

Table des matières

Remerciements	i
Table des matières	iii
Liste des figures.....	viii
Liste des tableaux.....	x
Liste des abréviations.....	xi
Introduction	1
Chapitre 1 : Contexte de l'étude	4
1.1. Problématique	4
1.2. Objectifs.....	4
1.2.1. Objectif principal	4
1.2.2. Objectifs spécifiques	5
1.3. Etudes antérieures	5
1.3.1. Etude hydrogéologique	5
1.3.2. Utilisation de la technique isotopique.....	6
1.4. Méthodologie.....	7
1.4.1. Avant la campagne d'échantillonnage	7
1.4.2. La campagne d'échantillonnage	7
1.4.3. Après la campagne d'échantillonnage.....	8
1.4.4. Méthode d'utilisation de MODPATH	8
Chapitre 2 : Contexte général du Sud de Madagascar	12
1.1. La population	12
2.2. Topographie.....	12
2.3. Climat.....	13
2.3.1. Précipitation.....	13
2.3.2. Température	14
2.3.3. Evapotranspiration	15
2.3.4. Humidité de l'air	16
2.4. Végétation.....	16
2.5. Sols.....	18
2.6. Géomorphologie	19
2.6.1. La pénéplaine intérieure	19

2.6.2.	Le plateau Mahafaly	19
2.7.	Géologie	20
2.8.	Tectonique	23
2.9.	Hydrologie.....	24
2.9.1.	Le fleuve Onilahy	24
2.9.2.	Lac Tsimanampetsotsa	25
2.10.	Hydrogéologie	25
2.10.1	Les nappes en général	25
2.10.2.	Piézométrie de la nappe générale	26
2.11.	Minéralogie	28
Chapitre 3 : Evaluations géochimique et isotopique des eaux dans le bassin de Betioky		29
2.1.	Localisation géographique de la zone	29
3.2.	Echantillonnage et analyses des échantillons	29
3.2.1.	Campagne d'échantillonnage	29
3.2.2.	Travaux sur terrain	30
3.2.2.1.	Mesure in situ.....	30
3.2.2.2.	Procédure de mesure d'alcalinité.....	30
3.2.3.	Travaux aux laboratoires	31
3.2.3.1.	Analyses des ions majeurs.....	31
3.2.3.2.	Analyses des isotopes stables.....	31
3.2.3.3.	Détermination de la teneur en tritium dans l'eau par méthode d'enrichissement électrolytique	31
3.3.	Résultats	32
3.3.1.	Hydrochimie.....	32
3.3.1.1.	Mesures des paramètres physico-chimiques	32
3.3.1.2.	Ions majeurs	34
3.3.2.	Isotopes de l'environnement	35
3.3.2.1.	Composition en isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$	35
3.3.2.2.	Teneur en tritium (^3H)	36
3.4.	Mécanisme de recharge et évolution géochimique des eaux souterraines	37
3.4.1.	Faciès chimiques des eaux	37
3.4.2.	Minéralisation des eaux	39
3.4.3.	Mécanisme de l'évolution géochimique des eaux.....	41

3.4.3.1.	Altération des roches silicatées	42
3.4.3.2.	Dissolution des solutions carbonatées	43
3.4.3.3.	Echange des cations	46
3.4.3.4.	Processus d'évaporation	46
3.4.3.5.	Oxydation / réduction	47
3.5.	Mécanisme de la recharge des eaux	48
3.5.1.	Origine de la recharge des eaux souterraines	48
3.5.2.	Mélange des eaux	50
3.5.3.	Localisation de la zone d'alimentation	50
3.6.	Détermination du temps de résidence des eaux souterraines	52
3.6.1.	Les traceurs environnementaux.....	52
3.6.2.	Approche du modèle de boîte noire « box model »	55
3.6.3.	Modèles mathématiques de la boîte noire	56
3.6.3.1.	Modèle Piston ou « Piston Flow Model (PFM) »	56
3.6.3.2.	Modèle exponentiel ou « Exponential Model (EM) »	57
3.6.3.3.	Modèle de dispersion ou « Dispersion Model (DM) »	58
3.6.4.	Temps de séjour par méthode de tritium	59
3.6.5.	Estimation de la recharge de la nappe	62
3.7.	Détermination des paramètres hydrogéologiques à l'aide du traceur	64
3.8.	Modélisation géochimique des eaux.....	65
3.8.1.	Concept de la modélisation géochimique	65
3.8.2.	Les principaux types de la modélisation géochimique	66
3.8.2.1.	La spéciation.....	66
3.8.2.2.	La modélisation inverse.....	66
3.8.2.3.	La modélisation géochimique directe.....	66
3.8.2.4.	La modélisation du transport réactif	67
3.8.3.	Le code PHREEQC.....	67
3.8.4.	Modèle d'écoulement des eaux souterraines	69
3.8.5.	Indices de saturation.....	69
3.8.6.	Simulation du bilan de masse.....	71
Chapitre 4 : Développement du modèle d'écoulement des eaux souterraines dans le bassin sédimentaire de Betioky		76
3.1.	Modèle mathématique	76

4.1.1.	Approche dimensionnelle	76
4.1.2.	Equation de base de l'écoulement des eaux souterraines	77
4.1.3.	Conditions limites.....	78
4.2.	Modèle conceptuel	79
4.2.1.	Les unités hydrostratigraphiques	79
4.2.1.1.	Les eaux de surface	80
4.2.1.2.	Les zones de recharge	80
4.2.2.	Les exploitations des eaux souterraines.....	82
4.2.3.	Les limites de la zone	82
4.2.4.	Le type du modèle.....	82
4.2.5.	Sélection de code	82
4.2.6.	Code du modèle	83
4.2.7.	Processeur utilisé	84
4.3.	Modèle numérique de la zone	84
4.3.1.	Domaine du modèle et discrétisation	84
4.3.1.1.	Extension horizontale	84
4.3.1.2.	Extension verticale	85
4.3.2.	Maillage.....	85
4.3.3.	Conditions limites.....	86
4.3.3.1.	Limites latérales du modèle	87
4.3.3.2.	Limites verticales.....	88
4.4.	Traitement des données	88
4.4.1.	Elévations de la couche du modèle	89
4.4.2.	Charges hydrauliques initiales.....	89
4.4.3.	Conductivité hydraulique	90
4.4.4.	Recharge	91
4.4.5.	Puits d'observation	91
4.4.6.	Evapotranspiration.....	92
4.5.	Calibration et analyse de sensibilité.....	93
4.5.1.	Calibration du modèle.....	93
4.5.1.1.	Objectif de la calibration et incertitudes	93
4.5.1.2.	Calibration manuelle	95

4.5.1.3.	Evaluation de la calibration manuelle	96
4.5.1.4.	Calibration automatique	97
4.5.1.5.	Evaluation de la calibration automatique.....	99
4.5.2.	Résultats de la calibration	100
4.5.2.1.	Charge hydraulique	100
4.5.2.2.	Conductivité hydraulique	101
4.5.2.3.	Bilan hydrique	102
4.5.3.	Analyse de sensibilité	104
4.5.4.	Incertitudes sur la calibration et limitations du modèle.....	105
4.5.5.	Validation du modèle	105
Chapitre 5 : Modélisation du transport advectif de soluté dans le bassin sédimentaire de Betioky.....		106
4.1.	Transport advectif et dispersif	106
5.2.	Description du MODPATH.....	106
5.3.	Facteurs gouvernant le transport de contaminant	107
5.3.1.	Implication de la géologie pour le transport	107
5.3.2.	Suivi hydrogéologique pour le transport.....	107
5.3.3.	Processus géochimique affectant le transport	107
5.3.4.	Effet de la pente sur le transport	108
5.4.	Simulation prédictive pour l'analyse de transport	108
5.5.	Temps de parcours et direction de polluant	109
Discussion		112
Conclusion et recommandation		115
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		117
ANNEXES.....		122

Liste des figures

Figure 1: Méthodologie.....	10
Figure 2 : Processus de développement d'un modèle (Kumar, 2005)	11
Figure 3: Précipitation moyenne annuelle enregistrée dans la station pluviométrique à Betioky entre 1960 et 2014 (Service météorologique d'Ampanandrianomby)	13
Figure 4: Courbe iso-valeur de la précipitation dans le sud de Madagascar (Auroze, 1957)	14
Figure 5: Variation de la température et précipitations en 2012 (source : Service Météorologique Ampanandrianomby)	15
Figure 6: Courbe iso-valeur de l'évapotranspiration dans le sud de Madagascar (Auroze, 1957)	15
Figure 7: Végétation dans le sud de Madagascar (FTM BD 500)	18
Figure 8: Carte géomorphologique du Sud de Madagascar (D'après Auroze, 1957).....	20
Figure 9: Carte géologique du sud de Madagascar et coupe de profil suivant la section A-A' (FTM BD 500)	22
Figure 10 : Débits moyens mensuels du fleuve Onilahy enregistrés à la station de Tongobory entre 1951 et 1974 (ORSTOM, 1993)	24
Figure 11: Carte hydrogéologique simplifiée du sud de Madagascar (Auroze, 1957)	27
Figure 12: Présentation du bassin de Betioky	29
Figure 13: Fréquence de distribution de la conductivité électrique des échantillons prélevés	33
Figure 14: Distribution spatiale de la conductivité électrique sur la zone d'étude	33
Figure 15: Fréquence de distribution de la composition $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons prélevés	36
Figure 16: Distribution spatiale de la composition en $\delta^{18}\text{O}$ sur la zone d'étude	36
Figure 17: Fréquence de distribution de la teneur en tritium des échantillons prélevés	37
Figure 18: Distribution spatiale de la teneur en tritium sur la zone d'étude.....	37
Figure 19 : Diagramme de Piper des échantillons prélevés	39
Figure 20: Corrélation entre la conductivité électrique et les ions majeurs.....	41
Figure 21 : Diagramme de Gibbs.....	42
Figure 22: Relation entre l'ion bicarbonate et le calcium des eaux	43
Figure 23: Relation entre l'ion sulfate et le calcium (a), magnésium (b)	44
Figure 24: Relation entre l'ion sodium et le calcium.....	46
Figure 25: Relation entre la composition isotopique ^{18}O et l'ion chlorure.....	47
Figure 26: Relation entre l'ion chlorure et l'ion sulfate	48
Figure 27: Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux météoriques sur la zone d'étude....	50
Figure 28: Variation de la composition en ^{18}O des eaux souterraines par rapport à l'altitude dans la zone d'étude	51
Figure 29: Traceurs avec fonctions d'entrée variable (UNEP, 2002).....	52
Figure 30: Concentration du traceur radioactif comme fonction du temps (UNEP, 2002)	53
Figure 31: Isotopes mère et fils ^3H et ^3He (UNEP, 2002)	54
Figure 32: Datation des eaux avec les isotopes des gaz nobles radiogéniques (UNEP, 2002).....	55
Figure 33: Principe du «Black Box model » (UNEP, 2002).....	56
Figure 34 : Modèle Piston et sa fonction de transfert correspondant (UNEP, 2002)	57
Figure 35 : Modèle exponentiel et sa fonction de transfert correspondant (UNEP, 2002).....	58

Figure 36 : Modèle de Dispersion et sa fonction de transfert correspondant	59
Figure 37: Corrélation entre la teneur en tritium à Antananarivo et le tritium à la station de l'IAIEA à Vienne (Autriche)	60
Figure 38 : Interpolation de la concentration de tritium atmosphérique dans la station d'Antananarivo	61
Figure 39 : Paramètres hydrologéologiques	64
Figure 40 : Modèle d'écoulement des eaux souterraines dans le bassin de Betioky	69
Figure 41 : Graphe des indices de saturation des échantillons	71
Figure 42 : Détermination de l'équation d'écoulement stationnaire	77
Figure 43 : Modèle conceptuel de la zone d'étude	81
Figure 44 : Composant de l'approche du modèle d'écoulement des eaux souterraines	83
Figure 45 : Maillage du modèle (Visual Modflow 4,2)	86
Figure 46 : Les conditions aux limites de la zone d'étude.....	87
Figure 47 : Modèle d'élévation des couches (Visual Modflow 4.2).....	89
Figure 48 : Interpolation de la charge hydraulique initiale de la zone d'étude.....	90
Figure 49 : Corrélation entre l'élévation obtenue à partir du GPS et l'interpolation topographique obtenue par le BD500	90
Figure 50 : Localisation des puits d'observation (Visual Modflow 4.2)	92
Figure 51 : Variation des précipitations et l'évapotranspiration obtenues dans la zone d'étude pour l'année 2012-2013 (Service météorologique Ampandrianomby)	93
Figure 52 : Procédure de la calibration manuelle et des erreurs	96
Figure 53 : Corrélation entre la charge calculée et la charge observée pour la calibration manuelle (Visual Modflow 4.2).....	97
Figure 54 : Etape de la calibration automatique	99
Figure 55 : Variation de Phi avec les étapes de la simulation	100
Figure 56 : Distribution de la charge observée et la charge simulée sur la zone d'étude	101
Figure 57 : Corrélation entre les charges hydrauliques observées et calculées pour la calibration automatique (Visual Modflow 4.2).....	101
Figure 58 : Distribution de la conductivité hydraulique calculée (Visual Modflow 4.2)	102
Figure 59 : Répartition des eaux (MODFLOW 4.2).....	103
Figure 60 : Analyse de sensibilité.....	104
Figure 61 : Simulation de l'écoulement des eaux et du transport de contaminant (Zhiang et Kinzelbach, 1998)	109
Figure 62 : Directions du parcours des particules simulés	111
Figure 63: Différence entre les niveaux piézométriques entre le modèle utilisé et les mesures effectuées par le bureau d'étude Hydromad en 2000.....	112
Figure 64 : Variation des précipitations annuelles entre 1960 et 2014 enregistrée dans la station pluviométrique de Betioky Sud (Service météorologique d'Ampandrianomby)	113

Liste des tableaux

Tableau 1 : Série stratigraphique schématique des terrains sédimentaires du sud de Madagascar (Bésairie, 1973).....	23
Tableau 2 : Facies hydrochimiques des eaux dans le bassin sédimentaire de Betioky.....	39
Tableau 3 : Matrice de corrélation entre la conductivité électrique et les ions majeurs	40
Tableau 4 : Teneur en tritium atmosphérique dans les quatre stations de l'AIEA.....	60
Tableau 5 : Valeurs de la recharge dans les différentes formations géologiques de la zone	63
Tableau 6 : Calcul des paramètres hydrogéologiques dans le bassin sédimentaire de Betioky ...	65
Tableau 7 : Faciès chimique de l'état initial et final des eaux dans le parcours 1	73
Tableau 8 : Faciès chimique de l'état initial et final des eaux dans le parcours 2	74
Tableau 9 : Résultat de la simulation du parcours 2	75
Tableau 10 : Coefficient de correction de la formule de Thornthwaite pour une latitude 25°S ...	92
Tableau 11 : Mesures de performance de la calibration du modèle	94
Tableau 12 : Valeurs des erreurs sur la calibration manuelle	97
Tableau 13 : Valeurs des erreurs sur la calibration automatique	100
Tableau 14 : Résultats de la conductivité hydraulique par la calibration automatique du modèle	102
Tableau 15 : Résultat du bilan hydrique	103

Liste des abréviations

AES	Adduction en Eau dans le Sud
AIEA	Agence Internationale de l'Energie Atomique
CFC	Chloro-Fluoro-Carbone
DM	Dispersion Model
EC	Conductivité Electrique
Eh	Potentiel redox
EM	Exponential Model
EPM	Exponential Piston Model
ETP	Evapotranspiration Potentielle
ETR	Evapotranspiration Réelle
FTM	Foibe Taotsaritanin'i Madagasikara
GBH	General Boundary Head
GIS	Geographical Information Systems
GPS	Global Positionning Systems
IAP	Ionic Activity Product
INSTN	Institut National des Sciences et Techniques Nucléaires
IS	Indice de Saturation
m/s	mètre par seconde
MAE	Mean Absolute Error
ME	Mean Error
meq/L	milli équivalent par litre
mg/L	milligramme par litre
mmol/L	millimole par litre
ONG	Organisme Non Gouvernemental
PAEAR	Projet d'Alimentation en Eau Potable et Assainissement dans le milieu Rural
PAEPAR	Projet d'Alimentation en Eau Potable et Assainissement dans le milieu Rural
pE	Potentiel électrique
PFM	Piston Flow Model
pH	Potentiel d'hydrogène
PNUD	Programme des Nations Unies pour le Développement
RMSE	Root Mean Square Error
SMOW	Standard Meteoric Ocean Water
USGS	United States for Geological Survey
UNEP	United Nation for Environmental Programme
UT	Unité de Tritium
μS/cm	micro siemens par centimètre

Introduction

Le bassin sédimentaire de Mahafaly se trouve dans la partie sud-ouest de Madagascar dans la province de Tuléar. Il est traversé par le tropique du Capricorne au nord du grand fleuve de l'Onilahy dans le district de Betioky. Cette région est située dans une zone soumise à un climat semi-aride avec des faibles précipitations annuelles de l'ordre de 300mm à 400mm. Elle est parmi les régions les plus pauvres de Madagascar en raison du manque d'approvisionnement en eau potable tant sur le plan qualitatif que sur le plan quantitatif d'où l'objet de l'étude. Ce problème de la gestion de ressource en eau empêche le développement économique de la région Mahafaly car le taux d'accès en eau potable est moins de 20% (Ministère de l'Eau, 2009). Le problème d'accès à l'eau potable dans cette région est lié soit à la pollution des eaux par les activités humaines soit au tarissement immédiat des puits après creusage.

Depuis l'an 2000, plusieurs projets ont été entrepris par les Organisations Non Gouvernementales dans cette région pour installer des forages et des puits en vue d'offrir de l'eau de bonne qualité aux gens du village. Actuellement, certains forages ne fonctionnent plus car ils sont soit touchés par le problème de minéralisation élevée des eaux, soit par le tarissement des eaux.

Sachant que l'apport de la technique isotopique au développement durable de la gestion des ressources en eau nous permet d'identifier l'origine de la minéralisation des eaux et de déterminer les mécanismes de recharge des aquifères. Ceci nous a amené à élaborer une étude utilisant la technique isotopique pour aider les Organismes Non Gouvernementaux qui travaillent dans le domaine de l'eau afin de renforcer la base de données pour l'implantation des puits et des forages.

Des études avec le Programme des Nations Unies pour le Développement (PNUD) en collaboration avec le bureau d'étude Hydromad dans le cadre du programme MAG/97/008 ont été menées dans cette région pour faire la reconnaissance hydrogéologique. Le but est de mieux cerner les ressources en eau de qualité satisfaisante et d'optimiser leur éventuelle exploitation. La présente étude a commencé en 2012 avec la collaboration de l'INSTN-Madagascar par le biais du financement de l'« International Foundation for Science ». L'objectif principal de ce projet est d'élaborer un modèle hydrologique pour contrôler l'écoulement des eaux souterraines, prédire l'évolution des solutés et déterminer le temps de parcours suivant leur direction. Ainsi, les méthodes géochimique et isotopique sont appliquées pour caractériser la nappe et fournir des

informations sur l'origine, l'évolution géochimique des eaux, l'interconnexion hydraulique et le renouvellement des nappes.

Ceci est indispensable pour évaluer le comportement hydrologique de l'aquifère du bassin sédimentaire Mahafaly en identifiant les zones de recharge et de décharge des eaux souterraines. Les résultats d'analyses sont traités avec le logiciel AQUACHEM et le code PHREEQC pour préciser le processus et la modélisation géochimique des eaux. Ensuite, le code MODPATH et PEST du logiciel Visual MODFLOW version 4.2 ont été utilisés respectivement pour déterminer les lignes de parcours et calibrer automatiquement le modèle.

Ce présent travail s'organise en cinq grands chapitres en excluant l'introduction et la conclusion. Le premier chapitre donne un aperçu sur le contexte de l'étude comprenant la problématique, les objectifs de la recherche, les études antérieures déjà faites sur la zone d'étude et la méthodologie appliquée pour aboutir à l'objectif principale de cette recherche.

Le deuxième chapitre présente le contexte général du Sud de Madagascar dans lequel le problème qui pourra affecter sur les ressources en eau est décrit telles que le climat, la géologie, la végétation et l'hydrogéologie.

Le troisième chapitre concerne les évaluations géochimique et isotopique des eaux souterraines dans le bassin sédimentaire Mahafaly. L'objectif de ce chapitre est de démontrer l'utilisation de la technique isotopique sur la gestion durable des ressources en eau. L'utilisation des données hydrochimiques et isotopiques permet de comprendre l'origine des eaux, d'identifier le mécanisme de la recharge et déterminer les différents paramètres hydrogéologiques en utilisant les logiciels FLOWPC, AQUACHEM et PHREEQC.

Le quatrième chapitre décrit le développement du modèle d'écoulement des eaux souterraines dans le bassin sédimentaire de Betioky dans lequel l'objectif principal de ce travail de recherche est traité. Toutes les données disponibles combinées avec les résultats des analyses au laboratoire sont groupées pour établir un modèle conceptuel capable de représenter la zone d'étude. Après l'élaboration du modèle conceptuel, le modèle est calibré en utilisant le logiciel Visual MODFLOW version 4.2. Ensuite, une calibration automatique est effectuée en utilisant le code PEST pour comparer les valeurs du paramètre des conductivités hydrauliques par rapport aux valeurs obtenues à partir de la concentration de tritium dans les échantillons d'eaux prélevés.

Le cinquième et dernier chapitre concerne la modélisation du transport advectif de soluté dans le bassin sédimentaire de Betioky. C'est l'une des applications du modèle hydrologique. Dans ce chapitre, le logiciel MODPATH est décrit pour faire la simulation. Il traite la détermination des

différentes directions de l'écoulement des eaux en vue d'identifier les origines des solutés existant dans les nappes situées en aval de la zone d'alimentation. Ce chapitre traite aussi de la détermination du temps de trajet et la vitesse du déplacement des substances dissoutes suivant les lignes de parcours des eaux. Le modèle prédit un fort déplacement des substances dissoutes vers la zone située dans la rive gauche du fleuve Onilahy à partir de la zone de recharge de la colline de Betioky.

Chapitre 1 : Contexte de l'étude

1.1.Problématique

Malgré les progrès accomplis au cours des vingt dernières années pour améliorer l'accès à l'eau potable, quelque 1,1 milliard de personnes en sont de nos jours toujours privées (Brochures d'information de l'AIEA, Division de l'information, 02-01579 / FS, Séries 2/03/F, 2003). L'accès à l'eau potable reste inférieur à 38% dans le Sud Ouest de Madagascar (Ministère de l'Eau, 2012). Dans la région Mahafaly, au Sud-Ouest de Madagascar, le problème d'alimentation en eau potable est dû au climat semi-aride marqué par une faible pluviométrie (350mm à 600mm.an⁻¹) d'une part et à la contamination des eaux par les métaux lourds issus des effluents miniers, des déchets agricoles et des fertilisants d'autre part. C'est la région ayant le taux de pauvreté le plus élevé dans le pays à cause de la pénurie des ressources en eau limitant ainsi son développement. Des forages y ont été déjà installés dans le cadre du programme d'Adduction en Eau du Sud (AES), mais leur nombre apparaît toujours insuffisant. C'est pourquoi, l'Etat Malgache cherche tous les moyens possibles pour augmenter le nombre de points de captage d'eau potable dans les aquifères du Sud de Madagascar. Or le problème se pose sur les forages secs après seulement quelques périodes d'utilisation. En plus, la surexploitation des couches aquifères implique la contamination des eaux souterraines et ses conséquences posent des problèmes sanitaires et environnementaux majeurs. Le contrôle et la gestion de cette pollution apparaissent difficiles car son accumulation progresse de façon complexe à l'intérieur de la nappe. Aussi, ce problème nécessite-t-il une prise de conscience immédiate pour pouvoir contrôler, réduire, voire même supprimer le risque de contamination. Souvent, les méthodes utilisées pour les études faites en vue de l'implantation de forages captant les nappes souterraines sont essentiellement manuelles, ou basées sur l'intuition de l'expert. En effet, l'insuffisance d'outil a un impact négatif sur la gestion des ressources en eaux souterraines. L'utilisation de modèles numériques d'écoulement des eaux souterraines et de transport de contaminants en vue de la réalisation d'outils de simulation de tels phénomènes apparaissent comme une solution aux problèmes suscités.

1.2.Objectifs

1.2.1. Objectif principal

L'objectif général de ce travail de recherche est d'étudier le système d'écoulement des eaux souterraines dans le bassin sédimentaire de Betioky en établissant un modèle numérique des eaux souterraines combiné avec l'utilisation de la technique isotopique pour la gestion durable des ressources en eau.

1.2.2. Objectifs spécifiques

L'objectif principal se décompose en sous objectifs suivants :

- Analyse des données chimiques et isotopiques utilisant les corrélations graphiques et le GIS pour déterminer la recharge, l'évolution géochimique des eaux souterraines et leur distribution spatiale,
- Développement des modèles conceptuels afin de construire un modèle numérique qui pourra être utilisé pour simuler l'écoulement des eaux souterraines en régime stationnaire,
- Modèle géochimique de l'évolution des eaux souterraines pour déterminer le phénomène qui influence la minéralisation et les sources des différents types d'eaux,
- Déterminer les charges hydrauliques dans le bassin de Betioky par un modèle numérique d'écoulement des eaux souterraines et calculer leurs vitesses de distribution,
- Déterminer le temps de trajet et les lignes de parcours des contaminants dans le bassin qui pourra aider à trouver l'origine des substances dissoutes.

1.3. Etudes antérieures

1.3.1. Etude hydrogéologique

Les études hydrogéologiques antérieures sont constituées principalement de celles du projet PAEPAR, du projet HYDROMAD/PNUD et du projet PAEAR. Mais, il y en a d'autres qui ont été réalisées par les ONGs locales lors de l'installation des puits.

Le Projet PAEPAR a démarré en 1998 dans le sud de Madagascar pour aider cette région qui connaît des difficultés d'accès à l'eau potable. C'est un projet gouvernemental financé par la Banque Mondiale dont l'objectif est d'augmenter le taux d'accès à l'eau potable dans le sud de Madagascar. L'objectif de ce programme se focalise sur l'installation de 900 forages mais des études hydrogéologiques ont été faites en parallèle pour évaluer les ressources en eau dans cette zone. C'est un projet hydraulique des villageois dont les résultats sont les suivants :

- Le taux de succès des forages qui est de 70% pour 894 sites ; sur 900 forages réalisés, 627 sont positifs, 177 forages sont secs avec un débit inférieur à $0,6 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ et 96 forages donnent des eaux fortement minéralisés dont la conductivité électrique est supérieur à $3,000 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$),
- la profondeur moyenne des niveaux statiques des 627 forages positifs qui est de 5,10 m pour une moyenne de top crépines à 17,25 m (MADAGEO, 2013).

Le Projet HYDROMAD/PNUD concerne les études, les travaux hydrogéologiques et géophysiques dans le grand sud de Madagascar. Durant ce projet, 150 points d'eau équipés de pompe INDIA Mark III ont été réalisés dans les régions de Betioky et Bezaha. Après une présentation de la zone d'intervention, ce rapport s'attachera à donner les résultats de la campagne d'hydraulique villageoise ainsi que les renseignements obtenus sur la connaissance des eaux souterraines. Les résultats obtenus montrent que dans les terrains sédimentaires anciens de la zone de Betioky, la nappe est en général peu minéralisée en surface mais certains points présentent des minéralisations très fortes. On connaît par ailleurs sur la zone des dépressions salées qui peuvent même faire l'objet d'exploitations de sel "de terre" par les villageois. Deux salines principales sont connues et localisées dans la vallée de l'Onilahy, à proximité du passage de failles majeures. Il existe aussi dans cette vallée une source thermo-minérale témoignant de circulations d'eaux profondes à Ranomay dont la température de l'eau atteint 42°C avec une conductivité électrique de l'ordre de 6500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Rapport hydromad/PNUD, 2004).

Le Projet PAEAR est la suite du projet PAEPAR dont 17 forages ont été inventoriés dans la zone d'intervention. La profondeur moyenne de forage est de l'ordre de 20 m et le niveau statique de l'eau est environ 3,5 m en moyenne.

Une étude sur l'Adduction d'eau potable par puits dans le district de Betioky et Ampanihy a été effectuée au sein de l'ONG-TARATRA (Rasolofonirina, 2005). L'objectif de l'étude consiste à améliorer l'accès en eau potable de la population par construction de puits par méthode « hydrogéologie » muni d'une pompe « ROPE » et à appuyer la mise en place de comités locaux de gestion afin de pérenniser des réalisations de projet d'exploitation d'eaux souterraines. Les résultats de l'étude montre que les caractéristiques des ressources en eau dans les zones d'étude sont similaires à celles des zones arides c'est-à-dire à débit faible et présence d'eau saumâtre.

1.3.2. Utilisation de la technique isotopique

Sur les études faites par Nicolini (1980) utilisant les techniques isotopiques dans l'aquifère confiné du sud ouest de Madagascar, une augmentation progressive de la minéralisation des eaux souterraines se produit dans la zone saturée provenant de la dissolution du calcaire et de calcaire marneux et plus probablement par l'altération de feldspath et de basalt.

Une investigation a été entreprise dans le cadre du projet régional RAF8/029 financé par l'AIEA et regroupant sept pays d'Afrique de l'Est dont le thème est « le développement durable des ressources en eau ». Pendant cette étude, les intervenants ont pu mesurer la composition en isotopes stables (^{18}O et ^2H) et d'isotopes radioactifs (^3H et ^{14}C) des échantillons d'eaux de

surface et eaux souterraines dans la zone sédimentaire Mahafaly. Les résultats des isotopes stables ont mis en évidence les types de diversité d'infiltration dans les nappes phréatiques. En outre, les résultats du tritium et du ^{14}C ont montré une teneur de tritium significative aux environs des principaux fleuves Onilahy et Linta, mais qui diminue progressivement à mesure que l'on s'éloigne du bord, suggérant donc une contribution non négligeable des rivières dans la recharge des eaux souterraines (Rajaobelison et al., 2003).

1.4.Méthodologie

Ce travail a été conduit en utilisant les données obtenues à partir des littératures, des données secondaires collectées au niveau des bureaux d'études nationaux et ministères, et enfin des données obtenues durant la campagne d'échantillonnage ainsi que les résultats d'analyses au laboratoire d'hydrologie isotopique de l'INSTN-Madagascar. La méthode proposée est basée sur les objectifs mentionnés ci-dessus.

1.4.1. Avant la campagne d'échantillonnage

La revue de littérature et la collection des cartes telles que le BD500 du FTM et les images satellitaires comme le Google Earth et Google map sont les principales activités préliminaires. La revue de littérature est basée à la fois sur des articles aussi bien nationaux qu'internationaux. Les données secondaires consistent à des cartes utilisées et à se familiariser aux différents logiciels de traitement de données ou de système d'information géographique tels que Aquachem 2011,1, MapInfo 11, Surfer 10, ARCGIS 9.3, Visual Modflow 4.2, PHREEQC2, etc, et aussi d'autres outils scientifiques comme le multimètre HdQ40, le GPS Garmin etc. Avant la campagne d'échantillonnage, il faut bien préparer aussi les bouteilles d'échantillonnage pour collecter les eaux et tous ce qui est nécessaire pour les mesures in situ durant la campagne. En outre, la revue de littérature liée à l'estimation de la recharge, la modélisation géochimique et la modélisation de l'écoulement des eaux souterraines dans le bassin sédimentaire de Betioky fait partie de la précampagne d'échantillonnage. Les rapports techniques concernant la zone d'étude ont été révisés pour clarifier le problème et définir l'orientation du travail de recherche. D'autre part, la préparation des équipements sur terrain tels que le multimètre, le GPS et la mesure du niveau statique a été faite.

1.4.2. La campagne d'échantillonnage

Les points suivants résument les activités faites sur terrain :

- Echantillonnage des eaux de forages, puits, rivières et sources pour analyses des ions majeurs, isotopes stables et tritium. Tous les échantillons sont collectés dans des

bouteilles en plastique et sont remplis à ras bord pour éviter l'évaporation : 50 mL pour les analyses chimiques et les isotopes stables, 1L pour l'analyse de tritium. Les échantillons destinés aux analyses chimiques sont filtrés avec du papier filtre de diamètre 0,45µm pour enlever les matières en suspension et deux gouttes d'acide nitrique concentré sont ajoutés aux échantillons pour l'analyse de cation pour éviter le changement de la composition chimique de l'eau. Tous les échantillons sont conservés à une température de 4°C au laboratoire,

- Mesure des paramètres in situ tels que le pH, la température, la conductivité électrique, l'alcalinité et l'oxygène dissous,
- Relevé des coordonnées géographiques telles que la longitude, la latitude et l'élévation de chaque site de prélèvement,
- Mesure du niveau statique de l'eau pour les forages et les puits dans le bassin de Betioky.

1.4.3. Après la campagne d'échantillonnage

A cette étape, les données collectées avant et pendant la campagne d'échantillonnage sont traitées et analysées.

- Pour le traitement des données, des corrélations graphiques et les logiciels GIS sont extensivement utilisés,
- Détermination des cartes pour les paramètres hydrogéologiques de l'aquifère sédimentaire de Betioky,
- Les échantillons d'eaux collectés sont analysés en ions majeurs pour comprendre les propriétés géochimiques et le type des eaux. Pour le traitement des résultats d'analyses chimiques, on utilise les logiciels AQUACHEM et le PHREEQC. La détermination de la teneur en tritium dans chaque échantillon d'eau est effectuée pour estimer la recharge de la nappe en utilisant la méthode de la datation par tritium,
- Construction du modèle d'écoulement des eaux souterraines et calibration du modèle élaboré,
- Simulation de la ligne de parcours des particules et détermination du temps de trajet pour les particules.

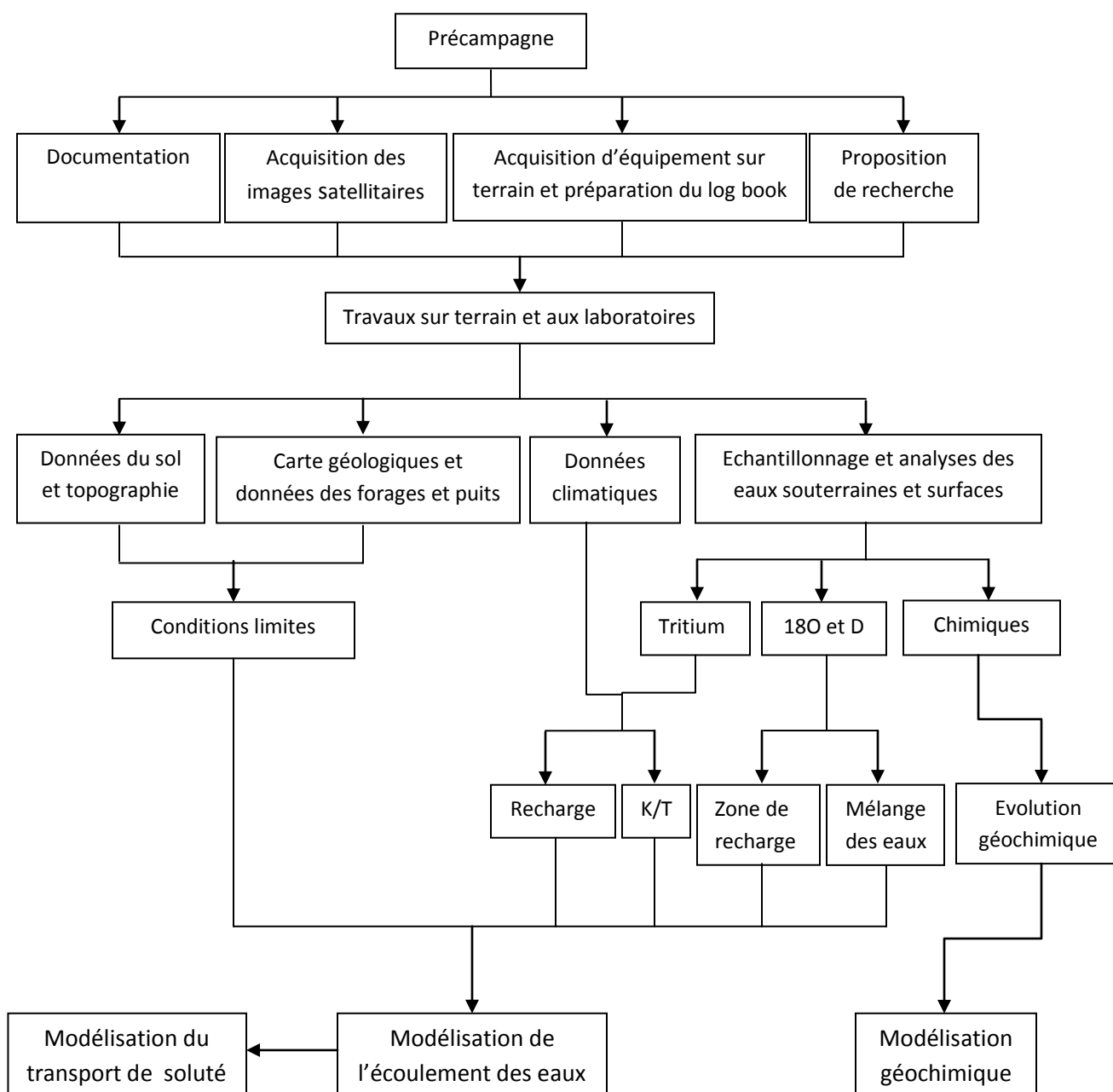
1.4.4. Méthode d'utilisation de MODPATH

MODPATH est un outil puissant pour la gestion et la prise de décision du bassin de Betioky parce qu'il est utilisé pour les raisons suivantes :

- Calcul du temps de trajet et des lignes d'écoulement du contaminant à partir de leur source,
- Délimitation de la zone de capture du forage et la protection de la zone.

En général, le logiciel MODPATH utilise les hypothèses suivantes :

- la propriété des fluides est homogène,
- la variation de la concentration n'influe pas la densité du fluide et la viscosité donc la vitesse du fluide,
- les contaminants se déplacent avec la même vitesse que les eaux souterraines,
- le mouvement des polluants dépend principalement de la porosité effective.

**Figure 1: Méthodologie**

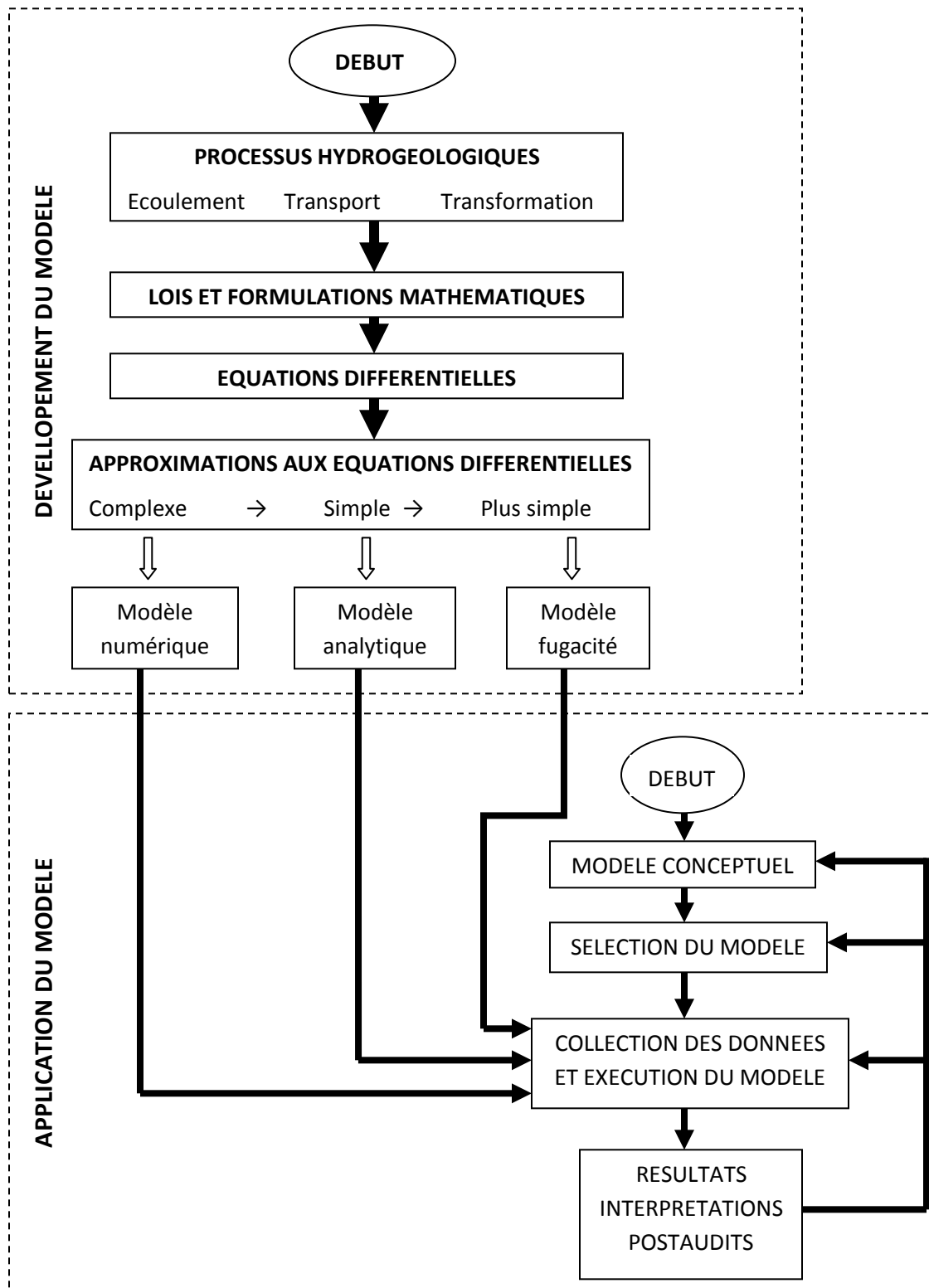


Figure 2 : Processus de développement d'un modèle (Kumar, 2005)

Chapitre 2 : Contexte général du Sud de Madagascar

1.1.La population

Le "Grand Sud" au sens large couvre les territoires des ethnies Antandroy, Karimbola, et Mahafaly mais c'est ce dernier groupe qui est essentiellement présent sur les districts de Betioky Sud et d'Ampanihy où ont été réalisés les ouvrages financés par le PNUD. La population équipée de pompes peut être évaluée à 30,000 personnes. Ainsi, le plateau calcaire Mahafaly est quasiment désert et forme une séparation entre les territoires mahafaly proprement dits (à l'intérieur des terres), et la bande côtière, de Soalara à Androka. Il est bien évident que l'absence de villages sur le plateau vient en partie du fait que depuis très longtemps, à cause de l'altitude par rapport à la nappe, l'eau y est restée inaccessible avec des moyens traditionnels.

Quelques villages se répartissent dans la cuvette d'Ankazomanga où l'eau d'une nappe perchée est accessible à faible profondeur.

Si la zone du "socle", à l'intérieur des terres est peuplée en grande partie de mahafaly agro-éleveurs, sur la bande côtière, deux groupes ethniques cohabitent et se complètent.

- Les "Tanalana", représentant un sous-groupe des Mahafaly. Ce sont les "hommes de la terre", traditionnellement éleveurs et cultivateurs, bien que cette dernière activité soit souvent relativement limitée, à la consommation locale.
- Les "Vezo", sont les "hommes de la mer". Ce peuple de pêcheurs est présent sur toute la côte du Sud et du Sud-Ouest, dans les villages répartis le long du rivage.

Depuis quelques générations, on peut voir les activités de ces deux groupes se diversifier, les Tanalana se tournant progressivement vers la pêche et les Vezo vers les cultures.

2.2.Topographie

A l'est de la zone d'étude, le relief est constitué par une masse montagneuse continue dont les sommets dépassent 2500 m et dont l'altitude moyenne est comprise entre 1000 m et 1 500 m. Les versants orientaux sont très abrupts et les plaines côtières correspondantes sont étroites. Les alizés doivent franchir ou contourner cet obstacle. Par contre, les versants occidentaux sont en pente plus douce et les plaines et pénéplaines beaucoup plus larges. Dans la zone sédimentaire de Betioky, on trouve un relief plus ou moins accidenté. Ses altitudes varient de 350 m à 550 m (Bésairie, 1956).

2.3. Climat

2.3.1. Précipitation

La plaine côtière Mahafaly et la région de Tuléar sont les zones les moins arrosées de Madagascar. Le climat de cette frange littorale est de type aride à semi-aride selon l'indice d'aridité de Thornthwaite (Battistini, 1964). La pluviométrie annuelle augmente progressivement vers le N-E avec une valeur comprise entre 300 mm à 600 mm à mesure que l'on pénètre à l'intérieur des terres de telle sorte que les isohyètes sont grossièrement parallèles aux côtes.

La répartition des pluies dans l'année suit le régime bi-saisonnier avec une saison "humide" de décembre à février. La saison des pluies dure en moyenne 4 mois sur la bande côtière, de décembre à mars, avec un maximum de précipitations mensuelles en janvier. Toutefois on peut faire remarquer que dans le Sud de l'île, le passage de dépressions méridionales, à l'origine de quelques pluies pendant l'hiver austral, entraîne une légère atténuation du caractère saisonnier.

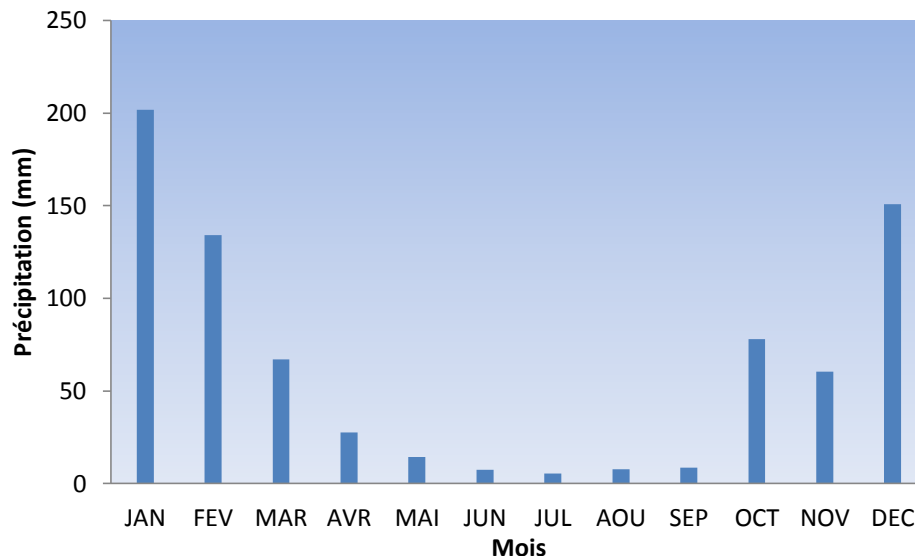


Figure 3: Précipitation moyenne annuelle enregistrée dans la station pluviométrique à Betioky entre 1960 et 2014 (Service météorologique d'Ampandrianomby)

Il est important de noter l'extrême irrégularité des précipitations, spatiale d'une part, mais aussi d'une année sur l'autre:

- au niveau des totaux pluviométriques annuels qui peuvent varier d'un facteur 5 d'une année à l'autre,
- au niveau de la durée des précipitations (cumul des jours de pluie),
- au niveau de la répartition des pluies dans l'année pouvant faire alterner des longues périodes de sécheresse avec des épisodes pluvieux très courts mais très intenses (Salomon, 1956).

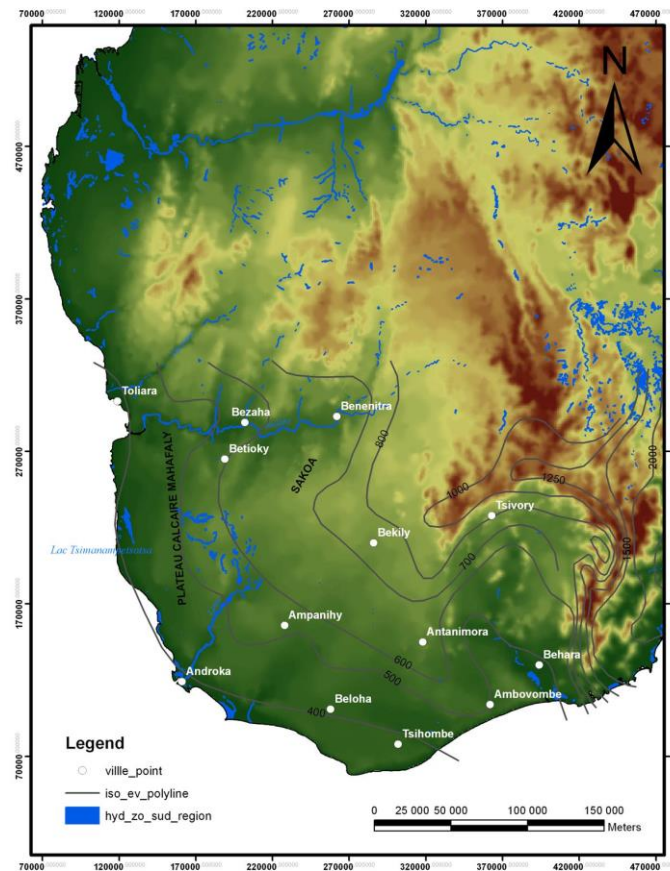


Figure 4: Courbe iso-valeur de la précipitation dans le sud de Madagascar (Auroze, 1957)

2.3.2. *Température*

La saison humide correspond à la saison chaude avec une température moyenne mensuelle supérieure à 24°C. Les mois les plus frais sont les mois de juin et juillet avec une température moyenne de l'ordre de 20 °C à Tuléar.

A noter qu'à l'intérieur des terres comme à Betioky, les températures extrêmes sont plus importantes que sur la côte. Il y fait donc plus froid mais aussi plus chaud (Salomon, 1956).

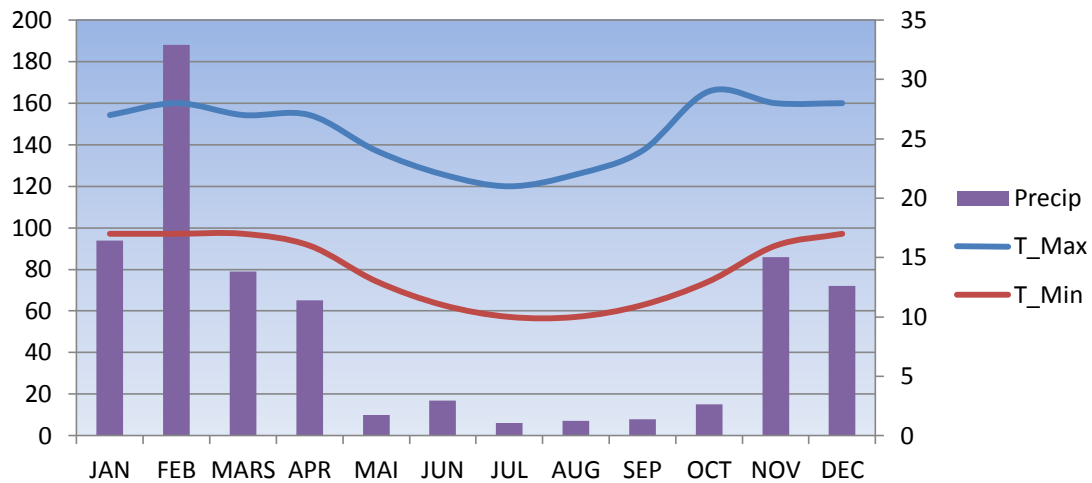


Figure 5: Variation de la température et précipitations en 2012 (source : Service Météorologique Ampandrianomby)

2.3.3. Evapotranspiration

Le calcul des moyennes annuelles de l'évapotranspiration potentielle permet de tracer la carte d'iso- valeurs suivante.

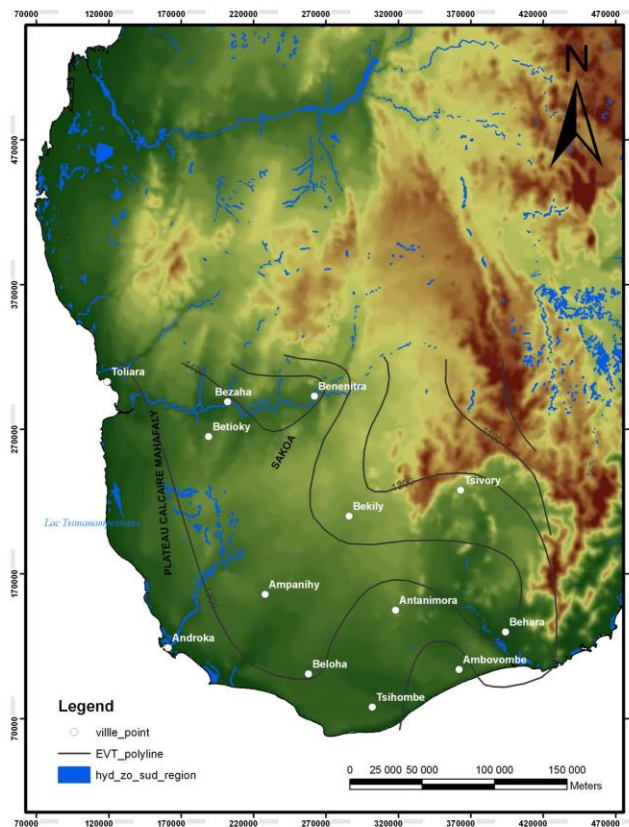


Figure 6: Courbe iso-valeur de l'évapotranspiration dans le sud de Madagascar (Auroze, 1957)

Les valeurs obtenues s'échelonnent sur la zone, de 1200 mm à 1400 mm, avec un maximum à l'intérieur des terres, au Nord de Betioky. Elles sont donc partout nettement supérieures aux valeurs des précipitations. Le calcul de l'évaporation potentielle à l'échelle mensuelle ne permet pas non plus de mettre en évidence de période excédentaire en termes de bilan hydrique. Ceci tendrait à montrer qu'il n'existe pas à priori de recharge d'origine pluie (Auroze, 1957).

2.3.4. Humidité de l'air

On note la présence des rosées et brouillards qui sont abondants surtout dans les cuvettes et vallées. Ces deux phénomènes récompensent le déficit pluviométrique et constituent pour la végétation un appoint hydrique de grande importance.

2.4. Végétation

La végétation du Sud de Madagascar présente des caractères très particuliers, à la fois liés au climat et à l'insularité. Du fait du caractère aride de la zone, la couverture végétale est presque uniquement représentée sur notre zone par ce que les auteurs regroupent sous le nom de "bush xérophile", au sens large. Les plantes qui le constituent présentent des adaptations parfois curieuses à la sécheresse (feuilles réduites ou recouverte d'une épaisse cuticule, tiges souvent épaisses et gorgées d'eau, garnitures d'épines plus ou moins chlorophylliennes). Battistini dans sa thèse (1964) propose un schéma de répartition globale des formations végétales qui coïncide relativement bien avec les ensembles géomorphologiques dans le "Grand Sud" (Battistini, 1964).

Il distingue ainsi :

- Le bush à euphorbes sur dunes et sur grès calcaires dunaires, qui constitue une frange continue dans la plaine côtière Mahafaly, sauf où il a été dégradé par les défrichements à vocation agricole.
- Le bush xérophile du plateau calcaire Mahafaly, constitué en partie d'espèces ligneuses et buissonnantes, qui se développe sur des sols pierreux et sub-squelettiques, Il ne dépasse que rarement 5 m de haut mais est relativement dense, rendant la progression sur le plateau difficile, Associé à ce bush continu, on rencontre souvent des petits baobabs éparpillés sur le plateau.
- Le bush à didieréacées (*Didierea* et *Alluaudia*), qui se développe en partie sur des associations de sables et calcaires, On les rencontre souvent au sein des recouvrements de sables roux sur le plateau.

A ce bush xérophile couvrant la majeure partie de la zone, il faut ajouter quelques formations végétales beaucoup plus ponctuelles :

- des îlots forestiers, à Tamariniers, dans les zones où le sol retient mieux l'eau (présence d'argiles), qui prend l'aspect de forêt galerie le long des axes hydrographiques où existe un sous-écoulement (Linta, Onilahy),
- la végétation luxuriante des avens, où la proximité de la nappe générale et l'humidité plus importante permet le développement d'une végétation particulière et d'arbres de plusieurs dizaines de mètres,
- des zones à population nettement halophile, notamment au sein des dépressions à sol salé de bande côtière,
- des formations de prairies ou de savane, là où le bush primitif a été détruit,
- des mangroves à palétuviers, dans des dépressions littorales temporairement recouvertes par l'eau de mer, à marée haute.

La distribution des groupements végétaux varie en fonction de certains facteurs (climatiques, géologiques, pédologiques et anthropiques). On y trouve des fourrés xérophiles dégradés ou secondaires. Dans le bassin versant de la Sakamena, affluent de l'Onilahy, on rencontre des savanes avec des éléments ligneux tels que le *Poupartia caffra* ou « Sakoa », dans le haut versant, il y a des forêts claires sclérophylles, des savanes avec des éléments ligneux tels que l'*Hyphaene satran* ou « Satrana », des savanes herbeuses sans éléments ligneux.

En dehors de ces formations existent d'autres types de végétation dont les forêts rupicoles qui sont des formations forestières localisées aux abords de certains cours d'eau et dans les réseaux de bas-fonds avec comme essence principale le *Tamarindus Indica* ou « Kily ».

Quelques végétaux aquatiques sont aussi observés en milieu humide permanent.

Certaines parties sont dépourvues de végétation en particulier sur les reliefs résiduels en zone du socle, les affleurements rocheux en zone sédimentaire et sur les endroits privés d'humidité (sol compact, nappes absentes ou très profondes).

Des *Didieracées* et des *Cactacées* « Raketa » couvrent des espaces non négligeables dans la zone. Elles sont utilisées pour délimiter la zone de culture et pour former des haies vives des parcs à bœufs.

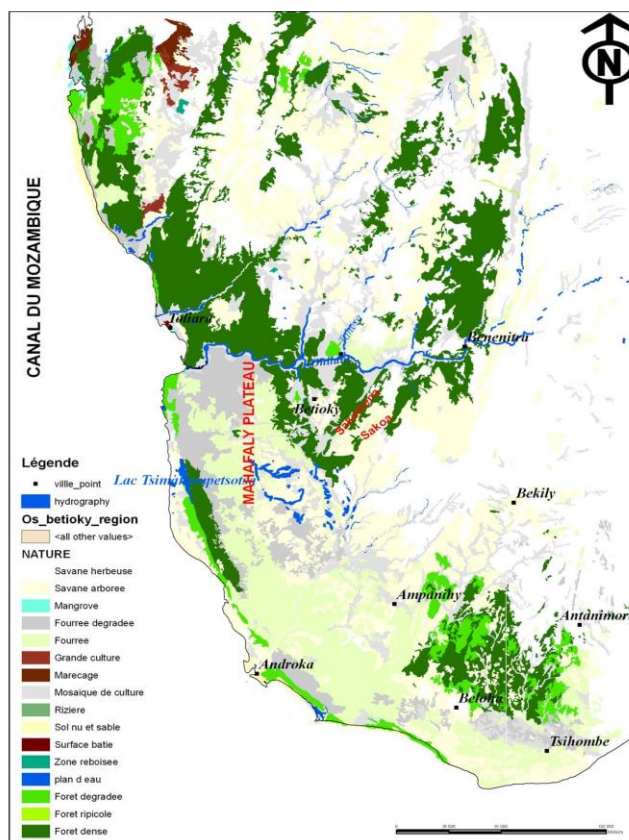


Figure 7: Végétation dans le sud de Madagascar (FTM BD 500)

2.5.Sols

La nature et les caractéristiques du sol et sous-sol jouent un rôle important dans la structure et le fonctionnement des systèmes aquifères et de leur nappe. Les multiples interactions locales de l'hydrographie, du climat, de la topographie et de la roche mère (sédiments continentaux gréseux, schisteux et alluvions) engendrent une grande variété des sols dans la zone.

Les zones gréseuses sont constituées par :

- des sols ferrugineux tropicaux (sols beige) de médiocre fertilité plus ou moins perméables
- des sols ferralitiques (sols rouges) développés sur les grands épandages sableux et formés par carapaces sableuses et des sables roux perméables

Les zones alluviales sont formées par des sols minéraux bruts ou des sols peu évolués d'apport fluvial sur des alluvions très récentes, déposées dans les vallées au moment des crues.

Les zones de formation d'origine marine (calcite ou cipolin) et basaltiques sont dominées par des vertisols ou sols noirs, argileux à argilo-sableux et des sols calci-magnésiques ou calcimorphes plus ou moins argileux.

2.6. Géomorphologie

2.6.1. La pénéplaine intérieure

Les terrains les plus à l'intérieur des terres forment une vaste zone de pénéplaine, dont le quart occidental fait partie de la zone du projet (de l'ordre de 5000 km²). Celle-ci est limitée sur sa bordure orientale par les reliefs du massif volcanique de l'Androy, et à l'Ouest, par la cuesta éocène du plateau Mahafaly, soulignée par la présence d'une vaste "dépression périphérique" (Karche, 1961). L'altitude de cette pénéplaine est comprise entre 200 m et 400 m sur notre zone mais elle dépasse 500 m à l'Est pour atteindre plus de 800 m au niveau du massif de l'Androy. Elle est constituée en majeure partie des terrains cristallophylliens précambriens au Sud-Est mais le Nord-Ouest est occupé par des terrains sédimentaires anciens, anté-sénoniens qui forment un vaste plateau (zone de Betioky) plus ou moins altéré et entaillé par la vallée de l'Onilahy (Auroze, 1957).

2.6.2. Le plateau Mahafaly

Le grand ensemble tabulaire du plateau Mahafaly (environ 8000 km²) repose sur les terrains du socle cristallin au Sud et les terrains sédimentaires anciens au Nord. La limite Est du plateau, marquée par une grande cuesta sub-méridienne culmine à environ 400 m. L'altitude diminue régulièrement quand on se rapproche de la mer pour atteindre une centaine de mètres au niveau de la falaise surplombant la plaine côtière. Ce plateau est généralement recouvert d'une épaisse croûte calcaire qui ne laisse apparaître qu'exceptionnellement la roche en place. Légèrement incliné vers la mer, il est entaillé par plusieurs vallées, actuelles ou fossiles. Nous citerons du Nord au Sud :

- la vallée de l'Onilahy, encaissée et particulièrement sinueuse,
- le couloir d'Itombona, vallée fossile rectiligne, de direction Est-Ouest qui se prolonge au Nord par la cuvette d'Ankazomanga. L'ensemble est remblayé par du Néogène continental surmonté d'épandages de sables roux continentaux,
- la vallée fossile d'Ilempo, également remblayée par des sables roux, forme un couloir de direction ONO-ESE qui, partant de Beomby débouche au sud du couloir d'Itombona,
- la vallée de la Linta entaille quant à elle le plateau selon une direction SSO/NNE. Elle est à ce titre considérée comme un fleuve du Grand Sud. Contrairement au fleuve Onilahy, la fleuve du Linta se perd complètement dans le sous sol à son entrée dans les terrains calcaires, au sud de la ville d'Ejeda si bien qu'elle ne coule que quelques jours par an dans son cour inférieur qui est entièrement remblayé de sables et d'argiles (régime d'oued),

- le couloir du Sorombe qui rejoint la Linta selon une direction Est-Ouest,

Ces vallées découpent le plateau Mahafaly en compartiments du Nord au Sud (Auroze, 1957):

- le plateau septentrional, entre la vallée de l'Onilahy, et le couloir d'Itombona
- le grand plateau de Beomby, entre le couloir d'Itombona et la Linta
- le plateau de Ranomasy, entre la Linta et le couloir du Sorombe
- le plateau d'Ambovo, au Sud, entre la Linta et la Menarandra

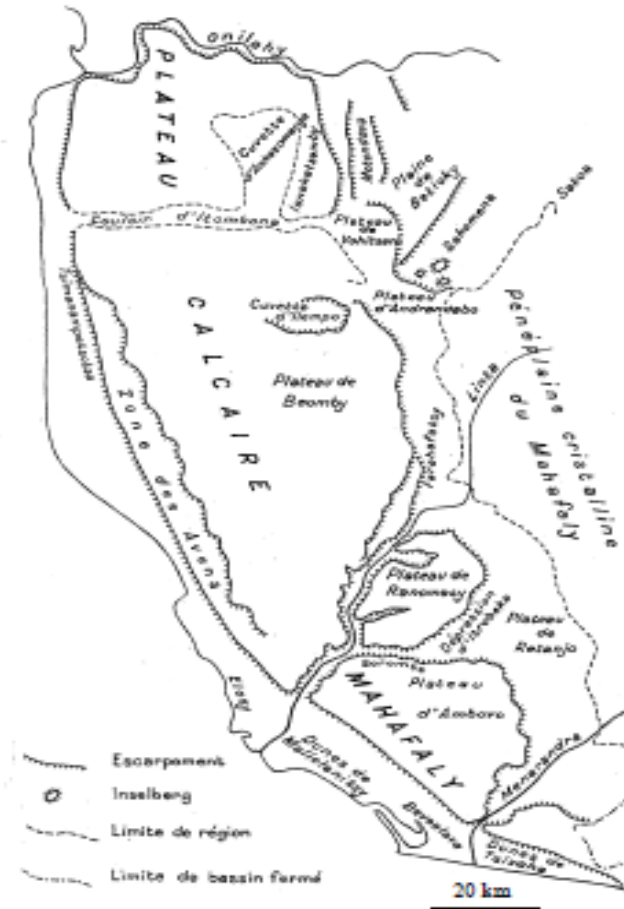


Figure 8: Carte géomorphologique du Sud de Madagascar (D'après Auroze, 1957)

2.7.Géologie

La zone sédimentaire de la région Mahafaly comprend d'Est en Ouest (Bésairie, 1973):

* Le karoo : La base de la série sédimentaire malgache du carbonifère supérieur jusqu'à la fin du jurassique moyen est essentiellement constituée de formations continentales. Elle se rencontre dans la zone du projet allant de la région de la Sakoa de l'Est, à la plaine de Betioky à l'Ouest.

Cette formation du Karroo, qui atteint 9000 mètres d'épaisseur à son maximum correspond à un vaste bassin de subsidence, qui se développe complètement, au Nord-Est de notre secteur en bandes successives.

On y distingue trois séries, du Carbonifère supérieur au sommet du Lias :

- La Sakoa (2000m), avec à la base, une série glaciaire gondwanienne attribuée au carbonifère supérieur, suivie de la série houillère du Permien et d'une série rouge. Le groupe se termine par un petit épisode de transgression marine au Permien moyen.

- la Sakamena (3000m), en discordance de 10 degrés sur la Sakoa, comporte à la base une puissante série shisto-gréseuse du Permien supérieur, suivie d'argiles à septaria correspondant vraisemblablement au Trias inférieur. La fin de la série correspond à des dépôts lagunaires, avec des niveaux d'argiles salifères.
- l'Isalo correspond à un vaste ensemble de dépôts continentaux, de la fin du Trias et du début du Lias. Le sommet de l'Isalo comprend quelques bancs de calcaires et marque le retour à une sédimentation de type marine, Une petite discordance de quelques degrés sépare ce groupe de la Sakamena.

* Quelques bancs de calcaires blancs du jurassique moyen et jurassique supérieur, affleurant juste après le pont de Tongobory et dans la région de Ranomay, jusqu'aux environs des villages de Mikaikarivo et Beantake, formant un premier petit relief à l'Ouest de la route nationale de Betioky à Ambatry.

* Les grès continentaux entrecroisés et grès argileux du crétacé inférieur (Santonien à Albien, localement Hauterivien).

* Des coulées de basaltes dont des affleurements sont rencontrées à Ranonda.

* Le crétacé supérieur, à l'Ouest de la route Ampakabo- Ranonda, représenté par le Maastrichtien formé de grès de calcaires et marnes.

* Le tertiaire marin représenté par l'éocène et qui forme le plateau Mahafaly, de très large étendue.

* Le néogène continental, avec grès à stratification entrecroisés et argiles sableuses, grès kaoliniques ou siliceux rouges et jaunes, sables argiles et pélites (série d'Andranoabo), s'étendant sous des carapaces de sables roux, depuis la bifurcation de la piste vers Soalara, au Sud d'Ambatry jusqu' au Menarandra, entre la route nationale allant d'Ambatry à Ampanihy et le plateau calcaire et au Sud-ouest d' Ampanihy dans la région d'Etrobeke, Sihanamitohy et Evazy.

* Le quaternaire avec des sables côtiers et un très gros développement dunaire en 3 niveaux : dune Tatsimienne (d3) ou dune ancienne, dune Karimbolienne (d2) ou dune moyenne et dune flandrienne (d1) ou dune récente.

* Des alluvions constituées d'argiles sableuses rencontrées le long des rivières.

La zone est concernée par des failles importantes dont les principales sont :

- la faille de Manalombe à l'Est de Betioky, plus intéressant dans la région d'Ambatry

- la faille passant à Ampakambo- Ranonda
- la faille limitant à l'Est la cuvette d'Ankazomanga
- la faille de Tuléar limitant le plateau Mahafaly à l'Ouest

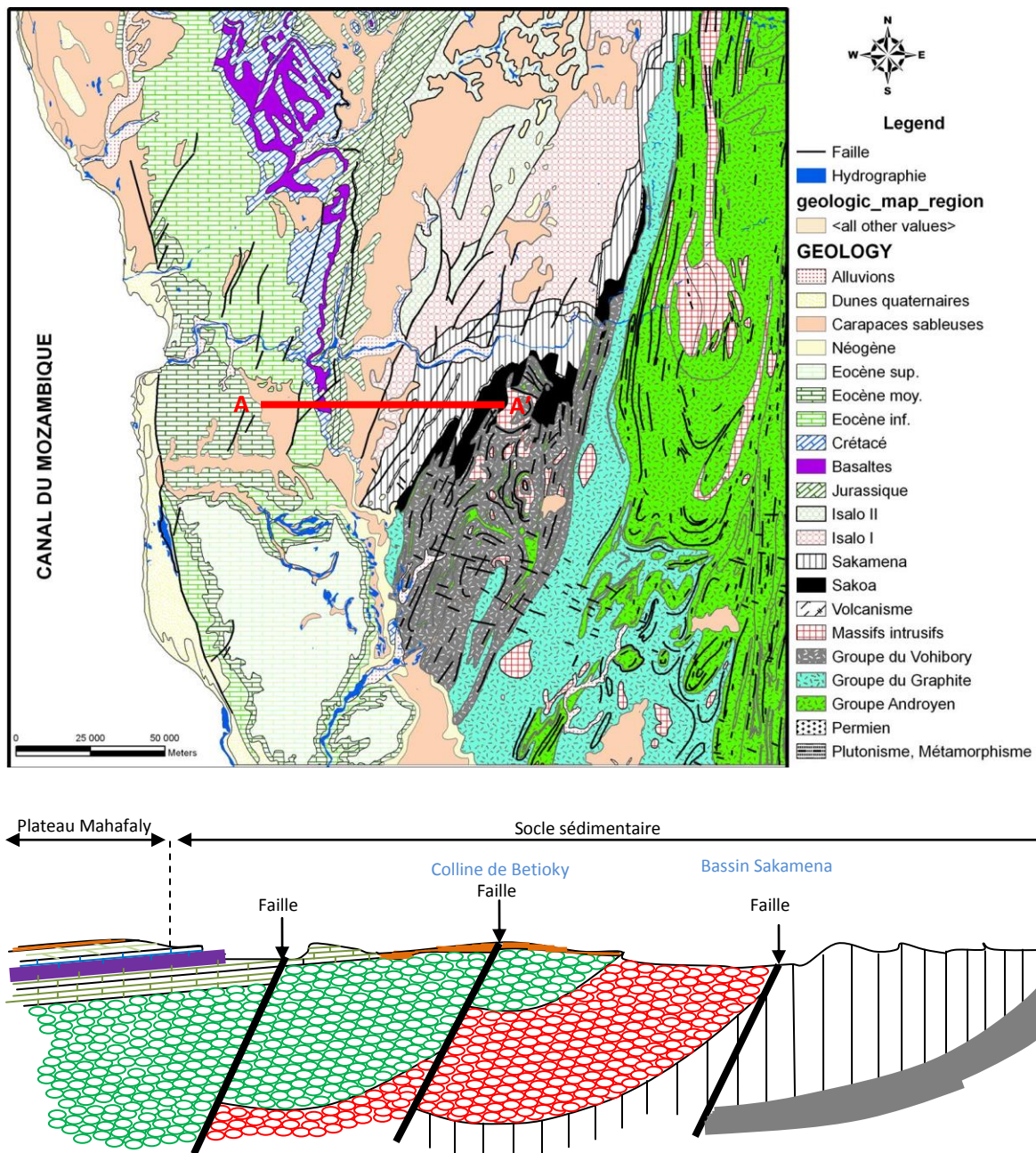


Figure 9: Carte géologique du sud de Madagascar et coupe de profil suivant la section A-A' (FTM BD 500)

L'ensemble de la série sédimentaire peut être résumé de manière schématique par la coupe suivante (tableau 1). Des épaisseurs sont données à titre indicatif, ce qui ne tient pas compte des variations dans l'espace et des éventuels décalages d'origine tectonique, très importants pour certains niveaux.

Tableau 1 : Série stratigraphique schématique des terrains sédimentaires du sud de Madagascar (Bésairie, 1973)

Ere	Groupe		Age	Série	Formation	Epaisseur	Sédimentation	
TERTIAIRE	SERIE POST-SENONIENNE		Quaternaire Régression		Alluvions, édification de dunes, dépôts lacustres	de 0 à plus de 80 m	Continentale	
			Néogène Discordance		Comblements sableux, grès et argiles	150 m	Continentale, lacustre	
			Miocène		Calcaires et marnes		Marine	
		MAHAFALY	Eocène	Oligocène	Eocène 3	Calcaire marneux, marnes à huîtres, marnes à Gypses	150 m	Marine lagunaire, niveaux de gypse
					Eocène 2	Calcaires argileux, à Orbitolines	150 m	Marine
					Eocène 1	Calcaires à nummulites, grès calcaires, calcaires oolithiques	300 m	Marine
			Transgression					
SECONDAIRE			Crétacé sup,	Crétacé post-basaltique	Grès calcaires petit niveau de marnes à gypse	30 m	De transition	
			Dislocation		Coulées et filons de basaltes	30 m		
	SERIE ANTI-SENONIENNE			Crétacé inf, Transgression	Crétacé anté-basaltique	Grès dominants, passées marines à calcaires et argiles à gypse	200 m	Oscillations marine continentale, niveaux de gypse
				Jurassique sup, Jurassique moyenne Transgression				Mixte, lagunaire, niveaux de gypse
		KARROO		Lias	Isalo III	Alternance de calcaires / grès	?	De transition
					Isalo II	Grès continentaux et argilites	?	Continentale
					Isalo I	Grès à strati entrecroisée, conglomérats	?	Continentale
			Trias sup,	Sakamena supérieure	grès à strati entrecroisée, argiles parfois salifères, psammites	500 m	Lagunaire, niveaux salifères	
					Permien Sup	Sakamena moyenne	argiles grises à Septaria	200 m
			Discordance	Sakamena inférieure	Grès schistes à débris végétaux Conglomérat de base	2500 m	Continentale Reprise d'érosion	
					Transgression Permien moy	Sakoa marine	Calcaires construits, oolithiques	20 m
			Permien inf, Carbonifère sup,	Sakoa rouge	Argiles rouges, grès arkose	1400 m	Continentale Semi aride	
					Sakoa houillère	Grès, conglomérats, schistes à charbon à glossoptéris	100-150 m	Continentale, lacuste
			PRIMAIRE			Transgression	Sakoa glaciaire	Moraines, tillites, schistes

2.8. Tectonique

Les zones d'efflorescences de sel, la source thermale de Ranomay (à faciès NaCl) situées près des grands accidents qui affectent le bassin ainsi que les températures anormalement élevées

avec une température de plus de 42°C suggèrent que la tectonique combinée au pendage du monoclinale joue un rôle très important en favorisant des remontées d'eaux profondes minéralisées. La minéralisation serait acquise lors de la traversée de la Sakamena supérieure qui contient des argiles salifères (Bésairie, 1973).

2.9. Hydrologie

2.9.1. Le fleuve Onilahy

L'Onilahy qui coule selon une direction générale E-O, appartient au domaine hydrologique du Sud Ouest (Aldegheri, 1967 in Salomon 1986), c'est-à-dire qu'il est soumis à un régime tropical à deux saisons bien tranchées, avec une pluviosité comprise entre 500 et 800mm/an. Il draine un bassin d'une superficie voisine de 32000km² (Chaperon et al, 1993), dont toute la partie supérieure, où le chevelu hydrographique est le plus développé, est située dans le socle. La branche mère du fleuve (Mangoky) prend sa source vers 1300m d'altitude. Après la traversée des terrains de l'Isalo, l'Onilahy coule vers l'Ouest dans un lit très large, encombré de bancs de sables à l'étiage, et présentant de nombreux méandres. Dans la zone sédimentaire, il existe deux affluents à débit constant, en rive droite, descendant du massif de l'Isalo, dont la rivière Andoharano. La traversée du plateau calcaire se fait avec des pertes importantes que témoignent les résurgences que l'on peut voir tout le long de la côte. L'Onilahy débouche dans le canal du Mozambique par un estuaire, dans la baie de Saint-Augustin. Cet estuaire se prolonge en mer, à plus de 2000 m de profondeur par un gigantesque canyon sous marin (Battistini, 1975).

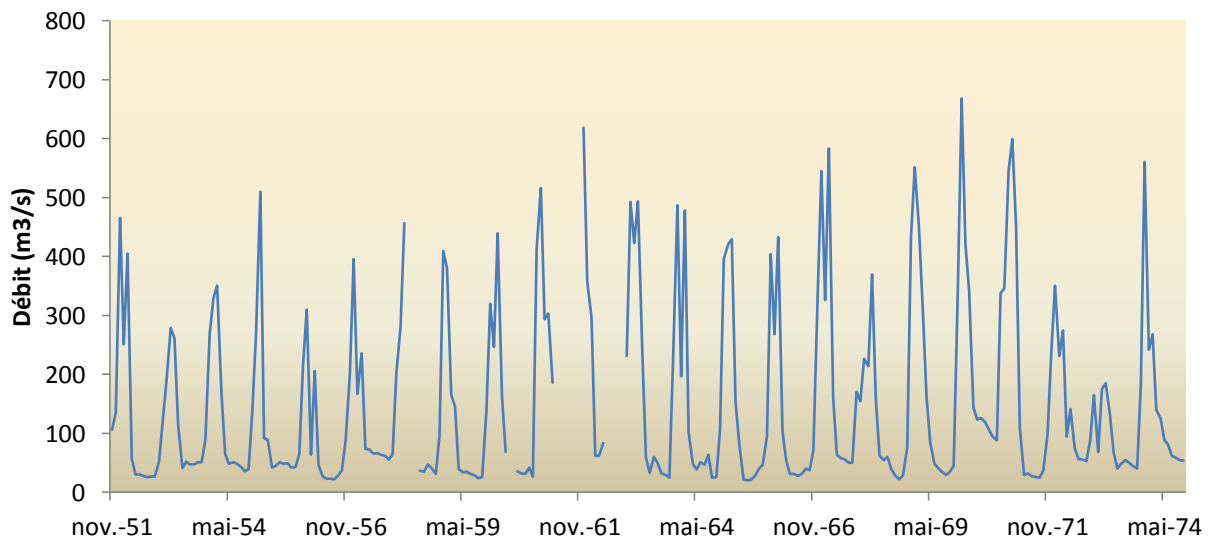


Figure 10 : Débits moyens mensuels du fleuve Onilahy enregistrés à la station de Tongobory entre 1951 et 1974 (ORSTOM, 1993)

2.9.2. Lac Tsimanampetsotsa

Situé à 85 km au Sud de Toliara, avec une altitude comprise entre 38 et 114 m, une superficie de 43 200 ha, il est localisé dans la plaine côtière sableuse Mahafaly. C'est un lac peu profond, 2 m maximum en période d'étiage, avec une longueur de 20 km sur 3 km de large, aux eaux saturées de sulfate de chaux, bordé d'arbres pétrifiés. Le climat est sub-aride (350 mm de pluie, température moyenne annuelle de l'ordre de 24°C) (Guyot, 2002).

2.10. Hydrogéologie

2.10.1 Les nappes en général

La nappe d'eaux souterraines dans le bassin sédimentaire de Betioky draine un très vaste domaine qui débute en amont, sur les pénéplaines cristallines de l'Androy et du Mahafaly. Cette nappe s'écoule ensuite vers l'Ouest en traversant les diverses formations géologiques des terrains néogènes, des calcaires du plateau puis des sables et grès de la plaine littorale où elle se raccorde au niveau de la mer.

Ainsi, la principale zone d'alimentation de la nappe générale se situe au niveau des terrains du socle où les pluies sont relativement importantes (pluviométrie supérieure à 600 mm). Selon Aurouze (1959), le ruissellement ne joue un rôle qu'au moment des fortes pluies provoquant la crue des rivières qui peuvent alors, temporairement alimenter la nappe générale. En revanche, en période de sécheresse, c'est la nappe qui alimente les écoulements de thalwegs qui de toute façon se ré-infiltrent dans la nappe un peu plus en aval (pertes dans le Néogène ou dans les calcaires du plateau).

Dans les terrains sédimentaires anciens de la zone de Betioky, les terrains sont relativement hétérogènes et certaines zones peuvent être favorables à l'infiltration. Une grande partie de la colline de Betioky est recouverte d'une carapace latéritique et doit se comporter globalement comme les terrains du socle, vis à vis de l'infiltration.

Dans le Néogène, les apports directs par infiltration sont certainement faibles du fait de la médiocre perméabilité des terrains. Dans les calcaires, notamment sur le plateau Mahafaly, la faible pluviométrie est *a priori* compensée par la possibilité d'infiltration très rapide. Les apports météoriques, sur la bande côtière sont considérés quant à eux comme nuls.

Dans le domaine cristallin, la surface de la nappe générale suit grossièrement la topographie et est assez facilement accessible car elle est soutenue par la zone non altérée située au plus à une vingtaine de mètres de la surface topographique. Il en est de même dans les formations néogènes. Par contre, lorsqu'on rentre dans le domaine du plateau calcaire, la nappe générale, devient par rapport à la surface topographique relativement profonde. Elle est donc inaccessible avec les

moyens traditionnel (puits) et seuls quelques points naturels (avens profonds) permettent d'y accéder directement.

Elle réapparaît à l'Ouest, sur la bande littorale où l'altitude des formations quaternaires est relativement faible et les points d'eau, plus nombreux (Auroze, 1959).

2.10.2. Piézométrie de la nappe générale

Aucune représentation de la surface piézométrique de la nappe générale dans son ensemble n'a été tentée avant le début de l'étude faite par l'Hydromad en 1999. Seule la carte hydrogéologique d'Aurouze (1957) donne quelques informations mais elles sont limitées à la zone d'altération dans le socle, au niveau de la ville d'Ampanihy. En tenant compte des données plus récentes, et malgré la très grande imprécision des cartes topographiques, il semble possible de proposer une représentation schématique de la surface piézométrique de la nappe générale.

Cette représentation (proposée dans le cadre de l'étude par le bureau d'étude Hydromad en 1999) intègre :

- (1) Tous les points figurants dans la base de données actuelle ou retrouvés dans les communications de Domergue (communications personnelles à Hydromad). Lorsque les altitudes n'étaient pas indiquées, elles ont été tirées des cartes topographiques.
- (2) Un forage relativement récent au sein du plateau Mahafaly (forage pétrolier Chevron Oil de 1973-1974, *in* Hydromad 2000)
- (3) Les conditions aux limites imposées par les eaux de surface, à savoir:
 - La mer qui est considérée comme une zone de décharge donc d'altitude zéro,
 - L'Onilahy dont on sait qu'il se perd partiellement à son passage à travers le plateau Mahafaly,
 - La Linta qui se perd totalement dans les calcaires à la sortie du socle.
- (4) Les données stratigraphiques des différents terrains traversés.

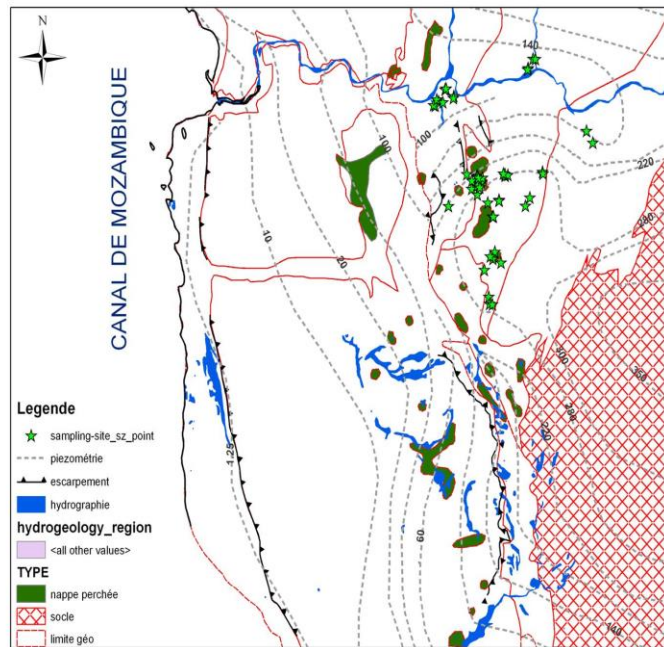


Figure 11: Carte hydrogéologique simplifiée du sud de Madagascar (Auroze, 1957)

Cette représentation met en évidence :

(1) De faibles gradients hydrauliques sous le plateau Mahafaly, dans sa partie inférieure, contraints par le forage pétrolier dont le niveau statique présenterait une charge de l'ordre de 10 m par rapport à la mer. Cette faible charge peut être mise en relation avec :

- soit une bonne perméabilité au sein du plateau, au moins dans sa partie occidentale
- soit des faibles apports actuels en amont.

Il est probable que les deux facteurs se combinent.

(2) De très forts gradients entre la zone sédimentaire de Betioky et le plateau Mahafaly (plus d'une centaine de mètres en quelques kilomètres). Nous avons vu que les terrains du Crétacé supérieur affleuraient sur notre zone, de l'Onilahy jusqu'au sud de Betioky mais disparaissaient au-delà. Le sondage de reconnaissance fait à l'entrée du couloir d'Itombona du côté de Betioky montre que le Maestrichien qui est situé à la base de l'Eocène est constitué essentiellement de marnes. Celui-ci pourrait de ce fait être interprété comme une limite relativement étanche empêchant les eaux de la région de Betioky de se déverser dans le karst. Plus au Sud, lorsque les niveaux marneux du Maestrichien disparaissent, les flux d'Est en Ouest peuvent s'effectuer.

(3) Une bonne communication de la nappe du socle avec celle du plateau, au sud. Dans cette région, on sait que les calcaires éocènes reposent directement sur le socle, les terrains néogènes, présents en surface ne représenteraient qu'un obstacle mineur aux écoulements.

Ainsi, on individualise deux zones d'alimentation principale de la nappe du plateau Mahafaly:

- dans sa partie Nord essentiellement par les pertes de l'Onilahy,
- au Sud par les écoulements souterrains en provenance du socle et des pertes de la Linta.

Dans sa partie centrale et septentrionale, les apports latéraux de l'Est sont limités en raison de l'impossibilité des nappes de la région de Betioky de se déverser dans le karst (Auroze, 1958).

2.11. Minéralogie

Jusqu'à présent, seulement des données minéralogiques limitées de la zone d'étude sont disponibles. Cependant, quelques types de minéraux ont été identifiés, y compris le gypse (Andriamorazafimahaleo, 1999; Béhier, 1960), le feldspath (Nicolini, 1980), et plus précisément les anorthosites composés principalement de plagioclase et d'ortho pyroxène.

L'existence de pyroxène, l'ilménite, magnétite et apatite a également été mise en évidence bien qu'en plus petite quantité (Ashwal et al, 1998).

Dans leur étude sur la géologie, de la pétrologie et la géochimie isotopique des anorthosites de type massif du Sud Ouest de Madagascar. Bardinzeff et al., (2001) ont trouvé que les compositions minérales des roches en vrac révèlent deux groupes de suites. Le haut groupe Ti-P est composé des basaltes olivines et une série de ferro-basaltes andésitiques. Le bas groupe Ti-P comprend génétiquement des basaltes et de basaltes andésitiques indépendants. Tous les roches montrent un) assemblage de quatre phases (olivine + plagioclase + clin pyroxène + Fe-Ti oxydes. La magnésite appauvrie de calcaire est particulièrement abondante dans la zone d'étude. Seulement 3 sur 38 échantillons de calcaire analysés ont montré la tendance de magnésite, mais avec un pourcentage très faible (7%) de ce minérale (Besairie et Collignon, 1972).

Chapitre 3 : Evaluations géochimique et isotopique des eaux dans le bassin de Betioky

2.1. Localisation géographique de la zone

La zone d'étude se trouve dans le district de Betioky Sud, région du sud ouest de Madagascar. Elle est délimitée par le bassin sédimentaire Mahafaly centrée sur la ville de Betioky. Cette zone est traversée par le fleuve Onilahy. Le gisement houiller de Sakoa et le plateau karstique Mahafaly limitent la zone d'étude respectivement à l'est et à l'ouest. La surface de la zone d'intervention s'étend jusqu'à 4200 km² environ.

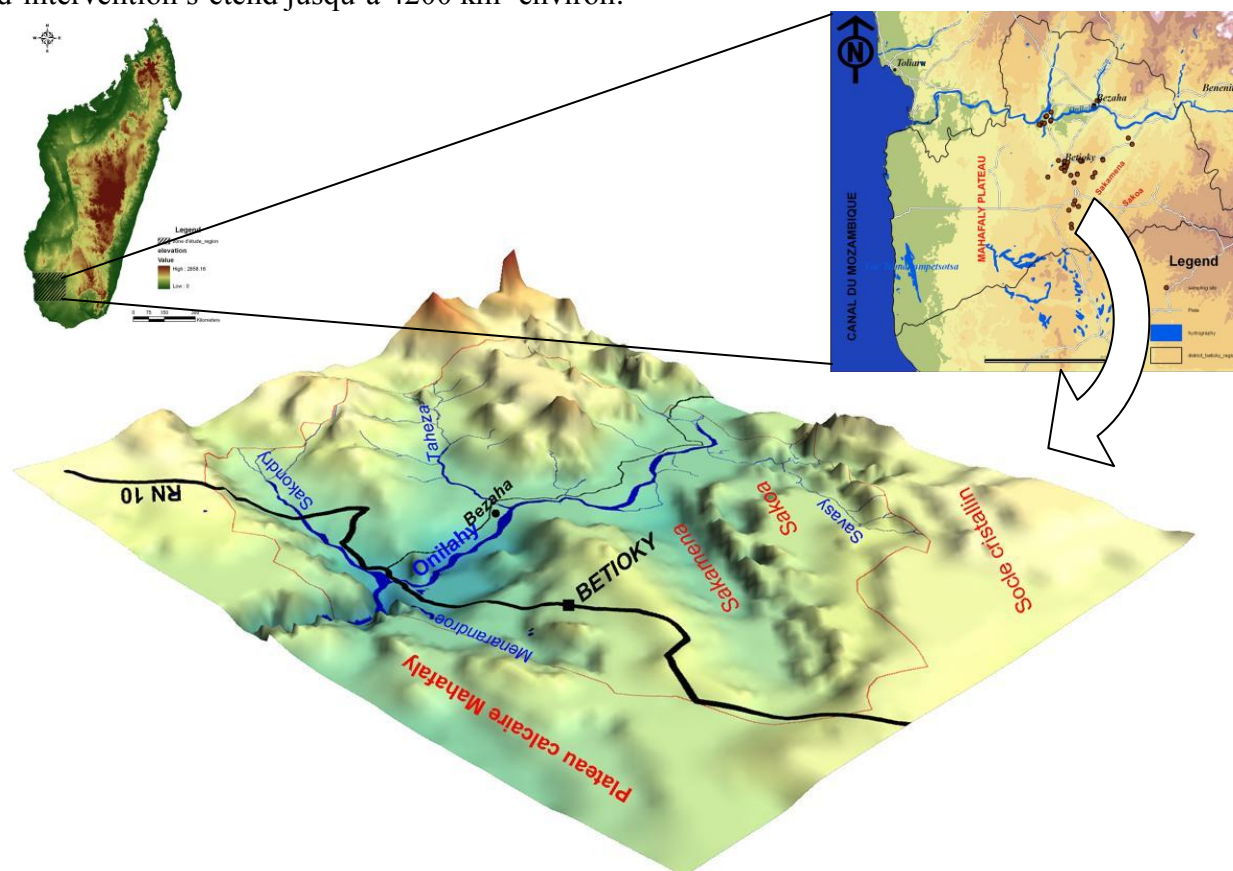


Figure 12: Présentation du bassin de Betioky

3.2. Echantillonnage et analyses des échantillons

3.2.1. Campagne d'échantillonnage

Deux campagnes d'échantillonnage ont été effectuées durant le mois d'août 2012 et le mois de juillet 2013. Nous avons prélevé quarante six (46) échantillons d'eaux dans différents types de sites dont 39 puits domestiques, 2 forages, 3 sources et 2 rivières pour faire les analyses chimiques et isotopiques. Les puits installés sont dispersés dans différentes zones géologiques

sur la nappe superficielle, tandis que les deux forages sont très proches entre eux, distants environ de 100m qui captent sur la nappe un peu profonde de la formation grès argileuse de l'Isalo.

Les paramètres physico-chimiques tels que le pH, la température, la conductivité électrique, l'alcalinité et l'oxygène dissous sont mesurés sur terrain et les échantillons prélevés sont transportés au laboratoire pour les analyses des ions majeurs (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2+} , NO_3^-) et les isotopes (^{18}O , ^2H et ^3H).

Tous les échantillons sont collectés dans des bouteilles en plastique bien fermées lesquelles sont remplies à ras bord pour éviter l'évaporation : 50mL pour les analyses chimiques et les isotopes stables, 1L pour l'analyse de tritium.

Les échantillons destinés pour les analyses chimiques sont filtrés avec du papier filtre de diamètre 0,45 μm et deux gouttes d'acide nitrique concentré sont ajoutées aux échantillons pour l'analyse du cation. Au laboratoire, tous les échantillons sont conservés à une température de 4°C.

3.2.2. Travaux sur terrain

3.2.2.1. Mesure in situ

La température, le pH, le potentiel redox, la conductivité électrique et l'alcalinité sont les paramètres à mesurer in situ, Ces paramètres sont très sensibles aux conditions du milieu où les échantillons sont prélevés. Ils sont susceptibles de varier dans des proportions importantes provoquées par l'évaporation de l'eau s'ils ne sont pas mesurés sur le terrain. L'appareil Multi 340i est utilisé pour faire la mesure de la température, le pH, le potentiel redox, conductivité électrique. Cet appareil a été étalonné avec des solutions tampons avant son utilisation sur terrain.

3.2.2.2. Procédure de mesure d'alcalinité

L'alcalinité est mesurée par la méthode totale de titration utilisant comme indicateur coloré le vert de bromocrésol et la phénolphthaléine. Deux sachets de poudre d'indicateur phénolphthaléine sont ajoutés en premier lieu dans 100mL d'eau pour mesurer l'alcalinité de la phénolphthaléine pour tous les échantillons, si la solution est incolore. Et deux sachets de poudre contenant d'indicateur vert de bromocrésol sont ajoutés pour mesurer la teneur de l'alcalinité de bicarbonate. Au point d'équivalence, la solution vire en bleu et ensuite titrée jusqu'au point final indiqué par une couleur gris violacée avec de l'acide sulfurique 0,16N ou 1,6N selon la concentration prévue de l'alcalinité. La concentration de l'alcalinité de bicarbonate est donnée en

multipliant le nombre affiché par multiplicateur, qui est 0,1 pour l'acide de concentration 0,16N et 1 pour l'acide de concentration 1,6N.

3.2.3. Travaux aux laboratoires

3.2.3.1. Analyses des ions majeurs

Les analyses des anions et cations sont effectuées par méthode de chromatographie ionique (DX-120) au laboratoire de la technique de fluorescence-X et environnement de l'INSTN-Madagascar. Les cations et les anions seront mesurés séparément sur deux différents DX-120 ICs. Les cations ions sont mesurés en utilisant la colonne Ionpac CS12A, et de l'acide méthane sulfonique de concentration 20mM comme éluant. Les anions sont mesurés en utilisant la colonne ionPac AS14A, et un composé de Na_2CO_3 de concentration 8mM et NaHCO_3 de concentration 1mM comme éluant. Les systèmes sont en mode de détection de conductivité supprimée et le débit de l'éluant est 1mL/min, la précision et l'exactitude de l'équipement est de 5%. Les systèmes ne sont pas équipés d'échantillonneur automatique et les procédures de mesures seront effectués manuellement (chaque échantillon est injecté un par un).

3.2.3.2. Analyses des isotopes stables

Les analyses des isotopes stables sont effectuées par spectromètre laser PICARRO L-1102i au laboratoire du CEREGE, Aix-Marseille. Le principe de mesure est basé sur le phénomène d'absorption atomique utilisant la loi de Beer. Le rapport isotopique est en fait défini conventionnellement par :

$$\delta(\text{‰}) = \frac{R_{ech} - R_{vsmow}}{R_{vsmow}} * 1000 \quad (\text{eq.1})$$

Où R_{ech} est le rapport de la masse des isotopes stables ($^2\text{H}/^1\text{H}$ ou $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) dans l'échantillon et R_{vsmow} est la valeur du rapport isotopique des standards fournis par l'AIEA. Les précisions de mesure sont respectivement $\pm 0,15 \text{ ‰}$ et $\pm 2 \text{ ‰}$ pour l'oxygène et l'hydrogène.

3.2.3.3. Détermination de la teneur en tritium dans

l'eau par méthode d'enrichissement

électrolytique

Les analyses de tritium sont effectuées au laboratoire d'Hydrologie Isotopique de l'INSTN-Madagascar, La quantité de tritium dans chaque échantillon d'eau est déterminée par la méthode d'enrichissement électrolytique avant le comptage par scintillation liquide (TriCarb 3170 TR/SL),

L'activité du tritium dans un échantillon d'eau est donc calculée par la formule suivante :

$$A_T = \frac{N_{éch} * A_{std}}{N_{std} * Z_i} * D \quad (\text{eq.2})$$

Où

Néch est le taux de comptage net pour l'échantillon (cpm)

Nstd est le taux de comptage net pour le standard utilisé (cpm)

Astd est l'activité du standard (Bq/kg)

Zi est le facteur d'enrichissement de chaque cellule électrolytique

D est la décroissance radioactive de l'activité du tritium entre la date d'échantillonnage et la date de mesure.

La concentration de tritium obtenue est rapportée en unité de tritium (UT) et la précision de mesure est de $\pm 0,5$ UT.

3.3. Résultats

3.3.1. Hydrochimie

3.3.1.1. Mesures des paramètres physico-chimiques

- **pH /Eh**

La valeur moyenne du pH des eaux prélevées sur la zone d'étude est de $7,39 \pm 0,41$. Dans les eaux de puits qui se trouve dans la colline de Betioky, la valeur de ce paramètre varie de 6,56 à 8,31. Pour les eaux du bassin alluvion de Sakamena et les eaux dans la formation Jurassique et Crétacé, les valeurs moyennes du pH sont respectivement 7,45 et 7,25. Dans les eaux de source thermique, le pH moyen est 7,82. La plus faible valeur du pH se trouve dans les eaux souterraines à Anjamena, et la valeur le plus élevée se trouve dans les eaux souterraines de la formation Jurassique et Crétacé.

- **Température**

La température moyenne des eaux souterraines est environ $27^\circ\text{C} \pm 1,72$ et les eaux sont presque homogènes dans la zone d'étude. Par contre, la température moyenne des eaux de source thermique est de l'ordre de 45°C .

- **Conductivité électrique**

Dans la zone de haute altitude de Betioky, la conductivité électrique est légèrement faible et varie de $79 \mu\text{S/cm}$ à $1200 \mu\text{S/cm}$. Par contre, elle augmente jusqu'à près de $5000 \mu\text{S/cm}$ dans la zone d'Ambatry et Anjamena sur la partie sud de la zone d'étude.

Dans le bassin alluvion de Sakamena, la minéralisation est moins importante car la conductivité électrique des eaux prélevées varie de $171 \mu\text{S/cm}$ à $1968 \mu\text{S/cm}$.

Enfin, pour les eaux souterraines proches du fleuve dans la formation Jurassique et Crétacé, elle est plus élevée variant de 977 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 3480 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec une moyenne de 2520 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

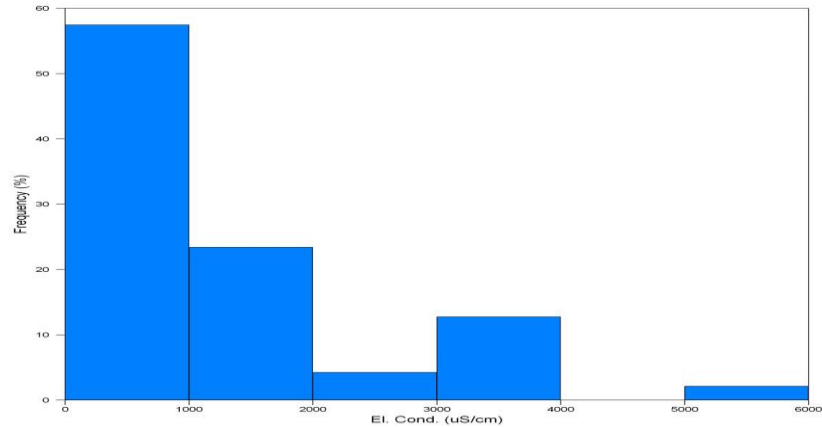


Figure 13: Fréquence de distribution de la conductivité électrique des échantillons prélevés

- **Oxygène dissous**

La valeur de l'oxygène dissous sur les échantillons d'eaux de puits dans la colline de Betioky varie entre 2,16 mg/L à 7,06 mg/L avec une moyenne de 4,71 mg/L. Cette valeur va diminuer de 2,96 mg/L à 6,54 mg/L dans la vallée Est du bassin Sakamena dont la valeur moyenne est de 5,07 mg/L. La valeur moyenne de l'oxygène dissous pour des eaux de forage atteint 7,06 mg/L.

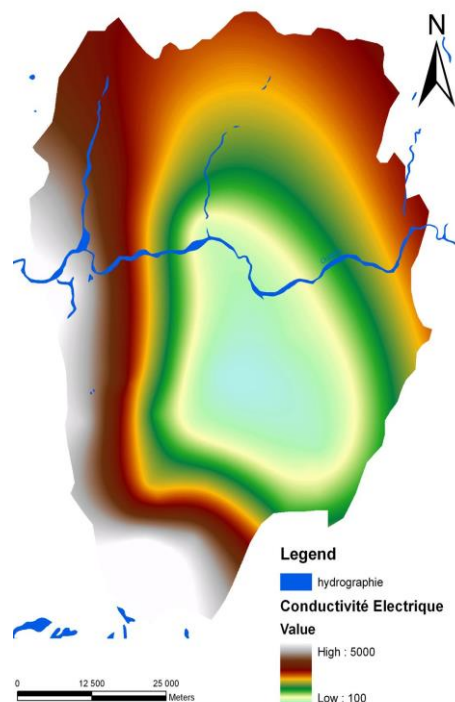


Figure 14: Distribution spatiale de la conductivité électrique sur la zone d'étude

3.3.1.2. Ions majeurs

- **Cations**

La concentration de calcium dans la nappe d'eaux de l'Isalo varie de 7,63 mg/L à 216,87 mg/L avec une moyenne de 55,05 mg/L. On a trouvé les valeurs les plus élevées dans les puits MAS01, MAS02, P20 et P30. Pour les forages, la concentration moyenne de calcium est de 29,1 mg/L et elle est de l'ordre de 22,64 mg/L pour les sources. Dans la nappe d'eaux du Jurassique et Crétacé, la valeur de la concentration en calcium varie de 68,45 mg/L à 230,6 mg/L. Ces valeurs sont assez élevées par rapport à celles de la nappe de la formation du grès argileux de l'Isalo. Par contre, la concentration de calcium dans la nappe d'alluvion du bassin Sakamena diminue variant de 5,52 mg/L à 105,4 mg/L.

Pour le sodium, la concentration dans les eaux dans la nappe d'eaux de l'Isalo varie de 18,06 mg/L à 789,97 mg/L avec une moyenne de 157,6 mg/L. Cette concentration est plus forte dans les puits MAS01, P12, P13, P18, P19, P20, P30 et P36. Pour les forages, la concentration moyenne de sodium est de 56,5 mg/L et elle est de l'ordre de 21,83 mg/L pour les sources. Dans la nappe de Jurassique et Crétacé, cette concentration varie de 53,86 mg/L à 391,3 mg/L. Dans la nappe d'alluvion du Sakamena, cette concentration varie de 18,92 mg/L à 320 mg/L. On constate alors une diminution de la concentration suivant la direction de l'écoulement des eaux.

Pour les eaux de la nappe d'eaux de l'Isalo, la concentration en magnésium varie de 0,9 mg/L à 157,6 mg/L. La plus faible concentration se trouve dans les eaux de la zone d'Ambatry. La concentration en magnésium est moins élevée dans la nappe d'eaux du Jurassique et Crétacé qui est comprise entre 11,53 mg/L et 124 mg/L. De même pour les eaux dans la nappe d'alluvion du bassin Sakamena qui a pour valeur moyenne de 14,64 mg/L.

- **Anions**

La concentration de chlorure dans les eaux de la nappe d'eaux de l'Isalo est assez élevée car elle varie de 18,06 mg/L à 789,9 mg/L. On a mesuré des fortes concentrations dans la partie sud de la zone d'étude. La concentration de chlorure dans la nappe d'eaux du Jurassique et Crétacé est comprise entre 54,9 mg/L et 613,7 mg/L. Celle-ci est en moyenne de 12,88 mg/L pour les sources. Pour la nappe d'alluvion du bassin Sakamena, elle varie de 17,19 mg/L à 256,5 mg/L.

Pour le sulfate, la concentration varie de 2,85 mg/L à 598,8 mg/L dans la nappe d'eaux de l'Isalo. Elle est moins élevée dans les puits se trouvant dans la nappe d'alluvion du bassin Sakamena car la valeur maximale est de 182,9 mg/L. Par contre, elle croit jusqu'à 787,7 mg/L

dans les eaux de la nappe du Jurassique et Crétacé. La valeur moyenne de la concentration en sulfate est faible dans les forages car elle est de l'ordre de 32,5 mg/L, elle est environ 16,82 mg/L pour les sources.

La concentration de nitrate dans la nappe d'eaux de l'Isalo est faible avec une valeur moyenne de 96,6 mg/L sauf pour les puits P12, P13 et P16 qui atteint jusqu'à 1522,88 mg/L. De même pour les eaux de la nappe de Jurassique et Crétacé dont la valeur est comprise généralement entre 5 mg/L et 191mg/L à l'exception d'un puits qui est éloigné du fleuve Onilahy avec une concentration de 1627,15 mg/L. La concentration de nitrate dans les eaux du bassin Sakamena est très faible et ne dépasse pas 6,5 mg/L. La concentration de nitrate est très faible pour les eaux des forages et les sources avec des valeurs de 21,4 mg/L et 1,38 mg/L respectivement.

3.3.2. Isotopes de l'environnement

3.3.2.1. Composition en isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$

Dans la nappe d'Isalo, la composition en $\delta^{18}\text{O}$ varie de -5,82‰ à -3,72‰. La composition isotopique $\delta^2\text{H}$ varie de -39,93‰ à -26,58‰. Le point de prélèvement P31 est le plus enrichi et celui de P17 est le plus appauvri. Dans la nappe de Sakamena, elle varie de -4,25‰ à -4,46‰ pour la composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ et entre -26,83‰ et -28,07‰ pour celle de $\delta^2\text{H}$. Ces valeurs sont assez proches de celles des précipitations à Antananarivo dont la composition isotopique de la précipitation atmosphérique moyenne en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont respectivement de l'ordre de -3,02‰ et -22,25‰.

Dans la nappe se trouvant à l'ouest de la zone de recharge, $\delta^{18}\text{O}$ se trouve entre -5,15‰ et -3,46‰, et $\delta^2\text{H}$ varie de -33,56‰ à -29,42‰ sauf pour l'eau de puits P25 qui est plus appauvri avec de composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ respectivement -7,19‰ et -49,46‰, P2 est plus enrichi en isotopes stables avec de composition en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ -3‰ et -30‰ respectivement.

Pour les rivières, la composition en $\delta^{18}\text{O}$ varie de -4,63‰ à -4,13‰, et celle-ci est entre -29,16‰ à -32,64‰ pour le $\delta^2\text{H}$. La figure suivante montre la fréquence de distribution de la composition en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux prélevées dans la zone d'étude.

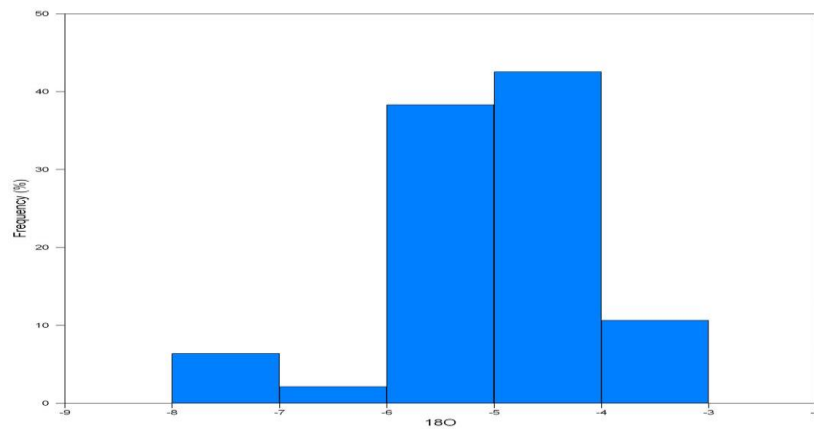


Figure 15: Fréquence de distribution de la composition $\delta^{18}O$ des échantillons prélevés

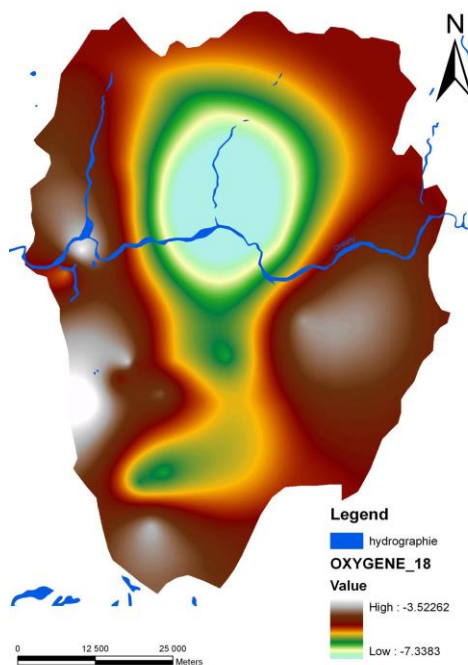


Figure 16: Distribution spatiale de la composition en $\delta^{18}O$ sur la zone d'étude

3.3.2.2. Teneur en tritium (3H)

La teneur en tritium dans les échantillons d'eaux souterraines de la nappe de l'Isalo varie de 0,2 UT à 1,67 UT. Elle est supérieure à 1 UT dans la zone de recharge et diminue suivant l'altitude jusqu'à 0,7 UT. Pour les deux forages à Betioky, la concentration de tritium est inférieure à 0,4 UT.

Pour les points de prélèvement proche du fleuve dans la nappe de Sakamena, la valeur moyenne de la concentration de tritium dans l'eau est 1,2 UT.

Pour la nappe de crétacé et jurassique, la teneur en tritium varie entre 0,64 UT à 1,2 UT avec une moyenne de 0,86 UT. La valeur maximale correspond à l'eau du puits P22 et la valeur minimale correspond à l'eau du puits P24.

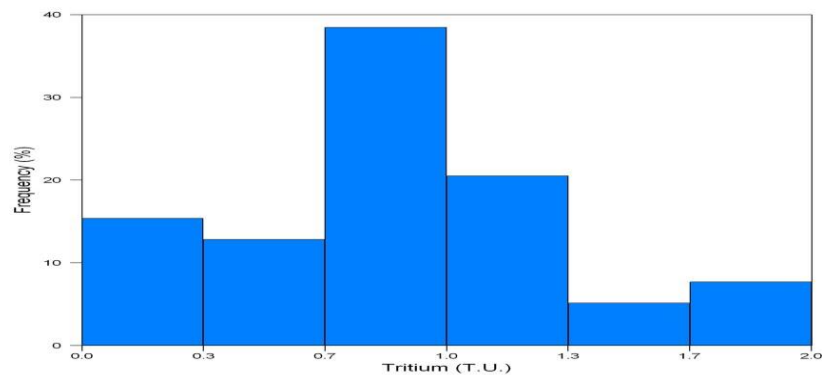


Figure 17: Fréquence de distribution de la teneur en tritium des échantillons prélevés

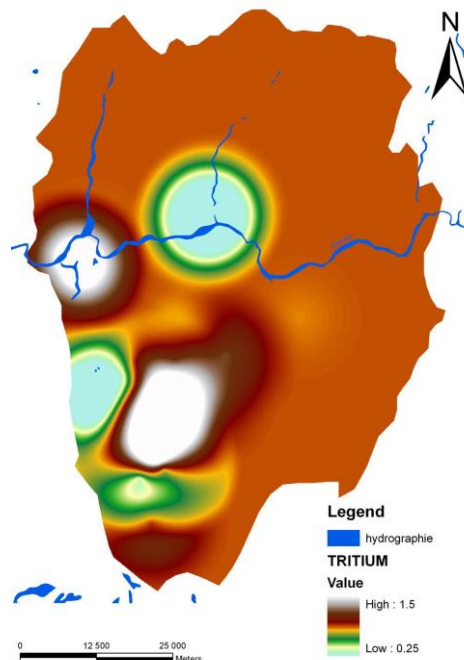


Figure 18: Distribution spatiale de la teneur en tritium sur la zone d'étude

3.4.Mécanisme de recharge et évolution géochimique des eaux souterraines

3.4.1. Faciès chimiques des eaux

Le diagramme Piper peut définir les modèles de changement spatiale dans l'hydrochimie entre les unités géologiques, le long d'une ligne de section ou le long d'une ligne de parcours (Raji & Alagbe, 1997; Domenico et Schwartz, 1998). Les résultats des analyses chimiques de l'ensemble

des puits dans la zone d'étude ont été tracés sur les diagrammes Piper (Fig. 19) pour déterminer les faciès hydrochimiques.

Les eaux souterraines peuvent être groupées suivant leur localisation géographique et géologique. En effet on a distingué trois groupes d'eaux dont les eaux souterraines de la nappe de l'Isalo, la nappe d'alluvion de Sakamena et de la nappe de Crétacé et Jurassique qui sont proches du fleuve Onilahy à l'ouest de Betioky.

En général, les eaux dans la nappe de l'Isalo ont quatre types différents dont le type Na-Ca-Cl-HCO₃, le type Na-Ca-HCO₃-Cl, le type Na-SO₄-Cl et le type Na-Cl.

Les eaux de type Na-Ca-HCO₃-Cl sont des eaux souterraines se trouvant dans la zone de recharge de la nappe phréatique, sauf les eaux du puits P12 et P16 ayant de faciès chimique respectifs Mg-Ca-Na-Cl-NO₃ et Na-Mg-NO₃-Cl car elles sont fortement contaminées par le nitrate d'origine anthropique. Ces eaux sont moins minéralisées et sont de mélange des eaux alcalines obtenues à partir de rafraichissement des eaux de pluie.

Dans la colline de Betioky, les eaux sont assez minéralisées avec le faciès Na-Ca-Cl-HCO₃, sauf pour le puits MAS01 avec un faciès chimique Na-Cl-SO₄-HCO₃ dû probablement à une contamination de sulfate d'origine anthropique. Les points de captage se trouvent en aval de la zone d'alimentation. Ce qui provoque le changement du faciès chimique des eaux car elles subissent plusieurs processus géochimiques durant son parcours.

Dans la vallée Est, les eaux rencontrées sont de type Na-Cl et Na-SO₄-Cl. On observe donc une augmentation de la concentration du sulfate quand on se déplace vers le nord en rapprochant du fleuve de l'Onilahy. Elles sont plus ou moins minéralisées car ce sont un mélange des eaux matures riches en sulfate.

Les eaux dans l'alluvion de Sakamena ont le type Na-Ca-SO₄-HCO₃. Elles sont de mélange des eaux récentes et anciennes mais l'existence de l'ion sulfate peut produire une minéralisation assez importante sur leur qualité.

Pour les eaux se trouvant proches du fleuve à l'ouest de la colline de Betioky, le type des eaux est Na-Ca-Mg-SO₄-Cl-HCO₃ sauf le puits P02 de type Na-Ca-Mg-NO₃ et les puits P27 et P28 de type Ca-Na-K-NO₃-HCO₃ et Na-Ca-Cl-SO₄ respectivement. Ces eaux sont très minéralisées et correspondent à des eaux qui ont subi plusieurs processus géochimiques. Ceci peut être expliqué par le fait que les eaux des puits sont affectées par les anciens sédiments continentaux.

Les eaux sont de type Ca-Na-HCO₃ pour les rivières et les sources, elles correspondent donc à des eaux plus ou moins douces.

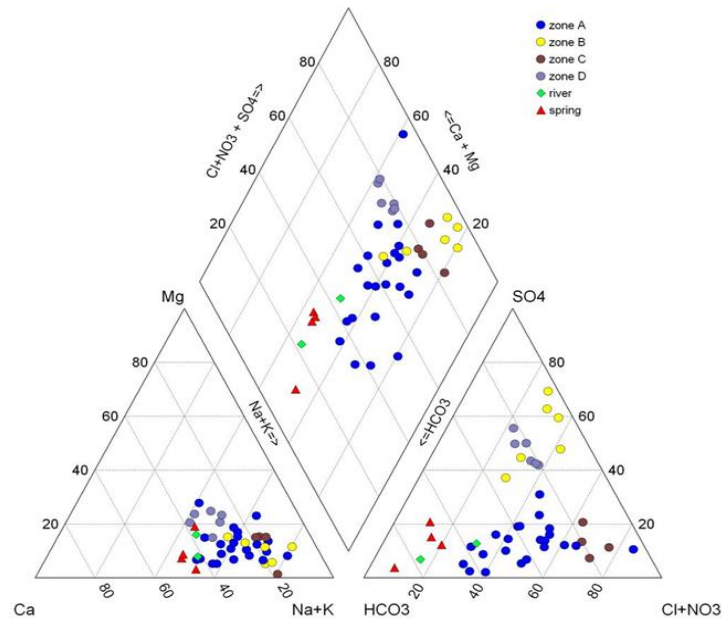


Figure 19 : Diagramme de Piper des échantillons prélevés

Tableau 2 : Facies hydrochimiques des eaux dans le bassin sédimentaire de Betioky

Zone	Formation géologique	Location	Faciès
A	Isalo 2	Colline de Betioky	Na-Ca-HCO ₃ -Cl
B	Alluvion	Bassin de Sakamena	Na-Ca-SO ₄ -HCO ₃
C	Isalo 1	Ambatry et Anjamena	Na-Cl ou Na-SO ₄ -Cl
D	Jurassique et crétacé	Proche de l'Onilahy	Na-Ca-Mg-SO ₄ -Cl-HCO ₃
Rivière	Alluvion	Tongobory	Na-Ca-HCO ₃
Source	Isalo 2	Bezaha	Ca-Na-HCO ₃

3.4.2. Minéralisation des eaux

L'abondance relative des ions majeurs est déterminée suivant les concentrations de ces ions dans les échantillons d'eaux prélevés.

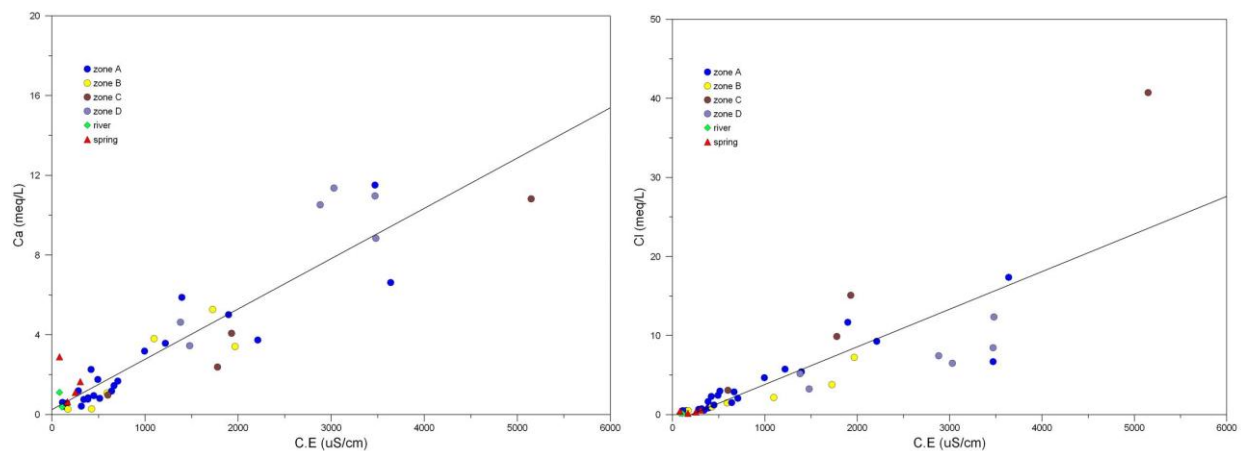
Pour les cations Na>Ca>Mg car Na varie de 8,45 mg/L à 789,97 mg/L, Ca est compris entre 5,42 mg/L et 230,6 mg/L, Mg varie entre 8,45 mg/L et 124 mg/L et K varie de ,51 mg/L à 84,2 mg/L. Pour les anions, l'abondance relative est Cl>SO₄>HCO₃ car Cl varie de 4,68 mg/L à 1443,37 mg/L, SO₄ varie entre 2,85 mg/L et 787,67 mg/L et HCO₃ varie de 8,54 mg/L à 624 mg/L.

Les graphes suivants montrent la corrélation entre la conductivité électrique et les ions majeurs. La contribution des ions majeurs à la minéralisation des eaux souterraines est déterminée par leur coefficient de corrélation avec la conductivité électrique. On trouve dans ces graphes que pour les cations, le sodium et calcium contribuent beaucoup à la minéralisation des eaux car ils ont de coefficient de corrélation positif avec la conductivité électrique de valeur respective 0,915 et 0,925 suivi du magnésium avec de coefficient de corrélation respectif 0,913. Pour les anions, ce sont le chlore et le sulfate qui contribuent beaucoup à cette minéralisation car ils ont de coefficient de corrélation 0,868 et 0,696 respectivement.

Tableau 3 : Matrice de corrélation entre la conductivité électrique et les ions majeurs

R ²	CE	Ca ⁺⁺	Na ⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻⁻	NO ₃ ⁻
CE	1	0,917	0,929	0,942	0,555	0,840	0,729	0,776	0,426
Ca ⁺⁺		1	0,762	0,853	0,514	0,702	0,551	0,71	0,551
Na ⁺			1	0,735	0,362	0,916	0,698	0,633	0,188
Mg ⁺⁺				1	0,755	0,69	0,624	0,581	0,65
K ⁺					1	0,432	0,01	0,105	0,762
Cl ⁻						1	0,519	0,412	0,165
HCO ₃ ⁻							1	0,602	-0,138
SO ₄ ⁻⁻								1	0,047
NO ₃ ⁻									1

Les graphes ci-dessous montrent les différentes corrélations entre les ions majeurs et la conductivité électrique.



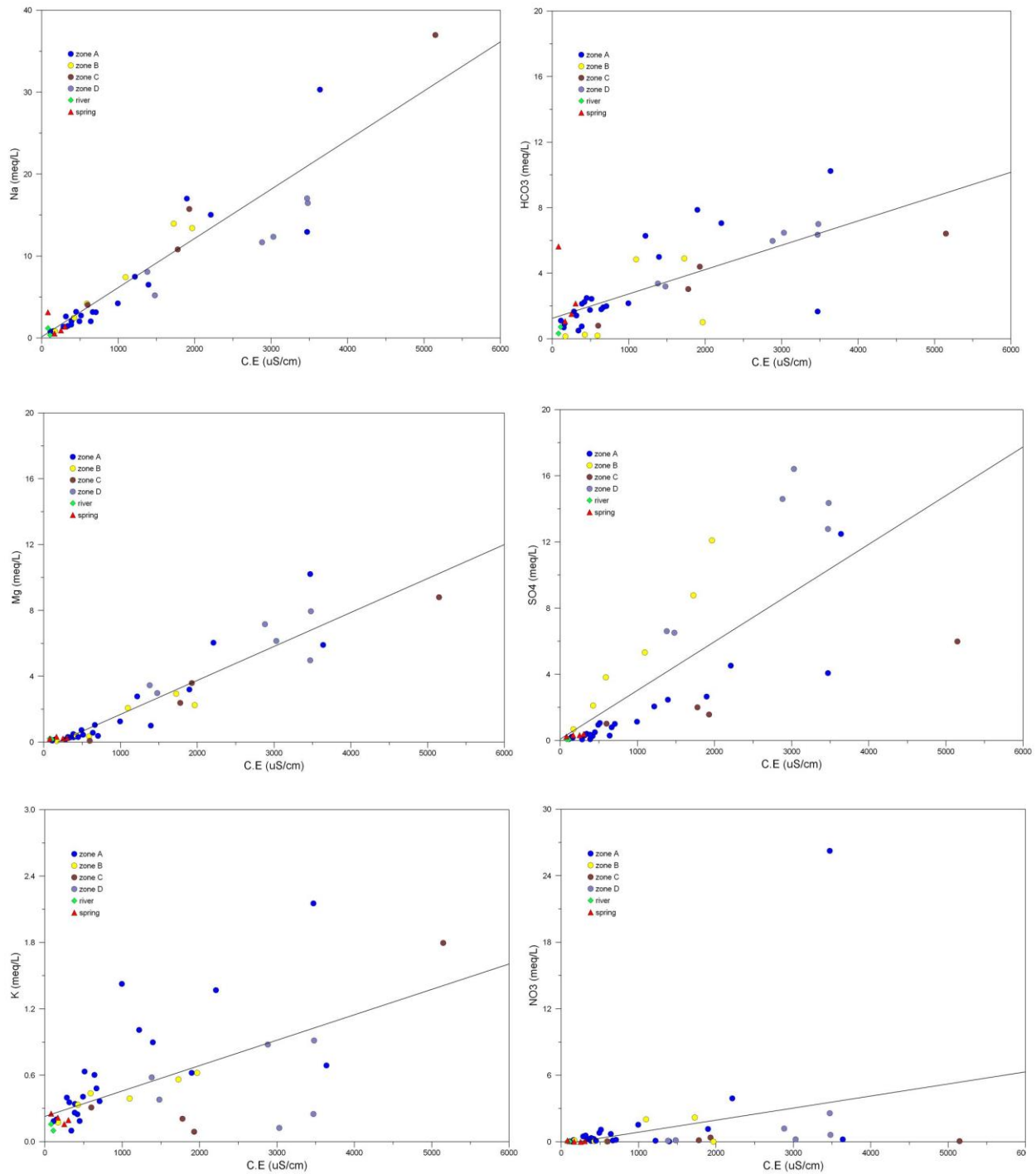


Figure 20: Corrélation entre la conductivité électrique et les ions majeurs

3.4.3. Mécanisme de l'évolution géochimique des eaux

Le diagramme de Gibbs est utilisé pour identifier et comprendre les mécanismes qui contrôlent les processus géochimiques des eaux souterraines tels que les précipitations, l'évaporation et la dominance des roches dans la zone d'étude (Gibbs, 1970). Les graphes montrent que la plupart

des points se trouvent dans la zone de dominance des roches. Ceci devra prouver que l'altération chimique des roches minérales est la source majeure contrôlant l'évolution chimique des eaux souterraines dans cette zone.

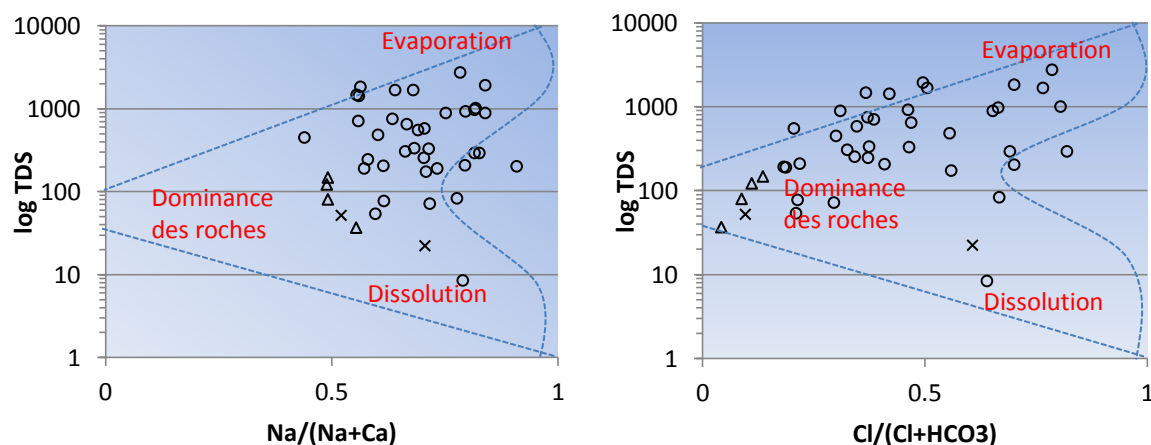
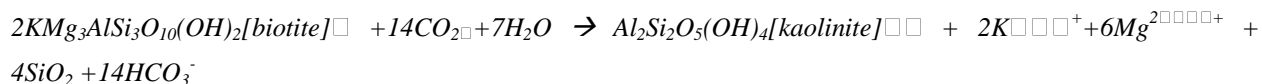
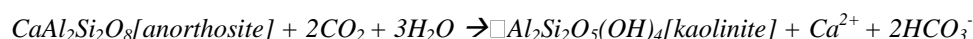
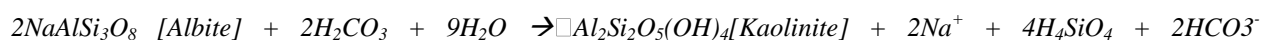


Figure 21 : Diagramme de Gibbs

3.4.3.1. Altération des roches silicatées

Pour les eaux souterraines moins profondes qui exploitent une nappe de grès sableux ou argileux, l'altération des silicates minéraux est la source probable des cations majeurs. L'altération des silicates est un majeur processus géochimique qui contrôle la plupart de la minéralisation des eaux souterraines illustrée par les équations suivantes :



Dans le système aquifère sédimentaire, le processus d'altération des silicates ne peut pas avoir lieu que pour la valeur de pH comprise entre 4 et 6,5. Mais, la valeur minimale du pH obtenue sur les eaux souterraines dans la zone d'étude est 6,56. Cela signifie que l'altération des silicates minéraux ne devra pas constituer la source majeure des ions dans le système aquifère étudié. Etant donné que la formation géologique de la zone d'étude est renfermée par des bois silicifiés (Bésairie, 1956) et que l'altération des feldspaths anorthosites peut être supposée la source majeure des ions présents dans les eaux souterraines dans la formation argilo-gréseuse de la

nappe d'Isalo (Nicolini, 1980), le degré de la contribution des silices doit être justifié par l'analyse de SiO_4 dans les échantillons d'eaux prélevées.

3.4.3.2. Dissolution des solutions carbonatées

• Relation Ca/HCO_3

Deux tendances formant deux types d'eaux d'évolution géochimiques différentes sont constatées d'après le graphe de corrélation entre Ca et HCO_3 (figure 22). La première tendance concerne les eaux souterraines, les sources et les rivières de la nappe de l'Isalo avec un coefficient de corrélation de 0,941 dont le rapport entre Ca^{2+} et HCO_3^- est nettement inférieur à 1. Le faciès chimique de ces eaux est dominé par le type Na-Ca-Cl- HCO_3 , ce qui prouve une possibilité de la dissolution de calcite de la formation calcaire marneux. Mais, l'appauvrissement du calcium montre l'existence d'un autre phénomène comme l'échange des cations. La deuxième tendance concerne les eaux souterraines qui se trouvent dans la nappe de Jurassique et Crétacé avec un coefficient de corrélation de 0,912 dont le rapport entre Ca/ HCO_3 est supérieur à 1. Ces eaux ont de faciès chimiques de type Na-Ca-Mg- SO_4 -Cl- HCO_3 . La dissolution de calcite est probablement la source de l'ion calcium dans ces eaux mais l'excès de concentration par rapport à l'ion bicarbonate est lié à la dissolution de gypse.

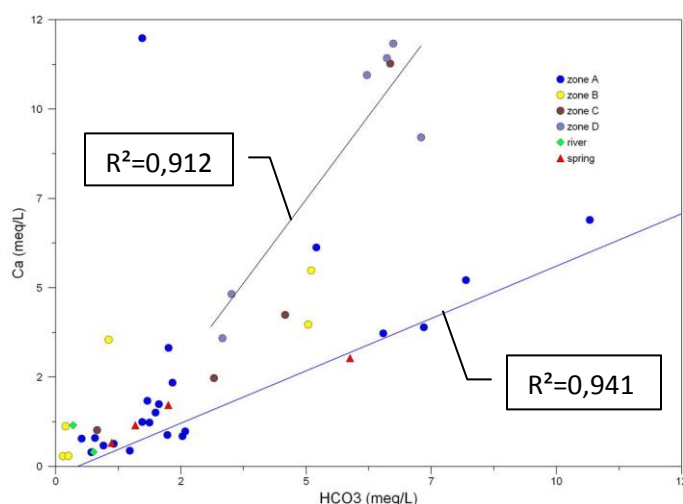
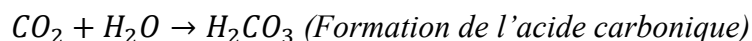
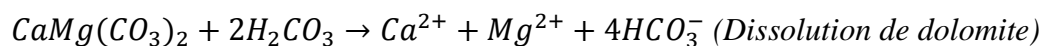


Figure 22: Relation entre l'ion bicarbonate et le calcium des eaux

Dans cette réaction, l'acide carbonique (CO_2 et H_2O) et le carbonate de calcium dans le sol réagissent pour former de l'ion bicarbonate et de l'ion calcium données par les équations suivantes :





L'altération de carbonates par l'acide carbonique dans l'eau saturée avec le CO_2 est un processus intensif. Cette eau peut facilement dissoudre des carbonates minéraux disponibles dans leur ligne de parcours. Ce processus va augmenter les ions calcium, magnésium et bicarbonate contenus dans les eaux souterraines de la zone d'étude.

• Relation $\text{Ca}/\text{SO}_4^{2-}$

Pour les eaux de type sulfaté dans la formation de Jurassique et crétacé ainsi que l'alluvion du bassin de Sakamena, une bonne corrélation ($r^2 = 0,953$) pour les échantillons a été observée sur le graphe de Ca^{2+} vs SO_4^{2-} (figure 21a) suggérant que l'ion calcium et le sulfate ont la même origine. La dissolution de gypse joue un rôle important conduisant à la forte minéralisation des eaux car si on considère uniquement cette origine évaporitique, le rapport Ca/SO_4 doit être égal à 1. On observe dans le graphe entre la conductivité électrique et le rapport Ca/SO_4 (figure 21b) deux phénomènes conduisant à deux différentes évolutions géochimiques qui contrôlent la minéralisation des eaux dans cette zone. Pour les eaux moins minéralisées dont la conductivité électrique est inférieure à $1000 \mu\text{S}/\text{cm}$, le rapport Ca/SO_4 croît progressivement. L'évolution géochimique de ces eaux est dominée par l'échange des cations induisant l'augmentation de la concentration de l'ion calcium par rapport à celle du sulfate. L'échange des cations concerné sera rappelé dans le paragraphe suivant. Pour les eaux minéralisées de conductivité électrique supérieure à $1000 \mu\text{S}/\text{cm}$, le rapport Ca/SO_4 reste toujours inférieur à 1. La dissolution de gypse domine ces eaux mais le rapport entre l'ion Ca^{2+} et l'ion SO_4^{2-} légèrement inférieur à 1 montrant un excès de l'ion sulfate par rapport à l'ion calcium. Donc, l'appauvrissement de l'ion calcium peut être dû à la précipitation du bicarbonate de sodium issue de la grésification des matériaux continentaux.

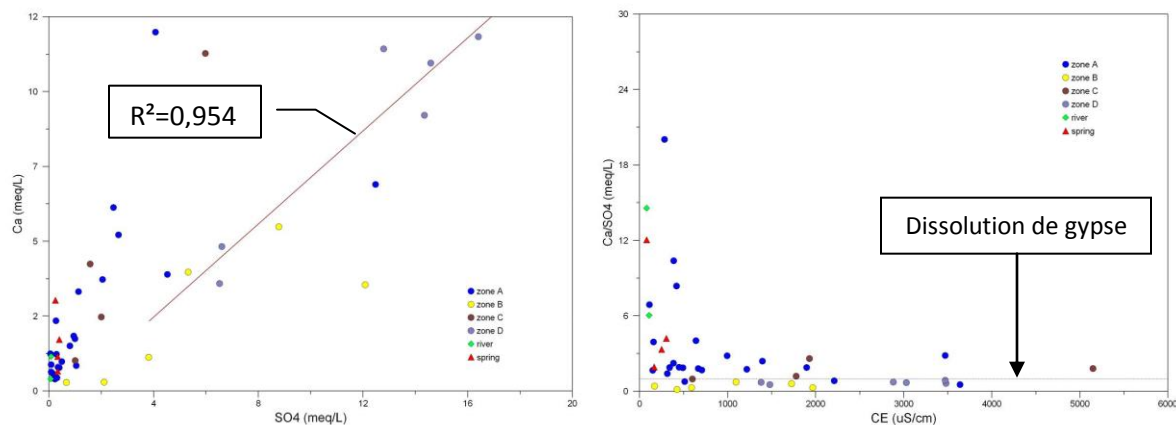


Figure 23: Relation entre l'ion sulfate et le calcium (a), magnésium (b)

• Relation Na/Cl

Le graphe de Na vs Cl (figure 22a) montre une bonne corrélation de droite linéaire d'équation $y = 1,42x + 0,75$ ($r^2=0,931$) pour tous les échantillons d'eaux prélevées suggérant que l'ion Na^+ et Cl^- ont la même origine. Pour la dissolution totale du sel présent dans l'aquifère ou apporté par l'aérosol, la pente de cette droite doit être égale à 1. La pente de la droite supérieure à 1 représente un excès de l'ion Na^+ par rapport à l'ion chlorure. Cet excès peut être dû à des échanges des ions. La dissolution de sel est fort probable la source de sodium dans la zone d'étude. La dissolution de l'argile salifère de la formation Sakamena peut être liée à la forte évapotranspiration, cela se produit au moment de la recharge des eaux souterraines et s'intensifie au fur et à mesure que l'on se déplace de la zone de recharge. Pour les eaux fortement minéralisées ayant le type Na-Cl, le rapport Na/Cl est égal à 1 impliquant la dissolution totale du sel provenant de la remontée des eaux profondes. On observe deux tendances pour la relation entre le rapport Na/Cl et la conductivité électrique (figure 22b) à l'exception des eaux ayant le type Na-Ca-SO₄-Cl. Pour les eaux de faible conductivité électrique (<1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), le rapport Na/Cl augmente. Cela veut dire que le processus géochimique de l'évolution des eaux est dominé par l'échange des cations favorisant l'augmentation de l'ion sodium. Pour les eaux très minéralisées ayant de conductivité électrique supérieure à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, le rapport Na/Cl est compris entre 1 et 2, donc la dissolution de halite contribue beaucoup à la minéralisation de ces eaux par rapport à l'échange des cations.

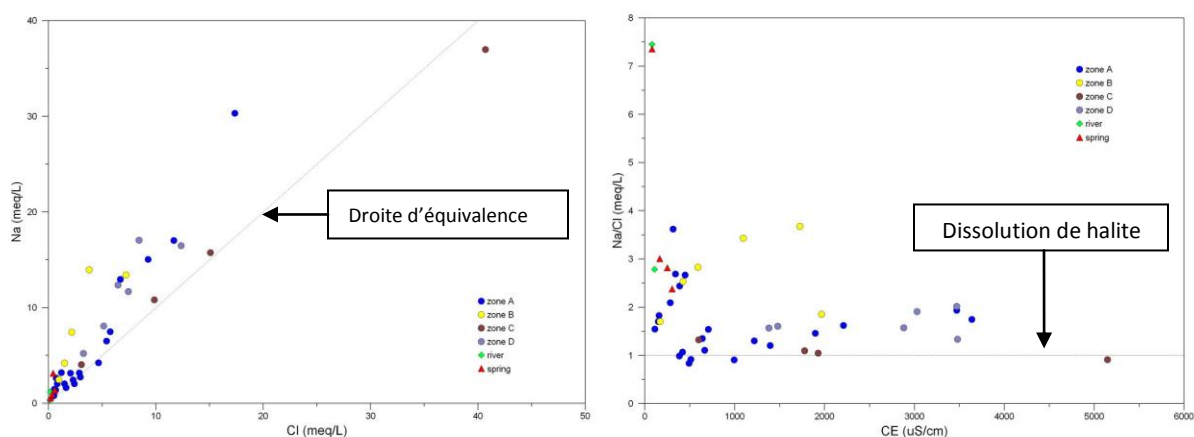
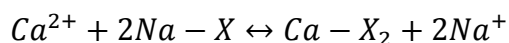


Figure 22 : Relation entre l'ion sodium et le chlorure (a), et la conductivité électrique et le rapport Na/Cl (b)

3.4.3.3. Echange des cations

Les réactions d'échange de cations sont l'une des réactions géochimiques importantes qui contrôlent la distribution et la présence d'ions dans les eaux souterraines. Le procédé d'échange de cations peut être identifié en utilisant une relation entre les ions Na^+ et Cl^- (figure 22a). Une concentration élevée de Na^+ par rapport à Cl^- sur les échantillons prélevés dans la zone d'étude peut être interprétée comme preuve de réactions d'échange de cations (Rajmohan and Elango 2004). L'échange d'ions entre l'eau et l'argile dans la formation de grès argileux ou sableux est susceptible de provoquer la consommation des ions Ca^{2+} et Mg^{2+} et libération de l'ion Na^+ (Krimissa, 1998 ; Schoeller 1962). Dans la réaction normale d'échange d'ions, Ca^{++} est conservée dans le matériau de l'aquifère et Na^+ est rejetée dans l'eau, La réaction d'échange de cation est décrite comme suit :



L'excès de Na^+ générée par une réaction d'échange d'ions n'a pas été compensé par Cl^- mais par alcalinité ou SO_4^{++} . En effet, l'échange de cations dans la zone d'étude est également identifié par la réduction des niveaux de Ca^{++} par rapport à Na^+ illustrée dans le graphe de Na^+ vs Ca^{2+} .

Autrement, l'excès de l'ion Ca^{2+} par rapport à l'ion Mg^{2+} pour tous les échantillons analysés indique également la réaction des échanges d'ions.

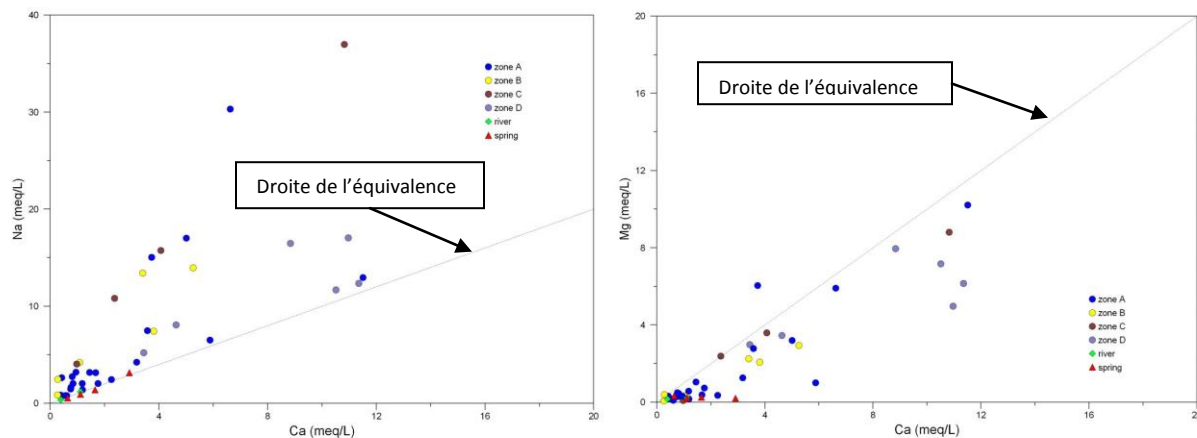


Figure 24: Relation entre l'ion sodium et le calcium

3.4.3.4. Processus d'évaporation

Le graphe $\delta^{18}\text{O}$ vs Cl^- et celui du $\delta^{18}\text{O}$ vs CE montrent que l'évaporation n'est pas la source de la minéralisation des eaux dans la zone d'étude. Les points sur graphe de $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à l'ion Cl^- de la zone d'étude semblent être très dispersés, ce qui signifie que l'évaporation n'est pas un processus dominant dans l'intégralité de la zone d'étude. La variation de la composition en $\delta^{18}\text{O}$

ne change pas significativement suivant la direction de l'écoulement des eaux, et celle-ci est en relation avec l'augmentation de la conductivité électrique. Ce qui signifie que l'augmentation de la conductivité électrique ne correspond pas avec la composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des eaux. Donc, malgré la température élevée de la zone d'étude, le phénomène d'évaporation ne joue aucun rôle sur la minéralisation des eaux souterraines.

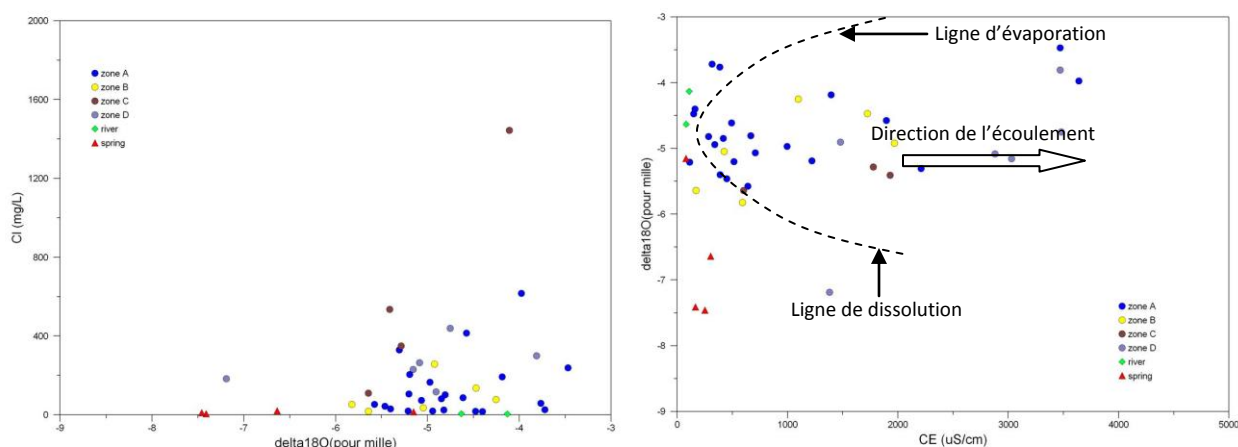


Figure 25: Relation entre la composition isotopique ^{18}O et l'ion chlorure

3.4.3.5. Oxydation / réduction

Plusieurs réactions dans les eaux souterraines entraînent le transfert des électrons entre les constituants dissous et solides. La perte d'électron correspond à une oxydation et le gain d'électron correspond à une réduction. Les plus importants des agents oxydants dans les eaux souterraines sont l'oxygène dissous, l'oxo-anions tels que le nitrate, sulfate et l'eau elle-même. Les agents réduisants incluent une large variété des composants organiques, sulfites inorganiques comme les silicates de pyrite. Au moins un des groupes suivants existe dans les eaux souterraines pour que le phénomène d'oxydo-réduction se produise. Le sulfate et le fer sont les constituants communs dans les sols et les eaux souterraines qui participent dans les réactions d'oxydation et réduction. Ces réactions reflètent volontairement le changement des conditions de Eh/pH environnant. Dans les systèmes aquifères, le fer se produit sur l'un des deux états d'oxydation : réduction de Fe^{2+} ou oxydation de Fe^{3+} . Similairement, les ions sulfates présents dans les eaux souterraines peuvent être réduits grâce à un processus de réduction. Si les concentrations de sulfate et de fer dans les eaux souterraines sont très faibles et le potentiel redox Eh des échantillons d'eau souterraine est négatif, indiquant un état réduit alors les ions auraient diminué en raison de la réduction. Toutefois, dans certaines zones, l'absence de source de ces deux ions sulfates ou fer pourrait être la raison de la faible concentration.

La mise en évidence du phénomène d'oxydo-réduction dans la zone d'étude peut être illustrée par le graphe de SO_4 vs Cl (figure 26). Le rapport SO_4/Cl très élevé montre qu'il y a une faible concentration de Cl suggérant que Cl^- est en voie d'épuisement. Earlier, Datta et Tyagi (1996) avaient observé que les eaux souterraines à forte concentration de Cl^- et basse concentration de SO_4^{2-} indiquent probablement la réduction. Les points au dessous de la droite d'équivalence montrent un excès de Cl dans les échantillons d'eaux. Ces sont des eaux se trouvant dans la nappe de l'Isalo. Elles ne sont pas affectées par le sulfate. Par contre, les points qui se trouvent au dessus de la droite de l'équivalence correspondent aux eaux de type sulfaté dans la formation Jurassique et Crétacé et les eaux dans le bassin d'alluvion de Sakamena. L'excès de l'ion sulfate ne vient pas forcément de l'oxydation du sulfure car la valeur de l'oxygène dissous est assez faible avec une valeur maximale de 6,5 mg/L. En effet, le phénomène d'oxydo-réduction n'est pas la source majeure de l'ion sulfate dans les eaux du bassin Sakamena et celles de la formation Jurassique et Crétacé à l'ouest de la colline de Betioky.

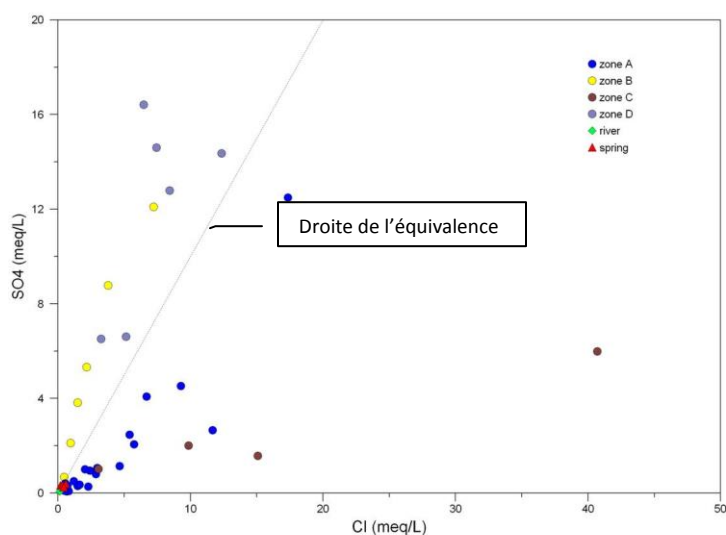


Figure 26: Relation entre l'ion chlorure et l'ion sulfate

3.5.Mécanisme de la recharge des eaux

3.5.1. Origine de la recharge des eaux souterraines

Les résultats des analyses isotopiques sont rapportés dans la figure ci-dessous pour tracer les différentes droites météoriques. L'équation de la droite météorique locale est $\delta^2\text{H} = 8,05 \cdot \delta^{18}\text{O} + 14$ ($r^2=0,969$) (Atlas Africa, AIEA 2007). La droite météorique locale se place au dessus de la droite météorique mondiale (Craig, 1961), sachant que Madagascar se trouve dans l'hémisphère sud traversé par le Tropique du Capricorne et ayant un climat tropical.

En effet, la droite de régression a pour équation $\delta^2\text{H} = 5,71 * \delta^{18}\text{O} - 6,5$ ($r^2=0,848$) pour les eaux dans la nappe d'eaux de l'Isalo. La nappe est donc rechargée par les précipitations locales pas trop longtemps ayant subie une faible évaporation, Les échantillons plus enrichies correspondent à des eaux qui se trouvent dans la zone de recharge, Les eaux en aval de la zone de recharge subissent une condensation à travers son parcours.

La droite de régression est $\delta^2\text{H} = 1,9 * \delta^{18}\text{O} - 22,86$ ($r^2=0,75$) pour la nappe du Crétacé et Jurassique qui se trouve proche du fleuve. La pente est trop faible pour refléter un processus d'enrichissement en évaporation continue. Une similarité de la composition isotopique entre les eaux de la nappe du Jurassique et Crétacé et la rivière Onilahy suggère un mélange des eaux non évaporées avec l'eau de la rivière est observé dans les échantillons de cette zone. Dans cette zone, on observe l'existence d'un puits P25 qui est très appauvri en isotope stable. Cela veut dire qu'il y a de montée des eaux profondes aussi dans cette zone car il a la même signature isotopique que les eaux des sources thermales. De toute façon, l'eau du fleuve a la même signature isotopique avec les puits à ses alentours.

Pour les sources, les échantillons sont plus appauvris et indiquent une probable paléo-recharge.

Pour les eaux dans la nappe d'alluvion de Sakamena, les échantillons sont proches de la droite météorique locale. Aussi la nappe est-elle rechargée par l'infiltration directe des précipitations locales. Pour les eaux de la nappe du bassin Sakamena dans la vallée Est, la composition isotopique des eaux est appauvrie par rapport à celle des eaux qui sont dans la plaine alluviale. Cet appauvrissement peut être expliqué par le mélange des eaux profondes minéralisées avec la recharge des eaux de surface.

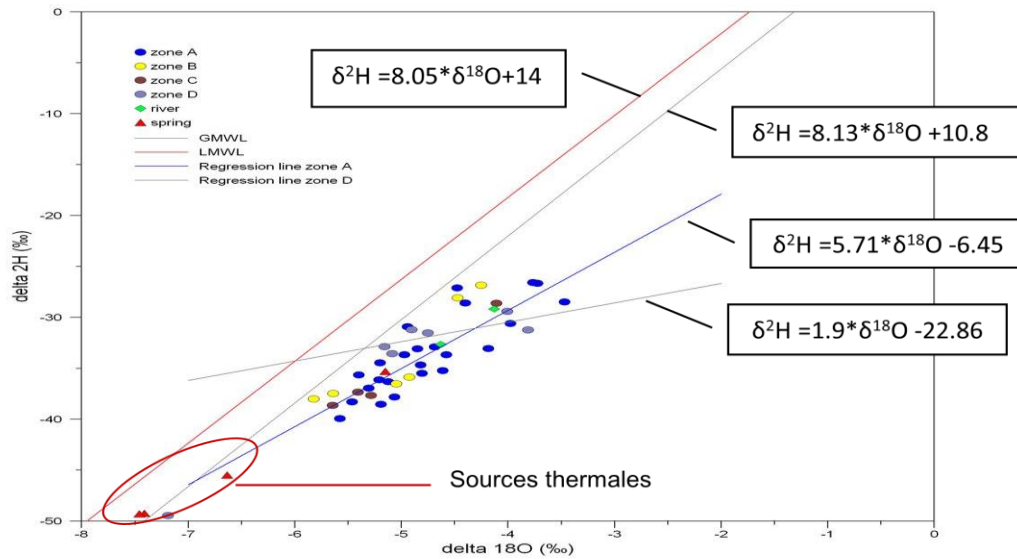


Figure 27: Composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux météoriques sur la zone d'étude

3.5.2. Mélange des eaux

La signature isotopique et la teneur en tritium des eaux souterraines se trouvant dans la nappe de Jurassique et Crétacé proche de la rivière montre qu'elles subissent un mélange entre les eaux souterraines provenant de la zone de recharge dans la colline de Betioky et l'eau du fleuve Onilahy.

En effet, on peut appliquer donc le bilan de masse pour calculer le part de chacune sédimentaire qui résulte la relation suivante :

Nappe alluviale (proche du fleuve) = rivière + zone de recharge

$$\begin{aligned} (1, \delta_m) &= (x_1, \delta_1) + (x_2, \delta_2) \\ \begin{cases} 1 = x_1 + x_2 \\ \delta_m = x_1 * \delta_1 + x_2 * \delta_2 \end{cases} & \quad (\text{eq.3}) \end{aligned}$$

Le résultat du calcul donne $x_1 = 0,46$ et $x_2 = 0,54$. La contribution de la rivière sur la nappe alluviale est presque égale à la recharge venant de la nappe du socle sédimentaire.

3.5.3. Localisation de la zone d'alimentation

Pour estimer les ressources en eau d'un aquifère, pour définir une zone de protection, ou pour effectuer un bilan hydrologique, il est nécessaire de localiser la ou les zones d'alimentation. Pour cela on utilise le phénomène de thermo dépendance des isotopes stables de l'eau qui voit la teneur isotopique des pluies varier en fonction de la température moyenne du sol c'est à dire de l'altitude. Les aires de recharge des nappes sont déterminées grâce à l'effet d'altitude que subissent les teneurs en isotopes stables. On part du principe de l'existence de gradient de température et de gradient isotopique (H, Salvayre et P, Olive, 1994 ; P, Olive, 1996) : la

température diminue avec l'altitude et le milieu aqueux s'enrichit en isotope stable avec la température.

$$\frac{\Delta t}{\Delta h} = -a \text{ et } \frac{\delta^{18}O}{\Delta t} = b \quad (\text{eq.4})$$

De ces deux relations, on tire un gradient d'altitude

$$\frac{\delta^{18}O}{\Delta h} = -a * b \quad (\text{eq.5})$$

On peut établir le gradient d'altitude régional à l'aide de stations pluviométriques ou de petites sources étagées en altitude dont on a déterminé l'altitude moyenne du bassin versant. La mesure de la teneur en ^{18}O d'une source permet d'évaluer l'altitude de son aire d'alimentation. L'approche isotopique permet donc de calculer l'altitude moyenne du bassin d'alimentation par simple mesure de la composition en isotopes stables de l'eau à l'exutoire. Pour cela, on situe la teneur isotopique de l'échantillon sur une droite régionale d'isotope stable – altitude. Cette droite est construite à partir des teneurs des pluies ou de préférence de sources aux bassins versant bien connus sélectionnées à différentes altitudes. La détermination des aires de recharge des nappes sur les bassins versants grâce à l'effet d'altitude constitue l'une des applications et des interprétations les plus familières des teneurs en isotopes stables. Dans le bassin sédimentaire de Betioky, le gradient élévation de 0,42‰ pour 100 m est déterminé à partir de la relation entre la composition en ^{18}O et l'élévation (Dakouré, 2003).

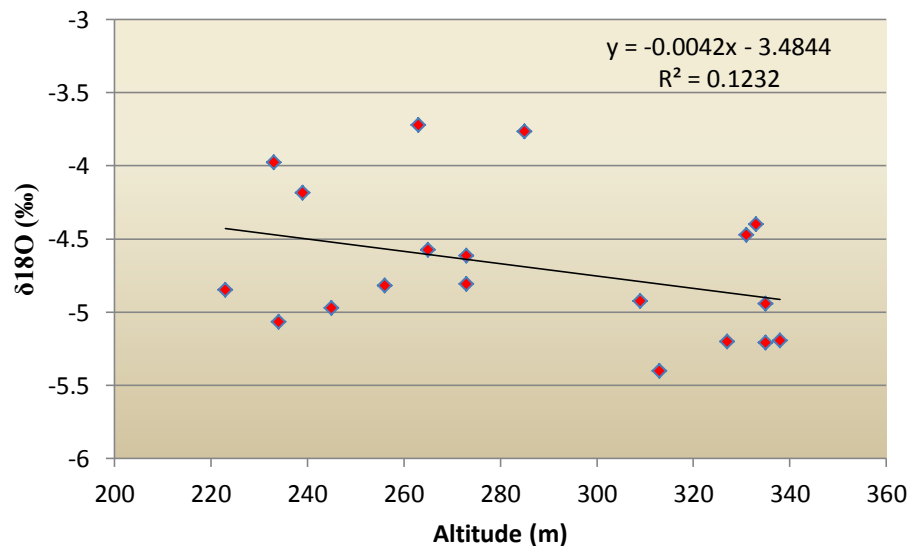


Figure 28: Variation de la composition en ^{18}O des eaux souterraines par rapport à l'altitude dans la zone d'étude

3.6. Détermination du temps de résidence des eaux souterraines

3.6.1. Les traceurs environnementaux

Un certain nombre des traceurs environnementaux portent des informations sur l'âge des eaux souterraines. Tritium (^3H) et gaz rares tels ^3He , ^{85}Kr et chlorofluorocarbones (CFCs) sont utilisés pour dater les eaux souterraines de moins de 80 ans. Pour les eaux souterraines âgées de plus de cent ans, l'indicateur d'âge le plus utilisé est l'Argon-39 (^{39}Ar) tandis que le ^{14}C , le ^{36}Cl et les produits radiogéniques des gaz rares sont normalement utilisés pour dater de même les eaux souterraines anciennes.

Dans les zones industrielles, les eaux souterraines sont souvent plus saturées avec des CFCs, indiquant soit des concentrations atmosphériques élevées en raison de la proximité de sites d'émission, soit l'entrée directe de substances chlorées dans l'écoulement des eaux souterraines, par exemple à partir des sites de dépôts.

En outre, il y a des indicateurs dont les CFCs se décomposent sous conditions anoxiques (spécialement le CFC-11). Autrement, un retard dû à l'absorption sur les matières organiques de l'aquifère doit se produire. En général, la datation de CFC est recommandée pour l'analyse de l'âge des eaux dans l'aquifère sableux loin des industries. Trois différentes sortes des méthodes de datation ont été principalement identifiées (Beyerle, 2002).

La première série des méthodes utilise certains éléments traces de l'atmosphère, tels que les CFCs, ^{85}Kr et ^3H , ayant une fonction d'entrée dépendante du temps (fig. 26).

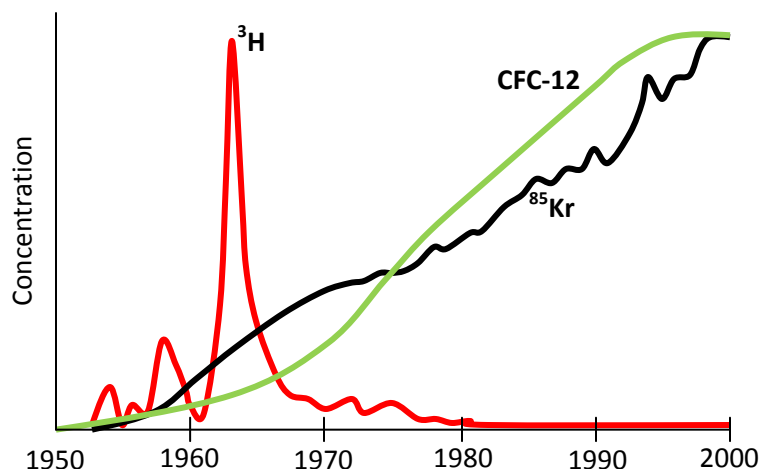


Figure 29: Traceurs avec fonctions d'entrée variable (UNEP, 2002)

Ainsi, leurs concentrations atmosphériques ne sont pas constantes mais ont varié au cours des 50 dernières années. La production industrielle introduit plus des CFCs, spécialement le CFC-11 et

le CFC-12, dans l'atmosphère, tandis que le ^{85}Kr est libéré à partir des usines de traitement nucléaire. Au début des années 60, des essais de bombe nucléaire dans l'atmosphère ont augmenté l'inventaire mondial de tritium par de 2 à 3 d'ordre des grandeurs. Les concentrations de tritium ont constamment diminué à partir des essais nucléaires des années 60, mais jusqu'à aujourd'hui, l'activité du tritium dans les eaux météoriques est généralement d'ordre de grandeur plus grand que le niveau de fond prévu en raison de la production de tritium par les rayonnements cosmiques. Si un volume d'eau donné est en échange de gaz avec l'atmosphère à l'instant t , la concentration réelle dans l'eau reflète la pression partielle de gaz atmosphérique en ce moment (loi de Henry). Lorsque la pression partielle atmosphérique d'un traceur change dans le temps, les concentrations successives du volume d'eau introduites dans l'aquifère changent aussi. Si des processus de mélange peuvent être négligés, la concentration d'un volume d'eau reflète essentiellement le temps écoulé entre le dernier échange de gaz et la date de prélèvement. La deuxième série des méthodes se rapporte principalement à la décroissance radioactive, par exemple, le ^{14}C se désintègre avec une demi-vie de 5730 ans et le ^{39}Ar se désintègre avec une demi-vie de 269 ans. Afin de calculer le temps de résidence des eaux souterraines utilisant le traceur radioactive, leur concentration d'entrée initiale devra être connue (Beyerle, 2002).

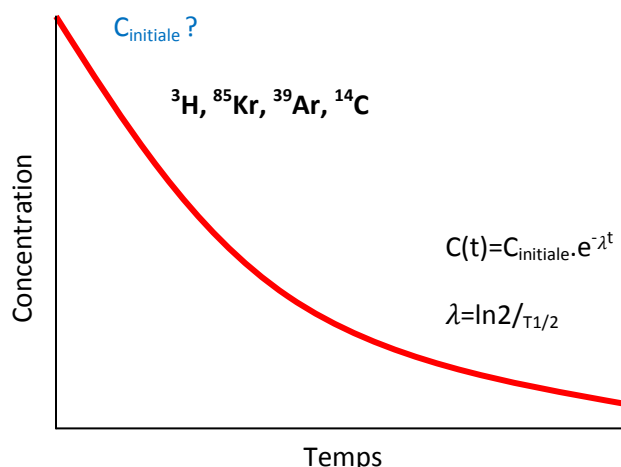


Figure 30: Concentration du traceur radioactif comme fonction du temps (UNEP, 2002)

Contrairement aux ^3H et ^{85}Kr , les fluctuations des concentrations atmosphériques de ^{14}C et ^{39}Ar sont petites et leurs concentrations initiales peuvent être estimées. Dans un système fermé sur lequel tous les isotopes changent, sont purement le résultat de la décroissance radioactive, le rapport de l'isotope fils (^3He) et l'isotope mère (^3H) est une mesure directe pour un temps écoulé depuis que l'eau a été mise en contact avec l'atmosphère. Comme, soit disant la datation ^3H - ^3He

se relie seulement sur la décroissance radioactive, il ne dépend pas sur la connaissance de la fonction d'entrée du tritium atmosphérique (Beyerle, 2002).

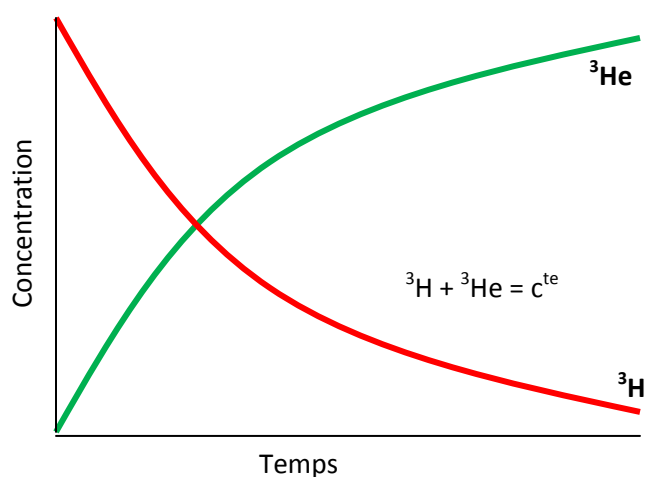


Figure 31: Isotopes mère et fils ^3H et ^3He (UNEP, 2002)

La troisième série de méthodes de datation des eaux souterraines se relie sur l'augmentation continue d'un traceur particulier. Par exemple, les isotopes stables des gaz rares ^4He et ^{40}Ar ont le potentiel d'être utilisés pour la datation des eaux souterraines très anciennes. La production de ces isotopes de gaz rares radiogéniques est contrôlée par une longue vie des nucléides dans les minéraux et roches tels que les isotopes U, Th et ^{40}K . Les âges des eaux souterraines dérivés des concentrations de ^4He ou ^{40}Ar sont basés sur l'hypothèse que les gaz rares radiogéniques s'accumulent continuellement durant l'écoulement des eaux souterraines. Les gaz rares radiogéniques sont attendus, soit à diffuser hors des minéraux au sein de l'aquifère ou émaner de couches plus profondes dans l'aquifère. En vue d'obtenir des temps de résidence des eaux souterraines, les taux d'accumulation respectifs doivent être connus. Ils peuvent cependant seulement être largement estimés (Beyerle, 2002).

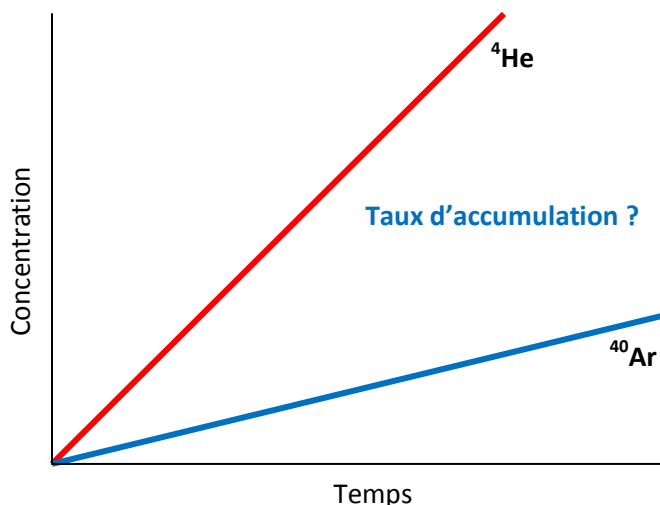


Figure 32: Datation des eaux avec les isotopes des gaz nobles radiogéniques (UNEP, 2002)

La combinaison de méthodes de datation limite le temps de séjour moyen des eaux souterraines à une mesure plus grande que l'utilisation d'une seule technique. Par conséquent, les processus de mélange dans les eaux souterraines peuvent être traités si plusieurs traceurs sont disponibles. Comme les traceurs utilisés sont à la fois chimiquement et biologiquement inerte, ils participent aux processus des eaux souterraines physiques seulement. Ils peuvent servir de marqueur d'échelle pour d'autres substances qui subissent des altérations biologiques et chimiques supplémentaires dans l'aquifère. Les différentes méthodes de datation exploitent différentes façons d'introduction d'un traceur dans la masse d'eau souterraine. CFC et isotopes de gaz rares sont dissous sous forme de gaz dans l'eau, alors que le tritium est lié dans les molécules d'eau sous forme $^1\text{H}^3\text{HO}$ et fait donc partie de l'eau en mouvement. CFC, gaz rares sont donc influencés par l'échange de gaz à un degré beaucoup plus élevé que le tritium. En outre, les traceurs de gaz ne mesurent pas le temps écoulé depuis que la nappe a atteint la zone saturée (ie. le début de son isolement total de l'atmosphère), tandis que le tritium se déplace en tant que composant de la molécule d'eau à travers la zone non saturée (Beyerle, 2002).

3.6.2. Approche du modèle de boîte noire « box model »

La plus simple interprétation de traceur environnemental est basée sur l'approche du modèle de la boîte (Beyerle, 2002).

Pour une fonction d'entrée d'un traceur donné, un modèle de boîte calcule la courbe de sortie théorique qui dépend sur :

- La fonction de transfert (soit pour un modèle piston, ou un modèle exponentiel ou un modèle de dispersion)

- Les paramètres particuliers de cette fonction de transfert (temps de résidence moyen et paramètre de dispersion).

En comparant les concentrations observées et mesurées, l'on peut identifier ces paramètres.

"black box" or "lumped parameter" models

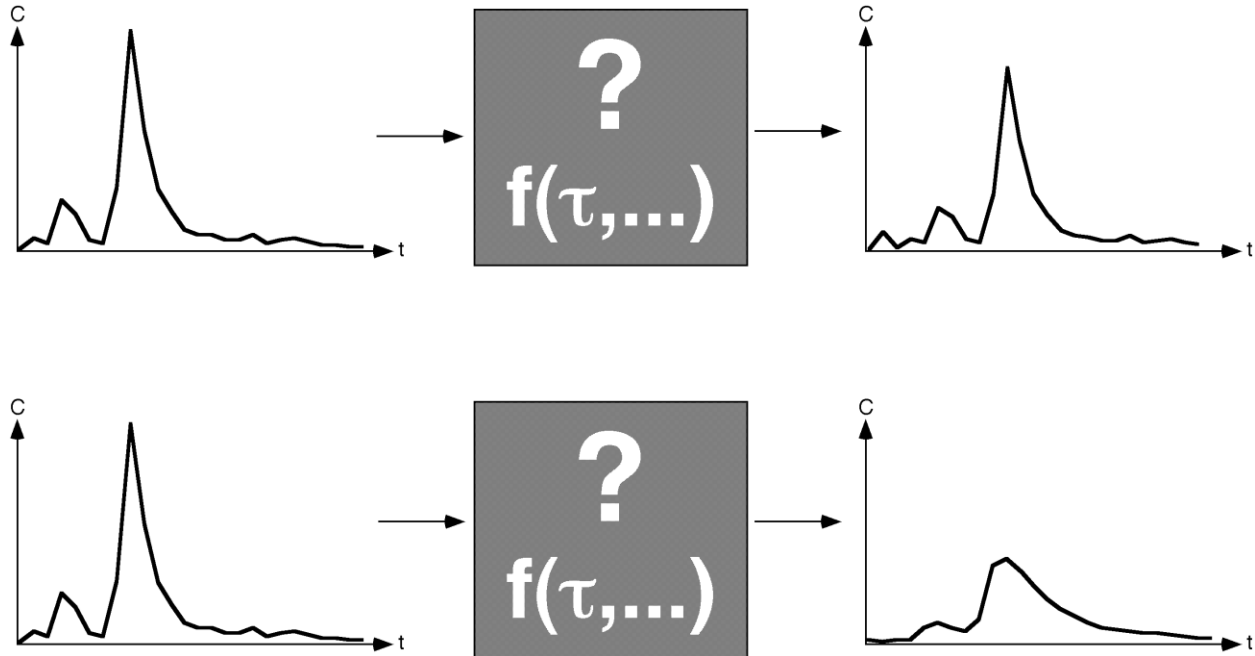


Figure 33: Principe du «Black Box model » (UNEP, 2002)

3.6.3. Modèles mathématiques de la boîte noire

Le modèle mathématique de la boîte noire est basé sur le principe que le signal d'entrée $c_{in}(t')$ est convolué avec une fonction de transfert $f(t, t')$ pour produire le signal de sortie $c_{out}(t)$,

En fait, il est traité en supposant les hypothèses suivantes :

- Le système est linéaire ;
- avec un état d'équilibre dans ses propriétés d'écoulement $f(t, t') = f(t - t')$

Il est donc régi par l'équation suivante :

$$c_{out}(t) = \int_{-\infty}^t c_{in}(t') \cdot f(t - t') dt' \quad (\text{eq.6})$$

3.6.3.1. Modèle Piston ou « Piston Flow Model (PFM) »

Dans l'approximation du modèle piston (PFM), les lignes d'écoulement sont supposées linéaires ayant le même temps de résidence et de dispersion dynamique et que le phénomène de diffusion soit négligeable. Cependant, le traceur se déplace de la zone de recharge comme s'il était dans une boîte. La fonction de réponse est donnée par la fonction δ de Dirac bien connue.

$$f(t') = \delta(t - t' - \tau) \quad (\text{eq.7})$$

Alors, l'équation ci-dessus devient :

$$c_{out}(t) = \int_{-\infty}^t c_{in}(t') \cdot f(t - t') dt' = c_{in}(t - \tau) \quad (\text{eq.8})$$

Piston Flow Model (PM)

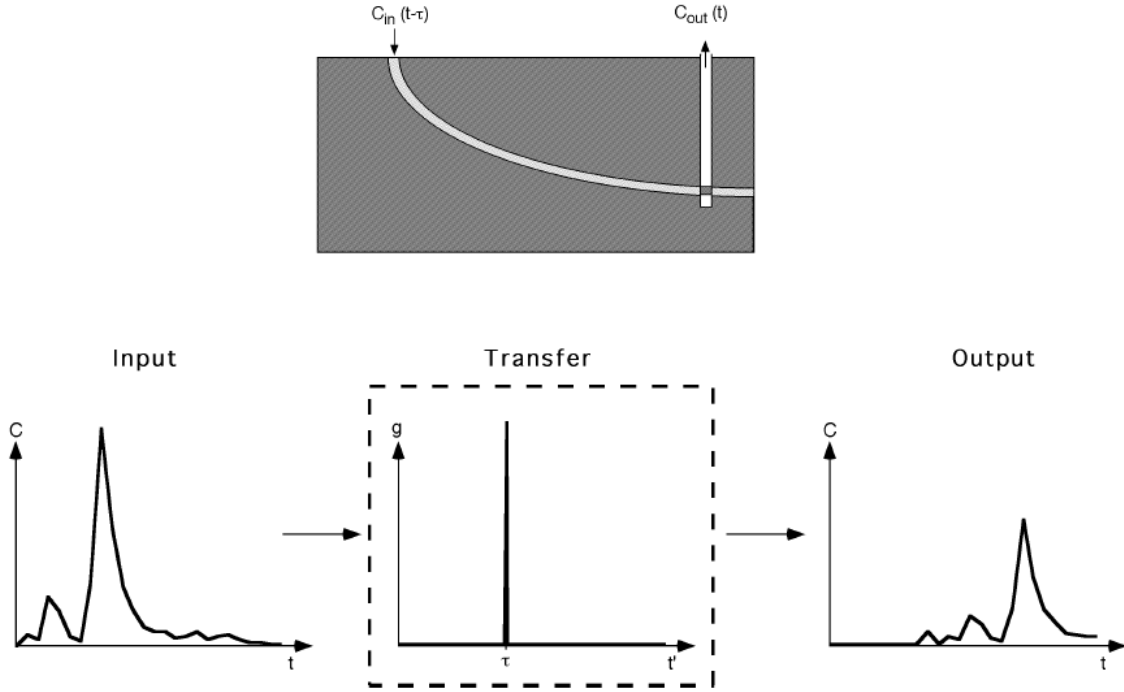


Figure 34 : Modèle Piston et sa fonction de transfert correspondant (UNEP, 2002)

3.6.3.2. Modèle exponentiel ou « Exponential Model (EM) »

Dans l'approximation du modèle exponentiel (EM), les lignes d'écoulement sont supposées d'avoir la même distribution exponentielle de temps de transit, par exemple, la ligne la plus courte a le temps de transit théorique égal à zéro et il s'étend à l'infini pour les longues lignes. On suppose qu'aucun échange de traceur entre les lignes d'écoulement et on obtient alors la fonction de réponse suivante.

$$f(t - t') = \frac{1}{\tau} \cdot e^{\left[-\frac{t-t'}{\tau}\right]} \quad (\text{eq.9})$$

En introduisant la décroissance radioactive, on obtient :

$$c_{out}(t) = \int_{-\infty}^t c_{in}(t') \cdot e^{[-\lambda \cdot (t-t')]} \cdot \frac{1}{\tau} \cdot e^{\left[-\frac{t-t'}{\tau}\right]} dt' \quad (\text{eq.10})$$

Exponential Model (EM)

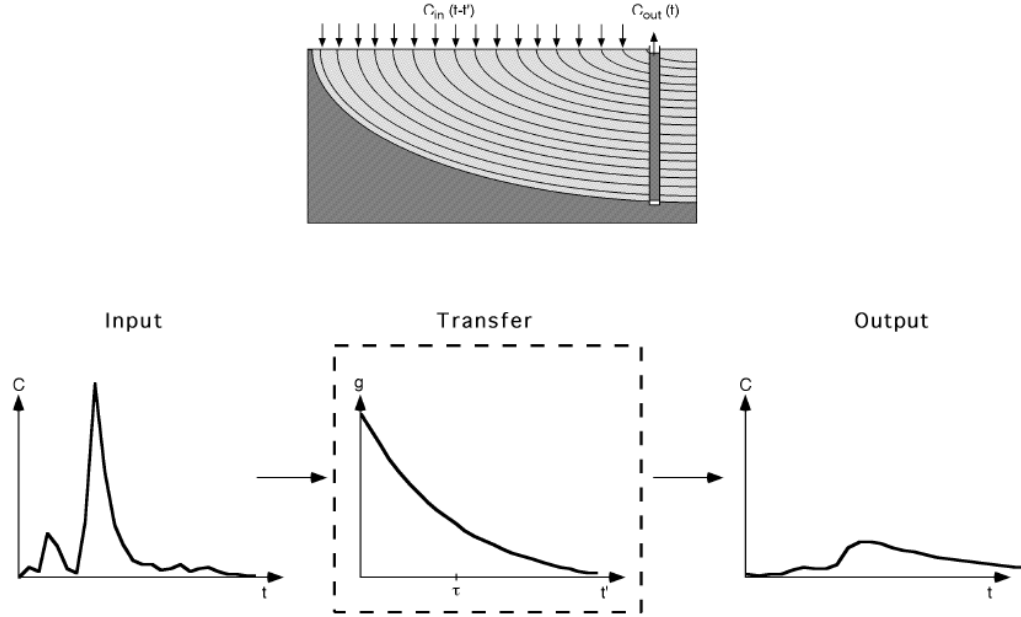


Figure 35 : Modèle exponentiel et sa fonction de transfert correspondant (UNEP, 2002)

3.6.3.3. Modèle de dispersion ou « Dispersion Model (DM) »

Dans le modèle de dispersion (DM), la solution unidimensionnelle d'une mode de flux suivant à une équation de dispersion pour un milieu semi-infinie est utilisée comme une fonction de réponse (Kreft et Zuker, 1978).

$$f(t - t') = \frac{1/\tau}{\sqrt{4\pi\delta\frac{t-t'}{\tau}}} \cdot \frac{1}{\frac{t-t'}{\tau}} \cdot \text{Exp} \left[-\frac{\left(1 - \frac{t-t'}{\tau}\right)^2}{4\delta\frac{t-t'}{\tau}} \right] \quad (\text{eq.11})$$

La convolution produit :

$$c_{out}(t) = \int_{-\infty}^t c_{in}(t') \cdot \text{Exp} \left[-\lambda\tau \cdot \frac{t-t'}{\tau} \right] \cdot \frac{1/\tau}{\sqrt{4\pi\delta}} \cdot \left(\frac{t-t'}{\tau} \right)^{-3/2} \cdot \text{Exp} \left[-\frac{\left(1 - \frac{t-t'}{\tau}\right)^2}{4\delta\frac{t-t'}{\tau}} \right] dt' \quad (\text{eq.12})$$

Dispersion Model (DM)

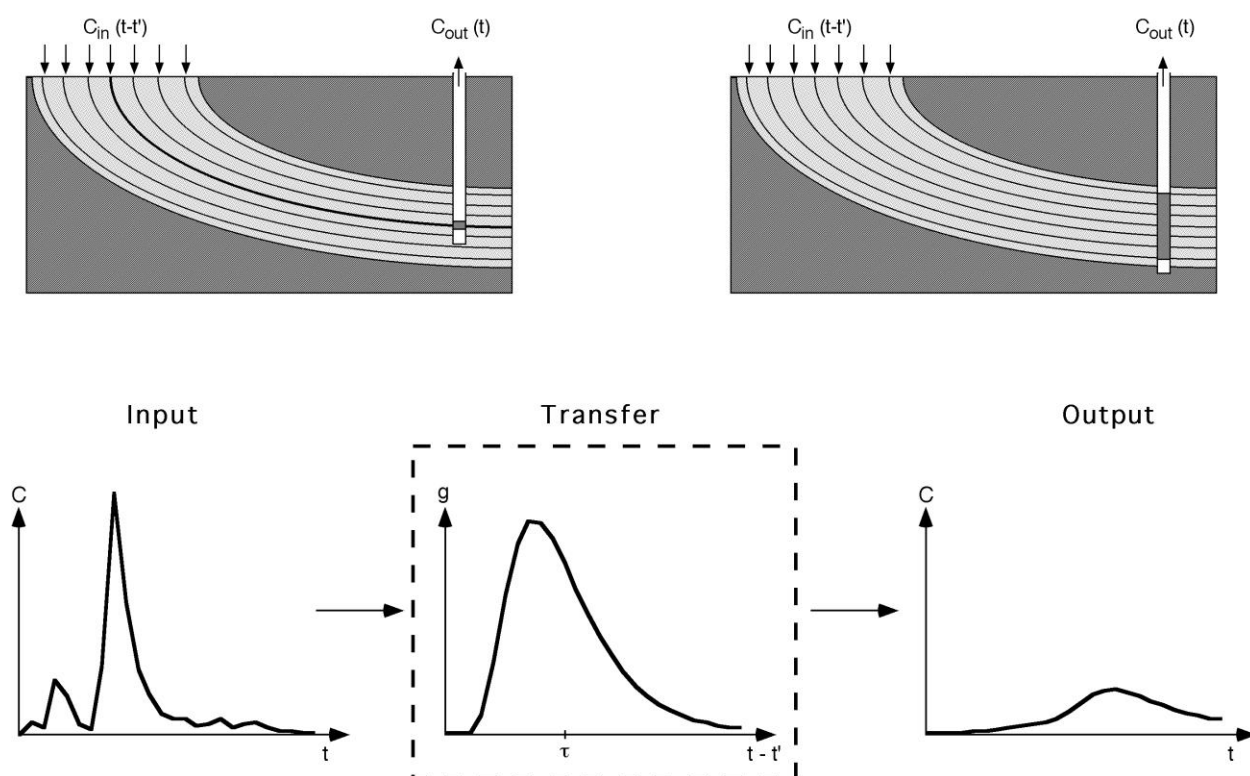


Figure 36 : Modèle de Dispersion et sa fonction de transfert correspondant

3.6.4. Temps de séjour par méthode de tritium

Le tritium a été largement utilisé pour estimer le temps de résidence des eaux souterraines récentes parce qu'il constitue une part de la molécule d'eau et ainsi son comportement est identique à celui de n'importe quelle eau. Des études sont entreprises pour estimer le temps de résidence des eaux dans un aquifère dans différentes zones hydrogéologiques utilisant les techniques de tritium. Avec le même objectif, un modèle mathématique d'une fonction de distribution exponentielle sera appliqué pour la zone d'étude. Pratiquement, cette méthode a prouvé être satisfaisante pour l'écoulement des eaux souterraines à deux dimensions d'un aquifère plan élargi.

Pour l'aquifère sédimentaire du plateau Mahafaly, les données de tritium de Pretoria (Afrique du Sud) enregistrées entre 1958-1985 ont été prises pour la fonction d'entrée du tritium nécessaire. Ainsi, d'autres données comme celles de la station d'Antananarivo (Madagascar) qui est la plus proche de la zone d'étude environ 500 km vol d'oiseau seront aussi utilisées pour la période 2009-2013. Les données manquantes sont remplies à partir de la corrélation logarithmique avec les données de Vienne (Autriche) puisque la teneur de tritium des précipitations d'Antananarivo

a une bonne corrélation ($r^2=0,8642$) avec la station de Vienne par rapport aux autres stations (Ottawa et Pretoria).

Tableau 4 : Teneur en tritium atmosphérique dans les quatres stations de l'AIEA

Année	Tananarive (Madagascar)	Vienne (Autriche)	Ottawa (Canada)	Pretoria (Afrique du Sud)
1963	61,37	875	2940,25	55,23
1964	55,18	2902,5	1560,58	51,25
1965	41,42	1711,25	864,5	73,96
1966	29,15	481,77	583,25	36,52
1967	25,54	281,58	311,16	56,56
1968	15,22	237,69	211,33	44,95
1969	22,24	209,52	243,65	47,29
1970	27,51	194,31	203,95	36,88
1971	22,61	212,65	195,15	35,54
1972	29,75	127,49	81,16	27,76
1973	22,01	113,52	92,54	23,31
1974	15,37	143,27	101,88	30,18
1975	19,66	164,71	77,73	15,18
2010	1,67	10,62	-	-
2011	3,69	11,16	-	-
2012	1,92	9,39	-	-

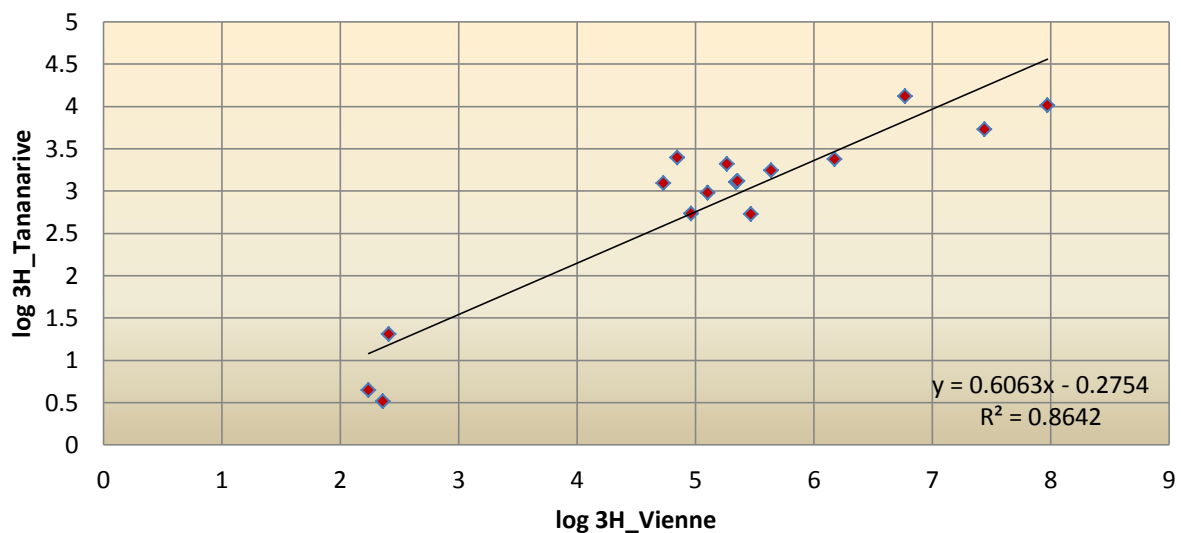


Figure 37: Corrélation entre la teneur en tritium à Antananarivo et le tritium à la station de l'AIEA à Vienne (Autriche)

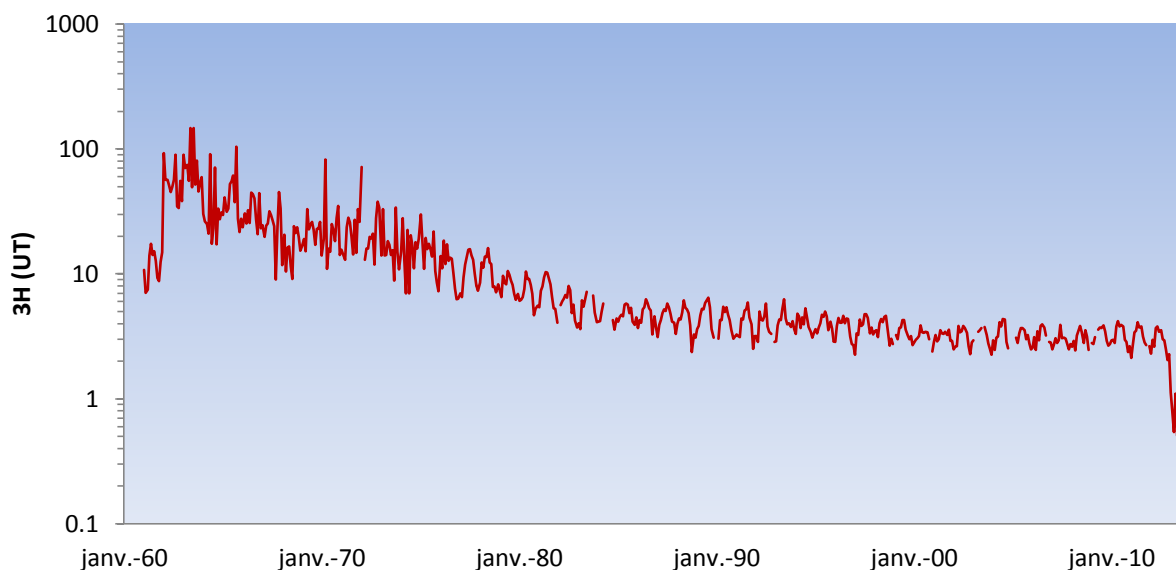


Figure 38 : Interpolation de la concentration de tritium atmosphérique dans la station d'Antananarivo

Différentes valeurs pour estimer l'âge moyen des eaux souterraines ont été appliquées variant de 10 à 150 ans et les résultats obtenus sont différents selon la valeur de la concentration de tritium dans chaque échantillon d'eau.

Pour la nappe de l'Isalo, les échantillons des eaux moins profondes ayant une concentration de tritium supérieure à 1UT ont un temps de résidence inférieur à 30 ans, et il atteint plus de 35 ans pour les eaux souterraines ayant de teneur en tritium comprise entre 0,7 UT à 1 UT. Pour les deux forages assez profonds, la teneur en tritium est inférieure à 0,5 UT correspondant à des eaux ayant de temps de résidence supérieur à 12 ans. Dans la nappe de l'Isalo, plus les eaux sont minéralisées plus elles sont anciennes. On observe donc une interaction entre eau-roche qui contrôle beaucoup la minéralisation des eaux dans la zone d'étude. Cela veut dire que la concentration du tritium a une relation avec la conductivité électrique des échantillons et la profondeur de la nappe phréatique. Etant donné que la concentration de tritium dans la zone de recharge est proche de la valeur de concentration atmosphérique, alors elle va diminuer lorsqu'on s'éloigne suivant la direction de l'écoulement dans la nappe moins profonde.

Pour la nappe d'alluvion de Sakamena, la valeur de la concentration des eaux souterraines est 1,5 UT, ce qui donne un temps de résidence de moins de 25 ans. Ceci est dû à la recharge directe des précipitations locales et la profondeur de la nappe est beaucoup moins profonde que la nappe de l'Isalo.

Pour la nappe de Crétacé et Jurassique, le temps de résidence moyenne des eaux est environ de 85ans car la teneur de tritium des eaux est en moyenne environ 0,54 UT. Ceci pourra être expliqué par la faible vitesse de déplacement des eaux souterraines due à la faible perméabilité de la couche géologique.

3.6.5. Estimation de la recharge de la nappe

Le calcul de la recharge des nappes d'eaux souterraines est déterminé par la relation de Verhagen et al (1996):

$$R = p * \frac{H}{T} \quad (\text{eq.13})$$

p étant la porosité effective du sol, H est la profondeur moyenne de la nappe et T est le temps de résidence moyen des eaux. On suppose que la porosité effective du sol est estimée à 6% pour la zone étudiée.

En tenant compte du calcul de temps de résidence moyen des eaux dans le paragraphe précédent, la recharge moyenne annuelle dans la nappe phréatique de l'Isalo est entre 40 à 120 mm.an⁻¹ car la profondeur de la nappe atteint plus de 80 m. Le maximum de recharge se trouve dans la zone d'altitude plus élevée et diminue suivant l'écoulement des eaux jusqu'à la rivière de l'Onilahy.

Dans la nappe de Sakamena, la recharge est beaucoup plus importante et peut atteindre jusqu'à 100 mm.an⁻¹ en moyenne. Ceci est dû aux fortes précipitations dans cette zone et la couche est plus perméable que les autres. En plus, la profondeur moyenne de la nappe ne dépasse pas les 40 m environ. Dans la nappe du Crétacé et Jurassique, la recharge moyenne est environ 50 mm.an⁻¹. Dans les eaux proches du fleuve, une recharge supplémentaire venant de la rivière peut être observée.

La recharge totale est estimée à $2,7.10^8 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ en moyenne sur une surface de 4500 km² du site étudié.

Tableau 5 : Valeurs de la recharge dans les différentes formations géologiques de la zone

Code	X (m)	Y (m)	Formation	3H (UT)	Temps de séjour moy.	Recharge (m.an-1)
JIR01	190359,82	264811,55	Isalo	0,03	125	0,02
MAS01	189376,46	266154,11	Isalo	0,61	80	0,04
MAS02	189560,26	265960,65	Isalo	0,89	65	0,05
P01	190741,38	265721,04	Isalo	0,79	75	0,04
P04	193779,72	250258,13	Isalo	1,11	30	0,10
P05	194753,79	261114,36	Isalo	1,00	35	0,09
P06	194733,57	260926,51	Isalo	1,26	25	0,12
P07	217478,17	273048,41	Sakamena	1,25	25	0,12
P08	215919,93	275536,92	Sakamena	1,22	25	0,12
P017	191236,33	246439,05	Isalo	0,42	95	0,03
P018	192299,73	240825,11	Isalo	0,89	65	0,05
P020	193168,08	239268,03	Isalo	0,77	75	0,04
P022	180141,45	281685,88	Jurassique et Crétacé	1,22	35	0,09
P023	179360,37	280783,16	Jurassique et Crétacé	0,81	65	0,05
P024	178933,49	280900,21	Jurassique et Crétacé	0,64	85	0,04
P026	181135,98	281515,16	Jurassique et Crétacé	1,05	35	0,09
P027	181723,47	284137,28	Jurassique et Crétacé	0,93	55	0,05
P028	181946,42	284417,13	Jurassique et Crétacé	0,74	75	0,04
P029	188152,74	263435,502	Isalo	0,44	120	0,03
P030	189499,48	262223,33	Isalo	0,55	80	0,04
P035	201147,94	259867,62	Sakamena	0,87	70	0,04
P036	202189,65	261586,83	Sakamena	0,36	130	0,02

Le calcul du taux de renouvellement des eaux peut être donné à partir du modèle d'évolution de tritium (Leduc et al, 1996) dans la nappe d'eaux souterraines et sera déterminé par la relation suivante :

$$An_i = (1 - Tr_i) * An_{i-1} * e^{-ln2/T} + Tr_i * Ap_i \quad (eq.14)$$

Avec Tr_i le taux de renouvellement de la nappe pour l'année i , An_{i-1} , la teneur en tritium de la nappe l'année $i-1$, T la période du tritium (12,34ans), Ap_i la teneur en tritium de la pluie l'année i .

La période de recharge dans la zone d'étude s'effectue entre le mois de janvier et le mois de mars, c'est-à-dire pendant la période de pluie. Pour l'année 2013, la teneur de tritium dans la pluie varie de 1,29 UT à 3,5 UT dans la station pluviométrique à Antananarivo (d'après les analyses des eaux de pluie effectuées à l'INSTN-Madagascar). La concentration de tritium dans

les échantillons d'eaux est proche de cette valeur dans la zone de recharge mais elle diminue suivant le sens de l'écoulement des eaux souterraines.

En effet, le taux de renouvellement calculé à partir de l'équation 14 dans la nappe de l'Isalo est environ 2 à 4% pour l'année 2013 sachant qu'il y a eu un passage occasionnel d'un cyclone dans cette région le mois de février. Ceci est plus important dans la zone de recharge et la partie Est de la zone d'étude et atteint jusqu'à 6% dans le bassin Sakamena.

Pour la nappe du Crétacé et Jurassique, le taux de renouvellement de la nappe est à peu près 2%. Ceci est dû à la fois par la diminution de la pluviométrie et à la faible perméabilité du sol dans cette partie de la zone d'étude entraînant l'évaporation de l'eau de pluie avant l'infiltration.

3.7.Détermination des paramètres hydrogéologiques à l'aide du traceur

Une des applications de l'utilisation du traceur est la détermination des paramètres hydrogéologiques du terrain tels que la conductivité hydraulique et la porosité du milieu. Cependant, le sens hydrologique d'un traceur dans les roches à double porosité (roches fracturées) et les roches à triple porosité (roches karstiques) diffère sur les roches granulaires où elles sont liées directement au débit d'écoulement (Malowszeski, 1999). La différence entre les roches à simple porosité et la double porosité est montrée dans la figure suivante.

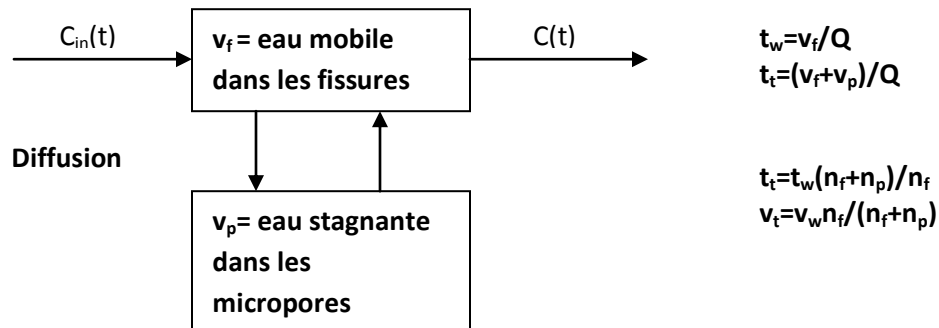


Figure 39 : Paramètres hydrologéologiques

La conductivité hydraulique du milieu poreux est définie par la loi de Darcy :

$$v_t = K \left(\frac{\Delta H}{\Delta x} \right) \quad (\text{eq.15})$$

Où $\Delta H / \Delta x$ est le gradient hydraulique, On peut en déduire la conductivité hydraulique puisque

$$v_t = \frac{x}{t_t} \quad (\text{eq.16})$$

D'où,

$$K = \frac{n_e x}{\left(\frac{\Delta H}{\Delta x} \right) t_t} \quad (\text{eq.17})$$

n_e , t_t et x sont respectivement la porosité effective du sol, la distance parcourue des eaux et le temps de séjour.

Le tableau suivant montre les valeurs des paramètres hydrogéologiques obtenues à partir de l'âge du tritium par un modèle EPM

Tableau 6 : Calcul des paramètres hydrogéologiques dans le bassin sédimentaire de Betioky

Code	Formation	X (m)	dH/dX	n_e	Tt(ans)	K (m/s)
JIR01	Isalo	7820,08	0,00792	0,06	125	1,50E-05
MAS01	Isalo	9447,43	0,01079	0,06	80	1,85E-05
MAS02	Isalo	9194,43	0,01044	0,06	65	1,86E-05
P01	Isalo	8538,24	0,00925	0,06	75	1,95E-05
P04	Isalo	7360,79	0,00298	0,06	30	1,56E-04
P05	Isalo	3754,82	0,00106	0,06	35	1,92E-04
P06	Isalo	3572,55	0,00251	0,06	25	1,08E-04
P07	Sakamena	28597,09	0,00660	0,06	25	3,29E-04
P08	Sakamena	28779,09	0,00684	0,06	25	3,20E-04
P17	Isalo	11379,32	0,00105	0,06	95	2,16E-04
P018	Isalo	16820,83	0,00273	0,06	65	1,80E-04
P020	Isalo	18342,99	0,00338	0,06	75	1,38E-04
P022	Jurassique	27488,93	0,00978	0,06	100	5,34E-05
P023	Jurassique	27098,37	0,00933	0,06	100	5,52E-05
P024	Jurassique	27421,41	0,00933	0,06	85	5,32E-04
P026	Jurassique	26871,05	0,00971	0,06	35	1,50E-04
P027	Jurassique	28986,61	0,00879	0,06	55	1,14E-04
P028	Jurassique	29154,58	0,00857	0,06	75	8,62E-05
P029	Isalo	7845,20913	0,01147	0,06	120	1,80E-05
P030	Isalo	6046,02	0,01157	0,06	80	1,24E-05
P035	Sakamena	8063,81	0,00669	0,06	70	3,27E-04
P036	Sakamena	9641,50008	0,00829	0,06	130	1,70E-05

3.8. Modélisation géochimique des eaux

3.8.1. Concept de la modélisation géochimique

La modélisation géochimique des eaux souterraines permet de déterminer la spéciation des ions et le degré de saturation par rapport à plusieurs minéraux (Wunsch, 1993). Dans certains cas, la modélisation de la réaction-parcours a été utilisée pour valider un modèle conceptuel couvrant l'évolution des eaux souterraines sur le site étudié. Les scénarios du mélange d'eaux souterraines sont également présentés. Le modèle géochimique PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999) version 2.14 (2005) a été utilisé pour évaluer l'état d'équilibre des eaux souterraines vis-à-vis les minéraux et les phases gazeuses.

3.8.2. Les principaux types de la modélisation géochimique

3.8.2.1. La spéciation

La modélisation de spéciation est utilisée pour le calcul de la concentration des ions libres, complexes, et les valeurs des indices de saturation. Elle exige une base de données thermodynamiques fiables;

Elle peut être effectuée avec un seul échantillon d'eau, le programme divise les concentrations totales des ions libres et complexes, par exemple le plomb peut être présent comme :

$$Pb_{total} = Pb^{2+} + PbSO_4^0 + PbHCO_3^+ + PbCO_3^0 \text{ etc}$$

Elle calcule les indices de saturation IS des différents minéraux, par exemple l'indice de saturation de gypse est de :

$$IS_{gypse} = [Ca^{2+}][SO_4^{2-}]/K_{sp}$$

où K_{sp} est le coefficient de solubilité produit pour une température spécifiée et [] sont les activités de chaque ions.

Problèmes : Les facteurs cinétiques ne sont pas considérés ; il y a peut être une précipitation des solutions solides au lieu des phases minérales pures. Dans la plupart des cas, les données pour la formation des complexes organiques ne sont pas disponibles.

3.8.2.2. La modélisation inverse

La modélisation géochimique inverse est utilisée pour l'interprétation des processus qui ont déjà eu lieu. On introduit la chimie de l'eau dans 2 points hydrauliquement connectés et la composition de phase solide entre ces points; le programme produit des réactions qui peut expliquer les changements de la composition chimique de l'eau:

$$\textbf{Eau (initiale) + Réactifs = Eau (finale) + Produits}$$

Problèmes: Le coefficient stœchiométrie de minéraux en phase solide est souvent mal connu, la solution peut être non-unique et le programme produit plusieurs modèles possibles;

3.8.2.3. La modélisation géochimique directe

La modélisation géochimique directe est utilisée pour la prédiction de la composition chimique de l'eau après les réactions prédéterminées. Elle peut être effectuée en discontinu ou en colonne (ce qui est déjà la modélisation du transport réactif); on introduit dans la composition initiale de l'eau et les phases réactives (minéraux, gaz, etc.), la composition chimique de l'eau, alors le programme prévu calcule:

$$\textbf{Eau (initiale) + Réactifs = Eau (finale) + Produits}$$

Problèmes: comme dans le cas (1), les données cinétiques sont souvent absentes et les données d'absorption sont également souvent limitées; cette modélisation peut être effectuée en mode discontinu ou en mode colonne, mais la modélisation en mode colonne appartient déjà au groupe de la modélisation du transport réactif.

3.8.2.4. La modélisation du transport réactif

Dans ce cas, le module géochimique est connecté à transporter un module appelé « split operation approche » ; l'équation d'advection dispersion (ADE) est résolu en premier et ensuite le calcul de l'étape géochimique est effectuée. Il y a des programmes spéciaux pour le transport réactif qui doivent contenir par exemple l'oxydation de pyrite ou la décroissance des matières organiques. A noter qu'une condition est strictement nécessaire : les paramètres d'écoulement tels que la direction et la vitesse doivent être déterminés avant la modélisation de transport réactif.

3.8.3. Le code PHREEQC

Le programme PHREEQC existe depuis 1980. En ce temps là, il est écrit en langage FORTRAN et appelé PHREEQE. Les options de programme comprennent :

- Les mélanges des eaux
- Modélisation des effets de changement de température
- Atteindre l'équilibre avec une phase aquatique par des réactions de dissolution-précipitation
- Calcul des concentrations, molarités, activités des espèces aquatiques, pH, pE, indice de saturation, transfert de mole comme fonction des réactions réversibles/irréversibles.

En 1988, la version PHREEQE a été écrite incluant les équations de PITZER pour les forces ioniques supérieures à 1mol/L donc applicable pour les solutions électrolytiques saumâtres ou fortement concentrées. La version PHREEQM (Appelo et Postma, 1994) a inclus toutes les options de la version PHREEQE avec un module de transport unidimensionnel prenant compte les phénomènes de dispersion et diffusion. Le module PRHKIN est ajouté au code PHREEQE pour modéliser les réactions cinétiquement contrôlés.

En 1995, la version PHREEQC (Parkhurst, 1995) a été complètement réécrite en utilisant la programmation avec le langage C. Cette version a enlevé presque toutes les limites concernant le nombre d'éléments, les espèces aquatiques, des solutions, des phases, des échangeurs et complexes de surface et elle a provoqué la suppression des formats FORTRAN dans les fichiers

d'entrée. En plus, l'équation a été révisée et la plupart des autres options ont été rajoutées. Avec la version en 1995 jusqu'à présent, les options suivantes seront possibles :

- Entrer la concentration mesurée d'un élément dans différentes espèces de base dans les données d'entrée,
- Définir le potentiel d'oxydo-réduction, soit avec la valeur du potentiel d'hydrogène Eh mesuré (comme la valeur pE), soit le couple redox,
- Modéliser les réactions de surface contrôlée telles que la surface de complexation et l'échange d'ion par les modèles à double couche intégrée et un modèle non-électrostatique,
- Modéliser des réactions avec des multi-composants en phase gazeuse comme des systèmes ouverts ou fermés,
- Gérer la quantité de l'eau et la valeur pE dans une phase aquatique durant la réaction et les calculs de transport utilisant l'équilibre molaire entre oxygène et hydrogène et afin de modéliser la consommation ou la production de l'eau correctement,
- Modéliser le transport de masse convective à l'aide d'un module de transport à une dimension,
- Modéliser une composition de l'eau donnée par modélisation inverse basée sur une ou plusieurs eaux initiales et changements chimiques qui se produisent comme de l'eau évoluée le long du parcours de l'écoulement.

La version plus récente est PHREEQC 3.1 qui permet additivement les simulations suivantes :

- La formation des solutions minérales solides idéales ou non idéales,
- Les réactions cinétiques avec un taux de conversion définie par l'utilisateur,
- Le transport de diffusion ou de dispersion à une dimension et ajoutant des cellules immobiles comme option aux cellules immobiles dans une colonne à une dimension,
- Changer le nombre d'échangeurs de places avec la dissolution et la précipitation de réactifs,
- Inclusion de la balance isotopique dans la modélisation inverse.

En effet, le module PHREEQC est utilisé pour simuler une variété de réactions et de processus dans les eaux naturelles ou des expériences de laboratoire. La version PHREEQC a besoin d'un fichier d'entrée dans lequel le problème est spécifié via des mots clés et des blocs de données associés.

3.8.4. Modèle d'écoulement des eaux souterraines

L'analyse de la distribution spatiale de la composition en $\delta^{18}\text{O}$ et du tritium met en évidence que les valeurs maximales en $\delta^{18}\text{O}$ et tritium sont approximativement situées dans la même zone de haute altitude de la colline de Betioky. Cette hypothèse affirme que cette zone est parmi les principales zones de recharge dans la zone d'étude. Etant donnée l'insuffisance des données recueillies sur la zone d'intervention, nous ne pouvons pas identifier d'autre zone de recharge mais vu le profil topographique du terrain nous constatons qu'il y a une zone de recharge du côté de Sakoa et une autre se trouve au Nord-Est de la zone d'étude. Il y a deux différentes directions de l'écoulement des eaux pour la recharge dans la colline de Betioky, l'une est dirigée vers le Nord-Ouest jusqu'au fleuve de l'Onilahy et l'autre en direction de l'Est vers le bassin de Sakamena. Pour les deux autres zones de recharge, leurs directions sont opposées pour atteindre le fleuve de l'Onilahy.

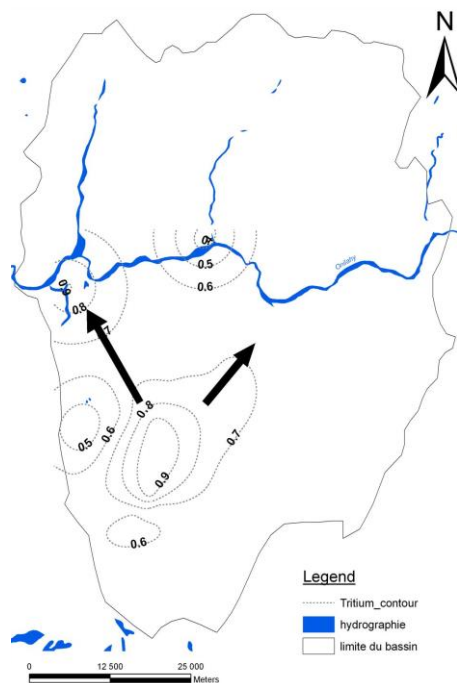


Figure 40 : Modèle d'écoulement des eaux souterraines dans le bassin de Betioky

3.8.5. Indices de saturation

L'Indice de saturation permet d'identifier l'état d'équilibre des minerais avec la solution aqueuse. Il détermine le comportement des minerais et leur présence dans l'aquifère. Si le temps de résidence moyen des eaux souterraines dans le système aquifère est de l'ordre de dizaine d'années ou encore plus, il est improbable que les réactifs minerais restent sous saturés dans la solution aqueuse. Un réactif minéral avec indice de saturation négative indiquera l'absence de ce dernier dans le système aquifère. Cela veut dire que si on a identifié un minéral ayant une valeur

négative de l'indice de saturation alors ce minéral se dissout et leurs concentrations vont augmenter dans la solution aqueuse.

L'indice de saturation peut être déterminé par la formule suivante :

$$IS = \log \frac{IAP}{K_{sp}} \quad (\text{eq.18})$$

Où IAP est le produit d'activité ionique déterminé à partir des activités qui sont calculées à partir des concentrations déterminées analytiquement en tenant compte de la force ionique, la température, et la formation du complexe. Le produit de solubilité K_{sp} est obtenue d'une manière similaire à celui de IAP mais en utilisant les données de solubilité d'équilibre corrigée à la température de l'eau appropriée.

L'indice de saturation indique, si la solution est en équilibre avec une phase solide ou si sous-saturée ou sursaturée en relation pour une phase solide respectivement.

Plus de la moitié des échantillons sont sous saturés en ce qui concerne la dolomite, bien que tous les échantillons sont sous saturés en gypse et halite. La sous saturation en dolomite indique que la dolomite dissout dans ce système en ajoutant de Ca^{++} , Mg^{++} , and HCO_3^- à la solution. La sous saturation en gypse indique que les eaux souterraines pourront dissoudre pratiquement de gypse et donc, les concentrations de Ca^{++} , et SO_4^{--} dans la solution augmentent (Stumm and Morgan, 1996). Le graphe de l'indice de saturation de gypse versus $\text{Ca} + \text{SO}_4$ (meq/L) donne un bon coefficient de corrélation de 0,9754, ainsi la dissolution de gypse peut produire une augmentation exponentielle de Ca^{++} et SO_4^{--} . Quelques échantillons sont sous saturés ou sursaturée en calcite et dolomite, ce qui implique une grande dissolution et de la forte minéralisation le long de parcours de l'écoulement des eaux souterraines.

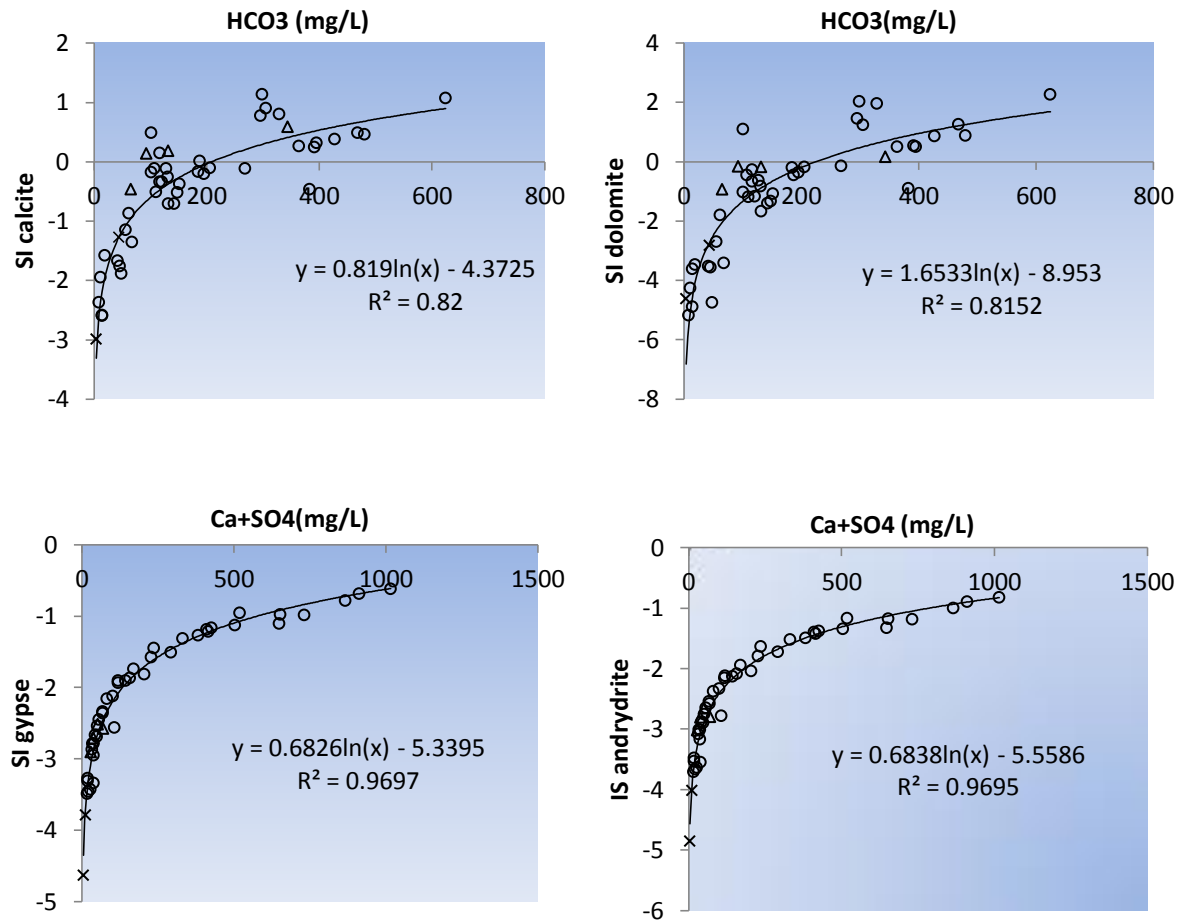


Figure 41 : Graphe des indices de saturation des échantillons

3.8.6. Simulation du bilan de masse

La simulation de bilan de masse, qui détermine la quantité de minéraux et de gaz dissous ou déposés en deux points le long de la ligne d'écoulement des eaux souterraines est principalement utilisée pour étudier les réactions chimiques qui auront lieu le long de la ligne d'écoulement des eaux souterraines et d'analyser la composition hydrochimique qui change suivant les réactions chimiques dans les eaux souterraines, solides ou gaz. Les concepts et les terminologies clés utilisés pour construire les réactions géochimiques du bilan de masse nettes sont les contraintes, les phases et les modèles. La méthode de simulation du bilan de masse a été décrite comme suit. Deux échantillons prélevés dans deux points différents sur le long de parcours de l'écoulement des eaux souterraines sont déterminés ; la qualité de l'eau sur le point en amont est considérée comme qualité initiale de l'eau et en aval la qualité finale. Alors, le principe des réactions géochimiques du bilan de masse peuvent être décrit comme suivant : la somme initiale des

composants aqueux et les réactifs est égal à la somme finale des composants aqueux et les produits résultants.

Dans des circonstances normales, les simulations du bilan de masse sont menées contre les éléments. Si on considère n éléments dans la solution aqueuse, la quantité de dissolution ou déposition de n minéraux peut être déterminée par la simulation du bilan de masse :

$$\sum_{j=1}^n a_{ij} x_j = b_i \quad (\text{eq.19})$$

Où a_{ij} est le nombre stœchiométrique de l' $i^{\text{ème}}$ élément en relation avec le $j^{\text{ème}}$ minéral, une valeur sans dimension égal au nombre molaire de l' $i^{\text{ème}}$ élément généré par la dissolution complète de 1 mole de $j^{\text{ème}}$ minéral ; x_j étant le nombre molaire dont le $j^{\text{ème}}$ élément précipité ou dissout (positif pour la dissolution et négatif pour la précipitation); b_i est l'incrément de l' $i^{\text{ème}}$ élément sur la qualité finale de l'eau.

A noter que la phase minérale possible identifiée dans les réactions est un ensemble de phases ambiguës ; elle se réfère à des éléments chimiques choisis en fonction des réactifs et le produit résultant dans un système hydrogéologique donné.

La modélisation géochimique inverse a été utilisée pour expliquer l'évolution chimique et isotopique des eaux naturelles ou contaminées plutôt que de prédire leurs futures compositions (Plummer, 1985). Le logiciel de la modélisation hydrogéochimique PHREEQC a été appliqué aux phases minérales possibles dans la simulation du bilan de masse pour calculer la quantité des différentes minérales dissoutes ou précipitées dans les parcours simulés et le calcul des résultats. Dans cette étude, la modélisation géochimique a été utilisée pour déterminer le processus géochimique régissant l'évolution de la composition chimique des eaux suivant les deux directions obtenues par les résultats de la composition isotopique et tritium dans les échantillons d'eaux analysées. Ces deux directions sont donc déterminées comme suit :

- A partir de la zone de recharge de la colline de Betioky en direction Nord-Ouest vers la formation de Jurassique et Crétacé au bord du fleuve Onilahy
- Vers la direction Nord-Est du bassin Sakamena

Pour la première, le forage J01 et le puits P22 sont choisis respectivement comme la référence des eaux initiales et finales. Dans cette ligne de parcours des eaux, la dissolution des carbonates minéraux domine l'évolution géochimique des eaux. Le forage J01 capte la nappe argilo-gréseuse de l'Isalo dans la colline de Betioky sous la carapace sablo-argileuse. Le sol dominant est une terre rouge et sables roux comportant souvent la carapace calcaire de la carte géologique (Bésairie, 1946). Le terrain sédimentaire de la zone d'étude est recouvert des substances

organiques qui sont riches en principes fertilisants et la présence des sols salins est fréquemment observée. En effet, la dissolution de calcite et de sel minéral constitue la majeure source des ions. Elles sont souvent suivies par des échanges de cations. Pour le puits P22, il est installé dans la nappe du Jurassique et du crétacé proche du fleuve de l'Onilahy. La présence de calcaire marneux est fort probable dans cette partie. Par contre, la présence de dolomite n'est pas probable car ce minéral ne doit pas être présent dans les eaux douces (Parkhurst and Plummer, 1993). Le cristal de gypse peut être contenu dans la couche d'argile de la formation de Crétacé supérieur (Nicolini, 1980). Cependant, la présence de l'ion sodium dans la composition chimique des eaux indique que l'échange des cations se produit toujours en parallèle avec le processus de dissolution.

Tableau 7 : Faciès chimique de l'état initial et final des eaux dans le parcours 1

	Etat initial	Etat final
Echantillon	J01	P22
Faciès chimique	Na-Ca-Cl-HCO ₃	Na-Ca-Mg-SO ₄ -Cl-HCO ₃

Le problème se pose sur l'origine du magnésium et du sulfate dans l'eau du puits P22 donc c'est le but de la modélisation, On a trouvé une bonne corrélation entre ces deux ions mais la dissolution d'epsomite (MgSO₄) n'est pas probable dans cette partie de la zone d'étude. En effet, le sulfate se produit par la dissolution de gypse et le magnésium vient de l'échange de cation à travers la couche argileuse. Par conséquent, le modèle établi comporte comme éléments de contrainte le calcium et le magnésium ensuite les phases considérées sont la calcite, le gypse et les échanges des cations.

Après avoir exécuté la simulation du modèle, on a trouvé un seul résultat:

Calcite -0,059
 Gypse 2,526
 CaX2 -2,471
 NaX 3,00
 MgX2 0,97

Ce modèle indique une dissolution de gypse et précipitation de calcite. En même temps, des échanges de cation entre l'ion Na⁺ et Ca²⁺ ensuite Mg²⁺ Ca²⁺ se produisent aussi. Pendant ce processus, le calcium vient de la précipitation de gypse et subit un échange de cation avec les ions Na⁺ et Mg²⁺ absorbés par la surface des roches. Alors, les ions Na⁺ et Mg²⁺ sont dissoutes dans l'eau et l'ion Ca²⁺ va être libéré à la surface des roches. La réaction d'absorption de Ca²⁺

joue un rôle majeur sur le processus de précipitation et leur quantité est très large avec une valeur de 2,471 mmol/L suivie de celle de la calcite de l'ordre de 0,059 mmol/L. Les concentrations des ions Na^+ , Mg^{2+} et SO_4^{2-} augmentent suivant les lignes de parcours des eaux souterraines. Par contre, la concentration de l'ion Ca^{2+} décroît à cause de la précipitation de calcite. Finalement, la réaction géochimique suivant cette direction de l'écoulement des eaux peut s'écrire comme suit :

$$J01 + 2,526\text{CaSO}_4 + 3\text{NaX} + 0,97\text{MgX}_2 \rightarrow \text{P22} + 0,059\text{CaCO}_3 + 2,741\text{CaX}_2$$

Pour la seconde ligne de parcours dont la direction se fait suivant l'axe SO-NE vers le bassin de Sakamena, les puits P35 et P07 sont choisis comme respectivement l'état initial et l'état final des eaux. Le puits P35 se trouve dans la vallée Est de la zone de recharge, et capte sur l'aquifère de grès de l'Isalo 1. La minéralisation de cette nappe est influencée par les eaux profondes très minéralisées remontées par la faille dans la zone d'Ambatry. Cette minéralisation est dominée par les ions de chlorure et de sulfate dont on ne connaît pas exactement leurs origines. Mais on peut quand même supposer qu'ils sont produits par la dissolution de gypse et la dissolution de halite (NaCl) étant donné que des bons coefficients de corrélation sont obtenus par les graphes de chaque composition. Pour le puits P08, il est installé dans le bassin d'alluvion de Sakamena à quelques kilomètres du fleuve de l'Onilahy. La minéralisation des eaux dans le bassin de Sakamena est dominée par la formation d'argile salifère. Des intercalations de calcaires marins existent à ce niveau et sont parfois fossilifères (Bésairie, 1946). Mais, le puits P08 est influencé aussi par les eaux du fleuve car il est placé dans un niveau inférieur par rapport au fleuve. Ce qui rend la diminution de la concentration de chlorure dans l'eau de ce puits car l'eau du fleuve est moins minéralisé. En plus, le taux de chlorure est faible et il y a augmentation du taux de calcium et bicarbonate.

Tableau 8 : Faciès chimique de l'état initial et final des eaux dans le parcours 2

	Etat initial	Etat final
Echantillon	P35	P08
Faciès chimique	Na-SO ₄ -Cl	Na-Ca-SO ₄ -HCO ₃

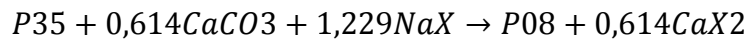
Si on ne considère pas l'origine des ions calcium et bicarbonate par le mélange avec les eaux du fleuve, on peut supposer que la dissolution de calcite a eu lieu et des échanges de cation peuvent être produits aussi. Donc, on a choisi pour établir le modèle comme contraintes le sodium et le calcium et les phases considérées sont la calcite, le gypse et l'échange de cation.

Après la simulation du modèle, on a trouvé deux résultats.

Tableau 9 : Résultat de la simulation du parcours 2

Modèle	Calcite	Gypse	NaX	CaX2
1	0,614	4,653	10,54	-5,268
2	0,614	-	1,229	-0,614

Le modèle 1 peut être éliminé, étant donné que le sulfate est déjà contenu majoritairement dans l'eau initiale et l'eau finale ce qui signifie que la dissolution de gypse ne joue pas un rôle important dans l'évolution géochimique des eaux pendant leur parcours. Alors, on trouve sur le modèle 2 que la dissolution de calcite est probable suivie d'un échange de cation. L'échange de cation peut être expliqué comme l'absorption de l'ion Na^+ par la surface des roches ensuite l'ion Ca^{2+} va être libéré aussi. Par conséquent, la réaction géochimique peut être écrite comme suit :



Chapitre 4 : Développement du modèle d'écoulement des eaux souterraines dans le bassin sédimentaire de Betioky

3.1. Modèle mathématique

Le modèle mathématique est basé sur le modèle conceptuel et les intentions des investigations. Une description mathématique complète consiste à définir une équation, les conditions limites et les conditions initiales (Anderson et Woessner, 1992).

4.1.1. Approche dimensionnelle

L'équation régissant la modélisation des eaux souterraines était directement liée à l'approche dimensionnelle utilisée. Si la conductivité hydraulique a été approchée comme uniforme avec profondeur, un modèle à deux dimensions devra être suffisant. Dans un modèle bidimensionnel, l'écoulement est ainsi supposé d'être horizontal. Pour un cas d'une représentation 2D d'un aquifère confiné, l'écoulement vertical à travers d'un lit confiné peut être calculé par l'utilisation d'un terme de fuite. La fuite à partir des couches supérieures est proportionnelle au gradient, l'épaisseur et la conductivité hydraulique verticale d'une couche confinée. La distribution de charge vertical n'est pas calculée pour un aquifère confiné. L'approche bidimensionnelle est capable d'interpréter les aquifères confinés, non confinés, drainés et mélangés. Concernant l'approche à trois dimensions, la différence élargie est donc la capacité de calculer la distribution de charge vertical dans un aquifère. En utilisant l'approche tridimensionnelle (approche 3D), la conductivité hydraulique sur toutes les directions est prescrite pour tout le domaine entier plutôt que d'identifier les aquifères et les lits de confinement (Anderson et Woessner, 1992).

Etant conclu, dans la formalisation du modèle conceptuel dont l'aquifère pourra être considéré comme non confiné et les valeurs de conductivité de différentes couches ont été proches l'une de l'autre. L'approche 3D a été mieux adaptée pour tenir compte cette fonction (Anderson et Woessner, 1992).

Une approche 3D est également une description plus proche de la réalité et elle a été utilisée donc dans cette modélisation.

Concernant la dépendance du temps du modèle, deux options sont possibles, stationnaire ou transitoire. La simulation transitoire est utilisée quand le problème du modèle est supposé d'être constant au cours du temps. Les modèles transitoires différencient à partir du modèle stationnaire dans ce terme de stockage et la condition initiale va être spécifiée (Anderson et Woessner, 1992).

4.1.2. Equation de base de l'écoulement des eaux souterraines

L'équation régissant de la modélisation des eaux souterraines peut être dérivée par la combinaison de l'équation de continuité avec la relation constitutive de la loi de Darcy (Anderson et Woessner, 1992).

L'équation de continuité peut être obtenue par l'application du concept d'un élément cartésien fixé en volume, affiché sur la figure suivante, et l'hypothèse que les propriétés fluides sont considérées d'être uniforme dans le temps et espace (White, 2009).

Dans cette figure, l'écoulement suivant la direction y à travers des côtés verticaux est montré. La surface de chaque côté est noté $dx dy$, le débit d'entrée $q_{y,in}$ et la sortie $q_{y,out}$.

L'écoulement à travers du côté gauche à l'entrée peut être exprimé comme :

$$q_{y,in} = v_{in} \rho \Delta x \Delta z \quad (\text{eq.20})$$

Et l'écoulement à travers du côté droite à la sortie est défini comme :

$$q_{y,out} = \left(v_{in} + \frac{\partial v}{\partial y} \Delta y \right) \rho \Delta x \Delta z \quad (\text{eq.21})$$

Où

v est la vitesse du fluide dans la direction y et ρ est la densité du fluide (supposé constante).

La variation du débit de l'écoulement entre les deux faces peut être écrite comme :

$$q_{y,in} - q_{y,out} = \frac{\partial v}{\partial y} \rho \Delta y \Delta x \Delta z \quad (\text{eq.22})$$

Les équations pour les restes de directions peuvent être formulées de la même façon (White, 2009).

Concernant le principe de la conservation de masse, une variation de l'entrée et sortie doit être égale à la variation de la capacité spécifique dans le volume de contrôle.

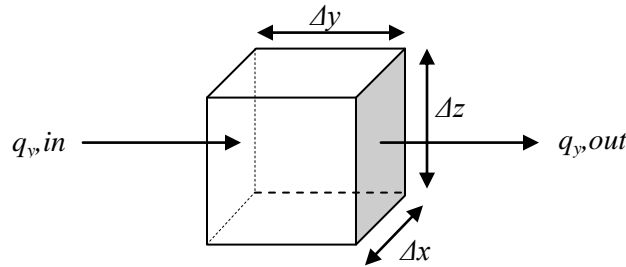


Figure 42 : Détermination de l'équation d'écoulement stationnaire

La variation de la capacité spécifique par unité de changement de charge peut être écrite :

$$S_s = - \frac{\Delta V_{fluid}}{\Delta h \Delta V_{storage}} \quad (\text{eq.23})$$

Où

$$V_{storage} = \Delta x \Delta y \Delta z \quad (\text{eq.24})$$

La variation de la capacité spécifique de stockage durant un temps dt pourrait être écrite comme

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (\text{eq.25})$$

En prenant compte le reste des directions, il produit

$$\frac{\partial u}{\partial x} \rho \Delta x \Delta y \Delta z + \frac{\partial v}{\partial y} \rho \Delta x \Delta y \Delta z + \frac{\partial w}{\partial z} \rho \Delta x \Delta y \Delta z = S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (\text{eq.26})$$

Ceci peut être simplifié comme

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (\text{eq.27})$$

(Anderson et Woessner, 1992),

L'équation ci-dessus se rapporte à l'équation du bilan hydrologique

La loi de Darcy en 3 dimensions s'écrit :

$$u = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad (\text{eq.28})$$

$$v = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (\text{eq.29})$$

$$w = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (\text{eq.30})$$

En insérant dans l'équation de continuité et permettant pour des sources internes et exutoires possibles, il produit :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (\text{eq.31})$$

où W représente les sources internes et exutoires dans un élément. Ceci est l'établissement de l'équation pour un mouvement de fluide à 3 dimensions dans un milieu poreux hétérogène et anisotrope sous des conditions non équilibrées (conditions dépendant du temps). Il est en plus supposé que les conductivités hydrauliques K_x , K_y , et K_z sont parallèles aux directions des coordonnées principales (Kresic, 2007). Sous conditions d'équilibre (conditions stationnaires), le terme de stockage dans l'équation ci-dessus est égal à zéro (Harbaugh, 2005).

4.1.3. Conditions limites

Généralement, trois conditions limites mathématiques peuvent être utilisées pour simuler les limites hydrologiques précisément les conditions de Dirichlet, de Neumann et Cauchy. Dans ce contexte, la condition de Dirichlet représente une limite de charge spécifiée. La condition de Neumann s'applique à un débit d'écoulement à travers la limite et pourra être utilisée pour décrire une limite imperméable. La condition de Cauchy pourra être vue comme la combinaison

des conditions de Neumann et de Dirichlet dans le sens que l'écoulement à travers la limite pourra être prescrit par une charge fixée. Quand le débit d'écoulement dans l'équation (qui est basée sur la loi de Darcy) est défini d'être proportionnel à la dérivation de la charge, l'utilisation de la condition de Neumann seule pourra rendre une solution non unique de l'équation. Donc, au moins une branche de la condition limite de Dirichlet va être utilisée (Anderson et Woessner, 1992).

4.2.Modèle conceptuel

Après avoir défini le but du modèle, l'étape le plus important est la formulation du modèle conceptuel, priorité pour le développement du modèle numérique. Le but de la construction du modèle conceptuel est de simplifier les problèmes du terrain et organiser l'association des données sur terrain pour que le système puisse être analysé plus facilement. La simplification est nécessaire parce qu'une reconstruction complète du système n'est pas faisable. Cette étape est critique que le modèle conceptuel soit la représentation valide des conditions hydrogéologiques importantes. Les échecs sur les modèles numériques faisant des prédictions précises peuvent être souvent attribués aux erreurs sur les modèles conceptuels parce que le modèle conceptuel approximativement étroit de la situation plus précis du terrain est le cadre du modèle numérique. Ceci est plus important pour identifier les unités hydrostratigraphiques aussi bien que le mécanisme de recharge, de décharge et l'écoulement des eaux à travers l'aquifère. De plus, le modèle conceptuel est beaucoup très important pour établir le cadre du modèle c'est-à-dire la dimension, le type du modèle aussi bien que la sélection des codes. Le système a été conceptualisé de façon plus simple incorporant toutes les caractéristiques importantes et les processus avec la simplification des hypothèses sur la topographie, le terrain, le sol et l'hydrologie de la zone. Plus loin, il incorpore les données géologiques (log forages), géophysiques (sondages), hydrogéochimiques (ions majeurs, mélanges, faciès des eaux), et des variétés des mesures hydrauliques tels le niveau statique, le test de pompage et les données pluviométriques.

4.2.1. Les unités hydrostratigraphiques

En général, l'aquifère du bassin sédimentaire de Betioky est considéré comme la continuité du système aquifère dans le socle cristallin (Auroze, 1957). Les études et travaux hydrogéologiques et géophysiques dans le grand sud de Madagascar entrepris par le PNUD et HYDROMAD suggèrent l'existence d'une seule couche d'aquifère dans cette zone (Guyot, 2002). Cependant, on peut décrire que les nappes dans les formations sédimentaires y inclues celle du bassin de

Betioky peuvent former un ou plusieurs systèmes aquifères superposés potentiels à nappe libre ou en charge selon la puissance de la couche, le degré d'altération ou la fracturation de grès (MADAGEO, 2013). Selon cette étude, l'aquifère sédimentaire du plateau est libre à nappe captive, il se trouve sous la carapace sableuse et sur l'épaisse argile rouge du groupe de la Sakoa. Une étude faite par l'ONG TARATRA montre que la profondeur de la carapace sableuse ne dépasse pas 25m. Compte tenu de l'insuffisance des données concernant la coupe lithologique des forages, on a choisi un modèle plus simple comportant un aquifère avec seule couche. Cette couche correspond à la couche sédimentaire de la zone étudiée avec une épaisseur environ 150 m.

4.2.1.1. Les eaux de surface

Les rivières, le ruissellement et les réservoirs sont les principales eaux de surfaces existant sur le modèle. Mais, les réservoirs sont assez petits par rapport à la surface du modèle donc on les exclut pour simplifier. Les réseaux des ruissellements sont bien connectés avec l'aquifère qui est en revanche fournit des eaux pendant la saison sèche. Le fleuve de l'Onilahy et le Taheza sont considérés comme rivières majeures de la zone qui coulent pendant toute l'année. Il y a d'autres rivières comme celle dans le bassin de Sakamena qui est épuisée pendant la saison sèche. Cependant, il ravitaille la nappe durant la saison de pluie. Donc, la rivière de l'Onilahy et les autres ruissellements sont connectés hydrauliquement à la nappe phréatique qui n'est pas imperméable.

4.2.1.2. Les zones de recharge

Trois principales zones de recharge peuvent être distinguées à partir de l'analyse du niveau piézométrique. A cause de l'insuffisance des données obtenues, on ne tient compte que la contribution de la recharge dans la colline de Betioky. La recharge dans cette zone influence beaucoup sur le niveau piézométrique dans le bassin de Betioky. L'écoulement de retour par l'irrigation n'était pas pris en charge étant donné qu'on n'a pas des données disponibles pour celle-ci. Donc, l'irrigation n'est pas considérée directement pour l'élaboration de ce modèle.

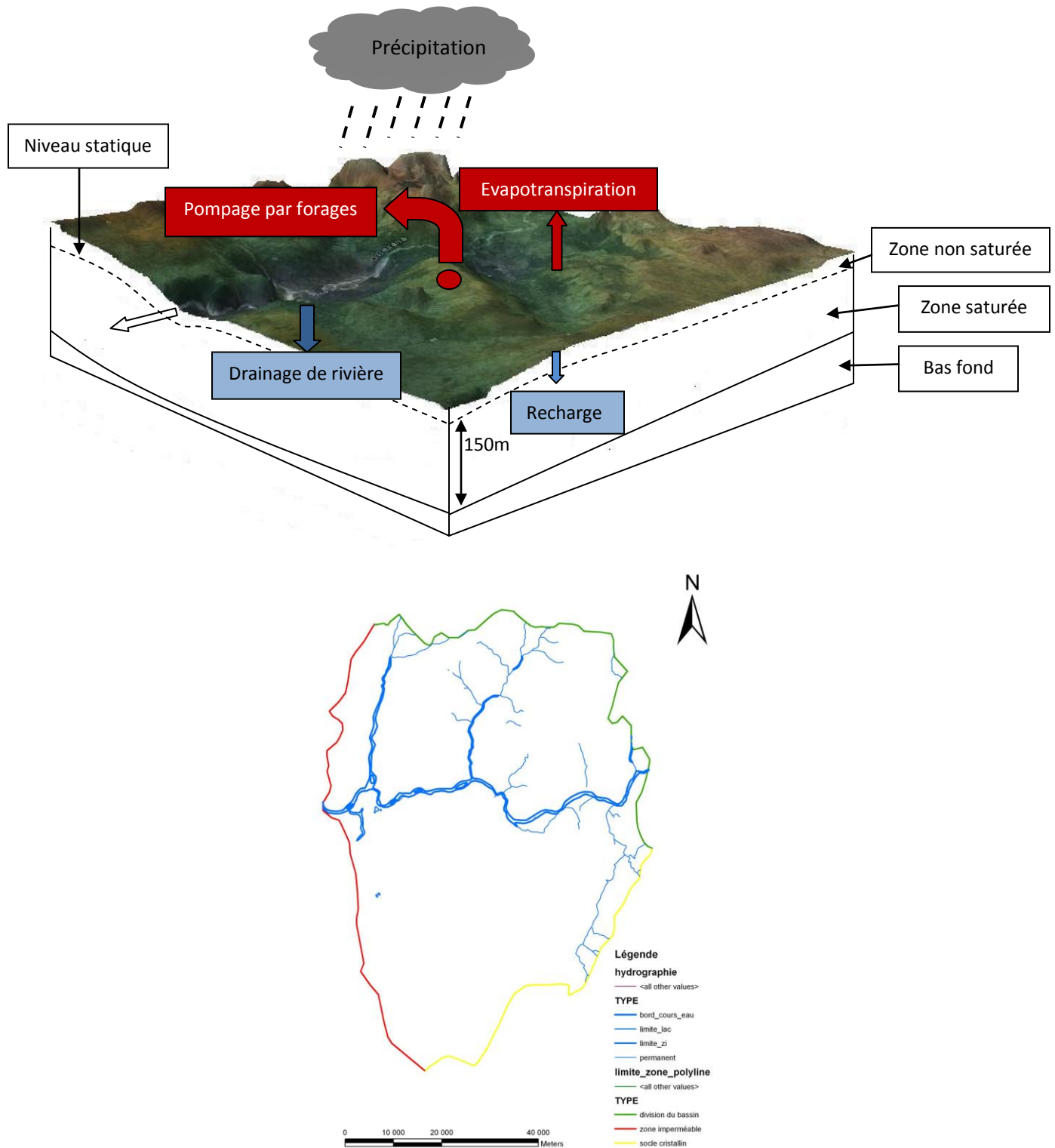


Figure 43 : Modèle conceptuel de la zone d'étude

4.2.2. Les exploitations des eaux souterraines

Les eaux souterraines sont extraites de la nappe phréatique à l'aide des forages et puits. Les puits sont utilisés pour l'alimentation domestique de la plupart des gens dans certains villages. Ces puits sont de faibles profondeurs qui ne dépassent de 30 m environ et les eaux sont retirées par la force humaine. Le volume extrait est plus faible par rapport à celui de forage par pompe électrique. Les débits d'exploitation de forages varient de $0,5\text{m}^3.\text{h}^{-1}$ jusqu'à $20\text{m}^3.\text{h}^{-1}$. Le haut débit se trouve dans la colline de Betioky par contre il y a faible débit pour les forages dans le bassin de Sakamena (Hydromad, 2004).

4.2.3. Les limites de la zone

Le bassin sédimentaire de Betioky est limité à gauche par le plateau karstique Mahafaly. Du sud à l'est, il est adjacent au socle cristallin. On peut donc considéré ces parties comme « no flow boundary ». Ces limites sont régies par la condition de Dirichlet. On peut considérer que les rivières pérennes sont en position drainante. A l'ouest, il est limité par le plateau karstique qui est considéré comme barrière de l'écoulement. La condition de Neumann est donc appliquée à cette limite.

4.2.4. Le type du modèle

Dans le cadre de la grille sur le modèle numérique, le type du modèle est un facteur très important. L'hétérogénéité ou la variabilité des propriétés aquifères caractérise tout le système géologique et joue un rôle clé sur l'influence de l'écoulement des eaux souterraines. Ainsi, il est souvent préférable d'appliquer la distribution de paramètre du modèle qui permet une représentation de plusieurs distributions réalistiques des propriétés du système. Donc, un modèle complet à trois dimensions a été appliqué pendant cette étude focalisant sur le point de vue de l'écoulement des eaux souterraines. Pour simplifier le développement du modèle, on l'a établi sous une condition non confinée et isotropique.

4.2.5. Sélection de code

Les modèles numériques des eaux souterraines peuvent être particulièrement des outils très utiles pour raffiner le modèle conceptuel des systèmes d'écoulement des eaux souterraines. Un modèle numérique des eaux souterraines calibré peut être appliqué pour assurer que les systèmes d'écoulement des eaux souterraines soient raisonnablement cohérents avec toutes les données hydrogéologiques. Le principal attribut durant la modélisation numérique est la translation de système physique à des équations mathématiques. La translation d'un modèle conceptuel à un modèle numérique exige une connaissance sur des méthodes numériques utilisées et des

programmes particuliers de la modélisation. Différents codes sont disponibles et la sélection d'un code approprié pour un but particulier est une étape critique sur la modélisation parce que certains de ces programmes ont leurs propres particularités qui requiert familièrement à surmonter sur les causes des applications du modèle.

La sélection de code est primordialement basée sur les aspects tels que la définition des objectifs du modèle et des critères techniques des codes disponibles. Puisque l'étude se focalise sur le système d'écoulement dans la zone, le code sélectionné doit être capable de représenter adéquatement le régime d'écoulement, le processus hydrogéologique, l'hydrostratigraphie, les conditions d'écoulement telles confinées, non confinées saturées ou non saturées, la variation sur le temps et espace dans les conditions limites (recharge et décharge) et la variation spatiale des propriétés matériels telles que la conductivité hydraulique.

4.2.6. Code du modèle

Le code choisi pour ce modèle numérique est le MODFLOW qui était développé par l'USGS (McDonald et Harbaugh, 1988). MODFLOW est basé sur la continuité de mouvement et de masse, et le calcul est basé suivant l'équation de différentielle partielle.

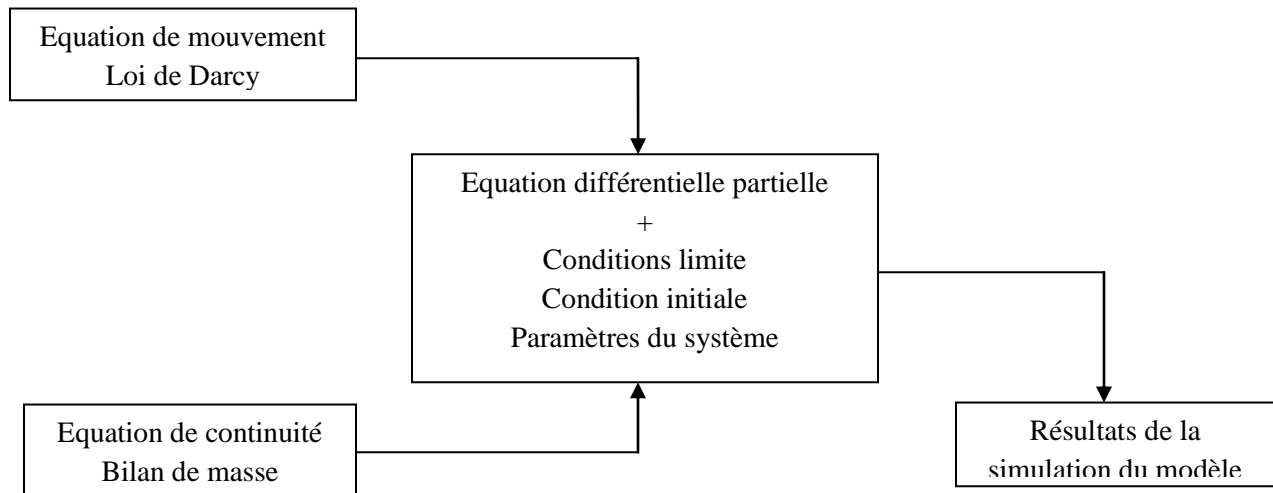


Figure 44 : Composant de l'approche du modèle d'écoulement des eaux souterraines

Dans MODFLOW tel que le code d'un modèle de différence finie, chaque cellule de calcul doit être spécifiée hydrauliquement confinée, non confinée ou contraint à dépendre sur la solution de charge à chaque solution d'itération. Il semblerait que l'option la plus simple est de laisser le programme de décider si la cellule est confinée ou non. Mais en pratique le choix de cette option est capable de la convergence à une solution ou des instabilités. Ces sous titres numériques sont

plus importants pour les véritables applications (McDonald et Harbaugh, 1988). Cependant, MODFLOW simule des systèmes aquifères dans lesquels une seule condition d'écoulement saturé existe. Comme ce modèle est basé sur la loi de Darcy, il est supposé que l'écoulement est laminaire et la densité des eaux souterraines est constante. La perméabilité intrinsèque est positive seulement sur la principale direction et il est zéro vers une autre direction. De plus, puisqu'il est basé sur la méthode de différence finie, il est plus simple conceptuellement et mathématiquement. Cependant, il peut simuler les effets des puits, des rivières, des drainages, de la charge aux limites, de la recharge et de l'évapotranspiration.

Le choix du code est justifiable. Parce que MODFLOW est un code d'une modélisation des eaux souterraines à différence finie qui a été intensivement testé dans différentes variétés d'environnements sous différentes conditions telles que des systèmes unidimensionnels, à deux dimensions ou complètement à trois dimensions. Il est largement accepté pour une modélisation des eaux souterraines. La théorie derrière le modèle est bien documentée et relativement facile à comprendre. Elle peut être appliquée à des conditions réalistes et aussi être utilisée pour le développement futur du modèle.

4.2.7. Processeur utilisé

Pour cette étude, le logiciel Visual MODFLOW a été utilisé avec les interfaces graphiques MODFLOW, MODPATH, MT3DMS et WinPEST. C'est un système de simulation complète avec un préprocesseur et un post-processeur graphique professionnel qui supporte le modèle et d'autres outils des modélisations très utiles. Il peut manipuler 1000 périodes de contrainte et 80 couches avec 250000 cellules à chaque couche du modèle. L'outil de la modélisation comporte un outil de présentation, un calculateur du bilan hydrologique et un afficheur des graphes. Les résultats de la simulation comportent les charges hydrauliques, termes d'écoulement cellule par cellule, compaction, subsidence, vitesse de Darcy, concentrations et masses.

4.3. Modèle numérique de la zone

4.3.1. Domaine du modèle et discrétisation

La zone va être modélisée comme un système à trois dimensions et le domaine du modèle doit être considéré en ce qui concerne l'extension horizontale et verticale.

4.3.1.1. Extension horizontale

Le bassin sédimentaire de Betioky qui a une potentielle ressource en eau comparé aux autres régions dans le sud a été choisi comme le domaine du modèle des eaux souterraines. La limite du système aquifère choisi est présentée dans la figure 45 ainsi que le domaine du modèle avec la

discrétisation horizontale. La superficie totale du modèle de domaine s'étend environ 4500 km² avec une longueur de 90 km et de 50 km de largeur. L'extension horizontale de la zone est référenciée avec les coordonnées 165000 m, 199000 m le minimum et 245000 m, 325000 m le maximum.

4.3.1.2. Extension verticale

Comme décrit dans le modèle conceptuel, l'unité supérieure de l'aquifère suit la surface topographique de la zone. Pourtant, à cause de l'insuffisance des données disponibles l'épaisseur de l'aquifère est considérée variable suivant la zone de captage. Elle est estimée entre 20 m jusqu'à 150 m dans la zone de haute altitude.

4.3.2. Maillage

Le maillage du domaine du modèle joue un rôle important dans le raisonnement de la modélisation. Le modèle exige que la zone d'intérêt est subdivisée en une grille avec un certain nombre de sous régions plus petites (cellules ou éléments) qui sont associées à des points nodaux. Pour discrétiser le problème du domaine, il est nécessaire de faire une approximation sur la variation des propriétés internes, des limites et de contrainte du système. Le domaine du modèle a été donc discrétisé en 100 colonnes et 120 lignes en utilisant une grille d'espace 750x750 m qui donne 12000 cellules en totale. On note que ces cellules ne sont pas toutes actives en dehors de la limite, elles ont été définies comme inactives utilisant le tableau IBOUND dans le MODFLOW. Le nombre total des cellules actives dans le modèle est à peu près de 1000. Ces dimensions sont raisonnables pour minimiser la variété des sources des erreurs numériques, la grille de modèle doit être conçue en utilisant la dimension de maille la plus fine qui est possible étant donné les limitations sur la mémoire de l'ordinateur et le temps de calcul. En outre, dans la conception de la maille, le rapport entre la longueur et la largeur de la cellule doit être gardé proche de 1 autant que possible. Des cellules ou éléments linéaires longues peuvent mener à des erreurs ou instabilités numériques, et doivent être évitées, particulièrement si l'aspect du rapport est plus grand que 5 (Anderson and Woessner, 1992).

De plus, pendant la construction du modèle il est nécessaire d'utiliser un maillage irrégulier dans lequel la grille est plus fine dans les zones du point de contrainte. Pour cela, il est généralement recommandé d'augmenter la taille de la maille par un facteur inférieur à deux entre des cellules ou éléments adjacents. Mais, puisque cette étude s'intéresse sur le type d'écoulement régional de la zone, le raffinement n'est pas appliqué au modèle. Dans le modèle de différence finie, il est alors important d'orienter les grilles pour que le nombre minimum des nœuds tombent à côté du

domaine du modèle. Il y a des nœuds inactifs et ne contribuent pas à la solution de l'équation de l'écoulement des eaux mais utilisent un espace de stockage dans les tableaux indispensables par les codes (Anderson and Woessner, 1992). Puis, pour surmonter le flux non comptabilisé dans ou hors de la grille, il est nécessaire que la grille soit alignée avec le système d'écoulement. Puisque la direction générale de l'écoulement des eaux souterraines du bassin versant est la direction E-O, la grille du modèle a été aussi orientée dans la même direction.

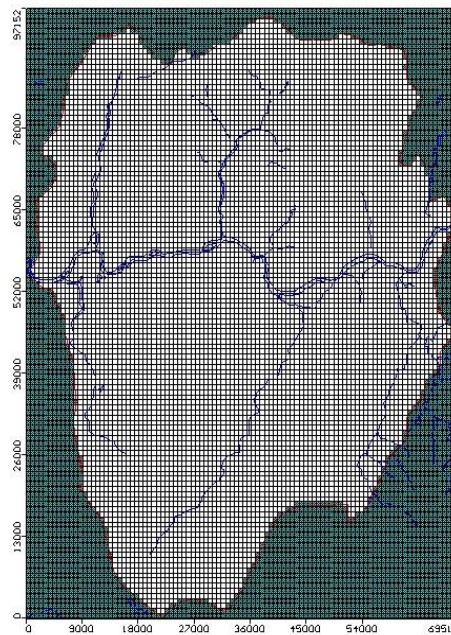


Figure 45 : Maillage du modèle (Visual Modflow 4,2)

4.3.3. Conditions limites

Pour obtenir une solution unique de l'équation différentielle partielle correspondant à un processus physique donné, des informations additionnelles sur l'état physique de ce processus sont exigées. Ces informations sont fournies par les conditions limites et initiales. Les conditions limites sont des états mathématiques spécifiant les variables dépendant (charge) ou leurs dérivées (flux) aux limites du domaine du modèle. Le choix correct d'une condition limite est une étape critique dans la conception du modèle parce que dans la modélisation stationnaire, les limites définissent en grande partie le modèle d'écoulement. Les conditions aux limites influencent aussi la simulation transitoire quand l'effet de la simulation transitoire atteint la limite du modèle. En terme physique, pour les applications de la modélisation des eaux souterraines, les conditions limites sont généralement trois types des conditions mathématiques qui ont été décrites dans les paragraphes précédentes.

4.3.3.1. Limites latérales du modèle

La zone choisie pour le modèle avec les conditions aux limites au long est montrée dans la figure ci-dessous. « No flow boundary » sera appliqué le long de la colline qui entoure le bassin tel que décrit dans le modèle conceptuel et la division des eaux souterraines qui entourent le domaine du modèle. En appliquant les conditions limites internes, le fleuve Onilahy et ses affluents qui sont permanents toute l'année seront modélisés comme condition limite des charges spécifiques supposant que l'aquifère est en contact direct avec ces eaux de surfaces. Alors, on suppose d'appliquer d'autres conditions limites sur les eaux de ruissellement. L'écoulement d'état stationnaire avec conditions limites de charge général sur un système tributaire est appliqué. Dans ce cas, les rivières sont traitées comme charges constantes et les eaux de ruissellement sont modélisées sous les conditions de Cauchy qui sont représentées dans la figure suivante.

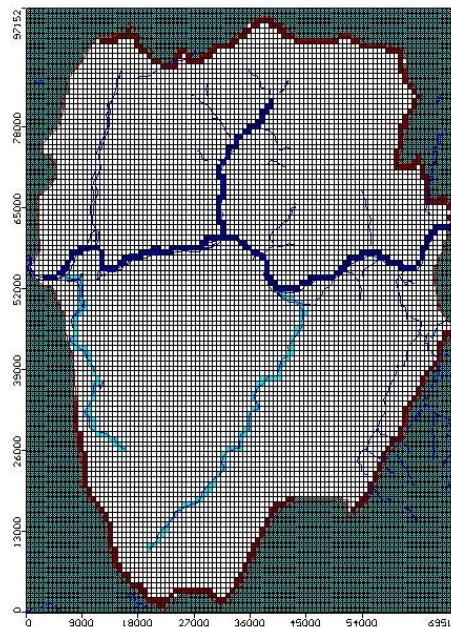


Figure 46 : Les conditions aux limites de la zone d'étude

Dans ce modèle, ces conditions limites représentent une alimentation en eau inépuisable. Alors le système aquifère peut tirer des eaux à partir de la limite ou doit décharger des eaux sur la limite sans variation de la charge. Le tableau IBOUND a été utilisé et il consiste à donner un code pour chaque cellule du modèle. La valeur positive (+1) a été utilisée pour les cellules actives et zéro pour les cellules inactives. La valeur -1 est spécifiée pour les cellules de charge constante. En supposant que les ruissellements ne sont pas pérennes, il est nécessaire de modéliser l'échange entre un ruissellement et un aquifère adjacent dans lequel la fuite devra changer au cours du temps comme la charge dans l'aquifère change même si la charge dans le ruissellement reste

inchangé. La condition limite de Cauchy a été appliquée au modèle en utilisant le package condition limite général ou «General Head Boundary (GHB)» qui est disponible sur MODFLOW. Dans les cellules modélisées sous le package GHB, deux valeurs sont attribuées dans chaque cellule dont la conductance hydraulique C_b et la charge hydraulique h_b . Donc, le flux de l'écoulement Q à travers d'une GHB est calculé par :

$$Q = C_b(h_b - h) \quad (\text{eq.32})$$

Où C_b est défini en termes de conductivité hydraulique K et de longueur de ruissellement, de largeur D et l'épaisseur du fond du ruissellement comme suit :

$$C_b = \frac{KLD}{M} \quad (\text{eq.33})$$

4.3.3.2. Limites verticales

Puisque les données disponibles ne donnent pas des informations complètes pour déterminer les limites inférieure de l'aquifère. On se réfère dans les documents montrant que l'épaisseur de la couche sédimentaire dans le système Karroo varie de 20 à 150 m environ.

4.4. Traitement des données

Les données et les informations nécessaires par les études hydrogéologiques sont complexes parce qu'il est nécessaire d'analyser et de combiner toutes les informations concernant la géologie, l'hydrologie, la géophysique, la géomorphologie, le sol, le climat, la végétation et la topographie. Les données analysées sont importantes pour transférer un modèle conceptuel en un modèle numérique. De plus, il est très difficile d'attribuer les valeurs de paramètre à la grille parce que le modèle exige des valeurs à chaque nœud, cellule ou élément et les données sur terrain sont typiquement dispersées. L'interpolation des données mesurées a été utilisée pour définir la distribution spatiale des paramètres du modèle au dessus de domaine du modèle. La technique d'interpolation appliquée durant cette étude était le krigeage. Le krigeage est une méthode d'interpolation statistique qui choisit la meilleure estimation linéaire impartiale pour les variables supposées d'être une fonction aléatoire dont la corrélation spatiale est définie par un variogramme. Le krigeage diffère des autres techniques d'interpolation parce que celui-ci considère la structure spatiale de ces variables et fournit sur les erreurs estimées de l'interpolation sous forme d'une standard déviation des valeurs krigées. L'estimation des erreurs est nécessaire en attribuant les possibles rangs des valeurs de paramètre avant la calibration du modèle (Anderson et Woessner, 1992). Le GIS comprend des outils géostatistiques pour distribuer spatialement des données en point irrégulièrement espacées. Des outils d'analyses spatiales additionnels comportent des statistiques en zone. Cela nous permet de mettre en masse

spatialement les valeurs des données rasters continues et discontinues pour chaque cellule de grille du modèle et de superposer les analyses pour assigner les différents types de vecteur aux cellules de la grille.

4.4.1. Elévations de la couche du modèle

Le modèle est traité dans une condition non confinée en considérant l'interpolation de la surface piézométrique comme la hauteur de l'aquifère. On a déjà mentionné que la surface inférieure de l'aquifère correspond à l'épaisseur de l'aquifère sédimentaire du système Karroo varie de 20 m jusqu'à 150 m environ. Pour traiter avec MODFLOW, ces données sont importées à partir d'un fichier **.grd** du logiciel Surfer.

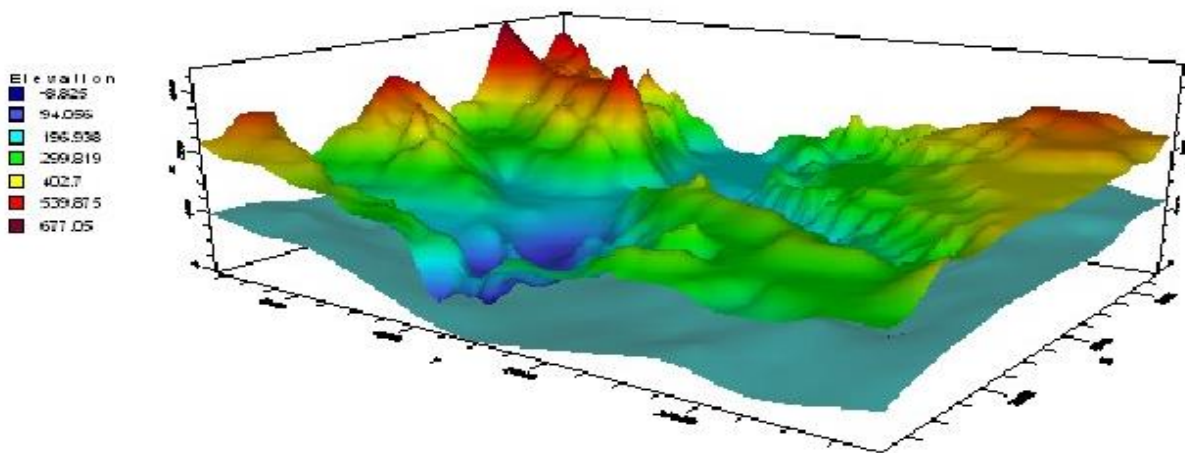


Figure 47 : Modèle d'élévation des couches (Visual Modflow 4.2)

4.4.2. Charges hydrauliques initiales

Les conditions initiales se réfèrent sur la distribution des charges hydrauliques dans le système au début de la simulation (Anderson et Woessner, 2005). Pour le cas présent, les valeurs du niveau statique mesurées sur les puits sont interpolées avec le modèle pour obtenir les charges hydrauliques initiales pour le modèle entier. On utilise le logiciel ArcMap pour faire l'interpolation de la distribution des charges hydrauliques ensuite on l'importe sur MODFLOW. Pour l'exécution du modèle, chaque cellule sur le modèle sera attribuée à cette valeur de la charge.

L'élévation de la surface du sol sur chaque cellule du modèle a été extraite à partir des valeurs corrigées du FTM BD500 de la zone d'étude. Les profondeurs de niveau statique de puits sont soustraites à partir de chaque élévation obtenue. Les résultats du calcul sont utilisés comme charges hydrauliques initiales prescrites dans chaque cellule pour spécifier initialement les valeurs de la charge hydraulique.

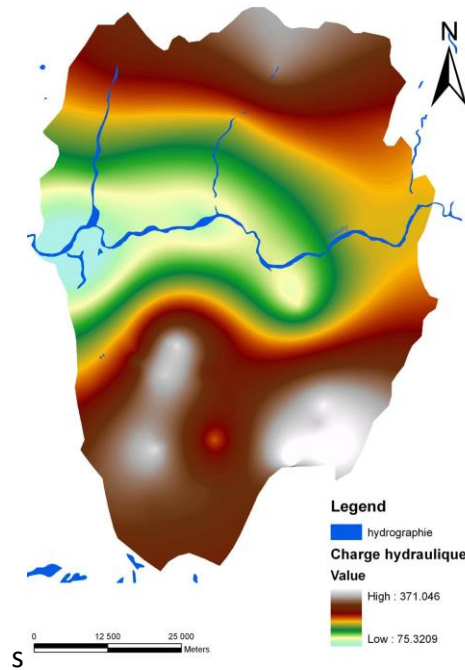


Figure 48 : Interpolation de la charge hydraulique initiale de la zone d'étude

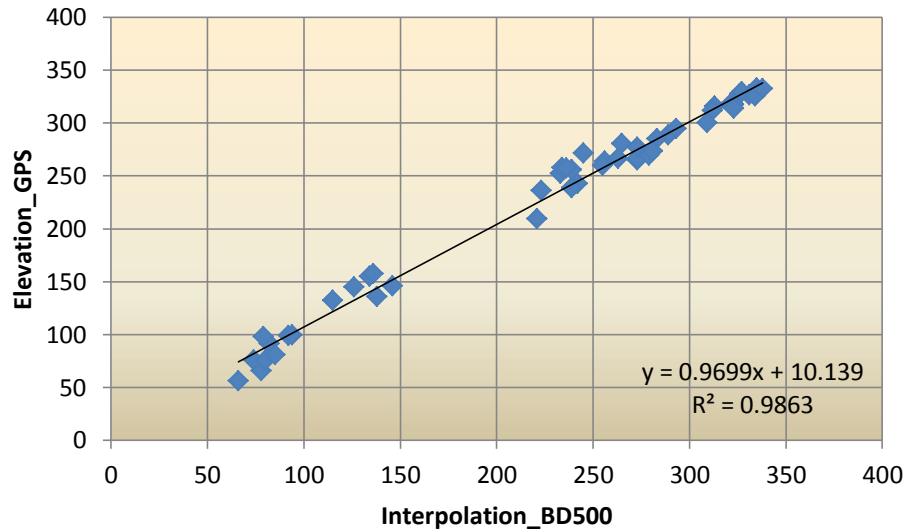


Figure 49 : Corrélation entre l'élévation obtenue à partir du GPS et l'interpolation topographique obtenue par le BD500

4.4.3. Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique se réfère sur la capacité des matériaux dans l'aquifère pour transmettre de l'eau. Elle contrôle en revanche le débit sur lequel l'eau souterraine s'écoulera dans un gradient hydraulique donné. La conductivité hydraulique est très importante parce qu'elle contrôle le débit du mouvement des eaux souterraines dans les zones saturées donc contrôle également le degré et le futur du contaminant.

La transmissivité ou la conductivité hydraulique dans un modèle distribué de cellule par cellule à travers le maillage est un des paramètres le plus important requis pour la modélisation de l'écoulement stationnaire. La zonation des paramètres d'entrée a été menée sur la base des informations géologiques et le point de la conductivité hydraulique.

4.4.4. Recharge

L'évaluation des eaux souterraines dépend largement sur la recharge (Freeze et Cherry, 1979), c'est un paramètre important pour garantir soigneusement le test et la mise en œuvre significative du modèle. Dans un modèle typique, les applications de la recharge peuvent être définies comme de pourcentage homogène des précipitations annuelles moyennes ou la calibration d'un paramètre inconnu. L'estimation de la recharge basée sur la méthode de traçage par tritium a été de 5 à 20% des pluies annuelles en 2012.

Le package recharge a été utilisé pour attribuer au modèle des eaux souterraines la distribution spatiale de la recharge calculée. Dans MODFLOW, la recharge est définie en attribuant le flux de la recharge Q_r , l'indicateur de la couche I_r et le nombre du paramètre. MODFLOW utilise I_r pour calculer le flux de recharge Q_r appliquée à chaque cellule du modèle comme :

$$Q_r = I_r * DELR * DELC \quad (\text{eq.34})$$

Où DELR et DELC sont respectivement la surface de la cellule du modèle et le nombre de paramètre pour la calibration inverse.

4.4.5. Puits d'observation

Les données des puits sont complétées à partir des données obtenues pendant la campagne d'échantillonnage et d'autres études menées ultérieurement par l'ONG TARATRA. Même si une grande quantité de puits est observée sur la zone d'étude, nous n'avons pas pu enregistrer la majorité à cause de la difficulté d'accès sur le site de prélèvement. Pour cela, il n'est pas possible de remplir des puits de surveillance sur la zone d'étude. Seulement 42 puits et 2 forages sont choisis comme étant des puits observations qui sont présentés dans la figure suivante. Ces données sont attribuées à un modèle créant de type de fichier OBS décrit dans le manuel de Visual MODFLOW 4.2.

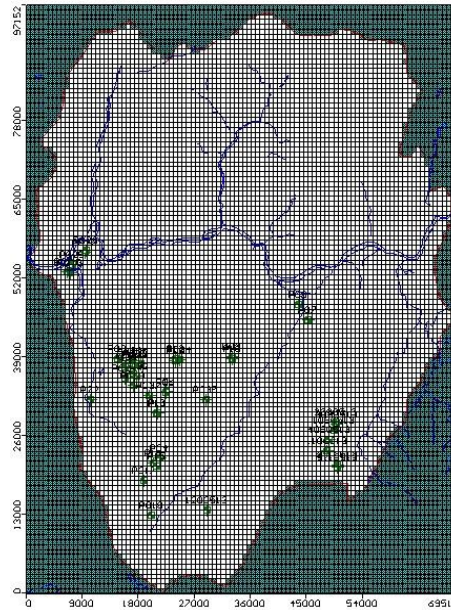


Figure 50 : Localisation des puits d'observation (Visual Modflow 4.2)

4.4.6. Evapotranspiration

L'évapotranspiration joue donc un rôle important dans l'étude des eaux souterraines. D'après les données climatiques enregistrées pendant l'année 2012-2013, l'évapotranspiration potentielle peut être calculée en adoptant la formule de Thornthwaite décrite ci-dessous.

$$ETP = 16 * (10 * \frac{t}{I})^a * K \quad (\text{eq.35})$$

Où $I = \sum_{i=1}^{12} i$ avec $i = (\frac{t}{5})^{1,5}$

Et $a = \frac{1,6}{100} * I + 1,5$

t étant la température mensuelle et,

K est un coefficient d'ajustement mensuel, fonction du mois et de la latitude

Tableau 10 : Coefficient de correction de la formule de Thornthwaite pour une latitude 25°S

Mois	Janv	Fevr	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec
K	1,17	1,01	1,05	0,97	0,96	0,91	0,95	0,99	1	1,08	1,09	1,15

L'estimation de l'évapotranspiration réelle est définie par la relation :

$$ETR = \frac{R}{RU} * ETP \quad (\text{eq.36})$$

Où R/RU étant le rapport entre la réserve initiale au début du mois et le réserve utile. La valeur de ce rapport est estimée à 0,426 pour la zone d'intervention.

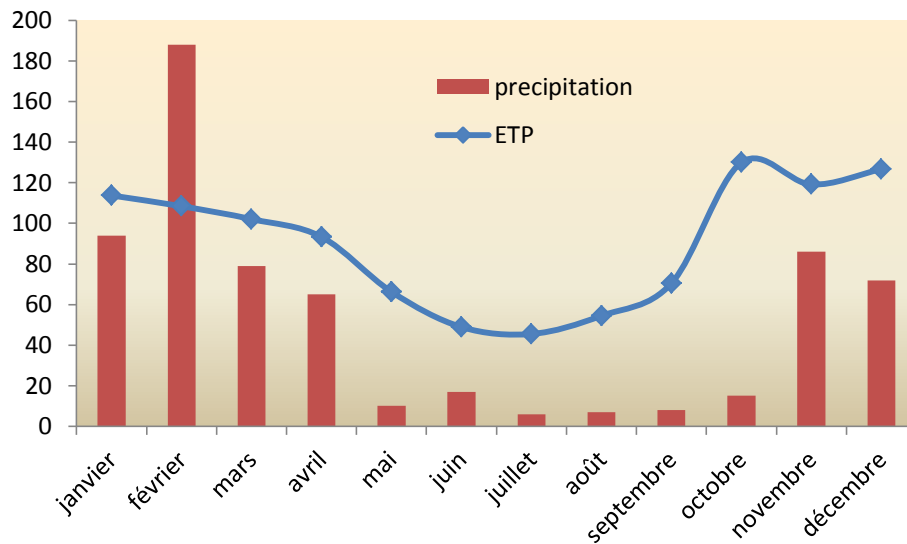


Figure 51 : Variation des précipitations et l'évapotranspiration obtenues dans la zone d'étude pour l'année 2012-2013 (Service météorologique Ampandrianomby)

L'évapotranspiration potentielle et réelle enregistrées pendant l'année 2012 sont été estimées respectivement à 1079,05 mm et 469,58mm avec des précipitations totales de 647 mm.

4.5. Calibration et analyse de sensibilité

4.5.1. Calibration du modèle

La calibration du modèle exige que les conditions sur terrain dans un site doivent être correctement caractérisées. L'absence d'une caractérisation appropriée peut entraîner sur un modèle calibré un ensemble des conditions qui n'est pas représentative des conditions actuelles du terrain (Anderson et Woessner, 1992).

4.5.1.1. Objectif de la calibration et incertitudes

Avant de commencer un processus de calibration sur un modèle, le choix d'objectif de la calibration est exigé. Les charges hydrauliques obtenues à partir du niveau statique mesuré pour chaque point de captage ont été utilisées comme valeurs initiales de la calibration. L'objectif de la calibration est de grouper les valeurs de la charge simulée par un modèle avec les charges observées. Pour un objectif de la calibration, les charges hydrauliques ont été obtenues à partir de la valeur du niveau statique de l'eau mesuré pendant la campagne d'échantillonnage 2012-2013. D'autres côtés, les valeurs obtenues durant les travaux de terrain effectués par l'ONG

TARATRA et MADAGEO en 2009 ont été utilisées pour les autres puits dont on n'avait pas le moyen d'accéder.

Cela doit être clair que la plupart des données sur la valeur des charges hydrauliques mesurées sont associées à des erreurs pour les raisons suivantes comme dans notre cas:

- La mesure du niveau statique a été prise juste après l'installation de puits
- Il n'y a pas de puits de contrôle distribué dans le bassin,

Tableau 11 : Mesures de performance de la calibration du modèle

Item	Mesure de la performance	Critère
1	Bilan hydrique Différence entre le flux total d'entrée et le flux total de sortie, y compris la variation du stockage divisé par le flux total d'entrée ou de sortie exprimé en pourcentage.	Inférieur à 1% pour chaque période de contrainte et cumulativement pour la simulation entière
2	Itération des erreurs résiduelles Le terme d'erreur calculé est la variation maximale des charges (pour tous les nœuds) entre les itérations successives du modèle.	Les critères de convergence d'itération doit être d'ordre un ou deux de la grandeur inférieure à celle du niveau de précision choisie dans les résultats de la charge du modèle. Communément définie dans l'ordre de mm ou cm.
3	Mesure qualitative Modèles d'écoulement des eaux souterraines (basées sur le plan de contour de charges de l'aquifère modélisées). Modèles de réponse de l'aquifère aux variations de contrainte hydrologique (hydrographes). Répartition des propriétés de l'aquifère adopté pour réaliser l'étalonnage,	Evaluation subjective de la qualité de l'ajustement entre les niveaux piézométriques mesurés et modélisés du plan de contour et les hydrographes des forages et les écoulements de surface. Justification du modèle des propriétés de l'aquifère adopté en relation avec les ordres des valeurs mesurées et les problèmes associés de non-unicité.

4	<p>Mesure quantitative</p> <p>Mesures statistiques de la différence entre les données de la charge modélisée et mesurée. Comparaisons mathématiques et graphiques entre les charges mesurées et simulées, et les composants du système d'écoulement.</p>	<p>Les critères devraient être choisis parmi la liste des statistiques de la charge résiduelle. La cohérence entre les valeurs de la charge modélisée (dans le plan de contour et les diagrammes de dispersion) et des mesures ponctuelles de perçages de surveillance. Comparaison des composants simulés et mesurés du bilan hydrique, de la surface notamment l'écoulement des eaux, les prélèvements d'eau souterraine et les estimations de l'évaporation.</p>
---	---	---

4.5.1.2. Calibration manuelle

La calibration manuelle est typiquement reliée à l'ajustement manuel des paramètres d'entrée jusqu'à ce que les résultats du modèle a une corrélation avec l'observation en un niveau satisfaisant. Les principales étapes de la calibration d'essai et d'erreur sont présentées dans la figure suivante. Ce processus vise à vérifier la cohérence globale des hypothèses retenues de la modélisation et à identifier la conductivité hydraulique appropriée et les valeurs de la recharge. Après des nombreux essais, un résultat satisfaisant sur la simulation de l'écoulement, de la charge hydraulique et de la conductivité hydraulique a été obtenu. Le processus de la calibration a été fait en utilisant la méthode d'essai et d'erreur en variant principalement les valeurs de la conductivité hydraulique de l'aquifère et en comparant les charges calculées à celles mesurées sur les puits.

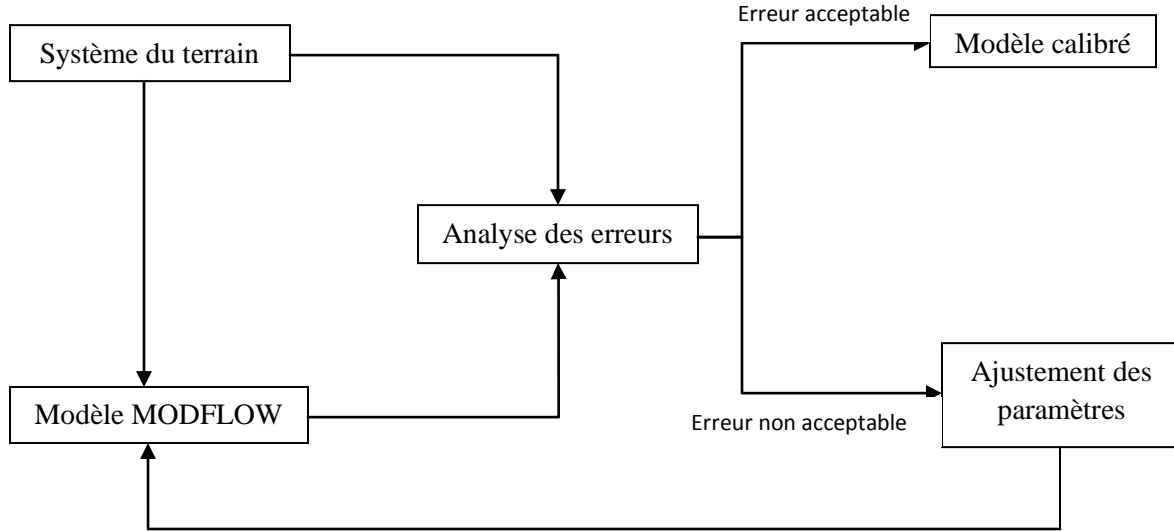


Figure 52 : Procédure de la calibration manuelle et des erreurs

4.5.1.3. Evaluation de la calibration manuelle

Les résultats de la calibration peuvent être modifiés à fois quantitativement et qualitativement (Anderson et Woessner, 1992). Les résultats calibrés ont été évalués en se basant sur le but de la calibration et l'évaluation du bilan de masse du système. La direction de l'écoulement a été déterminée en se basant sur la distribution de la charge hydraulique simulée et la comparaison est faite avec la direction de l'écoulement déterminée dans le modèle conceptuel et par l'étude établie par le bureau d'étude Hydromad (2002). Un graphe de corrélation entre la charge mesurée et calculée est un bon moyen pour montrer la calibration précise. Les graphes de corrélation sont visuellement examinés pour voir au cas où certains points s'éloignent de la droite d'équivalence. Cependant, les résultats de la calibration du modèle ont été évalués en appliquant les trois façons communes de la méthode quantifiant les erreurs telles que l'erreur moyenne (ME), l'erreur moyenne absolue (MAE) et racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE).

L'erreur ME est les différences moyennes entre les charges observées et les charges simulées

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_c - h_o)_i \quad (\text{eq.37})$$

L'erreur MAE est la moyenne de valeur absolue des différences sur les charges observées et les charges calculées

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(h_c - h_o)_i| \quad (\text{eq.38})$$

L'erreur RMSE est la racine carrée de l'erreur quadratique entre les charges observées et la charges calculées

$$RMSE = [\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_c - h_o)_i^2]^{0,5} \quad (\text{eq.39})$$

Où n est le nombre des puits d'observation, h_c la charge calculée et h_o la charge observée.

La calibration du modèle sera évaluée en utilisant toutes ces fonctions objectives mettant l'accent sur la RMSE car elle est la meilleure méthode par rapport aux deux autres.

Tableau 12 : Valeurs des erreurs sur la calibration manuelle

Fonction d'évaluation	Erreurs (m)		
	ME	MAE	RMSE
Valeur	0,473	3,225	3,837

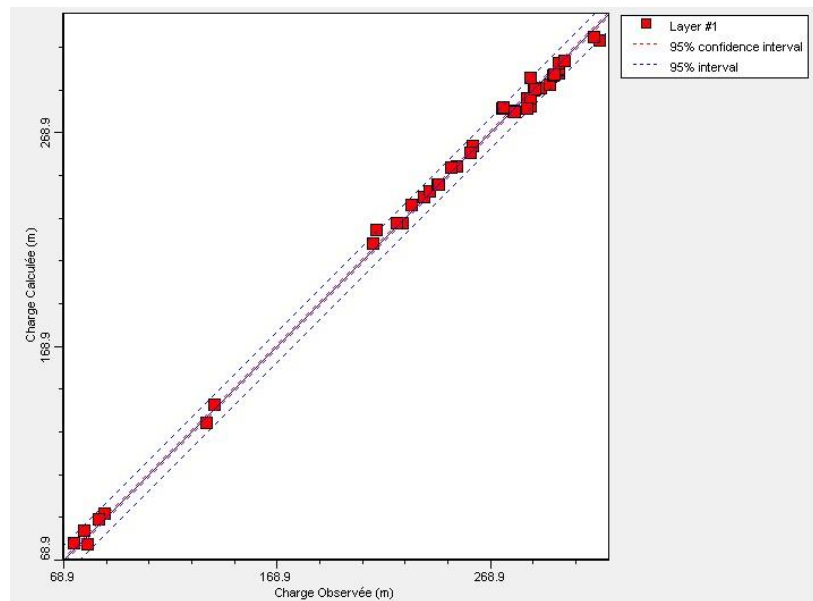


Figure 53 : Corrélation entre la charge calculée et la charge observée pour la calibration manuelle (Visual Modflow 4.2)

4.5.1.4. Calibration automatique

La calibration automatique a été introduite pour avoir un bon ajustement sur la précision obtenue par la calibration manuelle. Cette méthode est facilitée par la régression non linéaire de moindre carrée et associée avec d'analyse statistique connue par le nom PEST (Parameter Estimation Program) liée avec le code WinPEST. Elle a été employée pour calibrer ce modèle. Le code définit le paramètre optimal comme celui pour lequel la somme des carrés de la déviation standard entre les valeurs mesurées et observées est réduit sur un minimum. Il se réfère donc à

une fonction objective. La fonction objective peut être représentée mathématiquement comme suit :

$$\Phi(\vec{b}) = \sum_{j=1}^n [\sum_{i=1}^{n_j} w_{ij} [y_j(t_i) - y_j^1(t_i, \vec{b})]^2] \quad (\text{eq.40})$$

Où Φ est la fonction objective, \vec{b} est le vecteur lié aux paramètres d'ajustement, n représente les différents groupes d'observation, n_j est le nombre d'observation pour le groupe j , $y_j(t_i)$ est l'observation du type j au temps t_i , $y_j^1(t_i, \vec{b})$ est la prédiction du modèle correspondant. w_{ij} est une grandeur associée avec une sorte de mesure particulière en un point particulier. Elle compte pour le rôle des types des données ou des points donnés sur la fonction objective. Dans le cas d'un seul groupe d'observation, cette équation peut être simplifiée comme suit :

$$\Phi(\vec{b}) = \sum_{i=1}^n [\sum_{j=1}^{n_j} w_i [y(t_i) - y^1(t_i, \vec{b})]^2] \quad (\text{eq.41})$$

PEST est fourni avec des valeurs initiales des paramètres à optimiser et des groupes d'observation dont il peut comparer avec les réponses du modèle. Initialement, PEST exécute MODFLOW avec des valeurs initiales de paramètre donné ensuite les réponses du MODFLOW sont comparées avec le groupe d'observation donné et estime la fonction objective Φ . Et puis, il commence à minimiser la fonction objective en ajustant les paramètres. Dans le cas des modèles linéaires, l'optimisation doit être en général finie en une seule étape jusqu'à ce que les modèles non linéaires atteignent le processus d'itération pour optimiser leurs paramètres. Au début de certain processus d'itération, les relations entre les paramètres du modèle et les réponses du modèle généré sont rendues linéaires pour obtenir couramment un groupe de paramètre avec de bonne estimation. Ensuite, celle-ci est résolue pour un meilleur groupe de paramètre et ce nouveau groupe du paramètre est encore testé en exécutant le modèle MODFLOW. Ensuite, le code compare la fonction objective de l'itération en cours avec celle de la dernière et décide si elle est l'itération valable (Dorethy, 2004). Une simple procédure appliquée pour la calibration automatique est montrée dans la figure ci-dessous.

Le domaine de la calibration automatique résulte non seulement sur les paramètres estimés et les charges simulées pour un modèle mais aussi sur les intervalles de confiance pour tous les paramètres estimés et les charges qui sont convenables pour transmettre la fiabilité des résultats aux régulateurs. La sensibilité, le standard déviation des paramètres et corrélations, et le standard déviation des prédictions peuvent être utilisées pour évaluer si les paramètres du modèle estimé et les prédictions sont calculées surement avec des données disponibles. Des données additionnelles pourraient être aussi plus utiles en prouvant ce modèle. De plus, les avantages du

PEST comportent une détermination expéditive d'un meilleur ajustement des valeurs du paramètre et une quantification de la qualité de calibration, des limites de confiance sur les paramètres estimés et les prédictions. Cependant, la modélisation inverse est capable d'estimer automatiquement les valeurs du paramètre qui produit le meilleur ajustement entre les charges hydrauliques observées et mesurées. Sachant que les valeurs du paramètre produit le meilleur ajustement possible pour un modèle conceptuel donné, il est crucial à la comparaison conclusive des modèles alternatifs.

4.5.1.5. Evaluation de la calibration automatique

L'étude du carré de la grandeur résiduelle pour une certaine itération est le but de la calibration et les résultats obtenus sont donnés dans cette figure.

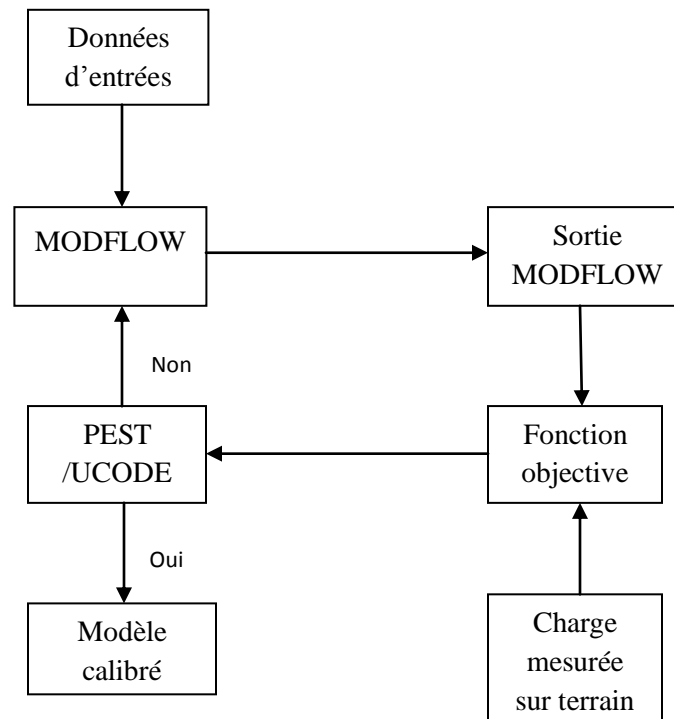


Figure 54 : Etape de la calibration automatique

Le résultat montre une décroissance brusque de la fonction objective après la première itération de la calibration automatique suivant un changement graduel jusqu'au nombre cinq de l'itération. Après, il montre un faible changement dû à la convergence du modèle en terminant les valeurs optimales du paramètre.

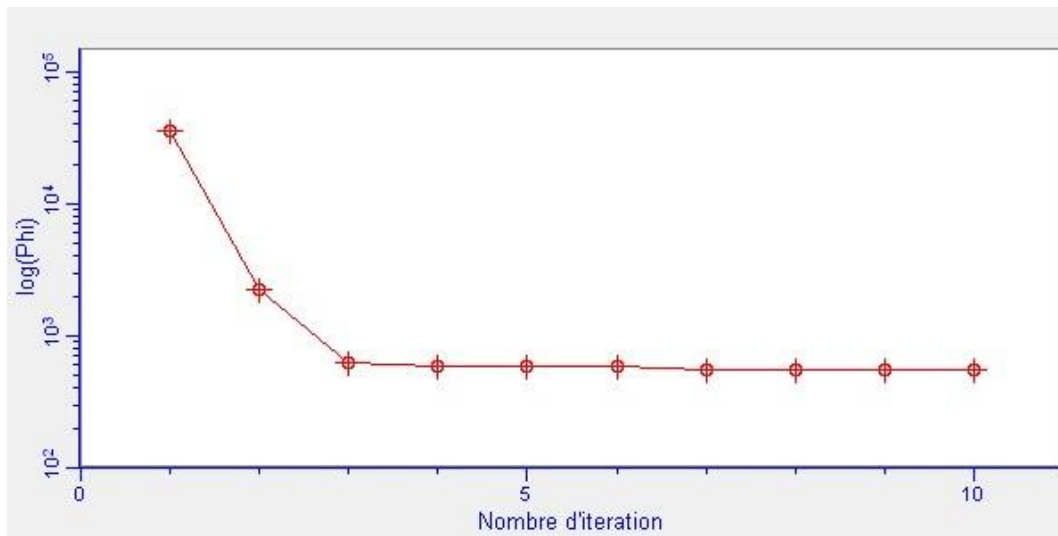


Figure 55 : Variation de Phi avec les étapes de la simulation

Les distributions des charges simulées ont été comparées avec la distribution de charge obtenue à partir des mesures sur terrain. L'erreur RMSE calculée après la calibration automatique utilisant le PEST est donnée par le tableau suivant et le graphe de corrélation illustrant la comparaison entre les charges simulées et observées est donné ci-dessous. L'erreur est inférieure à 5m, on peut dire que le modèle est bien calibré. En fait, cette erreur peut être due à la différence de l'élévation obtenue par le GPS.

Tableau 13 : Valeurs des erreurs sur la calibration automatique

Fonction d'évaluation	Erreurs (m)		
	ME	MAE	RMSE
Valeur	0,301	3,25	3,835

4.5.2. Résultats de la calibration

Les meilleurs résultats présentés par les figures ci-dessous ont été obtenus quand le domaine du modèle a été divisé en région avec différentes conductivités hydrauliques. La subdivision de la zone a été basée sur l'aspect géologique et hydrogéologique du domaine du modèle.

4.5.2.1. Charge hydraulique

La figure ci-dessous montre la distribution spatiale des charges simulées et observées. La charge simulée avec de valeur plus grande que la charge mesurée signifie une erreur résiduelle inférieure à zéro et vis versa. Et le graphe suivant illustre la corrélation entre la charge hydraulique simulée et la charge hydraulique mesurée pour le modèle stationnaire calibré.

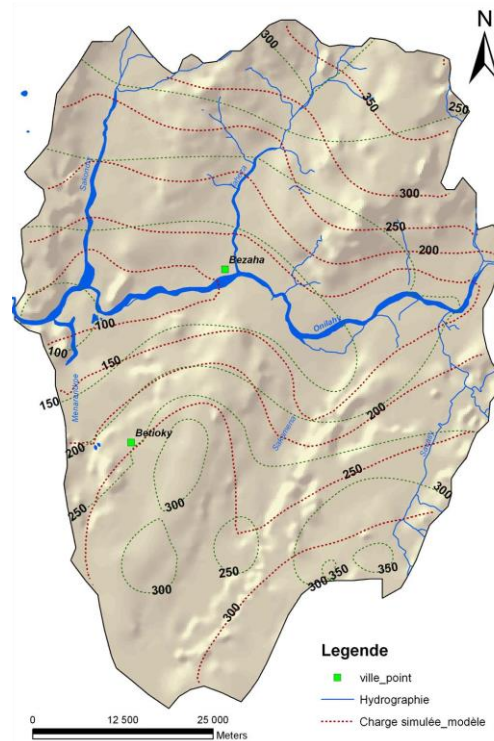


Figure 56 : Distribution de la charge observée et la charge simulée sur la zone d'étude

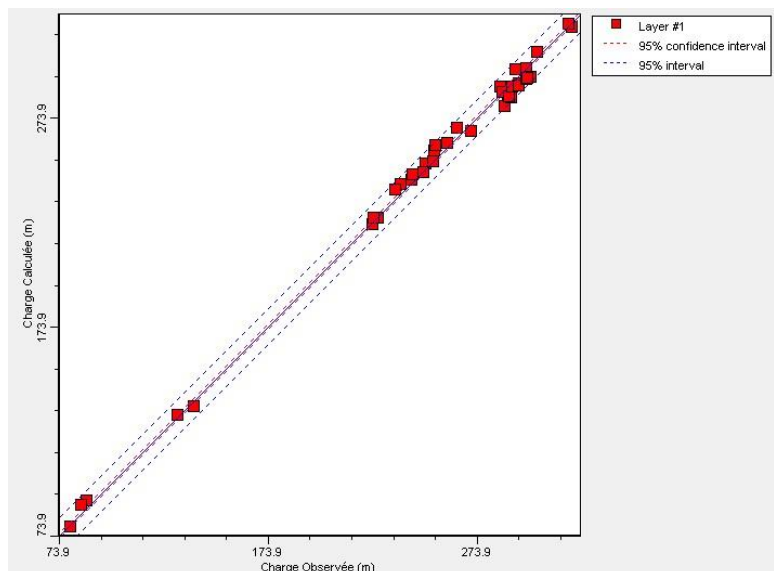


Figure 57 : Corrélation entre les charges hydrauliques observées et calculées pour la calibration automatique (Visual Modflow 4.2)

4.5.2.2. Conductivité hydraulique

Comme la plupart des valeurs, les paramètres d'incertitude de la conductivité hydraulique sont ajustés au cours de la calibration tout en limitant chaque valeur dans la gamme définie pour les zones identifiées durant la calibration manuelle. Elle est basée sur la capacité de production des

puits dans la zone d'étude. Les valeurs calibrées de la conductivité hydraulique sont montrées dans le tableau suivant.

Tableau 14 : Résultats de la conductivité hydraulique par la calibration automatique du modèle

	R1	R2	R3	R4	R5
Kx (m/s)	$7,06.10^{-4}$	$2,23.10^{-5}$	$1,61.10^{-5}$	$1,56.10^{-5}$	$9,87.10^{-6}$
Ky (m/s)	$7,06.10^{-4}$	$2,23.10^{-5}$	$1,61.10^{-5}$	$1,56.10^{-5}$	$9,87.10^{-6}$
Kz (m/s)	$3,16.10^{-4}$	$3,16.10^{-4}$	$3,16.10^{-4}$	$3,16.10^{-4}$	$3,16.10^{-4}$

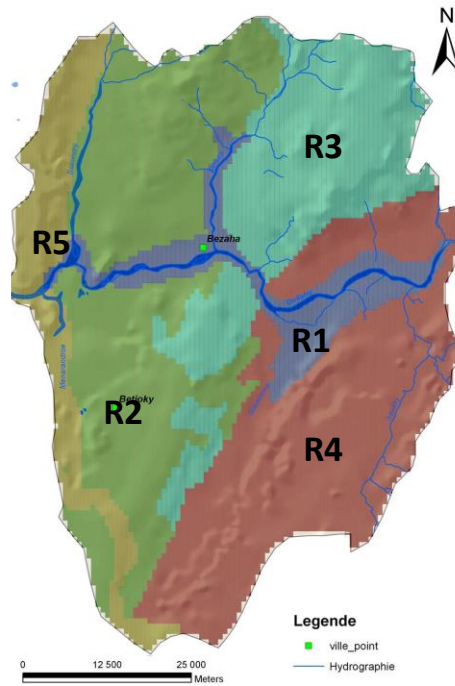


Figure 58 : Distribution de la conductivité hydraulique calculée (Visual Modflow 4.2)

4.5.2.3. Bilan hydrique

Le composant du bilan hydrologique peut être quantifié sur la base de sortie du modèle calibré. La recharge sur le système aquifère provient premièrement des précipitations et de l'infiltration à partir des réservoirs et ruissellement. La recharge secondaire peut être due à l'excès des eaux d'irrigation. La décharge du système aquifère se produit comme infiltration sur les réservoirs et ruissellement, l'évaporation des eaux souterraines du sol et transpiration des plantes, la sortie des eaux souterraines et le pompage par des puits. Donc, le bilan hydrologique de la zone d'étude peut être exprimé en détail par moyen de la relation suivante.

$$GW_{in} + R_{ppt} + R_{sw} + R_{sec} = D_{sw} + D_{et} + D_A + \Delta S \quad (eq.42)$$

Où

GWin = eaux souterraines entrant dans la zone d'étude

Rppt = recharge à partir des précipitations

Rsw = recharge à partir des eaux de surface

Rsec = recharge secondaire

Dsw = décharge à partir des eaux de surface

Det = décharge par évapotranspiration

DA = décharge par abstraction

ΔS = variation de stockage

Tableau 15 : Résultat du bilan hydrique

	Surface = 4200km ²			
	IN (m3/jour)	OUT (m3/jour)	IN-OUT (m3/jour)	IN-OUT (mm/jour)
Charge constante	172050	61910	110140	0,002447556
Puits	0	4900	-4900	-0,000108889
Recharge	784600	0	784600	0,017435556
Evapotranspiration	0	416320	-416320	-0,009251556
Rivière	761710	1199300	-437590	-0,009724222
Ruissellement	58201	94349	-36148	-0,000803289
Total	1776561	1776779	-218	-4,84444E-06

La variation de stockage ΔS donne une valeur négative, ce qui signifie qu'il y a diminution de la réserve d'eaux souterraines pour le modèle simulé. Elle est estimée à 0,01% du total des eaux entrées dans le système.

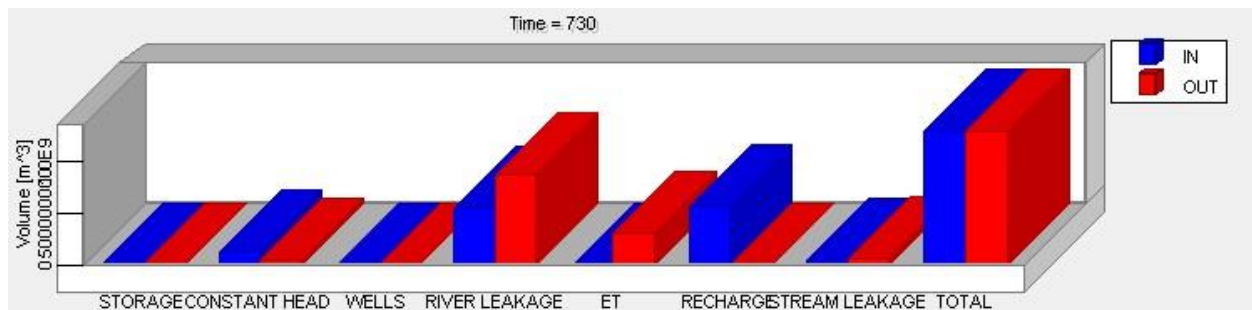


Figure 59 : Répartition des eaux (MODFLOW 4.2)

4.5.3. Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité est un processus permettant de varier les paramètres d'entrée du modèle suivant un rang raisonnable et d'observer le changement relatif à la réponse du modèle (Bear et al, 1992). Elle permet également de quantifier les incertitudes sur la calibration du modèle causées par l'estimation des paramètres de l'aquifère, les conditions limites et les contraintes. Cependant, l'analyse de la valeur calibrée des paramètres de l'aquifère et les conditions limites sont systématiquement changées avec un rang crédible (Anderson et Woessner, 1992). Le but de l'analyse de sensibilité est d'observer l'effet de la variation des paramètres d'incertitudes au modèle. Les résultats peuvent être utilisés pour identifier la sensibilité des paramètres d'entrées à des fins de guidage de la calibration.

Pour le modèle du domaine, l'analyse de sensibilité a été menée suivant la condition d'écoulement stationnaire. La recharge et la conductivité hydraulique sont choisies pour la plupart des paramètres d'incertitudes. La sensibilité du modèle a été évaluée par le RMSE en multipliant chaque fois les paramètres d'incertitude par un facteur 0,2 de 0,4 à 1,8. Le résultat de l'analyse de sensibilité est montré sur la figure ci-dessous. On en déduit que le modèle est plus sensible à la variation de la conductivité hydraulique par rapport à la recharge quand on diminue le facteur de multiplication et vice versa dans le cas contraire.

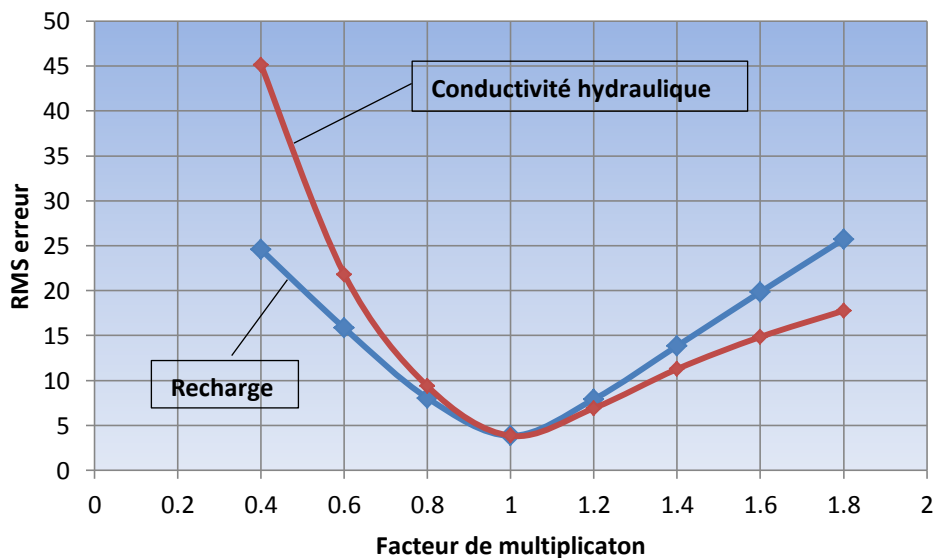


Figure 60 : Analyse de sensibilité

4.5.4. Incertitudes sur la calibration et limitations du modèle

Tous les modèles numériques de l'écoulement des eaux souterraines ont des limites. Ces limites sont généralement associées à (1) la qualité et la quantité de données d'entrée, (2) des hypothèses et des simplifications utilisées pour développer les modèles conceptuels et numériques, et (3) l'ampleur de l'application du modèle.

Les incertitudes sur un modèle hydrologique peuvent être dues à la conceptualisation du modèle, les paramètres d'entrée et ceux hérités des processus naturels. Les incertitudes d'un modèle surviennent de la compréhension incomplète du système à modéliser ou l'incapacité de produire précisément les processus hydrologiques avec les techniques mathématiques et statistiques (Das et al., 2009). La zone d'étude est complexe en termes de caractère géologique et de processus hydrométéorologique qui font augmenter des hétérogénéités significatives.

Le modèle construit pour cette présente étude de recherche est associé avec un certains nombres d'incertitudes. Premièrement, l'hétérogénéité hydrogéologique a causé des difficultés sur la simplification conceptuelle de la condition sur terrain. Malgré, la complexité et la nature hétérogène du système aquifère, des hypothèses et simplifications ont été effectuées durant la conceptualisation du système. Les incertitudes seront définitivement introduites comme des résultats. Les formes de l'hétérogénéité des propriétés du milieu poreux peuvent être très différentes du comportement de l'écoulement du fluide dans les zones individuelles (Das et Lewis, 2009). Il y a généralement dans la zone d'étude quelques lieux où les puits d'observation sont disponibles et la structure géologique de l'aquifère est partiellement connue. Les principales contraintes dans ce processus est l'intervalle des données et la mauvaise qualité des données disponibles. Les données importantes telles que l'épaisseur de la couche et la longueur de projection ne sont pas bien documentées.

4.5.5. Validation du modèle

L'incertitude d'analyse et les mesures adéquates sont parmi les principales sources des modèles géochimiques irréalistes. Dans ce présent travail, les points clés suivants ont été pris en considération pour que les données et les résultats du modèle soient fiables :

- Le pH, la température et l'alcalinité sont tous mesurés sur terrain et les valeurs correspondantes se réfèrent sur une variation inférieure à 2%
- les ions majeurs sont mesurés avec une balance ionique inférieure à 5%.

Chapitre 5 : Modélisation du transport advectif de soluté dans le bassin sédimentaire de Betioky

4.1. Transport advectif et dispersif

Une substance en solution est transportée par l'eau en écoulement, ce phénomène est appelé advection. Il y a deux approximations de la vitesse de migration d'une substance en solution, l'une obtenue par la vitesse de filtration en milieu poreux définie par la loi de Darcy, l'autre par la vitesse moyenne d'écoulement dans une fracture définie par la loi cubique. Les autres phénomènes affectant la migration d'une substance en solution incluent la diffusion moléculaire, la dispersion et les réactions physico-chimiques. Ces phénomènes sont reliés entre eux; par exemple, l'advection dans un milieu poreux d'une substance en solution sous-tend à une dispersion, parce que la substance doit contourner les grains composant du milieu et que la vitesse d'écoulement varie d'une trajectoire à l'autre. Le modèle mathématique d'advection-dispersion incorpore certains phénomènes contrôlant la migration d'une substance en solution :

$$D_l \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + D_t \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + D_v \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (\text{eq.43})$$

où x, y, z correspondent aux coordonnées spatiales, t [T] au temps, C [ML⁻³] à la concentration de la substance en solution, V [LT⁻¹] à la vitesse de l'eau souterraine et D [L²T⁻¹] au coefficient de dispersion longitudinal (l), transversal (t) et vertical (v). L'axe x correspond ici à la direction longitudinale l de la dispersion.

Le coefficient de dispersion dépend de la vitesse de filtration et il incorpore également le phénomène de la diffusion moléculaire. Ainsi, le coefficient de dispersion longitudinal s'écrit :

$$D_l = \alpha_l V + D^* \quad (\text{eq.44})$$

où α_l [L] correspond à la dispersivité longitudinale du milieu et D^* [L²T⁻¹] correspond au coefficient de diffusion moléculaire en milieu poreux.

L'équation d'advection-dispersion donnée par l'équation 43 ne tient pas compte des réactions physico-chimiques pouvant affecter une substance en solution. Elle néglige aussi l'effet de propriétés importantes des milieux géologiques, telles que l'anisotropie et l'hétérogénéité aux diverses échelles.

5.2. Description du MODPATH

Le programme pour le parcours des particules MODPATH est un post traitement du MODFLOW développé par l'USGS (Pollock, 1994). Il permet d'estimer le parcours d'écoulement et le temps de trajet dans le système aquifère en trois dimensions. Le MODPATH

peut être utilisé pour l'étude des écoulements transitoires et stationnaires. Leurs applications courantes comprennent des études sur les parcours et le temps de trajet du mouvement de contaminant et les zones de recharge des sources, puits, rivières et d'autres caractères. Le code MODPATH peut placer des particules à des emplacements spécifiés ou générer le début d'emplacement des réseaux de particules dans des régions sélectionnées. Les particules peuvent être suivies avant le démarrage des emplacements pour calculer la destination ou la provenance de l'eau. Plusieurs temps de libération de particules peuvent être utilisés pour simuler « les plumes » de contamination.

5.3. Facteurs gouvernant le transport de contaminant

Les polluants dans les eaux souterraines ont tendance d'être éliminés ou réduits en concentration à travers le temps et leur parcours. La compréhension des facteurs gouvernant le transport de contaminants dans cette zone est vraiment cruciale. Le taux de l'atténuation de la pollution dépend de la géologie, la situation hydrogéologique locale, le processus géochimique et le type des polluants. De plus, les mécanismes de l'atténuation de la pollution comprennent l'adsorption, les processus géochimiques, la décomposition microbiologique et la dilution.

5.3.1. Implication de la géologie pour le transport

La géologie de la zone comprenant le taux et l'extension de l'altération physique et chimique des roches, et la densité et les orientations des structures influence le taux d'infiltration des eaux polluées. L'eau en mouvement reçoit non seulement des cations libres libérés à partir des structures minérales mais aussi des espèces en transport entrent dans l'eau comme une conséquence de l'altération chimique. Ainsi, les roches altérées dans la zone associée des structures et de leur orientation ont-elles des effets facilitant la migration de contaminant.

5.3.2. Suivi hydrogéologique pour le transport

La circulation des eaux souterraines et la dispersion des polluants dépendent des caractéristiques hydrogéologiques telles que la porosité, la transmissivité et la conductivité hydraulique. Pour identifier la direction de parcours et la destination finale des polluants, il est nécessaire de décrire les matériaux avec une référence particulière à leur capacité d'infiltration.

5.3.3. Processus géochimique affectant le transport

L'abondance relative des ions dans les eaux souterraines est déterminée par leurs réactions géochimiques et les différents minéraux dans le milieu poreux. Les réactions géochimiques telles que l'hydrolyse et la complexation, la précipitation et la dissolution, l'oxydation et la réduction,

l'absorption bien que l'advection et le processus de dispersion hydrodynamique affectent tous sur le mouvement de contaminant dans l'environnement. Cependant, un nombre relativement large des contaminants dans l'eau ne permet pas à ce stade d'identifier le comportement chimique de chacun d'entre eux. Une partie des eaux dans le bassin de Betioky coule par phénomène d'advection et de dispersion hydrodynamique à partir de la nappe qui se trouve dans la colline de Betioky et la région de Sakoa où il y a le gisement houiller. Cependant, la qualité des eaux souterraines qui se trouvent en aval de la colline de Betioky et celle de Sakoa pourront avoir d'impact sur la qualité des eaux provenant de ces zones de recharge. Dans cette étude, seulement le processus d'advection sera traité.

5.3.4. Effet de la pente sur le transport

La variabilité de la pente sur la surface topographique est un facteur important sur la vulnérabilité et l'évaluation de la pollution des eaux souterraines tel qu'il détermine la teneur de l'écoulement de surface produite, le taux de précipitation et la vitesse de déplacement de contaminant. En plus, la pente doit être un facteur génétique pour le type et l'épaisseur du sol qui facilite indirectement l'atténuation potentielle du système hydrogéologique. La pente détermine également la mesure d'écoulement de polluant et le degré de décantation pour l'infiltration. Les zones à forte pente ayant une grande quantité de ruissellement et petite quantité d'infiltration sont moins vulnérables à la contamination des eaux souterraines. Généralement, les zones où le polluant peut être moins déplacé sous l'action de la gravité sont fortement vulnérables. Dans la zone d'étude, les eaux souterraines sur la vallée de Sakamena sont plus vulnérables à la contamination à cause de la pente assez forte sur la zone.

5.4.Simulation prédictive pour l'analyse de transport

La simulation du transport de soluté fournit des moyens idéaux pour synthétiser les processus de contrôle, évaluer leurs interactions et tester l'efficacité des mesures correctives. Cette présente d'étude investit le temps de trajet des solutés à partir de leurs sources vers la zone de proche du fleuve, la recharge, la décharge, et les lignes d'écoulement des contaminants.

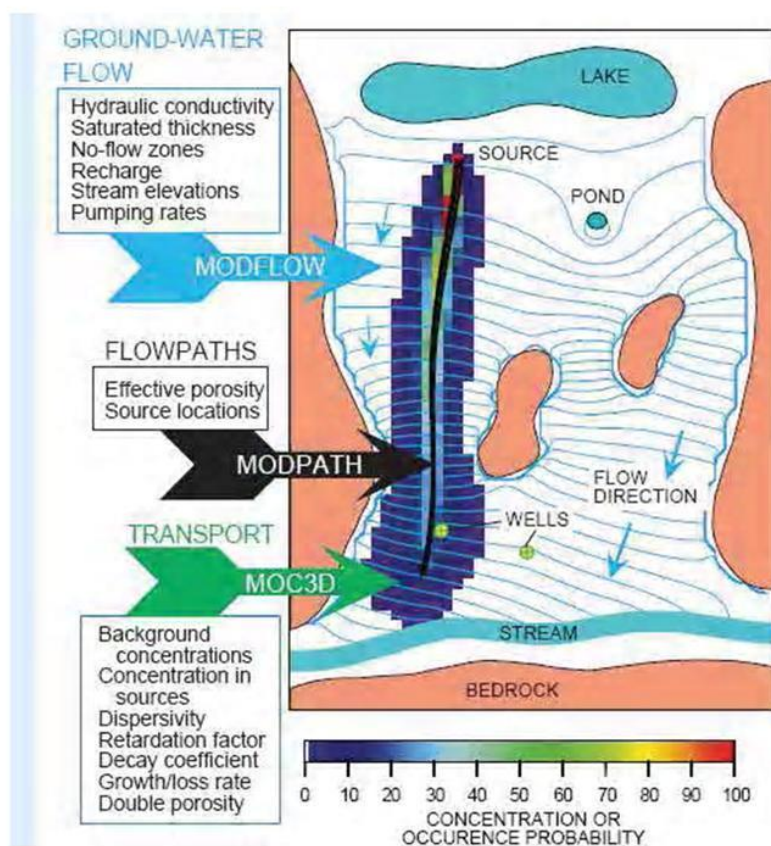


Figure 61 : Simulation de l'écoulement des eaux et du transport de contaminant (Zhiang et Kinze1bach, 1998)

Les particules sont prélevées dans les puits proche du fleuve de l'Onilahy. On essaie donc de calculer le temps de trajet et les lignes de parcours à partir de leurs sources en exécutant les particules en arrière. La location de contaminant qui influe sur la qualité de l'eau au bord de ce fleuve diffère les uns des autres suivant leur emplacement. En effet, on distingue deux potentiels sites qui sont plus vulnérables à la pollution existant dans la zone d'étude. Le premier groupe appartient aux eaux souterraines dans la formation Jurassique et Crétacé à l'ouest et le deuxième se trouve dans le bassin alluvionnaire de Sakamena. Les figures ci-dessous montrent que les eaux souterraines dans la formation argilo-gréseuse d'Isalo de la colline de Betioky affectent beaucoup sur la qualité des eaux souterraines qui se trouve dans le groupe 1. Par contre, les solutés dans les eaux du deuxième groupe proviennent essentiellement de la région du Sakoa.

5.5. Temps de parcours et direction de polluant

MODPATH fournit une option sur le choix du parcours des particules soit vers l'avant suivant la direction de l'écoulement des eaux, soit vers l'arrière à partir de la zone de recharge. Pour le suivi de parcours en arrière, les particules se terminent aux points de recharge plutôt qu'aux

points de décharge. L'option de parcours en arrière fournit souvent des moyens efficaces pour délimiter la source de recharge des points localisés à la décharge tels que les captages et le drainage.

Les figures suivantes montrent que la direction des eaux souterraines simulée dans la zone de décharge à côté du fleuve provient de différentes origines. Pour ceux qui se trouvent dans la formation de Jurassique et Crétacé, la zone de recharge se trouve dans la zone de haute altitude de la colline de Betioky. Le temps de parcours moyen de ces particules est estimé à 515 ans sur une distance de 25 km environ, ce qui fait que leur vitesse de déplacement moyenne est environ $0,14 \text{ m.j}^{-1}$. Cette valeur est assez importante due au fort gradient hydraulique de la zone avec le sol moins perméable.

D'autre côté, pour la zone de décharge localisée dans l'alluvion de Sakamena, la principale source de recharge se trouve dans la plaine de Sakoa. On observe partiellement la contribution des eaux provenant de la vallée Est de Betioky mais il paraît qu'il n'y a pas beaucoup d'influence sur la qualité des eaux dans cette zone. Le temps de parcours des particules qui se dirigent vers le bassin d'alluvion de Sakamena varie selon leur source. Pour les particules provenant de la formation argilo-gréseuse de la vallée Est de Betioky, le temps de trajet est estimé à 65 ans environ tandis que pour ceux qui arrivent de la zone Est à Sakoa il est estimé à plus de 730 ans. Pour cela, la vitesse moyenne pour chaque direction est respectivement estimée à $0,55 \text{ m.j}^{-1}$ pour la recharge dans la vallée Est de Betioky et $0,11 \text{ m.j}^{-1}$ pour la recharge dans la haute altitude de Sakoa. On constate que la vitesse de déplacement des eaux à partir de la recharge de la vallée Est est deux fois plus rapide que celles en provenance de la zone de Sakoa à cause de la forte conductivité hydraulique de la zone.

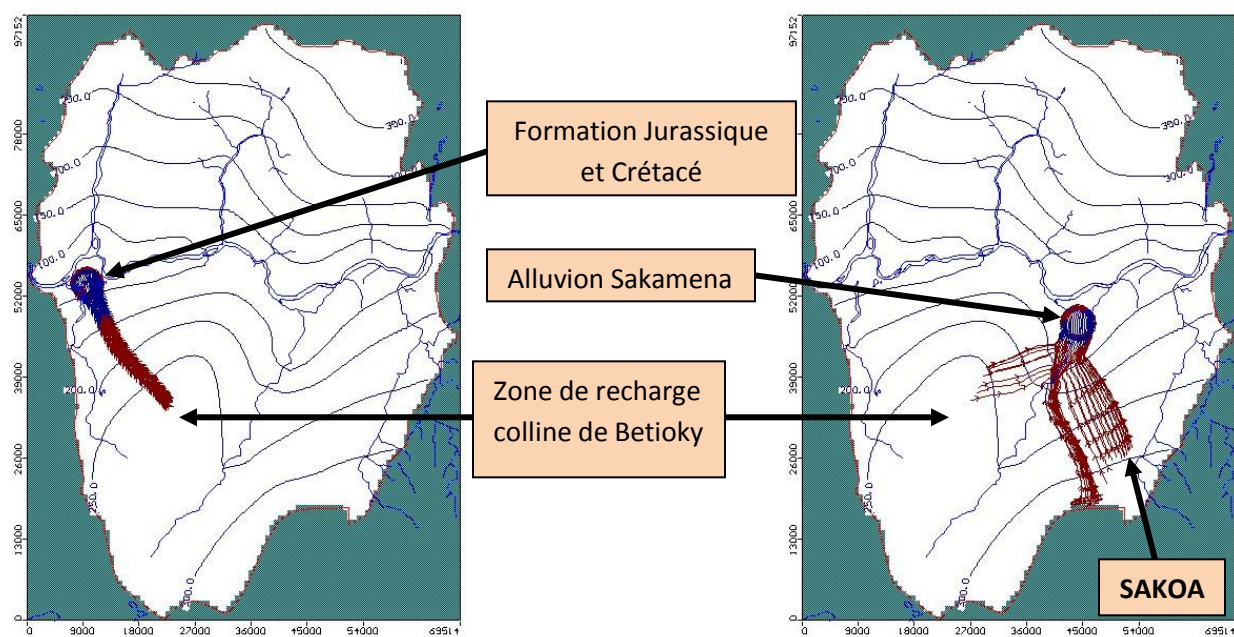


Figure 62 : Directions du parcours des particules simulés

Discussion

- **Variation du niveau piézométrique**

Le modèle hydrologique élaboré permet d'établir une carte piézométrique dans la zone étudiée. Pour cette zone, une étude a été déjà effectuée par le bureau d'étude Hydromad en 2000 et il a pu établir une carte niveau piézométrique à partir des données du niveau statique de chaque forage. Cependant, une différence de niveau piézométrique a été constatée entre le modèle et carte établie par l'Hydromad en 2000. Cette différence est marquée par une baisse du niveau piézométrique obtenue à partir du modèle (figure 63).

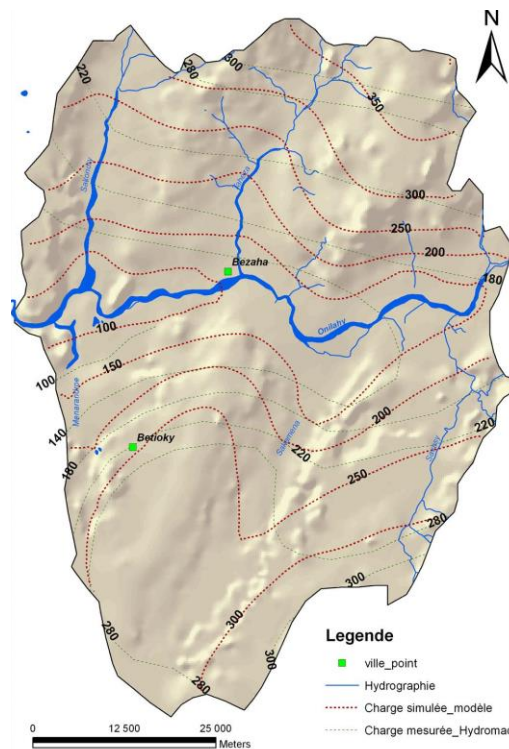


Figure 63: Différence entre les niveaux piézométriques entre le modèle utilisé et les mesures effectuées par le bureau d'étude Hydromad en 2000

La variation de ce niveau piézométrique dépend de plusieurs paramètres tels que la recharge et la transmissivité. Si on considère que la transmissivité est la cause de cette variation alors le modèle doit être ré-calibré. Le calcul direct de la conductivité hydraulique à partir des résultats d'analyse du tritium donne des valeurs comprises entre 10^{-3} m.s^{-1} et 10^{-5} m.s^{-1} . Par contre, la calibration automatique du modèle trouve des valeurs de l'ordre de 10^{-5} m.s^{-1} aussi pour la conductivité hydraulique horizontale et 10^{-4} m.s^{-1} pour la conductivité hydraulique verticale. On peut donc conclure que le modèle tient compte de l'anisotropie de la couche. En effet, la

transmissivité n'influe pas sur la variation du niveau piézométrique étant donné que les valeurs de la conductivité hydraulique ne diffèrent pas trop entre le modèle calibré et le résultat du tritium. L'autre hypothèse suppose que cette variation est liée à la diminution de la recharge pendant la période d'échantillonnage. Sachant que les précipitations sont la cause principale de la recharge des eaux souterraines dans cette zone, la diminution de la recharge serait donc due aux faibles précipitations par rapport à l'année précédente. D'après la figure suivante, on constate une diminution de plus de la moitié des précipitations annuelles entre 2000 et 2012.

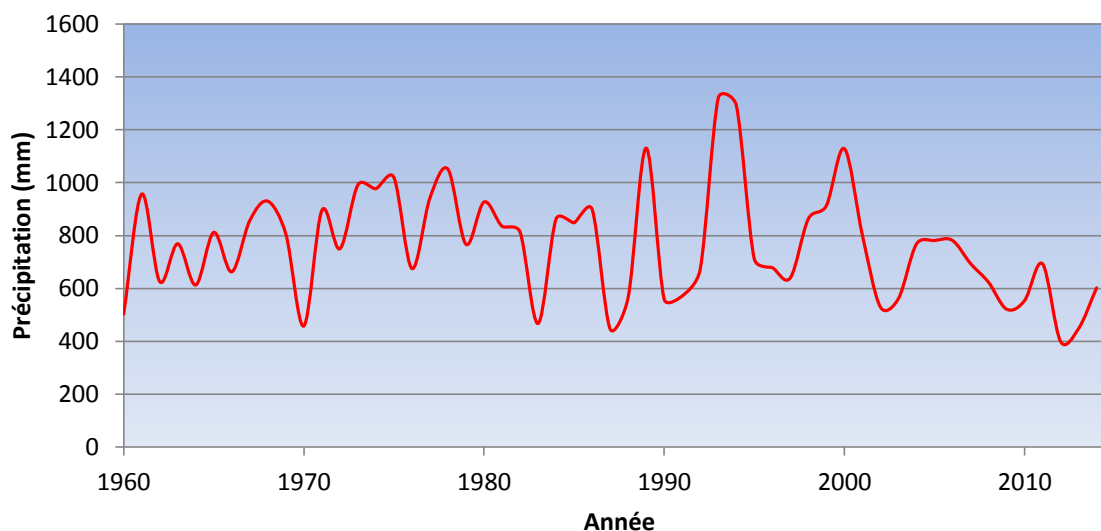


Figure 64 : Variation des précipitations annuelles entre 1960 et 2014 enregistrée dans la station pluviométrique de Betioky Sud (Service météorologique d'Ampandrianomby)

On peut donc dire que ce sont les précipitations qui ont le plus d'impact sur la recharge des eaux souterraines dans le bassin sédimentaire de Betioky. Par conséquent, l'exploitation des eaux souterraines est menacée par le changement climatique qui tend à diminuer les précipitations dans cette zone.

• Bilan hydrologique

En termes de bilan hydrologique, on observe d'après le modèle que le fleuve contribue majoritairement sur le mécanisme de recharge et de décharge des eaux souterraines dans le bassin sédimentaire de Betioky. Mais la décharge est plus importante que l'infiltration de l'eau du fleuve vers la nappe phréatique. Ceci montre que le bilan hydrologique a tendance à décroître chaque année et provoque aussi la diminution du niveau piézométrique dans le bassin à étudier. Cette forte fuite de la nappe phréatique est due à la fois à la forte pente du bassin versant et la forte conductivité hydraulique au niveau du fleuve. Néanmoins, le drainage sur la nappe proche

du fleuve est dominant pendant la saison de pluie car la formation alluvionnaire est susceptible de traverser l'eau facilement par sa forte conductivité hydraulique.

Pour l'évapotranspiration, elle joue aussi un rôle très important sur le bilan hydrologique. Dans le système aquifère du bassin de Betioky, elle est estimée à la moitié de la recharge de la nappe. Ce qui montre que la nappe d'eaux souterraines est influencée par la forte évapotranspiration, d'autant plus qu'elle est libre et non confinée, et qu'il y a donc échange de chaleur directe avec la surface du sol.

- **Evolution géochimique des eaux souterraines**

L'évolution géochimique des eaux souterraines est en relation avec le temps de séjour le long de la ligne d'écoulement. Dans le modèle, on a simulé trois directions d'écoulement dont deux proviennent de la même zone d'alimentation située dans la colline de Betioky. Les vitesses du déplacement des eaux suivant ces directions sont assez constantes avec une valeur de $0,1 \text{ m.j}^{-1}$ en moyenne. Cette valeur est proche de celle obtenue à partir des valeurs du tritium qui varie de $0,05$ à $0,2 \text{ m.j}^{-1}$. On peut dire que les eaux souterraines se déplacent plus ou moins rapidement dans le bassin sédimentaire de Betioky. Concernant le type chimique des eaux, l'évolution du faciès chimique Na-Ca-Cl-HCO₃ vers le faciès Na-Ca-Mg-SO₄-Cl-HCO₃ se déroule sur un long trajet de parcours car l'interaction entre l'eau et les roches s'intensifie. Donc, le trajet de la deuxième direction est plus court car il n'y pas trop de changement du faciès chimique. Le temps de résidence des eaux de plus de 50 ans montre que l'échange des cations est le processus géochimique le plus dominant dans le système aquifère du bassin de Betioky. La troisième direction provient de la recharge de la précipitation dans le Sakoa. Le faciès chimique des eaux évolue vers le type Na-Ca-SO₄-HCO₃. On peut dire que l'origine des ions sulfate est en relation avec le gisement de charbon houiller de Sakoa. Cette zone est un peu perméable avec une pente assez douce, alors la vitesse de l'écoulement des eaux souterraines est assez faible par rapport à celle des eaux provenant de la colline de Betioky.

Conclusion et recommandation

- **Contribution de l'étude**

Les nappes phréatiques du bassin sédimentaire Mahafaly sont soumises à divers mécanismes de recharge. En général, elles sont rechargées directement par les précipitations locales mais on observe une légère évaporation des eaux de pluie avant infiltration pour les eaux se trouvant dans les nappes du Jurassique et du Crétacé. Pour les nappes d'eau proches du fleuve, la recharge proviendrait à la fois par des précipitations locales et du drainage du fleuve. Les autres types de recharge proviendraient du mélange des eaux de précipitations locales avec la remontée des eaux profondes. Ceci est illustré d'une part, par le diagramme de Piper qui montre que la majorité des eaux ont subi de processus géochimique avancé, caractéristique des eaux profondes anciennes. En effet, le processus de l'évolution géochimique des eaux souterraines dans le bassin sédimentaire Mahafaly est contrôlé principalement par la dissolution de gypse et l'échange des cations. L'altération de silicate, la dissolution de calcite, dolomite et halite, et le phénomène d'évaporation peuvent être produits relativement suivant la direction de parcours des eaux à partir de la zone de recharge. D'autre part, les valeurs de la concentration de tritium dans les échantillons montrent que la plupart des eaux sont plus ou moins jeunes avec un âge moyen de 60 ans sauf pour l'eau du forage qui est relativement ancienne, caractéristique d'un mélange d'eau récente et ancienne. Le calcul de la conductivité hydraulique de la zone d'étude à partir de l'âge de l'eau donne une valeur significative de l'ordre de $4,5.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne correspondant au sol de formation du grès. Ainsi, le modèle établi montre l'importance de la contribution à l'alimentation des nappes d'eaux souterraines. En fait, le sens de l'écoulement des eaux souterraines est dirigé vers la grand fleuve Onilahy. La vitesse d'écoulement des eaux souterraines déterminée à partir du modèle donne une valeur de l'ordre de $0,1 \text{ m.j}^{-1}$ sur la colline de Betioky. Cette valeur assez élevée serait due au fort gradient hydraulique et à la forte perméabilité du sol de la zone étudiée. Etant donné, que la recharge pluviale est faible à cause de la forte évapotranspiration, le stockage d'eau dans les aquifères de cette zone tend à décroître chaque année car les eaux souterraines se déchargent continuellement et rapidement vers le fleuve Onilahy durant leur écoulement. En conséquence, le transport de soluté s'y fait avec une grande vitesse du déplacement depuis la zone d'alimentation vers l'aval.

- **Limite du modèle**

La modélisation de l'écoulement des eaux souterraines a des limites. Ces dernières sont toujours associées avec la qualité et la quantité des données disponibles, avec les hypothèses et les simplifications utilisées pour développer le modèle conceptuel et numérique, enfin avec l'échelle de

d'application du modèle. Pour notre étude, il faut avoir autant de données géologiques que hydrogéologiques, en particulier les informations sur les caractéristiques de la couche aquifère. La modélisation exige des données complètes concernant l'information sur un forage. Les points d'échantillonnage doivent être répartis sur la zone d'étude de façon équidistante pour former un maillage. La simulation dépend aussi du choix du type d'écoulement et aussi de la connaissance des caractéristiques du contaminant pour le modèle du transport.

- **Recommandation**

Face à ces différents problèmes, nous proposons les recommandations suivantes pour optimiser l'installation de puits et de forages :

- réaliser l'installation des infrastructures de captage en période sèche
- Creuser au moins jusqu'à une profondeur de plus de 5 m au dessus du niveau statique de l'eau au moment de l'installation pour éviter l'assèchement de captage dû à la fluctuation de la surface piézométrique
- La partie sud de l'Isalo n'est pas propice à la construction du point de captage d'eau due à la remontée de la nappe profonde
- Pour les points d'eau proches de la rivière, la nappe d'eau superficielle n'est pas potable en certains points car la minéralisation des eaux, qui provient probablement de la dissolution de gypse et dolomite de la couche du crétacé et jurassique est anormalement élevée.

- **Perspective pour de futures recherches**

Les analyses de la composition isotopique $\delta^{34}\text{S}$ sont envisageables pour mieux comprendre l'origine de sulfate dans les eaux souterraines ainsi que l'analyse de strontium pour clarifier le mécanisme du processus de l'évolution géochimique des eaux dans la zone d'étude. De même, pour les analyses des éléments traces tels que le fer, le manganèse et quelques métaux lourds sont indispensable pour déterminer le type de polluant qui existe dans la zone d'intervention. La modélisation du transport de polluant devra être élaborée pour prédire l'évolution de la concentration des métaux lourds.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALEXANDER H., ZHENG D., (2010), Modeling groundwater flow and contaminant transport. Vol. 23, Springer.
- ANDRIAMORAZAFIMAHALEO N., (1999) Contribution à la valorisation technique et technologique du gypse d'Ankilizato. Mémoire d'ingénieur. Ecole Supérieure Polytechnique Antananarivo.
- ASHWAL L.D., HAMILTON M.A., Morel V.P., Rambeloson R. A. (1998), Geology, petrology and isotope geochemistry of massif-type anorthosites from southwest Madagascar. In: Contribution to Petrology and Mineralogy, Volume 133, Issue 4, pp. 389-401. Springer.
- AUROUZE, J. (1957). Carte hydrogéologique du sud de Madagascar. Service géologique de Madagascar. Echelle 1/500000.
- AUROUZE, J. (1959). Hydrogéologie du Sud de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université Paris.
- BARDINTZEFF J.M., BONIN B., Rasaminanana G. (2001), The Cretaceous Morondava volcanic province (West Madagascar): mineralogical, petrological and geochemical aspects. Journal of African Earth Science, Volume 32, Issue 2, pp 299-316.
- BATTISTINI R. (1964). Etude géomorphologique de l'Extrême Sud de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université de Madagascar.
- BATTISTINI R. (1975). Morphologie et sédimentologie du canyon sous-marin de l'Onilahy (Sud-Ouest de Madagascar). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.* Vol. II(2), 95-110.
- BEAR, J., BELJIN M.S., ROSS R. R. (1992) Fundamentals of Ground-Water Modeling. U.S. EPA Ground Water Issue. Superfund Technology Support Center for Ground Water. Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, U.S. Environmental Protection Agency. Ada, Oklahoma. EPA/540/S-92/005.
- BEHIER J., (1960) Contribution à la minéralogie de Madagascar. Annales géologiques de Madagascar. Fascicule XXIX.
- BERGERON G, RAKOTO T. (2004), Etudes et travaux hydrogéologiques et géophysiques dans grand Sud de Madagascar. Rapport final hydromad.
- BESAIRIE H., COLLIGNON M. (1971). Géologie de Madagascar. Annales géologiques de Madagascar.

- BESAIRIE H. (1946), La géologie de Madagascar. Annales géologiques du service des mines, fascicule N°XII.
- BESAIRIE H. (1937), La géologie de Madagascar. Annales géologiques du service des mines, fascicule N°VII.
- BEYERLE U., (2002), Groundwater dating with environmental tracer and black box models, in book: A survey of methods for analyzing groundwater recharge in semi-arid zone, Early warning and assesement report series, UNEP/WEPA/ARS. 02-2, United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya. ISBN 92-80702131-3.
- CHAPERON P., DANLOUX J., FERRY L. (1993), Fleuves et rivières de Madagascar. Edition ORSTOM, ISBN 2-7099-1 126-4.
- CHEBBEH M. (2015), Geochemistry and hydro geological process of groundwater in south valley of low septentrional Sahara Algeria. African Journal of Environmental Science and Technology. Vol. 9 (3), pp. 261-273.
- CRAIG H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters, Science, 133, 1702-1703.
- DATTA P. S., TYAGI S. K., (1996), Major ion chemistry of groundwater in New Delhi area: Chemical weathering process and groundwater regime. J. Geol. Soc. India 47 pp 179-188.
- DENHAVI A. G. (2011), Hydro geochemical and rock water interaction studies in East of Kurdistan, N-W of Iran. International Journal of Environmental Sciences and Research, Vol. 1, No.1, pp. 16-22.
- DOMENICO P., SCHWARTZ F., (1998), Physical and Chemical Hydrology (second edn). John Wiley & Sons Inc., New York, USA. ELANGO L. (2005), Numerical Simulation of Groundwater Flow and Solute Transport. Allied Publisher Pvt. Ltd.
- DAKOURE D. (2003), Etude hydrologique et géochimique de la bordure Sud Est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Fasso-Mali) – Essai de modélisation, Thèse de doctorat, Université Paris VI, France.
- FELIX VAN DER HEIDEN (2011), Groundwater Modelling of the Vårgårda Aquifer, Master of Science Thesis in the Master's Programme Geo and Water Engineering. CHALMERS UNIVERSITY OF TECHNOLOGY Göteborg, Sweden.
- FTM, F. T. i. M. (2000), Base des données SIG de Madagascar. FTM, Antananarivo.
- GIBBS R.J (1970), Mechanisms controlling world water chemistry, Science, 17, pp 1088-1090.

- GUYOT L. (2002), Reconnaissance hydrogéologique pour l'alimentation en eau d'une plaine littorale en milieu semi-aride. Thèse de doctorat, Université de Nantes.
- HOLZBECHER E., SOREK S. (2005), Numerical Models of Groundwater Flow and Transport. Encyclopedia of Hydrological Sciences, John Wiley and Sons Ltd.
- HYDROMAD, (2004), Etude et travaux hydrogéologiques et géophysique dans le grand sud de Madagascar. Rapport final. Hydromad, Antananarivo.
- IGBOEKWE M. U. (2011), Finite difference method for modeling groundwater flow. Journal of Water Resource and Protection, Vol. 3, pp. 192-198.
- KARCHE J.P., (1961), Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du plateau calcaire Mahafaly et aperçu sur l'hydrogéologie de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université de Paris.
- KREFT A., ZUBER A., 1978, On the physical meaning of the dispersion equation and its solution for different initial and boundary conditions: Chemical Engineering Science, v. 33, no. 11, p. 1471–1480.
- KRIMISSA, S. (1998), Reconnaissance hydrochimique et isotopique du système aquifère de la région Chtouka-Masa (Agadir, Maroc). Université Paris-Sud, 129 pages.
- KUMAR C. P. (2005) Groundwater flow models. National Institute of Hydrology, Roorkee India.
- LAMAGAT J. P., 1993, Onilahy à Tongobory : Etude hydrologique, 1^{ère} phase, ORSTOM
- LEDUC C., TAUPIN J. L., LE GAL LA SALLE, (1996), Estimation de la recharge de la nappe phréatique du continental terminal (Niamey, Niger), C. R. Académie des Sciences Paris, t 323, Série II a, pages 599-605.
- LUI F. (2015), Identifying the origin and geochemical evolution of groundwater using hydrochemistry and stable isotopes in the Subei Lake basin, Ordos energy base, North western China. Hydrology and Earth System Science, Vol. 19, pp. 551-565.
- MACE R. E. (2000), A Numerical Groundwater Flow Model of the Upper and Middle Trinity Aquifer, Hill Country Area.
- MADAGEO (2013), Etude d'implantation géologique et hydrogéologique en vue de la réalisation des 16 points d'eau modernes dans 3 communes du district de Betioky Atsimo, région Atsimo Andrefana, rapport final.

- MERKEL B. J., PLANER FRIEDRICH B. (2002), Groundwater geochemistry, A Practical Guide to Modeling of Natural and contaminated aquatic system. ISBN 3-540-42836-4, Springer.
- NICOLINI E. (1980), Les isotopes du milieu dans les précipitations relevées à Antananarivo et aux stations du réseau AIEA de l'Océan Indien Occidental. Application des techniques isotopiques aux nappes captives du sud-ouest de Madagascar. Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie, Paris IV.
- PARKHURST D. L., PLUMMER N. L., 1993, Geochemical models. In: Regional Groundwater Quality. Van Nostrand Reinhold, New York.
- POLLOCK D. W., (1994), User's Guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, Version 3: A particle tracking post-processing package for MODFLOW, the U. S. Geological Survey finite-difference ground-water flow model, USGS, Report 94-464.
- RAJAOBELISON J. (2003), Apport des techniques isotopiques à l'étude des types d'infiltrations d'eau dans les aquifères du Sud Ouest de Madagascar. Acte du colloque : Sciences, Environnement et Développement.
- RAJI B., ALAGBE S., (1997), Hydrochemical facies in parts of the Nigerian basement complex. Environ. Geol. 29, pp 46–49.
- RAJMOHAN N., ELANGO L., (2004), Identification and evolution of hydrogeochemical processes in an area of the Palar and Cheyyar River Basin, Southern India; Environ. Geol. 46, pp 47-61.
- RASOLOFONIRINA A. F. (2005), Adduction en eau potable par puits dans les zones de Betioky et Ampanihy-Toliara, Sud de Madagascar. Mémoire de fin d'études en maîtrise. Maîtrise en Sciences de la Terre et Géophysique Appliquée, Université d'Antananarivo.
- SALOMON J. N., (1986) Le Sud-Ouest de Madagascar, étude de géographie physique. Unpublished géographie thesis, Université d'Aix-Marseille.
- SAPPÀ G. (2013), Geochemical evolution of groundwater in carbonate aquifers of southern latium region central Italy. Italian Journal of ground water, DOI 10.7343/AS-015-13-0039.
- OLIVE P., (1996), Estimation pratique de l'âge des eaux souterraines en Europe par le tritium. Revue des sciences de l'eau 4: pp. 523-533.
- SCHOELLER, H. (1962), Les eaux souterraines, Ed Masson, Paris 642 pages.

- SENTHILKUMAR M., ELANGO L. (2013), Geochemical processes controlling the groundwater quality in lower Palar river basin, southern India. J. Earth system science 122, No. 2, pp. 419-432.
- STUMM W., MORGAN J. J. (1996) Chemical equilibria and rates in natural waters. Aquatic chemistry, John Wiley and Sons, New York, NY, 1022 pp.
- WUNSCH D. R., (1993), Groundwater Geochemistry and its relationship to the flow system at an unmined site in the Eastern Kentucky coal field, Thesis serie 5, ISSN 0075-5621.
- ZHENG C. and BENNETT G.D. (1995), Applied Contaminant Transport Modeling, Van Norstrand Reinhold: New York.

ANNEXES

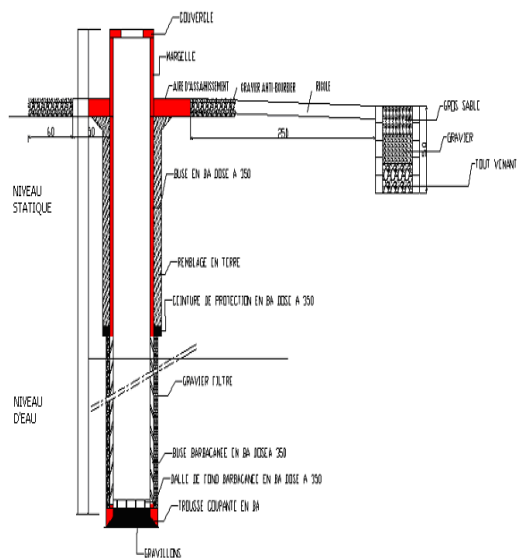
Annexe I: Forage de la société JIRAMA à Betioky



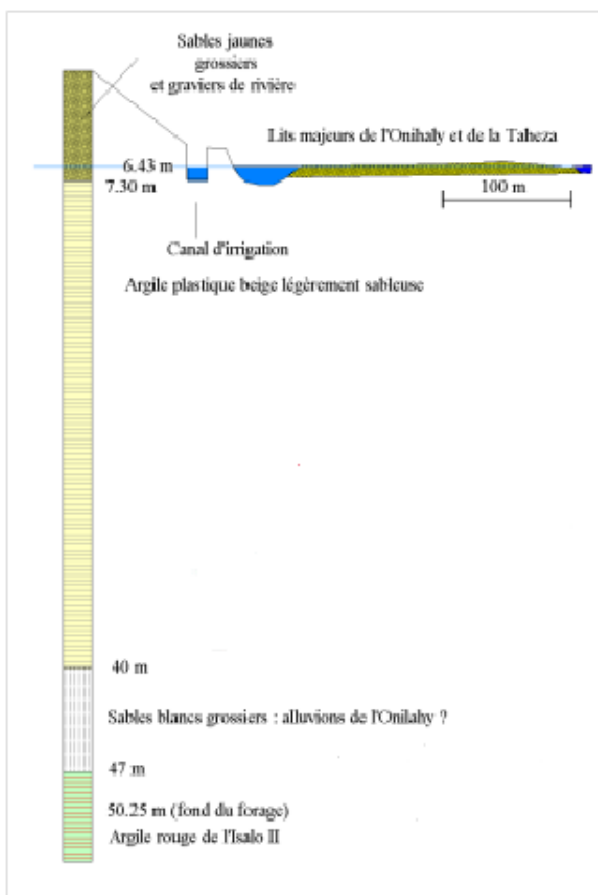
Annexe II: Puits à manivelle installé par le Projet SOARANO



Annexe III : Coupe de puits « ROPE »



Annexe IV : Coupe lithologique d'un forage à Andoharano



Annexe V: Programme de la modélisation géochimique pour le parcours 1

```

TITLE mod1.--Inverse modeling of Mahafaly aquifer
SOLUTION 1 Recharge Isalo(J01)
    units    mg/L
    temp     28.1
    pH       7.54
    Ca       28.96
    Mg       12.57
    Na       72.54
    Cl       101.39
    S(6)     38.52    as SO4
    Alkalinity 116.75 as HCO3
SOLUTION 2 Jurassic and Cretaceous (P22)
    units    mg/L
    temp     24.0
    pH       7.28
    Ca       69.02
    Mg       36.09
    Na       119.66
    Cl       115.33
    S(6)     312.72    as SO4
    Alkalinity 195.14 as HCO3
INVERSE_MODELING 1
    -solutions 1 2
    -uncertainty 0.3
    -range
    -balance
        pH .1
    -phases
        Calcite
        Gypsum          dis
        MgX2
        NaX
        CaX2
PHASES
Gypsum
CaSO4 = Ca+2 + SO4-2
log_k 1.0      # No log_k, inverse modeling only

```

```

calcite
    CaCO3 = Ca+2 + CO3-2
    log_k    1.0    # No log_k, inverse modeling only
EXCHANGE_SPECIES
    2Na+ + CaX2 = Ca+2 + 2NaX
    log_k    0.0
END

```

Annexe V: Programme de la modélisation géochimique pour le parcours 2

TITLE mod1.--Inverse modeling of Mahafaly aquifer

SOLUTION 1 Vallée Est (P35)

```

units    mg/L
temp     26.3
pH       6.91
Ca       5.64
Na       56.30
Cl       34.36
S(6)     101.13 as SO4
Alkalinity 14.64 as HCO3

```

SOLUTION 2 Alluvion Sakamena (P08)

```

units    mg/L
temp     28.9
pH       8.31
Ca       105.4
Na       320.6
Cl       134.61
S(6)     547.38 as SO4
Alkalinity 298.88 as HCO3

```

INVERSE_MODELING 1

```

-solutions 1 2
-uncertainty 0.75
-range
-balance
    pH .5
-phases
    Calcite dis
    Gypsum dis
    NaX

```

```

CaX2

PHASES
Gypsum
    CaSO4 = Ca+2 + SO4-2
    log_k 0.0 # No log_k, inverse modeling only
calcite
    CaCO3 = Ca+2 + CO3-2
    log_k 0.0 # No log_k, inverse modeling only
EXCHANGE_SPECIES
    2Na+ + CaX2 = Ca+2 + 2NaX
    log_k 0.0
END

```

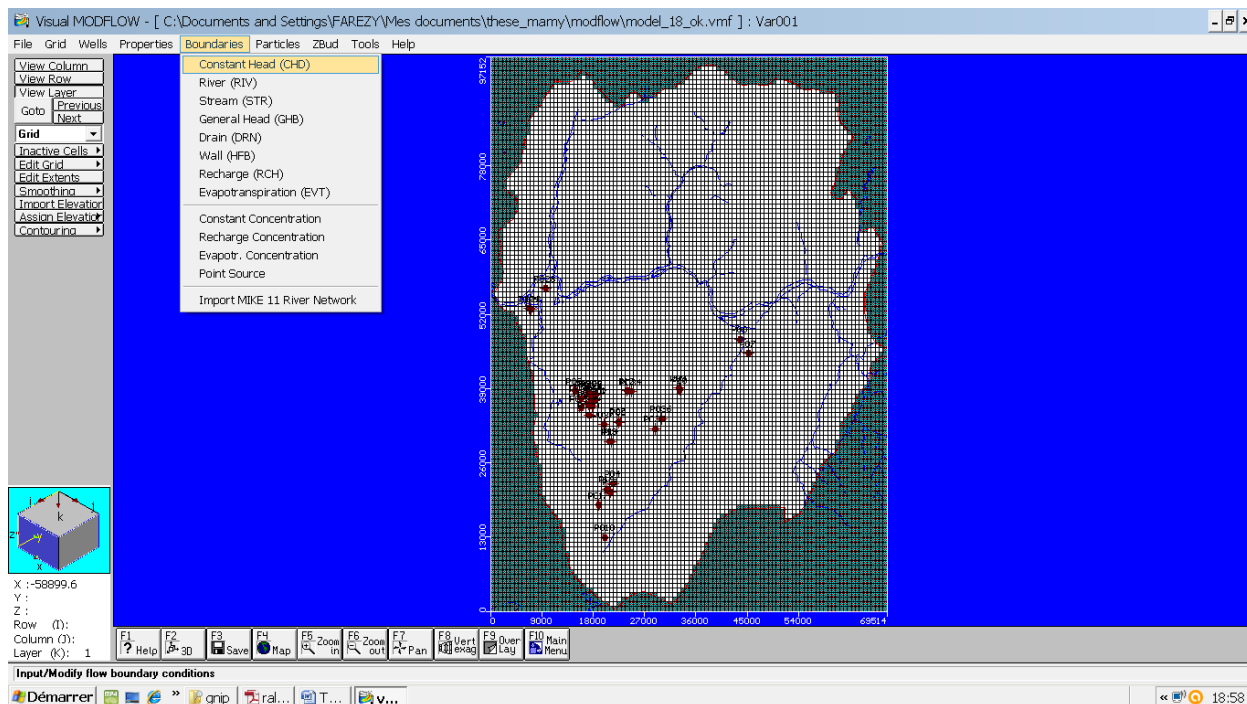
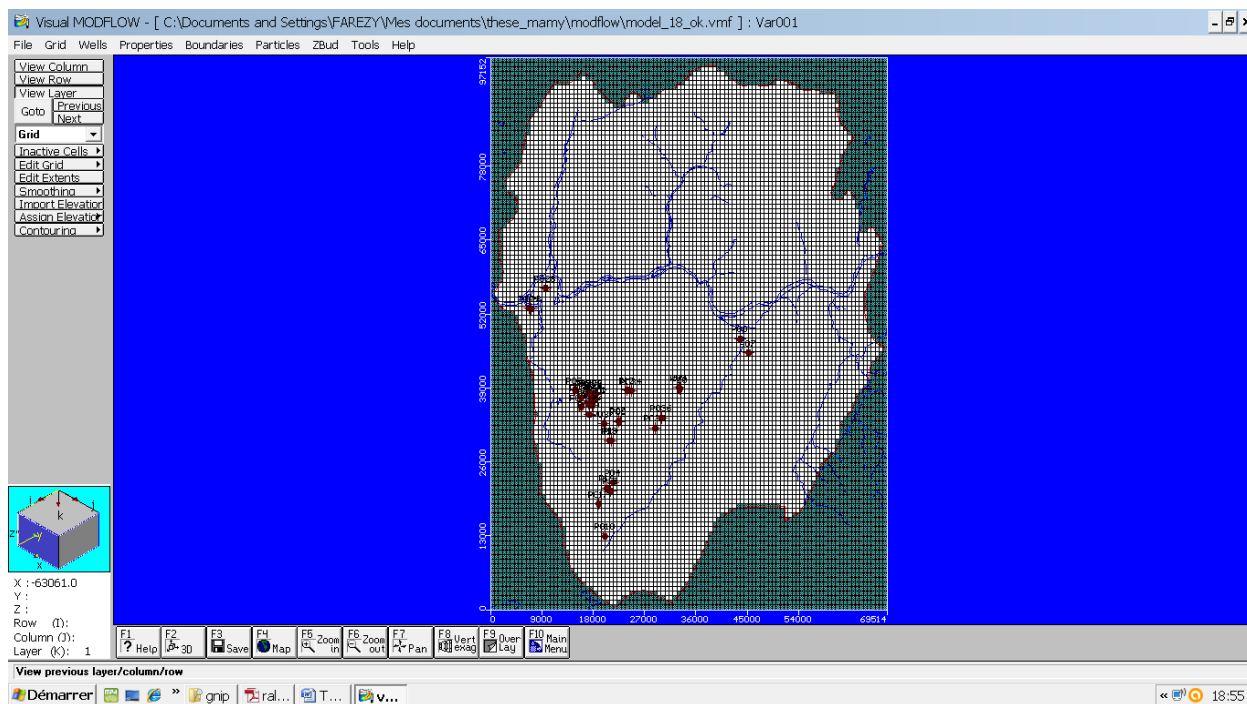
Annexe VI: Programme du calcul de l'indice de saturation

```

SOLUTION 1 Speciate an analysis, calculate saturation indices
    temp      26.2
    pH        7.06
    pe        4
    redox     pe
    units     mg/l
    density   1
    Ca        12.2
    Na        14.67
    Mg        1.05
    Alkalinity 87.8399 as HCO3
    S(6)      4.252 as SO4
    Cl        11.7343
    water     1 # kg
END

```

Annexe VII: Interfaces graphiques du logiciel Visual ModFlow 4.2



Résumé

Le bassin sédimentaire Mahafaly, Sud-Ouest de Madagascar se situe dans la région de la grande île, où le problème de la gestion des ressources en eaux tel que la forte minéralisation des eaux souterraines et le tarissement des points de captage persiste. Dans ce travail de recherche, les techniques hydrochimiques et isotopiques sont utilisées dans le dit bassin pour évaluer les caractéristiques des eaux, déterminer l'origine des eaux souterraines et comprendre leur évolution géochimique. L'élaboration d'un modèle hydrologique à l'aide du logiciel ModFlow est réalisée pour contrôler l'écoulement des eaux souterraines et prédire l'évolution et le temps de parcours des particules dissoutes suivant les directions d'écoulement. La dissolution de halite, de calcite et de gypse ainsi que l'échange des cations sont les sources principales de la minéralisation des eaux souterraines dans la zone d'étude. La composition isotopique des eaux souterraines indique que ces dernières proviennent des précipitations locales dont l'âge moyen est de 25 ans. Un mélange entre les eaux souterraines et l'eau de la rivière Onilahy se produit dans les nappes d'eau proche du fleuve dont le temps de séjour est environ 60 ans. Un mélange des eaux récentes et anciennes par la drainance ascendante des eaux profondes apparaît dans les nappes d'eau du sud de l'Isalo, confirmé par la valeur de la concentration de tritium inférieure à 0,5UT. Le modèle établi indique une vitesse d'écoulement relativement élevée des eaux provenant de la zone de recharge, située dans la colline de Betioky. Ceci serait dû à une forte pente dont la conductivité hydraulique est de l'ordre de 10^{-5} m.s^{-1} , quoique d'autres directions d'écoulement aient été identifiées. Le modèle prédit une diminution de la charge hydraulique dans les dix dernières années.

Mots-clés: Hydrogéochimie, Isotopes, Modélisation, Aquifères, Sud Ouest de Madagascar

Abstract

The Mahafaly sedimentary basin, southwest of Madagascar belongs to the region where the water resources management problem, such as high groundwater mineralization and dry wells lingers. In this research work, hydrochemistry and isotopes techniques are used to assess the groundwater characteristics, to determine the groundwater origin and to understand their geochemical evolution. The development of an hydrological model using Modflow software contribute to control the groundwater flow and predict the dissolved particles evolution and travel time according to their flow direction. Dissolution of halite, calcite and gypsum and cation exchange are the main sources of the groundwater mineralization in the study area. The groundwater isotopic composition indicates that the groundwaters are directly recharged by local precipitation, having a mean residence time of 25 years. A mixture of groundwater and Onilahy River water occurs in adjacent aquifers, of which residence time is about 60 years. A mixture of recent and old groundwaters by the upwelling of the deep waters is observed in the southern aquifer of Isalo, confirmed by the tritium concentration value, which is lower than 0.5UT. The model established indicates a high groundwater flow rate from the recharge area, located in Betioky hill. This is due to a steep slope with a hydraulic conductivity of about 10^{-5} m.s^{-1} , although other flow directions have been identified. The model predicts a decrease of the hydraulic head during the last decades.

Keywords: Hydrogeochemistry, Isotopes, Modeling, Aquifers, Southwest of Madagascar

Directeur de thèse:

RAJAABELISON Joël
Professeur titulaire à la Faculté des
Sciences de l'Université
d'Antananarivo

Impétrant :

FAREZE Lahimamy Paul
Institut National des Sciences et Techniques Nucléaires
Tél : (261) 34 89 293 56
e-mail : mamypfarez@gmail.com