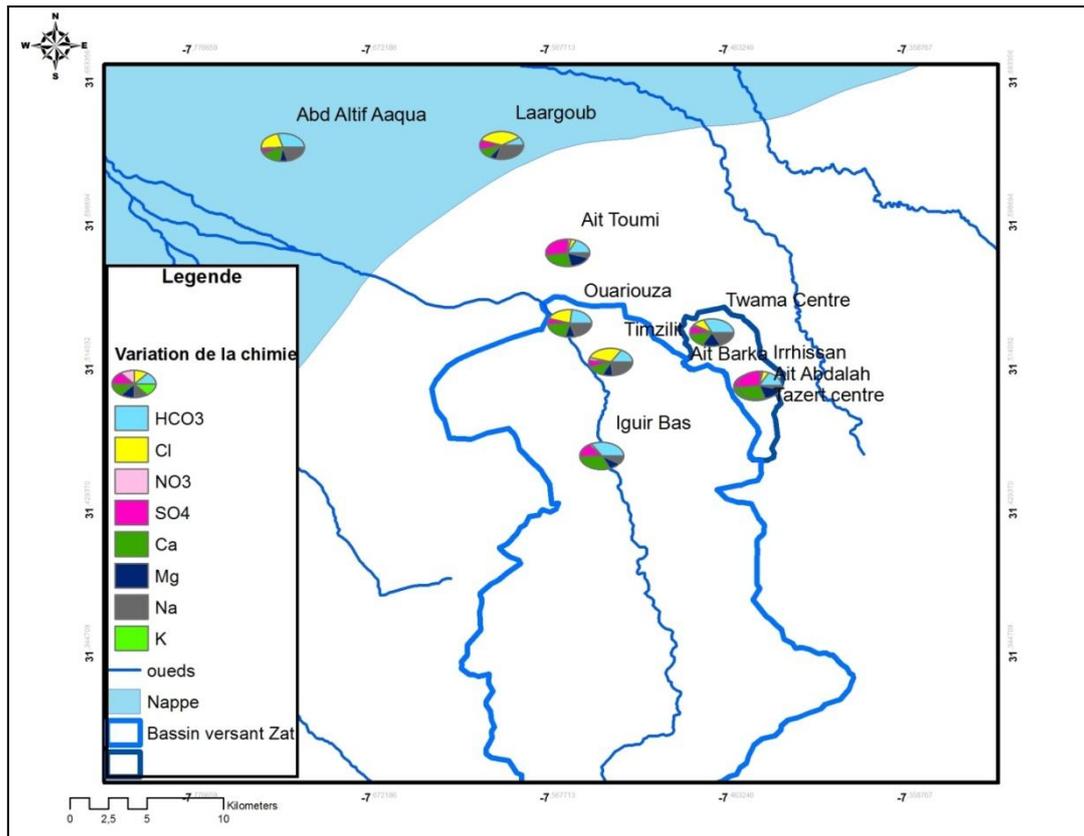
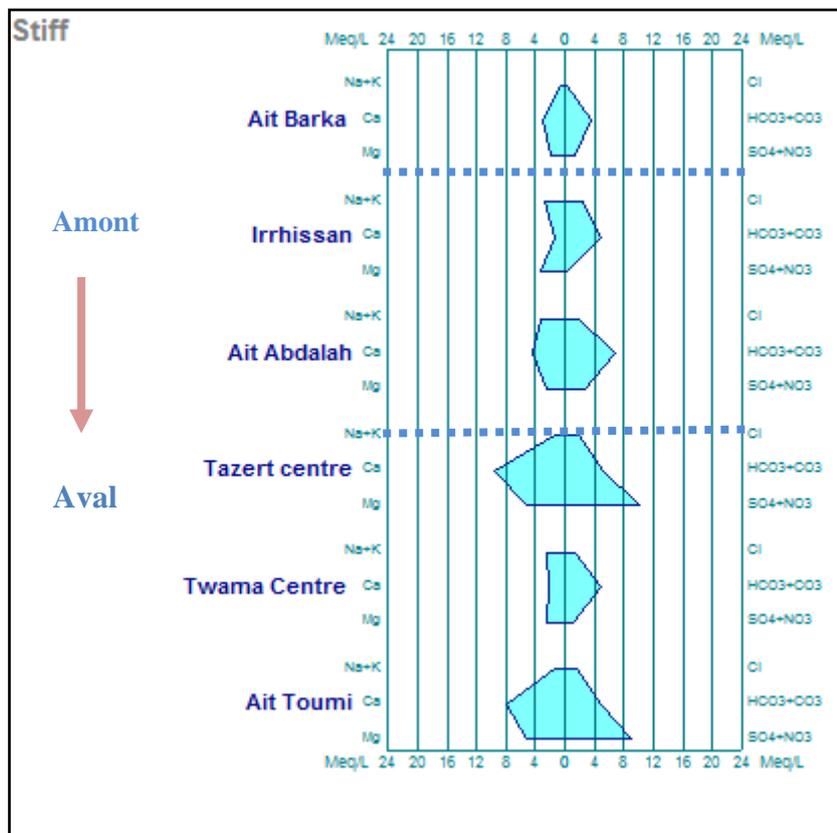
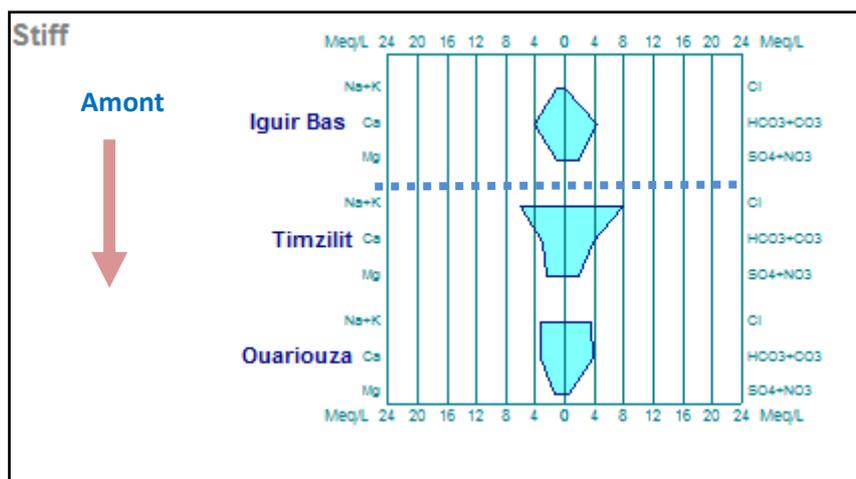


Figure 53 : variation de la chimie des eaux souterraines du bassin Zat

Axe 1



Axe 2



La plaine

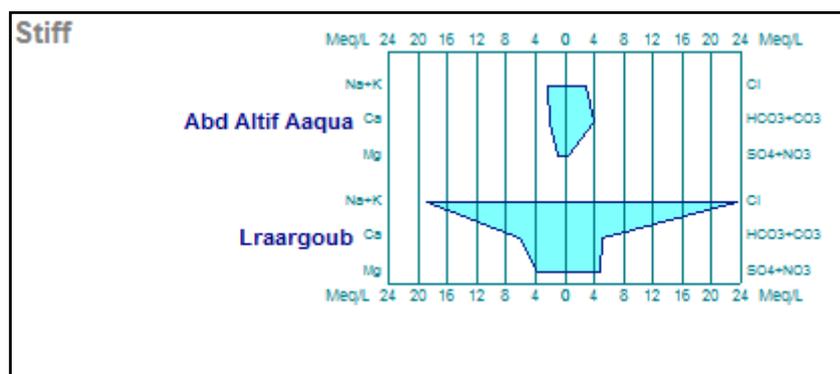


Figure 54 : Projection des résultats des analyses chimiques des eaux souterraines de Zat sur le diagramme de Stiff

III.2.2 Evolution des faciès chimiques

➤ Projection des résultats sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff

La projection des analyses des eaux souterraines du premier axe sur le diagramme SCHOELLER (Fig.56) a permis de diviser les eaux souterraines en trois groupes: I, II et III.

- Le groupe I regroupe les eaux d'Ait Barka, Tazart et Ait Toumi. En allant vers l'aval, ces eaux présentent un parallélisme témoignant d'un enrichissement en SO_4 et Mg^{2+} . Pour l'échantillon d'Ait Barka il est enrichi en bicarbonates. Ces observations signifient que les eaux sont passées par des formations carbonatées composées de calcite et de dolomite puis par des formations évaporitiques.
- Le groupe II contient les eaux des échantillons d'Ait Abdalah et Twama. Ce groupe reflète des eaux enrichies en Na^+ et K^+ et appauvries en SO_4 et Mg^{2+} . Cela peut s'expliquer par un échange cationique au niveau des formations argileuses.

- Le groupe III est représenté par les eaux d'Ighrissan qui ressemblent à celles de groupe II mais avec un appauvrissement en SO_4 .

Les courbes des eaux du deuxième axe présentent un parallélisme témoignant d'une évolution graduelle de la chimie de l'eau dans l'espace, ce sont des eaux enrichies en Na^+ , K^+ et Cl^- à l'exception des eaux d'Iguir Bas en amont.

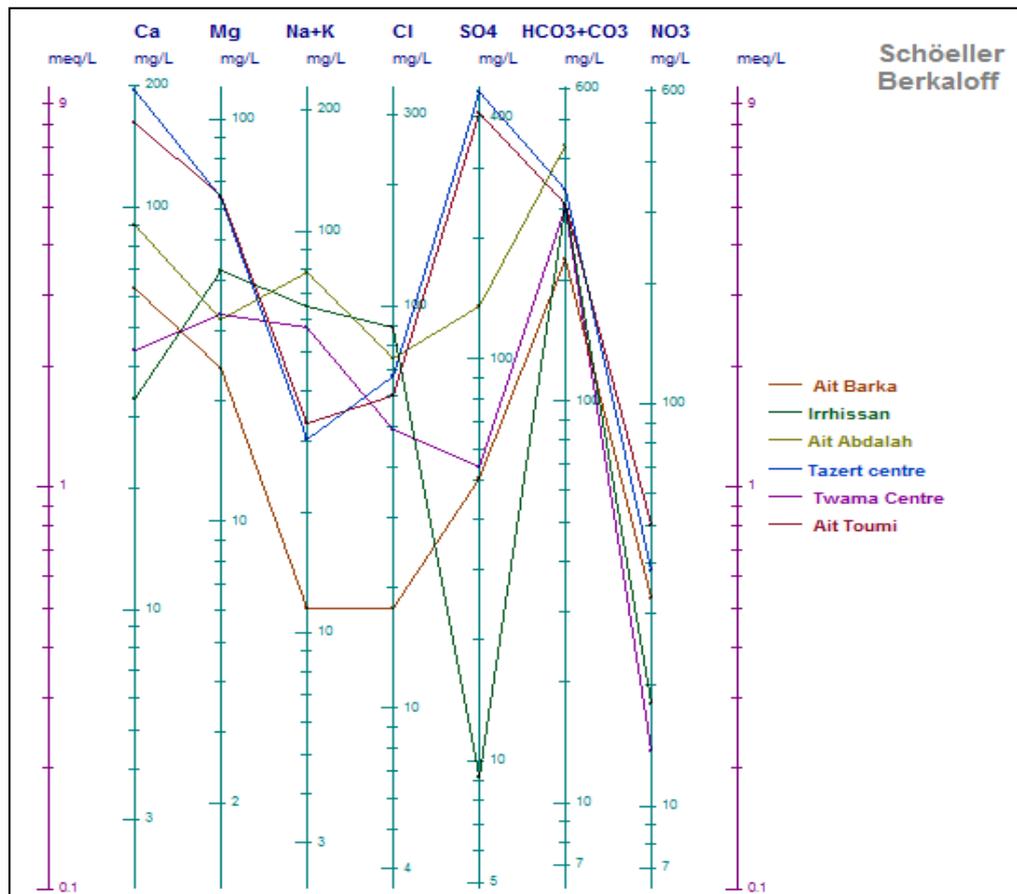


Figure 55 : Projection des résultats des analyses chimique des eaux souterraines de l'axe 1 sur le diagramme de SCHOELLER

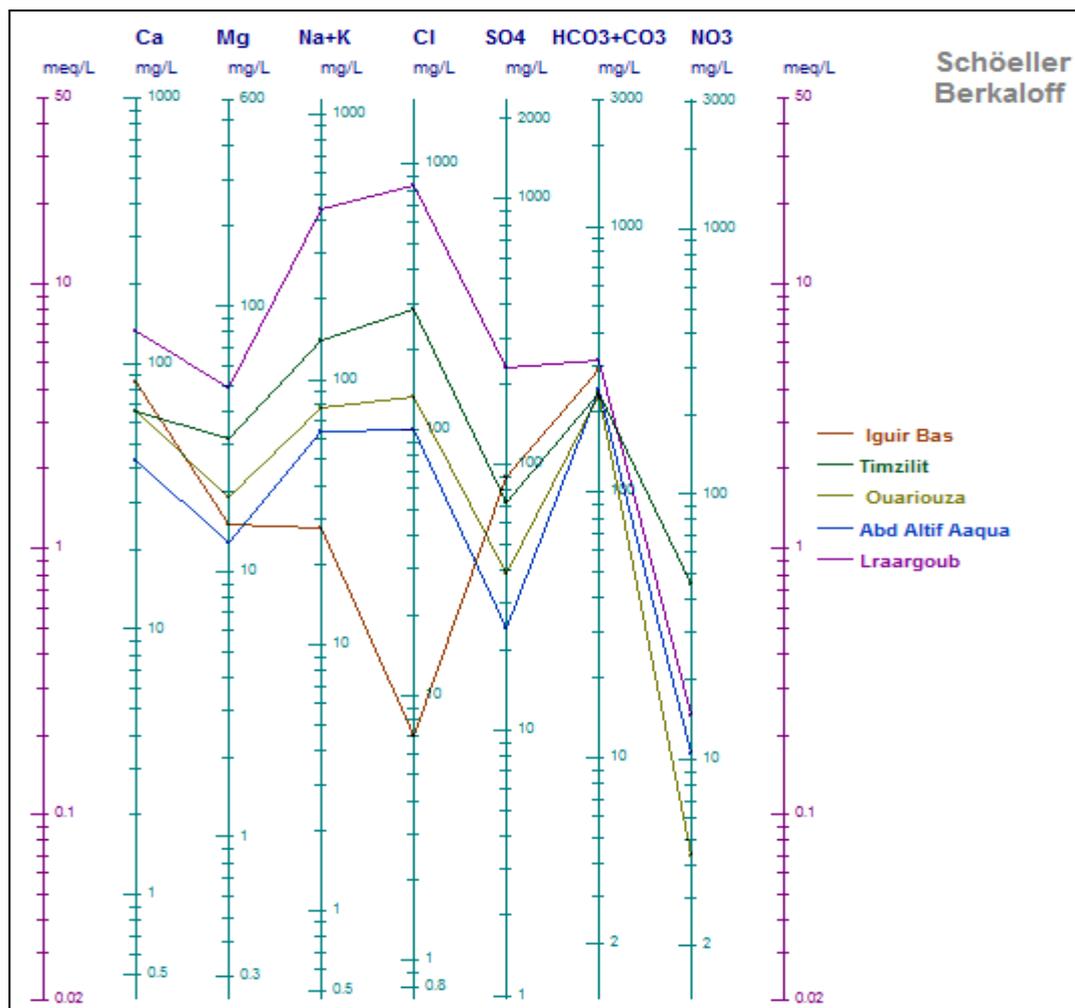


Figure 56 : Projection des résultats des analyses chimique des eaux souterraines de l'axe 2 sur le diagramme de SCHOELLER

➤ **Projection des résultats sur le diagramme de Piper**

Les résultats des analyses des eaux souterraines sont représentés également sur le diagramme de Piper (Fig. 58).

La projection des analyses des eaux sur le diagramme de Piper pour le premier axe révèle les même groupes déduits par le diagramme de SCHOELLER si ce n'est que le chemin évolutif des faciès chimique se fait en allant vers l'aval depuis les faciès bicarbonatés calciques et magnésiennes vers les faciès chlorurés et sulfatés calciques et magnésiennes. Au niveau de Tazert centre, ce chemin est inversé et les eaux deviennent plus diluées puis repassent une deuxième fois par les faciès chlorurés et sulfatés calciques.

La projection des analyses des eaux sur le diagramme de Piper pour le deuxième axe montre que le chemin évolutif des faciès chimique se fait depuis les faciès bicarbonatés calciques et

magnésiennes vers les faciès chlorurés sodiques et potassiques et sulfatés calciques et magnésienne. Au niveau de Timzilit, ce chemin est inversé pour les eaux passant vers le point Abdaltif Aaqua et il continue vers le faciès chlorurés sodique et potassique pour les eaux passant vers Laargoub.

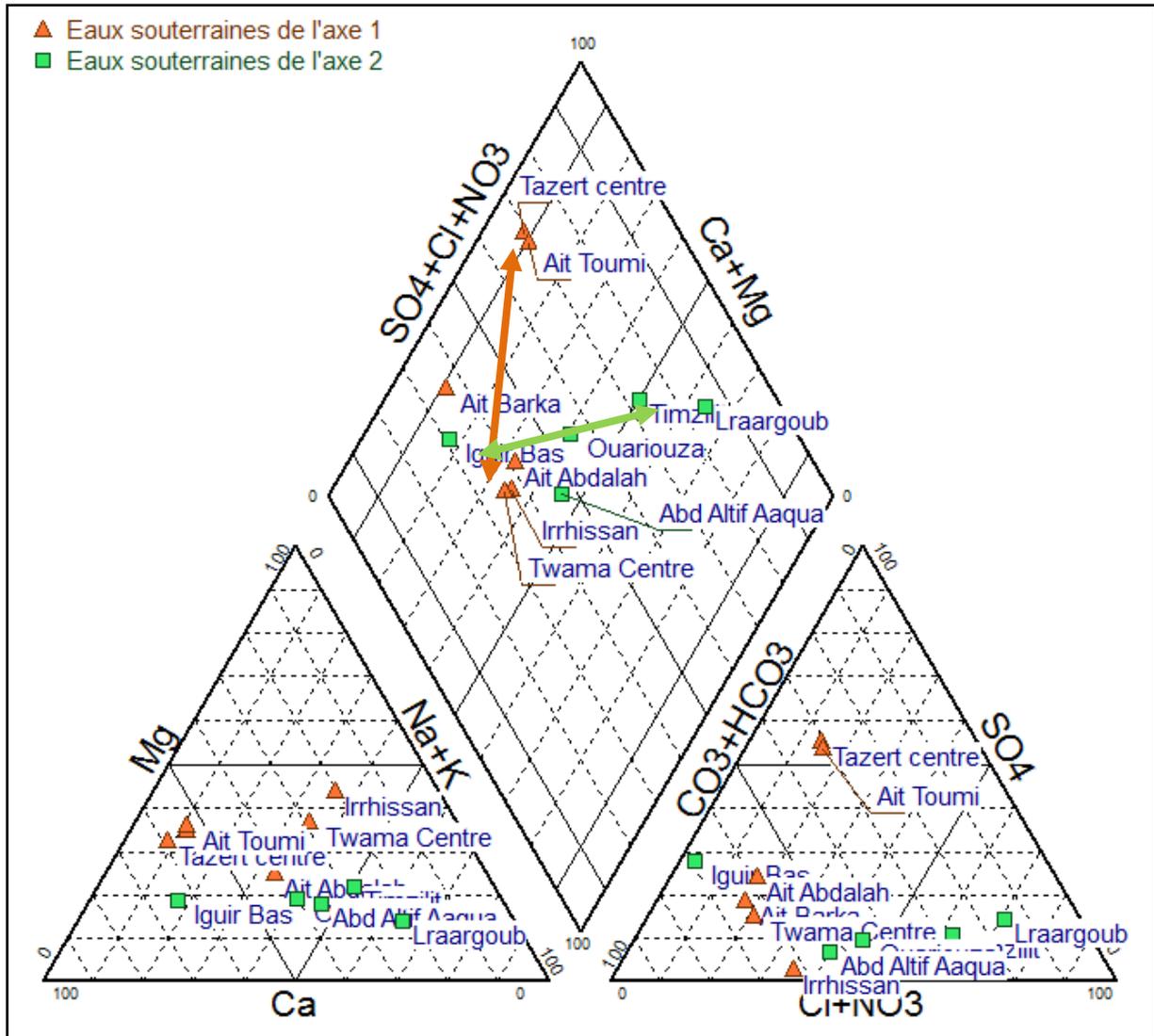


Figure 57 : Projection des analyses chimiques des eaux souterraines du bassin de Zat sur le diagramme de Piper

III.2.3- Origine de la minéralisation

Pour confirmer le passage de l'eau par des formations carbonatées, nous allons nous baser sur les rapports Ca^{2+}/Mg^{2+} (Tableau 6) ainsi que sur les indices de saturation (Fig. 59).

Tableau 6 : Les rapports $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ des eaux souterraines du bassin Zat

	Echantillon	Ca^{++}	Mg^{++}	$\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$
Axe 1	Ait Barka	3.12	1.98	1.58
	Irrhissan	1.66	3.45	0.48
	Ait Abdalah	4.5	2.62	1.72
	Tazert centre	9.72	5.25	1.85
	Twama Centre	2.2	2.69	0.82
	Ait Toumi	8.08	5.29	1.53
Axe 2	Iguir Bas	4.28	1.24	3.45
	Timzilit	3.2895	2.634	1.25
	Ouariouza	3.32	1.57	2.11
	Abd Altif	2.161	1.057	2.04
	Aaqua			
	Lraargoub	6.586	4.043	1.63

Pour les eaux qui présentent un rapport de $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ supérieur à 2, elles reflètent une origine du l'ion Ca^{2+} liée à la fois à la présence de la calcite (CaCO_3) et de gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$) alors que lorsque ce rapport varie entre 1 et 2, la présence du Ca^{2+} est liée la calcite, la dolomite ou au gypse.

Sur la base du rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$, le gypse, la calcite et la dolomite sont choisies pour le calcul de l'indice de saturation de ces eaux vis-à-vis de chaque minéral.

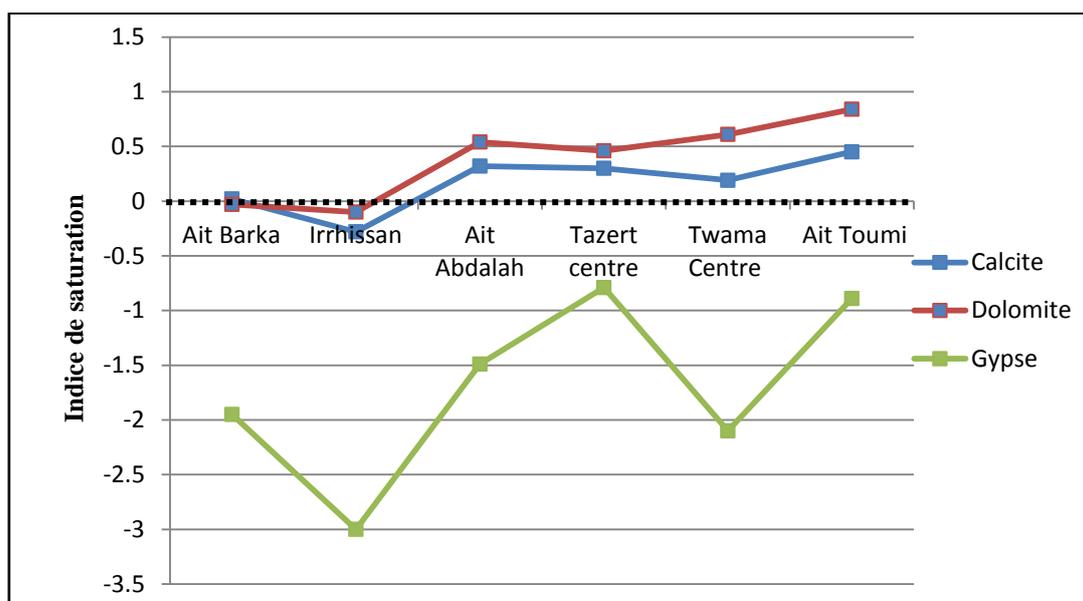


Figure 58 : Indices de saturation des eaux souterraines de l'axe 1 du bassin Zat

Les eaux souterraines du premier axe présentent toutes une sous-saturation vis-à-vis du gypse et une sursaturation vis-à-vis du calcite et de la dolomite.

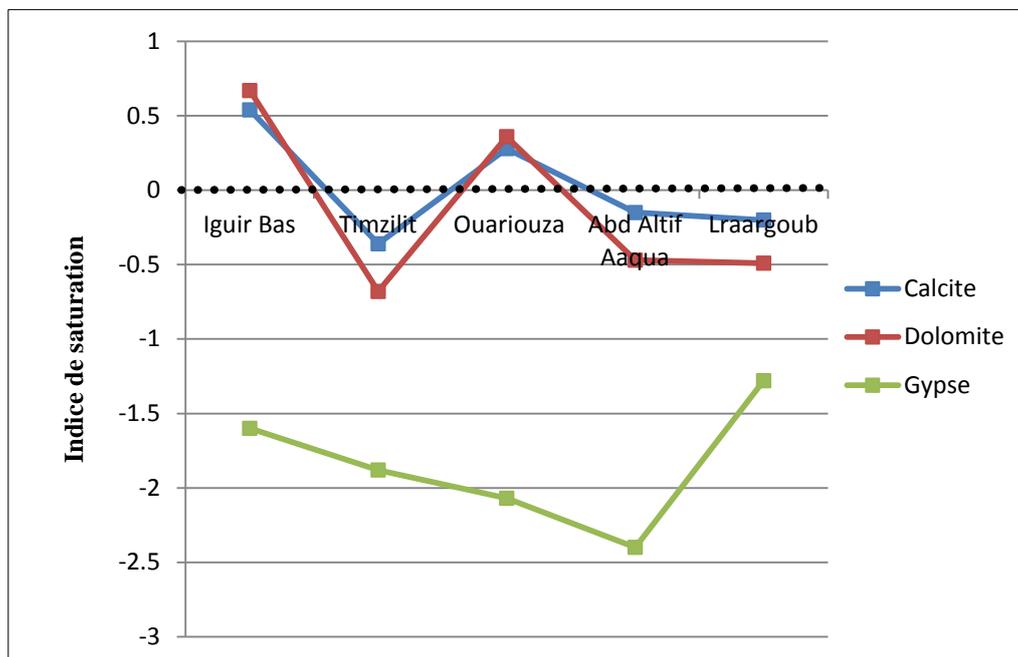


Figure 59 : Indices de saturation des eaux souterraines de l'axe 2 du bassin du Zat.

Les eaux souterraines du deuxième axe connaissent également une sous-saturation vis-à-vis du gypse, et une sur-saturation vis-à-vis du calcite et de la dolomite à l'exception des eaux des échantillons Timzilit, Abdaltif et Laargoub.

III.3- Composition isotopique des eaux souterraines du sous bassin de Zat

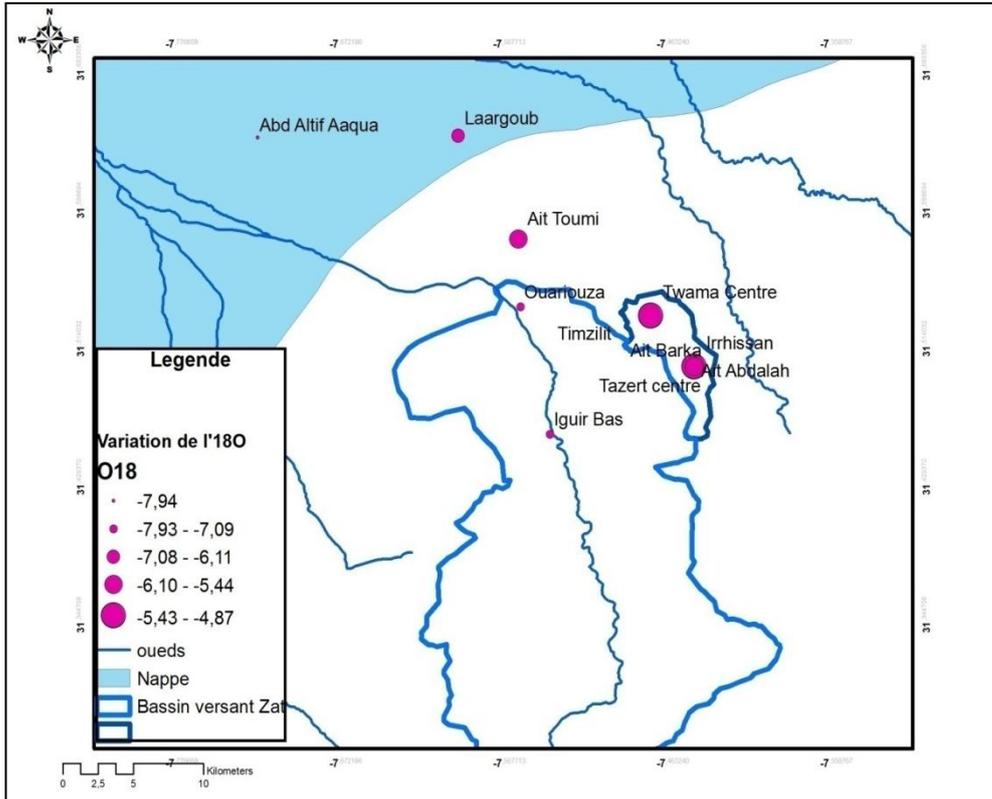


Figure 60 : Variations de l'oxygène -18 des eaux souterraines du bassin de Zat

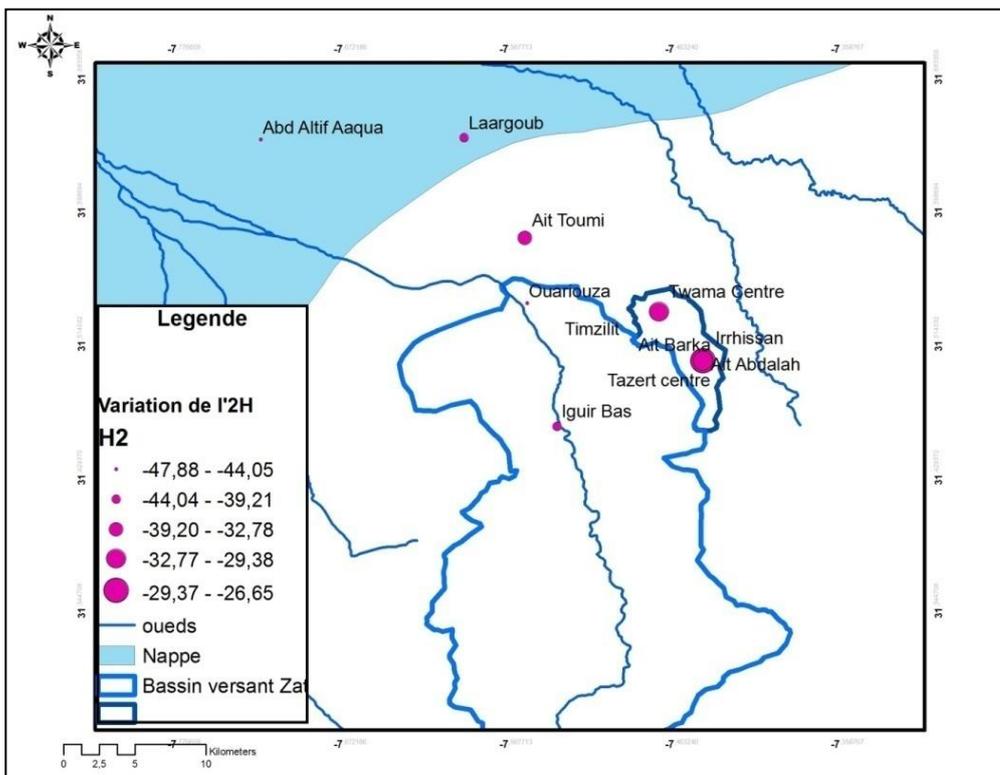


Figure 61 : Variations de deutérium des eaux souterraines du bassin de Zat

- **Composition isotopique des eaux souterraines**

La figure 63 représente la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines du bassin de Zat et leur situation par rapport à la ligne météorique mondiale et locale.

Les teneurs en isotopes stables des eaux souterraines varient généralement entre -7,25 et -4,87 ‰ vs SMOW pour ^{18}O et entre -44,05 et -23,46 ‰ vs SMOW pour ^2H .

Les points des eaux souterraines sont situés presque tous sur la droite météorique locale (DML) (Raibi et al, 2004), cela montre que ces eaux n'ont pas subis une forte reprise évaporatoire avant l'infiltration.

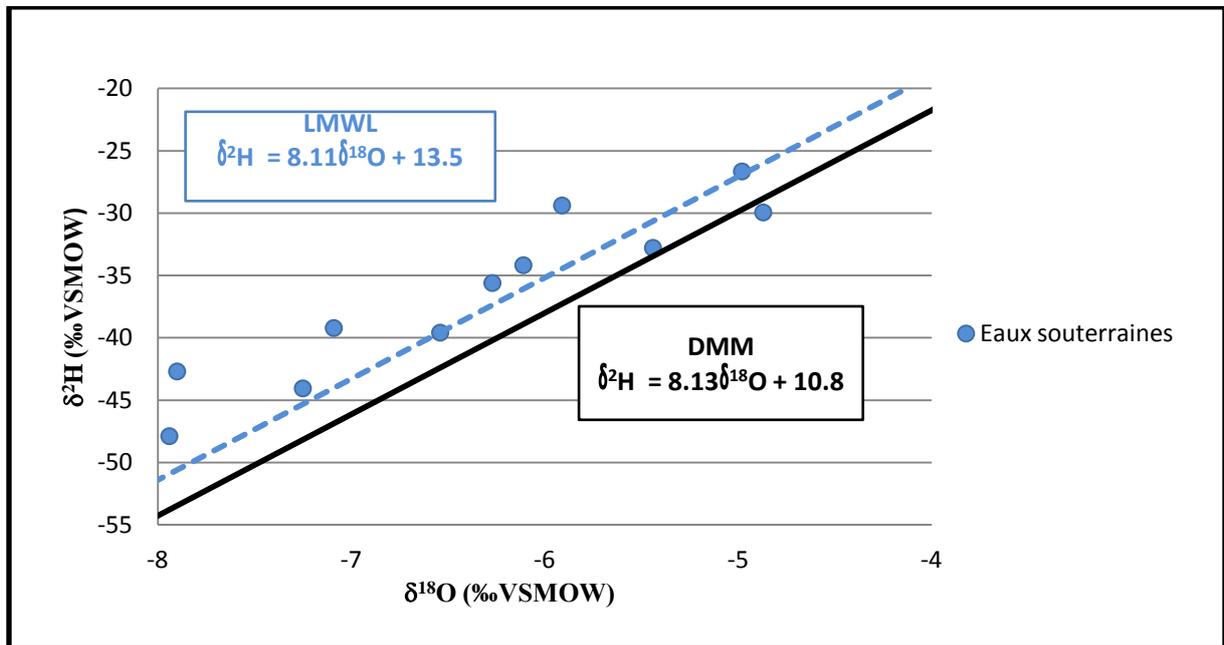


Figure 62 : Relation $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ des eaux souterraines

Les teneurs isotopiques en deutérium ont été reportés en fonction des altitudes des eaux souterraines (Fig. 64).

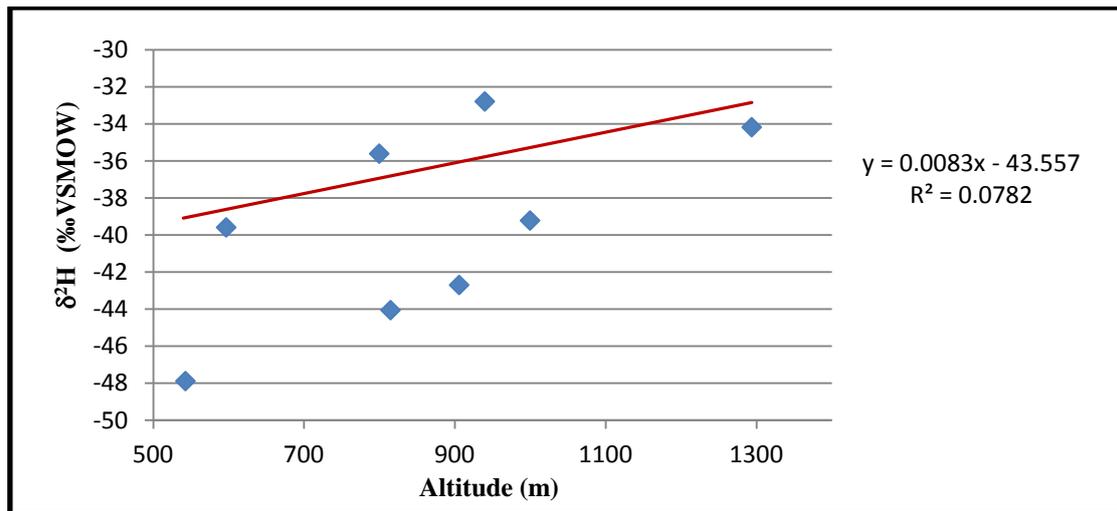


Figure 63 : Relation entre les altitudes des points d'eau souterraine et les teneurs en ^2H du bassin Zat

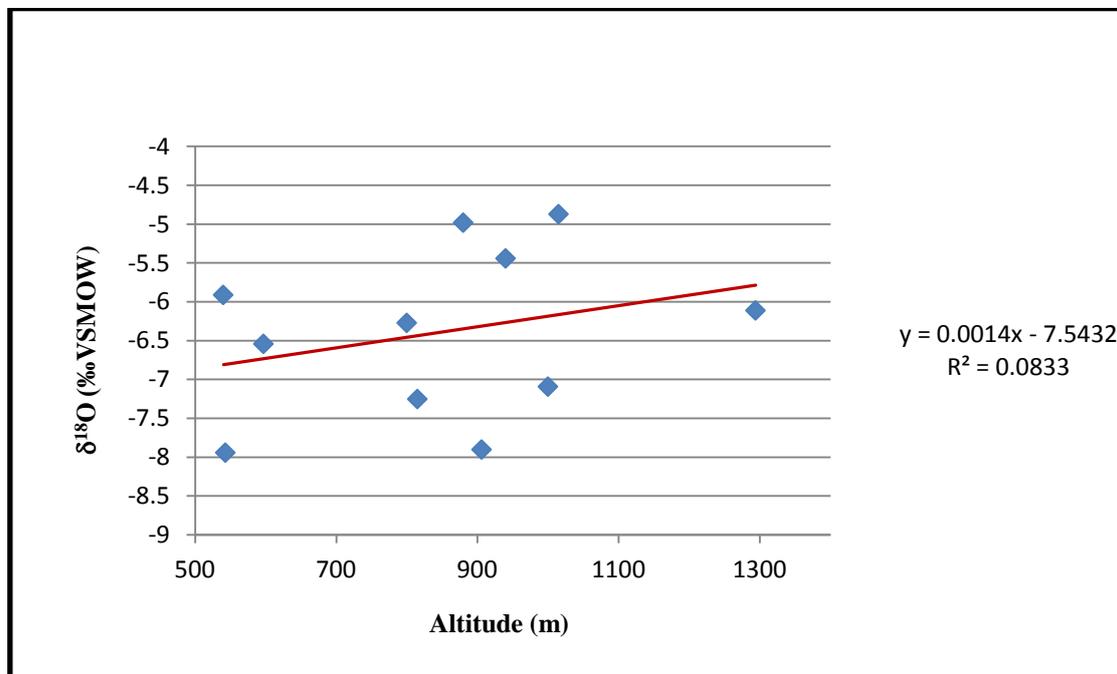


Figure 64 : Relation entre les altitudes des points d'eau souterraine et les teneurs en ^{18}O du bassin Zat

Sur ces deux figures 64 et 65, on remarque globalement une très faible corrélation entre les teneurs isotopiques et les altitudes ce qui peut être expliqué par un brassage de différentes eaux avant leur infiltration.

III. 4- Origine et altitude de recharge du sous bassin de Zat

III.4.1- Altitude de recharge

Sur le diagramme de la figure 66, le gradient altitudinal établi par Raibi et *al*, 2004) a été ajouté a fin de déterminer l'altitude de recharge des eaux.

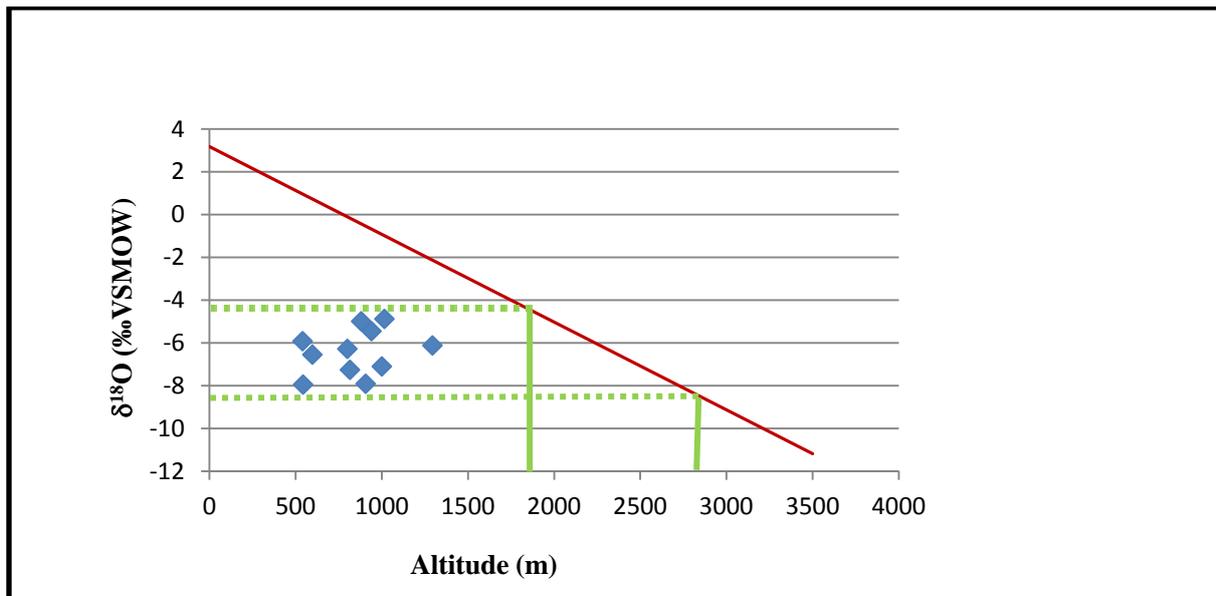


Figure 65 : Gradient altitudinal et composition isotopique en deutérium

La figure 66 montre que les eaux du sous bassin de Zat auraient une aire d'alimentation qui se situe entre 1850 et 2750 m.. En superposant ces altitudes sur la carte géologique du bassin, on constate que la recharge s'effectue au niveau des roches magmatiques du précambrien à travers les fissures.

III.4.2- Origine et taux de recharge

Les sources principales d'alimentation du sous bassin de Zat paraissent être l'infiltration des pluies et les eaux des oueds après leur homogénéisation.

La carte géologique du sous bassin de Zat est marquée comme celle de Rhèraya par la présence d'une série de failles généralement de direction ENE-WSW. Ces failles coïncident avec les aires de recharge précédemment déterminées par les isotopes stables.

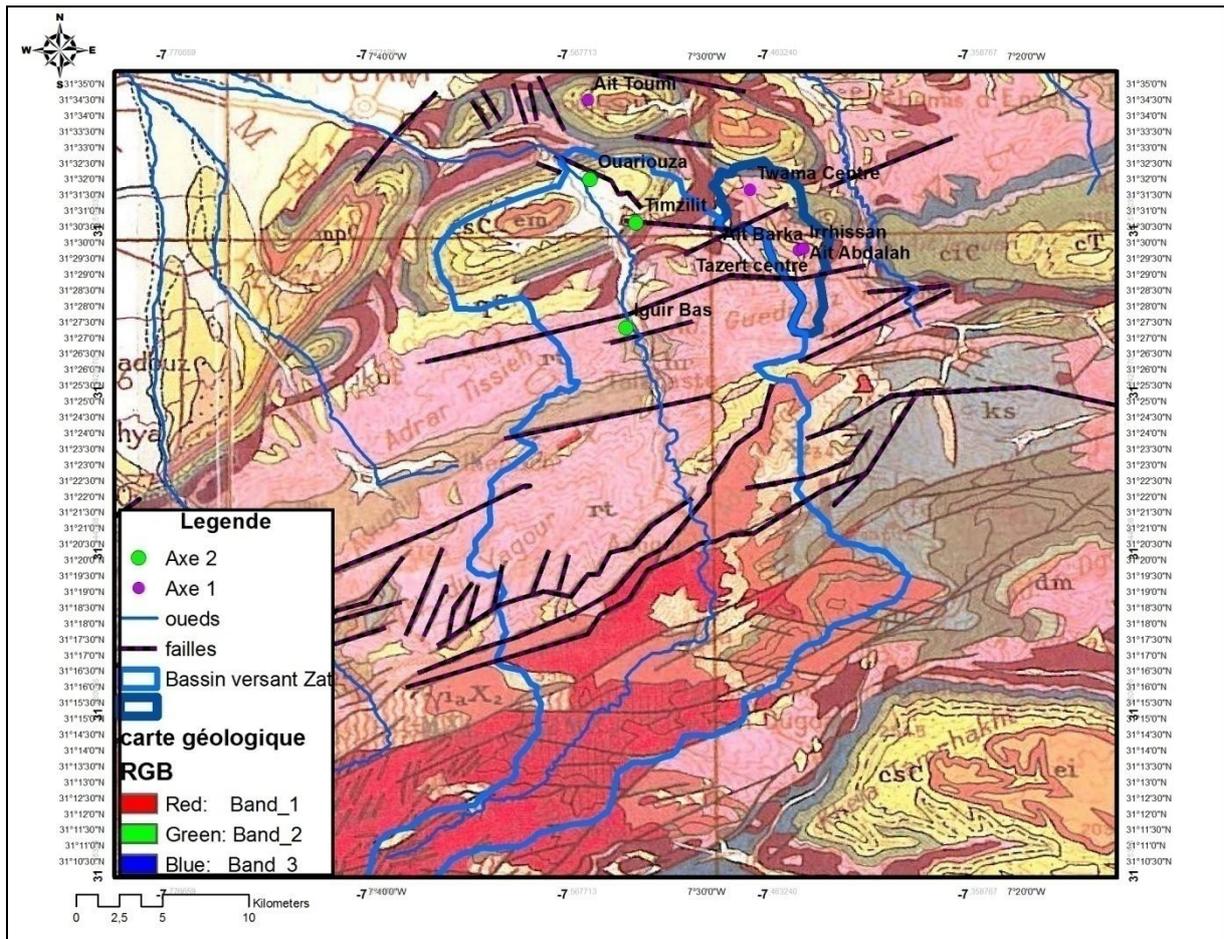


Figure 66 : Projection des points de prélèvement sur la carte géologique

Afin de calculer le taux de recharge dans ce bassin, nous l'avons subdivisé en cinq unités élémentaires de façon à ce que l'exutoire de chaque unité soit le plus proche du point de prélèvement, et que le chlorure à l'exutoire représente la somme des chlorures du sous bassin.

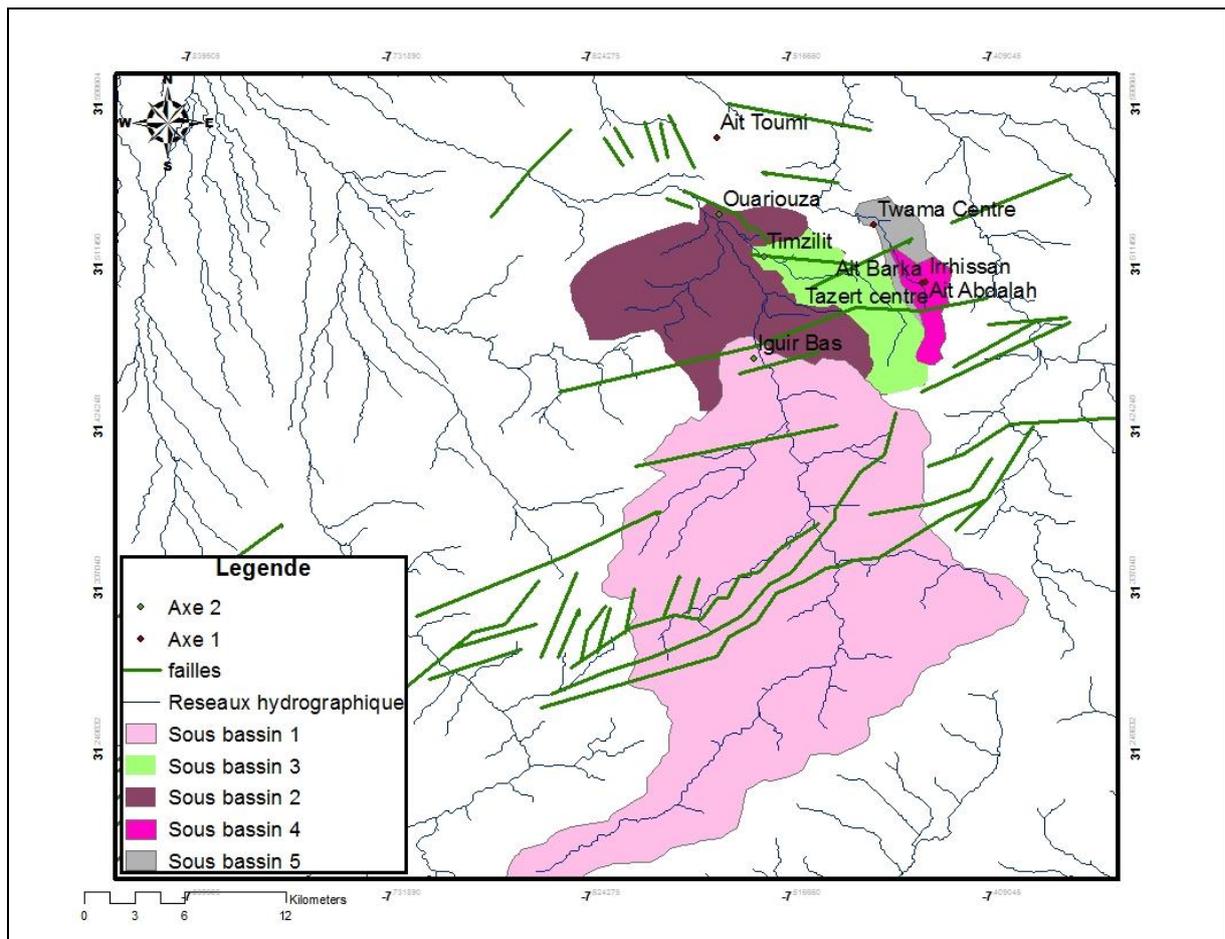


Figure 67 : Carte des sous bassins de Zat

Les pôles qui contribuent à la recharge sont choisis sur la base des données chimiques, et isotopiques. La détermination des pôles et les taux de recharge pour le premier axe nécessite la connaissance de la position exacte des points de prélèvement et d'autres données qui ne sont pas disponibles actuellement (Chlorure des précipitations, débit d'oued Rhdat en amont..). Nous avons donc choisi de nous limiter aux sous bassins 4 et 5. Pour le deuxième axe, l'aire de recharge est située à des altitudes comprises entre 1850 et 2750m ce qui signifie que la zone amont d'Iguir bas est la seule qui appartient à cette aire. Nous allons donc uniquement choisir les pôles de recharge qui contribuent en amont.

Par les isotopes stables, le logiciel Isosource montre qu'il n'y a pas une continuité des eaux souterraines provenant d'Iguir Bas et celles d'Ouariouza. L'étude de la carte géologique montre la présence d'une grande faille en aval d'Iguir Bas qui joue le rôle d'une barrière. Les principaux résultats du calcul de taux de recharge par le bilan des chlorures sont présentés dans le tableau 6 et sur la carte de la figure 69 :

Tableau 7 : Les principaux résultats du calcul de taux de recharge de bassin Zat

Sous bassin	CI des eaux souterraines (mg/l)	CI de précipitation (mg/l)	CI d'oued (mg/l)	Recharge (million m ³ /an)
Iguir Bas (1)	7.09	4.324	10.68	164
Tazer centre (4)	67.355	4.342	44.11	22
Twama centre(5)	60.282	4.342	40.19	47
Ouariouza	132.22	4.342	80.1	30

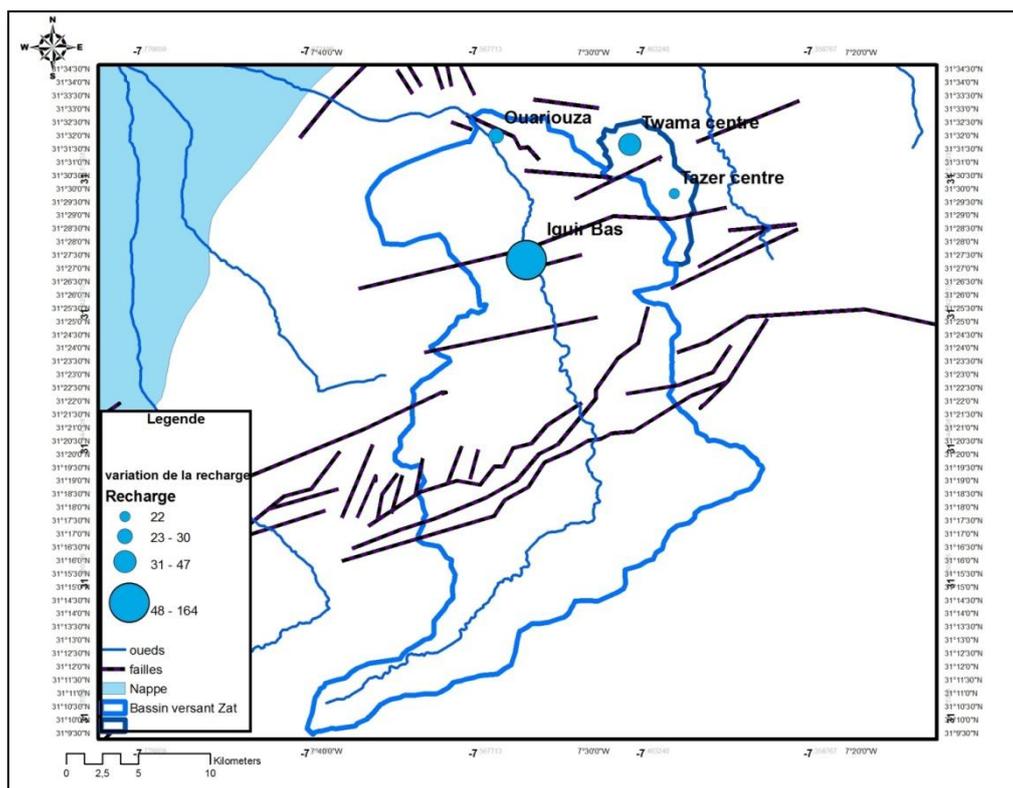


Figure 68 : Evolution de la recharge dans le bassin de Zat

Le taux d'alimentation de la nappe profonde de la plaine Haouz par le bassin versant de Zat en 2004 à Iguir Bas est estimé à environ 164 millions m³/an. Alors que seulement 30 millions m³ des eaux provenant de Zat alimentent la nappe superficielle du Haouz.

Les résultats obtenus par le modèle IsoSource sont représentés dans la carte de la (Fig.70)

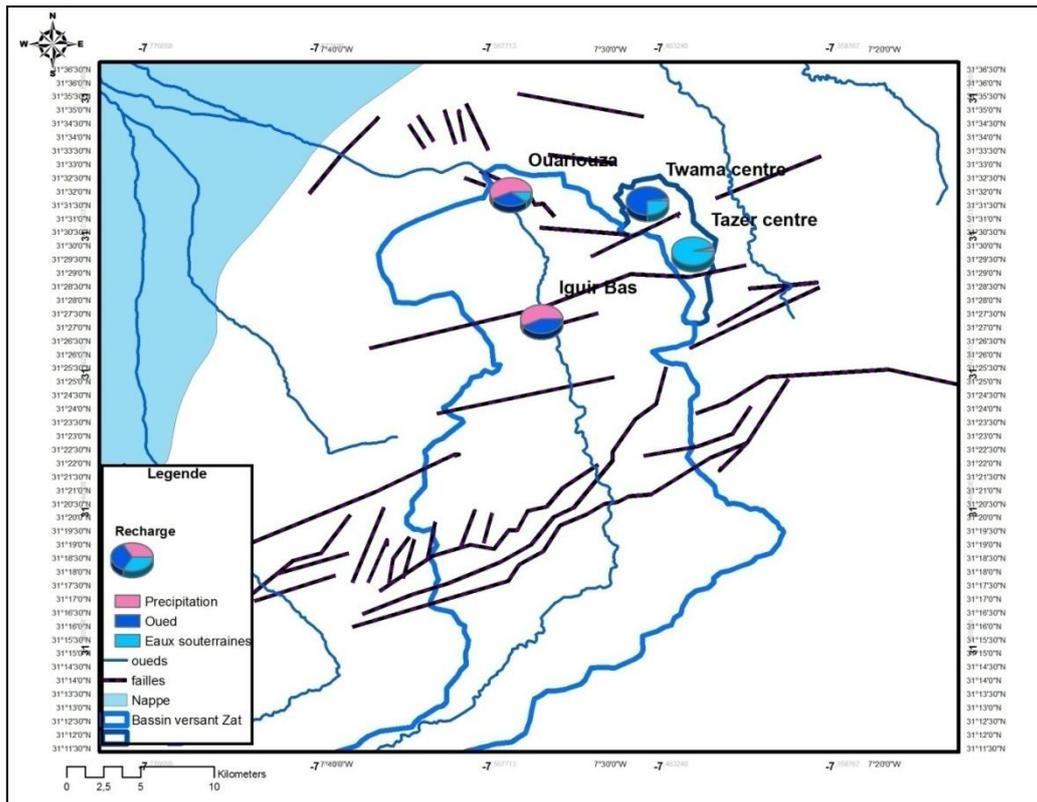


Figure 69 : Pourcentage de contribution des pôles de recharge à l'alimentation du bassin du Zat

L'énorme quantité de l'eau marquée au niveau d'Iguir Bas provient des eaux des précipitations et de l'oued Zat alors qu'Ouariouza, l'alimentation se fait aussi par les eaux souterraines provenant de Tazert centre.

III. 5- Datation des eaux du bassin de Tensift

La méthode dite "indirecte" de datation des eaux souterraines avec les isotopes ^{18}O et ^2H utilisée précédemment ne permet pas d'estimer l'âge de l'eau. Dans cet objectif, nous avons recours à une méthode "directe". La méthode la plus citée et recommandée dans la littérature consultée est la méthode de datation avec le tritium et le ^{14}C .

Datation des eaux du bassin versant de zat par le tritium

Dans le bassin du Zat, les teneurs en tritium varient de 0.18 à 6,83 UT avec une activité moyenne de l'ordre de 3,96UT.

Pour les huit échantillons dont les résultats des teneurs en tritium étaient disponibles, un seul échantillon qui présente une activité inférieure à 0,8UT. Quatre échantillons reflètent une activité entre 0,8 et 5 UT, et trois échantillons indiquent une activité entre 5-15UT.

En allant de l'amont vers l'aval pour le premier axe de l'échantillonnage, la teneur en tritium diminue de 6,83 à 2,03 suite à une décroissance radioactive à l'exception des eaux du puits d'Ait Abdalah qui sont situées en amont et présentent une activité de l'ordre de 0,18UT.

Le teneur en tritium pour les échantillons des sources Ait Barka, Irrhissan et Tazert centre indique que ces eaux sont récemment infiltrées, alors que pour les deux échantillons de source Twama centre et Ait Toumi, le teneur en tritium est entre 0,8 et 4 indiquant ainsi que ces eaux proviennent d'un mélange entre des eaux récentes et des eaux anciennes.

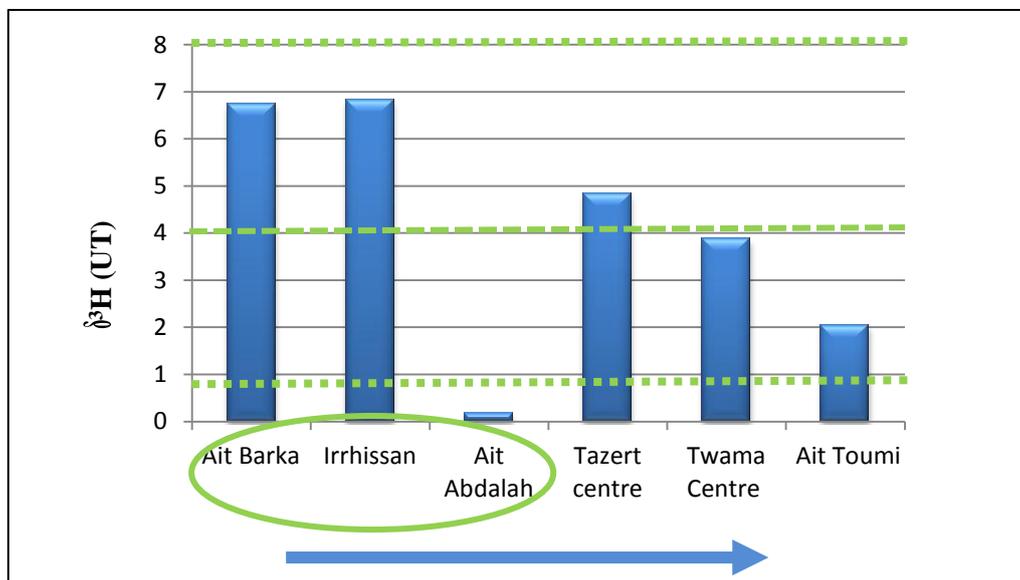


Figure 70: Evolution des teneurs en tritium des eaux souterraines pour le premier axe du bassin Zat

Pour le deuxième axe, le teneur en tritium augmente en allant de l'amont vers l'aval, il varie entre 0,8 et 4 en amont ce qui signifie que ces eaux résultent d'un mélange entre des eaux "anté-nucléaire" et des eaux actuelles. Il est entre 4 et 8 en aval ce qui reflète que ces eaux se sont infiltrées récemment. La superposition du point de prélèvement Ouariouza sur la carte structurale coïncide avec une grande faille qui permet d'infiltrer une grande quantité d'eau récente.

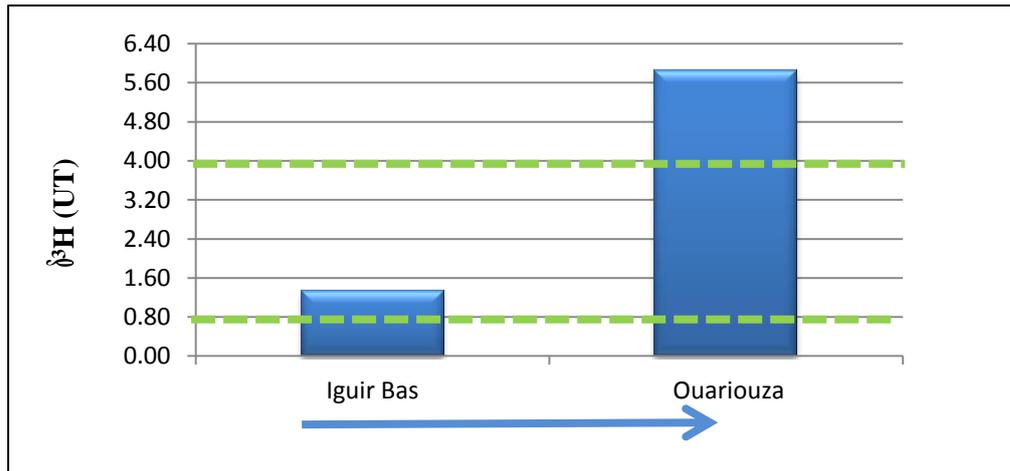


Figure 71 : Evolution des teneurs en tritium des eaux souterraines pour le deuxième axe du bassin Zat

✚ Datation des eaux du bassin versant de zat par le carbone 14

Quatre échantillons ont fait l'objet de la datation par le carbone 14 : Twama, Ait Toumi, Tazert centre et Irhissan.

Les activités du ^{14}C ainsi que les teneurs en ^{13}C obtenus pour ces échantillons montrent des âges récents où la décroissance radioactive est absente (tellement faible) (Fig.74).

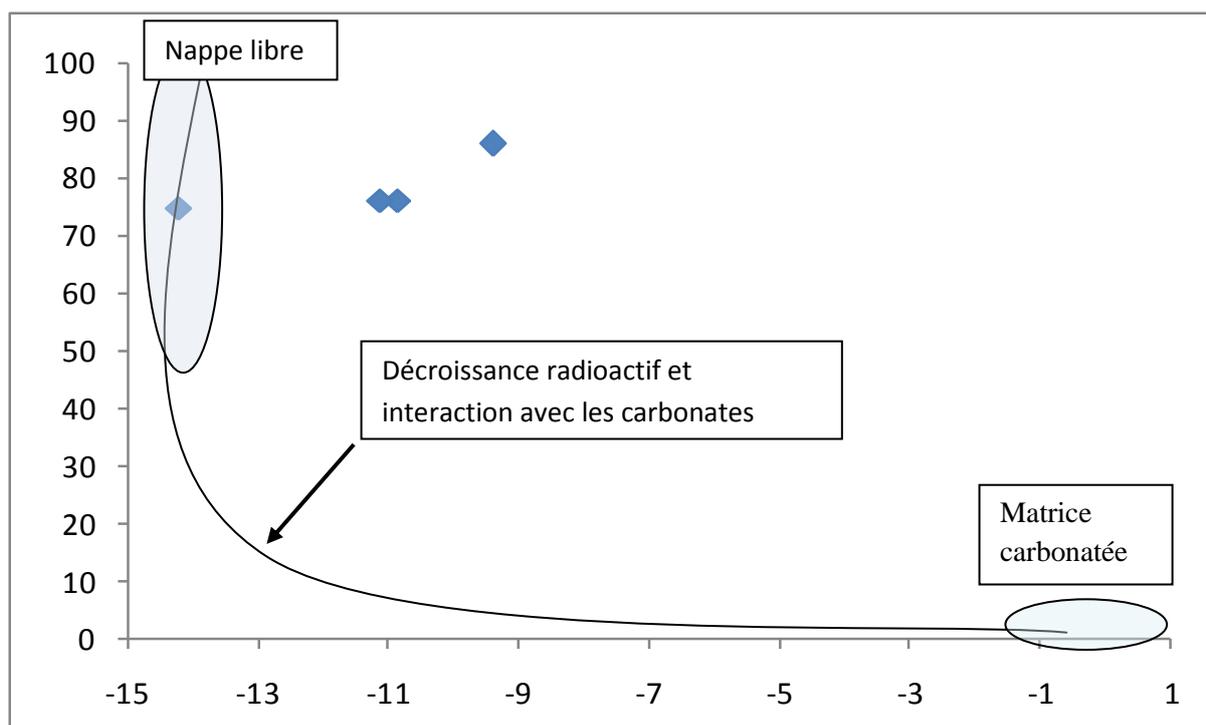


Figure 72: Relation entre les teneurs en ^{13}C et les activités ^{14}C des eaux du bassin de Zat

Pour le calcul des âges, on a utilisé les modèles de Tamers, Pearson, Fontes et Garnier, Evans, Eichinger et Clef.

Les résultats obtenus montrent que Le modèle de Tamers donne des résultats négatifs puisque c'est un modèle simple qui ne prend en considération que la dissolution des carbonates dans l'activité ^{14}C .

Le model d'Evans donne les âges les plus faibles, celui de Pearson, Fonte et Garnier, AIEA, Clef donne des âges proche (Tableau 8 et 9).

Tableau 8: les activités mesurées du carbone 13 et 14

Code échantillons	$A^{14}\text{C}$ (pcm) mesurée	Erreur (pcm)	$d^{13}\text{C}$ (‰ PDB) mesurée	^{13}C gaz aqu.	T (°C)	TAC mesuré (meq.l-1)	pH
Tazert centre irrhissan	75,9	0,3	-10,85	-17,63	24	5,52	7,15
twama centre	85,75	0,3	-9,39	-16,36	23,2	5,06	7,2
Ait toumi	74,8	0,3	-14,21	-21,59	25,4	5	7,57
	75,86	0,3	-11,12	-18,77	20	5,08	7,4

Tableau 9: Résultat obtenus par les modèles du calcul de l'âge

Tamers	Pearson	Mook	F. & G.	F. & G. eq	AIEA	Evans	Eichinger	CLEF
-2380.62	1446.76	----	6091.60	9629.52	10622.92	1379.01	-2168.89	10802.28
-3476.62	-756.62	----	3074.30	7542.22	8602.95	-926.80	-3922.50	8567.37
-2875.59	3797.63	----	9792.75	12385.83	12664.54	3904.29	-1271.00	13843.93
-2754.89	1654.31	----	7373.84	11182.13	11802.31	1615.92	-2454.28	12272.66

Au stade actuel, les mesures disponibles montrent des âges modernes des eaux avec une recharge active cependant il est difficile d'aller plus loin dans l'interprétation du fonctionnement entre le haut atlas et la plaine en se basant sur les activités en ^{14}C .

Pour une meilleure compréhension de celui-ci, il est important d'étendre l'échantillonnage plus en aval en prenant compte les différents compartiments hydrogéologiques du bassin.

Conclusion

La géochimie des eaux du bassin de Zat a mis en évidence l'abondance du $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ et du calcium en amont pour les deux axes. En allant vers l'aval pour le premier axe on constate un enrichissement en SO_4^- et Ca^{2+} qui est du de passage de ces eaux par des formations évaporitiques à l'exception de l'échantillon de Twama centre qui reflète des eaux enrichies en Na^+ et K^+ et appauvries en SO_4 et Mg^{2+} due à un échange cationique au niveau des formations argileuses. Pour le deuxième axe, les eaux deviennent plus riches en Na^+ , K^+ et Cl^- vers l'aval. Les analyses isotopiques des eaux souterraines ont montrés que la recharge provient de l'infiltration rapide de la pluie sur des formations fissurées du Haut Atlas à des altitudes comprises entre 1850 et 2750m.

Par les isotopes stables, le logiciel Isosource montre qu'il n'y a pas une continuité des eaux souterraines provenant d'Iguir Bas et celles d'Ouariouza et il indique que la continuité se fait entre les eaux provenant Iguir Bas et celles de la plaine au point Laargoub et Abdaltif Aaqua. Le taux qui reflète le volume alimentant la nappe est donc celui d'Iguir Bas. L'étude de la carte géologique montre la présence d'une grande faille en aval d'Iguir Bas.

Le calcul du taux de recharge par le bilan du chlorure a donnée un taux de 164 millions m^3/an au niveau d'Iguir Bas.

Le teneur en tritium des eaux de deuxième axe varie entre 0,8 et 4 en amont qui indique un mélange entre des eaux "anté-nucléaire" et des eaux actuelles et il est entre 5 à 15 en aval ce qui reflète que ces eaux se sont récemment infiltrées.

CONCLUSION GÉNÉRALE

La plaine du Haouz constitue un collecteur des affluents qui descendent du versant Nord de l'Atlas. Parmi ces affluents celui du Rhéraya et Zat.

Au cours de la circulation vers la plaine, les eaux souterraines traversent des formations hétérogènes reflétant la minéralisation spéciale du Haut Atlas.

Afin de déterminer les aires de recharge de la nappe, nous avons eu recours aux techniques isotopique, à l'analyse de la teneur en isotopes stables notamment l'oxygène 18 et le deutérium. Cela nous a permis de montrer que la recharge provient de l'infiltration rapide de la pluie sur des formations fissurées du Haut Atlas à des altitudes comprises entre 2000 et 2800 m pour le bassin versant de la Rhéraya et entre 1850 et 2750 m. pour le bassin de Zat.

Dans un deuxième temps, afin d'estimer le taux de recharge de la plaine par les deux bassins, nous avons utilisé la méthode du bilan des chlorures qui nous a permis d'estimer l'alimentation de la nappe plio-quadernaire de la plaine haouz par le bassin versant de Rhéraya en 2004 est d'environ 37 millions m³/an alors qu'elle est de l'ordre 164 millions m³/an pour le bassin versant de Zat.

Les teneurs en tritium des eaux du bassin du Zat permettent la distinction entre des eaux récentes témoignant d'une recharge actuelle, d'autres d'âge plus ancien retenues dans des formations détritiques secondaires et enfin des eaux qui présentent un mélange des eaux anciennes et des eaux récentes. Les activités du ¹⁴C ainsi que les teneurs en ¹³C obtenus montrent des âges récents des eaux du bassin Tensift.

Références bibliographiques

A.I.E.A., (2000) - Environmental isotopes in the hydrological, Principles and applications, Technical documents in Hydrology, Ser. N°39, Vol. I, I.A.E.A., UNESCO, Paris.

ABOURIDA A., (2007) – Approche hydrogéologique de la nappe du Haouz (Maroc) par télédétection, isotopie SIG et modélisation, Thèse, Université Cadi Ayyad, 77p..

ALLISON G.B. and BARNES C.J., (1988) -Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen, *Journal of Hydrology* (1988), Vol. 100, 143-176 pp..

ALLISON G.B. and HUGHES M.W., (1978) - The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer, *Australian Journal of Soil Research* (1978), Vol.16(2), 181 – 195 pp..

ALLISON G.B. and HUGHES M.W., (1983) - The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-aride region, *Journal of Hydrology* (1990), Vol. 60, 175-173 pp..

ALLISON G.B., COOK P.G., BARNETT S.R., WALKER G.R., JOLLY I.D. and HUGHES M.W., (1990) - Land clearance and river salinisation in the western Murray Basin, Australia, *Journal of Hydrology* (1990), Vol. 119, 1-20 pp..

AMMARY. B, (2007) - Etude géochimique et isotopique des principaux aquifères du bassin Crétacé d'Errachidia et de la plaine de Tafilalet, Thèse, Université Mohammed V – Agdal, 20p..

BRUNET F., (2004) – Variation de la signature isotopique $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissous dans les rivières et les fleuves, Thèse de Doctorat, Université TOULOUSE- PAUL SABATIER UFR SVT. 9p..

CHAPONNIERE A., (2005) - Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride, Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain). Thèse de Doctorat, Institut National Agronomique, Paris-Grignon, France, 233 p..

CHEGGOUR A. (2008) - Mesures de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales dans un bassin versant montagneux semi-aride et spatialisation par des S.I.G. : Application au bassin versant de la Rhéraya, Haut Atlas, Maroc, Thèse de Doctorat, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 38 p..

COOK P.G., STAUFFACHER M. , THERRIEN R., HALIHAN T., RICHARDSON P., WILLIAMS R.M. and BRADFORD A., (2001) – Groundwater recharge and discharge in a saline urban catchment, CSIRO Land and Water, Technical Report 39/01, 24p..

EL FAHID S., (1999) – Etude géochimique et isotopique des transferts d'eau et de solutés dans la zone non saturée de la nappe des sables quaternaires de Louga (Nord Sénégal) Recharge et Paleorecharge, Thèse de Doctorat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 136p..

FAVREAU G., (2000) – Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en Hausse au Sahel: dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger), Thèse, l'Institut de Recherche pour le Développement de Montpellier et à l'université de Pans XI – Orsay, 27p..

FONTES J. CH. (1976) - Isotopes du milieu et cycle des eaux naturelles : quelques aspects, Thèse de Doctorat, Université de Paris VI, 208p..

FONTES J. C and GARNIER J.M., (1979) – Determination of the initial ¹⁴C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach, Water Research, Vol.15, no.2 April 1979.

HANICH L., V. SIMONEAUX V., BOULET G. ET CHEHBOUNI AG., (2008) - Hydrologie des bassins versants du Haut Atlas marocain,

HAOUCHINE A., BOUDOUKHA A., HAOUCHINE F.Z. et NEDJAÏ R., (2010) – Cartographie de la recharge potentielle des aquifères en zone aride : cas de la plaine d'El Ouataya (Algerie), EUROJOURNALS 45/4, 1-13 pp..

KAZEMI G.A., LEHR J.H. and PERROCHET P., (2006) – Groundwater age, John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, 146p..

MAHE G., LEDUC C., AMANI A., GIRARD.C, SERYAT E. et DEZETTER A., (2003) - Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impacts sur les ressources en eau, IAHS Publication no. 278, 215- 220 pp..

MATTHIEN J., (2004)- Etude hydrologique comparative de 5 bassins versants du Haut Atlas marocain, MASTER, Université de franche-comté, 19 p..

MOHAMED A.S., (2012)- Approches hydrodynamique et géochimique de la recharge de la nappe du Trarza, sud-ouest de la Mauritanie, Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, 13p..

REMI V., (2006) - Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné : Apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-Est de la France), Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 103p..

RAGUNNEAU J., (2007) - MODELISATION DES RELATIONS PLUIE DEBIT PAR LE MODELE GR4J CAS DU BASSIN VERSANT DU ZAT, Master, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 41 p..

ROZANSKI K., ARGUAS-ARGUAS L. and GONFIANTINI R., (1993) - Isotopic patterns in modern global precipitation, Geophys. Monogr, Seri. AGU, Climate Change in Continental Isotopic record.

SINAN M., MASLOUHI R. et RAZACK M., (2003) - Utilisation des SIG pour la caractérisation de la vulnérabilité et de la sensibilité à la pollution des nappes d'eau souterraine : Application à la nappe du Haouz de Marrakech, Maroc, 2nd FIG Regional Conference Marrakech , Morocco, December 2-5.

STUMM W. and MORGAN J.J., (1981) – Aquatic chemistry: An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters, 2^{ed}, 506 p..

TAN Z.X. and Lal R., (2005) - Carbon Sequestration potential with changes in land use and management in Ohio. Agri. Ecosyst. & Env. Ser.111, 140-152 pp..

VOGEL J.C., (1993) - Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis, J.R. Ehleringer, Academic Press, San Diego, 29-38 pp..

YAMANAKA T. and WAKUI H., (2008) - Mixing analysis of groundwater recharge sources for better watershed management, Proceedings of International Workshop on Integrated Watershed Management for Sustainable Water Use in a Humid Tropical Region, Bull. TERC, Univ. Tsukuba, No.8 Supplement, no. 2, 75 – 78 pp..

YARO Y., (2004) - Cartographie de l'occupation du sol pour l'étude de l'érosion dans le bassin versant de la Rhéraya, DESA, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 53 p..

