



HAL
open science

Bilan et dynamique des interactions rivières-lac(s)-aquifères dans le bassin hydrologique du lac Tchad

Camille Bouchez

► **To cite this version:**

Camille Bouchez. Bilan et dynamique des interactions rivières-lac(s)-aquifères dans le bassin hydrologique du lac Tchad: Approche couplée géochimie et modélisation des transferts. Hydrologie. Aix Marseille Université, 2015. Français. NNT: . tel-01298153

HAL Id: tel-01298153

<https://hal.science/tel-01298153>

Submitted on 6 Apr 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

pour l'obtention du grade de

Docteur d'Aix-Marseille Université

Discipline : Géosciences de l'Environnement

Présentée par

CAMILLE BOUCHEZ

Bilan et dynamique des interactions

rivières-lac(s)-aquifères

dans le bassin hydrologique du lac Tchad

Approche couplée géochimie et modélisation des transferts

Sous la direction de

Julio GONCALVES et Pierre DESCHAMPS

Thèse soutenue publiquement le 10 juillet 2015

devant la commission d'examen composée de :

Alain DASSARGUES	Professeur, Univ. de Liège	Rapporteur
Jean-Luc MICHELOT	Professeur, Univ. Paris-Sud 11	Rapporteur
Jérôme GAILLARDET	Professeur, IPGP	Examineur
Pierre RIBSTEIN	Professeur, Univ. Pierre et Marie Curie	Examineur
Julio GONCALVES	Professeur, AMU, CEREGE	Directeur
Pierre DESCHAMPS	CR, IRD, CEREGE	Co-directeur
Florence SYLVESTRE	DR, IRD, CEREGE	Invitée

Quand j'arrive à N'Djaména, je passe quelques jours à m'acclimater, à vivre par terre. J'achète un tapis - j'avais appris ça de Goukouni, la première chose c'est le tapis. Le soir, tu enlèves tes chaussures, tu déplies ton tapis, c'est ton salon, c'est ta cuisine, tu écoutes la radio, tu es face au ciel, tu es le plus heureux des hommes.

Le désert, allers et retours - Raymond Depardon

A mes grands-pères,

Résumé

Mots clés : Bassin du lac Tchad, ressources en eaux souterraines, recharge, modélisation hydrologique et géochimique, ^{36}Cl

Le bassin endoréique du lac Tchad (BLT) couvre 2,5 millions de km^2 au centre de la zone sahélienne. La distribution en eau de surface (rivières et lac) y est très inégale et variable dans l'espace et dans le temps. Le lac Tchad, dont la surface enregistre de fortes variations, agit comme un amplificateur des variations climatiques sur le BLT. Le système aquifère multicouche du BLT est composé de deux formations (le quaternaire (Q) et le continental terminal (CT)) qui contiennent d'importantes ressources en eau. Ces dernières pourraient répondre à la pression croissante sur la ressource en eau dans le bassin, mais leur recharge doit être évaluée. La compréhension de la variabilité hydrologique de surface et de la recharge des aquifères est donc un enjeu sociétal. Au cours de cette thèse, nous avons cherché à quantifier la réponse hydro(géo)logique du BLT aux variations du climat, par un couplage entre traceurs géochimiques et modélisation, à différentes échelles de temps.

Un bilan hydrologique, chimique et isotopique, calé à partir des données disponibles entre 1955 et 2011, permet de distinguer les flux d'évaporation, de transpiration et d'infiltration qui affectent la surface du lac. La transpiration, jusqu'alors négligée dans le bilan hydrologique, contribue à environ 15 % de l'évapotranspiration, elle est particulièrement importante dans la zone des archipels. La dynamique du chlore dans le BLT met en évidence un temps de transfert entre le bassin amont et les rivières autour de 10 ans, un renouvellement des eaux du lac très rapide et une infiltration de 200 mm an^{-1} vers l'aquifère quaternaire. Le couplage d'un modèle pluie-débit (GR2M) et du modèle de lac, forcé par des simulations paléoclimatiques de GCM sur le dernier millénaire, met en évidence, dans une démarche exploratoire, la difficulté de la comparaison modèle-données dans les reconstitutions paléohydrologiques.

La cartographie de la recharge moderne de l'aquifère quaternaire est obtenue par l'interprétation de la présence ou de l'absence de ^{36}Cl thermonucléaire dans les eaux. La distribution du ^{36}Cl thermonucléaire et des isotopes stables de l'eau montre une recharge récente dans 60 % de l'aquifère quaternaire, essentiellement liée aux interactions avec les eaux de surface. A partir de l'infiltration obtenue par le modèle de lac et des données géochimiques de la nappe quaternaire, la reprise évaporatoire actuelle sur les pourtours du lac Tchad est évaluée entre 85 et 98 %.

Des eaux géochimiquement contrastées par rapport aux eaux de surface sont observées dans le coeur des dépressions piézométriques de l'aquifère quaternaire, ne suggérant aucune recharge actuelle au sein de ces structures hydrogéologiques particulières. La période de recharge de ces eaux reste énigmatique mais serait liée à la Période Humide Africaine. La composition géochimique propre aux eaux du CT suggère un temps de résidence des eaux dans l'aquifère supérieur à 300 000 ans. Ces données originales sur les aquifères du BLT pourraient servir à mieux contraindre la paléorecharge en zone sahélienne.

Abstract

Key words : Lake Chad Basin, groundwater resources, recharge, hydrological and chemical modeling, ^{36}Cl

Lake Chad Basin (LCB) is a 2.5 billion km² closed drainage basin, located in the center of Africa. Surface waters (rivers and lake) are unequally distributed and highly variable. The lake Chad, which shows strong surface variations, enhances the climatic variations over the LCB. The multi-layer aquifer system of the LCB is composed of two geologic units (the quaternary (Q) and the Continental Terminal (CT)) containing large water resources. They could imbalance the increasing freshwater scarcity in the area but their recharge needs to be constrained. The understanding of surface water variability and ground water recharge is essential to support water management in the area. In this work, we tried to quantify the hydro(geo)logical response of the LCB to climatic variability by combining geochemical and modeling approaches. Sampling of water reservoirs (surface, Q and CT aquifers) have been carried out between 2011 and 2013.

Lake Chad levels modeling between 1955 and 2011 was calibrated from hydrological, chemical and isotopic data. It allows to disentangle evaporation from transpiration and from infiltration. Transpiration, neglected in previous studies, accounts for 15 % of the total evapotranspiration and is particularly high in the Archipelagos. Based on the chlorine dynamic in the LCB, a transit time of 10 yr from the upper basin to the lower rivers, a short renewal rate of lake waters and infiltration of lake waters toward the aquifer are estimated. The detection of thermonuclear ^{36}Cl together with the stable isotopic composition of groundwaters allow to draw the present-day recharge distribution in the Quaternary aquifer. We show that present-day recharge occurs in 60 % of the groundwater sampled but is confined to the vicinity of surface waters. An evaporation between 85 and 98 % of lake waters in the surrounding of Lake Chad is estimated by the comparison of model-calibrated infiltration rates with groundwater geochemical data.

Groundwaters with a contrasted geochemical signature are stored in the center of the piezometric depressions, suggesting no present-day recharge in these enigmatic groundwater features. Although it would require further investigation, the recharge of these waters could be related to the African Humid Period. The deep waters of the CT, with water ages of 300 000 yr, show geochemical patterns indicative of an old and humid recharge period. These original data on the multi-layer aquifer of the LCB give new insights into paleorecharge in the Sahelian band. GCM paleoclimatic simulations over the last millennium have been introduced in a rainfall-runoff model (GR2M), coupled with our lake level model. This preliminary approach shows the difficulty to reconcile lake level records from paleohydrological modeling.

Remerciements

Quatre années qui se terminent abruptement, une sensation de manque et de liberté, l'heure des remerciements est arrivée...

Je remercie chaleureusement les *membres de mon jury* qui m'ont fait l'honneur d'évaluer mon travail : Jérôme Gaillardet, Alain Dassargues, Pierre Ribstein et Jean-Luc Michelot. Au cours d'une discussion très intéressante, nous avons pu échanger et argumenter, j'espère que cette discussion marquera mon entrée dans la cour des grands. A tous les quatre, un grand merci! J'aimerais remercier mes *directeurs de thèse*, Julio Goncalves et Pierre Deschamps. Si la relation directeur/thésard n'est pas toujours facile, je vous remercie de l'aide que vous m'avez apporté et de la patience dont vous avez fait preuve au cours de ces quatre années.

Je remercie le CEREGE et son directeur Nicolas Thouveny pour son accueil et la mise à disposition des équipements. J'ai été intégrée aux équipes Nucléides Cosmogéniques, Géochimie et Géochronologie et Modélisation et à ce titre, je remercie leurs directeurs et tous les membres de ces équipes.

Sans Florence Sylvestre, il est clair que cette thèse n'aurait pas vu le jour et n'aurait pas abouti. Florence, je te dois beaucoup, tant scientifiquement qu'humainement. Les périodes passées ensemble sur le terrain ou dans les couloirs des institutions tchadiennes et françaises ont toujours été très enrichissantes. Ton soutien sans faille, ta combativité à toute épreuve et ton amitié m'ont permis de garder espoir/confiance dans les (trop nombreux) moments de doute.

Cette thèse est le fruit de collaborations fortes à la fois sur le terrain, en laboratoire et avec de nombreux chercheurs à qui j'exprime ma profonde gratitude.

A 3600 km, plein sud

J'adresse tout d'abord mes remerciements aux personnes qui ont oeuvré pour rendre possibles et inoubliables nos missions au Tchad.

- Je remercie toute l'équipe de l'ambassade de France au Tchad pour leur aide et leur soutien. Mes remerciements les plus sincères vont à l'ex-ambassadeur de France au Tchad Michel Reveyrand de Menthon, au premier conseiller Nicolas Gropert, aux COCAC successivement Pierre Cathala et Françoise Gianviti. Je souhaite remercier chaleureusement l'équipe du Service de Coopération et d'Action Culturel et en particulier Olivier Dhont, Patrice Thévier et Laurent Emmanuelli.

- Je remercie l'université de N'Djaména et son recteur, le doyen de la faculté des Sciences Exactes et Appliquées de Farcha ainsi que le département de géologie pour leur accueil. Un grand merci à Jean Claude Doumnang, professeur au département de géologie et pilier de nos missions de terrain ainsi qu'à Irène pour votre hospitalité et votre disponibilité.

- J'exprime ma profonde gratitude à la Commission du Bassin du Lac Tchad, institution intergouvernementale, et à son secrétaire exécutif. Je remercie particulièrement Ahmed Sedick, hydrologue et Djoret Daira, hydrogéologue pour le partage de leur connaissance du Bassin du Lac Tchad.
- J'adresse mes plus vifs remerciements aux institutions tchadiennes. Je remercie le Ministère de l'Hydraulique et son ancien ministre M. Mahamat Ali Nassour, le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique et Technique et son ministre M. Mackaye Hassane Taiss pour leur aide logistique et leur appui. Ma reconnaissance va à la Direction des Ressources en Eau et de la Météorologie et la Direction de l'Hydraulique qui nous ont fait bénéficier de leurs savoirs. Je remercie M. Moussa Isséni, directeur de la Recherche Scientifique et Technique au Tchad, pour son aide précieuse ainsi que pour son accueil et son envie de nous faire découvrir la culture tchadienne.
- Cette thèse a reçu le soutien logistique et financier de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), de l'Agence Française du Développement (AFD) et du Fond Français pour l'Environnement Mondial (FFEM). A ce titre, je tiens à remercier le directeur de l'AFD au Tchad, Jean-Marc Pradelle et les représentants de l'IRD au Niger avec extension au Tchad, Gilles Bezançon et Oumarou Mallam Issa. Enfin, ma gratitude très forte va à Abdoulaye Oumarou, de la représentation de l'IRD au Niger, dont l'efficacité et la gentillesse ont fait de ma première mission au Tchad une partie de plaisir.
- Malheureusement, les missions de terrain sont bien souvent trop courtes et trop itinérantes, ce qui nous laisse peu de temps pour nous poser et nous attacher. Le rocher de Dandi, notre "port d'attache" sur le lac Tchad, fait preuve d'exception : Bravo et merci à l'étonnant duo formé de Secka T-Sem, l'extraverti, et de Bruno Palaye, le coeur sur la main, ainsi qu'à toutes les personnes qui font vivre ce lieu.

Au(x) labo(s)

- Le travail analytique a été grandement facilité par les équipes du labo ³⁶Cl et d'ASTER. Valéry Guillou, Georges Aumaître, Maurice Arnold, Karim Keddadouche, Didier Bourlès, j'aimerais vous remercier pour votre très grande disponibilité et efficacité. Julie Pupier, à partir de problèmes analytiques communs, nous avons réussi à travailler dans la bonne humeur et à trouver des solutions pour les résoudre! Merci à toi pour cette période où j'ai vraiment eu l'impression de travailler en équipe!
- Au détour d'un couloir ou assis au coin d'un bureau, les discussions avec Christine Vallet-Coulomb, Lucilla Benedetti, Nathalie Folton, Camille Contoux, Sarah Vassolo ont significativement fait avancer mes réflexions et mes travaux. Un grand merci à vous! Je souhaite aussi remercier Bruno Hamelin avec qui il est angoissant mais tellement enrichissant de travailler. Merci aux montpellierains, Jacques Lemoalle, Jean-Claude Bader, Guillaume Favreau et Jean-Luc Seidel pour les échanges que nous avons eu tout au long de ma thèse.
- Enfin je souhaite remercier les étudiants tchadiens et français avec qui j'ai eu la chance de travailler : Abdallah Mahamat Nour, Abdenassar Bouamara et Jocelyn Faroux. A tous, merci d'avoir fait les frais de mes tatonnements « d'encadrante débutante ».

L'aventure scientifique n'aurait pas eu le même charme sans l'aventure humaine qui l'a accompagnée.

Au CEREGE

Merci à tous les ceregiens/aixoïses pour leur (presque) toujours bonne humeur, des plus vieux aux plus jeunes : Rémi, Alice, Lise, Nico, Nico, Nico, Eva, Fabienne, Julien, Etienne, Naresh,

Jade, Adrien, Romain, Marianna, Julie, Lucie, Abel, Sophie, Jim, Marine, Alexia, Pierre, Wuhib, Chloé..... La bonne ambiance, le soutien entre thésards, les nombreux cafés, le goûter du vendredi, les coups de gueule, vos idées nouvelles, les ti'punchs, les vulgar night (et j'en passe) ont rythmé ma vie, entre motivation pour aller au bureau ou pour en partir. Bon courage les petits jeunes, vous êtes beaux, vous êtes forts, vous allez y arriver, avec une pensée particulière pour mes deux jeunes adorés, Jim et Marine!

A la maison

Notre "grande colocation" a été un doux cocon pendant toutes ces années. De nombreuses personnes sont passées, une personne est restée jusqu'au bout... mention spéciale à Sophie : tu as été cuisinière, clown, nounou, psychologue, exhibitionniste, plus qu'une colocataire, tu es une amie! Merci aussi à Taupinou (désolée, j'avais d'abord écrit Vincent mais quand je me suis relue, je savais plus de qui je parlais...), Lise, Nico, Marianna, Danielle, Irène et Julie; le bout de chemin que nous avons fait sous le même toit restera un très bon souvenir. Les non moins importants symbiotes, Julien, Carole, Filou, Guillaume..., merci d'avoir participé activement à apporter de la vie dans cette maison, à égayer et à diversifier nos soirées. Julien tu es carrément devenu indispensable chez nous : tu nous as délicieusement nourri et abreuvé, tu nous as cultivé, tu nous as bercé de sons musicaux souvent bien choisis, tu nous as apporté lectures et films à volonté, tu nous as remonté le moral... du fond du coeur, merci!

Dans les environs

Ca a commencé par des rendez vous entre saoulards au bar des PTT et la Team Camargue est née, forte de ses dissemblances entre trop gentils et super connards, entre utopistes et artistes, entre grands et petits, entre connectés et ringards, entre sportifs et feignants, entre gauchistes et gauchistes... Ensemble, on a évacué le quotidien, refait le monde, ricané, baroudé, fait des plans pour le futur et j'espère que ça n'est que le début d'une longue histoire.

Toujours plus loin

C'est loin d'Aix que je suis souvent venue chercher et à coup sûr trouver de franches amitiés qui durent. La bande des « mecs », vous êtes mon repère et mon meilleur traitement contre les coups de blues, vous êtes ma définition de l'amitié et du rire éternels, merci à vous d'avoir un jour accueilli et jamais lâché un campagnard! Aux bambochards, un grand merci pour les longs mails à rallonge, les soirées au pastis et les week ends par monts et par vaux (quand la météo ne fait pas taire les fluteaux), je vous aime fort! Aux lyonnais, merci pour votre amitié sincère et chaleureuse. A quand le prochain week end tous ensemble?

Pour terminer, je remercie très fort toute ma famille. Vous avez toujours eu confiance en moi, vous m'avez dès le plus jeune âge ouvert les yeux tous azimuts, vous savez être là quand il le faut. A mes généreux parents, à mes géniales soeurette, à mes grands-parents, à mes oncles et tantes merveilleux, à mes cousins adorés, un grand merci pour tout!

Je savais faire des maths, tu m'as appris à observer en géologie; je fantasmais d'Afrique, tu m'y as initié; à base de sentiments, nous avons creusé des sillons, à base d'idéologie, nous y avons semé des graines, qui ont germé en plantes vivaces mais trop éprises de liberté. Khop chay lai lai, muzungu!

Sempiternel, papler rendu fleur d'été, couteauX!

Table des matières

RÉSUMÉ	i
ABSTRACT	iii
REMERCIEMENTS	v
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE 1 — RESSOURCES EN EAU DE LA ZONE SAHÉLIENNE : LE CAS DU BASSIN DU LAC TCHAD	9
1 Les ressources en eau du continent Africain	11
2 Les ressources en eau du Sahel	12
2.1 Géographie physique de la zone sahélienne	12
2.2 Les eaux de surface : de vastes bassins versants transfrontaliers	15
2.3 Les eaux souterraines en zone sahélienne	16
2.4 Variabilité des précipitations et du comportement hydrologique au cours des dernières décennies	18
2.5 Les enjeux de la zone Sahélienne dans les cinquante prochaines années . . .	19
3 Le Bassin du lac Tchad (BLT)	20
3.1 Un vaste bassin transfrontalier	20
3.2 Le Bassin Versant du Chari-Logone	22
3.3 Des variations climatiques aux variations hydrologiques du lac Tchad	24
3.4 Bilan hydrique et géochimique moyen du lac Tchad	28
3.5 Le lac Tchad, un lac d'eau douce	30
4 Les systèmes aquifères du bassin du lac Tchad	32
4.1 L'aquifère quaternaire	33
4.2 Les aquifères confinés du Continental Terminal et du Pliocène	38
5 Problématique	39
CHAPITRE 2 — INTÉRÊTS ET MÉTHODES D'ANALYSE DES TRACEURS $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^{14}C ET ^{36}Cl	41
1 Les traceurs géochimiques pour la caractérisation des masses d'eau	43

1.1	Les isotopes stables de l'eau	44
1.2	La datation des masses d'eau à partir du ^{14}C	46
2	Le ^{36}Cl , un traceur environnemental	48
2.1	Le cycle géochimique du ^{36}Cl	49
2.2	Répartition moderne des retombées en ^{36}Cl et du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$	49
2.3	Le ^{36}Cl : un traceur des eaux récentes grâce aux retombées radioactives des essais nucléaires	52
2.4	Le ^{36}Cl : un traceur du temps de résidence des eaux anciennes	56
3	Méthodes d'analyse du ^{36}Cl	61
4	Intérêt de l'utilisation du ^{36}Cl dans le Bassin du Lac Tchad?	63
5	Isotope Dilution - AMS technique for ^{36}Cl and Cl determination in low chlorine content waters, <i>Chemical Geology</i>	65
5.1	Abstract	65
5.2	Introduction	66
5.3	Quantification of analytical errors of measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ratios at the ASTER AMS	67
5.4	Uncertainty propagation on the stable Cl and ^{36}Cl contents	72
5.5	Optimization of sample volumes and added spike	75
5.6	Low stable chlorine concentrations determined by ID-AMS	79
5.7	Summary and Conclusions	85
5.8	Supplementary data : Raw data	86
5.9	Supplementary data : Details on the uncertainty propagation	86
CHAPITRE 3 — BILANS HYDROLOGIQUE, CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DU LAC TCHAD		89
1	Préambule	91
2	Hydrological, chemical and isotopic budgets of Lake Chad - abstract	93
3	Introduction	94
4	General description of the study site	96
4.1	Lake catchment settings	96
4.2	Lake morphology	97
4.3	Hydrological and chemical features of Lake Chad	97
4.4	The regional Quaternary aquifer	98
5	General approach : combination of water, chemical and isotopic mass balances	99
6	Hydrological, climatic and geochemical data	101
6.1	River data	101
6.2	Rainfall data	102
6.3	Atmospheric vapor isotopic data, air temperature and relative humidity	103
6.4	Evaporation	104
6.5	Ground-based and altimetric lake level data	104
6.6	Lake Chad chemical and isotopic data	105
7	Methodology	107
7.1	Conceptualization of Lake Chad (from Bader et al. (2011))	107
7.2	Direct model for the water, chemical and isotopic lake balance in the three connected pools	109
7.3	Model parameters inversion	112
8	Results	115
8.1	Estimation of the total water losses (ETI)	115

8.2	Estimation of Infiltration, Evaporation and Transpiration	119
9	Discussion	123
9.1	Evapotranspiration rates	123
9.2	Why is ET much lower in the archipelagos than in the southern pool?	124
9.3	Chemical regulation of the lake	125
9.4	Infiltration rates and impact on the recharge of the regional aquifer	126
10	Conclusions	127
11	Supplementary material	129
11.1	List of hydrological, chemical and isotopic data used	129
11.2	Chemical and isotopic data of this study	129
11.3	Metropolis algorithm steps	129
11.4	Local vs mean geochemical values : where should we monitor Lake Chad? .	133
 CHAPITRE 4 — VERS UNE RECONSTRUCTION DU NIVEAU DU LAC TCHAD SUR LE DERNIER MILLÉNAIRE ?		135
1	Préambule	137
2	Introduction	138
3	Modèle pluie-débit GR2M sur le bassin du Chari-Logone	139
3.1	Description du modèle GR2M	140
3.2	Calage et validation sur la période 1956-2010	142
3.3	Résultats : débits et hauteurs de lac simulés	144
3.4	Conclusion sur le modèle couplé pluie-débit-hauteur de lac	147
4	Données paléo-climatiques	148
4.1	Description des forçages des simulations past1000	148
4.2	Caractéristiques et forçages des GCM utilisés : IPSL, HadCM3, MPI-ESM-P .	151
4.3	Variabilité climatique simulée sur la période historique	152
4.4	Problème de l'évapotranspiration	160
4.5	Variabilité climatique simulée sur la période du dernier millénaire	161
5	Tentative de reconstitution des niveaux du lac Tchad sur le dernier millénaire . . .	163
5.1	Correction des données de précipitation et d'évaporation issues des GCM .	163
5.2	Modélisation des niveaux du lac sur le dernier millénaire	165
6	Discussion : quelles sources d'erreur dans la reconstitution des niveaux du lac au cours du dernier millénaire?	167
 CHAPITRE 5 — ÉTUDE DE LA RECHARGE ET DE LA DYNAMIQUE DE L'AQUIFÈRE QUATERNAIRE À PARTIR DE TRACEURS GÉOCHIMIQUES		171
1	Préambule	173
2	Surface water transfer and groundwater recharge in the Sahelian Lake Chad Basin inferred from ³⁶ Cl data - abstract	175
3	Introduction	175
4	Study area	177
5	Samples and method	180
5.1	Sampling	180
5.2	Chemical preparation and measurement	180
6	Results	181
6.1	Water chemistry	181
6.2	³⁶ Cl/Cl signature of surface waters	183

6.3	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature of groundwaters of the Quaternary aquifer	183
6.4	^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ data	185
6.5	Geographic distribution	186
7	Interpretation and discussion	187
7.1	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ natural background ratio recorded in the unconfined aquifer	187
7.2	The bomb imprint in the surface waters of the LCB	188
7.3	Bomb-bearing groundwaters : ^{36}Cl a suitable tracer of modern recharge	192
7.4	Modern Quaternary aquifer recharge origin and rates	192
8	Conclusion	196
9	Epilogue : une drainance ascendante de l'aquifère profond vers l'aquifère quaternaire ?	197
 CHAPITRE 6 — TEMPS DE RÉSIDENCE DANS LES EAUX DES AQUIFÈRES CONFINÉS DU LCB À PARTIR DES DISTRIBUTIONS EN ^{36}Cl		 201
1	Préambule	203
2	Residence time up to 1Ma of groundwaters in the confined aquifer of the Lake Chad Basin : ^{36}Cl evidences - Abstract	205
3	Introduction	205
4	Samples and Methods	208
5	Results	209
6	Discussion	212
6.1	Characterization of paleorecharge of the CT	212
6.2	Origin of chlorine in the groundwaters of the CT ?	213
6.3	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ initial ratio	213
6.4	Groundwater ages in the CT	213
6.5	Groundwater dynamics in the CT	214
7	Conclusion	215
8	Epilogue	216
 CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES		 217
 BIBLIOGRAPHIE		 223
 LISTE DES FIGURES		 259
 LISTE DES TABLEAUX		 263
 ANNEXE A – UN LAC D'EAU DOUCE AU COEUR DU SAHEL		 265
 ANNEXE B – DÉTAILS SUR LE MODÈLE GR2M		 269
 ANNEXE C – ARTICLE PROCEDIA EARTH AND PLANETARY SCIENCE		 273

Introduction générale

Cadre global : problématiques associées aux eaux souterraines

La croissance démographique, le développement économique et l'extension des surfaces irriguées ont entraîné une forte hausse de la demande en eau depuis les années 1960 (Shiklomanov, 2000). Les prévisions de consommation en eau pour le prochain siècle indiquent une très forte augmentation, qui pourrait atteindre 100 % en Afrique (Wada and Bierkens, 2014). Les eaux de surface sont déjà menacées et les pays en voie de développement sont particulièrement vulnérables face à cette menace (Vörösmarty et al., 2010). En Afrique, 64 % de la population dépend des ressources en eau de surface pourtant limitées et variables (Vörösmarty et al., 2005).

Les eaux souterraines sont de plus en plus sollicitées à l'échelle mondiale (Taylor, 2014) puisqu'elles représentent le deuxième réservoir d'eau douce, après les glaciers, avec des volumes potentiellement exploitables de l'ordre de $8-10 \times 10^6 \text{ km}^3$ (De Marsily, 2009). L'empreinte des prélèvements sur les eaux souterraines dépend du rapport entre prélèvements anthropiques et recharge, qui définit le caractère renouvelable ou non renouvelable d'une ressource. La baisse des niveaux piézométriques observée (Wada et al., 2010) illustre la réduction nette de la ressource en eau douce disponible, en particulier sur la péninsule arabique et en Asie centrale.

D'un point de vue plus "historique", les eaux souterraines contenues dans les grands bassins sédimentaires représentent des archives paléoclimatiques (Edmunds, 2005). Des traceurs, comme les isotopes stables de l'eau ou les gaz rares, enregistrent les conditions hydroclimatiques au moment de la recharge et des traceurs radioactifs, comme le ^{14}C , permettent de dater ces ar-

chives. Malgré les avancées analytiques, la datation des eaux reste bien souvent un verrou complexe qui est intrinsèquement lié à la question même de la définition de l'âge d'une eau souterraine (Bethke and Johnson, 2008). D'un point de vue théorique, l'âge d'une eau correspond au temps qu'une particule d'eau met pour aller de la zone de recharge au point de prélèvement. Cet âge est classiquement appréhendé par des calculs hydrodynamiques (plus ou moins complexes) et correspond à un âge moyen. Cependant, la comparaison entre un âge hydrodynamique et un âge mesuré par un traceur radioactif est délicate, même en négligeant les phénomènes de réactivité du traceur. Tout d'abord, les lignes de flux dans un aquifère se distinguent à différentes échelles (Toth, 1963) et l'échantillonnage d'un point d'eau résulte du mélange entre ces différentes lignes de flux. De plus, les phénomènes de dispersion longitudinale et transversale peuvent être importants (LaBolle et al., 2006), modifiant considérablement l'interprétation en terme d'âge. Par conséquent, l'échantillonnage d'un point d'eau ne peut permettre de rendre compte de l'âge de la masse d'eau. Il faut considérer des distributions en âge et un échantillonnage le plus exhaustif possible peut permettre de rendre compte de ces processus (Leray et al., 2012). Néanmoins, les modèles piston-flow, qui font l'hypothèse de petites masses d'eau isolées qui avancent sans jamais se mélanger, semblent permettre de reproduire les distributions en âge observées dans les grands aquifères confinés (Herczeg and Leaney, 2011; Petersen et al., 2014). Ce concept d'âge apparaît essentiellement dans le chapitre 6.

Contexte et objectifs

Dans ce contexte, les réserves conséquentes d'eaux souterraines en Afrique et au Sahel (MacDonald et al., 2012) pourraient permettre de faire face à l'augmentation de la pression sur la ressource en eau et à favoriser le développement de ces régions. Bien qu'actuellement, les prélèvements en Afrique sub-saharienne représentent une faible portion des ressources en eau renouvelable (Braune and Xu, 2010; Taylor et al., 2009), une surexploitation des systèmes aquifères pourrait à terme rendre encore plus difficile l'accès à l'eau. Une gestion durable de la ressource en eau souterraine nécessite donc une compréhension approfondie des processus de recharge des aquifères (Döll and Fiedler, 2007) et de la dynamique des transferts entre eaux de surface et eaux souterraines.

Ce travail de thèse se focalise sur le bassin du lac Tchad, situé au coeur de la zone sahélienne. La quantification de la réponse hydro(géo)logique du BLT aux variations climatiques est la problématique centrale de ce travail. Plus spécifiquement, il s'agit d'estimer les temps de transfert entre les différents réservoirs pour contraindre 1) la variabilité des eaux de surface en réponse aux variabilités climatiques ; 2) les processus de recharge des aquifères du système multi-couche du bassin du lac Tchad et 3) d'essayer d'évaluer les niveaux du lac par une approche de modélisation.

De nombreux travaux, menés en particulier par les équipes de l'ORSTOM dans les années 60, se sont intéressés à la caractérisation hydrologique, géochimique et écologique du lac Tchad. Des études plus récentes, essentiellement menées par l'équipe de recherche d'HydroSciences Montpellier, se sont attachées à la compréhension du fonctionnement de l'aquifère quaternaire du bassin du lac Tchad. Tous ces travaux forment un jeu de données très riche qui a servi de base pour ce travail et en particulier pour contraindre un modèle hydrologique, géochimique et isotopique du lac Tchad (Chapitre 3). Les caractéristiques du bassin du lac Tchad, connues grâce à leurs travaux, sont présentées dans le chapitre 1. La problématique propre de cette thèse est plus détaillée à l'issue de la présentation des travaux antérieurs.

Déroulement de la thèse

Cette thèse a été conduite dans le cadre du projet "Lac Tchad", porté par Florence Sylvestre (DR IRD CEREGE), en collaboration entre les universités d'Aix-Marseille, Montpellier II et N'Djaména. Ce projet se rapporte à un plus large projet "Sauvegarde du lac Tchad", commandité par la CBLT (Commission du Bassin du Lac Tchad) et financé par l'IRD et le FFEM (Fonds Français pour l'Environnement Mondial). L'objectif du projet "Lac Tchad" est de mieux contraindre l'hydrologie du lac Tchad sur les dernières décennies dans le but de comprendre ses variations rapides de surface, de pouvoir anticiper sa réponse aux changements climatiques à venir et d'évaluer son impact sur les eaux souterraines. Cette thèse a reçu le soutien financier et logistique de l'IRD, entre autre par le financement de deux Missions Longue Durée de 2 mois au Tchad.

Le sujet tel qu'il a été défini était relativement large et offrait diverses possibilités. La présence au CEREGE de l'AMS-ASTER donnait la possibilité innovante d'étudier l'isotope du ^{36}Cl dans les eaux. Les faibles concentrations en Cl, caractéristiques des eaux du bassin du lac Tchad, ont justifié de vérifier l'applicabilité et la précision de la mesure du ^{36}Cl dans des eaux faiblement chargées (Chap.2). Le ^{36}Cl a ensuite été utilisé pour caractériser les eaux de surface et les eaux souterraines (Chap. 5 et 6) du bassin du lac Tchad.

Campagnes de terrain

Plusieurs missions de terrain ont été réalisées pour un total de 4 mois et demi passés dans le bassin du lac Tchad (Tchad, Cameroun) : novembre-décembre 2011, juillet-août 2012, novembre-décembre 2012. Au cours de la première mission, une campagne sismique et le forage d'une carotte sédimentaire ont été réalisés, avec la collaboration de Nicolas Waldmann de l'Université de Haifa (Israël). La séquence sédimentaire apporte de nouvelles contraintes sur les apports du Chari-Logone au lac entre 12 500 et 5 100 ans BP (Sylvestre et al., 2014). Au cours de cette mission, des échantillons d'eau du lac, de ses affluents ainsi que de certains puits de l'aquifère quaternaire ont été prélevés. La mission en juillet-août 2012, la plus longue, a permis une investigation beaucoup plus étendue de l'aquifère quaternaire. En particulier nous sommes allés dans les zones des dépressions piézométriques autour du lac Fitri (Chapitre 3) ainsi que vers le nord, à la limite entre la cuvette sud, les archipels et la cuvette nord (Chapitres 1 et 3). Nous avons parfois été contraints dans nos déplacements à cause de la montée des eaux en lien avec la saison des pluies. La dernière mission de terrain a eu pour objectif l'investigation du couloir du Bahr el Ghazal, exutoire naturel du lac vers les Bas-Pays en période de hauts niveaux lacustres. Dans ma thèse, j'ai également analysé des échantillons de missions de terrain antérieures réalisées par Pierre Deschamps et Florence Sylvestre au Niger en 2008, et par Pierre Deschamps et Guillaume Favreau (CR, IRD, HSM) au Nigéria, en 2009. Au cours de ces différentes missions, j'ai été sensibilisée à la question de la variabilité passée du lac, ce qui m'a conduit à essayer de modéliser les paléo-niveaux du lac sur le dernier millénaire (Chapitre 4).

L'ensemble des missions de terrain ont été réalisées avec des partenaires et étudiants tchadiens, dans le but de participer à leur formation de terrain et à la collaboration entre universités du

nord et du sud, mais aussi pour des raisons pratiques de communication par exemple.

Collaborations et encadrement d'étudiants en France et au Tchad

Au cours de cette thèse, j'ai été actrice de la collaboration entre les universités françaises et l'université de N'Djaména. J'ai participé à une semaine de cours donné par Pierre Deschamps dans le cadre du master d'hydrogéologie qui a ouvert à N'Djaména en 2013, ainsi qu'à l'encadrement de trois étudiants tchadiens sur le terrain : Roland Guidéal (hydrogéologue), Abdallah Mahamat Nour (hydrogéologue) et Irène Remadji Rirongarti (biologiste).

En France j'ai également encadré des étudiants de la formation des Sciences de la Terre de l'Université d'Aix Marseille. Jocelyn Faroux, étudiant en L3 en 2011, co-encadré avec Julio Goncalves, a travaillé sur l'Application d'un modèle hydro-chimique couplé lac-aquifère au cas des sulfates et des chlorures." En 2014, Abdenassar Bouamara, étudiant du Master HYDRO d'Aix-en-Provence a travaillé, en collaboration avec Nathalie Folton de l'IRSTEA sur la "Modélisation des écoulements dans le bassin hydrologique du lac Tchad" (Chapitre 4).

Organisation du mémoire

Ce manuscrit comporte six chapitres. Une partie du chapitre 2 et les chapitres 3, 5 et 6 sont rédigés en anglais sous forme d'articles scientifiques.

Dans le *premier chapitre*, la zone sahélienne est décrite ainsi que les enjeux qui la caractérisent en termes de ressources en eau. L'attention est portée sur le site d'étude de cette thèse, le bassin du lac Tchad dont les caractéristiques géographiques, climatiques et hydro(géo)logiques sont décrites. Les nombreux travaux antérieurs sont synthétisés dans le but de faire apparaître les problématiques associées à cette étude.

Le *deuxième chapitre* porte sur la description de traceurs géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^{36}Cl et ^{14}C) et leur potentiel comme outils de caractérisation des processus hydrologiques. Le fonctionnement et les limitations de chacun des traceurs sont succinctement décrits. Le ^{36}Cl est particulièrement détaillé car il est largement utilisé dans cette étude pour caractériser les processus hydrologiques à diverses échelles de temps. La dernière partie de ce chapitre est un article pu-

blié dans *Chemical Geology*, qui détaille la méthodologie développée dans cette thèse pour permettre une analyse fine et rigoureuse du ^{36}Cl dans des eaux faiblement chargées en Cl.

Le *troisième chapitre* porte sur la modélisation du bilan hydrologique, chimique et isotopique du lac Tchad entre 1955 et 2011. Elle se base sur un schéma conceptuel du lac précédemment publié par Bader et al. (2011). L'approche couplée de modélisation des trois bilans permet de distinguer les flux d'évaporation, de transpiration et d'infiltration sur le lac Tchad. Ainsi la gamme des taux d'infiltration des eaux du lac vers l'aquifère quaternaire, paramètre essentiel de la régulation chimique du lac est mieux contrainte. Le rôle de la transpiration sur le bilan hydrologique du lac Tchad est pour la première fois mise en évidence.

Le *quatrième chapitre* est une tentative de reconstitution des niveaux du lac sur le dernier millénaire. Ce travail exploratoire se base sur l'utilisation du modèle GR2M de l'Irstea, calé sur la période 1955-2011 pour le bassin du Chari-Logone et couplé au modèle de lac précédemment étudié. Ce modèle est forcé par des reconstitutions de précipitation et d'évaporation sur le dernier millénaire issues des simulations en régime transitoire de trois modèles climatiques globaux. Notre incapacité à représenter les variations observées de hauteur de lac est discutée en termes de sources d'erreurs.

Dans le *cinquième chapitre* sont présentées les analyses géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C , ^{36}Cl) des eaux de l'aquifère quaternaire. Nous montrons que le ^{36}Cl des eaux de surface dans le bassin du Chari-Logone porte encore la signature des tests nucléaires des années 50. De cette observation, nous avons déterminé un temps de transfert de l'eau dans le bassin amont de 10 ans. Les zones de recharge récente de l'aquifère quaternaire sont déterminées par la présence du ^{36}Cl des bombes et la combinaison avec les signatures en isotopes stables de l'eau permet de discuter l'origine de la recharge récente. Nous montrons que la recharge dans cet aquifère en zone semi-aride n'est pas négligeable mais qu'elle est essentiellement liée à une infiltration depuis les éléments du réseau hydrographique.

Dans le *sixième chapitre* sont présentées les analyses géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C , ^{36}Cl) des eaux de l'aquifère profond confiné du bassin du lac Tchad. L'ensemble des traceurs utilisés montre une signature géochimique significativement différente de celle de l'aquifère quaternaire et des eaux de surface. L'absence de ^{14}C , les faibles rapports $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ et les teneurs appauvries en isotopes stables caractérisent des eaux très anciennes, au delà de plusieurs centaines de milliers d'années. Ces résultats ouvrent des perspectives nouvelles sur la paléorecharge en zone sahélienne.

Les résultats obtenus au cours de cette thèse sont rassemblés dans une *conclusion générale* et des perspectives méthodologiques et scientifiques sont proposées.

RESSOURCES EN EAU DE LA ZONE
1
SAHÉLIENNE :
LE CAS DU BASSIN DU LAC TCHAD



Des pêcheurs au coucher du soleil, lac Tchad

1 Les ressources en eau du continent Africain

En Afrique, le couvert végétal et le réseau hydrographique soulignent la distribution latitudinale des précipitations actuelles (Fig. 1.1) qui s'échelonnent de plus de 2000 mm/an en Afrique équatoriale à moins de 100 mm/an dans les déserts du Sahara et du Kalahari. Les eaux souterraines sont en revanche bien mieux réparties. En particulier, les grands bassins sédimentaires forment la première source d'eau douce en Afrique (MacDonald et al., 2012). L'existence de vastes nappes d'eaux souterraines dans les zones actuellement arides et semi-arides soulève la question de l'âge et de l'origine de l'eau. Au Sahara, des eaux dites fossiles, rechargées au cours des périodes plus humides du Quaternaire ont été mises en évidence (Petersen et al., 2014).

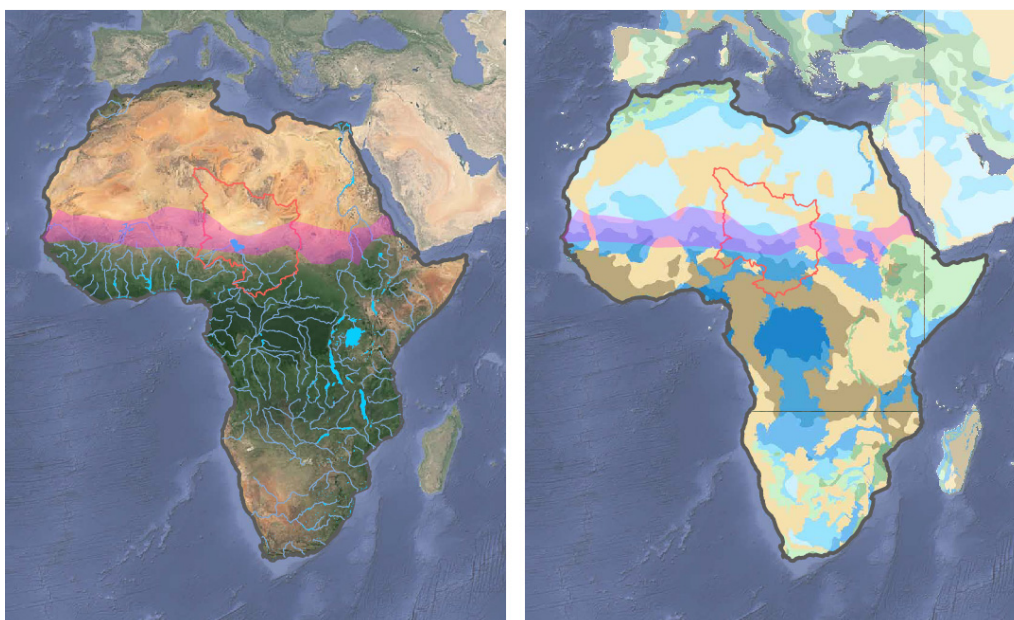


FIGURE 1.1 – Cartes des ressources en eau de surface et en eaux souterraines du continent africain (d'après Struckmeier and Richts (2008)). La bande rose souligne la bande sahélienne et le liseré rouge délimite le bassin du lac Tchad.

Mais le problème de la disponibilité en eau douce ne se résume pas à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique d'un bassin versant, il englobe également la question de l'accès à l'eau, de la qualité de l'eau et de son assainissement. Dans cette thèse, seul le premier aspect est étudié, l'accès à l'eau et l'assainissement étant des problématiques géographiques, politiques et économiques. La chimie de l'eau est utilisée comme un outil de caractérisation des masses d'eau mais nous n'examinons ni sa qualité chimique ni sa qualité biologique pour la consommation domestique ou agricole.

La zone sahélienne apparaît sur ces cartes (Fig. 1.1) comme une zone de transition où les enjeux en terme de ressources en eau sont majeurs. Les réseaux hydrographiques localisés et les précipitations non négligeables sur cette région sont les moteurs du mode de vie des populations, ce qui les rend vulnérables par rapport au changement climatique. L'importante variabilité des eaux de surface et des précipitations contraste avec la résilience des eaux souterraines. La zone sahélienne est donc une zone de choix pour l'étude des interactions actuelles et passées entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

2 Les ressources en eau du Sahel

2.1 Géographie physique de la zone sahélienne

La zone sahélienne désigne une bande d'environ 600 km de large traversant l'Afrique d'est en ouest (Fig 1.1). Elle correspond à la zone de transition éco-climatique entre le Sahara au nord et la zone soudanaise humide au sud. C'est une région semi-aride, délimitée par les isohyètes 200 et 600 mm. Si le Sahel est caractérisé par un fort gradient latitudinal des précipitations, la flore, les sols, l'organisation hydrologique, les paysages et les pratiques anthropiques sont relativement homogènes d'est en ouest.

Caractéristiques climatiques

Le climat de la zone sahélienne est contrôlé par le phénomène de la mousson africaine, dont l'étude a fait l'objet de nombreuses publications, en lien avec le projet de recherche AMMA (Analyse de la Mousson ouest Africaine, [Redelsperger et al. \(2006\)](#)). La mousson africaine correspond à la saison des pluies, associée à un déplacement vers le nord de la zone de convergence intertropicale (ITCZ).

La zone de convergence intertropicale (ITCZ) est la zone de basse pression équatoriale où les masses d'air chauffées par l'excédent énergétique s'élèvent. C'est le point de convergence des vents horizontaux de basse altitude, les alizés, des deux cellules de Hadley de part et d'autre de

l'équateur météorologique. Au sud de l'équateur météorologique, les alizés soufflent du sud-est vers le nord-ouest et transportent les vents humides de l'océan Atlantique. Au nord, l'Harmattan souffle un air sec et chaud du nord-est du Sahara vers le sud-ouest. L'ITCZ est le lieu de phénomènes convectifs intenses et de pluies abondantes.

La zone de convergence intertropicale (ITCZ) se déplace en fonction des saisons : en été elle remonte jusqu'à 20°N tandis qu'elle descend vers le sud, autour de 5°N en hiver. La remontée de l'ITCZ sur le continent et la différence de température entre le continent et l'océan au cours de l'été entraîne des vents de mousson chargés en humidité, orientés du sud-ouest vers le nord-est. La zone sahélienne est donc caractérisée par un régime pluviométrique unimodal avec une courte saison des pluies en été lors de la remontée de l'ITCZ. Entre juillet et septembre, il tombe 90 % des précipitations annuelles. Le reste de l'année, la zone sahélienne est dominée par les vents secs de l'Harmattan et la saison sèche atteint son paroxysme de chaleur en avril-mai.

Les précipitations sont essentiellement liées à de forts orages dans les couches atmosphériques humides au sud de l'ITCZ ou dans les lignes de grain de l'ITCZ. Les événements pluvieux sont chaotiques et génèrent de forts contrastes à petite et grande échelles (Ali et al., 2005). Ainsi, le Sahel est une des régions du Monde où la variabilité interannuelle des précipitations est la plus forte (Nicholson and Grist, 2001). Le gradient de précipitation moyen, de l'ordre de 1 mm/km (Cappelaere et al., 2009), conduit à une évolution progressive des paysages du sud vers le nord de la zone Sahélienne.

Végétation, géologie, sols et modes de vie

Du sud vers le nord de l'Afrique centrale et de l'ouest, la végétation naturelle évolue de la forêt tropicale à la savane arborée, la savane arbustive et la steppe. La zone Sahélienne est globalement dominée par une strate herbacée basse. Le peuplement épars de plantes ligneuses se compose essentiellement d'acacias et de balanites (Hiernaux and Le Houérou, 2006). Le faible développement aérien et l'important développement racinaire des arbres résultent d'une adaptation à la sécheresse.

L'évolution géodynamique de l'Afrique de l'ouest comprend deux épisodes tectoniques majeurs : la mise en place du craton ouest-Africain précambrien et l'orogénèse panafricaine (Fig. 1.2, Guiraud et al. (2005)). Le socle ouest-Africain est constitué de roches archéennes et protérozoïques, stabilisées depuis la fin de l'orogène éburnéenne (2 Ga). Les chaînes panafricaines visibles en bordure des cratons ont entraîné une sur-impression tectonique et métamorphique des terrains autour de 600 Ma. De vastes bassins intracontinentaux, dans lesquels se sont déposés des sédiments depuis le Précambrien Supérieur jusqu'à l'actuel, recouvrent les régions de socle. L'Afrique de l'ouest n'ayant pas subi d'événement tectonique majeur depuis 600 millions d'années, ces bassins sédimentaires sont très peu déformés et l'activité sismique y est très faible. Dans les terrains métamorphiques du craton gisent de vastes réserves minérales telles que le phosphate, l'uranium ou encore l'or, aujourd'hui largement exploitées. Les bassins sédimentaires, Protérozoïque et plus récents recèlent quant à eux non seulement de ressources en eau souterraine mais aussi des hydrocarbures.

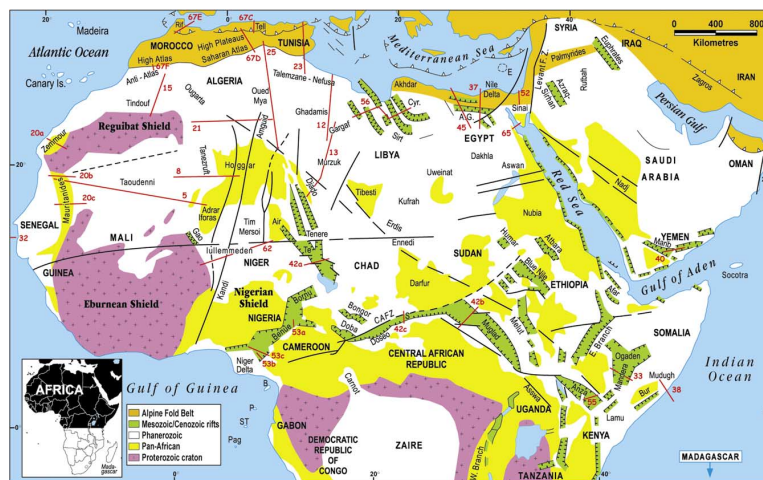


FIGURE 1.2 – Représentation schématique de la géologie de l'Afrique du nord (d'après Guiraud et al. (2005)). Les principales zones de faille et les rifts sont représentés.

Les paysages du Sahel sont façonnés par la nature des sols de la région, au nord des dunes sableuses et au sud des plateaux latéritiques. Les affleurements de roche mère sont relativement rares. Ces formations sont entrecoupées de larges vallées, fossiles ou non, dans lesquelles se sont développés des vertisols, sols riches en argiles issus de l'altération et du dépôt fluvial. En raison de leur faible perméabilité, ces sols permettent l'accumulation d'eau dans des mares temporaires et des oasis.

Au nord du Sahel, les populations sont traditionnellement nomades. Elles vivent de pastoralisme transhumant et anciennement du commerce caravanier. En allant vers le sud l'augmentation progressive des précipitations permet la mise en place d'agriculture pluviale de sorgho, manioc, igname ou mil. Bien que dans les régions bordières des fleuves l'agriculture de décrue soit pratiquée, l'agriculture pluviale engendre 2/3 des ressources vivrières de la région (FAO).

2.2 Les eaux de surface : de vastes bassins versants transfrontaliers

Une grande partie de la région sahélienne est caractérisée par une hydrologie endoréique : les écoulements se font dans de petits bassins versants et convergent vers des mares temporaires dont le régime est conditionné par les précipitations, l'évaporation et l'infiltration (Descroix et al., 2009). Ces écoulements sont de type hortonien c'est-à-dire que l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration des sols (Peugeot et al., 1997).

Les grands fleuves (Niger, Sénégal, Chari-Logone...) prennent leur source dans les régions pluvieuses de la zone soudanaise avant de traverser les zones sahéliennes où les déficits pluviométriques sont chroniques. Ces transferts d'eau atténuent les puissants contrastes entre zones humides et arides. Néanmoins, ces cours d'eau allogènes sont des manifestations de la très forte interdépendance des pays ouest africains en terme d'eau. Les pays de la zone sahélienne ont un ratio de dépendance, déterminé par la proportion de ressources en eau renouvelables produites à l'extérieur des frontières des pays, très élevé (CEDEAO, 2006). Le Tchad, par exemple, a un ratio de dépendance qui atteint 65 %. L'Afrique de l'ouest compte 28 bassins fluviaux transfrontaliers dont les plus importants sont le Niger, le Sénégal, la Volta, le lac Tchad et la Comoé.

La question de la gestion de l'eau de surface est un enjeu régional majeur. La multiplication des projets de grands barrages ou autres aménagements ainsi que le haut degré d'interdépendance des pays ouest africains en matière d'eau et la réduction notable de la disponibilité en eau de surface crée un terrain propice aux tensions et conflits dans la région. Aussi se sont-ils mis en place à partir des années 60 des comités de bassins transfrontaliers dans le but de promouvoir la coopération et la coordination entre Etats pour l'aménagement des grands fleuves. La gestion

intégrée de l'eau au niveau macro-régional est en train de naître depuis la création en juillet 2002 du Réseau Africain des Organismes de Bassin (CEDEAO, 2006).

2.3 Les eaux souterraines en zone sahélienne

Les eaux souterraines, principales ressources en eau douce pérennes de la zone sahélienne, sont contenues dans trois formations aquifères : les bassins sédimentaires côtiers (Steyl and Dennis, 2010), les aquifères de socle (Taylor and Howard, 2000) et les bassins sédimentaires continentaux. Dans ces derniers sont contenues les plus importantes ressources en eau de la région (MacDonald et al., 2009). Une description synthétique des couches aquifères majeures de l'Afrique Sahélienne est proposée ci-dessous. Elle s'appuie sur les travaux de nombreuses études géologiques, synthétisées entre autres par Guiraud (1988) et Lang et al. (1990).

L'aquifère gréseux du Continental Intercalaire est la formation la plus profonde représentée au sud (bassin du Niger, du Tchad et du Soudan) comme au nord (Algérie, Tunisie) de la zone. En Libye et en Egypte, cette couche géologique est appelée Grès de Nubie. C'est l'un des aquifères les plus importants du Monde, caractérisé par des perméabilités élevées et une bonne qualité chimique. Les études isotopiques menées sur ces aquifères montrent qu'il s'agit d'eaux fossiles, de plusieurs centaines de milliers d'années. L'exploitation de cette ressource est intense en Afrique du nord, entraînant une baisse significative des hauteurs piézométriques (Horriche and Besbes, 2008). Le Crétacé Supérieur, localement nommé le Maastrichien ou Continental Hamadien est une formation gréseuse d'aquifères souvent artésiens. Ces derniers ont été très peu étudiés mais sont largement exploités au Sénégal.

Le Continental Terminal (CT) désigne l'ensemble des dépôts continentaux tertiaires et inclut donc l'Eocène, l'Oligocène, le Miocène et le Pliocène. Cette appellation a été souvent discutée, certains auteurs n'incluent pas les dépôts Paleocène dans le Continental Terminal. L'origine continentale des dépôts du CT induit une grande variabilité spatiale des sédiments. Un déplacement progressif d'est en ouest de la sédimentation en lien avec la surrection du bassin de

l'Iullemeden au Niger est observé. L'Oligo-Mio-Pliocène est représenté essentiellement par des grès ou des sables, alternant avec des argiles et parfois des conglomérats. Il est souvent caractérisé par son faciès sidérolithique, riche en fer. Ces formations couvrent de vastes surfaces (en particulier dans le bassin du Tchad et du Niger) et leur épaisseur atteint plusieurs centaines de mètres, voir plus de 1000 m (fossés du bassin du Niger et du Soudan). La puissance de la série est telle que plusieurs aquifères superposés sont souvent distingués. Les nappes sont libres ou confinées, voire artésiennes. Les perméabilités sont très variables, les débits prélevés sont élevés en Algérie, au Sénégal et au Niger. La qualité chimique des eaux est variable mais les concentrations des éléments en solution sont généralement faibles. L'analyse géochimique des eaux du Continental Terminal indique des périodes de recharge passées, à la limite de détection du Carbone-14 (La Salle et al., 2001; Maduabuchi et al., 2006).

D'importants dépôts quaternaires se trouvent en discordance sur les dépôts tertiaires. Ils correspondent à des dépôts alluvionnaires ou lacustres en alternance avec des dépôts de sables éoliens remaniés. Localement, l'épaisseur des séries quaternaires permet l'établissement d'une ressource en eau souterraine importante. En zone sahélienne, le ruissellement très fort et très rapide induit une infiltration dans les nappes phréatiques essentiellement à partir des chenaux collecteurs d'écoulement superficiel que sont les fleuves ou les mares temporaires (Margat, 1979). L'infiltration diffuse de l'eau de pluie est très faible. Une part notable du débit des nappes souterraines de sub-surface est ponctionnée par évaporation directe. Les ouvrages traditionnels de faible débit sont nombreux (MacDonald et al., 2009).

On retrouve dans l'ensemble des nappes libres de la zone sahélienne des structures hydrogéologiques singulières : d'importantes dépressions piézométriques. Ces creux piézométriques atteignent plusieurs dizaines de mètres et trouveraient leur origine dans la combinaison d'une faible perméabilité horizontale et d'une évapotranspiration localisée (Aranyosy and Ndiaye (1993); Archambault (1960), Fig. 1.3).

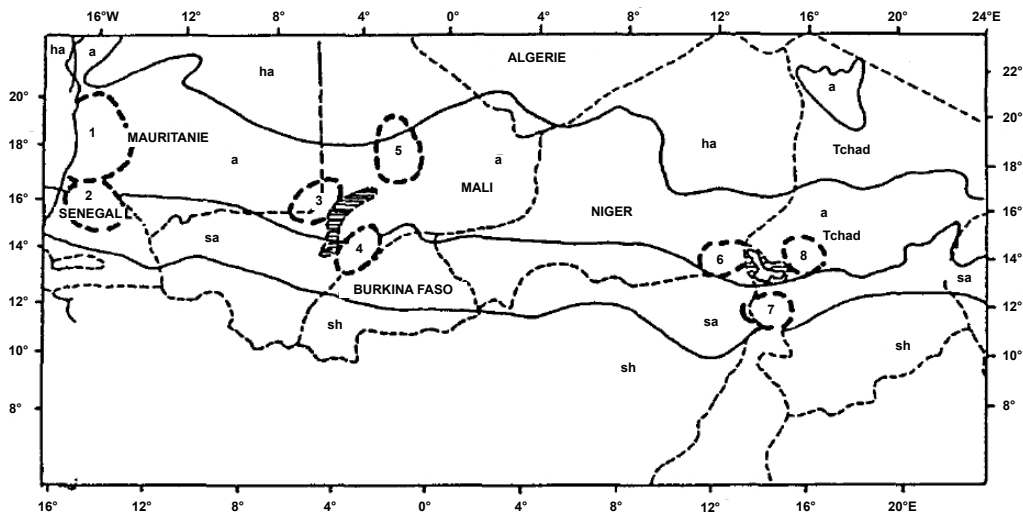


FIGURE 1.3 – Localisation des dépressions piézométriques, "énigme" de l'hydrogéologie de la zone sahélienne (d'après Aranyosy and Ndiaye (1993)). Zones climatiques : ha : hyper-aride, a : aride, sa : semi-aride, sh : sub-humide. Dépressions piézométriques : 1- nappe du Trarza, 2- nappe du Ferlo, 3- fossé de Nara, 4- nappe du Gondo, 5- nappe de l'Azaouad, 6- nappe du kadzell, 7- nappes des Yaérés, 8- nappes du lac Tchad

Différentes couches aquifères ont été distinguées sur l'ensemble de la zone sahélienne. Selon le Global Water Partnership, le niveau de prélèvement des ressources en eau renouvelables en Afrique de l'ouest est actuellement faible, estimé à 1 %. Néanmoins, le niveau de prélèvement augmente très vite et pourrait être multiplié par 6 d'ici 2025 (CEDEAO, 2006). De plus, la plupart de ces aquifères ont été très peu étudiés et un inventaire sérieux des ressources et des prélèvements est essentiel. La répartition transfrontalière des ressources en eau en zone sahélienne rend leur gestion plus difficile.

2.4 Variabilité des précipitations et du comportement hydrologique au cours des dernières décennies

L'Afrique de l'ouest a connu au cours des dernières décennies une baisse de la pluviométrie de 20 à 40 % et un déplacement de 200 km vers le sud des isohyètes (Lebel et al., 2009). Une rupture des séries pluviométriques est observée autour des années 1968-1972 et s'en suit une vaste sécheresse (Fig. 1.7). Les études menées dans le cadre du projet AMMA ont montré que la sécheresse est liée à la raréfaction des événements pluvieux et non à un raccourcissement de la durée de la mousson (Le Barbé et al., 2002; Lebel and Ali, 2009). Depuis les années 90,

un retour à des conditions plus humides a été observé au Sahel central et occidental tandis qu'au Sahel oriental la sécheresse semble persister, faisant apparaître un nouveau gradient climatique est-ouest (Lebel and Ali, 2009). A cette sécheresse s'ajoute une modification forte de l'occupation du sol : augmentation des surfaces cultivées, réduction des jachères, augmentation du pâturage (Anyamba and Tucker, 2005; Herrmann et al., 2005)

Pendant la période 1970-2000, marquée par une diminution forte des précipitations, on observe une différence très nette de comportement hydrologique entre les zones sahéniennes et les zones nord soudanaises (Descroix et al., 2009). Les débits moyens annuels des grands cours d'eau qui prennent leur source en zone soudanaise ont drastiquement diminué. En proportion, la diminution des débits est deux fois plus grande que celle des pluies (Andersen and Golitzen, 2005). Le comportement hydrologique dans les bassins endoréiques de la zone sahénienne est inverse (Descroix et al., 2009). L'augmentation généralisée du ruissellement dans la région est appelée le "paradoxe sahélien" (Descroix et al., 2009). En lien avec l'augmentation des écoulements et le caractère endoréique des bassins versants (Mahé and Paturel, 2009; Seguis et al., 2004), une augmentation du nombre, du volume et de la durée d'existence des mares d'eau temporaires (Favreau, 2000) est observée ainsi qu'une hausse continue du niveau des nappes phréatiques (Favreau et al., 2009; Leduc et al., 2001). Une reprise généralisée de la végétation en zone sahélienne est même observée (Eklundh and Olsson, 2003).

2.5 Les enjeux de la zone Sahélienne dans les cinquante prochaines années

Le devenir des ressources en eau en zone sahélienne est incertain du fait du changement climatique, de l'augmentation de la démographie (3 % par an) et de la modification rapide des pratiques agricoles (Taylor et al., 2012). Or les conséquences sociétales de la sécheresse des années 80 montrent la forte vulnérabilité des populations face au changement climatique.

Tous les modèles de prédiction climatique s'accordent sur l'augmentation significative de la température en zone sahélienne, ce qui aura pour conséquence une augmentation de l'évaporation potentielle. En revanche, certains modèles prédisent une augmentation des précipi-

tations en zone sahélienne tandis que d'autres prédisent une diminution (Cook, 2008). Aucun consensus sur l'impact du réchauffement climatique sur les processus hydrologiques en zone sahélienne ne semble émerger (Druyan, 2011). De plus, la modification rapide des pratiques agricoles, telles que la diminution du temps des jachères et le surpâturage, participe à l'érosion intense des sols de la région. La dégradation en cours et à venir des ressources vitales (sol et eau) n'est pas sans lien avec l'augmentation de l'insécurité dans la région (Barnett and Adger, 2007). L'histoire politique récente du Sahel est marquée par l'instabilité, les guerres et le terrorisme. Néanmoins, cette vision du Sahel occulte ce que l'on peut y découvrir. C'est aussi le lieu d'une diversité extraordinaire avec des populations aux cultures variées, qu'ils cherchent à défendre sur un terrain d'(en)jeu de l'Occident.

3 Le Bassin du lac Tchad (BLT)

Le bassin du lac Tchad est situé au centre de la zone sahélienne et présente les caractéristiques géographiques, géologiques et climatiques propres de la zone sahélienne.

3.1 Un vaste bassin transfrontalier

Le BLT couvre 2,5 millions de km², soit 8 % du continent africain, à cheval entre huit états : le Tchad, le Niger, le Nigéria, le Cameroun, la République Centrafricaine, la Libye le Soudan et l'Algérie. Environ 47 millions de personnes vivent sur le BLT, en majorité dans la partie sud du bassin et les densités de populations sont maximales au Nigeria. La Commission du Bassin du lac Tchad (CBLT), l'une des plus anciennes institutions régionales africaines, regroupe six des pays du BLT et oeuvre à une gestion durable et équitable des ressources en eau partagées du bassin du lac Tchad.

Les formations du socle précambrien affleurent sur les pourtours du BLT, formant les reliefs de l'Hoggar et de l'Aïr au nord, du plateau de Jos à l'ouest, de l'Adamaoua au sud et de l'Ouddai à l'est. Des dépôts primaires de type grès affleurent au nord est du Bassin. Les dépôts du Continental Intercalaire (Crétacé) localement appelés Grès de Nubie, affleurent à l'est au

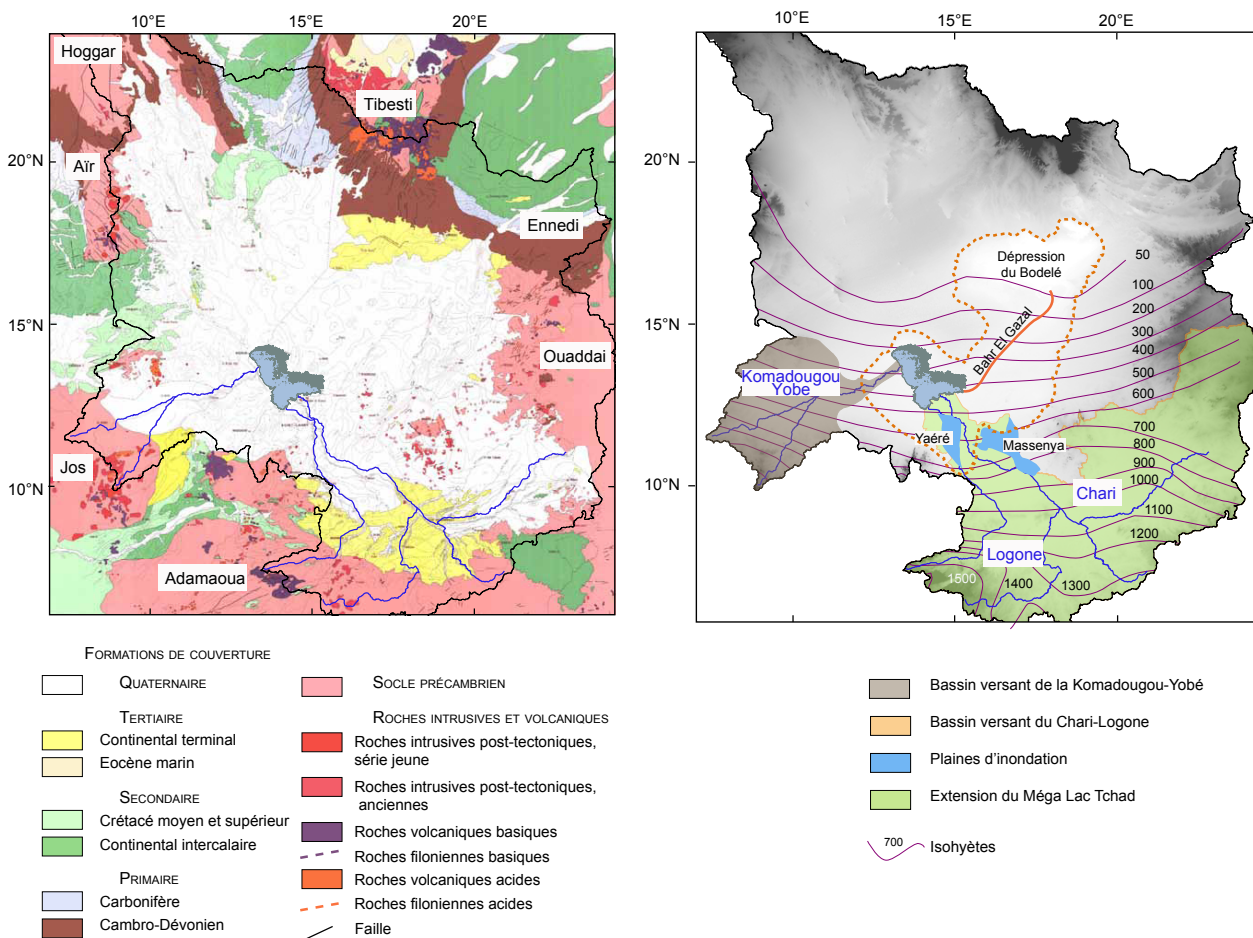


FIGURE 1.4 – Carte géologique (à gauche, d’après *Louis (1970)*) et carte hydrologique (à droite) du Bassin du lac Tchad. Les isohyètes ont été dessinées d’après *L’Hôte and Mahé (1996)*, les bassins versants des fleuves d’après *Carmouze (1976)* et *Le Coz (2010)* et l’extension du Mégalac Tchad d’après *Leblanc et al. (2006)*. Le fond de la carte hydrologique est le Modèle Numérique de Terrain, le blanc correspond à des altitudes de 260 m et le noir à des altitudes au delà de 2500 m.

niveau de l’Ennedi et à l’ouest à la frontière avec le Niger. L’extension latérale de ces dépôts est peu connue. Les couvertures sédimentaires au centre du bassin sont formées par les dépôts continentaux tertiaires (Continental Terminal) sur lesquels reposent les terrains Quaternaires. Le massif du Tibesti au nord, dont le point culminant est l’Emi Koussi (3415 m), correspond à d’importants épanchements volcaniques mis en place au cours entre l’Oligocène et l’Holocène.

Les précipitations suivent le gradient latitudinal caractéristique de la région avec des hauteurs de pluie qui varient de 1500 mm/an au sud à moins de 50 mm/an au nord (Fig. 1.4). Le BLT est un bassin dit endoréique, sans exutoire océanique. Les eaux qui tombent sur le bassin sont drainées, évaporées ou infiltrées dans les couches du système aquifère. A l’échelle du bassin

versant, l'évaporation est le seul facteur de sortie d'eau des bassins superficiels et des nappes souterraines.

Seule la zone sud humide qui couvre 800 000 km² est aujourd'hui hydrologiquement active. Elle est subdivisée en deux sous-bassins versants. Le Chari-Logone draine les écoulements de la zone sud du bassin jusqu'à la cuvette sud du lac Tchad (610 000 km²). Dans sa partie aval, le Chari-Logone est caractérisé par une faible pente entraînant la formation de plaines d'inondation (Yaéré, Massenya). La Komadougou Yobe (194 000 km²) draine les zones du Niger et du Nigéria et se jette dans la cuvette nord du lac Tchad (Fig. 1.4).

3.2 Le Bassin Versant du Chari-Logone

Le bassin versant du Chari-Logone se présente comme un éventail qui se rétrécit de l'amont vers l'aval (Fig. 1.4). Il se divise en trois régions : le bassin amont, les plaines aval et le lac Tchad qui se différencient par leurs caractères climatiques, hydrologiques, morphologiques, pédologiques et géologiques (Fig. 1.5, Gac (1980)). La nature des sols et la pente plus élevée, dans le bassin amont, favorisent le ruissellement et la chenalisation de l'eau dans les rivières, permettant l'export des précipitations de la zone amont vers la zone aval. Seul 10 % des précipitations du bassin amont s'écoulent dans les rivières, ce qui correspond à l'un des coefficients d'écoulement les plus faibles du Monde. Les apports hydriques de la zone aval du bassin sont négligeables, les précipitations sont reprises rapidement par évaporation. Les plaines d'inondation jouent un rôle d'écrêteur de crue et un décalage d'un mois entre le pic de crue à l'amont et à l'aval du bassin est observé (Fig. 1.5, Gac (1980)).

La totalité de la minéralisation et de la charge solide des rivières est également acquise dès le bassin amont par érosion et altération chimique. Le Chari-Logone a une minéralisation totale du même ordre de grandeur que les rivières africaines (60 mg/L). Néanmoins elle se caractérise par des teneurs en silice deux fois plus élevées et des teneurs en chlore, sulfate et sodium particulièrement basses par rapport aux eaux du continent africain Gac (1980). Ceci traduit la nature siliceuse et le caractère exclusivement continental du bassin dont les massifs au sud

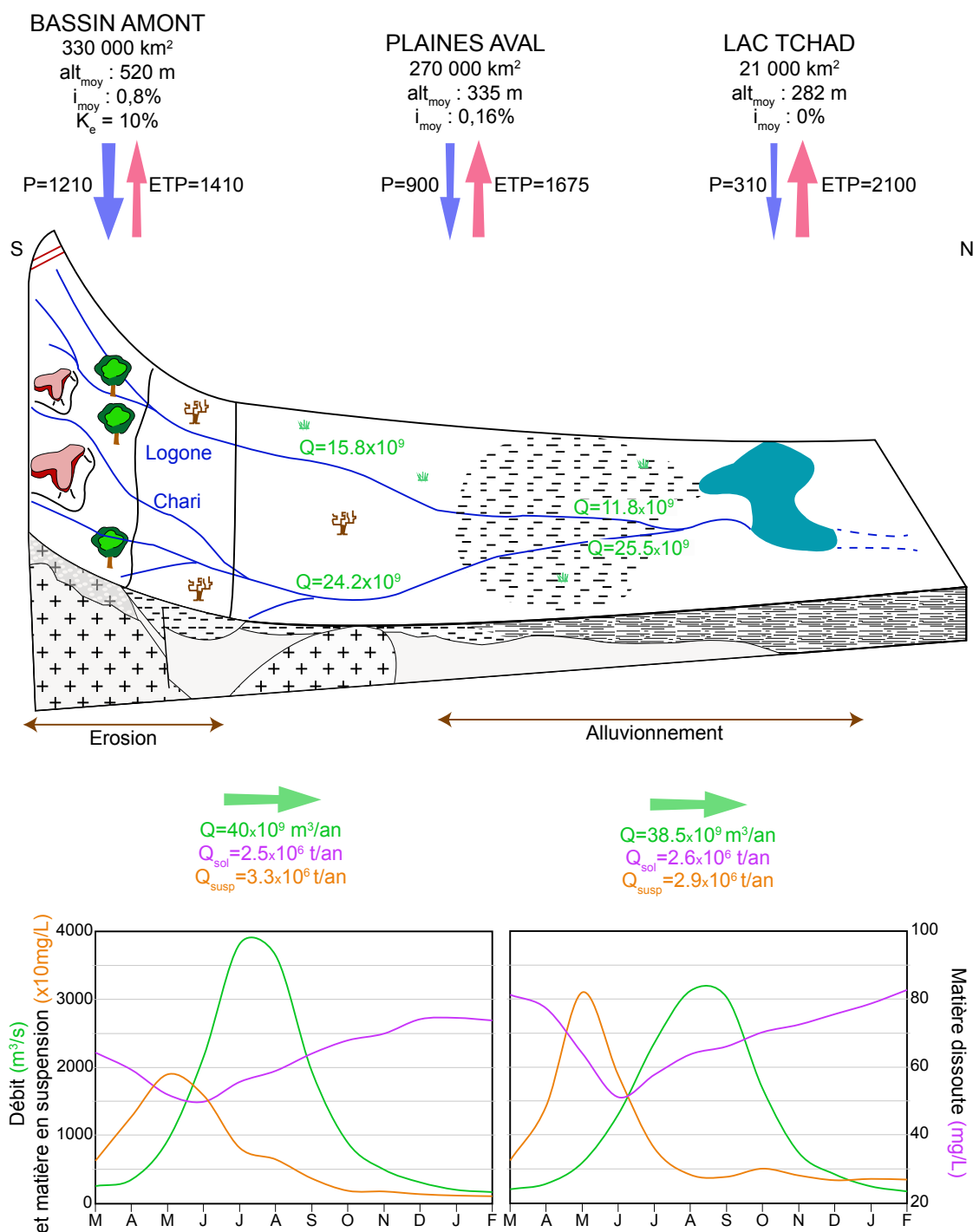


FIGURE 1.5 – Caractéristiques hydrologiques et géochimiques du bassin du Chari-Logone, séparation en trois réservoirs : le Bassin Amont, les Plaines aval et le Lac Tchad. Les caractéristiques de chaque réservoir sont présentées : bilan hydrologique annuel, précipitations (P), évapotranspiration potentielle (ETP) en mm/an ; surface ; altitude (alt) moyenne ; pente (i) moyenne ; coefficient d'écoulement (K_e). Les flux d'eau (Q), de matière en suspension (Q_{susp}) et de matière dissoute (Q_{sol}) sont exprimés en flux annuel et leur saisonnalité est représentée. Les données de cette figure sont issues de Gac (1980).

forment d'efficaces barrières contre les alizés maritimes. Dans la zone aval, les concentrations augmentent du fait de l'évaporation mais les flux de matière restent inchangés et cette zone fonctionne comme un bassin d'alluvionnement sédimentaire.

La signature hydrologique et géochimique du lac Tchad est donc issue des processus climatiques, d'altération et d'érosion dans la zone amont tropicale du bassin (Gac, 1980).

3.3 Des variations climatiques aux variations hydrologiques du lac Tchad

Les états du lac Tchad

Les descriptions historiques du lac Tchad par les géographes arabes, les explorateurs européens et notamment Tilho (1928) ont mené ce dernier à une classification du lac Tchad en trois états principaux. Ces différents états sont des conséquences directes de la variabilité du débit du Chari-Logone, principal affluent du lac (Olivry et al., 1996) :

- **Grand Tchad** pour une altitude moyenne autour de 284 m avec une surface d'environ 25 000 km² et un volume de l'ordre de 100 milliards de m³. Ce stade est observé quand les apports annuels du Chari sont supérieurs à 43 km³/an.
- **Moyen Tchad** pour une altitude moyenne autour de 282 m avec une surface d'environ 19 000 km² et un volume de l'ordre de 65 milliards de m³. Ce stade est observé quand les apports annuels du Chari sont compris entre 34 et 43 km³/an.
- **Petit Tchad** pour une altitude moyenne autour de 280 m avec une surface entre 2 000 et 13 000 km² et un volume de l'ordre de 20 milliards de m³. Ce stade est observé quand les apports annuels du Chari sont inférieurs à 34 km³/an. Un état dit de Petit Tchad sec se caractérise par une absence totale d'eau dans la cuvette nord et a été observé pendant la sécheresse des années 80 quand le débit du Chari était inférieur à 15 km³/an.

Le lac Tchad est formé de trois cuvettes (Fig. 1.6). La cuvette sud et la cuvette nord sont séparées par une zone de hauts-fonds, la Grande Barrière. Les archipels forment une entité géomorphologique à l'est du lac caractérisée par de nombreux îlots dunaires et des marécages quasi-

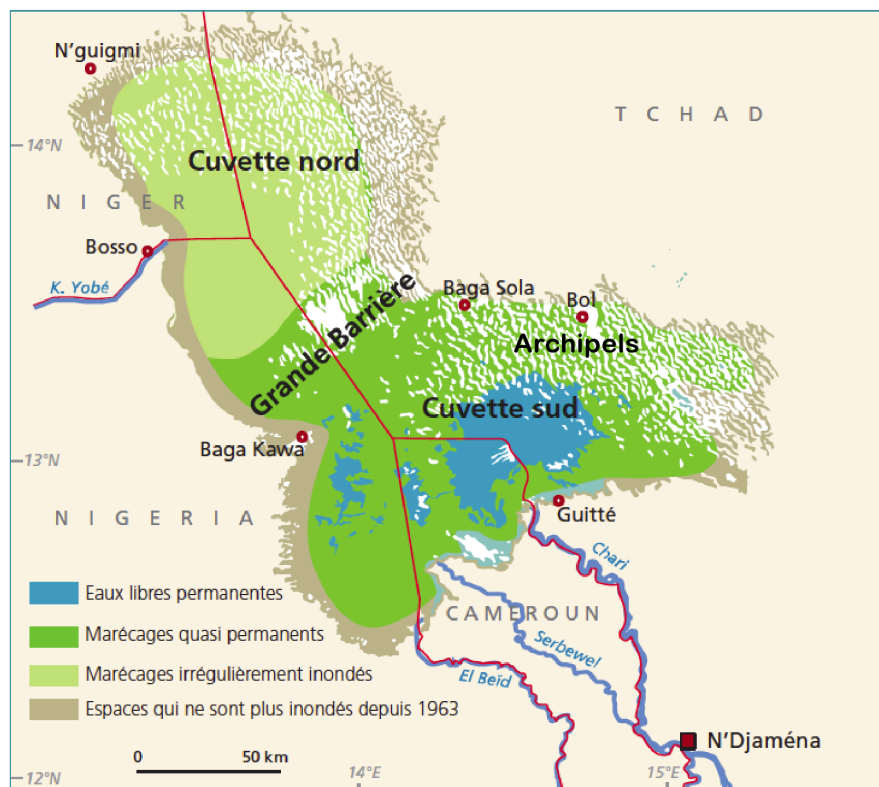


FIGURE 1.6 – Géomorphologie du lac Tchad, d'après Lemoalle, atlas du lac Tchad. Carte schématique de la situation moyenne du lac Tchad autour de 2010.

permanents. A l'état de petit Tchad, le lac Tchad est en fait subdivisé en plusieurs plans d'eau dans chaque cuvette, tandis qu'il ne forme qu'un seul plan d'eau connecté aux stades de Moyen et Grand Tchad. Lorsque le lac atteint une hauteur de 282,3 m, à l'état de Grand Tchad, le lac déborde à l'est dans le Bahr El Gazal vers la dépression du Bodelé (Fig. 1.4). On se trouve en connexion avec le bassin des Bas-Pays situé au nord-est qui joue un rôle important en phase de Méga-lac Tchad (décrit partie 3.3).

Les variations de surface récentes du lac Tchad, une origine climatique ?

Alors que le lac Tchad couvrait une surface de 21 000 km² en 1960, il n'en couvrait plus que 2500 km² en 1987 et couvre 14 000 km² aujourd'hui (Fig. 1.7).

La surface et le niveau du lac Tchad résultent de l'équilibre entre d'une part les apports en eau des fleuves et des pluies et d'autre part les pertes par évaporation et infiltration. Or lorsque la pluie sur le bassin du Chari varie de 10 %, son débit annuel varie de 30 % induisant une varia-

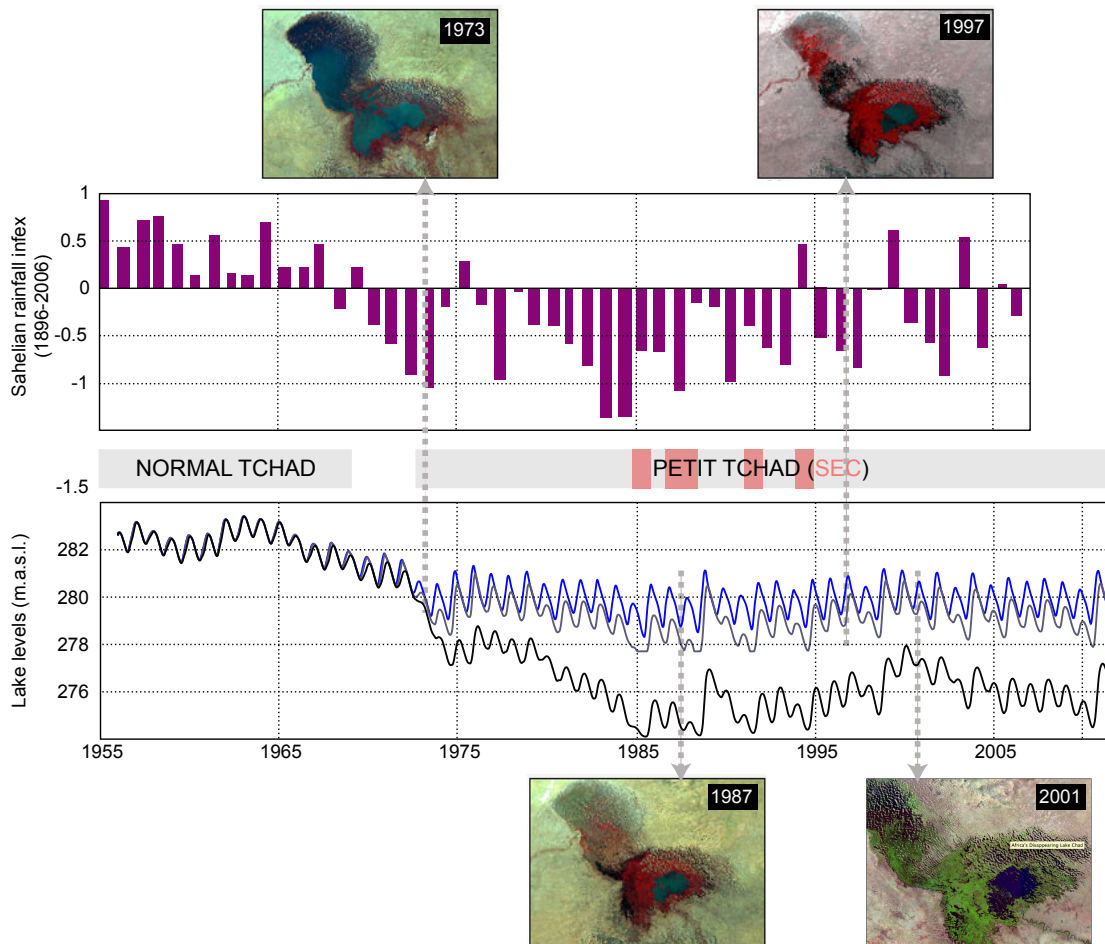


FIGURE 1.7 – Variabilité décennale des précipitations au Sahel et variabilité des niveaux du lac Tchad. La variabilité décennale des précipitations est représentée grâce à l'indice pluviométrique calculé sur l'ensemble du Sahel entre 1896 et 2006. Les variations de niveaux du lac sont figurées : en bleu la cuvette sud, en gris les Archipels, en noir la cuvette nord. Les états du lac selon Tilho (1928) et des photos de la NASA entre 1973 et 2001 rendent compte de l'individualisation du fonctionnement de chaque cuvette.

tion proportionnelle de la surface du lac (Lemoalle et al., 2012). Le lac se comporte donc comme un amplificateur des variations de pluviométrie dans la zone amont du bassin. La variation des niveaux du lac Tchad, mise en parallèle avec l'indice pluviométrique du Sahel depuis 1950, reflète bien la corrélation entre pluviométrie et niveau du lac (Fig. 1.7). La remontée depuis 10 ans du niveau du lac est également corrélée à la reprise des précipitations à l'est du Sahel.

Les prélèvements et l'irrigation, en nette augmentation depuis 1960, pourraient accentuer la diminution de la surface du lac (Coe and Foley, 2001) mais leur impact reste négligeable par rapport à la variabilité climatique (Lemoalle et al., 2014).

Paléohydrologie du lac Tchad

Le cadre sédimentaire du lac Tchad a été décrit à partir de relevés sédimentologiques et de l'étude de forages. La période Mio-Pliocène (7-2 millions d'années) est bien documentée grâce au forage de Bol et aux sites fossilifères de l'erg du Djourab mis à jour par la Mission Paléoanthropologique Franco-Tchadienne. L'analyse des enregistrements sédimentaires montre que le lac Tchad existe depuis 6 millions d'années et qu'il a connu des phases humides et sèches avec la récurrence d'au moins 10 événements lacustres majeurs (Lebatard et al., 2010; Novello, 2012; Novello et al., 2015; Schuster et al., 2006). Une alimentation en provenance des massifs nord et est, aujourd'hui inexistante, est suggérée (Schuster et al., 2009).

L'histoire paléoclimatique du bassin du lac Tchad depuis 20 000 ans a suscité de nombreux travaux en particulier les descriptions sédimentologiques pionnières de Durand (1982), Servant and Servant-Vildary (1980) et Servant (1983). Les dépôts éoliens datant du Dernier Maximum Glaciaire (DMG, 21 000 ans) du Kanem et du nord du Cameroun témoignent d'une phase d'extrême aridité et d'une étendue des conditions désertiques très méridionale. Cette observation est corroborée par les résultats d'une campagne sismique réalisée sur la cuvette sud du lac Tchad en 2011 et à laquelle j'ai participé (Sylvestre et al., 2014). Les champs de dune enfouis sous les sédiments lacustres d'âge Holocène confirment l'assèchement du lac au cours du DMG. Le lac Tchad réapparaîtrait il y a environ 14 000 ans BP (Servant and Servant-Vildary, 1980) mais une carotte sédimentaire, prélevée pendant la même mission en 2011 dans la cuvette sud du lac, semble indiquer une reprise de la sédimentation plus tardive, autour de 12 000 ans BP (Sylvestre et al., 2014). La phase d'extension maximale du lac Tchad a lieu au cours de l'Holocène moyen, lors de la période appelée Période Africaine Humide (10 000-6 000 ans BP). Il couvrait alors 350 000 km² (Leblanc et al., 2006; Schuster et al., 2006). La fin de cette période humide dans le bassin du lac Tchad a été datée à 5 700 ans (Amaral et al., 2013).

Les carottes sédimentaires que nous avons prélevées dans la cuvette sud du lac présentent un hiatus sédimentaire à partir de 5 000 ans correspondant à la mise en place des conditions

arides qui persistent encore aujourd'hui. Cependant, une reconstitution des variations du niveau lacustre au cours du dernier millénaire a pu être établie en combinant données palynologiques, historiques et sédimentologiques (Maley, 1981). Au début du dernier millénaire, la zone sahélienne était plus humide qu'actuellement, favorisant le développement des empires du Kanem-Bornou ou du Mali. Au petit âge glaciaire, au XV et XVIe siècle, le lac subit deux phases majeures d'assèchement, tandis qu'il retrouve un haut niveau autour de 286 m au XVIIe siècle. Les niveaux lacustres diminuent au cours des derniers siècles avec une très forte variabilité interannuelle, jusqu'à l'état de Petit Tchad observé de nos jours.

La variabilité de surface du lac Tchad observée au cours des dernières décennies (Fig. 1.7) s'inscrit dans cet historique de fortes variations d'extension du lac. Dans un contexte paléoclimatique global, le lac Tchad semble s'assécher pendant les périodes froides tandis qu'il atteint un maximum d'extension pendant les périodes chaudes. Cependant, à l'époque actuelle, nous observons la tendance inverse avec une réduction du lac concomitante au réchauffement climatique, soulevant la question des forçages actuels sur le climat.

3.4 Bilan hydrique et géochimique moyen du lac Tchad

Paramètres climatiques moyens au niveau du lac Tchad

Les variables climatiques mensuelles moyennes mesurées à la station de N'Djaména avant la grande sécheresse sont représentées sur la Figure 1.8 (Olivry et al., 1996). L'essentiel des précipitations tombe pendant la saison de la mousson, en été. La température y est minimale du fait de la couverture nuageuse. Le reste de l'année est caractérisé par une saison sèche, la température est minimale en hiver et maximale en avril-mai. L'évaporation a la même variabilité saisonnière que la température.

L'estimation de l'évaporation étant particulièrement difficile en zone semi-aride, nous avons représenté l'évaporation mesurée par un évapotranspiromètre à N'Djaména et considérée comme la mesure la plus fiable (Olivry et al., 1996). Toutes les estimations d'évaporation, sur bac, à l'aide d'un lysimètre ou par application des formules d'évaporation de type Peinman enregistrent la

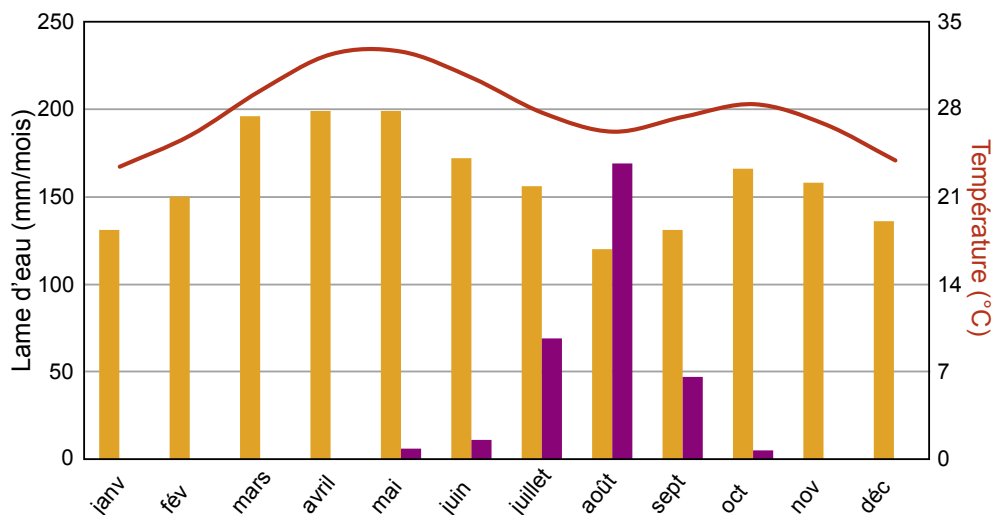


FIGURE 1.8 – Moyennes mensuelles des variables climatiques mesurées à N'Djaména (Olivry et al., 1996). Les histogrammes oranges représentent les évaporations moyennes mensuelles mesurées par un lysimètre et les histogrammes violets les précipitations moyennes mensuelles. Les températures ont été mesurées entre 1951 et 1957, l'évaporation entre 1964 et 1973 et les précipitations entre 1932 et 1977.

même distribution mensuelle de l'évaporation. En revanche, la valeur absolue de l'évaporation annuelle est très variable selon la méthode utilisée, avec une variabilité comprise entre 10 et 20 %. A N'Djaména la valeur de référence est 2000 mm/an.

Bilan hydrique moyen du lac Tchad

Sur la période 1972-2006, la pluviométrie sur le bassin versant est évaluée à 938 mm/an, le débit du Chari-Logone à 21,8 km³/an ce qui correspond à une lame d'eau de 36 mm/an. Le Chari-Logone ne transfère donc au lac que 4 % de l'eau qui est tombée sur le bassin versant, le reste étant repris par évaporation.

Le bilan hydrique du lac Tchad a été réalisé par de nombreux auteurs (Bader et al., 2011; Carmouze, 1976; Olivry et al., 1996; Roche, 1980), essentiellement au stade de Moyen Tchad à l'équilibre, correspondant à la période 1954-1969. Les rivières (essentiellement le Chari) apportent 86,5 % et les pluies sur le lac 13,5 % des apports totaux (48 km³/an). Les pertes dues à l'évaporation atteignent 92 % et l'infiltration ne compte que pour 8 % des pertes totales (48 km³/an). Avec un volume moyen du lac au stade Moyen Tchad de 72 km³, le temps de

résidence des eaux est donc entre 1 et 2 ans. Ce temps de résidence très court explique la très faible inertie du fonctionnement hydrologique du lac Tchad et les répercussions rapides des variations climatiques sur la surface du lac.

Le bilan hydrique au stade petit lac Tchad est plus compliqué du fait du caractère transitoire de ce stade et de l'évolution séparée du fonctionnement de chacune des cuvettes. Un modèle hydrologique a été développé par [Bader et al. \(2011\)](#) qui permet de reconstruire les niveaux du lac entre 1950 et 2011 et d'appréhender la réponse du lac aux variations climatiques. Le chapitre 3 de ce manuscrit est dédié à l'amélioration de ce modèle afin de prendre en compte les fortes incertitudes sur l'évaporation et ses répercussions sur le bilan hydrologique du lac.

3.5 Le lac Tchad, un lac d'eau douce

La chimie du lac Tchad a été abondamment étudiée notamment par l'ORSTOM dans les années 60-70, à l'état de moyen Tchad ([Carmouze, 1976](#); [Gac, 1980](#); [Lemoalle, 1979](#); [Roche, 1980](#)). Les auteurs mettent en évidence que les eaux du lac Tchad sont douces, avec une salinité inférieure à 1 g L^{-1} . Ceci apparaît comme une anomalie dans la mesure où les principaux bassins endoréiques mondiaux sont salés ([Jones and Deocampo, 2003](#)).

La salinité des eaux du lac Tchad évolue graduellement depuis le delta du Chari au sud jusque dans la cuvette nord (Fig. 1.9). La conductivité augmente du fait de l'évaporation progressive des eaux ([Roche, 1980](#)). Dans la zone sud, les eaux sont dominées par l'ion calcium et au fur et à mesure qu'elles s'éloignent vers le nord, l'ion sodium devient dominant ([Carmouze, 1969](#)). Ceci a été expliqué par des réactions d'échanges cationiques avec les argiles du lac ([Gac et al., 1977](#)) et d'interaction avec la végétation. La chimie des eaux du lac Tchad est donc au premier ordre déterminée par le temps que passent les eaux dans le lac : plus elles y résident longtemps, plus elles se concentrent et plus elles passent d'un faciès carbonaté à un faciès sodique. L'étude de la composition géochimique de l'eau dans la cuvette sud et dans la cuvette nord permet de calculer un temps de résidence de moins de 1 an dans la cuvette sud et de 2 à 10 ans dans la cuvette nord. Les eaux les plus concentrées du lac se trouvent dans les zones de débordement de la

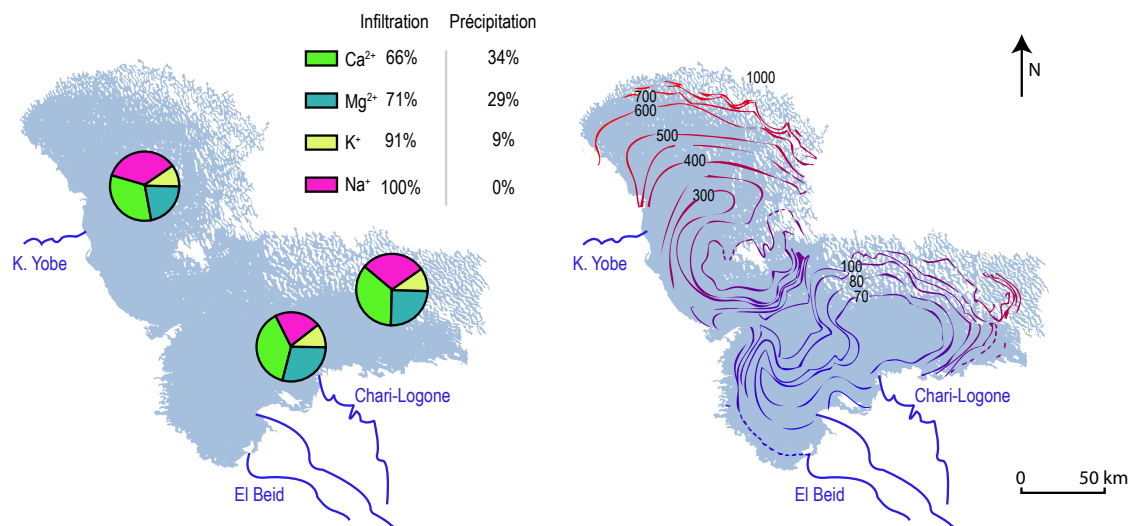


FIGURE 1.9 – Géochimie des eaux du lac Tchad. La carte de gauche représente l'évolution des faciès chimiques du lac au stade moyen Tchad, (Carmouze, 1969). Les camemberts symbolisent les proportions relatives des cations en différentes zones du lac : le calcium est majoritaire à l'embouchure du Chari tandis que le sodium est majoritaire dans la cuvette nord. La régulation chimique, soit par précipitation chimique, soit par infiltration est chiffrée pour chacun des cations. Le sodium est considéré comme conservatif, il n'est éliminé que par infiltration des eaux du lac. La carte de droite représente l'évolution des conductivités en $\mu\text{S cm}^{-1}$ au stade de moyen Tchad en mars-avril 1967, (Roche, 1980).

bordure septentrionale du lac. Du natron, Na_2CO_3 , s'y dépose, formant d'importants gisements exploités par les populations locales.

La chimie contrastée des eaux entre cuvette sud et cuvette nord permet aussi de tracer les mouvements d'eau dans le lac (Carmouze, 1971). Au moment de la crue du Chari (septembre), les eaux migrent du sud vers l'est et vers le nord. Un phénomène de retour est observé en avril-mai sous l'action de l'Harmattan nord est-sud ouest.

La faible minéralisation globale des eaux du lac Tchad s'explique par la combinaison de deux facteurs. Tout d'abord, les eaux drainées par le Chari-Logone, principal affluent du lac sont elles même très faiblement minéralisées du fait de pluies faiblement minéralisées et d'un substratum rocheux déjà fortement altéré. Ensuite, l'infiltration relativement faible des eaux (<10 % des pertes, évalué à l'échelle globale) suffit à évacuer les sels vers l'aquifère quaternaire assurant la régulation chimique du lac. Les éléments chimiques ont des temps de résidence variables dans le lac, 3 ans pour la silice et 16-20 ans pour le sodium, considéré comme conservatif (Carmouze,

1972; Roche, 1980). L'annexe A présente un article de vulgarisation publié dans l'atlas du lac Tchad qui décrit plus en détail cette situation étonnante.

Dans la zone nord-est du lac Tchad, un modèle d'infiltration des sels du lac, reposant sur un système de relais à sec a été proposé par Fontes et al. (1969). En période de hautes eaux, les eaux lacustres s'infiltrent dans les dunes. Les eaux sont reprises par évaporation capillaire, tandis que les sels sont progressivement lessivés vers la nappe quaternaire par les eaux météoriques. Ce modèle permet d'expliquer la faible contribution en volume des eaux du lac dans les eaux souterraines de la nappe quaternaire, mise en évidence par leur signature isotopique (Fontes et al., 1969).

4 Les systèmes aquifères du bassin du lac Tchad

La coupe hydrogéologique du bassin du lac Tchad, dressée par Schneider and Wolff (1992) dans les années 90 fait encore référence pour décrire les systèmes aquifères du Tchad. Elle est orientée SW-NE, du Nigéria jusqu'aux Bas-Pays, en passant par le lac Tchad (Fig. 1.4).

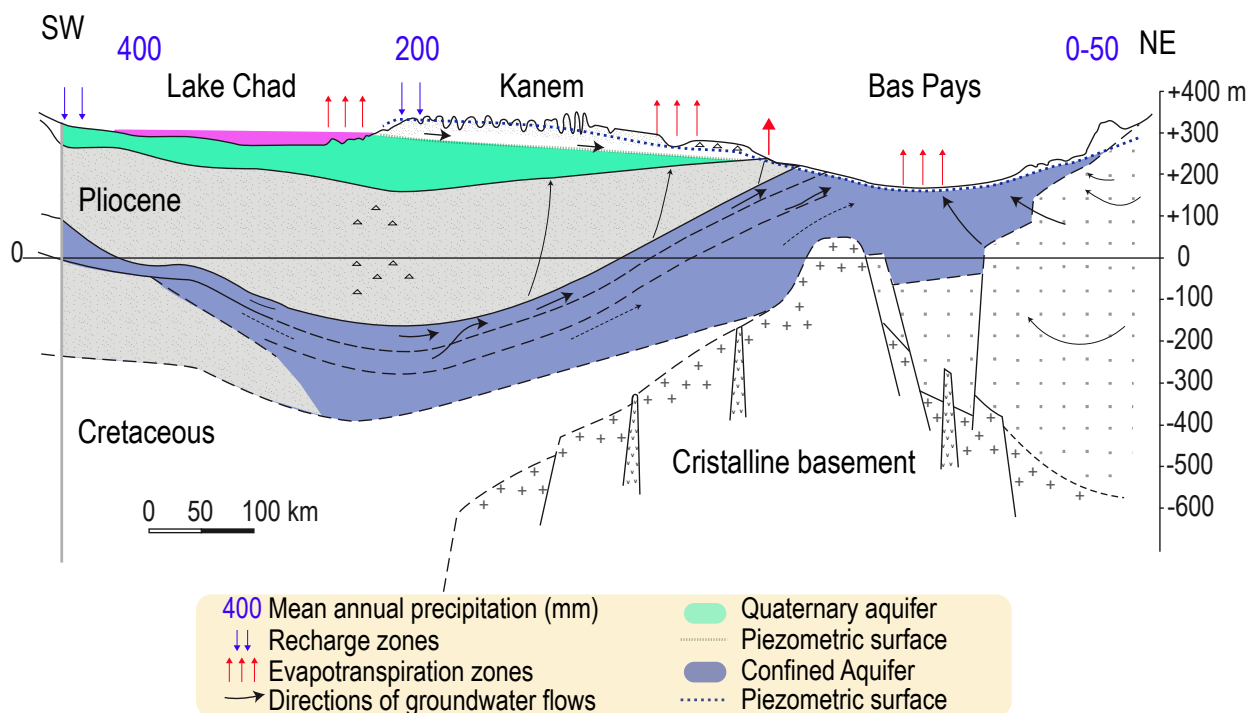


FIGURE 1.10 – Coupe hydrogéologique SW-NE du bassin du lac Tchad, d'après Schneider and Wolff (1992)

On distingue l'aquifère quaternaire et deux aquifères confinés profonds (Fig. 1.10).

4.1 L'aquifère quaternaire

Géologie et hydrogéologie de l'aquifère quaternaire

L'aquifère quaternaire couvre 500 000 km² au centre du BLT (Fig. 1.11). Les formations quaternaires se composent de deux types de sédiments : les dépôts fluviaux-lacustres dominant dans la zone sud et les dépôts éoliens dominant dans la zone nord. Les unités fluvio-lacustres forment la plaine du Chari Baguirmi, du Kadzell et la partie nigériane de l'aquifère. Cette unité est hétérogène, et date du Pleistocene ancien (Schneider and Wolff, 1992). Le Kanem, le Manga et le nord-est du Nigeria sont couverts de dunes de sable, qui forment une unité plus homogène et uniforme datant du Pleistocène récent. Le mur de l'aquifère de la nappe quaternaire se situe entre 50 et 180 m, il atteint sa plus grande profondeur sous le lac Tchad.

La nappe de l'aquifère quaternaire est considérée comme libre et continue sur l'ensemble de l'aquifère. Cependant la superposition de différentes couches sédimentaires peut entraîner une stratification de la nappe libre (Ngatcha et al., 2007). La piézométrie de l'aquifère quaternaire forme des structures circulaires, des dômes et des dépressions. Les dômes coïncident avec les champs de dunes du Kanem et du Harr au Tchad (Fig. 1.11). Dans la zone sud de l'aquifère quaternaire, on distingue cinq dépressions piézométriques dont les majeures sont celles du Kadzell, du Chari Baguirmi et du Bornu (Fig. 1.11). Les creux piézométriques atteignent 60 m dans la dépression du Chari-Baguirmi (Abderamane et al., 2013). Au sud, les écoulements au sein de la nappe quaternaire se font vers le centre des dépressions piézométriques. Au nord l'eau s'écoule vers les Bas-Pays du nord-est du Tchad. Les gradients hydrauliques de l'aquifère sont faibles ($1-5 \cdot 10^{-4}$) avec une variation maximale du niveau piézométrique de 100 m à l'échelle de l'ensemble de l'aquifère.

La capacité de l'aquifère a été estimée entre 1 et 500 milliards de m³ (Favreau, atlas du lac Tchad, à paraître). Les distributions en fréquence des transmissivités mesurées par essais de

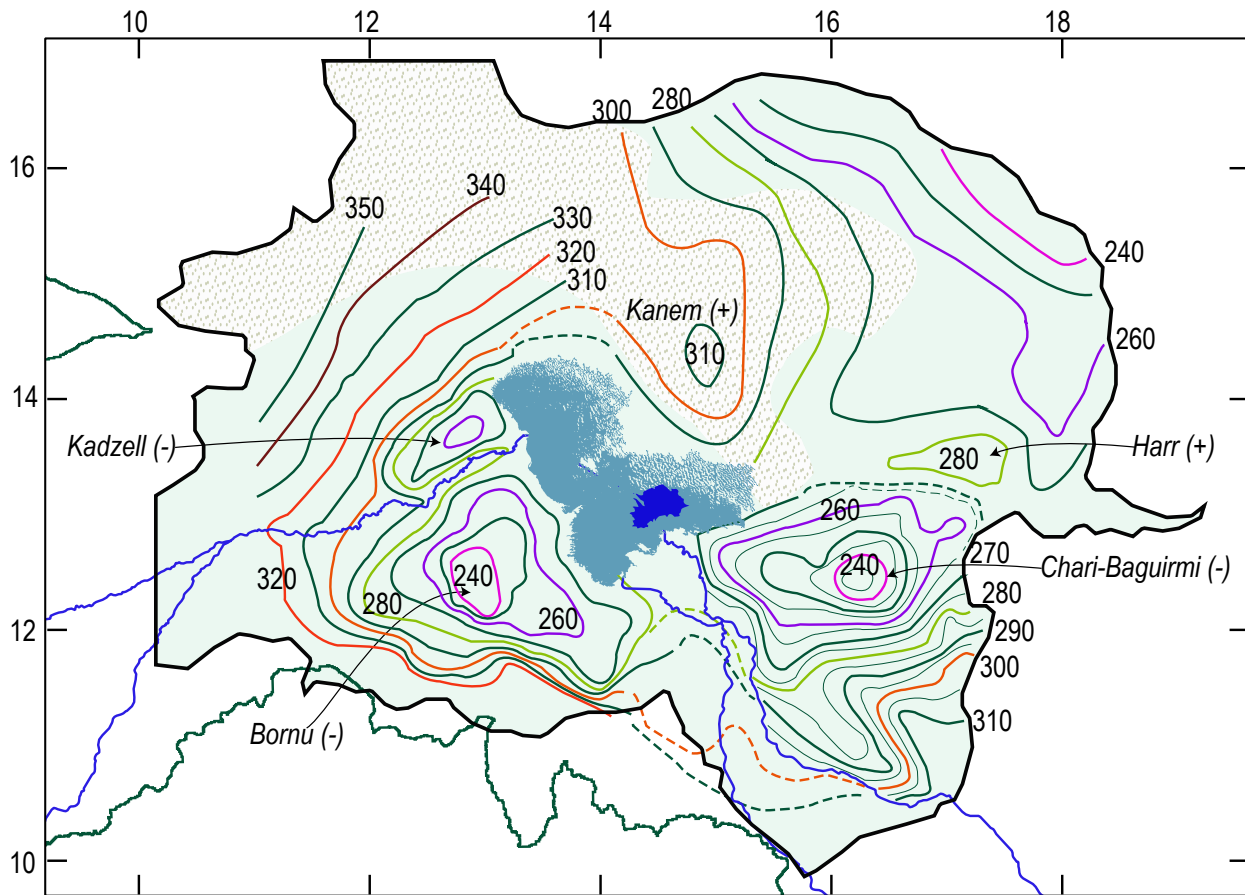


FIGURE 1.11 – Carte piézométrique de l'aquifère quaternaire. Elle a été dessinée à partir des cartes piézométriques globales de la CBLT et en utilisant les cartes locales plus précises de [Zairi \(2008\)](#) et [Abderamane et al. \(2013\)](#). La nature des sols est également représentée, en gris les sols argileux et en pointillé les sols sableux ([Boronina and Ramillien, 2008](#)).

pompage dans différentes zones de l'aquifère quaternaire sont représentées sur la figure 1.12. Les transmissivités, mesurées au Niger, au Nigéria et au Tchad, varient dans une large gamme de 10^{-5} à 10^{-2} m^2/s (Fig. 1.12). La transmissivité médiane au Niger et Nigéria, estimée sur la base d'une quarantaine de forages est estimée à 2×10^{-3} m^2/s ([Zairi, 2008](#)). Des mesures géophysiques (MRS, TDEM) réalisées dans la vallée de la Komadougou Yobé suggèrent des transmissivités plus élevées, de 7.2×10^{-2} m^2/s ([Descloitres et al., 2013](#)). Une valeur moyenne de 6×10^{-3} m^2/s de la transmissivité de l'aquifère quaternaire est proposée sur la base de forages effectués dans le Chari-Baguirmi ([Schneider and Wolff \(1992\)](#), Fig. 1.12). Avec des épaisseurs mouillées de 75 m dans la zone de la Komadougou Yobé et 50 m dans la zone du Chari-Baguirmi, les perméabilités moyennes sont estimées à 3×10^{-5} m/s dans la Komadougou Yobé contre 1.2×10^{-4} m/s dans

le Chari-Baguirmi. La porosité varie beaucoup aussi avec une valeur médiane autour de 10 %. Des valeurs comprises entre 0 et 10 % sont couramment utilisées dans ces milieux sablo-silteux (Dieng et al., 1990; Favreau, 2000).

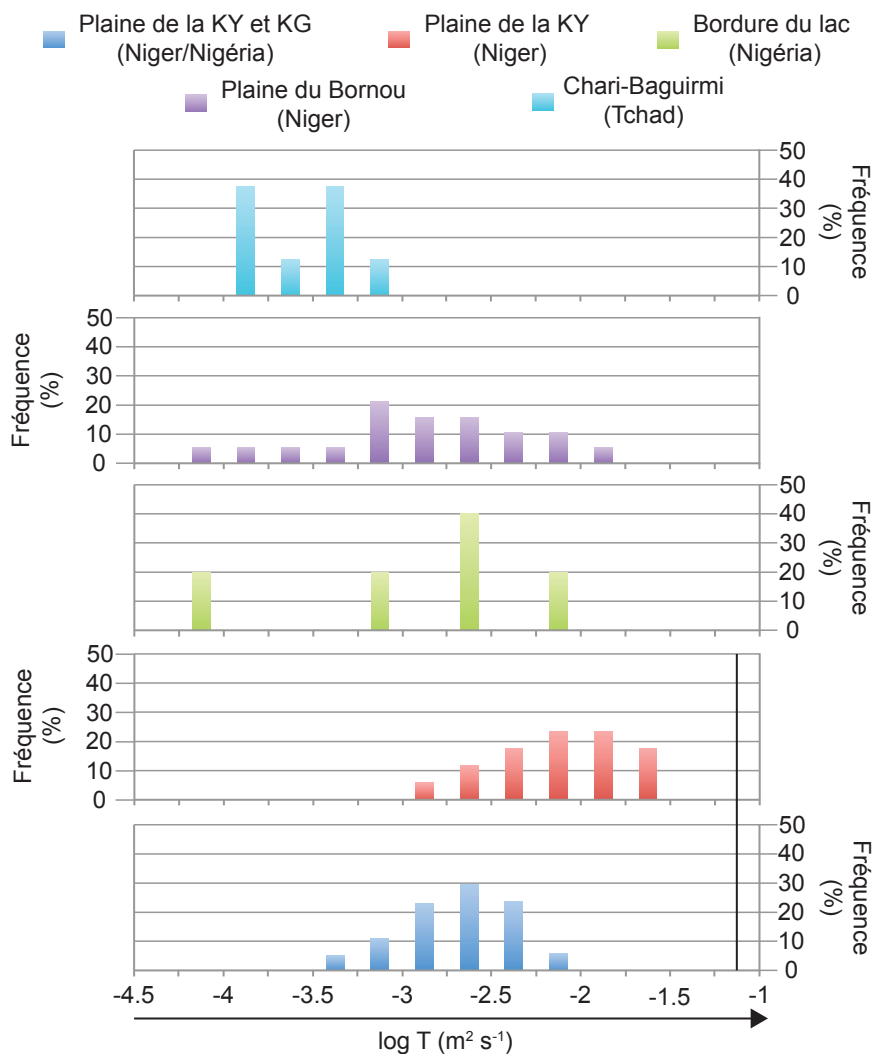


FIGURE 1.12 – Distribution en fréquence des transmissivités de l’aquifère Quaternaire du bassin du lac Tchad obtenues par pompages (histogrammes) en différentes zones de l’aquifère, KY : Komadougou Yobé, KG : Komadougou Gana, Bornou, Chari-Baguirmi, bordure du lac (Fig. 1.11). La bande noire fait référence à la valeur de transmissivité obtenue dans la plaine de la Komadougou-Yobé (Descloitres et al., 2013)

L’aquifère quaternaire est la première ressource en eau souterraine de la région. Elle est facilement accessible, sauf au coeur des dépressions, et de relativement bonne qualité avec une minéralisation modérée. Sur l’ensemble de l’aquifère sont consommés entre 80 et 140 millions de m^3 par an (Eberschweiler, 1993; PNUD-UNESCO-CBLT, 1973).

Caractérisation chimique et isotopique des eaux de l'aquifère quaternaire

Les études isotopiques menées au Niger (Gaultier, 2004; Leduc et al., 2000; Zairi, 2008), au Nigeria (Edmunds et al., 1999, 2002; Maduabuchi et al., 2006) et au Tchad (Abderamane et al., 2013; Djoret, 2000; Fontes et al., 1970a, 1969) mettent en avant la forte disparité spatiale de la recharge et de la minéralisation des eaux souterraines de l'aquifère quaternaire.

Au Niger, les teneurs en Cl en en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux indiquent une recharge localisée de l'aquifère par la Komadougou Yobé (Gaultier, 2004; Zairi, 2008). De même au Tchad, la recharge de l'aquifère quaternaire par les eaux du Chari a été mise en évidence par traçage isotopique (Djoret, 2000). En revanche, la faible participation des eaux du lac Tchad à la recharge de l'aquifère quaternaire est mise en évidence dans toutes les études : la signature chimique et isotopique caractéristique des eaux du lac ne se retrouve que dans les eaux souterraines localisées dans les premiers kilomètres en bordure du lac (Djoret, 2000; Fontes et al., 1969; Gaultier, 2004). L'emprise limitée des eaux de surface (et particulièrement du lac Tchad) sur les eaux souterraines vient de la forte reprise évaporatoire en zone sahélienne (Coudrain-Ribstein et al., 1998) et des faibles perméabilités qui réduisent les apports latéraux. La recharge diffuse par la pluie semble restreinte aux ergs sableux du nord de l'aquifère. Ceci est probablement en lien avec une plus forte infiltrabilité des sols sableux par rapport aux sols argileux (Gaultier, 2004).

Les eaux du centre des dépressions du Kadzell, du Bornu et du Chari Baguirmi montrent les mêmes caractéristiques hydrochimiques. Les concentrations en chlore augmentent progressivement vers le centre des dépressions. Les teneurs isotopiques de la molécule d'eau indiquent les eaux les plus appauvries ($\delta^{18}\text{O}=-6\text{‰}$) et les teneurs en ^{14}C indiquent les eaux les plus vieilles (jusqu'à 14 000 BP) de la nappe phréatique (Djoret, 2000). Les eaux du centre des dépressions piézométriques sont interprétées comme des reliques d'une phase massive de recharge cohérente avec la Période Africaine Humide holocène et l'existence d'un Méga-lac Tchad à cette période. Ces eaux, rechargées dans des conditions plus humides, ont probablement dissous les sels

emmagasinés au cours des périodes arides et/ou ont subi une importante reprise évaporatoire. Ces eaux ont une signature chimique sulfatée ou chlorurée-sodique du fait des interactions eau-roche (en particulier les échanges cationiques) lors de leur cheminement (Abderamane et al., 2013). L'enrichissement en sulfate reste énigmatique.

Les eaux localisées entre la zone de bordure des rivières et le centre des dépressions piézométriques résultent d'un mélange entre des eaux récemment rechargées et des eaux anciennes (Zairi, 2008).

Modélisation hydrodynamique de l'aquifère Quaternaire

La modélisation hydrodynamique de l'aquifère quaternaire a été réalisée à différentes échelles spatiales : sur l'ensemble de l'aquifère quaternaire (Eberschweiler, 1993; Leblanc, 2002), dans la zone nigérienne (Zairi, 2008) ou dans la zone tchadienne (Massuel, 2001). Les résultats de modélisation s'accordent sur les principales caractéristiques de l'hydrodynamisme de la nappe : une recharge localisée par les fleuves, une faible participation du lac Tchad, une recharge diffuse uniquement au niveau des dunes de sables, des gradients horizontaux faibles, une reprise évaporatoire sur l'ensemble de la nappe et des perméabilités faibles dans la zone des dépressions piézométriques. Un taux de renouvellement très faible, autour de 0,05 % a été calculé (Gaultier, 2004; Leduc et al., 2000).

La persistance des dépressions piézométriques ne peut être modélisée qu'en combinant deux paramètres au niveau des dépressions : une reprise évaporatoire nette (ET-P), calée autour de 1 mm/an, et des perméabilités faibles, calées autour de 10^{-5} - 10^{-6} m/s, ce qui limite fortement les écoulements latéraux. La modélisation 1D en régime transitoire de l'évolution de la piézométrie d'un aquifère, soumis à un flux évaporatoire net et contraint par deux limites à potentiel imposé en bordure, permet de reproduire les hauteurs piézométriques observées dans les aquifères du Sahel (Aranyosy and Ndiaye, 1993). Cependant, des explications alternatives existent, la plus récente faisant appel à de la circulation thermohaline au sein du système aquifère multi-couche du bassin du lac Tchad (Lopez et al., 2014).

Ainsi, la piézométrie et le faciès chimique des eaux de l'aquifère quaternaire résultent d'une lente évolution des processus de recharge, en lien avec les fluctuations climatiques de la région à l'échelle du Quaternaire. Une modélisation en régime transitoire entre 1970 et 2004 suggère la faible sensibilité de la nappe au changement climatique récent du fait de sa recharge localisée et du faible taux de renouvellement (Gaultier, 2004).

Les dépôts Quaternaires sont séparés des aquifères Tertiaires par une couche d'argiles lacustres à diatomites et cristaux de gypse de 200-250 m d'épaisseur datant du Plio-Quaternaire ancien (Schneider and Wolff, 1992).

4.2 Les aquifères confinés du Continental Terminal et du Pliocène

Les dépôts tertiaires sont continentaux et correspondent aux premières grandes transgressions lacustres. Les aquifères du Pliocène et du Continental Terminal sont distincts dans la zone nigérienne du bassin mais les couches du Pliocène se biseautent sur le Continental Terminal vers l'est (Schneider and Wolff, 1992). La distinction de ces deux unités n'est pas toujours aisée. Au Nigeria, les appellations "Middle" et "Lower" Aquifer font respectivement référence aux aquifères du Pliocène et du Continental Terminal.

La formation aquifère du Pliocène est composée d'une alternance de bancs sableux et argileux, d'origine fluviale, de 5 à 10 m d'épaisseur pour une épaisseur totale d'environ 75 m. Cette série se retrouve sur toute la zone du bassin mais semble se biseauter vers le sud et le sud-ouest. C'est un aquifère confiné, artésien dans le centre du bassin. L'écoulement se fait du sud-est du bassin vers les Bas-Pays du nord-est. Les charges hydrauliques sont estimées à 310 m à proximité de la zone de recharge et 260 m dans la zone d'exutoire.

L'appellation Continental Terminal (CT) est utilisée dans la cuvette tchadienne pour désigner les formations sédimentaires continentales d'âge Tertiaire moyen correspondant à une période d'intense altération sous climat tropical humide à l'Oligo-Miocène. Le CT correspond à une couche d'environ 300 m de grès ferrugineux à oolithes, avec des intercalations de sables et

d'argilites laissant supposer plusieurs cycles de sédimentation (Pias, 1970). Les formations du Continental Terminal affleurent dans les zones de piémont des bordures sud et nord de la cuvette tchadienne (Fig. 1.4). Dans le centre du bassin, elles sont recouvertes par des dépôts du Pliocène et du Quaternaire. Les charges hydrauliques sont estimées à 360 m à proximité de la zone de recharge et 260 m dans la zone d'exutoire.

Les études isotopiques réalisées dans la partie nigérienne (Edmunds et al., 2002; Maduabuchi et al., 2006) et dans la partie tchadienne (Leduc et al., 1998; Schneider and Wolff, 1992) suggèrent des eaux rechargées entre 20 et 40 000 ans, à la fois dans le Pliocène et dans le Continental Terminal. Aucune eau datant de l'Holocène, période de remplissage massif des aquifères de la zone sahéenne (Hoelzmann et al., 2004), n'a été mise en évidence. La qualité des eaux des aquifères profonds n'est pas très bonne du fait de leur forte minéralisation. Cependant, leur exploitation intense au Nigéria est responsable d'une baisse de 7 m des niveaux piézométriques entre 1962 et 1992 (Eberschweiler, 1993).

5 Problématique

Ce chapitre introductif présente les grands traits du bassin du lac Tchad qui, par bien des aspects, regroupe les enjeux et les problématiques des ressources en eau en zone sahéenne.

La quantification des flux et l'estimation des temps de transfert entre les différents réservoirs (rivières, lacs, aquifères) du bassin hydrologique du lac Tchad restent peu contraintes.

Malgré les nombreuses études menées, des questions méritent d'être (re)posées :

- Quel est le fonctionnement hydrologique du lac Tchad actuel? Quel rôle jouent l'évaporation et l'évapotranspiration dans le fonctionnement hydrologique du lac? Peut-on quantifier les échanges entre le lac et l'aquifère quaternaire malgré la forte incertitude sur les données d'évaporation, variable majoritaire du bilan hydrique du lac?
- Quel est le bilan chimique du lac? Les échanges entre le lac et l'aquifère sont-ils suffisants pour expliquer la régulation chimique du lac? Ces flux modifient-ils significativement la

chimie de l'aquifère quaternaire ?

- La recharge de l'aquifère quaternaire est-elle actuellement significative ? Où est-elle localisée ? Peut-on identifier et quantifier les flux, à l'échelle de l'aquifère quaternaire, susceptibles d'expliquer la présence des dépressions piézométriques qui le caractérise ?
- Quelle est la recharge actuelle des aquifères profonds du Pliocène et du Continental Terminal ? Les eaux des aquifères profonds sont-elles connectées avec les eaux des couches supérieures du BLT ? Quels sont les temps de transfert des eaux dans ce système d'aquifères profonds ?
- Quelles sont les contraintes paléoclimatiques et hydrodynamiques suggérées par les eaux souterraines dans le BLT ? Peut-on établir un lien entre la recharge de ces systèmes et les phases de Mégalac Tchad passées ?

Au cours de ma thèse, je me suis attachée à essayer de résoudre ou revisiter ces questions, à l'aide de nouveaux outils, statistiques, géochimiques et isotopiques. Mes travaux ont mis l'accent sur des approches quantitatives couplant des outils de modélisation - essentiellement basés sur des bilans de masse à différentes échelles de temps - et d'outils géochimiques. Ces derniers sont décrits dans le chapitre suivant.

INTÉRÊTS ET MÉTHODES D'ANALYSE DES TRACEURS $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^{14}C ET ^{36}CL

Isotope Dilution - AMS technique for ^{36}Cl and Cl determination in low chlorine content waters. Bouchez C., Pupier J., Benedetti L., Deschamps P., Guillou V., Keddadouche K., Aumaître G., Arnold M., Bourlès D. *Chemical Geology*, 2015



Pompe à main dans le village de Bir Camanda, dans l'axe du Bahr el Gazal

1 Les traceurs géochimiques pour la caractérisation des masses d'eau

La compréhension du cycle de l'eau, incluant les écoulements souterrains, nécessite de tracer les eaux et d'identifier les processus qui les affectent lors de leur cheminement. Les traceurs géochimiques correspondent à des éléments en solution dans l'eau dont la composition, en concentration ou en rapport isotopique, est modifiée lors de l'évolution des eaux. Au cours de l'évaporation, les éléments en solution se concentrent et donc la concentration en éléments dits conservatifs peut permettre par exemple la quantification des processus évaporatoires. La révolution technologique des spectromètres de masse dans les années 1950 a permis l'avènement de l'étude des traceurs isotopiques. On distingue les isotopes stables des isotopes radioactifs.

L'étude des isotopes stables repose sur le fractionnement entre deux isotopes induit par une réaction chimique, d'origine physique comme un changement de phase ou d'origine biologique. La mesure du ratio entre deux isotopes permet d'identifier les processus qui ont affecté la phase qui porte l'élément, même si leur quantification n'est pas aisée dans la plupart des cas.

L'étude des isotopes radioactifs repose sur la loi de décroissance exponentielle de la quantité d'élément radioactif au cours du temps dans un système clos, mettant en jeu le temps de demi-vie, paramètre caractéristique de l'élément. En mesurant la quantité d'élément actuel, on peut en déduire - moyennant certaines hypothèses - l'âge de fermeture du système. Le choix des traceurs isotopiques utilisés est crucial et doit répondre aux problématiques posées. Puisque nous cherchons à quantifier les processus de recharge et d'évolution des masses d'eau dans le bassin du Lac Tchad, nous nous sommes intéressés aux traceurs isotopiques qui apportent des contraintes sur les processus physiques qui ont affecté une masse d'eau à savoir, l'évaporation, la recharge et les vitesses d'écoulement. C'est pourquoi nous avons travaillé sur les isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O , ^2H) ainsi que sur des traceurs radioactifs : le ^{14}C et le ^{36}Cl .

1.1 Les isotopes stables de l'eau

L'étude des isotopes stables de la molécule d'eau résulte de l'existence d'un fractionnement isotopique lors de l'évaporation d'une masse d'eau. A partir de l'océan, dont la composition isotopique moyenne a été définie comme le standard SMOW (donc $\delta^{18}\text{O}=0\text{‰}$ et $\delta^2\text{H}=0\text{‰}$) l'eau qui s'évapore est appauvrie en éléments lourds ($\delta^{18}\text{O}<0\text{‰}$ et $\delta^2\text{H}<0\text{‰}$) du fait d'un fractionnement hors équilibre. La condensation d'une masse d'air entraîne un fractionnement à l'équilibre tel que la pluie se retrouve enrichie par rapport à la vapeur initiale et la vapeur résiduelle est encore plus appauvrie. Ainsi la condensation progressive des masses d'eau au fur et à mesure de leur cheminement vers les hautes latitudes ou vers le centre des continents entraîne un appauvrissement progressif de la composition isotopique de l'eau selon un processus de Rayleigh. C'est pourquoi on observe des valeurs extrêmes de composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}=-50\text{‰}$) dans les glaces polaires (Epstein et al., 1965). A l'échelle mondiale, les compositions isotopiques des précipitations s'alignent sur la Droite des Eaux Météoritiques dont la moyenne globale est $\delta^2\text{H}=8 \times \delta^{18}\text{O}+10\text{‰}$ (Fig. 2.1). En revanche, les eaux issues de l'évaporation d'une eau de surface (eau de surface résiduelle et vapeur d'eau) ont des compositions isotopiques qui s'alignent sur une droite dont la pente est inférieure à 8. L'équation de cette droite locale est caractéristique du système étudié. Les droites d'évaporation locales des grands systèmes endoréiques mondiaux sont reportés sur la Fig. 2.1. Les données isotopiques sur le lac Tchad, soulignées en bleu montrent des eaux très enrichies donc évaporées avec une forte variabilité, elles mêmes issues d'une eau de surface parmi les plus enrichies du Monde.

Les isotopes stables de la molécule d'eau ont été largement utilisés pour quantifier des bilans hydriques de lacs et contraindre les flux d'évaporation ou les échanges lac-eaux souterraines (Benson and Paillet, 2002; Gat and Matsui, 1991; Gibson, 2002a; Gonfiantini, 1986; Krabbenhoft et al., 1990; Sacks et al., 2013; Vallet-Coulomb et al., 2006). Le bilan de masse isotopique nécessite la connaissance de la composition isotopique du flux évaporatoire. Celle-ci est classiquement estimée à partir du modèle de Craig et Gordon (Craig and Gordon, 1965) qui met en jeu la composition isotopique de la valeur atmosphérique et des paramètres empiriques (Chapitre 3). L'analyse de la composition isotopique des eaux souterraines permet de tracer l'origine des

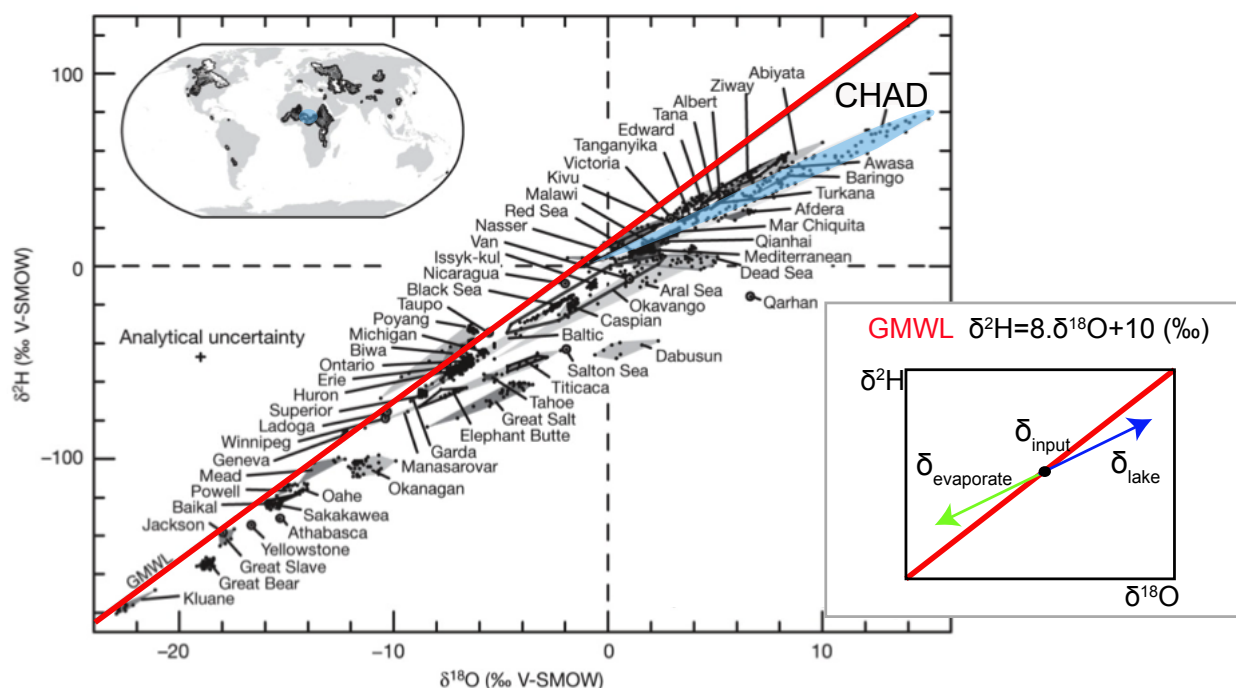


FIGURE 2.1 – Relation entre les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les principaux lacs endoréiques du Monde, Jasechko et al. (2013). La Droite Météoritique Globale (GMLW), relation entre les eaux atmosphériques et les précipitations est présentée ainsi qu'une droite d'évaporation sur laquelle s'alignent une eau météoritique initiale, la vapeur issue de l'évaporation de cette eau et l'eau liquide résiduelle.

eaux et d'identifier les processus de recharge. En particulier dans les zones semi-arides, les eaux de surface ont une signature isotopique enrichie du fait de forts taux d'évaporation tandis que les précipitations ont généralement une composition isotopique plus appauvrie. Ces deux signatures contrastées tracent deux dynamiques de recharge distinctes. Enfin la composition isotopique d'eaux souterraines anciennes, souvent distincte des précipitations actuelles, permet de remonter qualitativement aux conditions paléoclimatiques (température et humidité) lors de la recharge (Edmunds, 2005).

Cependant, si les analyses des isotopes stables de l'eau apportent souvent une information précieuse sur les processus qui affectent une masse d'eau, ils n'apportent que très rarement une quantification des processus. C'est pourquoi l'étude d'autres traceurs y est souvent couplée.

1.2 La datation des masses d'eau à partir du ^{14}C

Le ^{14}C est un isotope cosmogénique produit dans la haute atmosphère par absorption neutronique de l'azote. Oxydé rapidement sous forme de CO_2 , le ^{14}C se mélange dans l'atmosphère et est incorporé dans le cycle hydrologique et biologique terrestre par sa dissolution dans les eaux ou son incorporation dans les végétaux. Tant que le système reste ouvert, la teneur en ^{14}C est en équilibre avec la teneur atmosphérique et ne varie pas. Lorsque le système devient fermé, c'est-à-dire isolé par rapport à l'atmosphère, la quantité de ^{14}C décroît avec un temps de demi-vie, évalué à 5730 ± 40 ans. L'âge du carbone peut être déduit selon l'équation suivante :

$$t = \frac{\tau_{1/2}}{\ln 2} \cdot \ln \frac{A_0}{A} \quad (2.1)$$

où $\tau_{1/2}$ est le temps de demi-vie du ^{14}C , A l'activité mesurée et A_0 l'activité initiale. Les activités sont normalisées par l'activité standard (l'activité de l'acide oxalique NBS) et exprimée en pmc (percent modern carbon), (Mook, 1980). Par convention, la teneur en ^{14}C moderne pré-industriel est de 100 pmc, ce qui correspond à 13,56 dpm/gC.

Le CO_2 gazeux se dissout dans l'eau sous la forme d'ions hydrogénocarbonates constituant le réservoir de Carbone Inorganique Dissous. Le ^{14}C dissous dans l'eau peut ainsi permettre de déterminer le temps depuis lequel celui-ci est isolé par rapport à l'atmosphère que l'on peut considérer au premier ordre comme étant le moment où une eau passe en subsurface. C'est pourquoi le ^{14}C est un outil qui permet de dater des eaux souterraines rechargées il y a moins de 50 000 ans. L'apparente simplicité de la datation au ^{14}C est à l'origine de nombreuses études sur l'hydrodynamisme des eaux souterraines : de l'estimation de la recharge actuelle et de la paléorecharge (Hagedorn and Bushner, 2015), de l'évaluation des vitesses d'écoulement voire de la renouvelabilité des ressources en eau souterraine ou de la calibration de modèles hydrogéologiques (Wei et al., 1990).

Cependant, l'interprétation des âges obtenus par datation ^{14}C est souvent limitée par de nombreuses incertitudes qui ont fait l'objet de plusieurs publications de synthèse (Fontes and Gar-

nier, 1979; Suckow et al., 2013). L'incertitude principale vient de la détermination de l'activité en ^{14}C au moment de la recharge. Au cours de son cheminement, l'eau peut dissoudre des carbonates dépourvus de ^{14}C du fait de leur âge souvent supérieur à 50 000 ans. Ceci a pour conséquence de diminuer la teneur en ^{14}C de l'eau entraînant un vieillissement apparent. Par conséquent, il s'agit de pouvoir estimer la part de carbone héritée de la recharge et celle acquise au cours de l'évolution des eaux.

Certains modèles se basent sur un bilan de masse du carbone (Tamers, 1968) pour y répondre. D'autres modèles font un bilan de masse isotopique, s'appuyant sur les signatures contrastées en ^{13}C du réservoir sol et du réservoir des carbonates (Pearson Jr, 1992). En effet le gaz du sol a une signature appauvrie en ^{13}C (autour de -20 ‰), du fait du fractionnement isotopique au cours de la photosynthèse, tandis que les carbonates ont une signature en ^{13}C autour de 0 ‰. Ces modèles font l'hypothèse d'un mélange strict entre le pôle du CO_2 du sol et le pôle des carbonates, sans autre source ou puits de carbone, en système fermé.

Cependant, au cours de la dissolution du CO_2 gazeux du sol dans l'eau ou de la dissolution des carbonates dans l'eau se produit un fractionnement total ou partiel. De plus, des phénomènes d'échanges isotopiques ou d'échange cationique Ca, Na entre les différentes phases de C en contact peuvent également modifier la composition isotopique de l'eau. Différents modèles permettent de prendre en considération ces effets. Celui de Fontes and Garnier (1979) considère un mélange entre les deux pôles, corrige du fractionnement et prend en considération les échanges isotopiques et cationiques au cours du mélange dans un système fermé. Ce modèle, comme les autres, est néanmoins très sensible au $\delta^{13}\text{C}$ du gaz du sol alors que cette valeur est difficile à estimer. Elle peut également avoir évolué au cours du temps, en particulier si la zone a enregistré des changements botaniques majeurs puisque par exemple les plantes en C4 ont un fractionnement isotopique de 14 ‰ plus fort que les plantes en C3. Plummer et al. (1991) ont développé une interface NETPATH qui permet de déterminer l'activité initiale en ^{14}C à partir des différents modèles partiellement présentés ci-dessus et permet ainsi par la confrontation des modèles une meilleure interprétation des âges ^{14}C . Le fonctionnement de la zone non saturée en système fermé ou ouvert impacte aussi la composition isotopique d'une

eau au cours de son cheminement (Gillon et al., 2009).

Enfin, la teneur en ^{14}C de l'atmosphère n'est elle-même pas constante puisque i) la production de ^{14}C par le flux cosmique varie avec le champ magnétique de la Terre ou l'activité solaire (Kalin, 2000) ii) le ^{14}C atmosphérique est modifié par le cycle global du carbone et les échanges entre les différents réservoirs de carbone sur Terre (Bard, 1998). La variation initiale, largement étudiée pour les carbones biogéniques, a mené à des courbes de calibration (Bard et al., 2004). Cependant elle n'est pas utilisée pour la datation des eaux souterraines eu égard aux importantes incertitudes détaillées précédemment. A l'échelle beaucoup plus courte des 50 dernières années, la composition isotopique de l'atmosphère a augmenté du fait des essais nucléaires réalisés entre 1950 et 1970 (Fig. 2.4). Une valeur moyenne de 120 ± 10 pmc a été observée dans l'Hémisphère Nord.

Le carbone est contenu dans l'atmosphère, l'hydrosphère, la biosphère, le sol et la lithosphère et sa composition isotopique est modifiée au cours des réactions inter ou intra réservoirs. La difficulté de l'interprétation des données ^{14}C des eaux souterraines en terme d'âge vient de l'identification et de la quantification de l'ensemble des processus qui ont pu affecté le carbone en solution dans un échantillon à un instant t.

2 Le ^{36}Cl , un traceur environnemental

Avec une demi-vie de 301 000 ans, le ^{36}Cl permet de dater des eaux associées à un temps de transfert d'un million d'années et de s'intéresser à des échelles de temps largement plus grandes que celles couvertes par le ^{14}C . De plus les avantages inhérents à l'utilisation du Cl sont nombreux : c'est un élément ubiquiste, souvent considéré comme conservatif, avec une vitesse moyenne égale à la vitesse de pore dans l'eau. Le caractère inerte du ^{36}Cl facilite les interprétations et justifie le développement de son utilisation au cours des dernières années. Son usage est limité par les difficultés analytiques pour le mesurer, qui nécessite un Spectrométrie de Masse par Accélérateur.

2.1 Le cycle géochimique du ^{36}Cl

Le ^{36}Cl est un isotope cosmogénique du chlore. Il est produit essentiellement dans la stratosphère par spallation de l'Argon-40 à un taux global moyen de 10 à $30 \text{ at m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Huggle et al., 1996; Lal and Peters, 1967; Masarik and Beer, 1999, 2009; Phillips, 2000). Le ^{36}Cl reste en moyenne 2 ans dans la stratosphère (Synal et al., 1990) avant d'être transféré dans la troposphère où son temps de résidence est de l'ordre de la semaine (Raisbeck et al., 1981). Dans l'atmosphère, il se mélange avec le Cl stable et est évacué par les dépôts secs et humides. La forme majoritaire du Cl est l'anion inorganique Cl^- , hydrophile et conservatif, que l'on retrouve exclusivement dans les eaux. Des études remettent en cause le caractère purement conservatif du Cl. Ils montrent que les composés organochlorés produits par la matière organique entraînent une rétention du Cl dans les sols (Hjelm et al., 1999; Myneni, 2002; Öberg et al., 2005) et un temps de résidence du Cl de plusieurs dizaines d'années selon la nature des sols et la végétation qui s'y développe (Redon et al., 2011).

Lorsque le ^{36}Cl atteint une zone isolée par rapport à l'atmosphère, sa quantité décroît selon la loi de décroissance radioactive. Les rapports $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ naturels mesurés dans les eaux de surface et les eaux souterraines atteignent jusqu'à $10^{-12} \text{ at at}^{-1}$ tandis que le rapport dans les océans est de l'ordre de $10^{-16} \text{ at at}^{-1}$ (Argento et al., 2010).

2.2 Répartition moderne des retombées en ^{36}Cl et du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$

La distribution des retombées de ^{36}Cl à la surface de la Terre est fonction des processus de production, de transport et de dépôt de ^{36}Cl . La production du ^{36}Cl dans la stratosphère par les rayonnements cosmiques est plus forte près des pôles géomagnétiques puisque les rayons cosmiques n'y sont pas déviés par le champ magnétique terrestre. Cependant la retombée de ^{36}Cl est contrôlée au premier ordre par l'épaisseur de la tropopause, zone de mélange entre la stratosphère et la troposphère. Plus la tropopause est épaisse, plus le ^{36}Cl produit dans la stratosphère est transporté vers la troposphère. La tropopause est maximale autour des latitudes 40°N , ce qui explique la distribution latitudinale modélisée (Lal and Peters, 1967; Phillips, 2000), Figure 2.2. Enfin, des études (Knies, 1994; Phillips, 2000) montrent que se surimpose à

cette distribution latitudinale un effet local sur les retombées en ^{36}Cl en lien avec l'altitude, la hauteur de précipitation ou l'origine des masses d'air. Les retombées de ^{36}Cl suivent les variations saisonnières de l'épaisseur de la tropopause et le maximum des retombées d'éléments cosmogéniques est enregistré au maximum d'épaisseur de la tropopause, c'est-à-dire au printemps (Reiter, 1975; Staley, 1962).

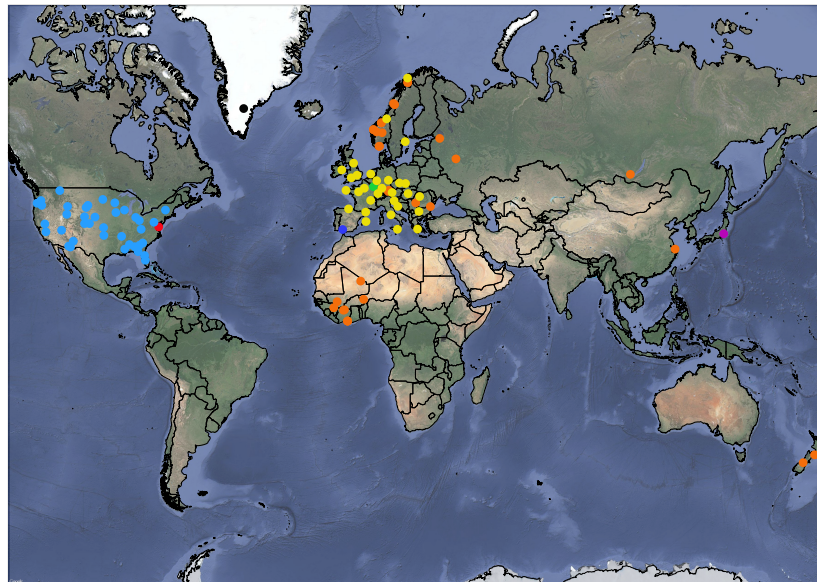
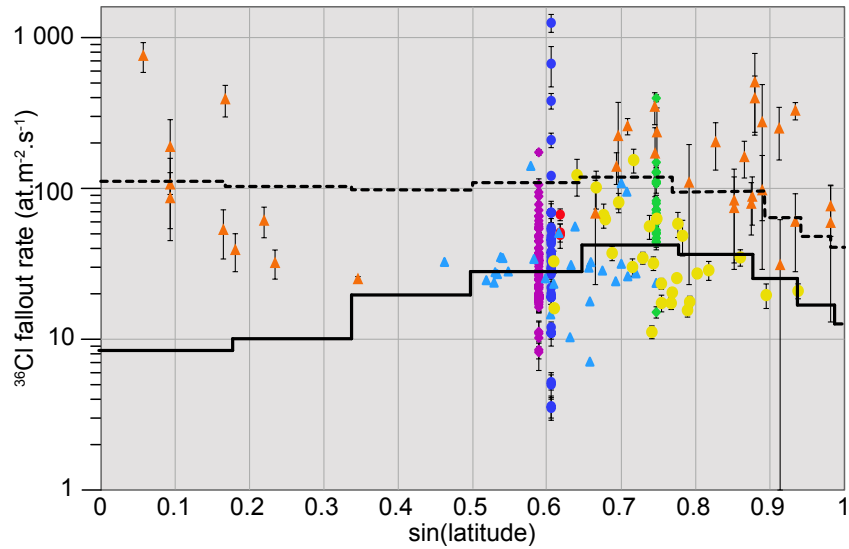
Diverses études se sont attachées à calculer les retombées de ^{36}Cl (en $\text{at m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en différentes zones du globe à partir des mesures de ^{36}Cl dans les précipitations, selon la formule suivante (Andrews et al., 1994) :

$$F = \frac{R \times [\text{Cl}^-]_{\text{P}} \times N_a \times 10^{-3} \text{P}}{3.15 \times 10^7 \times M_{\text{Cl}}} \quad (2.2)$$

R étant le ratio $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ mesuré dans les précipitations (at at^{-1}), P la pluie moyenne annuelle (mm/an), $[\text{Cl}^-]_{\text{P}}$ la concentration en chlorure mesurée dans les pluies (mg L^{-1}), N_a le nombre d'Avogadro (6.022×10^{23}), M_{Cl} la masse molaire du Cl (35.5). Au dénominateur apparaît un facteur de conversion correspondant au nombre de secondes par an.

Les valeurs de retombées de ^{36}Cl disponibles dans la littérature et celles qui ont été modélisées par un modèle atmosphérique (Blinov et al., 2000) sont représentées en fonction de la latitude sur la Figure 2.2. Certaines études spatialisées (Johnston and McDermott, 2008; Moysey et al., 2003; Scheffel et al., 1999) permettent de rendre compte du gradient latitudinal des retombées de ^{36}Cl et on observe globalement une sous-estimation des simulations par rapport aux mesures. D'autres études, focalisées en un site, offrent des chroniques temporelles des retombées en ^{36}Cl (Hainsworth et al., 1994; Pupier et al., *subm*; Santos et al., 2004; Tosaki et al., 2012). Une très forte variabilité temporelle est observée pour chacun des sites étudiés, qui est expliquée par la variation de l'épaisseur de la tropopause (Hainsworth et al., 1994; Santos et al., 2004) et dans certains cas par la variation des hauteurs de précipitation (Tosaki et al., 2012).

Cette analyse bibliographique souligne l'importance d'un échantillonnage des précipitations représentatif dans l'espace et dans le temps. De plus, très peu d'études se sont intéressées aux retombées de ^{36}Cl dans les zones équatoriale et tropicale.



- Dye-3, Synal *et al*, NIMB, 1990
- Scheffel *et al*, GRL, 1999
- Santos *et al*, NIMB, 2004
- Tosaki *et al*, JER, 2012
- Hainsworth *et al*, NIMB, 1994
- Moysey *et al*, HJ, 2003
- Johnston *et al*, EPSL, 2008
- Pupier *et al*, 2015

FIGURE 2.2 – Distribution des retombées de ^{36}Cl à l'échelle mondiale. L'ensemble des études qui calculent les retombées atmosphériques de ^{36}Cl sont représentées en fonction de la latitude et localisées sur le planisphère. La courbe noire correspond une simulation des retombées atmosphériques de ^{36}Cl à l'état actuel tandis que la courbe en pointillée correspond à la même simulation mais qui inclut le recyclage du pic des bombes (Blinov *et al.*, 2000). Il est important de noter que ces simulations ont été réalisées en 2000 car du fait du caractère transitoire du recyclage du pic des bombes, les valeurs simulées sont dépendantes de la date de la simulation.

Le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ dépend à la fois de la variation spatiale du dépôt de ^{36}Cl mais aussi de la variation spatiale de la concentration en chlorure des eaux de pluie. Le Cl^- des précipitations est au premier ordre d'origine marine (Graedel *et al.*, 1996), c'est pourquoi une diminution de la

concentration en Cl^- dans les pluies avec la distance à la côte est observée sur les grands bassins versants (Negrel et al., 1993). La combinaison des deux variables mène à une distribution au sein des continents dominée par une augmentation du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ vers l'intérieur des terres comme le montrent les études faites aux Etats-Unis (Davis et al., 2003), en Europe (Johnston and McDermott, 2008) et en Australie (Keywood et al., 1998) (Fig. 2.3). Ces trois études montrent que la distribution du rapport s'explique au premier ordre par la production latitudinale (plus forte à 35°N qu'à 45°N , Fig. 2.3) et la distance à la côte (Fig. 2.3).

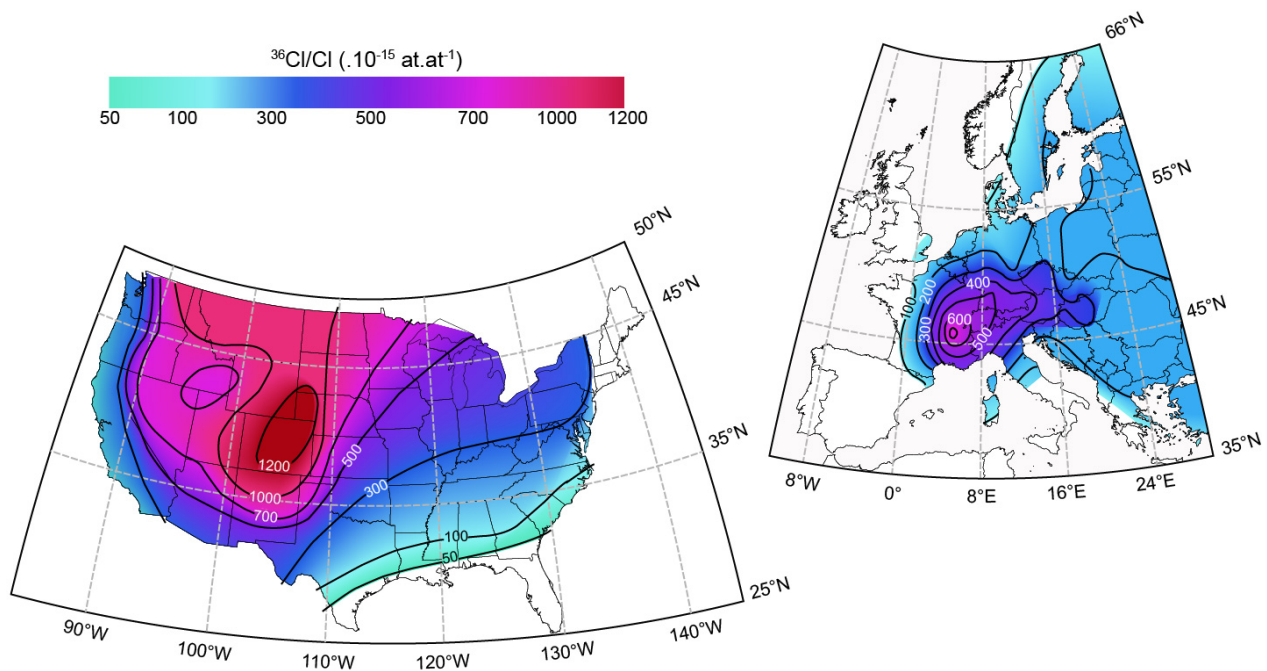


FIGURE 2.3 – Répartition spatiale des rapports $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ aux Etats-Unis (d'après Davis et al. (2003)) et en Europe (d'après Johnston and McDermott (2008))

2.3 Le ^{36}Cl : un traceur des eaux récentes grâce aux retombées radioactives des essais nucléaires

Les tests nucléaires réalisés entre les années 1950 et 1970 ont produit des quantités importantes de radionucléides comme le ^3H , le ^{14}C et le ^{36}Cl excédant largement la production naturelle (Fig. 2.4). Des gaz comme les CFCs et SF_6 sont relargués dans l'atmosphère par les activités industrielles et le ^{85}Kr est essentiellement rejeté lors des réactions de fissions dans les réacteurs nucléaires (Fig. 2.4). La concentration atmosphérique de ces différents traceurs suit une évo-

lution depuis les années 50 en lien avec leur origine anthropique : les radionucléides produits par les bombes présentent un pic atmosphérique autour de 1960 tandis que les gaz produits par l'activité humaine courante ont une concentration qui ne cesse d'augmenter (Fig. 2.4). Les teneurs en CFCs tendent à se stabiliser du fait de la limitation fortement recommandée de leur utilisation depuis le protocole de Montréal en 1987.

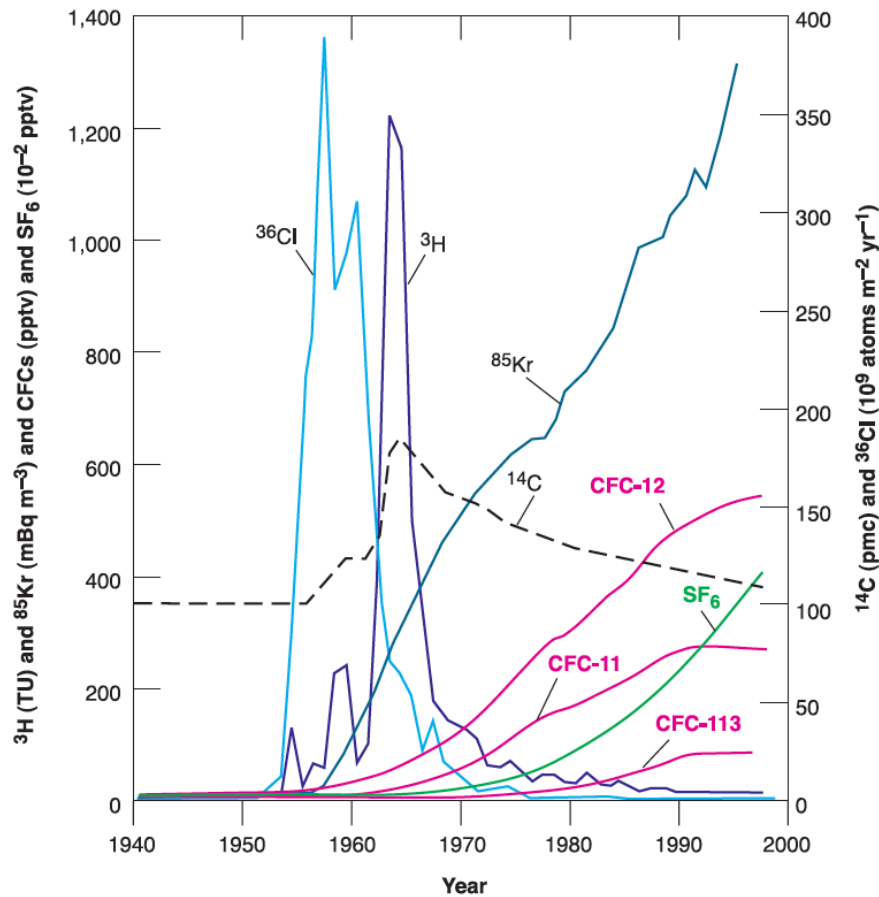


FIGURE 2.4 – Moyennes annuelles des concentrations atmosphériques de traceurs environnementaux depuis 60 ans, d'après (Alley et al., 2002). L'augmentation observée des concentrations est due aux essais nucléaires (^3H , ^{14}C , ^{36}Cl), à la production industrielle (CFC, SF_6) ou aux rejets des centrales nucléaires (^{85}Kr).

Ces différents traceurs, émis dans l'atmosphère, ont été incorporé dans l'environnement. Ils peuvent ainsi être utilisés comme des marqueurs de processus dont le temps caractéristique est inférieur à 50 ans. L'échantillonnage des gaz est difficile car elle nécessite une purge importante des puits, une isolation totale avec l'atmosphère et une dégradation relativement rapide des CFCs (Labasque et al., 2006). Le pic de ^3H dans les précipitations, en entrée du système hydrologique, a été utilisé pour caractériser et dater les eaux dites modernes (Cartwright and

Morgenstern, 2012; Fritz et al., 1991; Robertson and Cherry, 1989). Cependant, du fait de son temps de demi-vie court (12,3 ans), ce pic a fortement décru et n'est presque plus décelable. Le ^{36}Cl présente plusieurs avantages : le pic des années 50 est 1000 fois supérieur à la production naturelle donc clairement identifiable, sa concentration n'a pas diminué par décroissance radioactive depuis 50 ans, et enfin à la différence du ^3H il n'est pas transporté en phase vapeur dans la zone non saturée. C'est pourquoi il offre des perspectives intéressantes pour identifier (voire dater) des eaux récentes.

Le ^{36}Cl est produit lors de l'activation du ^{35}Cl océanique par les neutrons produits au cours des essais nucléaires en milieu océanique. Une part de ce ^{36}Cl produit a rejoint l'atmosphère et a été redistribué à l'échelle du globe. Le ^{36}Cl produit par les bombes a été utilisé pour tracer les transferts d'eau dans la zone non saturée et pour estimer les vitesses d'infiltration en particulier dans les zones semi-arides et arides (Cook et al., 1994; Liu et al., 1995; Phillips et al., 1988; Scanlon, 1992). Dans les eaux souterraines, la distribution du ^{36}Cl des bombes a permis d'évaluer le taux de recharge d'un aquifère fracturé (Cook and Robinson, 2002), de contraindre les paramètres de transport dans l'aquifère alluvial du Danube (Balderer et al., 2004) ou encore de recalculer le dépôt de ^{36}Cl au cours du temps (Alvarado et al., 2005; Tosaki et al., 2010).

Tosaki et al. (2011, 2007) propose pour la première fois une réelle datation des eaux modernes en comparant les teneurs mesurées dans les eaux souterraines à la distribution temporelle de la teneur en ^{36}Cl enregistrée dans les glaces, au niveau du site Dye-3 (Elmore et al., 1982; Synal et al., 1990). En effet, les enregistrements temporels dans les glaces des retombées en ^{36}Cl au cours du temps peuvent être utilisés comme signaux d'entrée atmosphérique du ^{36}Cl des bombes moyennant des corrections liées à la latitude et aux effets locaux de précipitation (Phillips, 2000). Néanmoins, la teneur en ^{36}Cl a depuis été mesurée dans plusieurs glaciers et les différents enregistrements montrent que l'amplitude et la distribution temporelle des retombées de ^{36}Cl thermonucléaire varie en fonction de la localisation des carottes de glace (Heikkilä et al., 2009). Les auteurs proposent une simulation des retombées de ^{36}Cl thermonucléaire à l'échelle globale ($2.8^\circ \times 2.8^\circ$) qui reproduit bien les valeurs mesurées dans les carottes

de glace (Heikkilä et al., 2009). Les résultats de cette modélisation semblent plus robustes que l'utilisation seule de l'enregistrement de Dye-3 puisqu'ils offrent un scénario de retombées du ^{36}Cl des bombes propre à chaque cas d'étude, en fonction de sa localisation.

Enfin, des mesures du ^{36}Cl dans les précipitations depuis la fin des essais nucléaires mettent en évidence un recyclage atmosphérique du ^{36}Cl des bombes (Johnston and McDermott, 2008; Scheffel et al., 1999). Celui-ci est expliqué par l'émission de chlorométhane (CH_3Cl) par les plantes (Milton et al., 2003). Lorsque ce recyclage d'origine biologique est pris en considération dans les modèles de distribution latitudinale des retombées en ^{36}Cl (Blinov et al., 2000), on observe des retombées particulièrement importantes dans la zone des tropiques et en accord avec les mesures réalisées dans les pluies autour des années 2000 (Scheffel et al., 1999). Le traçage du ^{36}Cl des bombes dans les sols a permis d'estimer une assimilation du Cl sous forme de Cl organique dans des sols forestiers de l'ordre de 4 % (Bastviken et al., 2007). Le chlore dans la biosphère est caractérisé par un temps de résidence évalué entre 10 et 80 ans (Cornett et al., 1997; Münsterer et al., 2012). Bien que la proportion de Cl incorporé sous forme de Cl organique soit négligeable, ces études vont à l'encontre du comportement souvent considéré comme purement conservatif du Cl dans l'environnement.

L'ensemble de ces études montre que le ^{36}Cl produit lors des essais nucléaires a créé une empreinte facilement identifiable dans l'environnement ouvrant des perspectives de traçage des eaux récentes et de compréhension du cycle du chlore. Les teneurs en ^{36}Cl thermonucléaire mesurées dans les eaux sont le résultat de l'intégration du signal de retombée en ^{36}Cl des bombes, du temps de résidence dans le système hydrologique, du recyclage dans la biosphère, de phénomènes de mélange et de diffusion. Selon la zone étudiée, l'un ou l'autre de ces processus peut expliquer les teneurs mesurées dans les eaux.

2.4 Le ^{36}Cl : un traceur du temps de résidence des eaux anciennes

L'utilisation la plus répandue du ^{36}Cl est la datation d'eaux souterraines anciennes, jusqu'à 1 million d'années, permis par son temps de demi-vie de 301 000 ans.

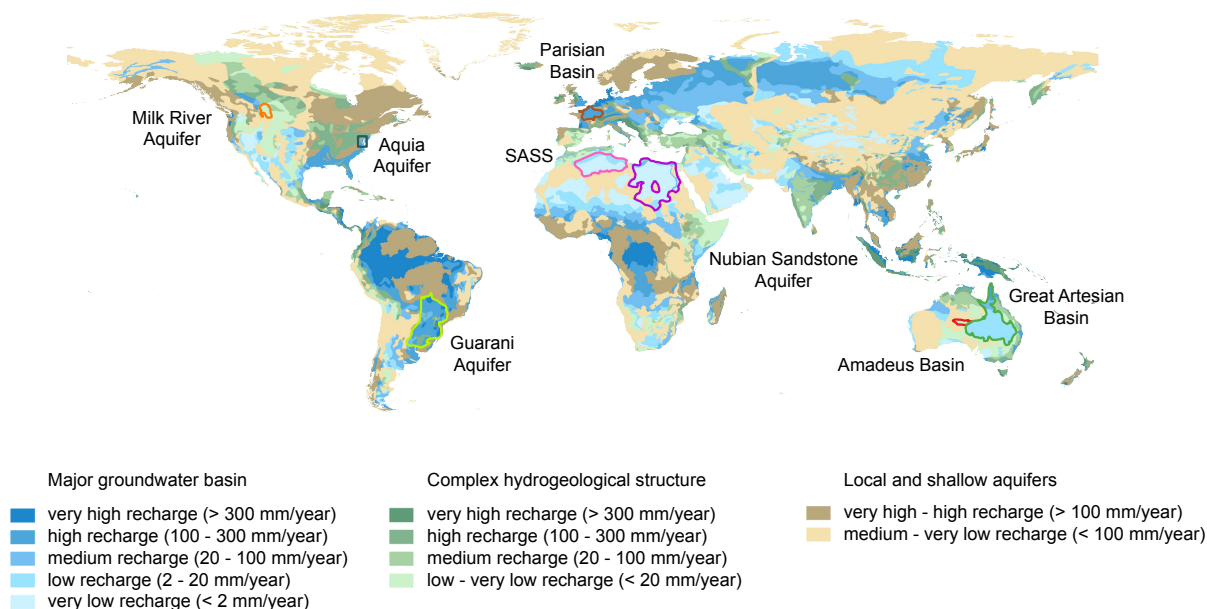
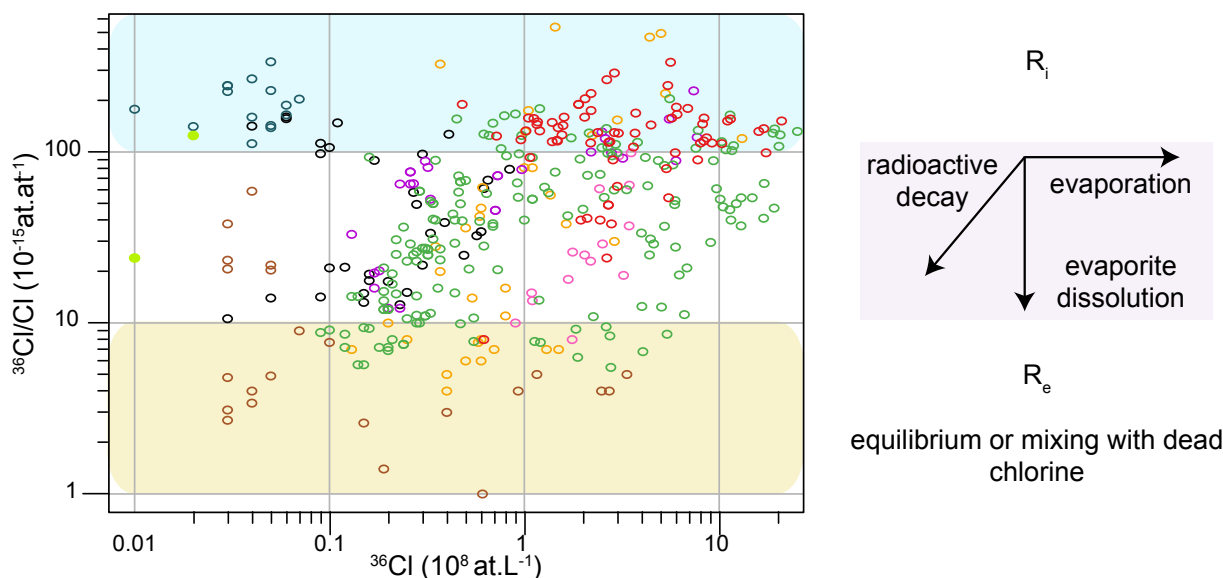


FIGURE 2.5 – Diagramme $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ en fonction de la concentration en ^{36}Cl de toutes les publications qui utilisent le ^{36}Cl comme traceur d'âge des eaux souterraines anciennes. Les effets de la décroissance radioactive, de la dissolution d'évaporites et de l'évaporation sont schématisés dans ce diagramme. Les systèmes aquifères dans lesquels ces études ont été menées sont localisés sur le planisphère des ressources en eau mondiale (Struckmeier and Richts, 2008).

Les études qui utilisent les teneurs mesurées en ^{36}Cl dans les aquifères profonds afin de dater

les eaux souterraines sont reportées sur la figure 2.5 et géolocalisées : dans l'Amadeus Basin, (Cresswell et al., 1999; Kulongoski et al., 2008; Wischusen et al., 2004) dans le Great Artesian Basin (Bentley et al., 1986b; Love et al., 2000; Mahara et al., 2007; Torgersen et al., 1991), dans l'Aquifère Nubien (Patterson et al., 2005; Sturchio et al., 2004), dans le Système Aquifère du Sahara Septentrional (Guendouz and Michelot, 2006), dans le Milk River Aquifer (Nolte et al., 1990, 1991; Phillips et al., 1986), dans l'Aquia Aquifer (Purdy et al., 1996, 1987), dans le Guarani Aquifer (Cresswell and Bonotto, 2008) et dans le bassin de Paris (Lavastre et al., 2010). On observe que ces études se focalisent sur les grands systèmes aquifères des bassins sédimentaires intracontinentaux.

La **concentration en ^{36}Cl** dans les eaux souterraines anciennes résulte à la fois de la concentration en ^{36}Cl des eaux de recharge et des processus qui affectent le ^{36}Cl au cours de son cheminement dans l'aquifère, dont les principaux sont la désintégration radioactive et la production en profondeur (Phillips, 2000).

- La concentration en ^{36}Cl dans les eaux de recharge dépend du rapport initial (dont la distribution spatiale a été décrite à partir des mesures dans les précipitations dans le paragraphe précédent), de la concentration en Cl des pluies et de l'évaporation. L'évaporation n'est pas négligeable et peut atteindre 99% en zone aride. L'évaporation induit une augmentation de $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ sans modifier le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (Fig. 2.5).
- La décroissance radioactive du ^{36}Cl entraîne une diminution exponentielle de la teneur en ^{36}Cl sans modification de la teneur en Cl (Fig. 2.6), ce qui se traduit par une relation linéaire entre le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ et la $[\text{}^{36}\text{Cl}]$ (Fig. 2.5) dont la pente est l'inverse de la teneur en Cl des eaux de recharge.
- Dans l'aquifère, du ^{36}Cl in situ est produit essentiellement par absorption par le ^{35}Cl de neutrons thermiques. Ces derniers sont émis lors de la fission spontanée des atomes d'uranium, résultat des émissions α des chaînes radioactives de l'uranium et du thorium contenu dans l'encaissant (Park et al., 2002). On parle de production hypogénique (Fig. 2.5, 2.6).

La production profonde et la décroissance radioactive s'équilibrent et l'intégration de l'équation différentielle de la décroissance radioactive avec production mène pour un temps t long à un état d'équilibre caractérisé par un rapport à l'équilibre noté R_e (Fig. 2.6). Ce rapport est d'autant plus grand que la production hypogénique est grande c'est-à-dire que le milieu est riche en uranium et en thorium. Ainsi les valeurs de R_e varient avec la lithologie : autour de $30 \cdot 10^{-15}$ dans les granites, $12 \cdot 10^{-15}$ dans les argiles et $2-7 \cdot 10^{-15}$ dans les sables (Fabryka-Martin, 1988).

La **concentration en Cl** dans les eaux souterraines anciennes peut également être modifiée au cours du cheminement des eaux dans l'aquifère. La dissolution d'évaporites entraîne un enrichissement en Cl avec un rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ à l'équilibre (Fig. 2.5, 2.6).

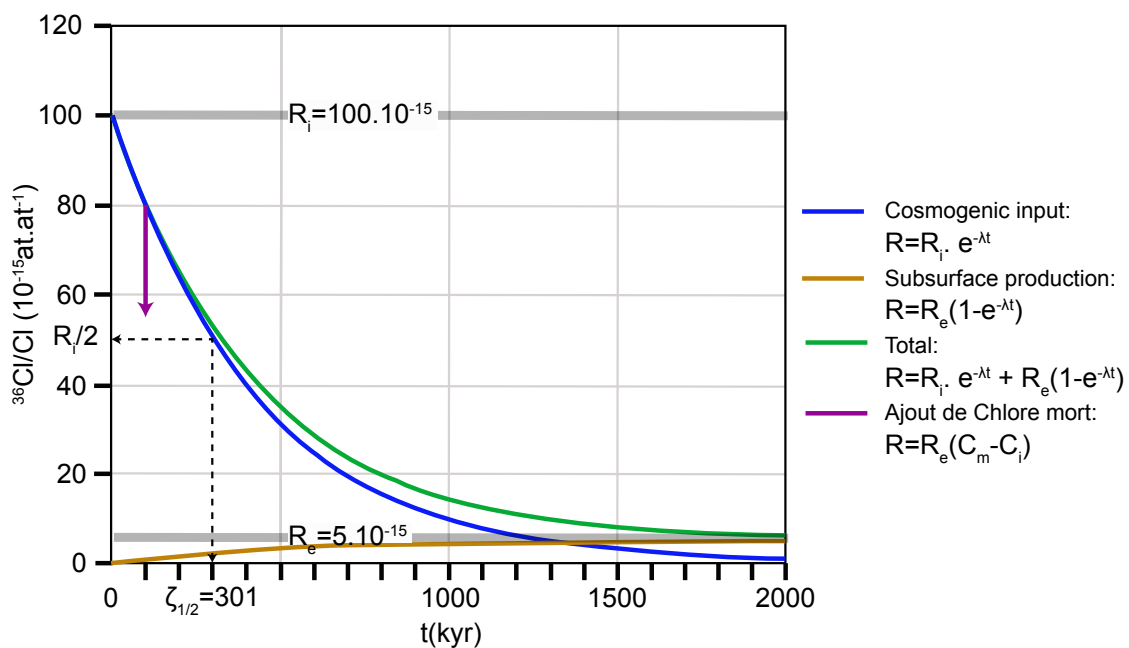


FIGURE 2.6 – Schématisation de l'évolution du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ d'une eau au cours du temps lors de son cheminement dans un aquifère, sous l'effet combiné de la décroissance radioactive, de la production hypogénique et de la dissolution d'évaporites.

Une production épigénique de ^{36}Cl in situ, du fait du rayonnement cosmique, peut avoir lieu dans les premiers mètres. Cette dernière est souvent considéré comme négligeable par rapport à la production atmosphérique (Bentley et al., 1986b; Guendouz and Michelot, 2006) sauf dans le cas où la zone de recharge se trouve à plus de 2 km d'altitude (Bentley et al., 1986a). Des

phénomènes de mélange ou de diffusion depuis les couches aquitards environnantes peuvent également affecter les concentrations en Cl et en ^{36}Cl dans les eaux souterraines (Bethke and Johnson, 2008)

L'ensemble des processus décrits ci-dessus, en négligeant la production épigénique et la diffusion, mène à l'équation intégrée suivante (Phillips, 2000) :

$$R_m \cdot C_m = R_i \cdot C_i \cdot e^{-\lambda \cdot t} + R_e \cdot C_i \cdot (1 - e^{-\lambda \cdot t}) + R_e \cdot (C_m - C_i) \quad (2.3)$$

R_m étant le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ mesuré, C_m la concentration en Cl mesurée, R_i le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ initial, C_i la concentration en Cl initiale au moment de la recharge (c'est-à-dire après évaporation), R_e le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ à l'équilibre.

La résolution de l'équation 2.3 pour obtenir l'âge est simple dans le cas où on ne suspecte pas d'ajout de Cl mort, c'est-à-dire dans les milieux pauvres en Cl. Dans ce cas, $C_m = C_i$ et l'équation se simplifie (Love et al., 2000) :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{R_m - R_e}{R_i - R_e} \quad (2.4)$$

Dans le cas où on suspecte un ajout de Cl, soit par dissolution d'évaporites soit par diffusion depuis les couches aquitards, on ne peut s'affranchir de l'estimation de concentration initiale en Cl^- au moment de la recharge et avant tout ajout de Cl. Le calcul de la concentration initiale nécessite de connaître la concentration dans les eaux de pluie et le facteur d'évaporation qui a affecté les eaux souterraines. L'âge peut ensuite être déterminé selon la formule suivante (Love et al., 2000) :

$$t = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{C_m(R_m - R_e)}{C_i(R_i - R_e)} \quad (2.5)$$

Dans l'un ou l'autre des cas, la résolution de ces équations nécessite de connaître les rapports $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ initiaux (R_i) et à l'équilibre (R_e).

Ce dernier peut être estimé à partir de la nature géologique (Fabryka-Martin, 1988) de l'aquifère ou à partir des valeurs mesurées les plus basses (Andrews et al., 1994; Lavastre et al., 2010; Mahara et al., 2009).

En revanche, la détermination du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ initial est plus ardue. Nous avons vu dans les parties précédentes que le rapport initial est fonction de la production en ^{36}Cl et de la concentration en Cl et qu'il varie spatialement. Mais il varie également à l'échelle temporelle du fait de la variation de la production de ^{36}Cl et de la concentration en Cl des pluies au cours du temps. La production en ^{36}Cl est fonction de l'activité solaire et du champ magnétique terrestre et des archives continentales indiquent des variations d'un facteur 2 de la production depuis 40 ka (Plummer et al., 1997). La concentration en Cl dans les pluies varie avec des facteurs climatiques parmi lesquels l'origine des masses d'air ou la variation du niveau marin et le retrait des côtes. C'est pourquoi le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ initial, difficile à calculer, est souvent source d'erreur.

Différentes méthodes permettent d'estimer le rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ initial (Davis et al., 1998). Elles se basent pour la plupart sur l'analyse à l'heure actuelle du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ dans les pluies et les sols ou sur la mesure des taux de précipitation et d'évaporation actuels afin de calculer le rapport initial à partir des modèles de distribution latitudinale. Cependant aucune de ces approches ne permet de prendre en compte la variabilité temporelle du rapport initial. D'autres études (Baumgartner et al., 1998) intègrent les chroniques de données mesurées dans les glaces mais dans ce cas, c'est l'effet spatial qui n'est pas pris en considération. La meilleure estimation provient probablement de la mesure des teneurs en ^{36}Cl dans les nappes phréatiques au-dessus des aquifères profonds dont la valeur de base peut être considérée comme la valeur initiale du système, moyennée et lissée sur une période de temps plus grande (Davis et al., 1998).

En conclusion, l'utilisation du ^{36}Cl pour dater les eaux souterraines est très prometteuse et a été largement décrite mais il est essentiel de comprendre les phénomènes de subsurface ainsi que l'origine du chlore étudié pour pouvoir isoler le processus de décroissance radioactive. Cela nécessite également de connaître les rapports initiaux et à l'équilibre, propres à chaque aq-

fère. Elle est idéale pour des systèmes où le rapport initial est grand et le rapport à l'équilibre faible, ce qui est typiquement le cas des grands bassins sédimentaires situés au centre des continents. De plus, cet outil est particulièrement efficace dans les systèmes faiblement concentrés en chlore où l'absence de Cl mort permet de minimiser les erreurs associées au calcul d'âge (Park et al., 2002). Le Bassin du Lac Tchad, situé au coeur de l'Afrique et caractérisé par des eaux très faibles en chlore, semble donc être un site d'étude où la datation par le ^{36}Cl est applicable.

3 Méthodes d'analyse du ^{36}Cl

Le ^{36}Cl est un isotope rare qui représente moins de 1 atome pour 10^{12} atomes de chlore dans la nature. A la difficulté de devoir mesurer des rapports $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ extrêmement faibles s'ajoute le fait que l'isobare stable du ^{36}Cl , le ^{36}S , est plusieurs millions de fois plus abondant que le ^{36}Cl dans l'environnement. Dès lors, mesurer précisément des rapports $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ nécessite la mise en oeuvre de la technique de Spectrométrie de Masse par Accélérateur (AMS) (Elmore et al., 1979). Cette technique repose sur le même principe que la spectrométrie de masse conventionnelle, à savoir la production à partir d'une cible d'un faisceau d'ions auquel est communiquée une énergie cinétique suffisante pour permettre la séparation dans un champ magnétique des différents isotopes en fonction de leur masse et de leur charge et enfin leur analyse dans des détecteurs adéquatement positionnés. La résolution en abondance ne permet pas de séparer précisément dans un champ magnétique deux isobares si l'un est des millions de fois plus abondant que l'autre, ce qui est précisément le cas pour le ^{36}Cl et le ^{36}S . Il convient alors d'utiliser le fait que deux isobares sont des éléments chimiques ayant un numéro atomique (Z) différent et que lors de la traversée d'une fine épaisseur de matière, un élément chimique perd une quantité d'énergie proportionnelle au carré de son numéro atomique effectif (loi de Bethe-Bloch). C'est pourquoi, un accélérateur de particule est inséré dans un spectromètre de masse, afin de communiquer une énergie suffisante ions pour permettre la séparation des deux isobares basée sur le différentiel en énergie au sortir d'une fine épaisseur de matière et leur mesure précisément.



FIGURE 2.7 – Photographie de l'Accélérateur ASTERisque (Accélérateur pour les Sciences de la Terre et les Risques) installé au CEREGE.

Toutes les analyses en ^{36}Cl de cette thèse ont été réalisées sur l'instrument national spectromètre de masse par accélérateur ASTER, délivrant une tension terminale de 5MV (Fig. 2.7). Son fonctionnement est succinctement présenté. L'échantillon d'AgCl est bombardé par du Cs^+ produisant un faisceau d'ions négatifs Cl^- . Ce faisceau passe dans un déflecteur électrostatique et un premier aimant d'injection afin de séparer les ions en fonction de la masse. En faisant varier l'énergie de l'aimant de manière pulsée, ne sont sélectionnés que les isotopes stables du Cl, le ^{35}Cl et le ^{37}Cl ainsi que le ^{36}Cl cosmogénique avec lequel vient son isobare le ^{36}S puisque celui-ci a la même masse atomique. Le faisceau d'ions atteint l'accélérateur tandem. Un potentiel croissant négatif est appliqué dans la première partie de l'accélérateur créant un champ électrique permettant d'accélérer les ions Cl^- . Dans la partie centrale, le faisceau passe à travers un éplucheur gazeux qui transforme les ions négatifs en ions positifs de charge Cl^{5+} . Dans la seconde moitié de l'accélérateur, le faisceau est de nouveau accéléré dans un gradient de champ électrique positif cette fois. En sortie d'accélérateur, les ions traversent un aimant dont le rayon de courbure correspond à la trajectoire du ^{36}Cl et de son isobare. Les isotopes ^{35}Cl et du ^{37}Cl sont donc déviés et mesurés sous forme de courants électriques dans des cages de Faraday latérales. Une feuille de nitrure de silicium est placée sur le chemin du faisceau de ^{36}Cl et de ^{36}S et ces deux éléments sont séparés dans un dernier aimant d'analyse. En effet, le rayon de courbure d'un aimant est proportionnel au produit de la masse (M) par l'énergie (E), et si les masses des deux isobares sont quasiment identiques, leur énergie est désormais différente du fait de la différence de perte d'énergie lors de la traversée de la feuille mince. L'isotope rare du ^{36}Cl est finalement compté atome par atome dans un détecteur à gaz ionisant.

Ainsi sont mesurés des courants de chlore stable (^{35}Cl , ^{37}Cl) et des nombres d'atomes de ^{36}Cl la proportion relative des trois isotopes étant conservée lors de la mesure. On obtient donc les rapports $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ et $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$. Chaque échantillon est mesuré 3 fois pendant 20 min et les rapports isotopiques obtenus correspondent à la moyenne entre les 3 mesures (et leur erreur correspond à l'écart type des trois mesures). De plus une erreur de statistique de comptage, égale à \sqrt{n}/n , est associée à la mesure du ^{36}Cl et donc plus le nombre de coups mesuré est élevé et moins les incertitudes sont grandes. Les rapports isotopiques mesurés sont finalement corrigés par le facteur de calibration calculé pour chaque série de mesures par les rapports mesurés relativement aux rapports certifiés des standards.

L'analyse du ^{36}Cl nécessite un précipité d'AgCl qui forme la cible introduite dans la source d'ions de l'AMS. La préparation chimique consiste donc en l'obtention à partir d'un échantillon d'eau d'un précipité AgCl purifié. L'ajout d'argent dans l'échantillon en milieu acide permet la précipitation de l'AgCl. Le surnageant est éliminé soit après une centrifugation soit par décantation et pompage selon le volume d'échantillon utilisé. Le précipité d'AgCl est ensuite dissous dans l'ammoniac et du BaNO_3 est introduit pour précipiter le soufre, naturellement présent sous la forme de sulfate dans les eaux, sous forme de BaSO_4 . Le ^{36}S , isobare du ^{36}Cl , doit en effet être éliminé au mieux pour une plus grande précision de la mesure à l'AMS. La solution est ensuite filtrée pour éliminer le précipité. L'opération de précipitation du BaSO_4 peut être répétée et je l'ai en général réalisée 2 ou 3 fois selon la teneur en sulfate des eaux. Enfin, l'AgCl est reprécipité en milieu acide, le précipité est rincé puis séché à l'étuve. Le précipité obtenu est ensuite placé dans les cathodes prévues à cet effet pour l'analyse par ASTER. Dans le but de quantifier la contamination liée à la préparation chimique, un blanc chimique est préparé selon le même protocole pour chaque série, composée d'une dizaine d'échantillons.

4 Intérêt de l'utilisation du ^{36}Cl dans le Bassin du Lac Tchad ?

Les cartes 2.2 et 2.5 montrent que peu d'études ont été réalisées sur les dépôts actuels à basse latitude (en particulier en Afrique) et sur la datation des eaux souterraines de la zone sahélienne.

La possibilité d'utiliser l'enregistrement du pic des bombes pour tracer la recharge récente n'a jamais été exploitée. Pourtant le Bassin du Lac Tchad semble adéquate de par un fort effet continental, peu de reliefs qui modifient les dépôts, de vastes bassins sédimentaires et des eaux faiblement chargées en chlore. L'utilisation du ^{36}Cl dans le BLT offre des possibilités tant d'ordre théorique sur le dépôt à basse latitude des éléments cosmogéniques que sur la détermination des processus de recharge.

Les outils géochimiques décrits dans ce chapitre $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^{14}C et en particulier le ^{36}Cl ont été utilisés dans cette thèse pour étudier les transferts d'eau dans le bassin versant (Chap.5), la recharge de l'aquifère quaternaire (Chap.5) et la dynamique des aquifères confinés (Chap.6).

Cependant dans le cas du BLT, nous sommes confrontés au problème de la faible concentration en chlore des eaux avec des teneurs dans les eaux de surface inférieures à 1 mg L^{-1} . L'analyse en ^{36}Cl de telles eaux nécessite un grand volume d'échantillon et la floculation du chlorure d'argent y est plus difficile (Phillips, 2000). Mais le problème même de la détermination de la concentration en chlore se pose puisque nous avons observé que les méthodes classiques de mesure de la concentration par chromatographie ionique n'étaient pas précises sauf dans le cas de la chromatographie ionique calibrée pour des échantillons de glace, au LTHE. La dilution isotopique est une technique qui correspond à l'ajout de Cl avec une composition isotopique en ^{35}Cl et ^{37}Cl différente de la composition naturelle. Elle permet par l'ajout de chlore de diminuer la quantité d'échantillon nécessaire et en plus de recalculer la concentration en Cl de l'échantillon à partir de la mesure du rapport $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ du mélange. Si cette méthode est communément utilisée dans les analyses isotopiques, sa pertinence pour les eaux faiblement chargées en chlore n'a pas été démontrée ni les erreurs associées à la détermination de la concentration en chlore évaluées. C'est pourquoi, avec Julie Pupier, qui a rencontré le même problème au cours de sa thèse, nous sommes posées la question de la détermination de la concentration en Cl^- par dilution isotopique à ASTER dans des eaux faiblement concentrées en chlore. Ce questionnement analytique fait l'objet d'un article publié dans la revue *Chemical Geology* et présenté dans la section suivante.

5 Isotope Dilution - AMS technique for ^{36}Cl and Cl determination in low chlorine content waters, *Chemical Geology*

Authors : Camille Bouchez, Julie Pupier, Lucilla Benedetti, Pierre Deschamps, Valéry Guillou, Karim Keddadouche, Georges Aumaître, Maurice Arnold, Didier Bourlès

5.1 Abstract

The cosmonuclide ^{36}Cl is relevant for hydrological applications due to its conservative chloride form. ^{36}Cl measurements are commonly performed by Accelerator Mass Spectrometry (AMS) while stable chlorine concentration measurements are usually performed by ion chromatography (IC). They can also be achieved by Isotope Dilution-Accelerator Mass Spectrometry (ID-AMS) which offers the advantage of the simultaneous determination of both Cl and ^{36}Cl contents. The range of applicability of this method has been assessed on rock samples but, to our knowledge, no experimental tests were conducted on water samples characterized by low chloride contents. This study aims at investigating the accuracy and precision of the ID-AMS method for such low chlorine water samples for which chloride and ^{36}Cl determinations remain highly challenging. First, internal and external errors were evaluated on the measured ratios and uncertainties on Cl and ^{36}Cl concentrations were assessed at $\pm 5\%$ and $\pm 7\%$ respectively using standard error propagation calculations. Focused on the 0.1 to 10 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ concentration range, the Cl concentrations of thirty-five gravimetric standards were determined by ID-AMS leading to a 1:1 line ($R^2 = 0.99$) and a 1-sigma uncertainty on $[\text{Cl}^-]$ of $\pm 5\%$, consistently with the propagated uncertainty. Finally, the optimal sample volume to reach accurate ^{36}Cl and Cl measurements with ID-AMS for water sample concentrations within the 0.1 to 10 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ range has been theoretically estimated.

Key words : Chlorine-36; Isotope dilution; Low chloride content; Waters; Accelerator Mass Spectrometry

5.2 Introduction

Chlorine-36 cosmogenic nuclide has been widely used in the investigation of hydrological processes because of the conservative property of its ionic form and of its radioactive properties. ^{36}Cl is produced in the atmosphere essentially by cosmic ray spallation of ^{40}Ar . The ^{36}Cl fallout rate depends upon several parameters, such as latitude (Lal and Peters, 1967), altitude, precipitation rates (Blinov et al., 2000), seasons (Hainsworth et al., 1994) or long-term fluctuations in the intensity of the terrestrial and solar magnetic fields (Plummer et al., 1997; Wagner et al., 2001). Before reaching the Earth surface, chlorine-36 is mixed with aerosols and marine-derived stable chlorine. Since chlorine concentrations also vary in rainwaters as a function of the distance to the ocean (Johnston and McDermott, 2008; Moysey et al., 2003), both chlorine and ^{36}Cl contents have to be measured with accuracy.

Accelerator Mass Spectrometry (AMS) is the standard method for measuring $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios at very low levels (Elmore et al., 1979). AMS measures atomic ratios of ^{36}Cl to ^{35}Cl and therefore the determination of the chlorine content of the sample is necessary. Chlorine concentrations in water samples are usually measured independently by ionic chromatography (IC). An alternative method for measuring Cl concentration is the Isotope Dilution Accelerator Mass Spectrometry technique (ID-AMS) (Ivy-Ochs et al., 2004; Sharma et al., 2000). This method relies on the addition of a known amount of an isotopically enriched spike (either in ^{35}Cl or ^{37}Cl) into the sample of unknown Cl content. The measurement of the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ ratio of the binary mixing allows an accurate determination of the sample chlorine content. This technique provides worthy advantages in comparison with independent measurements of the chlorine and chlorine-36 concentrations. Firstly, the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ and Cl are measured simultaneously, on the same aliquot, reducing sample size as well as laboratory work. Secondly, the volume of sample that is necessary is reduced by the addition of the spike that also plays the role of carrier. This allows enlarging the field of practical applications. Finally, this method may provide accurate analyses of chlorine content, even at very low concentration. However, its application requires considerable analytical skills and efforts to obtain reliable results especially at low chlorine concentration and/or low $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio. Desilets et al. (2006) developed an experimental approach to quantify the ac-

curacy of the ID-AMS technique and calculated the associated errors for rock samples. Using this approach, Di Nicola et al. (2009) estimated the uncertainties on the chlorine concentration to be lower than $\pm 5\%$. Yet, up to now there has been no experimental approach on water samples which deserve a full study since their characteristics and applications are different than rock samples. In particular, in many studies the precision and accuracy of the measurements of chloride concentrations in low chloride content waters are often not mentioned.

For these reasons, we focus in this study on low chloride content waters which can have significantly different $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios, when one considers meteoric, surface (rivers-lakes) or groundwaters. The key questions that underlie this study are thus : What are the ranges of applicability of ID-AMS applied on water samples and which accuracy and reproducibility can be achieved on Cl measurements? How can we improve the applicability of ID-AMS for the Cl and ^{36}Cl determinations on low chlorine concentrations water samples?

To answer those questions, the analytical errors of the AMS measured ratios and the associated uncertainties for the ^{36}Cl and Cl contents are determined. We also explore the optimal range of sample volumes and sample/spike ratio to ensure accurate measured AMS ratios. Finally, we assess the overall accuracy of the ID-AMS method by determining the Cl concentrations of 35 gravimetric standards characterized by concentrations lower than 10 ppm.

5.3 Quantification of analytical errors of measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ratios at the ASTER AMS

The French AMS national facility ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) has been operational since 2007 for cosmogenic nuclides measurements. A modified HVE SO110 ion source was designed for an accurate measurement of volatile elements, such as ^{36}Cl by AMS and aimed at the reduction of the cross contamination and long term memory effect (Finkel et al., 2013). Routine measurements of ^{36}Cl are performed at ASTER but no dedicated quantification of the associated errors and long-term reproducibility has been drawn while it was studied for the ^{10}Be (Arnold et al., 2010).

During a full batch of ^{36}Cl measurements, each standard target (KMST1600) is measured three

times 200s. The machine blank, the chemical blank and all other samples are measured three times 20min except for high-ratio samples where the measurements consist of three runs during each of which around 1000 counts are collected. The measurements are affected by the corrective factor calculated from the standard targets (Arnold et al., 2010). At the end of a batch, the statistical compatibility of the three runs is tested and the three ratio measurements are combined. Each sample is thus affected by an uncertainty that corresponds to the statistical error and that varies depending on batches and samples. To account for potential drifts in $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ratio measurements through time, the external reproducibility has to be determined. The total effective uncertainty of the Cl isotope ratios measurements at ASTER is calculated as the square root of the sum of the variance resulting from the pure counting statistic and the external uncertainties. This last one can be determined from the dispersion of the repeated measurements of the same sample.

Reproducibility of the measured ratios

The study of unspiked samples provides a suitable evaluation of the long-term reproducibility of the AMS as the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ ratio measurements since natural samples have quite constant isotopic composition ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl} = 3.13$; $\delta^{37}\text{Cl}$ variation can be considered negligible with respect to uncertainty obtained on $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ ratio by AMS). Based on 689 $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ measured ratios of unspiked samples since 2007 (after the standard correction), the standard deviation, weighted by the statistical uncertainty of each sample has been calculated. The overall reproducibility achieved on the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ ratio is of about $\pm 3\%$ (1σ).

The study of the reproducibility of $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ data requires the repeated measurements of the same sample. This analysis was conducted using three samples having significantly different $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ratios. Reference sample KNSTD1600 ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl} = 2114 \times 10^{-15} \text{ at.at}^{-1}$) was measured 121 times and yielded a reproducibility of $\pm 3\%$. Two groundwater samples, Mani ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl} = 266 \times 10^{-15} \text{ at.at}^{-1}$, Table 2.1) and Dikwa ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl} = 17 \times 10^{-15} \text{ at.at}^{-1}$, Table 2.1) were measured 7 times and 11 times, respectively, during different measurement batches and gave a reproducibility of $\pm 5\%$ and $\pm 8\%$, respectively. The reproducibility associated with Mani sample is higher

than the sole counting statistic error ($\pm 3\%$), which evidences external error, while the reproducibility associated with Dikwa is similar to counting statistic error ($\pm 10\%$).

TABLEAU 2.1 – Characteristics of the ground water samples used in this study.* : [Cl] not measured by ID-AMS.

Sample name	Geographic coordinates	Date of sampling	Aquifer	Well	Conductivity ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	Water-type	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (10^{-15} at.at $^{-1}$)	[Cl] mg.L $^{-1}$
Dikwa	13°43'8"N 13°8'51"E	21/11/09	Deep confined Continental Terminal	artesian	856	Na-HCO ₃ /Cl	13 ± 1	-*
Mani	12°45'4"N 14°41'18"E	08/12/11	Phreatic Quaternary aquifer	hand pump	2080	Na-SO ₄	202 ± 9	8.3 ± 0.3
Guite	12°52'50"N 14°39'3"E	08/12/11	Phreatic Quaternary aquifer	hand pump	1078	Na-HCO ₃	257 ± 10	8.9 ± 0.6

Machine and process blanks values

The machine blank ratio calculated from 88 targets is $(0.4 \pm 0.6) \times 10^{-15}$ at.at $^{-1}$. The process blank ratio calculated from 29 targets provided by different users, gave a similar value of $(0.3 \pm 0.3) \times 10^{-15}$ at.at $^{-1}$. This indicates that the contamination in ^{36}Cl during the chemical processing is negligible and that the external uncertainty may originate from contamination during the measurements at ASTER. In particular, memory effect or cross contamination in the ion source could explain such a variability.

Spike calibration

In this study two distinct spike solutions were used. The first one (labeled as 07/11/12), was used to perform the study on the determination of low stable chlorine concentrations by AMS and the second one (labeled as 01/08/13) for the linearity tests. These two isotopically enriched spike solutions were prepared by dissolving two distinct batches of Na³⁵Cl from ChemLab ($^{35}\text{Cl}=99.89\%$) in ultra pure water. The concentrations of the spike solutions were first determined by ultra precise weighing of Na³⁵Cl during the preparation of the spike solutions.

However, the determination of sample chlorine content by ID-AMS requires the concentration and $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ of the spike be known accurately. An accurate calibration of the spike composition was then carried out :

1. The $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ of the spike solutions were directly measured by AMS on 15 pure AgCl spike targets.
2. The $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_s$ of the spike solutions were directly measured by AMS on 15 pure AgCl spike targets.
3. The spike chlorine concentrations were calculated by applying the ID-AMS principle with a well calibrated natural NaCl solution ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_w = 3.13 \text{ at.at}^{-1}$). This solution concentration ($[\text{Cl}] = 212 \pm 0.06 \text{ mg.L}^{-1}$) was determined by 20 successive weighings and special care was taken that no deviation occurred.

For each parameter above-mentioned, means and standard deviations were calculated. Calibration results are presented in Table 2.2.

TABLEAU 2.2 – Composition of the used spike solutions. Uncertainties are at 1σ level.

Spike	$^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ (at.at ⁻¹)	Cl concentration mg.L ⁻¹	$^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_s$ (10 ⁻¹⁵ at.at ⁻¹)
Spike (07/11/12) (n=7)	907 ± 19 (~ 2%)	6.0 ± 0.2 (~ 3%)	2.9 ± 0.8 (~ 29%)
Spike (01/08/13) (n=8)	913 ± 20 (~ 2%)	7.2 ± 0.3 (~ 4%)	4 ± 1 (~ 30%)

For both spike solutions, errors associated with the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ ratio and the chlorine concentration of the spike are lower than $\pm 5\%$ (1σ). The error associated with the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_s$ ratio is significant ($\sim \pm 30\%$, 1σ). However, in most cases, ^{36}Cl carried by the spike represents a very low fraction of the total ^{36}Cl and thus does not cause significant uncertainties on the chlorine-36 contents of the samples (see 5.4).

AMS facility linearity

The applicability of the ID-AMS technique relies on the linear behavior of the AMS over the range defined by two end members, on the one hand a water sample with a natural $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and a high $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ and on the other hand a spike solution with an enriched $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and a small $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$. Two linearity tests were conducted with two different samples. The first one was conducted with a groundwater sample, Guite ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w = (339 \pm 14) \times 10^{-15}$, $n = 4$, Table 2.1) and the second one with a commercial mineral water-Volvic ($^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w = (362 \pm 15) \times 10^{-15}$, $n = 2$). Both solutions were chosen for their relatively high $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ and the results are presented Figure 2.8.

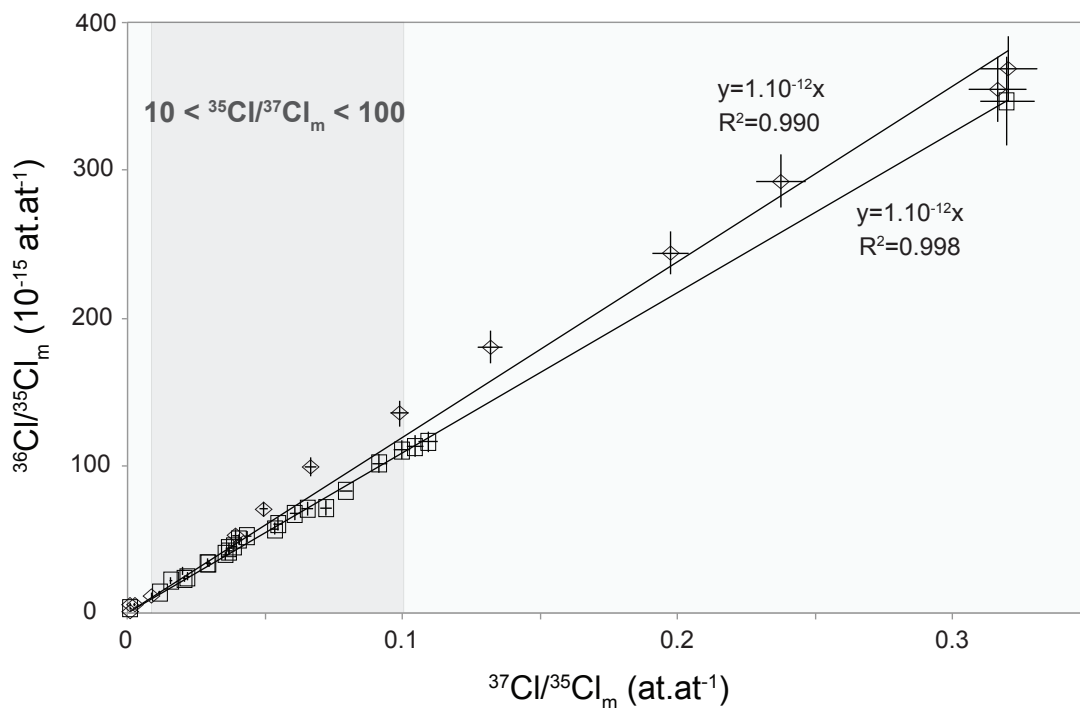


FIGURE 2.8 – Measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ as a function of measured $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$. Squares are for groundwater sample Guite; diamonds are for commercial Volvic water. Grey area represents $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ between 10 and 100 at.at^{-1} .

When measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ are plotted as a function of measured $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$, the results depict two linear trends in agreement with a theoretical binary mixing line even if a slight shift occurs between the commercial mineral water-Volvic and the spike solution. Therefore, the ID-AMS

method can be applied to determine sample chlorine contents.

5.4 Uncertainty propagation on the stable Cl and ^{36}Cl contents

Isotope dilution principle

The measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ ratio is the result of a binary mixing between the stable ratio of spike $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ and the natural stable ratio of the water sample ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_w = 3.13$) as given by Equation (2.6).

$$\left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_m = \frac{^{35}\text{Cl}_w^* + ^{35}\text{Cl}_s}{^{37}\text{Cl}_w^* + ^{37}\text{Cl}_s} \quad (2.6)$$

Derived from Equation (2.6), the water sample chlorine content can be expressed using the usual relation (Desilets et al., 2006) :

$$\text{Cl}_w^* = \text{Cl}_s \cdot \left[\frac{1 + \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_w}{1 + \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_s} \right] \cdot \left[\frac{\left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_s - \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_m}{\left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_m - \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_w} \right] \quad (2.7)$$

where Cl_w^* relates to the chlorine atom number of a water sample before any blank correction.

Unlike Desilets et al. (2006), the equation of the measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ must take into account the $^{36}\text{Cl}_s$ content of the spike because of low $^{36}\text{Cl}_w$ found in water samples. It is thus written as :

$$\left(\frac{^{36}\text{Cl}}{^{35}\text{Cl}}\right)_m = \frac{^{36}\text{Cl}_w^* + ^{36}\text{Cl}_s}{^{35}\text{Cl}_w^* + ^{35}\text{Cl}_s} \quad (2.8)$$

The number of atoms of $^{36}\text{Cl}_m$ is derived from Equation (2.8) :

$$^{36}\text{Cl}_w^* = \left(\frac{^{36}\text{Cl}}{^{35}\text{Cl}}\right)_m \cdot \left(\frac{\text{Cl}_w^*}{1 + \left(\frac{^{37}\text{Cl}}{^{35}\text{Cl}}\right)_w} + \frac{\text{Cl}_s}{1 + \left(\frac{^{37}\text{Cl}}{^{35}\text{Cl}}\right)_s} \right) - \left(\frac{^{36}\text{Cl}}{^{35}\text{Cl}}\right)_s \cdot ^{35}\text{Cl}_s \quad (2.9)$$

Equations (2.10) and (2.11) give the corrected chlorine atom number and chlorine-36 atom number of a water sample Cl_w :

$$\text{Cl}_w = \text{Cl}_w^* - \text{Cl}_b \quad (2.10)$$

$$^{36}\text{Cl}_w = ^{36}\text{Cl}_w^* - ^{36}\text{Cl}_b \quad (2.11)$$

where Cl_b is calculated by applying Equation (2.7) and $^{36}\text{Cl}_b$ is calculated applying Equation (2.9) considering the blank sample associated with its respective series of samples.

Uncertainty propagation on Cl and ^{36}Cl contents

Cl and ^{36}Cl contents are functions of the ratios measured by AMS and the calibrated spike composition (concentration and ratios) (Equation (2.7) and (2.9)). The uncertainties associated with the Cl and ^{36}Cl contents are thus calculated from the propagation of errors associated with the measured ratios and with the spike composition. In this study, this is evaluated using a Monte Carlo method, as described by Anderson (1976). It consists on the repeated calculation of Cl and ^{36}Cl contents according to Equations (2.7) and (2.9) with randomly generated values of the ratio measurements and of the spike composition within their distribution. Their distribution is assumed to follow a gaussian distribution characterized by their mean and standard deviation described in Section 5.3. The a posteriori distribution of the calculated quantity reflects the uncertainty resulting from errors on data. The number of iterations must be adequate not to impact the a posteriori distribution and 5000 iterations were found sufficient in this study. In the following applications, we neglect the contamination correction in the propagation of errors, as it is significantly lower than the calculated uncertainties.

The assessment of the error magnification in the Cl ID-analysis as a function of the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ measured ratio is presented Figure 2.9. The propagation of the error of each variable independently is also presented and most of the uncertainty is explained by the error on the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ measured ratio.

The error magnification curve shows that uncertainties associated with the calculated Cl contents depend on the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ measured ratio. They are large when measured ratios are close to the natural ratio or to the spike ratio. The curve minimum is obtained for a measured ratio around 40 at.at $^{-1}$. Thus, to minimize the error propagation, the optimal range of measured ratios should be between 10 and 100 at.at $^{-1}$. In these conditions, the uncertainty associated

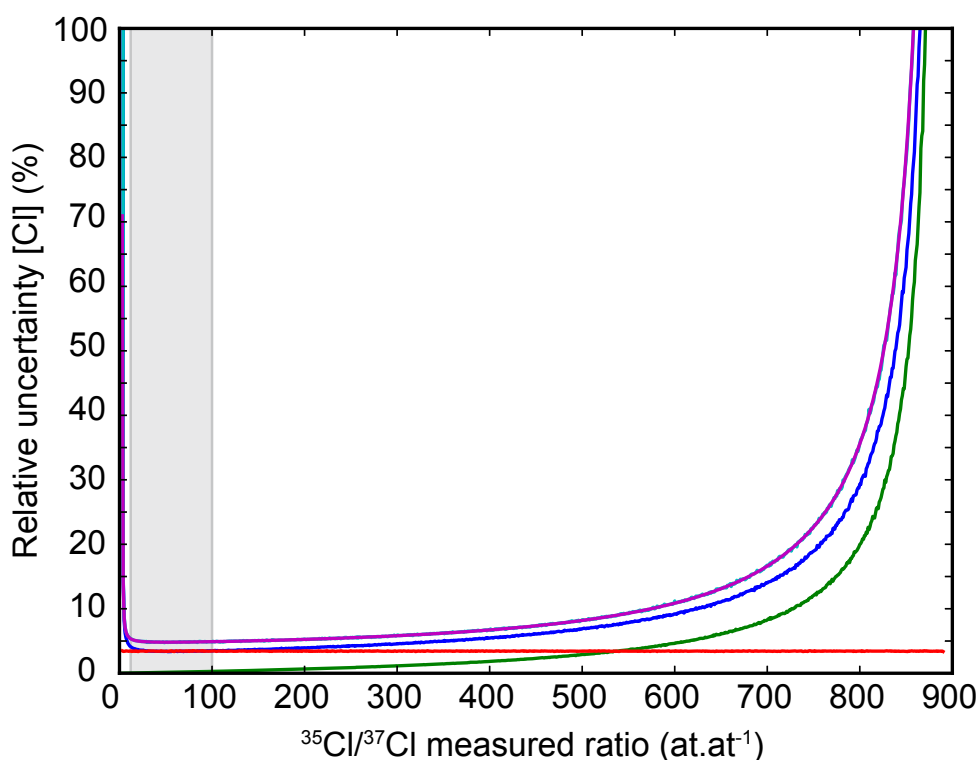


FIGURE 2.9 – Error magnification curve on Cl contents. Propagated errors are expressed in % as a function of measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$. In red, uncertainties resulting from errors on number of atoms of chlorine of spike; in green, uncertainties resulting from errors on $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ spike ratio; in blue uncertainties resulting from measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$; in purple combination of all errors on Cl content. Grey area represents area where $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ ranges between 10 and 100 at.at^{-1}

with the Cl content is thus estimated at about $\pm 5\%$ within this range of ratios. In the following experimental studies, we aim at respecting this range. Note however that the error magnification curve was generated for a certain value of the spike $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ ratio. Thus, the range from 10 to 100 at.at^{-1} was determined as optimal regarding the spike used in this study ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s=907$ at.at^{-1}). It is nevertheless consistent with the recommendations of Desilets et al. (2006). A spike with a lower $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ ratio could yield higher propagated errors for the same AMS precision and a narrower range of acceptable $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ ratios.

The error propagation analysis for the ^{36}Cl content was then carried out as a function of the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ measured ratio and within the optimal range for the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ ratio. The resulting error magnification curve is presented Figure 2.10. The propagation of the uncertainty of each variable independently is also presented. As we focused on the optimal range, the uncertainties on the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ ratio of the spike and the measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ ratio are negligible. Most of the

uncertainty is explained by the error associated with the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ measured ratio.

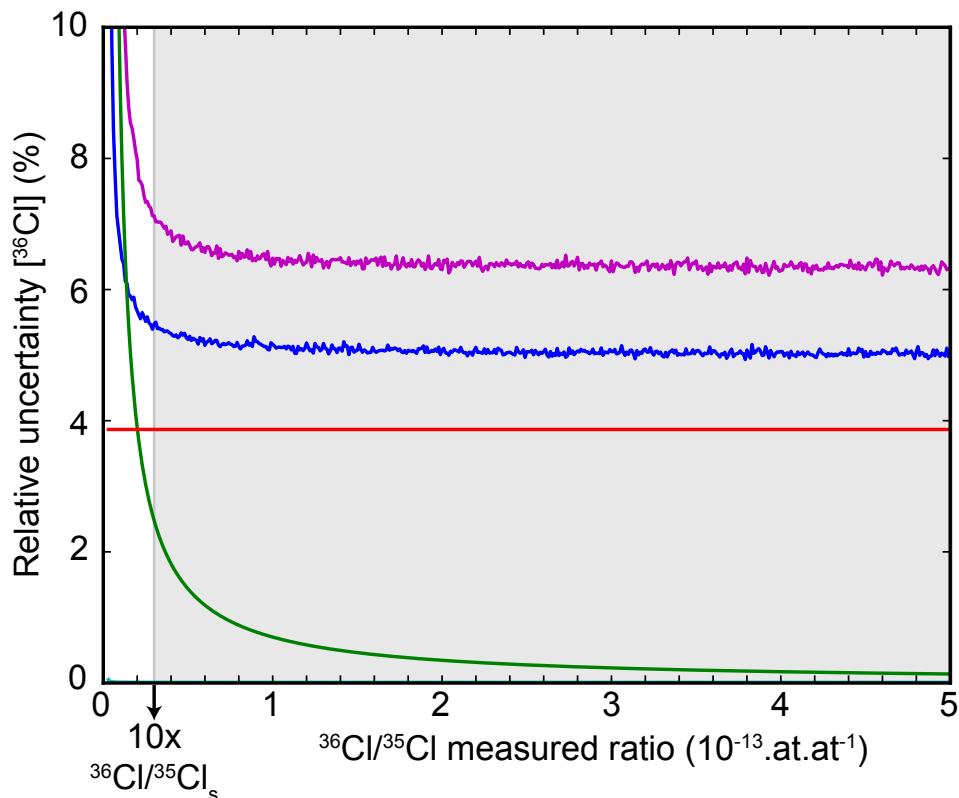


FIGURE 2.10 – Error magnification curve on ^{36}Cl contents. Propagated errors are expressed in % as a function of measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$. In red, uncertainties resulting from errors on number of atoms of chlorine from spike; in green, uncertainties resulting from errors on $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_s$ spike ratio; in blue uncertainties resulting from measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$; in purple combination of all errors on ^{36}Cl content. Grey area represents area where $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ ratio at least ten times higher than $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_s$ spike ratio.

The error magnification curve shows that uncertainty on the ^{36}Cl are minimized when measured ratios are 10 to 20 times above the spike ratio. In these conditions, the uncertainty is constant and invariant (in our experiment about $\pm 7\%$). In the following experimental studies, we will aim at keeping measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ ratios at least ten times higher than the spike ratio. The uncertainty associated with the ^{36}Cl content is thus estimated to be about $\pm 7\%$ within this range.

5.5 Optimization of sample volumes and added spike

We now explore the optimal range of sample volumes and added spike solution to ensure accurate AMS measurements and minimize error magnification. Three conditions must be met to obtain optimal measurements by ID-AMS.

1. A total chlorine mass in the AgCl target equal or above 2.5 mg (C.1).
2. Measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ ratios resulting from a binary mixing between spike and water sample should preferentially lie between 10 and 100 at.at $^{-1}$ (C.2)
3. Measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ ratios resulting from a binary mixing between spike and water sample should preferentially be at least an order of magnitude above the spike $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_s$ ratio (C.3).

This study aims at determining the optimal volume of a given sample, according to its concentration and its chlorine-36 content, that ensures the matching of the three above-mentioned conditions, in the studied range of Cl concentration that is between 0.1 and 10 mg.L $^{-1}$.

In a diagram of the spike chlorine mass versus sample chlorine mass, (Desilets et al. (2006), Figure 2.11), the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ and $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ values of the binary mixing are depicted. Condition 1 is represented by the solid black line and is calculated such as $(m\text{Cl}_w + m\text{Cl}_s) = 2.5$ mg. Condition 2 is represented by the two red solid lines with line 2a corresponding to the lower boundary condition ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m = 10$ at.at $^{-1}$) and line 2b the upper one ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m = 100$ at.at $^{-1}$). Several coloured dashed lines represent the condition (3), $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ equals ten times $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_s$, for $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ varying between 90 and 900 10^{-15} at.at $^{-1}$.

Two examples with different $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ samples have been chosen to illustrate the optimization diagram. If the sample has a $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w = 200 \cdot 10^{-15}$ at.at $^{-1}$ (dashed grey line) or higher, the area where the three above-mentioned conditions are satisfied is the grey area B, while if the sample has a $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w = 100 \cdot 10^{-15}$ at.at $^{-1}$ (orange dashed line) or higher it corresponds to the spotted area A. These two examples highlight the limiting characteristic of condition 3 which reduces the size of the area satisfying the three conditions when the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ decreases. It reaches a limiting $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ when the 3 line overlays the 2a line. Due to the characteristics of the spike used in this study, this limit is achieved for a $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w = 90 \cdot 10^{-15}$ at.at $^{-1}$. Water samples with $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ lower than this limiting ratio cannot be analyzed while satisfying the three conditions. In this case, condition 3, that is $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ ten times above the spike ratio, should be preferred, rather than trying to comply with condition 2 ($^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ between 10 and

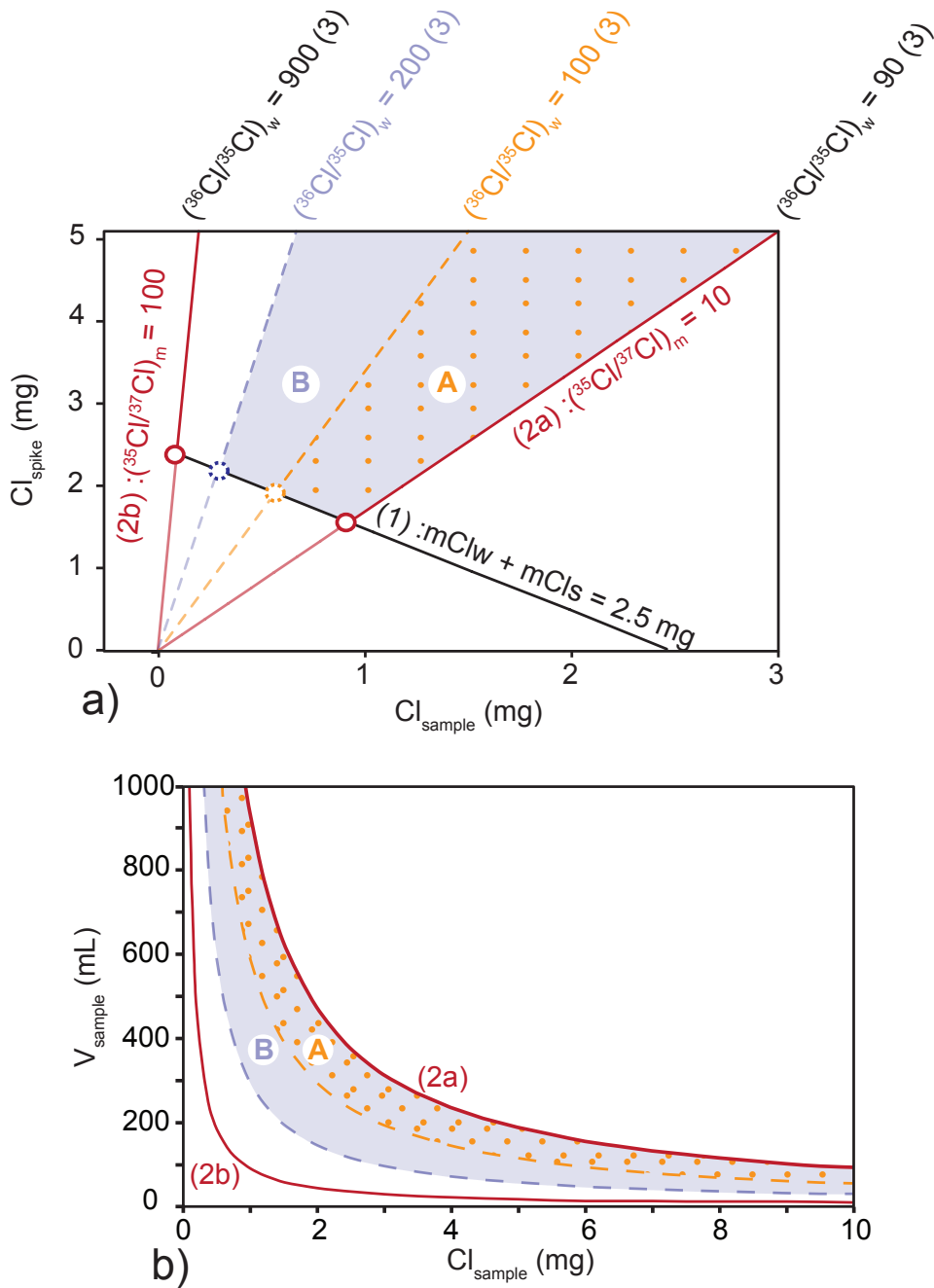


FIGURE 2.11 – Sample volume and spike mass optimization to fulfill conditions 1, 2a, 2b, 3. (a) Spike chlorine mass as a function of sample chlorine mass. Values of $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ and $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ resulting from mixing of the corresponding masses are discussed. (b) Sample volume as a function of sample concentration. All four lines correspond to condition 1. Solid lines correspond to $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m = 10 \text{ at.at}^{-1}$, condition 2a and $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m = 100 \text{ at.at}^{-1}$, condition 2b. Dashed lines are for condition 3 for two different water samples : orange line is for $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w = 100.10^{-15} \text{ at.at}^{-1}$ and grey line is for $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w = 200.10^{-15} \text{ at.at}^{-1}$

100 at.at $^{-1}$). On the other hand, for samples with $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ above the 900 value, in our specific case, condition 3 is not a limiting one.

To determine the optimal volume of a given sample, according to its concentration and its $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$, and to reduce the amount of the added spike for economical reasons, total chlorine mass ($m_{\text{Cl}_w} + m_{\text{Cl}_s}$) is set to 2.5mg. Matching conditions 1 and 2a on the one hand, and conditions 1 and 2b on the other hand yields the system of Equations (2.12). Using Equation (2.7) yields to the system of Equations (2.13) to calculate the optimum spike and sample chlorine masses.

$$\begin{cases} \text{(C.1)} : m_{\text{Cl}_s} + m_{\text{Cl}_w} = 2.5 \\ \text{(C.2a)} : \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_m = 10; \text{(C.2b)} : \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_m = 100 \end{cases} \quad (2.12)$$

$$\begin{cases} \text{(C.1)} : m_{\text{Cl}_w} = \frac{2.5}{1 + \frac{M_{\text{Cl}_s}}{M_{\text{Cl}_w}} \left[\frac{1 + \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_s}{1 + \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_w} \right] \left[\frac{\left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_m - \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_w}{\left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_s - \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_m} \right]} \\ \text{(C.2a)} : \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_m = 10; \text{(C.2b)} : \left(\frac{^{35}\text{Cl}}{^{37}\text{Cl}}\right)_m = 100 \end{cases} \quad (2.13)$$

These masses are represented Figure 2.11 by red solid circles plotted at the intersections between the red solid lines and the black solid line.

With the same approach, matching conditions 1 and 3 (Equation (2.14)), yields Equation (2.15) used to calculate the optimum spike and sample chlorine masses for several $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$.

$$\begin{cases} \text{(C.1)} : m_{\text{Cl}_s} + m_{\text{Cl}_w} = 2.5 \\ \text{(C.3)} : \left(\frac{^{36}\text{Cl}}{^{35}\text{Cl}}\right)_m = 10 \cdot \left(\frac{^{36}\text{Cl}}{^{35}\text{Cl}}\right)_s \end{cases} \quad (2.14)$$

$$m_{\text{Cl}_w} = \frac{2.5}{1 + \left(\frac{\sigma\%^{35}\text{Cl}_w \cdot M_{\text{Cl}_s}}{\sigma\%^{35}\text{Cl}_s \cdot M_{\text{Cl}_w}}\right) \left[\frac{\left(\frac{^{36}\text{Cl}}{^{35}\text{Cl}}\right)_w \cdot \frac{1}{9} - \frac{10}{9}}{\left(\frac{^{36}\text{Cl}}{^{35}\text{Cl}}\right)_s} \right]} \quad (2.15)$$

These masses are represented Figure 2.11 by dashed coloured circles at the intersections of the two (grey and orange) dashed lines with the solid black line. From each mass calculated above and using the relation $V=m/C$, the volume is represented as a function of the concentration (0 to 10 mg.L⁻¹). Thus, circles in Figure 2.11 (a) correspond to lines in Figure 2.11 (b).

Solid red lines correspond to condition 2a matching 1 on the one hand, and 2b matching 1, on the other hand. Color dashed lines correspond to the condition 3 matching 1 for two $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ water sample ratios. The same examples have been chosen to illustrate volume optimization. Grey area B corresponds to the optimum area if a sample has a $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w = 200.10^{-15}$ at.at $^{-1}$ or higher (dashed grey line). Spotted area A corresponds to the optimum area if a sample has a $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w = 100.10^{-15}$ at.at $^{-1}$ or higher (dashed orange line).

Within the defined range, Figure 2.11 (b) shows two different trends at low and high chlorine concentrations. When the Cl concentration is above 4 mg.L $^{-1}$, both the volume and the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ have a similar trend independently from the sample concentration, implying that the appropriate volume depends upon the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$. Because the optimal volume range is narrow, the sample volume is a critical choice. An average volume of 100mL will ensure optimal measured ratio $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ between 10 and 100. To summarize, this volume enables the analysis of any sample with $[\text{Cl}] > 4$ mg.L $^{-1}$ and with $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w > 200.10^{-15}$ at.at $^{-1}$, or any sample with $[\text{Cl}] > 6$ mg.L $^{-1}$ and with $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w > 100.10^{-15}$ at.at $^{-1}$. On the other hand, for samples with low concentrations (< 4 mg.L $^{-1}$), Cl concentration and $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ show a similar trend, independently from the sample volume, thus suggesting that the choice of the volume is not determinant but rather dictated by the available volume for sampling. An average volume of 600 mL seems relevant for very low concentration samples.

Finally, this graph demonstrates that, for a given Cl concentration there is a lower limit of the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w$ under which the three conditions required for analysis are not fulfilled. For example, a water sample with a $[\text{Cl}] < 0.6$ mg.L $^{-1}$ and $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_w < 100.10^{-15}$ at.at $^{-1}$ cannot be analyzed. Furthermore, a water sample with a $[\text{Cl}] < 0.1$ mg.L $^{-1}$ cannot be analyzed in any case. These limiting values are dependent on the maximum volume sample that is chosen (1000mL in this study). For these extreme cases, a higher volume must be used.

5.6 Low stable chlorine concentrations determined by ID-AMS

In this section, we focus on chlorine concentrations ranging from 0.1 to 10 mg.L $^{-1}$ and explore the capability of the ID-AMS technique to measure such low concentrations in water samples.

To do so, gravimetric standards first obtained by precise weighing are measured by ID-AMS.

Gravimetric standards concentrations obtained by weighing

Experiments were conducted by analysis a set of gravimetric solutions that contain between 0.1 and 10 mgCl.L⁻¹. These solutions were obtained by diluting two different stock solutions with ultra-pure water. Stock solution-1 was prepared by dissolving NaCl into ultra-pure water with a Cl concentration of 212.35±0.06 mg.L⁻¹. As expected, this solution is devoid of ³⁶Cl (³⁶Cl/³⁵Cl= 2.8x10⁻¹⁶ at.at⁻¹). Stock solution-2 was a natural groundwater sample, Guite (Table 2.1), with a concentration of chloride of (8.9±0.6 mg.L⁻¹ (obtained by ID-AMS) and a ³⁶Cl/Cl ratio of (257±210)x10⁻¹⁵ at.at⁻¹. Solution-2 was used to investigate the potential role of coexisting anions. Thirty-five dilute solutions have then been obtained by the addition of the appropriate volume of ultra-pure water to the two stock solutions (5.8, Table 2.4), measured 20 times with precise balances (10⁻⁴ g for volume < 100 mL, 10⁻³ g for volume < 500 mL, 10⁻² g for volume < 1000 mL). The uncertainties associated with each concentration are then calculated by the propagation of weighing errors (Table 2.3).

Chlorine concentrations determined by ID-AMS

This set of solutions was then analyzed with the ID-AMS technique after the addition of the optimal amount of spike, using the following chemical procedure. In this study, all samples were processed in batches of 10-15 samples. A chemistry blank was processed in each batch to estimate potential chemical contaminations. Ultra-pure reagents were used to minimize contamination with natural chlorine. The first step consisted in the addition of the optimal amount of spike. Chlorine was extracted by precipitation of AgCl, which was then re-dissolved in aqueous NH₃. A saturated solution of BaNO₃ was added to allow sulphur precipitation as BaSO₄. It was then removed from the solution by 0.45 µm mesh filtration. This step is essential to eliminate the isobaric interferences of ³⁶S on ³⁶Cl during AMS measurements and was repeated twice. Purified AgCl precipitates were obtained after re precipitation in nitric acid solution and three times washing with ultra-pure water. Precipitates were finally dried at 80 °C and pressed in 6.6mm diameter Ni-target holders. All samples were analyzed at the AMS Facility ASTER.

TABLEAU 2.3 – Chlorine concentrations of the gravimetric standards and derived from ID-AMS measurements for each dilute solution of Solution-1 and Solution-2 (Groundwater sample, Guite, Table 2.1). Uncertainties are at 1σ level.

Dilute solutions from Nacl			Dilute solutions from Guite, Table 2.1		
Name	[Cl] ID-AMS mg.L ⁻¹	[Cl] Gravimetric standards mg.L ⁻¹	Name	[Cl] ID-AMS mg.L ⁻¹	[Cl] Gravimetric standards mg.L ⁻¹
CBJP-III-1	9.4 ± 0.4	10.109 ± 0.007	CBJP-I-1	8.5 ± 0.4	8.9 ± 0.4
CBJP-III-2	8.8 ± 0.4	9.896 ± 0.006	CBJP-I-2	9.3 ± 0.4	8.9 ± 0.4
CBJP-III-3	8.0 ± 0.4	8.030 ± 0.005	CBJP-I-3	8.0 ± 0.3	7.9 ± 0.4
CBJP-III-4	5.8 ± 0.3	5.848 ± 0.004	CBJP-I-4	7.3 ± 0.3	7.0 ± 0.3
CBJP-III-5	3.9 ± 0.2	4.013 ± 0.003	CBJP-I-5	5.8 ± 0.3	6.2 ± 0.3
CBJP-III-7	1.92 ± 0.08	1.989 ± 0.001	CBJP-I-6	5.1 ± 0.2	5.3 ± 0.2
CBJP-III-8	0.96 ± 0.04	0.9638 ± 0.0005	CBJP-I-7	4.6 ± 0.2	4.4 ± 0.2
CBJP-IV-1	0.97 ± 0.04	1.0173 ± 0.0004	CBJP-I-8	3.5 ± 0.2	3.4 ± 0.2
CBJP-IV-2	0.70 ± 0.03	0.8057 ± 0.0003	CBJP-I-9	2.8 ± 0.1	2.8 ± 0.1
CBJP-IV-4	0.50 ± 0.02	0.5000 ± 0.0002	CBJP-I-10	1.82 ± 0.08	1.75 ± 0.08
CBJP-IV-6	0.29 ± 0.01	0.29542 ± 0.00009	CBJP-I-11	0.92 ± 0.04	0.87 ± 0.04
CBJP-IV-7	0.101 ± 0.005	0.10356 ± 0.00004	CBJP-II-1	0.83 ± 0.04	0.80 ± 0.04
CBJP-IV-9	0.093 ± 0.004	0.10187 ± 0.00004	CBJP-II-2	0.66 ± 0.03	0.73 ± 0.04
			CBJP-II-3	0.68 ± 0.03	0.72 ± 0.04
			CBJP-II-4	0.65 ± 0.03	0.62 ± 0.03
			CBJP-II-5	0.44 ± 0.02	0.44 ± 0.02
			CBJP-II-6	0.43 ± 0.02	0.45 ± 0.02
			CBJP-II-7	0.34 ± 0.02	0.36 ± 0.02
			CBJP-II-8	0.27 ± 0.01	0.266 ± 0.014
			CBJP-II-9	0.176 ± 0.008	0.178 ± 0.009
			CBJP-II-10	0.096 ± 0.004	0.090 ± 0.005
			CBJP-II-11	0.127 ± 0.006	0.123 ± 0.006

The uncertainties on chlorine concentrations are calculated by propagating the measurement errors as described in Section 5.4 (Table 2.3). They are found to be $\pm 5\%$ and result from the precise calibration of the spike and low errors associated with the direct ratio measurements (reproducibility=3%). As presented in the first part of this study, this is due to the chosen optimal range of stable ratio between 10 and 100.

Comparison between [Cl] of gravimetric standards and [Cl] determined by ID-AMS

The measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ ratio was normalized by the expected one following gravimetric mixing and was plotted as a function of the chlorine concentration (Figure 2.12). The normalized ratios all lie between 1.15 and 0.9, independently from the chlorine concentration. Espe-

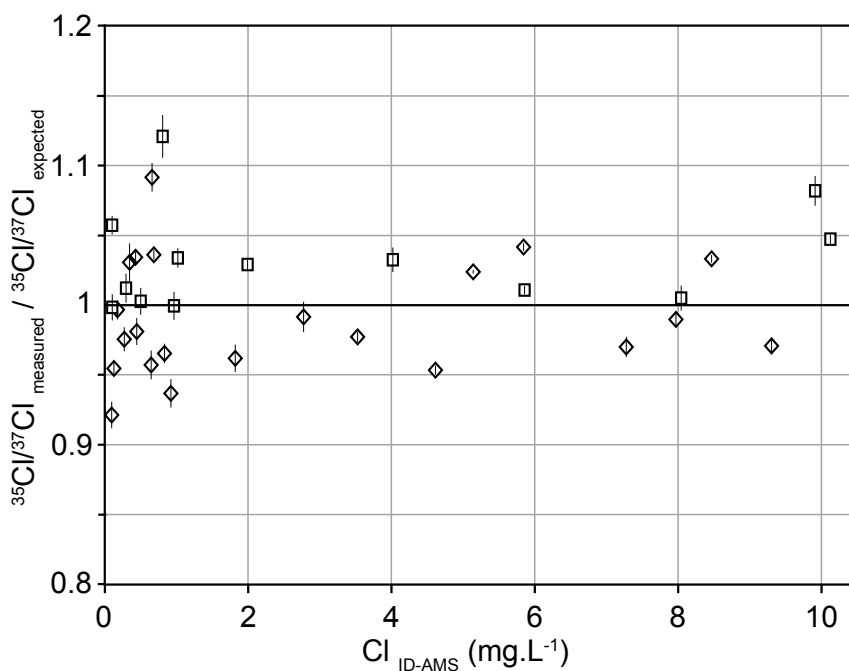


FIGURE 2.12 – Measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ normalized by expected $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ as a function of chlorine concentration derived from ID-AMS measurements

cially, no deviation was observed at low concentrations.

The ID-AMS Cl concentrations with their associated uncertainties are compared with gravimetric values Figure 2.13(a) (see also Table 2.3). The linear regression was calculated and was found not to be significantly different from the expected 1 :1 line. No deviation was observed at low concentrations. Moreover, to check if the propagated uncertainties on ID-AMS measurements are realistic, we plot Figure 2.13(b) the differences between the ID-AMS concentration and gravimetric value, normalized by the uncertainty of the ID-AMS concentration as a function of the Cl concentration (Di Nicola et al., 2009). Our results followed a normal distribution as 37 % (13/35) of values lay outside of the 1σ level and no systematic shift appeared.

These results show that :

1. The ID-AMS technique is accurate to determine low concentrations samples in the 0.1 to 10 mg.L^{-1} concentration range since there are no significant shift on its determination.
2. The ID-AMS technique is precise with a relative uncertainty of $\pm 5\%$ for the Cl concentration measurement.

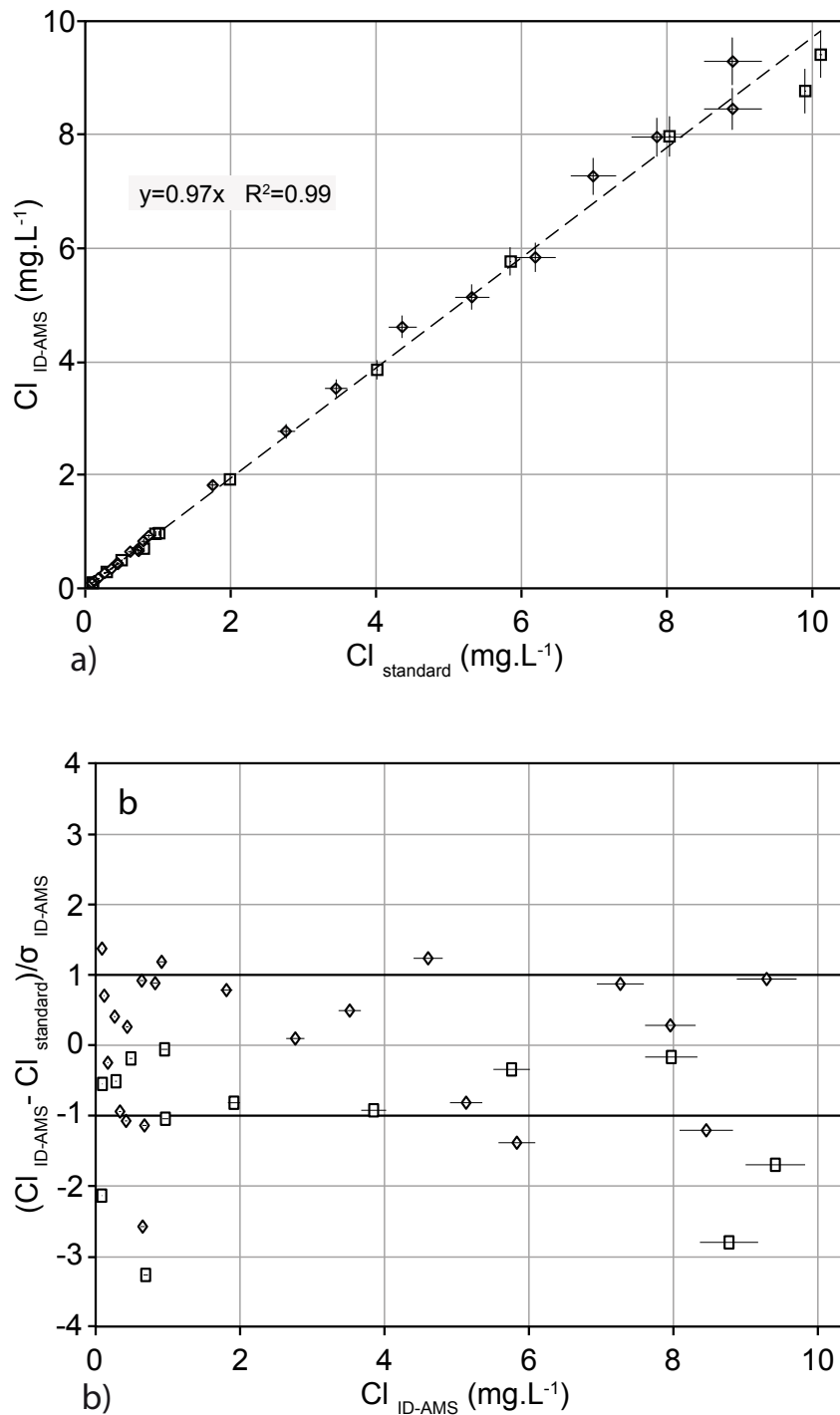


FIGURE 2.13 – (a) Cl concentration of gravimetric standards versus derived from ID-AMS measurements; squares : dilute solutions from Solution 1; diamonds : dilute solutions from Solution 2 (Guite, 2.1); uncertainties are of 1σ ; dashed line : Weighted linear regression.

(b) Difference in analytical results normalized to the 1σ standard deviation of ID-AMS as a function of chlorine concentration derived from ID-AMS measurements; squares : dilute solutions from Solution 1; diamonds : dilute solutions from Solution 2; uncertainties are of 1σ .

Contribution of Cl and ^{36}Cl determination to the understanding of hydrology of low [Cl] waters

The three groundwater samples (Dikwa, Mani, Guite, Table 2.1) which were presented here to assess the reproducibility and precision of the ID-AMS analytical technique, were collected in the frame of a wider-scale study regarding the hydrology of the endorheic Lake Chad Basin (LCB). This broader study aims to investigate the water residence time as well as the relationships within the LCB multi layered aquifer system (Bouchez et al., 2014, 2015a). It is noteworthy that the precise determination of chlorine contents in ground and surface waters is essential to constrain recharge rates as demonstrated by many studies relying on the chlorine mass balance, especially in arid systems (Edmunds and Gaye, 1994; Zhu et al., 2003). Previous works in Central Africa (e.g. : in the Congo Basin Negrel et al. (1993), Niger Gaillardet et al. (1999), Cameroun Viers et al. (1997), Mali Picouet et al. (2002)) suggest that the chlorine contents of most rivers are low ($[\text{Cl}] < 5\text{mg.L}^{-1}$). In particular, the LCB being located in the semi-arid Sahelian belt, in Central Africa (Schneider, 2004), far from the Cl oceanic source, surface waters and precipitation have low chlorine contents ($[\text{Cl}] < 1\text{mg.L}^{-1}$, Zairi (2008)). It is therefore a suitable context to validate the applicability of the analytical method developed here. As the analytical basement of a broader study, the following conclusions can be drawn from the partial results presented here. $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ values measured in the Quaternary aquifer (Mani : $(202 \pm 9) \times 10^{-15}$ at.at $^{-1}$, Guite : $(257 \pm 10) \times 10^{-15}$ at.at $^{-1}$) reflect modern atmospheric input of chlorine-36, thereby indicating sub-modern recharge of the Quaternary aquifer system. Conversely, the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio measured in the water sample from the deep confined aquifer (Dikwa : $(13 \pm 1) \times 10^{-15}$ at.at $^{-1}$) is significantly lower than those from the Quaternary aquifer, reaching values close to the secular equilibrium observed in equivalent aquifer systems (Fabryka-Martin, 1988). This evidences a long residence time, likely exceeding several half-lives of the ^{36}Cl , of groundwater in the deep aquifer of the LCB. The presented analytical method combining the determination of ^{36}Cl and low Cl contents opens new insights to improve our knowledge of the biogeochemical chlorine cycle. Of broad interest for the geochemical community, chlorine is indeed used as a tracer of geochemical and hydrological processes. In equatorial to sub-tropical environments it is pivotal

either to reconstruct modern recharge and paleorecharge (Petersen et al., 2014; Scanlon et al., 2006) or to determine atmospheric contribution in surface water composition in order to assess chemical weathering rates (Gaillardet et al., 1999; Negrel et al., 1993; Picouet et al., 2002; Viers et al., 1997)). Such applications justify the crucial need for precise determination of [Cl] and [^{36}Cl] in low chlorine content waters that remain analytically challenging.

5.7 Summary and Conclusions

The applicability of the ID-AMS technique to determine simultaneously ^{36}Cl and Cl concentrations in low chlorine water samples (0.1 to 10 mg.L^{-1}) has been studied. Firstly, analytical errors and reproducibility associated with the analysis of chlorine ratios at the French AMS national facility ASTER have been precisely determined. The errors on Cl and ^{36}Cl contents were evaluated at $\pm 5\%$ and $\pm 7\%$, respectively. The robustness and reliability of this technique to measure low chlorine concentrations has been proved by the measurements of gravimetric standards by ID-AMS. This study not only enlarges the applicability of ^{36}Cl studies to fresh systems but also provides a fieldwork sampling scheme for ^{36}Cl studies in fresh systems. Indeed, as the measurement of the water conductivity on the field may lead to an estimate of the chlorine concentration, the optimum volume of sample to collect can be deduced from the optimization diagram.

Acknowledgments

This work benefits from the financial support from Andra (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs, France) and FFEM, France (Fond Français de l'Environnement Mondial) and was supported by the Agence Nationale de la Recherche through the LABEX OT-Med (Objectif Terre : Bassin Méditerranéen <http://www.otmed.fr/>) and the project EQUIPEX ASTER-CEREGE.

5.8 Supplementary data : Raw data

TABLEAU 2.4 – Raw data used in calculation of concentrations from ID-AMS for Solution-1 (NaCl) and Solution-2 (Guite, Table 2.1) : first column refers to quantity of Solution used, second column refers to quantity of water added, third column refers to quantity of spike added and last column refers to measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$. Uncertainties are at 1σ level.

NaCl ([Cl] = 212,35 mg.L ⁻¹)					Groundwater sample (Guite, Table 2.1, [Cl] = 8.9 mg.L ⁻¹)				
Sample name	m(NaCl) g	m(water) g	m(spike) mg	$^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ at.at ⁻¹	Sample name	m(Guite) g	m(water) g	m(spike) g	$^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ at.at ⁻¹
CBJP-III-1	8.1152	162.351	0.3469	9.1	CBJP I-1	173.487	0	0.3430	9.6
CBJP-III-2	8.1035	165.775	0.3478	9.4	CBJP I-2	171.564	0	0.3470	9.1
CBJP-III-3	6.4529	164.182	0.3427	10.1	CBJP I-3	151.663	20.1081	0.3429	10.0
CBJP-III-4	4.7333	167.138	0.3459	12.8	CBJP I-4	131.068	36.0148	0.3425	10.9
CBJP-III-5	3.2350	167.958	0.3416	17.4	CBJP I-5	118.752	52.0700	0.3427	12.6
CBJP-III-7	2.0648	218.339	0.3408	24.4	CBJP I-6	102.786	69.3313	0.3460	13.9
CBJP-III-8	1.0003	219.394	0.3425	45	CBJP I-7	82.509	86.0169	0.3437	15.3
CBJP-III-blank	0	0	0.3426	833	CBJP I-8	66.0748	104.579	0.3434	18.7
					CBJP I-9	68.2004	151.942	0.3457	18.3
					CBJP I-10	43.3246	176.664	0.3455	25.7
					CBJP I-11	21.6879	199.925	0.3445	46
					CBJP I-blank	0	58.488	0.3452	657
CBJP IV-1	2.4999	519.320	0.3495	20.0	CBJP-II-1	69.9271	709.433	0.3467	16.4
CBJP IV-2	1.9841	520.966	0.3416	26.2	CBJP-II-2	52.0583	578.852	0.3622	24.6
CBJP IV-4	2.3690	1003.731	0.3429	20.0	CBJP-II-3	41.8659	477.604	0.3425	27.0
CBJP IV-6	1.3838	993.276	0.3428	32	CBJP-II-4	36.1829	484.317	0.3411	28.2
CBJP IV-7	0.4770	977.593	0.3405	80	CBJP-II-5	30.118	579.851	0.3456	34
CBJP IV-9	0.4811	1002.359	0.3452	85	CJP-II-6	50.2399	945.710	0.3457	22.9
CBJP IV-blank	0	575.460	0.3452	700	CBJP-II-7	41.2345	979.836	0.3454	26.9
					CBJP-II-8	29.8625	968.728	0.3456	34
					CBJP-II-9	20.4830	1001.677	0.3452	48
					CBJP-II-10	9.5878	942.262	0.3442	87
					CBJP-II-11	14.0382	1004.172	0.3435	64
					CBJP-II-blank	0	883.570	0.3437	697

5.9 Supplementary data : Details on the uncertainty propagation

Uncertainty propagation on Cl contents

In Equation (2.7) the input data having uncertainties are :

- the number of atoms of chlorine from the spike. It combines weighting error, which only depends on the balance used and the error associated to the concentration, that is evaluated from the calibration of the spike.
- the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ ratio of the spike. Its uncertainty is also fixed and evaluated from the calibration of the spike.
- the measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ ratio. Its uncertainty has been evaluated to $\pm 3\%$ of the ratio.

Normal distributions are assumed for all these input data, characterized by their mean and standard deviation.

Moreover, a classical propagation formula based on the derivation of the Cl content function was also used. The formula used is written in [Wilcken et al. \(2013\)](#). The results are identical to those obtained with the Monte Carlo approach. This validates the use of the Monte Carlo analysis and highlights the independence of each variables assumed in this formula.

Uncertainty propagation on ^{36}Cl contents

In Equation (2.9), the input data having uncertainties are :

- the number of atoms of chlorine from the spike. It combines weighting error, which only depends on the balance used and the error associated to the concentration, that is evaluated from the calibration of the spike.
- the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_s$ ratio of the spike. Its uncertainty is also fixed and evaluated from the calibration of the spike.
- the $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_s$ ratio of the spike. Its uncertainty is also fixed and evaluated from the calibration of the spike.
- the measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ ratio. Its uncertainty has been evaluated to $\pm 3\%$ of the ratio.
- the measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ ratio. Its uncertainty has been evaluated to $\pm 5\%$ of the ratio.

Normal distributions are assumed for all these input data, characterized by their mean and standard deviation. As defined previously, measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ ratios that lead to the lowest uncertainties range from 10 to 100 at.at $^{-1}$. Therefore in this propagation analysis on the ^{36}Cl , we constrain our study within this defined range and we show that the choice of the $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ ratio within this range does not affect the propagation analysis.

BILANS HYDROLOGIQUE, CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DU LAC TCHAD

Hydrological, chemical and isotopic budgets of Lake Chad Bouchez C., Goncalves J., Deschamps P., Vallet-Coulomb C., Hamelin B., J.C. Doumnang, Sylvestre F., *to be submitted*



Embarcadère du port de Guité, lac Tchad

1 Préambule

Ce premier chapitre est présenté sous la forme d'un article qui va être soumis très prochainement. Dans cet article, la conceptualisation du lac en trois cuvettes distinctes, proposée par [Bader et al. \(2011\)](#), est utilisée et complétée. Une inversion des données de hauteurs de lac entre 1955 et 2011 permet de calculer le flux net de sortie sur chacune des cuvettes. Le lac étant endoréique, ce flux correspond à la somme de l'évaporation (E), de la transpiration (T) et de l'infiltration (I). Une modélisation isotopique et chimique est ensuite réalisée en se basant sur le fait que seul l'évaporation est un processus fractionnant les isotopes stables de l'eau et que seul l'infiltration est un processus qui élimine les sels du lac. Ainsi, la calibration du modèle chimique et isotopique en utilisant les données existantes sur le lac permet de séparer les trois termes du bilan hydrologique du lac (E, T, I).

Dans ce chapitre, nous montrons que la transpiration n'est pas négligeable puisqu'elle atteint 10 à 15 % de l'évapotranspiration dans la cuvette sud et la cuvette nord et probablement jusqu'à 40 % dans la zone des Archipels. La régulation chimique du lac est assurée par une infiltration de l'ordre de 10 % du flux total. La modélisation que nous avons développée permet de reproduire la transition d'un état de lac normal à un état de petit lac au cours des années 1970-1980. Nous montrons que ces phases de réduction drastique de la surface du lac participent à une évacuation efficace des sels vers l'aquifère quaternaire.

2 Hydrological, chemical and isotopic budgets of Lake Chad - abstract

Authors : Camille Bouchez, Julio Goncalves, Pierre Deschamps, Christine Vallet-Coulomb, Bruno Hamelin, Jean-Claude Doumnang, Florence Sylvestre

In the Sahelian belt, Lake Chad is a key water body for 13 million people who live on its resources. It experiences, however, substantial and frequent surface changes. Located at the center of one of the largest endorheic basins in the world, its waters remain surprisingly fresh. Its low salinity has been attributed to a low infiltration flow whose value remains poorly constrained. Understanding the lake's hydrological behavior in response to climate variability requires a better constraint of the factors that control its water and chemical balance. Based on the three-pool conceptualization of Lake Chad proposed by Bader, J.C., Lemoalle, J. and Leblanc M. (2011) [Hydrol. Sci. J., 56 : 3, 411-425], this study aims to quantify the total water outflow from the lake, the respective proportions of evaporation (E), transpiration (T) and infiltration (I), and the associated uncertainties. A Bayesian inversion method based on lake-level data was used, leading to total water loss estimates in each pool (ETI). Sodium and stable isotope mass balances were then used to separate total water losses into E, T and I components. Despite the scarcity of representative data available on the lake, the combination of these two geochemical tracers is relevant to assess the relative contribution of these three outflows involved in the control of the hydrological budget. Mean evapotranspiration rates were estimated at $2070 \pm 100 \text{ mm yr}^{-1}$ and $2270 \pm 100 \text{ mm yr}^{-1}$ for the southern and northern pools respectively. Infiltration represents between 100 and 300 mm yr^{-1} but most of the water is evapotranspired in the first few kilometers from the shorelines and does not efficiently recharge the Quaternary aquifer. Transpiration is shown to be significant, around 300 mm yr^{-1} and reaches 500 mm yr^{-1} in the vegetated zone of the archipelagos. Hydrological and chemical simulations reproduce the marked hydrological change between the "normal lake" state that occurred before 1972 and the "small lake" state after 1972 when the lake surface shrunk to a tenth of its size. According to our model, shrinking phases are efficient periods for salt evacuation from the lake towards the phreatic aquifer.

Key-words : Lake Chad ; infiltration ; transpiration ; hydrological and chemical model ; Bayesian inversion

3 Introduction

The severe drought that affected the Sahel in the 1970s-1980s is one of the major signs of climate variability recorded on a global scale during the XXth century (Giorgi, 2002). The surface of Lake Chad decreased from 21,000 km² in 1960 to 2,500 km² in 1987 (Lemoalle et al., 2014), illustrating the consequences of climatic changes in the Sahelian belt (Ballatore and Muhandiki, 2002; NASA Earth Observatory, 2001). Lake surface oscillations have major socio-economic impacts on populations established along the lakeshores who depend on its fresh water and halieutic resources for their livelihood (Hutchinson et al., 1992; Sarch, 2001; Sarch and Birkett, 2000). It was initially thought that withdrawals of water, mainly for irrigation, contributed to the lake decline observed during the 80s and 90s (Coe and Foley, 2001), but more recent studies have shown that withdrawals were very likely overestimated and argue that extraction for irrigation is negligible in the hydrological budget of the lake (Lemoalle et al., 2014). Since 2000, the lake surface area has increased, reaching 14,000 km² in April 2013 due to more favorable rainfall in the western Sahel (Lebel and Ali, 2009). This recent evolution of Lake Chad clearly indicates that its variability is essentially driven by variations in the monsoon regime over its southern drainage basin, combined with the very short residence time of the water in this system.

Although it is the outlet of an endorheic basin dominated by evaporation (~2000 mm yr⁻¹) Lake Chad waters remain surprisingly fresh (Carmouze, 1979; Roche, 1975). It has been suggested that the chemical regulation of Lake Chad is controlled both by geochemical precipitation and clay neoformation in the lake (Carmouze, 1983; Gac et al., 1977) and more significantly by infiltration of the lake water into the underlying quaternary aquifer (Roche, 1975). The aquifer connected with the lake is the major source of water for domestic use but its waters in some areas show total dissolved salt concentrations above the recommended values.

A thorough estimate of the hydrological and chemical fluxes of Lake Chad is crucial to understand its variability and chemical regulation as well as to constrain the relationship between the

lake and the quaternary aquifer. Despite considerable efforts to evaluate evaporation and infiltration out of this lacustrine system, much remains to be done in order to better constrain the hydrological and salinity budget of Lake Chad, especially in its present state, characterized by seasonal or perennial pools. For instance, the impact of transpiration, which might be a significant process impacting the hydrological budget owing to dense vegetation on the lake (Jasechko et al., 2013), has never been taken into account so far. Different lake water balance models were previously implemented to simulate fluctuations in the level of Lake Chad (Olivry et al., 1996; Vuillaume, 1981). An integrated lake-catchment approach, coupling the distributed surface water balance calculated over the basin (IBIS) with runoff transported across the land surface (HYDRA) described using a Digital Elevation Model (DEM) approach yielded a good representation of the river discharge of the basin and the lake-levels in the eastern part (Coe and Foley, 2001). Nevertheless, this model was unable to distinguish the different states and pools of the lake and groundwater-surface water interactions were not accounted for.

Infiltration of lake waters into the Quaternary aquifer was evaluated by isotopic studies (Fontes et al., 1970b; Gaultier, 2004; Zairi, 2008) or by quantitative approaches based on simple water or salt budgets (Bader et al., 2011; Carmouze, 1972; Roche, 1980), direct estimates of seepage velocities (Isihoro and Matisoff, 1990) or hydrogeological models (Isihoro et al., 1996; Leblanc, 2002). However, they lead to a large range of infiltration estimates of between 2% and 32% of the total inputs of the lake. The accurate quantification of leakage from lake waters is a challenging issue especially in semi-arid to arid environments (Gee and Hillel, 1988), as the estimates are highly dependent on the methods selected (LaBaugh et al., 1997). This suggests that a combination of different approaches is necessary to accurately estimate all the fluxes of the lake water balance. Chemical modeling using conservative elements has proved to be relevant to quantify groundwater outflows (LaBaugh et al., 1997; Troin et al., 2010; Vallet-Coulomb et al., 2001). Isotopic budgets have also been widely used to constrain lake water balances (Gibson, 2002b; Gibson et al., 2002; Gonfiantini, 1986; Krabbenhoft et al., 1990; Sacks et al., 2013; Vallet-Coulomb et al., 2006). However, the combination of the two approaches has seldom been undertaken.

The objective of the present study is to improve the understanding of Lake Chad hydrology by

combining for the first time hydrological, chemical and isotopic mass balance approaches on a daily time scale over the 1955-2011 period. This aims at i) refining the range of the global total water losses of the Lake Chad system ; ii) determining the respective contributions of evaporation, infiltration and transpiration in the system not completely explored so far ; and iii) assessing the influence of infiltration on both the chemical regulation of the lake and the recharge and chemistry of the underlying aquifer.

4 General description of the study site

4.1 Lake catchment settings

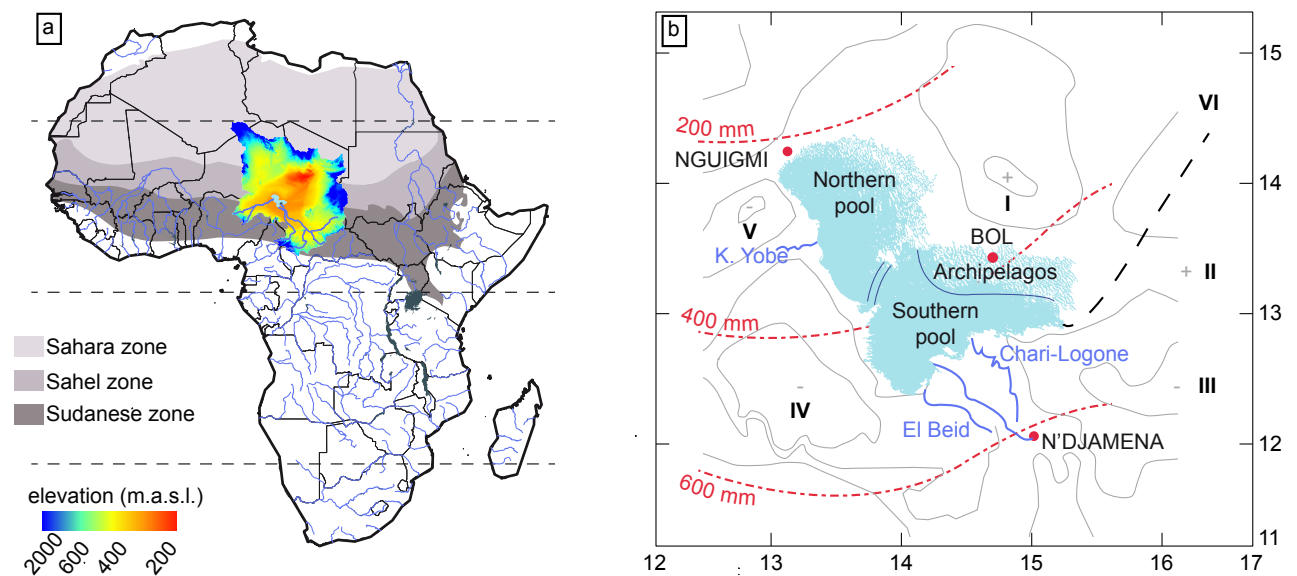


FIGURE 3.1 – a) Location of Lake Chad Basin in Africa. Lake Chad (light blue) and its tributaries (blue) are figured in the African hydrological network (blue lines). The climatic zones in North Africa and the elevations are presented. b) Presentation of Lake Chad in its “normal” state. The three pools are depicted and the double line between the southern and the northern pools is the “Great Barrier”. The tributaries are shown in blue and mean rainfall rates in red. The piezometric map around the lake and its particular features are presented in grey lines, the piezometric domes : I- Kanem II - Harr and depressions : III - Chari Baguirmi, IV- Bornu, V- Kadzell. The dotted black line represents the Bahr el Ghazal, a temporary outlet of the lake.

The Lake Chad Basin (LCB) is a 2.5 billion km² hydrological closed drainage basin located in central Africa, between Chad, Cameroon, Nigeria, Niger, and the Central African Republic. It is bordered by high mountains, the Tibesti and the Hoggar in the North, the Amadaoua in the

South, the Aïr in the west and the Ennedi in the East, extending from 7°E to 24°E and from 5°N to 25°N. The internal part is a flat sedimentary depression, with a mean topographic slope of 1.3 % (Le Coz et al., 2009). The drainage basin is characterized by a South to North climatic gradient. The northern part lies in the Saharan climatic zone, dominated by low rainfall and high evaporation rates. The southern Sudanese part is under a monsoon regime and is the only hydrologically active part of the basin (about 610 000 km²). Lake Chad is located in a small depression in the central Sahelian part of the basin (Fig 3.1).

4.2 Lake morphology

The shallow lake is subdivided into three areas, the southern and the northern pools, separated by an east-west vegetation-covered sand barrier named ‘the Great Barrier’, and an island area in the east named the archipelagos (Fig. 3.1). These zones are either connected or disconnected depending on the lake level. Different states and morphologies of the lake have been described as a function of lake levels (Olivry et al., 1996). During the recent period on which this study focuses, Lake Chad oscillated between its "normal" state, corresponding to a surface area of about 20,000 km² occurring between 1950 and 1972 and its "small" state, below 15,000 km² (Olivry et al., 1996) since 1972. Lake levels occasionally exceed a threshold located in the eastern part of the southern pool, at 282.3 m, leading to overflows in the Bahr-el-Ghazal channel, which drains water toward the Bodele depression (Fig. 3.1). During its “normal” state, the mean water depth is about three meters in the southern pool and six meters in the northern pool.

4.3 Hydrological and chemical features of Lake Chad

The Chari-Logone River flows from the Central African Republic along the Cameroon border into the southern shore of Lake Chad. It is the major tributary of the lake and accounts for almost 80-90 % of the water inflow. Other major inputs are the Komodougou Yobe River, which flows in Nigeria and Niger (5 %) into the northern pool and direct rainfall at the lake surface (5 to 10 %, Bader et al. (2011); Olivry et al. (1996)). Lake Chad waters are subject to a high evaporation rate of about 2000 mm yr⁻¹, which is the major water loss of the lake, while infiltration remains

small. In the “normal” state, river discharge is around $40 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ and rainfall at the surface of the lake around 250 mm yr^{-1} ($4 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$) for a lake volume of about 72 km^3 . Consequently, under the rough assumption of a steady state, the residence time of the waters in the lake is very short, about 1 to 2 years. With previous estimates of the annual infiltration into the Quaternary aquifer of nearly 5 % of the lake volume, the residence time of a conservative element in the “normal” state is around 20 to 40 years. Lake Chad hydrological budget is thus controlled by the balance between rainfall in the southern part of the basin and evaporation over the lake surface. This balance directly governs on very short time scales the volume but also the lake surface because of the flat topography of the basin responsible for the lake shallowness.

4.4 The regional Quaternary aquifer

The lake is hydraulically connected to an unconfined aquifer of $500,000 \text{ km}^2$ in surface area (Schneider and Wolff, 1992). It is composed by an alternation of silts, sands and clays resulting from extended and restricted lacustrine phases during the Quaternary. The hydraulic gradient and thus groundwater flow around the lake is oriented from the lake towards the aquifer except at the North-East end of the lake (Fig. 3.1). The water table is characterized by three major piezometric depressions around the lake, Chari-Baguirmi, Kadzell and Bornu and two piezometric domes, Harr and Kanem (Fig. 3.1). The origin of such features, also described in other phreatic aquifers in the Sahelian belt (Aranyossy and Ndiaye, 1993; Archambault, 1960), is still debated. The main assumption of a high and localized evapotranspiration rate associated with low hydraulic conductivities was confirmed in the LCB by a steady state regional flow model of the Quaternary aquifer (Boronina and Ramillien, 2008). Isotopic studies suggest that the main recharge occurred during past humid periods younger than 4000 years BP (Leblanc, 2002; Leduc et al., 2000). Infiltration from both lake and rivers may also contribute locally to the recharge of this unconfined aquifer but its quantification remains an issue (Djoret, 2000; Zairi, 2008).

5 General approach : combination of water, chemical and isotopic mass balances

In the case of a shallow closed lake where aquatic vegetation has a non-negligible role through transpiration fluxes, the hydrological, chemical and stable isotopic mass balances are expressed as follows :

$$\begin{aligned}\frac{\Delta V_L}{\Delta t} &= \left(S_L \times [P - (E + T + I)] + Q_{in} \right)_{t-\Delta t} \\ \frac{\Delta(V_L \cdot C_L)}{\Delta t} &= \left(S_L \times [P \cdot C_P - I \cdot C_L] + Q_{in} \cdot C_{in} \right)_{t-\Delta t} \\ \frac{\Delta(V_L \cdot \delta_L)}{\Delta t} &= \left(S_L \times [P \cdot \delta_P - (I + T) \cdot \delta_L - E \cdot \delta_E] + Q_{in} \cdot \delta_{in} \right)_{t-\Delta t}\end{aligned}\quad (3.1)$$

where V_L is the volume of the lake (m^3), S_L the surface (m^2), P the rainfall ($m d^{-1}$), E the evaporation ($m d^{-1}$), I the infiltration ($m d^{-1}$), T the transpiration ($m d^{-1}$), Q_{in} the river discharge ($m^3 d^{-1}$), C_L , δ_L , C_P , δ_P , C_{in} and δ_{in} respectively the concentrations ($mg L^{-1}$) and isotopic compositions (‰) of the lake, the rainfall and the rivers, and δ_E the isotopic composition of the evaporated moisture. This set of balance equations assumes a perfect mixing at each time step. Considering a steady state of vegetation growth cycle in the lake, transpiration has no effect on salt balance but has the same role as infiltration for the isotopic mass balance since it does not induce any fractionation at stationary state (Welp et al., 2008). Therefore, in the chemical mass balance, infiltration is the only process exporting salts while in the stable isotope mass balance, evaporation is the only fractionating pathway. According to Craig and Gordon (1965), the isotopic composition of the evaporated moisture above a lake can be calculated from the measured relative humidity (h), the measured isotopic composition of the regional vapor (δ_A), the isotopic composition of the lake (δ_L), the total fractionation coefficient (ϵ^*) and the kinetic fractionation (ϵ_k) coefficient as follows :

$$\delta_E = \frac{(\delta_L - \epsilon^*)/\alpha - h \cdot \delta_A - \epsilon_k}{1 - h + \epsilon_k} \quad (3.2)$$

$$\epsilon^* = (\alpha - 1)$$

$$\epsilon_k = (1 - h) \cdot \theta \cdot n \cdot C_D \quad (3.3)$$

where n , θ and CD are turbulence parameters such that $n=1/2$ for an average turbulent flow (Gonfiantini, 1986), θ has been shown to have a value of 0.5 for the Eastern Mediterranean sea (Gat, 1996) and CD was determined experimentally as $CD^{18O}=28.5\text{‰}$, $CD^{2H}=25.1\text{‰}$ (Merlivat, 1978).

According to the system of equations 3.1, E , T and I are undistinguishable in the water mass balance but they are separated in the chemical and stable isotope mass balances. Denoting ETI the sum of Evaporation, Transpiration and Infiltration, the exporting fraction of salts is defined as $F_I=I/ETI$ and the fractionating fraction is $F_E=E/ETI$. The equation can thus be rewritten as follows :

$$\begin{aligned} \frac{\Delta V_L}{\Delta t} &= \left(S_L \times [P - \mathbf{ETI}] + Q_{in} \right)_{t-\Delta t} \\ \frac{\Delta(V_L \cdot C_L)}{\Delta t} &= \left(S_L \times [P \cdot C_P - F_I \cdot \mathbf{ETI} \cdot C_L] + Q_{in} \cdot C_{in} \right)_{t-\Delta t} \\ \frac{\Delta(V_L \cdot \delta_L)}{\Delta t} &= \left(S_L \times [P \cdot \delta_P - (1 - F_E \cdot \mathbf{ETI}) \cdot \delta_L - F_E \cdot \mathbf{ETI} \cdot \delta_E] + Q_{in} \cdot \delta_{in} \right)_{t-\Delta t} \end{aligned} \quad (3.4)$$

According to the system of equations (3.4), ETI can be determined from the water mass balance, the exporting salt fraction (F_I) i.e. infiltration from the chemical mass balance, and the fractionating fraction (F_E) i.e. evaporation from the stable isotope mass balance. Therefore, the holistic approach combining water, salt and isotope mass balances is a way to formally separate evaporation, infiltration and transpiration occurring at the surface of the lake. The approach detailed above for a single pool was applied to the three connected pools conceptualization of Lake Chad (Bader et al., 2011). Water balances were calculated at a daily time step and total outflows (ETI) were obtained from a Bayesian inversion of lake-levels. Chemical and isotopic mass balances were then calculated at a daily time step using the parameters resulting from the inversion. The F_I and F_E parameters were subsequently calibrated at each pool from the comparison between observed and simulated chemical and isotopic values. Details are presented in Section 7. According to Equations (3.1)-(3.4), this modeling approach requires some input data (Q_{in} , C_{in} , δ_{in} , P , C_P , δ_P , δ_E) as well as some calibration-validation data for comparison with simulation outputs (h_L , C_L , δ_L).

6 Hydrological, climatic and geochemical data

Our study is based on available hydrological, chemical and isotopic data and some additional data acquired in this study on the LCB. The references and details on the data used are listed in 11.1. The additional data acquired in this study are detailed in 11.2. A particular focus of the study was the assessment of the reliability and the quantification of uncertainties of this heterogeneous data set.

6.1 River data

The Chari-Logone discharges were reconstructed from river height measurements at the gauge station of N'Djamena. The Komadougou Yobe and El Beid discharges were calculated from observations and correlations with the Chari-Logone discharge (Bader et al., 2011). These discharges were considered for a period between 1956 and 2011. Uncertainties which could depend on installations, reading, gauging station calibration curve and reconstructions of the data set were evaluated at a reasonable value of 10 to 15 % (Cogley, 1989).

The sodium concentrations and the isotopic compositions of the Chari-Logone and Komadougou-Yobe Rivers were measured near their mouth between 1956 and 2009 (Carmouze, 1976; Djoret, 2000; Gac, 1980; Olivry et al., 1996; Roche, 1969; Zairi, 2008). We completed these data sets by new data, from samples collected between 2008 and 2013.

The Komadougou-Yobe River is characteristic of more arid climatic conditions with a concentration in Na^+ between 0.2 and 0.5 mmol L^{-1} against 0.1 to 0.2 mmol L^{-1} in the Chari-Logone. We observed the same trend with the oxygen isotopic composition which is between -4 ‰ and +8 ‰ in the Komadougou Yobe against -6 ‰ and +3 ‰ in the Chari. Both $[\text{Na}^+]$ and $\delta^{18}\text{O}$ evidenced a high seasonality for the two rivers with minima recorded during high-water levels at the end of the humid season (September) and maxima recorded during the dry season (April-May). The long-term weighted average isotopic composition of the Chari Logone is -3 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -20 ‰ for $\delta^2\text{H}$. The inter-annual variability of concentrations and isotopic compositions in rivers is low and there is no significant change in the water composition of the rivers between the normal and small states of the lake (Fig. 3.2).

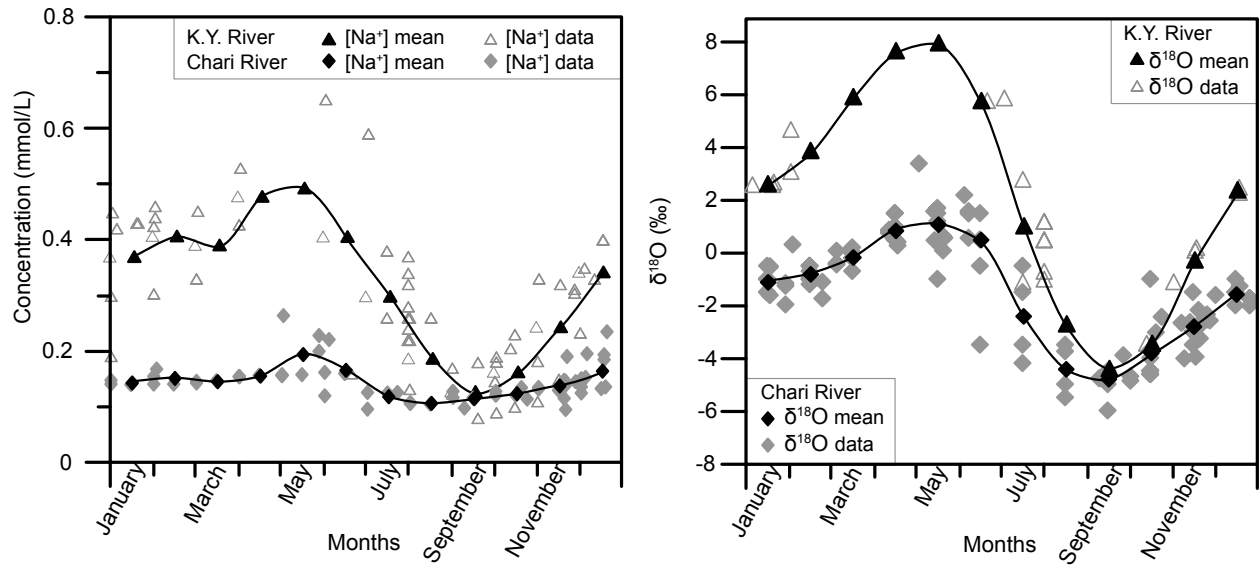


FIGURE 3.2 – River input variables a) Sodium concentrations in the Chari-Logone and Komadougou Yobe (KY) : Measured sodium concentrations in the Komadougou Yobe (triangles) ; mean annual scenario of sodium concentration reconstructed for the K.Y (black line with plain triangles) ; measured concentrations in the Chari-Logone (grey diamonds) ; mean annual scenario of sodium concentration reconstructed for the Chari-Logone (black line with plain diamonds). b) Oxygen-18 composition in the Chari-Logone and Komadougou Yobe (KY) : Measured $\delta^{18}\text{O}$ in the Komadougou Yobe (triangles) ; mean annual scenario of $\delta^{18}\text{O}$ reconstructed for the K.Y (black line with plain triangles) ; measured $\delta^{18}\text{O}$ in the Chari-Logone (grey diamonds) ; mean annual scenario of $\delta^{18}\text{O}$ reconstructed for the Chari-Logone (black line with plain diamonds).

6.2 Rainfall data

In this study, we used the rainfall dataset reconstructed by [Bader et al. \(2011\)](#) from precipitation measurements at five stations around Lake Chad. Sodium concentrations in rainfall were measured at a monthly time step by [Roche \(1980\)](#) in 1969. They range between 0.05 and 0.24 mmol L^{-1} . Higher concentrations, around 1 mmol L^{-1} were measured in rainfall in Nigeria ([Goni et al., 2001](#)) but are higher than the concentration of some river and lake samples. These questionable values were thus not considered in this study.

Eighty-six non-continuous measurements of deuterium and oxygen isotopes in precipitation were carried out between 1964 and 1995 at N'Djamena station ([IAEA/WMO, 2015](#)) (Fig. 3.3). The measurements at N'Djamena define the local meteoritic line : $\delta^2\text{H}=6.3\text{x}\delta^{18}\text{O}+4.3$ ($r^2=0.95$) with long-term weighted averages and standard deviations of -3.8 ± 1.7 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -18 ± 10 ‰ for $\delta^2\text{H}$. The low slope of the local meteoritic line is in agreement with measurements throughout

the Sahelian band and indicates that enriched precipitations are probably affected by evaporation in the atmosphere (Gallaire, 1995; Goni et al., 2001; IAEA/WMO, 2015).

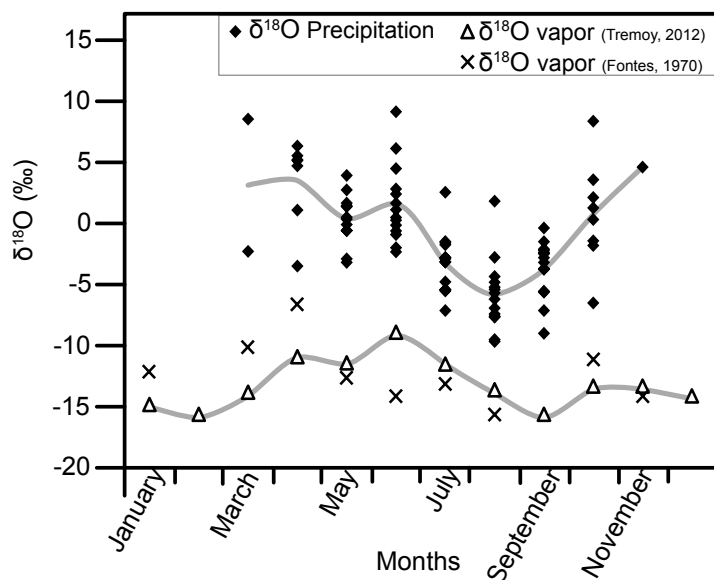


FIGURE 3.3 – Isotopic composition of precipitations (black diamonds, data from GNIP, IAEA), and regional atmospheric vapor measured by Tremoy et al. (2012), triangles, and by Fontes et al. (1970a), black crosses. The grey lines represent the mean annual scenarii.

6.3 Atmospheric vapor isotopic data, air temperature and relative humidity

The isotopic composition of atmospheric vapor is rarely measured and the current assumption of an isotopic equilibrium with rainfall is highly questionable in climates with long dry periods (Vallet-Coulomb et al., 2008). A few vapor measurements were performed in 1969 using the cryogenic trapping method (Fontes et al., 1970a), but because of their scarcity, and of the sampling conditions, they can only be considered as a rough indication of the order of magnitude (Fig. 3.3). Recently, a detailed annual record of $\delta^{18}\text{O}$ of water vapor was performed by using laser spectrometry at Niamey, Niger (Tremoy et al., 2012) (Fig. 3.3). It is the only available record in the Sahelian band, and we assume that it can be used as a record of the seasonal isotopic variations in the Lake Chad region, since both areas are under the same climatic conditions. This assumption will be further discussed through sensitivity analysis.

Mean monthly data of air temperature and relative humidity were obtained from the Climatic Research Unit (Harris et al., 2014) $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ data set. Air temperature reaches a maximum in May (30 °C) and a minimum in January (20 °C) and relative humidity reaches a maximum in August (70 %) and a minimum in Mars (20 %). The amplitude of variation and the low values of

humidity are consistent with the relative humidity measurements at N'Djamena (Olivry et al., 1996).

6.4 Evaporation

Evaporation above Lake Chad was estimated by several methods. Measurements from lysimeters provide the most reliable data while measurements by evaporimeter or evaporation pans lead to different estimations (Monteith, 1991; Olivry et al., 1996; Riou and Dubois, 1967). Lysimeter measurements at Bol (archipelagos) between 1965 and 1977 give an average annual evaporation rate of 2170 mm yr⁻¹, a maximum during the dry season in April (229 mm month⁻¹), another one in October (199 mm month⁻¹) and a minimum in January (136 mm month⁻¹). The potential evapotranspiration rates obtained from reanalysis by the CRU from 1900 to 2012 lead to a total annual evaporation of 2022 mm yr⁻¹ in the southern pool, 1952 mm yr⁻¹ in the archipelagos and 2365 mm yr⁻¹ in the northern pool.

The different estimates remain within a 10 % error range, consistently with other studies (Rosenberry et al., 2007; Vallet-Coulomb et al., 2001), and the seasonality, the interannual variability and the spatial variability were found to be similar whatever the method used. The seasonality shown by the lysimeter measurements is significant and reveals the same pattern as the CRU data. The interannual variability of the total evaporation is less than 10% (Olivry et al., 1996) and the standard deviation on the CRU evaporation over the whole period is less than 2 % for all pools (with a maximum in 2009 of 2100 mm yr⁻¹ in the southern pool and a minimum in 1961 of 1941 mm yr⁻¹). Moreover, no significant change during the climatic transition period was observed. Finally, both methods show that evaporation rates are almost similar in the southern pool and in the archipelagos and 10 % higher in the northern pool.

6.5 Ground-based and altimetric lake level data

Lake-level was monitored non-continuously from 1956 to 2008 at three gauges, in Bol (archipelagos), Kalom and Kirenowa (southern pool) and Nguigmi (northern pool), see Fig. 3.1 for locations (Bader et al., 2011; Lemoalle, 2004; Olivry et al., 1996). The Bol station, located in the

archipelagos, provides the most complete record on a daily time scale. The other stations provide sparse observations. The data set comprises 885 lake-level data measured in the archipelagos, 150 in the southern pool and 97 in the northern pool over the 1956-2008 period. Data in the northern pool were completed by lake surface estimates obtained from remote sensing (Leblanc, 2002; Leblanc et al., 2011; Lemoalle et al., 2012) and, for consistency reasons, converted into lake levels using the surface-level relationships provided by Bader et al. (2011).

6.6 Lake Chad chemical and isotopic data

Data from Carmouze (1976); Chantraine (1977, 1978); Chantraine and Lemoalle (1976a,b); Gac (1980); Gaultier (2004); Lemoalle (1979); Maglione (1976); Roche (1980); Zairi (2008) were collected and completed by new samplings performed between 2008 and 2012. Due to its endorheism and climate characteristics, the lake is expected to be a concentrating basin of dissolved salts. However, the water salinity is low and relatively time constant. Exhaustive studies carried out by Carmouze (1976) on the whole lake during its “normal” state, between 1968 and 1971, provide a description of its geochemical features. These data show a global trend of increasing concentrations from the Chari-Logone delta ($\sigma = 50 \mu\text{S cm}^{-1}$) to the northern pool ($\sigma = 1000 \mu\text{S cm}^{-1}$) and to a lower extent to the archipelagos ($\sigma = 600 \mu\text{S cm}^{-1}$). The lake Chad waters are dominated by HCO_3^- while Cl^- and SO_4^{2-} accounts for only 2 % of the anionic balance with chlorine concentrations below 1mg L^{-1} . Calcium is the most abundant cation near the Chari-Logone mouth, while sodium becomes dominant in more concentrated waters because it does not react with the lake substratum or the vegetation (Carmouze, 1976). Therefore, sodium and chlorine can be considered conservative elements except in the northern margin where limited deposits of natron (Na_2CO_3) are described. However, because of the low chlorine content in the waters, very few accurate chlorine measurements are available. Hence, only sodium is considered a conservative element in this study. Sodium concentrations in the lake during the “normal” state were about 0.3 mmol L^{-1} in the southern pool, 2 mmol L^{-1} in the northern pool and 0.5 mmol L^{-1} in the archipelagos (Fig. 3.4).

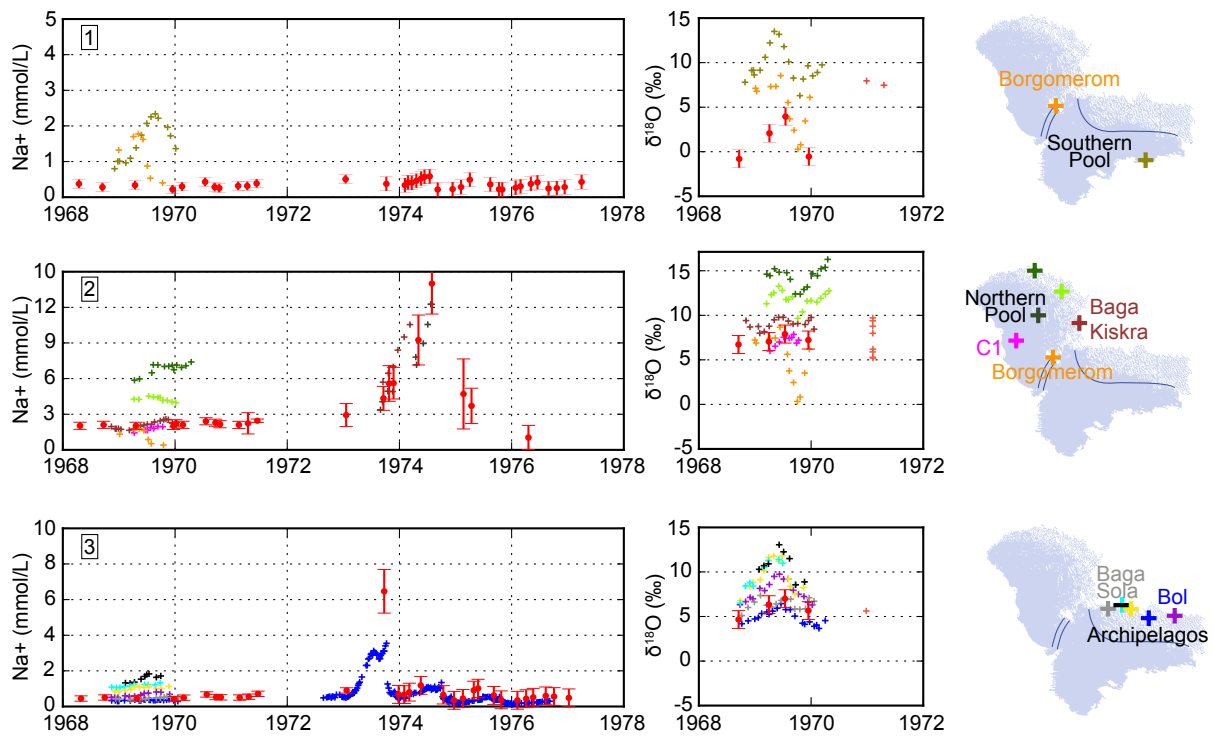


FIGURE 3.4 – Sodium concentration and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of Lake Chad water over the 1968-1978 time period in 1) the southern pool, 2) the northern pool 3) the archipelagos. Red dots are mean values with their 1σ -uncertainties (calculated from spatially distributed sampling campaigns, Section 7) and crosses are local measurements whose localization is shown by a same-colored cross on the Lake Chad map on the right.

Four extensive spatial studies were carried out by Roche (1980) in 1969 and confirmed the spatial evolution shown by the chemical concentrations : waters are more enriched as they flow away from the Chari mouth ($\delta^{18}\text{O} \sim 2 \text{ ‰}$) to the northern pool ($\delta^{18}\text{O} \sim 10 \text{ ‰}$). The oxygen and hydrogen isotopic composition of all available lake water measurements plot along an evaporation line of $\delta^2\text{H} = 5.2 \times \delta^{18}\text{O} + 1$ (Fontes et al., 1970a) and $\delta^2\text{H} = 4.4(\pm 0.2) \times \delta^{18}\text{O} + 2.82(\pm 1.12)$ (Gaultier (2004)). Apart from extensive spatial studies, the seasonal monitoring of sodium concentrations and oxygen isotope data at local stations illustrate the spatial and temporal variability of geochemical data in the lake (Fig. 3.4), (Fontes et al., 1970a; Roche, 1980). Most studies have been carried out on Lake Chad in its “normal” state. Although punctual in space and time, a few recent studies ((Gaultier, 2004; Zairi, 2008), this study) provide valuable data on Lake Chad in its “small” state.

7 Methodology

7.1 Conceptualization of Lake Chad (from Bader et al. (2011))

Different lake water balance models were previously implemented to simulate the Lake Chad level fluctuations (Olivry et al., 1996; Vuillaume, 1981). More recently Bader et al. (2011) proposed a conceptualization of the lake comprising three interconnected pools, allowing a more reliable and realistic description of the Lake Chad system. The model is thoroughly described in Bader et al. (2011) and has the following main features. The lake is represented by three pools, corresponding to the above-described northern and southern pools and archipelagos (Fig. 3.1). The southern and northern pools, on the one hand, and the southern pool and archipelagos on the other hand, are considered to be connected through channels. Flows into these channels are described according to the Manning-Strickler equation that provides an estimate of average water flows in open channels. The Manning-Strickler parameter is a function of the channel roughness but because of growing vegetation during low water states in Lake Chad, this parameter is directly related to the water level. Consequently, a linear regression between the Manning-Strickler parameter and the water level is considered, with $A0$ ($\text{m}^{5/6} \text{s}^{-1}$) being the intercept and $A1$ ($\text{m}^{-1/6} \text{s}^{-1}$) the slope of the regression. The two parameter sets are denoted $(A0_{SA}, A1_{SA})$ and $(A0_{SN}, A1_{SN})$ for the channels between the southern pool and the archipelago and the southern pool and the northern pool, respectively. Parameterization of the northern pool water budget also involves a soil reservoir whose depth, denoted as ZR (m), is an unknown parameter of the model. This parameter is essential to account for the presence of water in the soil porosity when the northern pool dries up. Five additional parameters ($A0_{SA}, A1_{SA}, A0_{SN}, A1_{SN}, ZR$), as compared to the one-pool conceptual model of Section 5, are thus introduced. The surface-lake level relationships in the southern and northern pools were obtained from bathymetric surveys. The surface of the archipelagos is considered to cover one fourth of the surface of the southern pool and its surface-lake level relationship includes one unknown parameter calibrated by Bader et al. (2011) and is kept unchanged in this study. With respect to the challenge of modeling a complex lake system in a semi-arid environment and the scarcity

of the available data, this conceptualization of Lake Chad hydrology provides a first order tool for water management (Lemoalle et al., 2012). Based on a deterministic calibration of the lake model, Bader et al. (2011) quantified infiltration using a forcing value of evaporation corresponding to measurements. However, the estimated infiltration lies within the range of evaporation uncertainty (10 %). Hence, a small error on the evaporation value introduced in the model will have a major impact on the calibrated infiltration. Moreover, despite the density of the vegetation cover in some areas of the lake, the contribution of plant transpiration to the water and salt balances of the lake was suggested (Lemoalle, 1979) but never quantified to our knowledge. Our alternative approach proposes the following improvements :

- An evaluation of the uncertainties associated with input variables and modeling, an important issue widely discussed in the literature (Beven, 2006).
- An integration of water, chemical and isotopic mass balances in order to better constrain poorly known terms of the lake water balance such as the respective contributions of evaporation, transpiration and infiltration to the lake water budget. We thus propose to go one step further by using all the geochemical data available since 1950 in a holistic approach combining water, salt and isotope mass balances, as described in section 5.

7.2 Direct model for the water, chemical and isotopic lake balance in the three connected pools

Mathematical description of the water balance

The water balance was calculated in each pool according to the following equations :

$$\begin{aligned}\frac{\Delta V_S}{\Delta t} &= \left(S_S \times [P_S - \mathbf{ETI}_S] + Q_{Chari} - Q_{SN} - Q_{SA} \right)_{t-\Delta t} \\ \frac{\Delta V_A}{\Delta t} &= \left(S_A \times [P_A - \mathbf{ETI}_A] + Q_{SA} - Q_F \right)_{t-\Delta t} \\ \frac{\Delta W_N}{\Delta t} &= \left(S_{T_N} \times [P_N - \mathbf{ETI}_N] + Q_{KY} - Q_{SN} \right)_{t-\Delta t}\end{aligned}\quad (3.5)$$

$$W_N = V_N(H_N + \mathbf{ZR}); S_{T_N} = S_N(H_N + \mathbf{ZR})$$

$$Q_{SA} = 0.0864 \times (\mathbf{A0}_{SA} + \mathbf{A1}_{SA} \times ZC_{SA}) \times ZC_{SA}^{5/3} \times D_{SA}^{1/2}$$

$$Q_{SN} = 0.0864 \times (\mathbf{A0}_{SN} + \mathbf{A1}_{SN} \times ZC_{SN}) \times ZC_{SN}^{5/3} \times D_{SN}^{1/2}$$

where V is the volume, S the surface, P the rainfall, ETI the total water losses, Q the discharges. W the volume and ST the surface are specifically defined to take into account the soil in the northern pool. The subscripts S, A and N refer to the southern pool, the archipelagos and the northern pool respectively. Q_{Chari} and Q_{KY} are the input flows of the Chari-Logone and the Komadougou Yobe respectively. Q_F is the outflow of the lake into the Bahr el Ghazal when the lake level exceeds 282.3 m (Fig. 3.1). Q_{SA} , Q_{SN} stands for the flows between the southern pool and the archipelagos and between the southern pool and the northern pool, respectively, according to the Manning Strickler equation where ZC is the lake level in the channel, D the lake level difference between the two pools at the previous time step, $A0_{SA}$, $A1_{SA}$, $A0_{SN}$ and $A1_{SN}$ the transport parameters. These equations are solved by a finite difference approach on a daily time step, i.e. $\Delta t = \text{day}$. The area and lake levels of the pools were then obtained from the calculated volume using the relationship between surface and level previously established by [Bader et al. \(2011\)](#).

Mathematical description of a conservative element and isotopic composition mass balances

The concentration of a conservative element Eq. (3.6) and the isotopic composition of lake water Eq. (3.7), whether for the hydrogen or the oxygen isotopes, within the three pools were calculated using the following equations :

$$\begin{aligned}
 \frac{\Delta(V_S \cdot C_S)}{\Delta t} &= \left(S_S \cdot [P_S \cdot C_P - F_{IS} \cdot ETI_S \cdot C_S] \right. \\
 &\quad \left. + Q_{Chari} \cdot C_{Chari} - Q_{SN} \cdot C_{S/N} - Q_{SA} \cdot C_{S/A} \right)_{t-\Delta t} \\
 \frac{\Delta(V_A \cdot C_A)}{\Delta t} &= \left(S_A \cdot [P_A \cdot C_P - F_{IA} \cdot ETI_A \cdot C_A] \right. \\
 &\quad \left. + Q_{SA} \cdot C_{S/A} - Q_{EA} \cdot C_A \right)_{t-\Delta t} \\
 \frac{\Delta(W_N \cdot C_N)}{\Delta t} &= \left(S_{TN} \cdot [P_N \cdot C_P - F_{IN} \cdot ETI_N \cdot C_N] \right. \\
 &\quad \left. + Q_{KY} \cdot C_{KY} - Q_{SN} \cdot C_{S/N} \right)_{t-\Delta t}
 \end{aligned} \tag{3.6}$$

$$\begin{aligned}
 \frac{\Delta(V_S \cdot \delta_S)}{\Delta t} &= \left(S_S \cdot [P_S \cdot \delta_P - (1 - F_{ES}) \cdot ETI_S \cdot \delta_S - F_{ES} \cdot ETI_S \cdot \delta_{ES}] \right. \\
 &\quad \left. + Q_{Chari} \cdot \delta_{Chari} - Q_{SN} \cdot \delta_{S/N} - Q_{SA} \cdot \delta_{S/A} \right)_{t-\Delta t} \\
 \frac{\Delta(V_A \cdot \delta_A)}{\Delta t} &= \left(S_A \cdot [P_A \cdot \delta_P - (1 - F_{EA}) \cdot ETI_A \cdot \delta_A - F_{EA} \cdot ETI_A \cdot \delta_{EA}] \right. \\
 &\quad \left. + Q_{SA} \cdot \delta_{S/A} - Q_{EA} \cdot \delta_A \right)_{t-\Delta t} \\
 \frac{\Delta(W_N \cdot \delta_N)}{\Delta t} &= \left(S_{TN} \cdot [P_N \cdot \delta_P - (1 - F_{EN}) \cdot ETI_N \cdot \delta_N - F_{EN} \cdot ETI_N \cdot \delta_{EN}] \right. \\
 &\quad \left. + Q_{KY} \cdot \delta_{KY} - Q_{SN} \cdot \delta_{S/N} \right)_{t-\Delta t}
 \end{aligned} \tag{3.7}$$

C_{Chari} , C_{KY} , C_P , δ_{Chari} , δ_{KY} , δ_P are respectively the measured concentrations and isotopic compositions in the Chari-Logone River, in the Komadougou River and in the rainfall. C_S , C_A , C_N , δ_S , δ_A , δ_N represent the simulated concentrations of a conservative element and isotopic composition in the southern pool, in the archipelagos and in the northern pool, respectively. $C_{S/A}$, $C_{S/N}$, $\delta_{S/A}$, $\delta_{S/N}$ refer to the concentrations and isotopic compositions of the flows between two pools and their values depend on the flow directions. If water flows from the southern pool to the archipelagos, then $C_{S/A}=C_S$ and $\delta_{S/A}=\delta_S$ and if waters flow from the archipelagos to the southern

pool, then $C_{S/A}=C_A$ and $\delta_{S/A}= \delta_A$. The isotopic composition of the evaporated moisture above each lake pool was calculated from [Craig and Gordon \(1965\)](#) (Section 5). A threshold of sodium concentration was added corresponding to the solubility of natron (Na_2CO_3) according to the drying episodes that occurred in the archipelagos and in the northern pool followed by the deposition of natron evaporites. We consider that salts are removed from the lake system following previous assertions of a rapid re-dissolution of salts by rainfall into the quaternary aquifer and by exportation by winds ([Fontes et al., 1969](#)).

Data processing to obtain daily input variables for the model

Monthly-averaged sodium and isotopic compositions were calculated using the mean of individual measurements carried out during each month of the whole time period. These one-year monthly average values were used to reconstruct the evolution of river sodium concentrations and isotopic composition from 1956 to 2011 : they were first downscaled to daily values by a spline interpolation and then repeatedly used every year (Fig. 3.2, 3.3). Similarly, the one-year monthly sodium concentrations in rainfall and isotopic compositions of vapor are considered representative of the yearly evolution throughout the time period. Thus, these monthly records were also downscaled to daily values by a spline interpolation and then repeatedly applied every year (Fig. 3.2, 3.3). Temperature and relative humidity data is available on a monthly time scale for the entire 1956-2011 time period. The isotopic compositions of rainfall are available on a monthly time scale between 1964 and 1978 and missing monthly data was reconstructed using the mean value of data for the same month. A spline interpolation was used to reconstruct daily inputs of T , h and δ_p between 1956 and 2011. Continuous daily records of rainfall and water flows are used.

Estimation of ETI at a daily time scale

Although the final inverted parameters are the annual values of ETI in the three pools, the model requires the introduction of daily values of ETI. For this purpose, the evaporation dominated ETI parameters were assigned the seasonal variability of evaporation (which is low, see Section 6).

7.3 Model parameters inversion

ETI inversion from a Metropolis algorithm applied on lake level simulations

Eight parameters are involved in the direct water balance model (Eq. 5.) : ZR , A , $A0_{SA}$, $A1_{SA}$, $A0_{SN}$ and $A1_{SN}$, ETI_S , ETI_N , ETI_A . Let us denote \mathbf{m} (m_1, \dots, m_8) the vector of the eight parameters. Since 1237 measured lake-levels are available, the system is over constrained. Probabilistic inversion approaches lead to a better description of parameters through a posteriori probability density functions (PDF) instead of one single deterministic value for each parameter. Basically, these probabilistic inverse methods consist in a Monte Carlo calculation that is a random and oriented exploration of the parameter space and an identification of the parameter sets yielding the best simulations through direct model-data comparisons (Eq. 3.8). The result of this guided random walk using a priori PDF for each parameter is a collection of parameter sets that satisfactorily reproduce the observations allowing the identification of a posteriori PDF for each parameter. Monte Carlo Markov Chain (MCMC) inversion is widely used in hydrological studies (Dotto et al., 2011; Jeremiah et al., 2012; Kuczera and Parent, 1998; Marshall et al., 2004) and for lake modeling (Lesht et al., 1991).

A priori probability density functions Each parameter is defined by a consistent *a priori* probability density function, $\rho(\mathbf{m})$. Uniform laws bounded by realistic values of parameters were considered. The soil reservoir (ZR) reflects the part of the underlying aquifer directly in connection with the lake and is bounded between 0 and 5 m depth according to realistic evaporative rates. Upper and lower bounds of 0 and 1000, and -500 and 500 were considered for $A0$ and $A1$, respectively. Because ETI are dominated by evaporation and evaporation is higher in the northern pool, two conditions were added to satisfy the observed climatic gradient : $ETI_N > ETI_S$ and $ETI_A < ETI_N$. A value of 2000 mm yr^{-1} (close to the evaporation value in the southern pool) was used for the ETI lower boundary in each pool while the upper bound is set at 3500 mm yr^{-1} .

Misfit function The model data comparison involves a misfit function $S(\mathbf{m})$ between simulated and measured variables. Owing to its large popularity in the hydrological community, a misfit function derived from the Nash criterion was used to evaluate the accuracy of our hydrological

modeling :

$$S(\mathbf{m}) = 1 - Na = \frac{\sum_{i=0}^n (h_{obs,i} - h_{sim,i}(\mathbf{m}))^2}{\sum_{i=0}^n (h_{obs,i} - h_{mean})^2} \quad (3.8)$$

where $h_{sim,i}$ are the simulated lake levels, $h_{obs,i}$ the existing lake level measurements (Section 6) and h_{mean} the mean of all lake level measurements.

Metropolis Algorithm The a posteriori PDF is inferred from a guided random walk generated by the Metropolis algorithm (Mosegaard and Tarantola, 1995), which tends to reduce the error between model and data. The several steps of the Metropolis algorithm used here are described in 11.3. The entire stream flow record was used to ensure a hydrologically diverse conditioning of the model parameters/responses.

Validation of the convergence As pinpointed by Mosegaard and Tarantola (1995), defining the acceptance rule to achieve convergence is a nontrivial task. In our study, we considered a maximum value for the misfit of 0.06 to retain a parameter set. The Nash value of 0.94 corresponds to a systematic error of 35 cm and seems acceptable considering the cumulative uncertainties on the lake level measurements and input variables.

F_I and F_E inversion from geochemical simulations

After a first inverse step to obtain ETI, a calibration of F_I and F_E was made. The scarcity and spatial resolution of the chemical and isotopic data makes the inversion of parameters difficult as compared to the hydrological modeling. A sensitivity analysis was therefore carried out for each pool, using the ETI ranges (mean±1standard deviation) obtained from the hydrological inversion and with values of F_I and F_E varying between 0 and 1. The chosen misfit function is defined as the difference between chemical and isotopic observations ($f_{obs,i}$) and simulations ($f_{sim,i}$) divided by the uncertainties on the observations :

$$S = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n \left(\frac{f_{obs,i} - f_{sim,i}}{\sigma_{f_{obs,i}}} \right)^2 \quad (3.9)$$

A value lower than 1 thus indicates that the difference between simulations and observations is within the range of data uncertainties. This is the reason why we did not consider a unique value of F_I and F_E but all the values satisfying misfit functions below 1.

Data processing to enable F_E and F_I calibration Simulated concentrations and isotopic compositions are mean values over each pool. While vertical lake water column homogeneity is observed because of the shallowness of the lake, easily mixed by winds, the horizontal lake water homogeneity is not verified in Lake Chad as described in Section 6. Therefore, only extensive sampling campaigns can be considered as representative. From 1968 to 1971, twelve monthly monitoring campaigns which collected between 50 and 200 samples were carried out on the whole of Lake Chad (Carmouze, 1976). We calculated the mean sodium composition in each pool by a volume-weighted average of all measurements for each campaign (Fig. 3.4). The uncertainties associated with the mean values between 1968 and 1971 are related to measurement errors and not to the horizontal variability because of the good spatial distribution. They are thus weak and set at 0.1 mmol L^{-1} . From 1973 to 1977, 23 monthly monitoring campaigns were conducted (around 15 measurements per pool per study) but covering a lower lake area (Chantraine, 1977, 1978; Chantraine and Lemoalle, 1976a,b). To evaluate the bias of determining a mean composition based on a limited measurement area, we calculated the multiplying coefficients between the mean concentrations of this partial area and of the entire pool using the extensive studies by Carmouze (1976). These coefficients (between 1 and 2) were then used to obtain estimates of the mean values on the entire domain (pools) using the corresponding means in the restricted area for the period 1973-1977. The associated uncertainties are related to the correcting coefficient that was calculated in a “normal” state while 1973-1977 was a drying period. Therefore, the uncertainties of the mean values between 1973-1977 were calculated by the difference between the corrected and uncorrected means. The data from 1973 to 1977 provide additional information on a different time period but are less constraining in the parameter calibration process because of their high uncertainty (see Eq. 3.9). In April, July, September and December 1969, extensive sampling campaigns and analysis of lake water $\delta^{18}\text{O}$ compositions were conducted (>50 samples, Roche (1980)). We calculated the mean $\delta^{18}\text{O}$ in each pool by a

volume-weighted average of all measurements for each campaign (Fig. 3.4). The uncertainties associated with the mean values are related to measurement errors and not to the horizontal variability because of the good spatial distribution. They are thus low and set at 1‰.

Calibration period Sodium data representative of mean pool values are available for the 1968-1976 period whereas only a one-year record of isotopic data representative of mean pool values is available. Calibration was therefore only done during this time period, corresponding to the “normal” state of Lake Chad (before 1972) and the drying transition period (1972-1976). Although punctual and local, recent data enable a rough validation of the model since they give information on the lake in a “small” state, which is very different from the calibration period.

8 Results

8.1 Estimation of the total water losses (ETI)

Convergence of the Metropolis algorithm

The convergence of the model was obtained with 25000 iterations (see 11.3). Three starting sets of parameters were tested and we noticed that the choice of the starting point influences the time of convergence (i.e. the number of iterations required to achieve convergence) but not the final range of accepted parameters. This proves the robustness of the convergence. The misfit function of the Metropolis algorithm and the 0.06 threshold is shown in 11.3, Fig. 3.9. A total number of 6584 parameter sets were accepted, revealing the expected and well-known equifinality issue in conceptual modeling, and fully justifying the use of a Bayesian approach.

Parameter distributions, uncertainty and correlation

Sets of parameters leading to a misfit below 0.06 were used to establish the posterior distributions of the eight parameters shown in Figure 3.5. The sharper the distribution is, the better constrained the parameter is. All the parameters present unimodal distributions. They are fitted by a normal curve except for the $A0_{SA}$ that is fitted by a lognormal distribution. The associated

mean and standard deviations are calculated and presented in Fig. 3.5 and Table 3.1. For comparison, the values of calibrated parameters obtained by Bader et al. (2011) are also depicted in Figure 3.5.

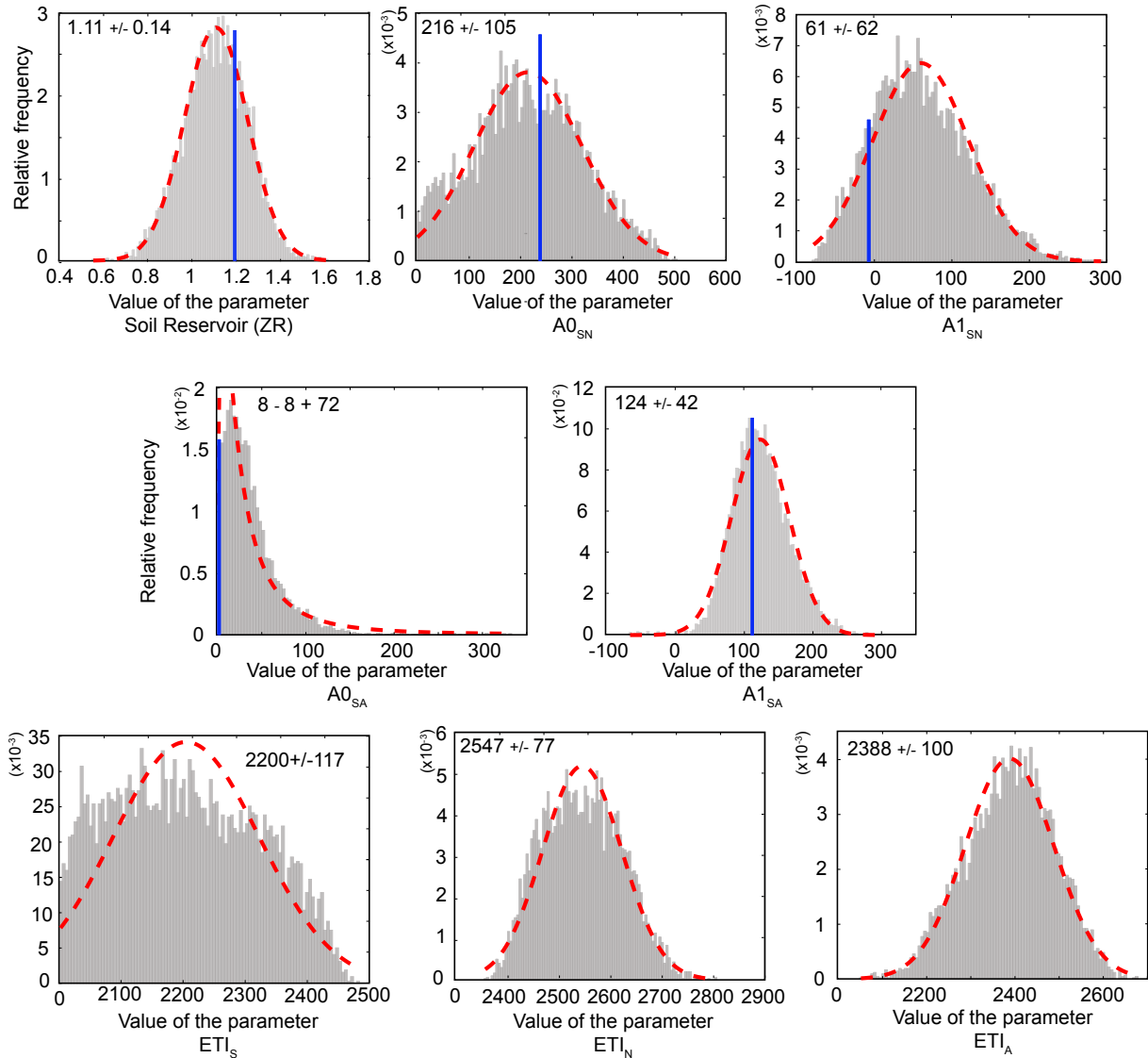


FIGURE 3.5 – A posteriori distribution (PDF) for each parameter of the hydrological model. The histograms in grey were obtained after the Metropolis algorithm. The results are fitted by a normal or lognormal ($A0_{SA}$) PDF curve in red. Mean and standard deviations of all parameters are displayed. The results obtained by Bader et al. (2011) are shown in blue.

The covariance matrix of parameters was calculated to identify the significance and relevance of each parameter. The transport parameters of the southern pool-northern pool channel are negatively correlated with a correlation coefficient of -0.91. This is consistent with the fact that both are involved in the same equation of the pool outflows. Total net water loss in the southern

TABLEAU 3.1 – Calibrated values of F_I and F_E and the corresponding calculated values of E (Evaporation), T (Transpiration) and I (Infiltration) in mm yr^{-1}

	ETI	F_E	E	F_I	I	E+T	T
Southern Pool	2200 ± 100	0.8 ± 0.2	1700 ± 400	0.06 ± 0.1	130 ± 200	2070 ± 200	370
Northern Pool	2550 ± 100	0.8 ± 0.1	2040 ± 300	0.11 ± 0.01	280 ± 25	2270 ± 100	230
Archipelagos	2390 ± 100	0.64 ± 0.05	1500 ± 150	0.36 ± 0.06	850 ± 150	1530 ± 150	30

pool (ETI_S) is poorly constrained by a normal curve and ranges between 2000 and 2400 mm yr^{-1} with a mean value of $2200 \pm 117 \text{ mm yr}^{-1}$. Better constrained values of $2550 \pm 80 \text{ mm.yr}^{-1}$ and $2390 \pm 100 \text{ mm.yr}^{-1}$ were obtained for the northern pool and the archipelagos, respectively. Outputs of the southern pool are dominated by flows towards the adjacent pools. The southern pool is thus a transit reservoir while the other two pools are dead-ends, dominated by the ETI. This is the reason why the latter two pools are more sensitive to the ETI parameter. ETI in the southern pool is negatively correlated to ETI in the northern pool with a correlation coefficient of -0.80 and to a lower extent to the ETI in the archipelagos ($r=-0.33$), which leads to higher uncertainties of ETI. Despite these uncertainties, a robust spatial distribution of the ETI is proposed.

Lake level simulations

Figure 3.6 illustrates the results of the Bayesian inverse approach for the hydrological modeling. All the accepted parameter sets were used to calculate the corresponding lake-level time series. Mean, maximum and minimum of the 3742 simulations are presented (Fig. 3.6) together with available observed lake-levels in the different pools.

Simulated and observed lake levels are generally in very good agreement, which is consistent with a Nash criterion above 0.94 obtained for all simulations. The global behavior of the lake characterized by seasonal variability is well reproduced. Also well simulated is the disconnection that started in 1971 and the related drying of the archipelagos and of the northern pool while the southern pool still shows a free water surface. Before 1972 and after 1988, inputs and

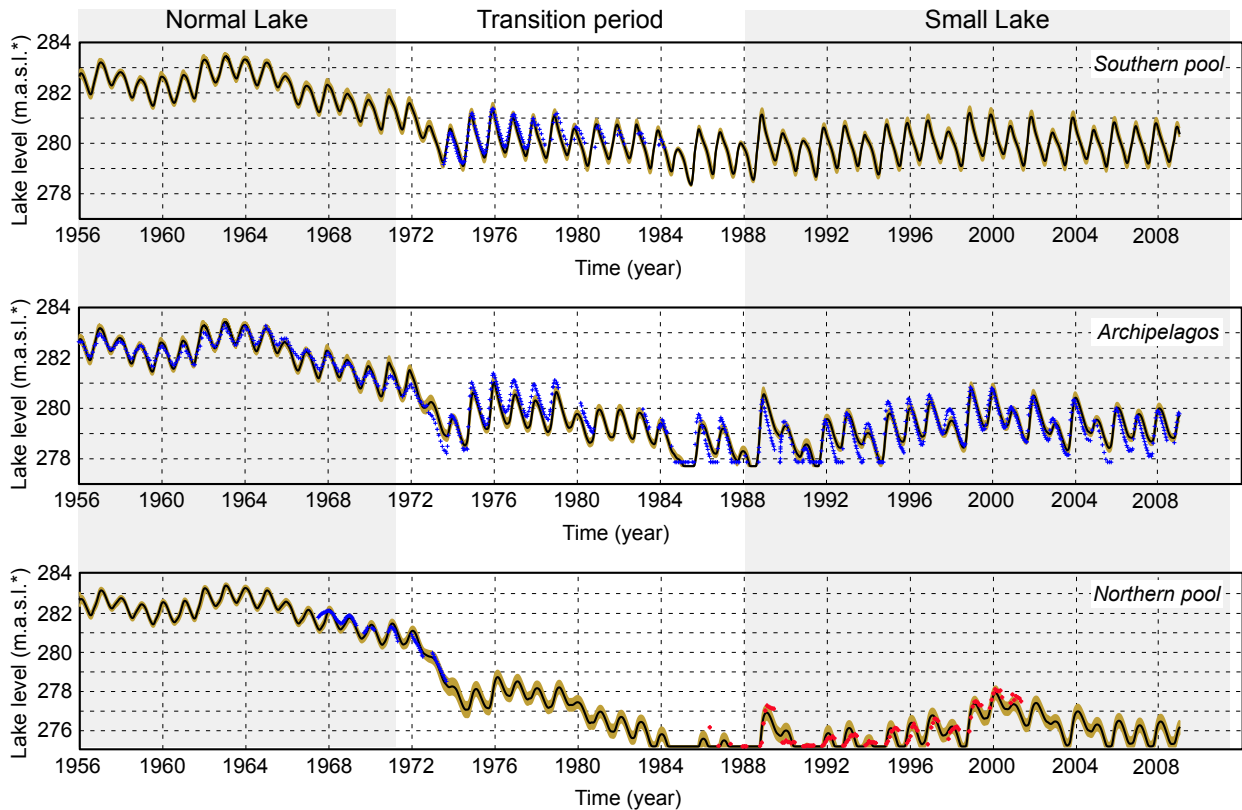


FIGURE 3.6 – Lake levels observed and simulated over the 1956-2008 period. The black line represents the mean of all simulations and the brown area all the simulations for accepted parameter sets. The blue crosses are the lake level observations and the red crosses are the surface observations converted into lake levels.

simulated outflows are found to be equal, leading to two stationary states of the lake, “normal” lake and “small” lake while during the transition period between 1972 and 1988 water outputs exceed water inflows. Low levels in the archipelagos are not well simulated with any of the parameter sets, suggesting either that the chosen conceptualization cannot reproduce low levels or measurement errors. The modeling uncertainty corresponds to the variance of all the simulations and is not constant. The northern pool has a higher uncertainty with lake level errors around 50 cm against 10 cm in the southern pool and the archipelagos. Because the ZR parameter mainly influences the northern pool and because of its downstream position in the lake, all the modeling uncertainties are maximized in this region.

8.2 Estimation of Infiltration, Evaporation and Transpiration

Sensitivity analysis of geochemical simulations

Based on the mean and standard deviation of ETI for each pool, a sensitivity analysis was conducted to assess the influence of the input geochemical variables on the chemical and isotopic composition simulated for the three pools. The sensitivity tests based on the variations of mean simulated annual concentrations and isotopic compositions are presented in Table 3.2. The southern pool and the archipelagos simulated concentrations are very sensitive to variations of sodium in rivers. This effect is buffered in the northern pool. As expected, the lake is not sensitive to rainfall which constitutes a minor input to the lake. Similarly, the isotopic composition of the lake is sensitive to the isotopic composition of the rivers, essentially in the southern pool that is directly fed by the main tributary (Chari-Logone). The northern pool and the archipelagos are sensitive to the isotopic composition of the vapor and to the relative humidity. This may be considered as a limitation of this model as these two variables and especially the vapor isotopic composition are poorly constrained. However, the simulated evaporation slope of 4.9 ($r^2=0.97$), closely dependent on h and δ_A (Gonfiantini, 1986; Vallet-Coulomb et al., 2006), is consistent with observations and thus supports the robustness of the isotopic modeling.

TABLEAU 3.2 – Sensitivity of the input geochemical variables on the geochemical simulations, using the chemical and isotopic mean annual variation during the calibration period (1968-1976). The first column is the input variable variation, the second, third and fourth column the respective variations induced on the mean annual simulated value during the calibrated period in the southern pool, the archipelagos and northern pool.

Variable	Variation	Northern Pool	Southern Pool	Archipelagos
Chemical simulation				
Na ⁺ rivers	± 10 %	± 3 %	± 9 %	± 8 %
Isotopic simulation				
δ ¹⁸ O rivers	± 2 ‰	± 0.7 ‰	± 1.5 ‰	± 0.8 ‰
δ ¹⁸ O rainfall	± 2 ‰	± 0.2 ‰	± 0.1 ‰	± 0.2 ‰
δ ¹⁸ O vapor	± 2 ‰	± 0.9 ‰	± 0.4 ‰	± 0.9 ‰
Humidité (h)	± 10 %	± 0.9 %	± 0.3 %	± 0.8 %

Estimates of Evaporation (E), Infiltration (I) and Transpiration (T)

The simulated values of $[\text{Na}^+]$ and of the isotopic composition of water in each pool were compared to the observations (Fig. 3.7). The simulations were performed for F_I and F_E varying between 0 and 1, misfits are shown as functions of parameters F_I and F_E and parameter values yielding misfits below 1 are retained (see Section 7).

The ranges of our best estimates for F_I and F_E are listed in Table 3.1. A globally acceptable agreement between simulations and observations is obtained except for high concentrations of sodium simulated for the archipelagos and the northern pool.

In the southern pool, the acceptance zones for the F_I and F_E misfit functions are larger, indicating again that this pool is less sensitive to E and I because its balance is dominated by the outflows towards the adjacent pools. F_I and F_E are better constrained in the northern pool and in the archipelagos.

Evaporation and infiltration rates derived from the values of F_I and F_E are consistent in each pool since $F_I + F_E$ is lower than 1. The difference between the two calibrated flows is interpreted as transpiration. Evaporation is found to be higher in the northern pool than in the southern pool and the archipelagos. Infiltration is found to be significantly higher in the archipelagos while transpiration is significantly lower. The sum of evaporation and transpiration is higher in the northern pool than in the southern pool, which in turn is higher than in the archipelagos. Uncertainties on infiltration and evaporation are derived from the accepted ranges of F_I and F_E . As expected, uncertainties associated with the calibrated values of evaporation and infiltration are higher in the southern pool. In the northern pool and in the archipelagos, uncertainties are lower but not negligible because of the scarcity and the precision of the data used to reconstruct the mean chemical and isotopic compositions of these pools.

Geochemical simulations over the 1956-2011 period

The results of the chemical and isotopic balance calculations are presented for the three pools on Figure 3.8 over the 1956-2011 period using the above-calibrated values of F_I and F_E .

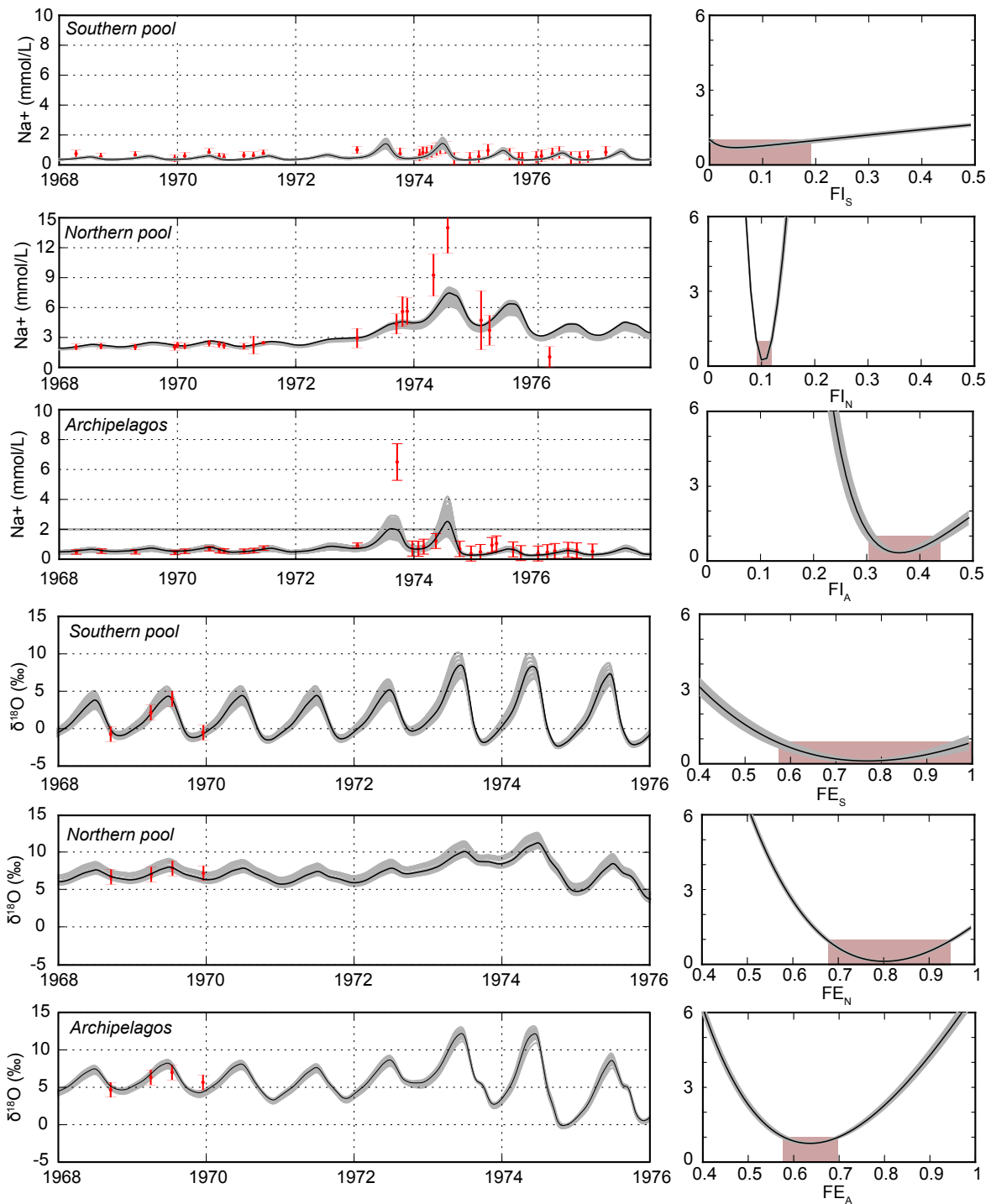


FIGURE 3.7 – Calibration of F_I and F_E for each pool. Misfit functions are shown on the right, the grey area represents misfit functions calculated using all ETI ranges (Table 3.1), and black curves are misfit functions calculated using the mean calibrated value of ETI; brown rectangles show ranges of misfit functions below 1. The fit between simulations and observations is shown on the left, grey curves show simulations with all accepted F_E and F_I values while black curves show the simulation with the optimum values of F_E and F_I .

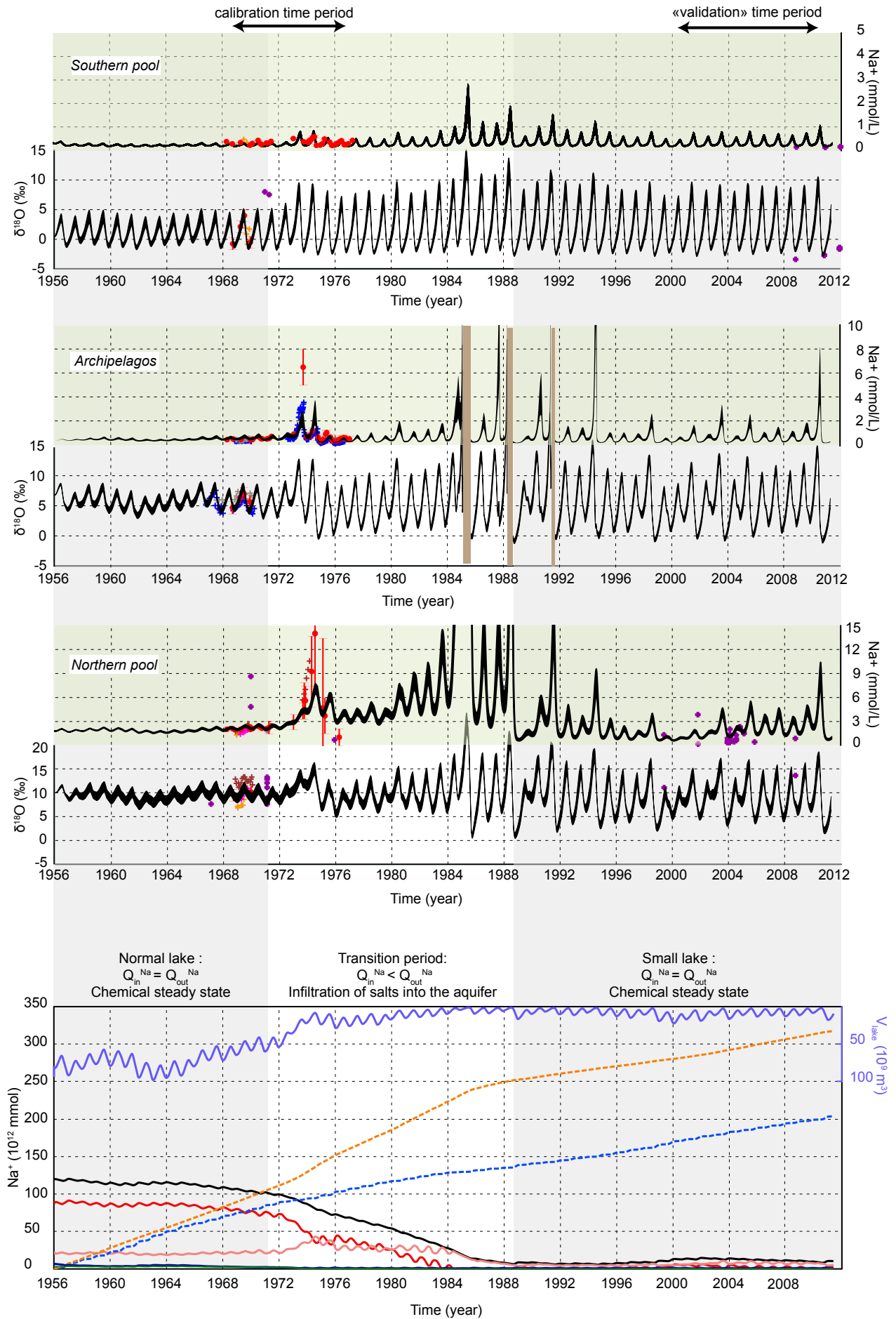


FIGURE 3.8 – Results of the chemical and isotopic modeling for each pool. The simulated sodium concentrations and $\delta^{18}\text{O}$ compositions from 1956 to 2011 are represented for the calibrated range of values for F_I and F_E . The simulated sodium concentrations and $\delta^{18}\text{O}$ compositions from 1956 to 2011 are represented for the calibrated range of values for F_I and F_E . The measured sodium concentrations and $\delta^{18}\text{O}$ compositions are represented by crosses for local measurements and by red dots for mean values. Colors refer to the corresponding monitored station (Fig. 3.4) except for purple which corresponds to local measurements away from the monitored stations. The different lake states are drawn by grey boxes and brown bands show episodes of total drying. The lower graph shows results of the simulated evolution of salt stocks : in the lake (black), in the northern pool (red), in the soil reservoir (pink), in the Southern Pool (green) and in the Archipelagos (blue). The cumulative stocks of sodium provided to the lake, essentially by rivers, and exported out of the lake by infiltration, are respectively represented by a blue dashed line and an orange dashed line.

The asymmetry of the lake is well represented in our modeling since the simulated concentrations are lower in the southern pool than in the northern pool and in the archipelagos. In the “normal” state, a simulated concentration ratio of 12 between the northern and the southern pools is obtained while the reconstructed value based on Na data points to a ratio of 11. The observed isotopic enrichment, $\delta^{18}\text{O}$ (northern pool) - $\delta^{18}\text{O}$ (southern pool) is 5.7 ‰ against 5.3 ‰ for simulated isotopic enrichment (Fig. 3.8).

While the most recent data cannot be fully compared to the simulations because of the bias of comparing local and mean values, they provide some helpful information on a very different time period as compared to that of the calibration. In fact, simulations show a relatively good agreement with the recent data. The seasonality on isotopic compositions is slightly overestimated but only a few years were monitored and it remains below the spatial variability. When using our model to produce a simulated chronicle of salt stock in the lake through time, we observe that the total stock of salt decreases when the lake volume drops (Fig. 3.8), which is in agreement with the observations by Carmouze (1976).

9 Discussion

9.1 Evapotranspiration rates

The calibrated value of ET in the southern pool of 2070 mm yr⁻¹ is slightly lower than local evaporation measurements (2170 mm yr⁻¹) but within the 10 % uncertainty range. The calibrated

value of ET in the northern pool of 2270 mm yr^{-1} is 1.1 times ET in the southern pool. This 10 % increase between South and North of Lake Chad is consistent with evaporation measurements and CRU data (see Section 6).

9.2 Why is ET much lower in the archipelagos than in the southern pool?

Low ET values are required in the archipelagos to reproduce the low isotopic enrichments and sodium concentrations. The value obtained (1530 ± 150) is significantly below the ET value found in the southern pool (2070 ± 200) while similar climatic conditions are observed. Several reasons for this apparent ET underestimation can be considered. A first cause could be the uncertainty on the surface/volume curve, in the case of an overestimation of the evaporative surfaces. Indeed, in the archipelagos, it is difficult to determine the free water surface because of its discontinuity and we assumed that it represents 1/4 of the southern pool surface as proposed by [Bader et al. \(2011\)](#). However, an error on lake surface would also affect ETI and not only ET. Secondly, the geochemical concentration of water entering the archipelagos from the southern pool could be incorrectly estimated. In the model, we assumed that it corresponds to the average water concentration of the southern pool, but the water entering the archipelagos could be less concentrated and isotopically enriched than the mean value, since the connection between the two pools is not far from the mouth of the Chari-Logone river. Using the values of the Chari-Logone as inputs leads to a better estimate of the isotopic composition with a value in the “normal” state of 6‰ but sodium concentrations are still largely overestimated, the mean calculated concentration in the “normal” state being 1.3 mmol L^{-1} against the 0.5 mmol L^{-1} measured. This assumption is thus not sufficient to explain a potential underestimation of ET by the geochemical model. A third explanation could be related to the role of the vegetation and its potential influence on chemical regulation during the transition period, as already suggested by [Lemoalle \(1979\)](#). We made the assumption that evaporation and transpiration do not export salts. This assumption is robust for E but for T it relies on a steady state of the aquatic vegetation with a turnover corresponding to the vegetation cycle and no human exportation. Such a steady state is not valid since the lake surface has shrunk and the vegetation cover of the archipelagos

has considerably increased, potentially storing Na. Considering that the land-water contact surface is much more extensive in the archipelagos than in the other pools, transpiration on islands could also attract water under the islands, trapping salts similarly to the Okavango Delta (McCarthy and Ellery, 1994). Thus, if we assume that there is no climatic reason for a different ET in the archipelagos as compared to the southern pool, the “missing” evapotranspiration is 550 mm yr⁻¹ and the infiltration would be only 300 mm yr⁻¹. This “missing” flux can be attributed to transpiration as it has no influence on $\delta^{18}\text{O}$ (not fractioning).

It is the first time that transpiration is accounted for in the Lake Chad budget. Our isotopic and chemical budgets estimate transpiration to be around 300 mm yr⁻¹ in the southern and northern pools and probably up to 550 mm yr⁻¹ in the archipelagos. This represents around 15 % of the total water evaporation in the southern and northern pool and almost 40 % in the archipelagos. This result is based on sparse isotopic measurements but is supported by the sensitivity analysis.

9.3 Chemical regulation of the lake

Our modeling of salt stocks shows that salt outputs exceed salt inputs during shrinking phases, due to a combination of two factors : when the volume decreases (i) the waters are more concentrated and (ii) the ratio of infiltration over the lake volume is greater. Therefore, the drying episodes of the lake correspond to efficient periods of salt evacuation. Both at the seasonal and decadal time scales, they play a major role in the preservation of the freshness of Lake Chad. The northern pool plays an important role in the chemical regulation of the lake since 95 % of a conservative element such as Na is concentrated in the northern pool characterized by a higher volume and greater evaporation rates. Sodium precipitation simulated in the archipelagos during the 1980s accounts for less than 1 % of the total evacuated sodium (Fig. 3.8). In our modeling, precipitates of natron are considered out of the lacustrine system. If this is consistent with previous assertions of a rapid re-dissolution of salts by rainfall into the quaternary aquifer and by exportation by wind since the Harmattan is very strong in this region, these salts may also be dissolved during subsequent water level rising periods and thus return to the lake. In

view of the low stock of precipitate salts in our simulations, this would induce weak uncertainties on the sodium balance.

9.4 Infiltration rates and impact on the recharge of the regional aquifer

In this study, the estimated total amount of water flowing out of the lake in its normal state is $6 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$, twice the $2.6 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ value estimated by [Bader et al. \(2011\)](#). It is higher than previous estimates based on a steady state chemical balance ([Carmouze, 1983](#); [Roche, 1980](#)) yielding between 2 and $4 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ but lower than measured values of infiltration by [Isihoro et al. \(1996\)](#) of $10 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$. Our estimate, under the assumption of mean composition waters flowing out of the whole lakebed, is a maximum since the waters mostly move to the aquifer at the lake shorelines with higher concentrations. Net recharge from the lake was estimated from hydrogeological modeling of the phreatic aquifer at 3 to $10 \times 10^7 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ by [Leblanc \(2002\)](#) and $28 \times 10^7 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$ by [Boronina and Ramillien \(2008\)](#). The difference by almost two orders of magnitude between infiltration outflow from the lake and effective recharge of the phreatic aquifer can be explained by substantial evapotranspiration of infiltrated waters in the aquifer close to the shoreline. [Coudrain-Ribstein et al. \(1998\)](#) showed that in arid Sahelian environments, evaporation occurs in the ground up to 100 meters depth and increases dramatically for a shallow water table (up to 200 mm yr^{-1} at 0.5 m depth). This calculation is a minimum value of the groundwater uptake, since it does not take into account plant transpiration. To explain the difference between aquifer recharge and infiltration from the lake, 98 % of the infiltration outflow from the lake must be evaporated, i.e. $5.9 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$.

All geochemical tracers in the quaternary aquifer indicate a restricted zone of lacustrine water influence in the phreatic aquifer. Stable isotopes are relevant tracers as the lake water is much more enriched ($> 5\text{‰}$) than rainfall (weighted-average of -3‰). A regional cross-section of the phreatic groundwater isotopic composition in the southern part of the lake points to an area no larger than 50 km from the lake of waters showing a lake-like isotopic signature ([Vassolo, 2010](#)). This result was also evidenced in the northern part of the lake ([Fontes et al., 1970a](#)). Chemical facies of the phreatic groundwaters also indicate lake-like waters up to ~ 20 km from the shore-

line (Djoret, 2000). Thus we can reasonably consider that the evaporation of the infiltrated lake waters occurs in a band of between 20 and 50 km away from the lake. Therefore, the ratio of evaporative loss ($5.9 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$) to potential evaporation surface leads to mean evaporation rates of between 362 mm yr^{-1} and 134 mm yr^{-1} . This estimate is in the upper range of the values estimated by Coudrain-Ribstein et al. (1998) but is plausible because of i) dense vegetation on the lake shorelines, and ii) deep tree roots in the Sahelian band (Le Maitre et al., 1999).

To conclude, the infiltration of lake waters is not negligible, at least qualitatively, as it is the only outflow of salts allowing the chemical regulation of the lake. However, the amount of lake waters effectively recharging the aquifer is small because of the shallowness of the water table in the first few kilometers away from the lake shorelines, which leads to substantial evapotranspiration. However, it can be assumed that during the African humid Period, when climatic conditions were less evaporative and the megalake Chad covered a surface area of $340\,000 \text{ km}^2$, the lake recharge to the quaternary aquifer may have been larger.

10 Conclusions

This study has presented a first attempt at modeling a coupled hydrological, chemical and isotopic budget of Lake Chad. It allows an exhaustive quantification of the total water losses, i.e. infiltration, evaporation and transpiration in each pool and their associated uncertainties. Interestingly, despite a sparse set of climatic, chemical and isotopic data especially over recent time periods, it was possible to constrain hydrological and chemical flows, leading to a better understanding of a closed freshwater lake in a semi-arid environment. Evapotranspiration is found to be 2070 mm yr^{-1} and 2270 mm yr^{-1} following a South-North gradient. Infiltration occurs at the whole lake between 100 and 300 mm yr^{-1} and represents around 10 % of the total outflows. A low isotopic and chemical signature in the archipelagos supports the influence of non-equilibrium transpiration by plants accounting for up to 40 % of total outflows while transpiration represents about 15 % in the other two pools. This study assumes a constant and homogeneous infiltration rate over each pool bed while it should depend on the surrounding groundwater heads and should be mostly localized at the shorelines of the lake. A coupled lake

hydrogeological modeling would be necessary to fully tackle the groundwater-surface water dynamic issue. Nevertheless, we have shown that the surprisingly fresh waters of Lake Chad are explained by small infiltration flows but also by its geomorphology as an efficient evacuation of salts occurs during shrinking phases. The first pool always remains fresh and the progressive evaporation in the other pools allows the infiltration of more concentrated waters, which export salts towards the aquifer. In the present-day context of huge climatic variability and demographic changes in this semi-arid area, there is a need to explore hydrological responses in vulnerable hydrosystems such as Lake Chad. Our coupled approach is one of the methods that can compensate for sparse data in these poorly instrumented areas and help understand hydrological behavior at different time scales.

Acknowledgment

The authors are very grateful to Jean-Claude Bader and Jean-Jacques Lemoalle (UMR G-EAU) who kindly provide us their data set on Lake Chad system. CB also acknowledges Nicolas Cherpeau for his help on Metropolis algorithm. This work was supported by FFEM (Fond Français de l'Environnement Mondial) and by the Agence Nationale de la Recherche through the LABEX OT-MED (Objectif Terre : Bassin Méditerranéen <http://www.otmed.fr/>)

11 Supplementary material

11.1 List of hydrological, chemical and isotopic data used

Table 3.3

11.2 Chemical and isotopic data of this study

Table 3.4

11.3 Metropolis algorithm steps

This algorithm can be summarized by the following steps :

1. A parameter set is defined by the value of the likelihood function :

$$L(m_i) = k. \exp\left(\frac{-S(\mathbf{m}_i)}{li^2}\right) \quad (3.10)$$

where where k is an appropriate normalization constant and li refers to the total “noise” variance.

2. At the inversion stage $i+1$, from a parameter set \mathbf{m}_i , a new parameter set \mathbf{m}_{i+1} is randomly created by a perturbation of \mathbf{m}_i within the a priori probability density function. The coefficient of perturbation corresponds to the local exploration of the neighborhood of the current value of the Markov Chain process. It is chosen as 1/30 of the total range of a priori PDF to ensure exploration of all the parameter space.
3. The direct problem is solved using the model and the parameter set \mathbf{m}_{i+1} and the new misfit $S(\mathbf{m}_{i+1})$ is calculated. The probability to accept the displacement from \mathbf{m}_i to \mathbf{m}_{i+1} is calculated using :

References	Data	Localization	Monitored period	Number of data	Lake state	data processing	strategy of use in our study
LAKE CHAD (Fig.2)				MODEL CALIBRATION AND VALIDATION			
Bader et al., 2011	lake levels	Southern pool, Northern pool, Archipelagos	1956 - 2008	1132	Normal and Small	unchanged	calibration
Leblanc et al., 2011	surface estimations	Northern Pool	1986-2001	105	Small	unchanged	calibration
Carmouze, 1976	[Na+]	Southern pool - distributed	04/68-01/73	12	Normal	averaged for the Southern pool	calibration
Chantraine and Lemoalle (1976a, 1976b, 1977), Carmouze, 1976, 1979	[Na+]	Southern pool - distributed	10/73-03/77	23	Transition	averaged for the Southern pool and corrected	calibration
Chantraine and Lemoalle (1976a, 1976b, 1977), Chantraine (1978)	[Na+]	Northern pool - distributed	04/68-01/73	13	Normal	averaged for the Northern pool	calibration
Carmouze, 1976	[Na+]	Northern pool - distributed	09/73-04/76	8	Transition	averaged for the Northern pool and corrected	calibration
Chantraine and Lemoalle (1976a, 1976b, 1977), Chantraine (1978)	[Na+]	Archipelagos - distributed	04/68-01/73	12	Normal	averaged for the Archipelagos	calibration
Chantraine and Lemoalle (1976a, 1976b, 1977), Chantraine (1978)	[Na+]	Archipelagos - distributed	09/73-01/77	18	Transition	averaged for the Archipelagos and corrected	calibration
This study	[Na+]	Southern pool - localized	2008-2011	15	Small	unchanged	validation
Carmouze (1979)	[Na+]	Northern pool - localized	24-mai	2	Normal	unchanged	validation
Chantraine and Lemoalle (1976a, 1976b, 1977), Chantraine (1978)	[Na+]	Northern pool - localized	1974-1975	7	Transition	unchanged	validation
Gautier, 2004	[Na+]	Northern pool - localized	1999-2001	2	Small	unchanged	validation
Zairi, 2008	[Na+]	Northern pool - localized	2003-2005	37	Small	unchanged	validation
This study	[Na+]	Northern pool - localized	2008	1	Small	unchanged	validation
This study	[Na+]	Archipelagos - localized	2012	8	Small	unchanged	not used
Roche, 1980	$\delta^{18}O$	Southern pool - distributed	09/68-12/69	4	Normal	averaged for the Southern pool	calibration
Roche, 1980	$\delta^{18}O$	Northern pool - distributed	09/68-12/69	4	Normal	averaged for the Northern pool	calibration
Roche, 1980	$\delta^{18}O$	Archipelagos - distributed	09/68-12/69	4	Normal	averaged for the Archipelagos	calibration
Djoret, 2000	$\delta^{18}O$	Southern pool - localized	1971	2	Transition	localized	validation
This study	$\delta^{18}O$, δ^2H	Southern pool - localized	2008-2011	13	Small	localized	validation
Djoret, 2000	$\delta^{18}O$	Northern pool - localized	1971	10	Transition	localized	validation
Gautier, 2004	$\delta^{18}O$, δ^2H	Northern pool - localized	1999-2001	2	Small	localized	validation
This study	$\delta^{18}O$, δ^2H	Northern pool - localized	2008	1	Small	localized	validation
Djoret, 2000	$\delta^{18}O$	Archipelagos - localized	1971	1	Transition	localized	validation
RIVERS (Fig.3)				MODEL INPUT VARIABLE			
Bader et al., 2011	daily discharge	Chari-Logone and KY	1956-2011	reconstructed data on all the time period		unchanged	
Carmouze, 1976	[Na+]	Chari-Logone	1976	12	}	monthly averages >> 1-year monthly scenario	spline interpolation to daily values
Roche, 1969	[Na+]	Chari-Logone	1969	12			
Olivry, 1996	[Na+]	Chari-Logone	mean	12			
Djoret, 2000	[Na+]	Chari-Logone	1995-1996	6			
Zairi, 2008	[Na+]	Chari-Logone	2008-2009	5			
This study	[Na+]	Chari-Logone	2008-2011	12			
Roche, 1969	[Na+]	Komadougou-Yobé	1970	10	}	monthly averages >> 1-year monthly scenario	spline interpolation to daily values
Gautier, 2004	[Na+]	Komadougou-Yobé	2001-2002	34			
Zairi, 2008	[Na+]	Komadougou-Yobé	2007-2008	12			
This study	[Na+]	Komadougou-Yobé	2008	1			
Fontes, 1970a	$\delta^{18}O$	Chari-Logone	1967-1969	56	}	monthly averages >> 1-year monthly scenario	spline interpolation to daily values
Djoret, 2000	$\delta^{18}O$ / δ^2H	Chari-Logone	1971-1973 et	46/10			
This study	$\delta^{18}O$ / δ^2H	Chari-Logone	2008-2012	07-janv			
Gautier, 2004	$\delta^{18}O$ / δ^2H	Komadougou-Yobé	2001-2002	21/21	}	monthly averages >> 1-year monthly scenario	spline interpolation to daily values
This study	$\delta^{18}O$ / δ^2H	Komadougou-Yobé	2008	1			
RAINFALL (Fig.4)				MODEL INPUT VARIABLE			
Bader et al., 2011	daily rainfall rates	Southern Pool, Northern Pool, Archipelagos	1956-2011	reconstructed data		unchanged	
Roche, 1980	monthly [Na+]	N'Djaména	1969	12		1-year monthly scenario	spline interpolation to daily values
GNIP, IAEA	$\delta^{18}O$	N'Djaména	1964-1995	86		interannual monthly values reconstructed	spline interpolation to daily values
GNIP, IAEA	δ^2H	N'Djaména	1964-1995	74		interannual monthly values reconstructed	spline interpolation to daily values
ATMOSPHERIC VAPOR (Fig.4)				MODEL INPUT VARIABLE			
Tremoy et al., 2012	delta 180	Niamey	June 2010 - May 2011	hourly and daily measurements		1-year monthly scenario	spline interpolation to daily values
CLIMATIC VARIABLES				MODEL INPUT VARIABLE			
Harris et al., 2014, CRU	Temperature	Southern Pool, Northern Pool, Archipelagos	1956-2011	monthly		interannual monthly values	spline interpolation to daily values
Harris et al., 2014, CRU	Relative Humidity	Southern Pool, Northern Pool, Archipelagos	1956-2011	monthly		interannual monthly values	spline interpolation to daily values

TABLEAU 3.3 – Details on the data set used in this study.

This study data	Date of sampling	[Na ⁺] (mmol.L ⁻¹)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
Lake Chad, Archipels	04/08/12	0,75		
Lake Chad, Archipels	04/08/12	0,70		
Lake Chad, Archipels	04/08/12	0,61		
Lake Chad, Archipels	04/08/12	0,72		
Lake Chad, Archipels	05/08/12	1,71		
Lake Chad, Archipels	06/08/12	0,74		
Lake Chad, Archipels	06/08/12	0,87		
Lake Chad, Southern pool	17/10/08	0,14	-3,38	-26,6
Lake Chad, Southern pool	02/11/10	0,13	-2,67	-15,9
Lake Chad, Southern pool	03/11/10	0,14	-2,63	-16,8
Lake Chad, Southern pool	03/11/10	0,14	-2,71	-17,2
Lake Chad, Southern pool	03/11/10	0,15	-2,68	-17,3
Lake Chad, Southern pool	02/12/11	0,15		
Lake Chad, Southern pool	03/12/11	0,16	-1,61	-9
Lake Chad, Southern pool	04/12/11	0,15	-1,6	-9,7
Lake Chad, Southern pool	06/12/11	0,15	-1,53	-9,7
Lake Chad, Southern pool	07/12/11	0,15	-1,38	-9,1
Lake Chad, Southern pool	07/12/11	0,15	-1,53	-9,2
Lake Chad, Southern pool	09/12/11	0,16	-1,42	-8,3
Lake Chad, Southern pool	09/12/11	0,15	-1,58	-8,2
Lake Chad, Southern pool	10/12/11	0,15	-1,44	-9
Lake Chad, Southern pool	11/12/11	0,21		
Lake Chad, Northern pool	11/10/08	0,88	9,93	38,60
Chari-Logone	19/10/08	0,13	-3,03	-20,7
Chari-Logone	19/11/11	0,11	-2,18	
Chari-Logone	19/11/11	0,15		
Chari-Logone	20/11/11	0,14	-2,77	
Chari-Logone	20/11/11	0,09	-3,26	
Chari-Logone	20/11/11	0,14		
Chari-Logone	21/11/11	0,19	-2,62	
Chari-Logone	27/11/11	0,14	-2,58	
Chari-Logone	01/12/11	0,15	-1,61	
Chari-Logone	22/07/12	0,13		
Chari-Logone	05/12/12	0,19		
Chari-Logone	04/12/12	0,15		
Komadougou-Yobe	12/10/08	0,21	-3,44	-25,8

TABLEAU 3.4 – Details on the new data set provided in this study.

$$p = 1 \quad \text{if } S(\mathbf{m}_{i+1}) < S(\mathbf{m}_i) \quad (3.11)$$

$$p = \exp\left(\frac{-(S(\mathbf{m}_{i+1}) - S(\mathbf{m}_i))}{li^2}\right) \quad \text{if } S(\mathbf{m}_{i+1}) > S(\mathbf{m}_i) \quad (3.12)$$

In the second unfavorable case, in practice, a number n is sorted in a uniform distribution between 0 and 1. If n is lower than the p value in Eq. 3.12, which has the probability of occurring, then the unfavorable displacement to \mathbf{m}_{i+1} is accepted. The probability to accept a displacement that increases the error between the model and the data is designed to leave local minima of the misfit function (Eq 3.8). The li value influences the probability to accept an unfavorable case and must be chosen as a trade-off between avoidance of local minima and divergence of the misfit function. Several values of li were tested and a value of 0.03 was used.

4. Those steps are repeated until convergence is reached.
5. At the end, this method yields many parameter sets that were used during the walk. Only those that match a convergence criteria are kept (Fig. 3.9). The values of the parameters kept are analyzed to obtain the marginal *a posteriori* PDF of each parameter.

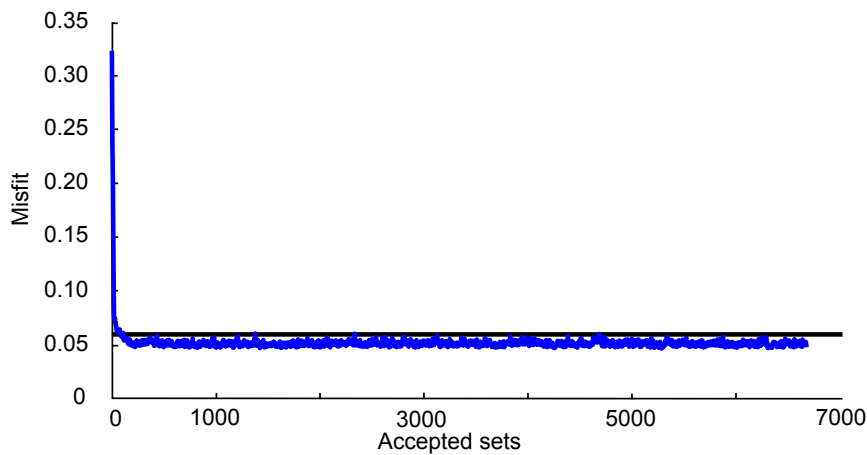


FIGURE 3.9 – Representation of the misfit function as a function of the accepted samples during the Metropolis random walk algorithm.

11.4 Local vs mean geochemical values : where should we monitor Lake Chad?

The geochemical compositions of the lake water, measured at Bol and Baga-Sola, in the Archipelagos, are close to the mean values (Fig. 3.4). These stations can thus be considered representative of the mean values of the Archipelagos. Both are located on the shoreline of the lake and are easily accessible, making them priority places in the monitoring network. The other stations, at the boundaries of the Archipelagos overestimate the mean values of the pool. In the Northern Pool, Baga-Kriska appears to be the most representative station, as the chemical and isotopic values measured at other stations were also over the mean composition of the pool. No station in the Southern Pool is acceptable. This highlights the bias of comparing local measurements, most of the time carried out in accessible places, i.e. on the shorelines of the lake while the lake is highly heterogeneous to simulated mean pool concentrations. In order to evaluate the global chemistry of the lake more exhaustive sampling would be required. This would reduce uncertainties on observed data and thus better constrain the modeling variables.

VERS UNE RECONSTRUCTION DU NIVEAU DU LAC TCHAD SUR LE DERNIER MILLÉNAIRE ?

Modélisation pluie-débit-hauteur de lac sur le BLT, calée sur la période actuelle et testée sur le dernier millénaire, à partir des sorties de modèles climatiques CMIP5.



Coucher de soleil sur une île du lac Tchad où se reposent des boeufs koris.

1 Préambule

Dans le chapitre précédent, nous avons étudié la réponse du lac aux variations de débit entre 1955 et 2011. Sur cette période, le lac a oscillé entre des états de moyen lac et de petit lac. Nous avons montré que le lac réagissait de manière très rapide aux variations de débit, elles mêmes dépendantes des variations de précipitation sur le bassin versant (Lemoalle et al., 2014). Néanmoins, la compréhension globale et la quantification de la réponse du lac aux variations climatiques nécessitent d'étudier le lien en amont entre variables climatologiques et débit.

Nous nous sommes intéressés dans un premier temps à développer un modèle pluie-débit, GR2M, calé sur la période 1955-2010, et couplé au modèle de lac précédemment développé (Fig. 4.1). Dans l'ensemble de ce chapitre, le terme couplage est utilisé pour désigner une utilisation séquentielle des modèles. Il ne s'agit pas d'un réel couplage dans la mesure où il n'y a pas de variables interdépendantes entre les deux modèles.

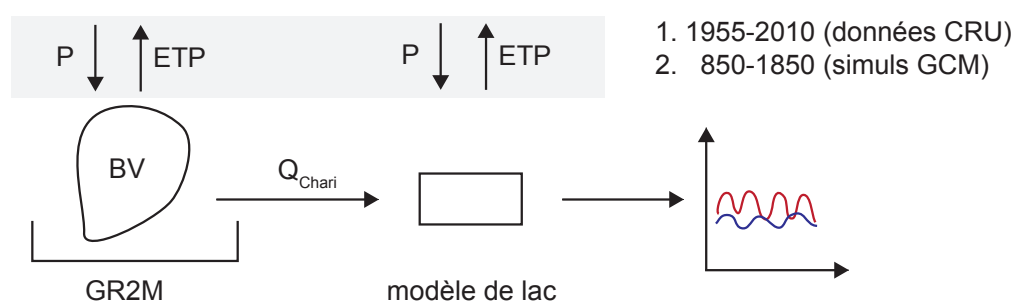


FIGURE 4.1 – Utilisation séquentielle des modèles GR2M et modèles de lac sur l'actuel et sur le dernier millénaire. Le modèle GR2M permet à partir de valeurs de précipitation et d'évaporation d'obtenir des débits, qui peuvent être utilisés en entrée du modèle de lac pour générer une courbe de niveau du lac. La courbe simulée (bleu) peut alors être comparée à une courbe observée (rouge).

Ensuite, nous avons cherché à simuler les fortes variations du niveau du lac Tchad observées sur le dernier millénaire (Fig. 4.2). Pour cela, nous utilisons les sorties de modèles climatiques globaux (GCM) : précipitation, évaporation et température sur le dernier millénaire (past1000). Ces simulations en entrée du modèle GR2M permettent de générer des débits sur le dernier millénaire. Enfin, ces débits, ainsi que les précipitations et l'évaporation directement issues des simulations past1000 sur le lac Tchad, sont ensuite utilisés pour simuler des hauteurs de lac (Fig.

4.1). Cette approche exploratoire fait appel à des disciplines diverses et a bénéficié d'échanges avec des collègues du CEREGE et de l'Irstea.

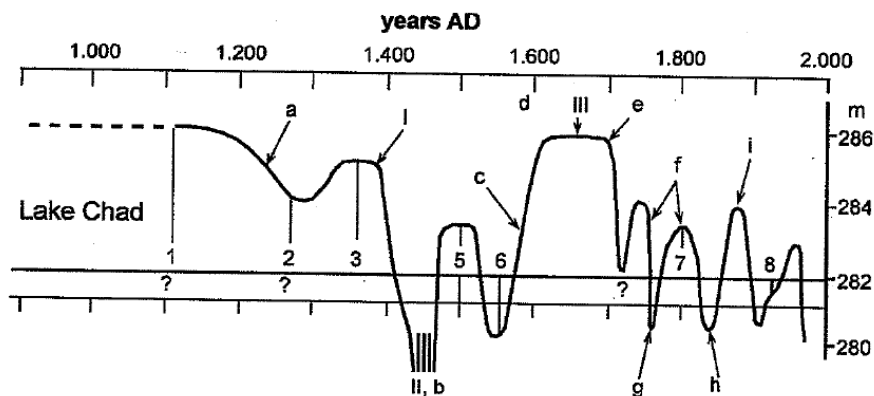


FIGURE 4.2 – Variations des niveaux du lac Tchad au cours du dernier millénaire (d'après [Maley \(2010\)](#)). Les numéros 1 à 8 correspondent à des données palynologiques, les numéros en chiffres romains aux datations ^{14}C et les lettres de a à i à des données historiques.

2 Introduction

Le dernier millénaire, des années 850 à 1850, est marqué par des variations climatiques globales essentiellement reliées à la variabilité de l'émission solaire et à l'activité volcanique ([Masson-Delmotte et al., 2013](#)). Il s'agit donc d'une période clé pour tester la réponse du bassin du lac Tchad aux forçages externes à une échelle multi-décennale. Sur le dernier millénaire, nous disposons d'une reconstitution des niveaux du lac basée sur une compilation de données sédimentologiques, palynologiques, archéologiques et historiques ([Maley, 2010](#)) (Fig. 4.2). Bien qu'elle demeure à ce jour la seule reconstitution des variations du lac sur le dernier millénaire, son caractère discontinu et la difficulté de reconstituer les variations lacustres sur cette période ([Sylvestre et al., 2014](#)) pour le lac Tchad nous incite à considérer cette chronique avec prudence.

Puisque le lac Tchad répond rapidement et au premier ordre aux variations de précipitation, la modélisation des niveaux lacustres au cours du dernier millénaire permettrait de tester la validité des paléo-précipitations simulées sur la zone sahélienne. Cette information offrirait des perspectives extrêmement intéressantes eu égard à la grande incertitude sur les projections

de précipitation sur le prochain siècle, qui résulte de la divergence des simulations des différents GCM dans cette zone (Druyan, 2011). Néanmoins, la difficulté de la comparaison modèle-données est reconnue et tient de la multiplication des incertitudes liées aux données paléoclimatiques mais aussi aux forçages utilisés et à l'erreur numérique (Liu et al., 2011). Il est important de noter que la grande taille du bassin versant du Chari-Logone et sa topographie plane (610 000 km²) permet au premier ordre de s'affranchir des effets d'échelle et des larges grilles (de l'ordre de quelques degrés) de simulations des variables climatiques par les GCM. Le bassin du lac Tchad semble être un site d'étude adéquat pour comparer la dynamique hydrologique en zone sahélienne au cours du dernier millénaire obtenue à partir des simulations paléoclimatiques et des enregistrements sédimentaires. A ma connaissance, très peu d'études de reconstitution des niveaux lacustres à partir des simulations du dernier millénaire ont été réalisées, exceptées celles de Klein et al. (2015, 2014).

3 Modèle pluie-débit GR2M sur le bassin du Chari-Logone

L'objectif de cette étude est de comprendre la réponse globale du bassin versant, c'est pourquoi un modèle pluie-débit global conceptuel est choisi. De nombreuses critiques peuvent être formulées envers les modèles conceptuels car ils sont par essence basés sur une réponse moyenne et unique du bassin versant (De Marsily, 1994; Perrin, 2000). A l'inverse, les modèles de type distribué permettent de rendre compte des variations spatiales. Cependant, ces derniers nécessitent un grand nombre de données d'entrée, ce qui augmente les incertitudes. Or il ne semble pas judicieux de rajouter des incertitudes à toutes celles décrites ci-dessus. De plus, l'efficacité des modèles pluie-débit conceptuels a été prouvée dans de nombreux bassins versants sous des climats contrastés (Lidén and Harlin, 2000). Les données de débit dont nous disposons sont au pas de temps mensuel. Pour l'ensemble de ces raisons, nous avons choisi un modèle pluie-débit de type GR2M (pas de temps mensuel). Il a été largement utilisé en Afrique de l'Ouest et Centrale (Dezetter et al., 2008; Mahe et al., 2005; Paturel et al., 1995) et en particulier dans la thèse de Ardoin-Bardin (2004) où la modélisation des débits du Chari-Logone et de ses sous-bassins versants a été réalisée. Le Chari-Logone drainant 85 % des apports au lac contre seulement 5 %

pour la Komadougou-Yobé, nous avons ciblé notre modélisation sur le bassin versant du Chari-Logone. Cette étude a été réalisée en collaboration avec Nathalie Folton de l'Irstea d'Aix en Provence, au travers du co-encadrement du stage de Master 2 de Bouamara Abdenassar.

3.1 Description du modèle GR2M

Le modèle GR2M est un modèle conceptuel développé par l'Irstea, particulièrement simple puisqu'il ne compte que deux paramètres (Edijatno and Michel, 1989; Kabouya Hadj Nouia, 1990).

Le modèle GR2M est constitué de deux réservoirs. Le *réservoir sol* régit la *fonction de production*. Il est caractérisée par son remplissage maximum, noté A , qui correspond à la capacité maximale en eau du sol. Le *réservoir d'eau gravitaire* régit la *fonction de transfert* qui détermine le débit écoulé. C'est un réservoir infini dont la vidange est linéaire. Le schéma conceptuel est présenté sur la figure 4.3.

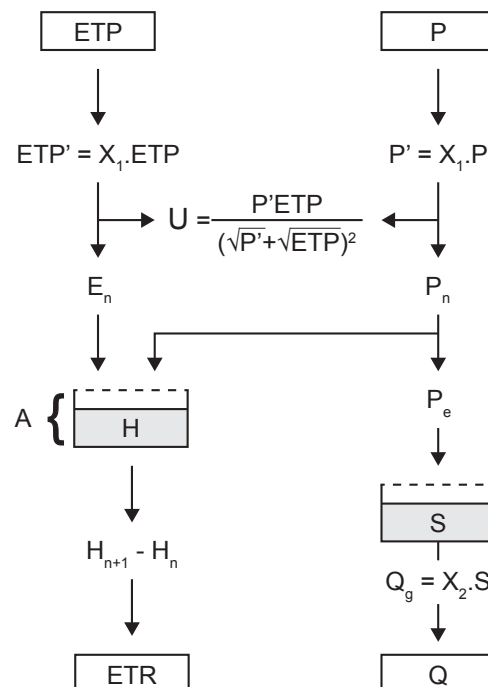


FIGURE 4.3 – Schéma conceptuel du modèle GR2M, en entrée les données P et ETP et en sortie le débit Q et l'évapotranspiration réelle, ETR . Les deux boîtes symbolisent les réservoirs sol (à gauche) et d'eau gravitaire (à droite). U correspond à l'interception, P_n et E_n la pluie et l'évapotranspiration nette, P_e est la pluie efficace, S est le niveau dans le réservoir d'eau gravitaire et H est le niveau dans le réservoir sol. X_1 et X_2 sont les deux paramètres du modèle.

Les données d'entrée de pluie (P) et d'évapotranspiration potentielle (ETP) sont modulées par un paramètre X_1 compris entre 0 et 1. C'est un coefficient d'ajustement des données. Les pluies et les évaporations nettes (P_N et ETP_N), c'est à dire qui arrivent sur le sol, sont ensuite calculées par soustraction de l'interception U aux valeurs modulées de P et ETP :

$$U = \frac{X_1 \cdot P \cdot X_1 \cdot ETP}{(\sqrt{X_1 \cdot P} + \sqrt{X_1 \cdot ETP})^2} \quad (4.1)$$

$$\begin{cases} P_N = X_1 \cdot P - U \\ E_N = X_1 \cdot ETP - U \end{cases} \quad (4.2)$$

Une partie de la pluie nette est retenue dans le sol. Cette eau, qui ne s'écoule pas dans le bassin versant, participe à l'humidification du sol et subit l'évaporation réelle. Soit $H_{t-\Delta t}$ le niveau du *réservoir sol* au pas de temps $t-\Delta t$. Le réservoir H se remplit sous l'effet d'une partie de la pluie nette et se vide sous l'effet de l'évapotranspiration réelle. Le niveau du *réservoir sol* au pas de temps t, H_t , est donc calculé en deux temps, l'étape intermédiaire étant notée H_{INT} :

$$\begin{cases} H_{INT} = \frac{H_{t-\Delta t} + A \cdot V}{1 + H_{t-\Delta t} A \cdot V} & ; & V = \tanh \frac{P_N}{A} \\ H_t = \frac{H_{INT} \cdot (1 - W)}{1 + W \cdot (1 - H_{INT}/A)} & ; & W = \tanh \frac{E_N}{A} \end{cases} \quad (4.3)$$

La quantité d'eau retenue dans le réservoir sol à l'issue d'un pas de temps est donc $H_t - H_{t-\Delta t}$. L'eau qui participe à l'écoulement (P_E) correspond à la différence entre les pluies nettes et les pluies qui sont entrées dans le réservoir sol, soit : $P_E = P_N - (H_{INT} - H_{t-\Delta t})$. L'évaporation réelle correspond à la quantité d'eau qui a été reprise par évaporation : $H_{INT} - H_t$.

Traditionnellement, on distingue un écoulement direct (qui compte pour 20 %) et un écoulement retardé. Néanmoins, en Afrique de l'Ouest et Centrale, il a été montré que la fraction d'écoulement instantané dans le modèle GR2M est nulle (Ardoin-Bardin, 2004), c'est-à-dire que l'intégralité de l'eau qui s'écoule dans le Chari-Logone a transité par le *réservoir d'eau gravitaire*. Soit $S_{t-\Delta t}$ le niveau du *réservoir d'eau gravitaire* au pas de temps $t-\Delta t$. Le réservoir S se remplit sous l'effet de l'eau qui participe à l'écoulement puis se vidange, proportionnellement à la hauteur d'eau dans le réservoir. Le niveau du *réservoir d'eau gravitaire* au pas de temps t, S_t , est

calculé en deux temps, l'étape intermédiaire étant notée S_{INT} :

$$\begin{cases} S_{INT} = S_{t-\Delta t} + P_E \\ S_t = S_{INT} - Q_G \end{cases} ; \quad Q_G = \mathbf{X}_2 \times S_{INT} \quad (4.4)$$

Cette étape de calcul fait intervenir le deuxième paramètre du modèle, \mathbf{X}_2 , compris entre 0 et 1. Ce paramètre caractérise la constante de temps du réservoir, plus il est faible et plus le bassin réagit lentement c'est-à-dire que le décalage entre les pluies et les débits est important. Le débit de la rivière est calculé au cours de la dernière étape et correspond au débit issu de la vidange du réservoir d'eau gravitaire (Q_G). Dans cette étude, la valeur du remplissage maximum du réservoir sol, noté A , est fixée à 290 mm (Ardoin-Bardin, 2004). La valeur A n'est pas à proprement parler un paramètre puisque sa variabilité est faible et qu'il est corrélé au paramètre \mathbf{X}_1 (Coron, 2013).

3.2 Calage et validation sur la période 1956-2010

Les deux paramètres (\mathbf{X}_1 , \mathbf{X}_2) sont obtenus après optimisation d'un critère de qualité sur les débits générés par le modèle GR2M. La phase de calage du modèle consiste à trouver le jeu de paramètres, \mathbf{m} , qui permet de reproduire au mieux les débits observés. Nous avons utilisé un algorithme de calage pas-à-pas (Perrin, 2000) et le niveau des réservoirs est initialisé sur un an. La phase de calage est intrinsèquement liée à la fois au choix de la fonction objectif, qui correspond à la fonction qui évalue la qualité des simulations, et à la période sur laquelle est réalisée la calibration. La phase de validation quant à elle consiste à calculer la qualité des simulations sur une période différente de la période de calibration.

Les débits observés couvrent la période entre 1956 et 2010 à la station de N'Djaména et les données de précipitation et d'évapotranspiration potentielle couvrent la période entre 1901 et 2010 (données du CRU, Harris et al. (2014)).

Choix de la fonction objectif

Différentes fonctions objectifs ont été testées : critère de Nash (sur les débits annuels, mensuels, ainsi que sur la racine carré des débits, [Nash and Sutcliffe \(1970\)](#)) et critère KGE ([Gupta et al., 2009](#)). Nous retenons le critère de Nash calculé sur les débits mensuels puisqu'il permet la meilleure reconstitution des débits mensuels :

$$Na(\mathbf{m}) = 1 - \frac{\sum_{i=0}^n (Q_{OBS,i} - Q_{SIM,i}(\mathbf{m}))^2}{\sum_{i=0}^n (Q_{OBS,i} - Q_{MOY})^2} \quad (4.5)$$

Périodes de calibration et valeurs des paramètres calés

La question de la stabilité d'un modèle hydrologique est centrale dans cette étude, dans la mesure où le modèle GR2M est calibré sur la période actuelle pour être appliqué à une période climatique passée différente. Cette question a été largement étudiée dans le contexte de la réponse hydrologique au réchauffement climatique ([Brigode et al., 2013](#)). L'une des manières d'évaluer la capacité d'un modèle à reproduire le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant en conditions climatiques transitoires est d'utiliser plusieurs périodes de calibration et de validation, climatiquement contrastées ([Klemeš, 1986](#); [Wilby, 2005](#)).

La rupture climatique observée en Afrique de l'Ouest et Centrale dans les années 70-80 permet une évaluation de la stabilité des modèles hydrologiques dans cette région. Sur la base de l'identification de périodes sèches et humides (Annexe B, Fig. B1), le modèle GR2M a été calibré plusieurs fois.

Le paramètre \mathbf{X}_1 varie entre 0,36 et 0,46 et le paramètre \mathbf{X}_2 entre 0,23 et 0,31. Le calage en période humide mène aux plus fortes valeurs de \mathbf{X}_1 (>0.43) et plus faibles valeurs de \mathbf{X}_2 (<0.28) tandis que le calage en période sèche mène aux plus faibles valeurs de \mathbf{X}_1 et aux plus fortes valeurs de \mathbf{X}_2 (Annexe B, Table B1). Ces résultats semblent indiquer une dépendance des paramètres aux caractéristiques climatiques de la période de calage ([Brigode et al., 2013](#); [Coron et al., 2012](#); [Merz et al., 2011](#); [Vaze et al., 2010](#)).

Néanmoins, les gammes de variation des paramètres \mathbf{X}_1 et \mathbf{X}_2 restent faibles. La variabilité des

paramètres en lien avec la période de calibration d'un même bassin versant (soit la variabilité interne) reste inférieure à la variabilité des paramètres entre deux bassins versants différents (variabilité externe). En effet, comme le montre l'étude étendue de [Ardoin-Bardin \(2004\)](#), le bassin du Chari-Logone présente le paramètre X_2 le plus faible (<0.4) alors que les bassins du Sénégal et du Sassandra présentent des paramètres X_2 plus élevés (>0.8). L'application de différents modèles hydrologiques dans cette région montre que la rupture climatique claire au Sahel n'entraîne pas de modification significative des paramètres des modèles conceptuels ([Le Lay et al., 2007](#); [Niel et al., 2003](#)).

Le modèle est finalement calibré sur l'ensemble de la période d'étude, ce qui permet d'obtenir le jeu de paramètres le plus robuste ([Poulin et al., 2011](#); [Vaze et al., 2011](#)) pour la finalité qui est la nôtre. Le calage du modèle sur l'ensemble de la période 1956-2010 mène à des valeurs de X_1 de 0,42 et de 0,27 pour X_2 et à un critère de Nash de 75 % sur les débits mensuels.

Une étude de sensibilité a été réalisée en faisant varier les paramètres et en calculant le critère de Nash correspondant sur la période 1956-2010 (Annexe Fig. B2). L'ellipse obtenue, si l'on considère un critère de Nash au delà de 70 %, met en évidence une gamme de variation de X_1 plus restreinte que X_2 , le modèle est donc plus sensible aux variations sur le paramètre X_1 .

3.3 Résultats : débits et hauteurs de lac simulés

Les débits mensuels sur la période de 1956 à 2010 simulés avec les paramètres calés sur l'ensemble de la période ($X_1=0,42$; $X_2=0,27$, $Na=75$ %) sont représentés sur la figure 4.4. Les détails sur la représentation des débits moyens mensuels et des débits annuels sont donnés en Annexe B (Fig. B3). On observe que le modèle sur-estime les débits en période sèche et sous-estime les débits en périodes humides, en particulier pendant les périodes de crue. Ce comportement est lié, entre autres, à l'hypothèse sous-jacente à cette modélisation d'un fonctionnement hydrologique semblable entre deux périodes climatiques contrastées. On remarque également que le débit en période d'étiage est globalement sur-estimé sur toute la période (Fig. 4.4). Cette sur-estimation est due, entre autres, au choix de la fonction objectif qui, calculée sur les débits men-

suels, donne plus de poids aux forts débits qu'aux faibles débits.

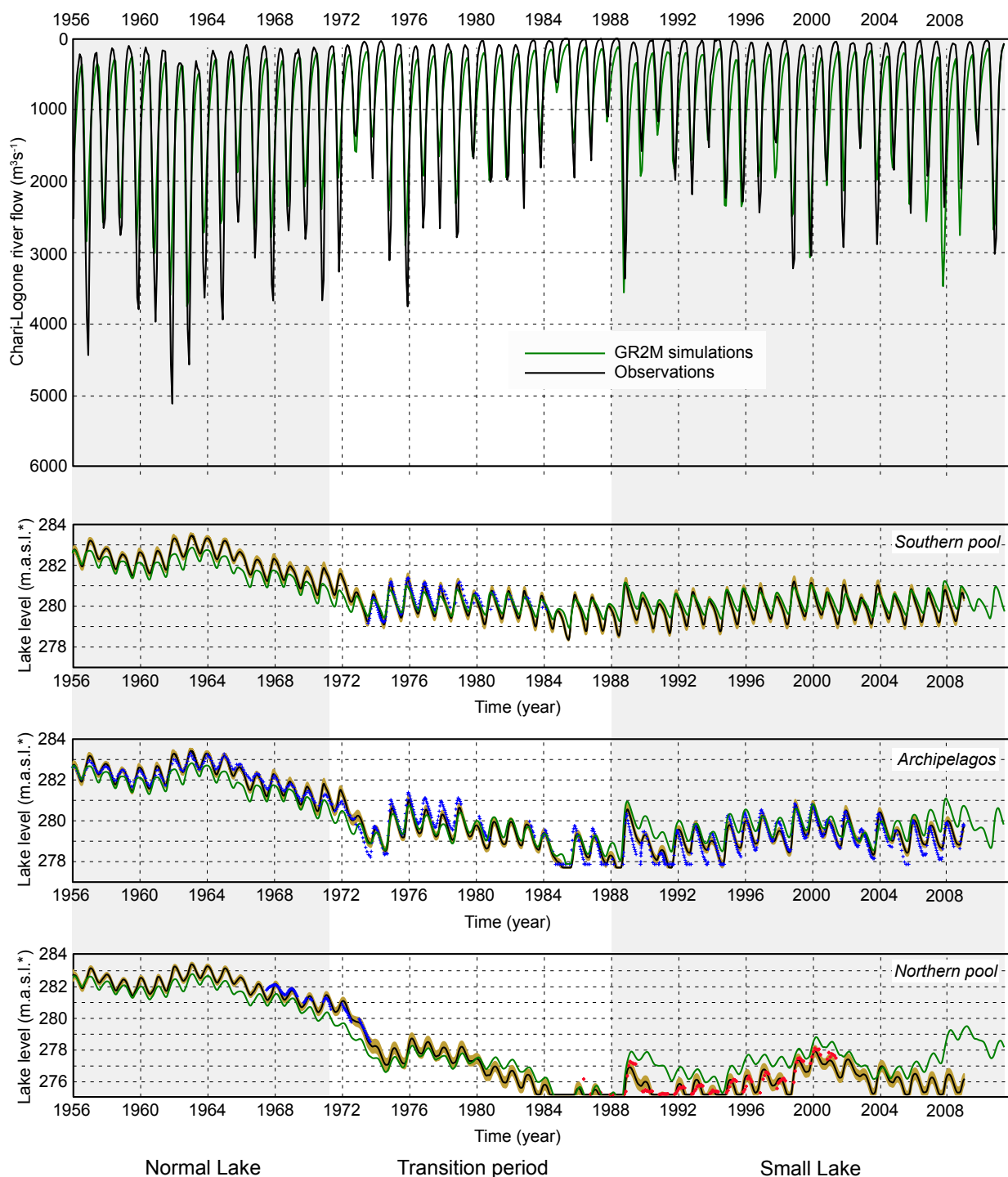


FIGURE 4.4 – Simulations des débits du Chari-Logone par le modèle GR2M et des niveaux du lac Tchad par le modèle couplé GR2M-modèle de lac. Les débits mensuels simulés par GR2M sont figurés en vert et les débits observés en noir. Pour chaque cuvette, les hauteurs de lac observées sont représentées en bleu (en rouge, les hauteurs de lac obtenues par inversion des surfaces, Chap.3, Fig. 3.6); les hauteurs de lac simulées par le modèle de lac utilisant les débits observés en entrée sont représentées en noir avec la gamme d'incertitude liée au modèle de lac en beige (Fig. 3.6); les hauteurs de lac simulées par le modèle de lac avec les débits simulés par GR2M en entrée sont représentés en vert.

Les modélisations des niveaux du lac, réalisées à partir des débits observés et à partir des débits simulés par le modèle GR2M, sont représentées sur la période 1956-2010 (Fig. 4.4). Dans chacune des cuvettes, l'erreur associée à l'utilisation des débits simulés par GR2M est supérieure à l'erreur intrinsèque du modèle de lac. Au cours de la période de lac Tchad moyen (avant 1972), les hauteurs dans les cuvettes sont légèrement sous-estimées avec une erreur inférieure à 1 m. Pendant la période de petit lac (après 1972), les hauteurs d'eau dans la cuvette Sud et dans les Archipels sont bien simulées alors que l'erreur est plus importante dans la cuvette Nord. L'utilisation des débits simulés par GR2M par rapport aux débits observés mène à une dégradation des simulations avec un critère de Nash qui passe de 0.93 à 0.80 dans les Archipels et de 0.98 à 0.83 dans la cuvette Nord, et une amélioration dans la cuvette sud de 0.71 à 0.75. L'amplification des erreurs dans la cuvette Nord est liée à un volume très faible pendant la période de petit lac et donc la surestimation des débits est à l'origine d'une augmentation nette du niveau de la cuvette.

Les hauteurs d'eau du lac Tchad ont été précédemment simulées par le modèle de routage hydrologique HYDRA forcé avec les observations de température et de pluie et avec le ruissellement issu du modèle de biosphère IBIS (Coe and Foley, 2001) et comparés aux niveaux mesurés dans les Archipels entre 1953 et 1993. Les niveaux d'eau simulés sur la période de Tchad moyen (avant 1972) reproduisent mieux les observations que le modèle que nous avons développé. En revanche, au cours de la période de petit lac (après 1972), les hauteurs de lac sont mal représentées. D'importants prélèvements pour l'irrigation expliqueraient, d'après les auteurs, la différence entre les simulations et les observations. Cependant, cette explication a été réfutée depuis, les estimations considérées par Coe and Foley (2001) étant largement sur-évalués par rapport aux prélèvements réels effectués (Lemoalle et al., 2014). Le modèle de Coe and Foley (2001) ne semble donc pas adéquat pour simuler les périodes de petit lac. Le modèle que nous avons développé permet de reproduire de manière satisfaisante non seulement les hauteurs d'eau, mais également les différents états du lac et la déconnexion entre les différentes cuvettes.

3.4 Conclusion sur le modèle couplé pluie-débit-hauteur de lac

Nous avons développé un outil de modélisation qui permet de reconstruire les niveaux du lac à partir des données de pluie et d'évapotranspiration potentielle sur l'ensemble du bassin du Chari-Logone. Malgré toutes les incertitudes qui existent sur l'utilisation d'un modèle pluie-débit conceptuel global, les débits à N'Djaména et les niveaux du lac Tchad sont bien reproduits. De plus, le modèle reproduit bien les données à la fois avant et après la rupture climatique majeure des années 1970. Ceci témoigne d'une certaine stabilité de la réponse hydrologique du bassin du lac Tchad aux variations climatiques observées à l'échelle décennale et de la robustesse du modèle développé. Cet outil simple et parcimonieux nous permet d'appréhender la variabilité hydrologique passée au cours du dernier millénaire.

4 Données paléo-climatiques

Le CMIP (Coupled Model Intercomparison Project, [Taylor et al. \(2012\)](#)) est un projet qui vise à comparer des simulations du climat du passé récent et des projections climatiques pour les prochains siècles, réalisées par différents GCMs. Ces derniers permettent d'étudier les changements climatiques en lien avec des variations de forçage, comme par exemple la teneur en CO₂, l'insolation solaire ou encore l'occupation du sol. La dernière phase de ce projet correspond aux simulations CMIP5 utilisées dans le dernier rapport du GIEC. Le projet PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project), dont la dernière phase est PMIP3, vise à mieux comprendre les moteurs du changement climatique et à tester la capacité des GCMs à reproduire les climats passés ([Braconnot et al., 2012](#)). Les périodes cibles de PMIP3 sont le dernier maximum glaciaire, l'Holocène moyen et le dernier millénaire. Les forçages utilisés sont définis à partir d'un large ensemble de données paléoclimatiques ([Bothe et al., 2013](#); [Schurer et al., 2013](#)).

4.1 Description des forçages des simulations past1000

Les simulations du dernier millénaire (850-1850) sont réalisées en régime transitoire, tout comme les simulations dites historiques (1850-2005), c'est à dire que les forçages ne sont pas fixes mais évoluent au cours du temps. Sur le dernier millénaire, les aérosols volcaniques, l'irradiance solaire, la végétation et les concentrations en gaz à effet de serre sont les forçages les plus variables. La topographie, les lignes de rivage et les calottes glaciaires peu variables sur cette échelle de temps sont considérées comme constantes, comme dans la simulation pré-industrielle en régime permanent (simulation PI-control).

La courbe de [Joos and Spahni \(2008\)](#), obtenue par interpolation des enregistrements haute fréquence des concentrations en gaz à effet de serre dans la carotte Law Dome en Antarctique, est la courbe référence sur le dernier millénaire. Pour les trois autres variables clés, différents scénarios de reconstitution sont recommandés par le PMIP3 pour le dernier millénaire ([Schmidt et al., 2011](#)).

Aérosols volcaniques

Deux reconstitutions du forçage volcanique (en $W m^{-2}$) sont préconisées, les scenarii GRA (Gao et al., 2008) et CEA (Crowley et al., 2008). L'analyse des dépôts de sulfate enregistrés dans 54 carottes glaciaires en Arctique et en Antarctique, couplée à un modèle de transport stratosphérique des aérosols volcaniques a permis la reconstitution du forçage volcanique GRA au cours du dernier millénaire. Ce dernier est fonction du mois, de la latitude et de la longitude. Son évolution temporelle moyenne à la surface du globe est représentée sur la figure 4.5, (Masson-Delmotte et al., 2013). Le scenario CEA est calculé à partir des séries temporelles de l'épaisseur optique, qui est une mesure de la transparence de la couche atmosphérique. Ce scénario est obtenu par corrélation entre les teneurs en sulfate dans des carottes antarctiques et des données satellitaires. Ce scénario est latitudinal, au pas de temps de 10 jours et son évolution temporelle moyenne à la surface du globe est représentée sur la figure 4.5, (Masson-Delmotte et al., 2013).

Irradiance solaire

De nombreux scenarii d'irradiance solaire sont disponibles. Ils ont en commun un cycle solaire de 11 ans et sont calibrés sur les valeurs actuelles d'insolation. Les différents scenarii sont représentés sur la figure 4.5 (Masson-Delmotte et al., 2013), exprimés en $W m^{-2}$.

Couvert végétal et usage des sols

L'évolution du couvert végétal joue sur l'albédo et donc également sur le forçage radiatif global. Bien que la végétation joue un rôle fondamental sur la transpiration et donc sur l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant, l'évolution de la transpiration n'est pas prise en compte dans les modèles (Schmidt et al., 2012). L'augmentation des surfaces cultivées et pâturées a modifié le couvert végétal bien plus que l'évolution naturelle de la végétation. Trois scenarii d'évolution des surfaces agricoles sur le dernier millénaire existent, Pongratz et al. (2008) : PEA, Kaplan et al. (2011) : KK10 et Hurtt et al. (2011) : HYDE (Fig. 4.6, (Schmidt et al., 2012)). PEA et KK10 sont les deux scenarii recommandés par PMIP3. L'estimation KK10 est bien supérieure à l'estimation PEA car basée sur l'hypothèse d'une surface anthropisée par habitant plus grande. En revanche, la variation sur le dernier millénaire de la surface cultivée est plus grande

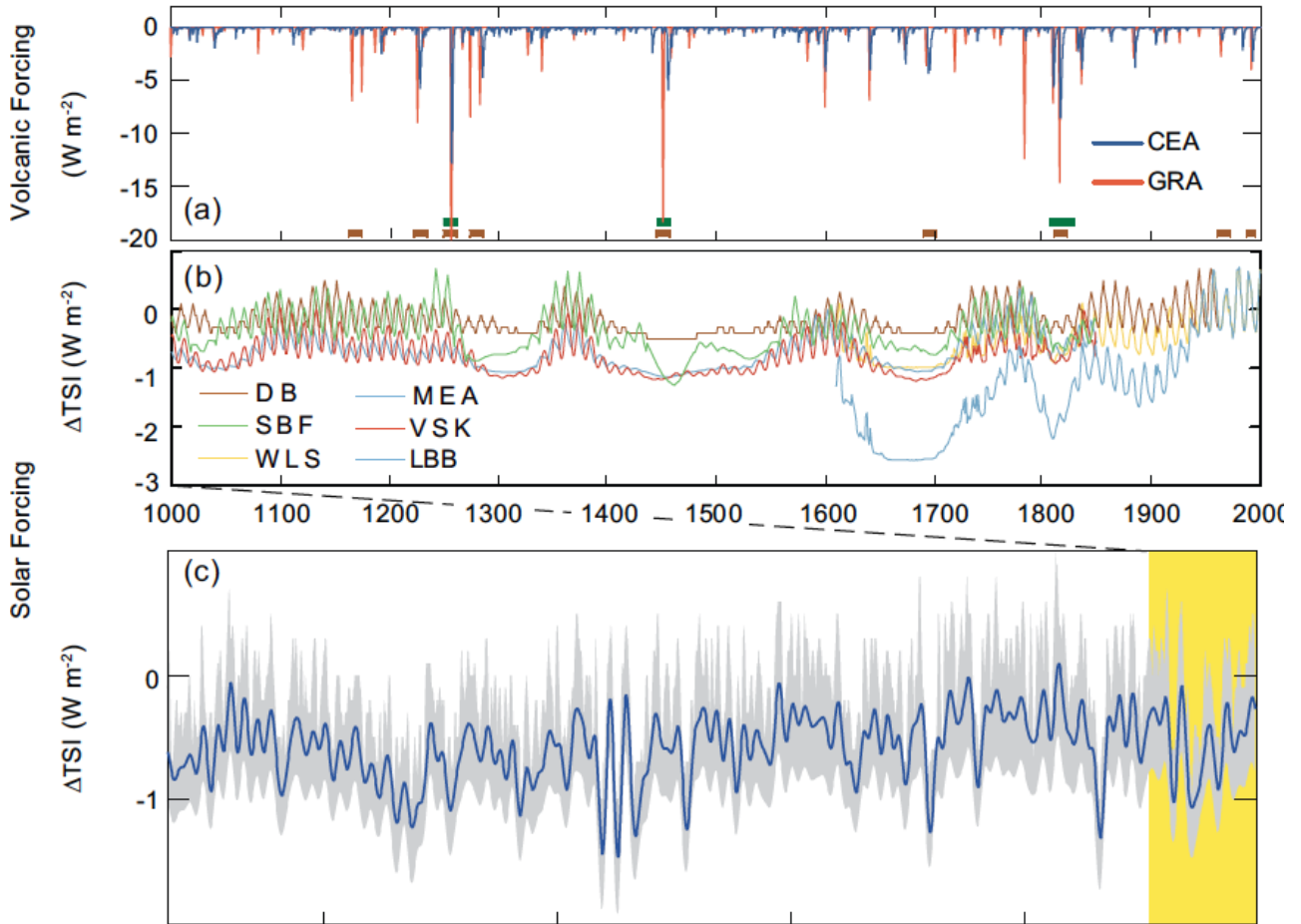


FIGURE 4.5 – Forçages volcanique et solaire sur le dernier millénaire (Masson-Delmotte et al., 2013) a) Deux scénarii de forçage volcanique GRA : Gao et al. (2008), CEA : Crowley et al. (2008), préconisés par PMIP3. b) Anomalies reconstruites d'irradiance solaire totale (TSI) sur le dernier millénaire. c) Anomalies reconstruites d'irradiance solaire totale (TSI) sur les derniers 10 000 ans, filtrée à 100 ans.

dans le modèle PEA que dans le modèle KK10.

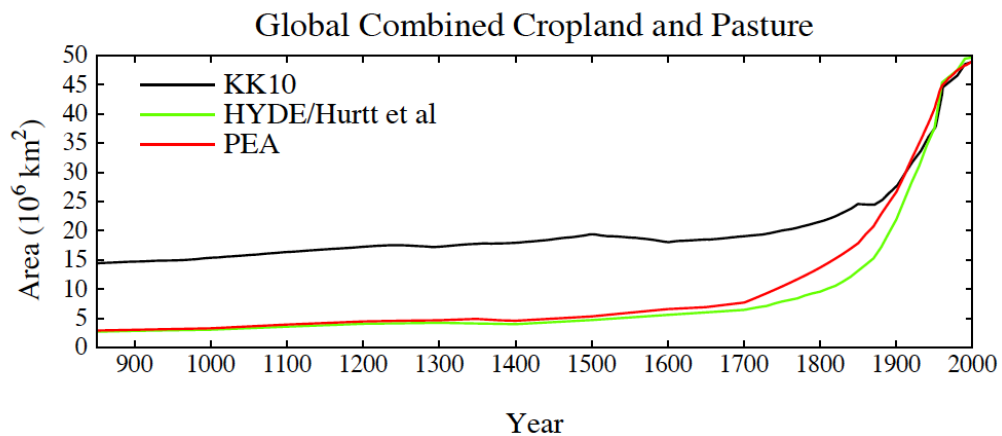


FIGURE 4.6 – Evolution globale de la surface agricole, comprenant les surfaces cultivées et pâturées (Schmidt et al., 2012), d'après Pongratz et al. (2008) (PEA), Kaplan et al. (2011) (KK10) et Hurtt et al. (2011) (HYDE)

La somme des quatre forçages, irradiance solaire, volcanisme, concentrations en gaz à effet de serre et changement d'albédo sur l'énergie globale reçue est présentée sur la figure 4.7. On observe que sur la période du dernier millénaire, la variation de l'activité solaire joue un rôle prépondérant sur l'évolution basse fréquence de la radiation solaire tandis que ce sont les événements volcaniques ponctuels qui entraînent la plus forte diminution de l'énergie globale reçue.

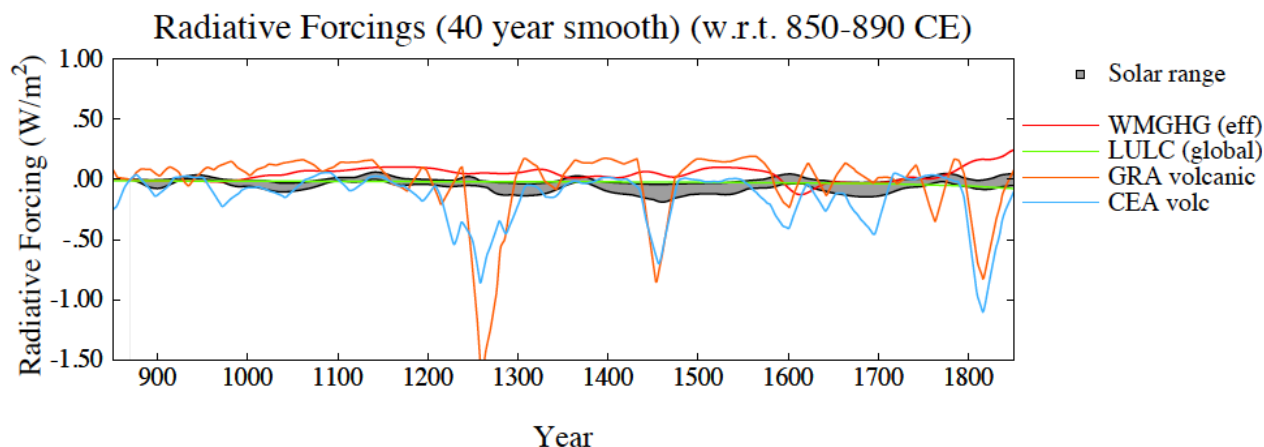


FIGURE 4.7 – Forçages radiatifs sur le dernier millénaire (Schmidt et al., 2011) : WMGHG : gaz à effet de serre; LULC : variation de l'albédo en lien avec l'évolution des surfaces agricoles, scénario PEA; solar range : enveloppe des différents scénarii de forçages solaires; GRA and CEA : scénarii d'éruptions volcaniques.

4.2 Caractéristiques et forçages des GCM utilisés : IPSL, HadCM3, MPI-ESM-P

Les simulations past1000 ont été réalisées par 15 modèles différents à partir de forçages différents. Nous avons choisi de regarder les simulations paléoclimatiques de trois modèles de CMIP5/PMIP3 : le modèle IPSL-CM5 (Dufresne et al., 2013), le modèle HadCM3 (Gordon et al., 2000; Pope et al., 2000) et le modèle MPI-ESM-P (Marsland et al., 2003). Les forçages utilisés en conditions aux limites des simulations sont détaillés dans le tableau 4.1. Le modèle MPI-ESM-P a la meilleure résolution spatiale (Table 4.1). Les modèles HadCM3 et MPI-ESM-P présentent l'avantage de la prise en compte de l'anthropisation des surfaces végétales (Table 4.1).

Les simulations past1000 de ces trois modèles ont été largement utilisées à l'échelle globale, pour comparer les modèles et comprendre le poids des forçages externes et des rétroactions sur le dernier millénaire (Atwood et al., *subm*; Bothe et al., 2013; Fernández-Donado et al., 2013; Schmidt et al., 2012, 2011). Le modèle MPI-ESM-P a été localement utilisé en Antarctique

(Goosse et al., 2012a), en Afrique de l'Est (Klein et al., 2015) dans une optique de comparaison modèle-données mais aussi pour étudier l'évolution de la glace de mer (Goosse et al., 2013) sur le dernier millénaire.

TABLEAU 4.1 – Résumé des caractéristiques des modèles IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P pour les simulations past1000 : les résolutions des grilles atmosphériques et océaniques sont données ainsi que les conditions aux limites utilisées comme forçage.

Modèle	résol. atm.	résol. oc.	cycle du carbone	Forc. Volc.	Forc. solaire	Occup. sol
IPSL - CM5A - LR (France)	96x95xL39	182x149xL31	oui	GRA	VSK + WLS back	same as PIcontrol
MP-ESM-P (Allemagne)	196x96xL47	256x220xL40	non	CEA	VSK + WLS back	PEA
HadCM3 (UK)	96x73xL19	288x144xL20	non	CEA	SBF + WLS back	PEA

Nous nous sommes intéressés aux précipitations et à l'évapotranspiration qui sont les variables climatiques d'entrée du modèle pluie-débit GR2M. Nous nous sommes également intéressés à la température d'abord parce que c'est une variable climatique incontournable et ensuite parce que l'évaporation en dépend.

4.3 Variabilité climatique simulée sur la période historique

Distribution spatiale des précipitations et des températures sur le bassin versant du Chari-Logone

Sur les figures 4.8 et 4.9, les distributions dans l'espace des pluies et des températures simulées et observées sont représentées en moyenne annuelle, pour les mois d'août (optimum de la saison humide) et de février (optimum de la saison sèche). Ce sont des valeurs moyennées sur la période 1901-2005 pour laquelle on dispose des simulations historiques et des données du CRU. Les modèles reproduisent bien la saison sèche. En revanche, les pluies de mousson au mois d'août sur le bassin sont sous-estimées. Les gradients annuels nord-sud de précipitation et de température sont spatialement bien simulés. Ceci justifie le fait que le bassin hydrologique du lac Tchad simulé se trouve au même endroit que le bassin hydrologique du lac Tchad ob-

servé et que moyenner les variables sur le bassin hydrologique simulé a un sens.

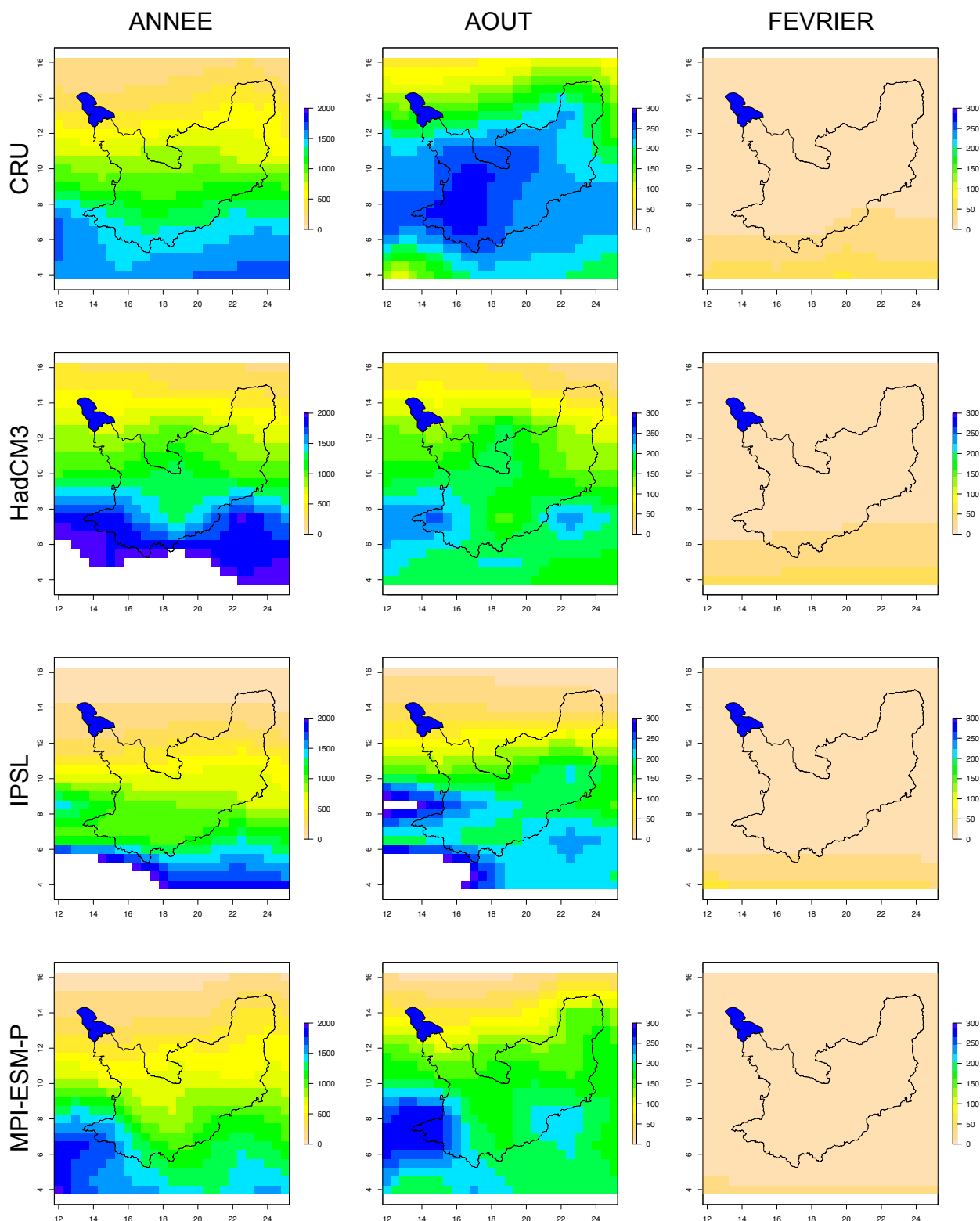


FIGURE 4.8 – Distribution des précipitations sur le bassin versant du Chari Logone, observée (CRU) et simulée par les modèles IPSL, HadCM3, MPI-ESM-P sur la période 1901-2005. En février et en août les valeurs sont exprimées en mm/mois (entre 0 et 300) et en mm/an (entre 0 et 2000) pour les précipitations annuelles. Les pixels en blanc symbolisent des valeurs supérieures à la valeur maximale de l'échelle.

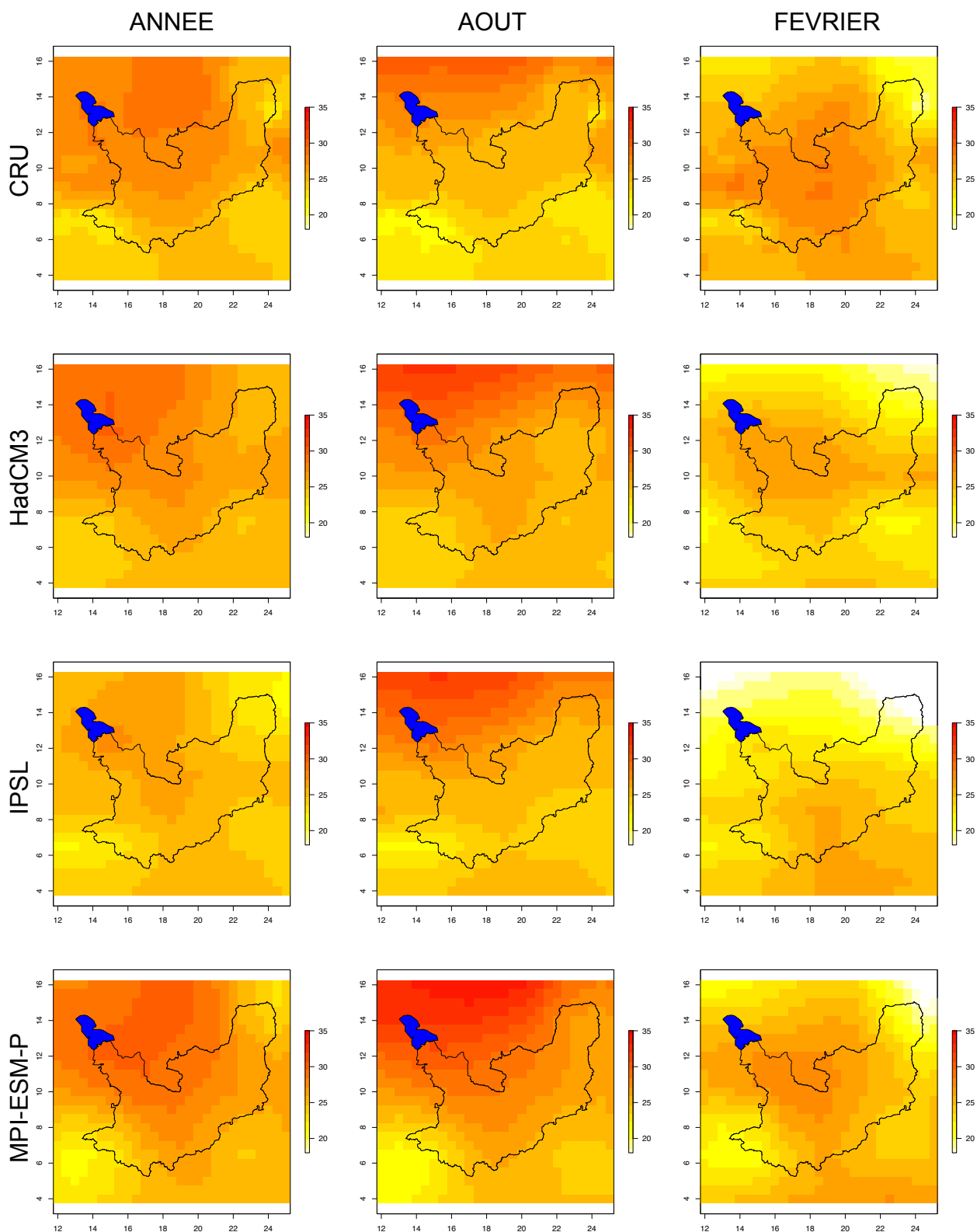


FIGURE 4.9 – Distribution des températures sur le bassin versant du Chari Logone, observée (CRU) et simulée par les modèles IPSL, HadCM3, MPI-ESM-P sur la période 1955-2005. Les températures sont exprimées en °C (entre 18 et 35).

Estimation des biais de simulations des précipitations et des températures moyennes du BLT

Le modèle pluie-débit développé (GR2M) est un modèle conceptuel global et simple (GR2M) qui permet de s'affranchir au mieux des effets d'échelle et de la multiplication des incertitudes. Pour cette raison, les sorties de simulations que nous considérerons par la suite sont des valeurs moyennées sur l'ensemble du bassin versant (Fig. 4.11).

La vérification du comportement hydrologique moyen de chacun des modèles sur la période historique est testée à partir de différents indicateurs, par comparaison entre les sorties de modèles et les données du CRU. Le calcul des indicateurs est détaillé ci-dessous pour la précipitation mais les mêmes indicateurs ont été calculés pour la température. Les calculs sont réalisés sur la période 1901-2005 pour laquelle nous disposons à la fois des données du CRU et des simulations historiques.

- Biais moyen, calculé par la RMSE sur la valeur moyenne annuelle (en mm/j) :

$$RMSE = \frac{1}{n_1} \sqrt{\sum (P_{A,SIM} - P_{A,OBS})^2}$$

- Biais saisonnier, calculé par la RMSE sur l'anomalie de la pluie moyenne mensuelle (en mm/j) : $RMSE = \frac{1}{n_2} \sqrt{\sum ((P_{M,SIM} - P_{M/MOY,SIM}) - (P_{M,OBS} - P_{M/MOY,OBS}))^2}$

- Variabilité annuelle, calculée par : $I = \frac{\sigma_{P_{A,SIM}} - \sigma_{P_{A,OBS}}}{\sigma_{P_{A,OBS}}}$

- Variabilité climatique, calculée par le même indicateur I mais en utilisant la série temporelle des pluies annuelles filtrées avec un filtre à 20 ans pour faire ressortir la variabilité basse fréquence de l'évolution des précipitations. Dans l'ensemble de cette étude, les filtres correspondent à des moyennes glissantes.

où $P_{A,SIM}$ est la précipitation annuelle simulée, $P_{A,OBS}$ la précipitation annuelle observée, n_1 le nombre d'années (105), $P_{M,SIM}$ la précipitation mensuelle simulée, $P_{M/MOY,SIM}$ la précipitation mensuelle moyenne simulée, $P_{M,OBS}$ la précipitation mensuelle observée, $P_{M/MOY,OBS}$ la précipitation mensuelle moyenne observée, n_2 le nombre de mois (105x12).

Les résultats obtenus pour les différents modèles sur les précipitations et sur les températures sont donnés sur la figure 4.10. Plus les valeurs de RMSE (losange) et de I (cercles) sont proches de zéro, plus le modèle reproduit bien les données. Des valeurs négatives de l'indicateur I indiquent que le modèle sous-estime la variable. Sur la période 1901-2005, le modèle MPI-ESM-P est le plus fiable pour les précipitations et le modèle HadCM3 pour les températures eu égard aux indices utilisés.

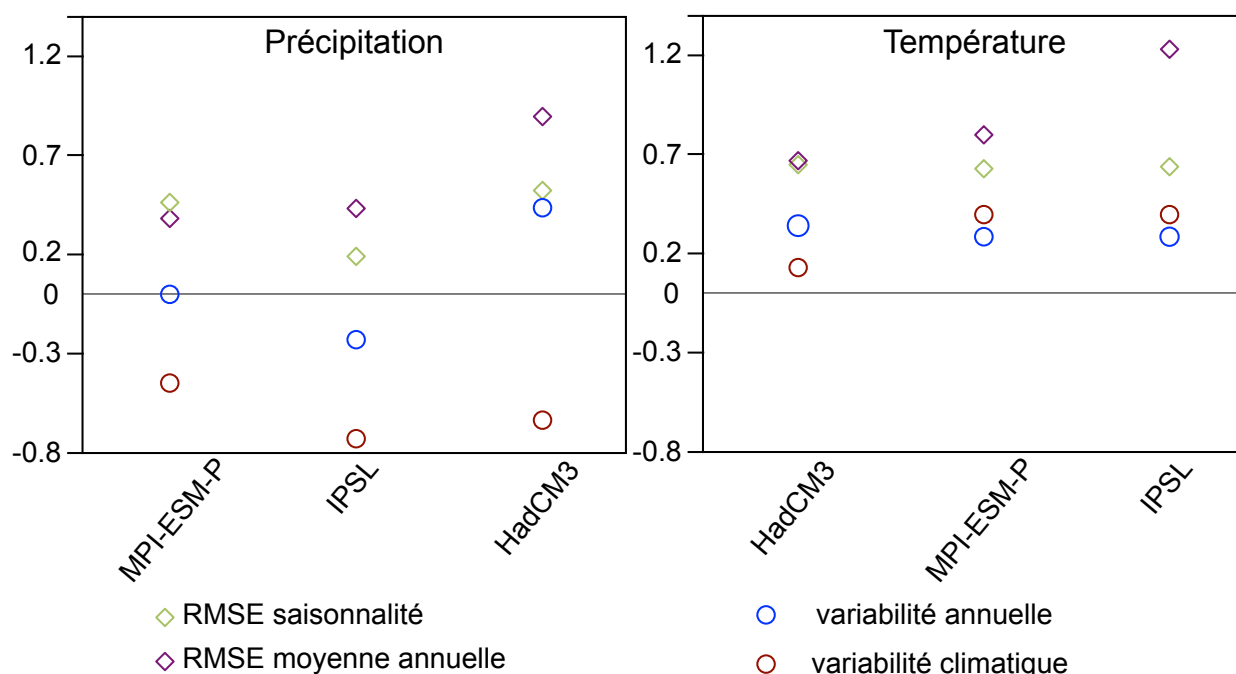


FIGURE 4.10 – Calcul des écarts entre les simulations historiques IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P et les données observées, en précipitation et en température. Les modèles sont rangés par ordre de celui qui représente le mieux la variable à celui qui la représente la moins bien, d'après les indicateurs choisis.

Les erreurs associées à chacun des trois modèles ne sont pas négligeables, avec en particulier un biais de sous-estimation de la précipitation annuelle entre 0,4 et 0,9 mm/j soit entre 146 et 328 mm/an. Les trois modèles sous-estiment aussi très largement la variabilité climatique, c'est à dire l'évolution basse fréquence des précipitations (sur 20 ans). La variabilité inter-annuelle est mieux représentée.

Précipitations et températures mensuelles et annuelles simulées sur la période historique pour le bassin du Chari-Logone

Les moyennes mensuelles des températures et des précipitations simulées par les modèles IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P sur la période historique ont été calculées (Fig. 4.11). La saisonnalité de la pluie est correctement représentée dans le modèle IPSL et MPI-ESM-P.

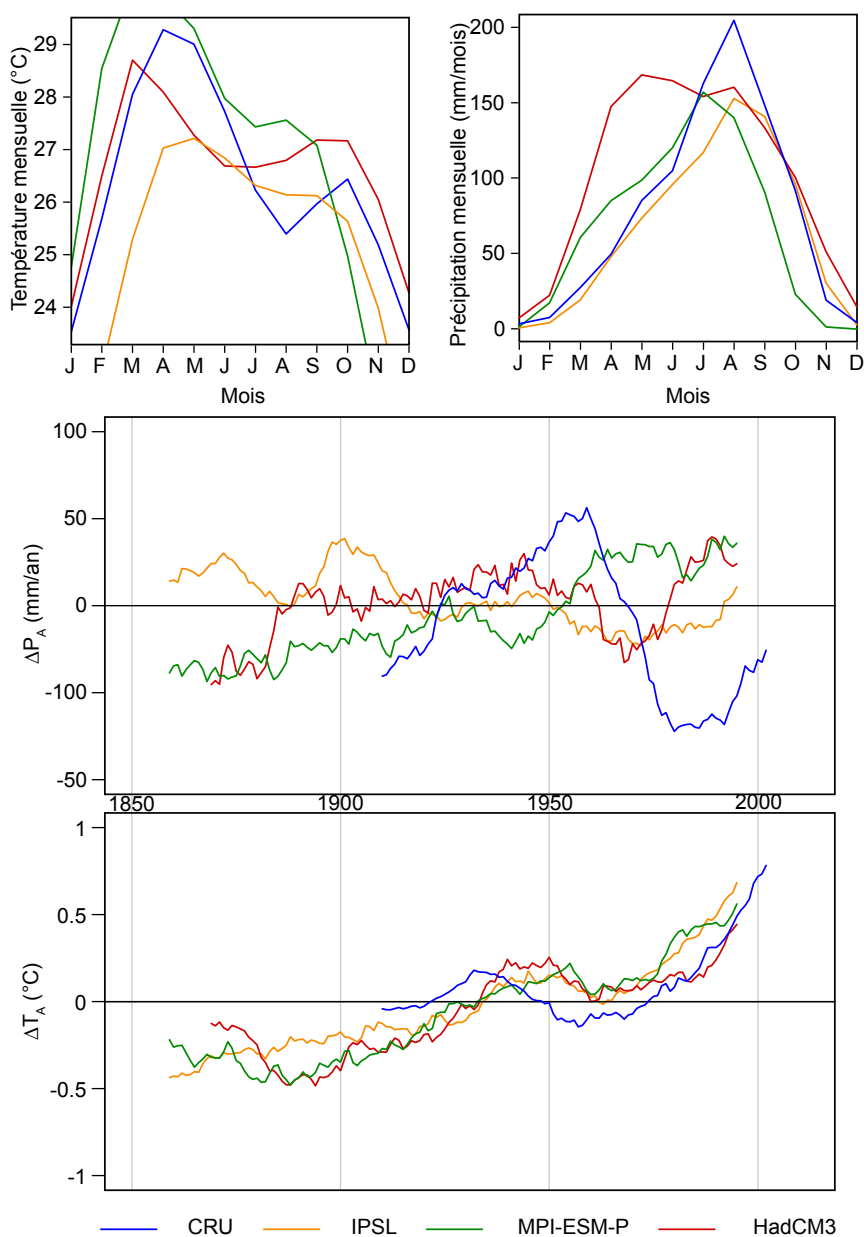


FIGURE 4.11 – Simulations de précipitation et de température sur la période historique par les modèles IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P et valeurs observées. a) Les moyennes mensuelles sont exprimées en mm/mois. b) Les valeurs annuelles sont exprimées en anomalie par rapport à la moyenne, en mm/an. La période de référence est 1850-2010. Les données sont filtrées à 20 ans.

Les moyennes annuelles sur la période historique (Fig. 4.11) sont représentées en anomalie par rapport à la moyenne sur toute la période, ce qui permet de s'affranchir du biais moyen (Fig. 4.11), et sont filtrées à 20 ans. L'évolution globale de la température sur le bassin versant est bien reproduite par chacun des modèles. Pour les précipitations, on retrouve le fait que l'amplitude de la variabilité climatique simulée est plus faible que l'amplitude de la variabilité climatique observée (Fig. 4.10, Fig. 4.11). De plus, les périodes pluriannuelles pluvieuses et non pluvieuses ne sont pas synchrones.

Corrélation entre les précipitations simulées/observées et la température de l'océan atlantique ?

Les précipitations sur le bassin du lac Tchad sont liées aux phénomènes de mousson, qui résultent d'un gradient de température entre l'océan et le continent. Au cours de l'été boréal, la température plus chaude sur le continent, à l'origine d'une élévation des masses d'air, entraîne une dépression, les vents sont donc orientés de l'océan vers le continent et les masses d'air océaniques chargées en humidité se déchargent sur les continents. La température océanique joue ainsi un rôle primordial sur l'intensité des pluies en Afrique de l'Ouest. Plusieurs études se sont intéressées au lien entre les températures océaniques et l'intensité des pluies en Afrique de l'Ouest. Elles ont montré que l'intensité des pluies sur la zone sahélienne est corrélée à la fois au dipôle Atlantique Sud, Atlantique Nord à l'échelle de l'année (Lamb, 1978) mais également à l'oscillation multidécennale de l'Atlantique (Camberlin et al., 2001; Mohino et al., 2011). La mousson au Sahel serait également corrélée aux températures en Méditerranée et dans le Pacifique (Fontaine et al., 2011; Janicot et al., 2011). La mousson au Sahel est donc un phénomène complexe dont la variabilité annuelle et pluri-annuelle serait liée à la superposition de ces différents modes (Fontaine et al., 2012; Rodríguez-Fonseca et al., 2011).

S'il est encore difficile de simuler l'événement extrême d'une année particulièrement chaude ou froide au bon moment, il est possible de simuler la fréquence d'apparition de ces événements. Par conséquent, si les précipitations sont reliées à des phénomènes océaniques, l'événement de l'année pluvieuse paraît très difficile à reproduire et il n'est pas étonnant d'avoir des décalages

temporels des périodes pluvieuses entre les modèles et les observations.

J'ai cherché à voir si les simulations reproduisent les mêmes corrélations que les observations entre les températures océaniques et les pluies sur le bassin du lac Tchad (Klein et al., 2014). Pour cela, en chaque point de grille océanique, la corrélation entre température océanique de surface annuelle et précipitation annuelle sur le bassin du Chari-Logone est calculée. La corrélation observée est calculée à partir des données de températures océaniques de surface HadSST3 (Kennedy et al., 2011), disponibles annuellement depuis 1850 selon une grille de $5^\circ \times 5^\circ$, et les données de précipitations du CRU. Une corrélation positive en Atlantique Nord et négative en Atlantique Sud est mise en évidence (Fig. 4.12). Pour chacun des modèles, la corrélation est calculée à partir des variables simulées de précipitations et de températures de surface océanique sur la période 1901-2005. Le modèle IPSL reproduit correctement les corrélations observées et le dipôle Atlantique Nord-Atlantique Sud (Fig. 4.12). En revanche, le modèle MPI-ESM-P montre une corrélation positive sur l'ensemble de l'Atlantique et le modèle HadCM3 montre un dipôle inverse (Fig. 4.12).

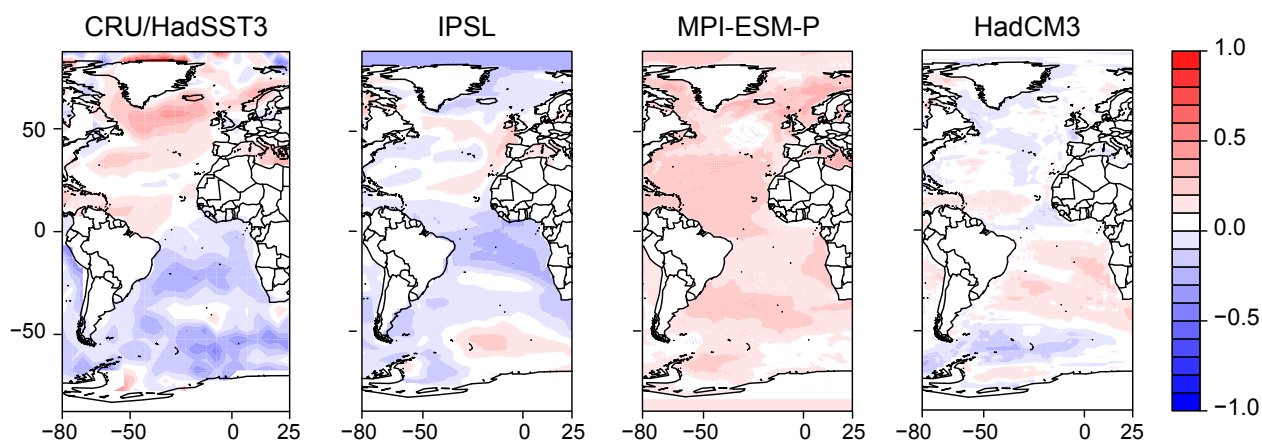


FIGURE 4.12 – Corrélation entre la température océanique de surface et les précipitations sur le bassin du Lac Tchad, calculée et observée. Une corrélation positive est symbolisée en rouge et négative en bleu.

Il n'apparaît pas clairement que les différents modèles arrivent à reproduire la corrélation entre les températures de l'océan Atlantique et les précipitations sur le Sahel. De plus, les GCM ne reproduisent pas les phénomènes de convection locaux, à l'origine de l'avancée des pluies sur le bassin du lac Tchad. Or le recyclage des masses d'air sur le continent africain atteint 70 % sur le

bassin du lac Tchad (Van Der Ent et al., 2010). Ceci est corroboré par la nature évaporée des précipitations, qui s'alignent sous la droite météoritique mondiale (Chap. 3), et leur concentration très faible en chlore (Chap. 3-5).

4.4 Problème de l'évapotranspiration

Pour les trois modèles étudiés, l'évaporation calculée est directement corrélée aux précipitations sur le bassin versant à la fois à l'échelle mensuelle et à l'échelle annuelle. Pourtant, l'évapotranspiration issue des données du CRU présente la même saisonnalité que la température qui est inverse par rapport à celle des précipitations (Fig. 4.11). L'évapotranspiration donnée par le CRU est une évapotranspiration potentielle tandis que l'évaporation en sortie des GCM correspond à une évapotranspiration réelle. La disponibilité en eau est le premier facteur qui limite l'évapotranspiration, ce qui explique la corrélation entre précipitation et évapotranspiration réelle et qui donc est bien reproduit dans les modèles climatiques. En revanche sur la surface libre du lac, l'évapotranspiration devrait être une évapotranspiration potentielle, corrélée à la température, puisque l'eau n'est pas le facteur limitant. Par conséquent, l'évapotranspiration simulée sur la grille du lac devrait avoir une distribution semblable à la température, ce qui n'est pas le cas dans les trois modèles.

C'est pourquoi, une autre formule d'évaporation est utilisée. Elle présente l'avantage d'être une évapotranspiration potentielle, qui ne dépend que de la radiation solaire et de la température (Oudin et al., 2005) :

$$\begin{aligned} PE &= \frac{R_e}{\lambda \rho} \frac{T_A + 5}{100} && \text{si } T_A + 5 > 0 \\ PE &= 0 && \text{sinon} \end{aligned} \quad (4.6)$$

avec PE l'évapotranspiration potentielle (mm j^{-1}), R_E la radiation extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$), λ le flux de chaleur latente (MJ kg^{-1}), ρ la densité de l'eau (kg m^{-3}), T_A la température moyenne journalière ($^{\circ}\text{C}$).

Cette formule d'évaporation et l'évaporation directement issue des GSM sont toutes deux utilisées dans la dernière partie de reconstitution des niveaux du lac sur le dernier millénaire pour tester leur influence.

4.5 Variabilité climatique simulée sur la période du dernier millénaire

Températures moyennes sur le bassin au cours de trois périodes clés : 20^e siècle, LIA et MCA

Pour chaque modèle, la différence entre la température moyenne au 20^e siècle (XX) et celle au Little Ice Age (LIA : 1450-1850) ainsi que la différence entre la température moyenne au Medieval Climatic Anomaly, MCA (950-1250) et celle du LIA sur le bassin du lac Tchad sont calculées. Elles sont mises au regard des différences de température calculées en hémisphère nord (Masson-Delmotte et al. (2013), Table 4.2).

TABLEAU 4.2 – Différences de températures simulées entre trois périodes clés du dernier millénaire : Medieval Climatic Anomaly, MCA, Little Ice Age, LIA, 20^e siècle (XX) sur le BLT et sur l'hémisphère Nord

Période	IPSL		HadCM3		MPI-ESM-P	
	BCL	NH	BCL	NH	BCL	NH
XX-LIA	1	1	-0.2	0.3	0.4	0.6
MCA-LIA	0.2	0.1	0.2	0.15	0.2	0.12

Les températures simulées ont des amplitudes de variation entre deux périodes clés qui sont très différentes selon les modèles. Celles-ci semblent s'amplifier dès lors que l'on s'intéresse à une petite zone par rapport à l'ensemble de l'hémisphère nord. Un problème apparaît clairement pour le modèle HadCM3 qui simule, sur le bassin du Chari-Logone, des températures plus chaudes au petit âge glaciaire qu'au 20^e siècle.

Précipitations et températures simulées sur le dernier millénaire pour le bassin du Chari-Logone

Les précipitations et les températures, issues des simulations past1000 des modèles IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P, sont moyennées sur le bassin du lac Tchad. Elles sont représentées en anomalie par rapport à la moyenne de la simulation historique par le même modèle (Fig. 4.13).

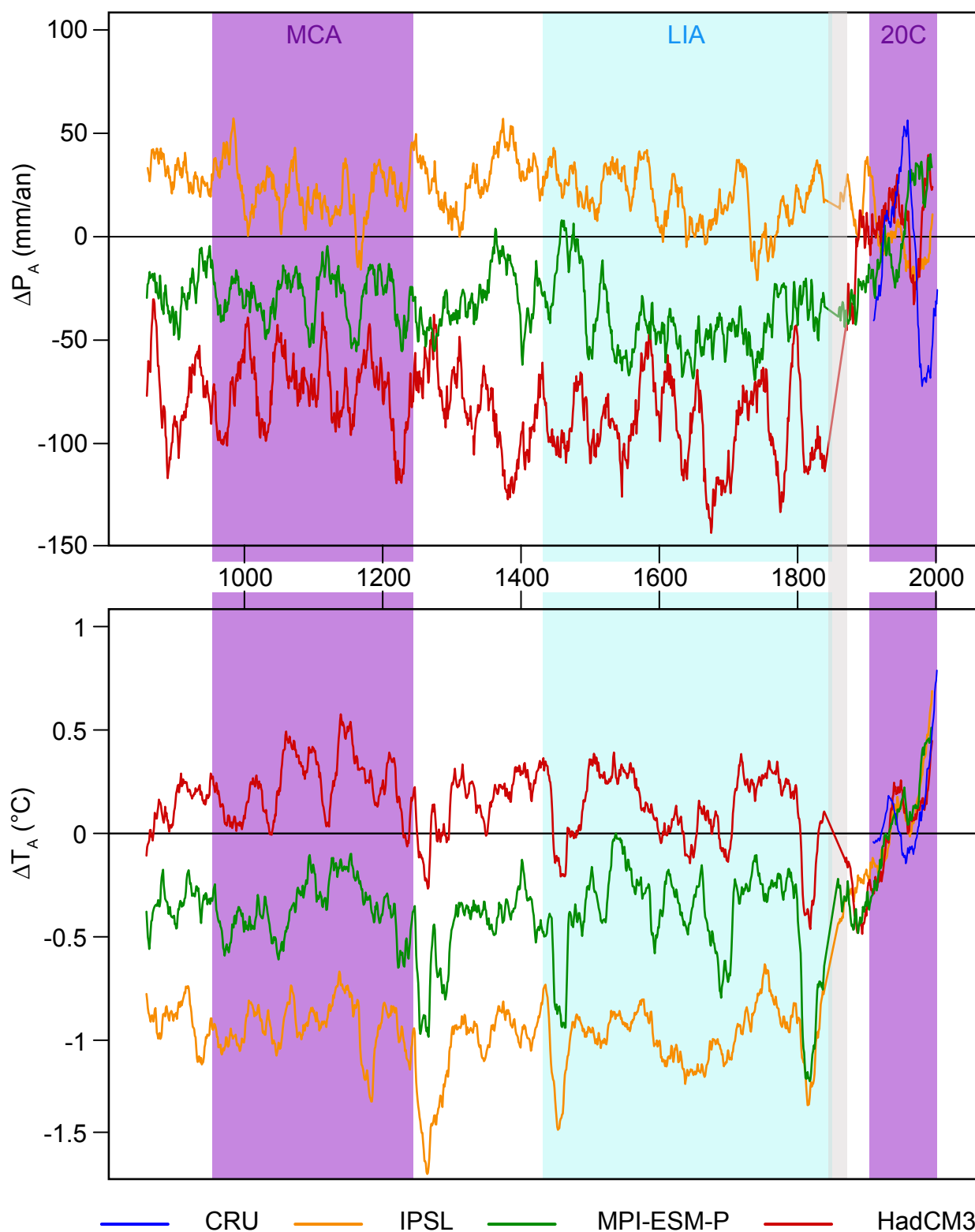


FIGURE 4.13 – Simulations annuelles de précipitation et de température sur la période past1000 par les modèles IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P et valeurs observées sur le dernier siècle. Les simulations past1000 sont exprimées en anomalie par rapport aux simulations historiques (1850-2010) par le même modèle. Les valeurs annuelles sont filtrées à 20 ans. MCA : Medieval Climatic Anomaly; LIA : Little Ice Age; 20C : 20th century

Une forte divergence entre les modèles est observée. Le modèle de l'IPSL indique des températures plus froides et des précipitations plus fortes que celles simulées sur la période historique tandis que le modèle HadCM3 montre une tendance inverse. Le modèle MPI-ESM-P simule des températures et des précipitations plus faibles sur le dernier millénaire que sur la période historique (Fig. 4.13).

En terme de valeur absolue, la variabilité inter-modèles est largement supérieure à la variabilité intra-modèle (Fig. 4.13). En revanche, on retrouve la même variabilité interne pour l'ensemble des trois modèles (Fig. 4.13), ce qui semble indiquer que les forçages externes dominant par rapport aux différences de modélisation sur la variabilité interne simulée des précipitations et des températures. Cette divergence des modèles sur le dernier millénaire est finalement semblable à celle observée pour les projections climatiques futures (Druyan, 2011).

Enfin, nous n'observons que peu de variabilité basse fréquence des reconstitutions climatiques sur le dernier millénaire. Les simulations brutes de précipitation simulées par les GCM ne font pas ressortir de périodes franchement plus humides ou franchement plus sèches, comme le suggère la courbe des niveaux du lac Tchad reconstruite par Maley (2010). C'est pourquoi il est nécessaire d'utiliser une méthode cumulative, qui intègre au cours du temps le déficit entre précipitation et évaporation au niveau du lac. C'est le rôle de la modélisation pluie-débit-hauteur de lac.

5 Tentative de reconstitution des niveaux du lac Tchad sur le dernier millénaire

5.1 Correction des données de précipitation et d'évaporation issues des GCM

La méthode classique des anomalies consiste à faire l'hypothèse d'un biais constant du modèle quels que soient les forçages utilisés dans les différentes expériences (historique ou past1000 par exemple, Hély et al. (2009)). Les précipitations du dernier millénaire sont ainsi corrigées du

biais mensuel observé sur la simulation historique par rapport aux observations :

$$P_{PM/corr} = P_{PM/sim} - P_{HIST/sim} + P_{HIST/obs} \quad (4.7)$$

avec $P_{PM/corr}$, les précipitations mensuelles corrigées sur le dernier millénaire, $P_{PM/sim}$ les précipitations mensuelles brutes issues des GCM sur le dernier millénaire, $P_{HIST/sim}$ précipitations moyennes mensuelles issues des GCM sur la période 1901-2005, $P_{HIST/obs}$ les précipitations mensuelles moyennes observées (CRU) sur la période 1901-2005.

Cependant, l'hypothèse d'un biais constant des simulations n'est pas vérifiée dans notre cas, dans la mesure où les anomalies calculées entre la période historique et la période past1000 montrent des divergences fortes. Cette divergence des modèles, qui n'est pas observée à l'échelle globale (Masson-Delmotte et al., 2013), a été également observée sur le bassin versant du lac Naivasha en zone de mousson est-africaine (Klein et al., 2014).

Par conséquent, le choix a été fait de ne prendre en considération que la période du dernier millénaire et de corriger les simulations non pas par rapport à la simulation historique mais directement par rapport aux observations. Nous avons pris comme période de référence la période 1830-1850 pendant laquelle le lac était à un niveau semblable au niveau entre 1950 et 2000 (Maley, 2010). Un traitement fait en deux temps, à chaque pas de temps mensuel, permet de corriger à la fois du biais observé et du facteur d'amplitude annuelle observé (Fig. 4.10).

$$P_{PM/corr} = ((P_{PM/sim} - P_{PM/moy}) * f + P_{PM/moy}) + P_{CRU/1950-2000} - P_{PM/1830-1850} \quad (4.8)$$

avec $P_{PM/corr}$ les précipitations mensuelles corrigées sur le dernier millénaire, $P_{PM/sim}$ les précipitations mensuelles brutes issues des GCM sur le dernier millénaire, $P_{PM/moy}$ les précipitations mensuelles moyennes sur le dernier millénaire, f le facteur de correction de l'amplitude (Fig. 4.10), $P_{CRU/1950-2000}$ les précipitations mensuelles moyennes observées (CRU) entre 1950 et 2000, $P_{PM/1830-1850}$ les précipitations mensuelles moyennes simulées entre 1830 et 1850.

5.2 Modélisation des niveaux du lac sur le dernier millénaire

Etant donnés les problèmes mis en avant pour le modèle Had-CM3, seuls les modèles IPSL et MPI-ESM-P ont été retenus pour tester la reconstitution des niveaux du lac à partir des simulations de GCM.

Les données d'entrée nécessaires au modèle pluie-débit-hauteur de lac sont les précipitations et l'évaporation à la fois sur le bassin versant (pour le modèle GR2M) et sur le lac lui même :

- Les précipitations sur le bassin versant et sur le lac sont issues des sorties de GCM et corrigées selon l'équation 4.8 appliquée soit sur la moyenne du bassin versant soit sur la grille du lac.
- Deux scénarii d'évapotranspiration ont été utilisés à partir des sorties du modèle IPSL, à la fois pour le bassin versant et pour le lac : 1) l'évapotranspiration issue de la simulation past1000 et corrigée selon l'équation 4.8 et 2) une évapotranspiration calculée par la formule de Oudin à partir des données de températures et de radiation globale du modèle IPSL et corrigées selon l'équation 4.8.
- Pour le modèle MPI-ESM-P, seule l'évaporation issue du modèle est utilisée et corrigée (Eq. 4.8), à l'échelle du bassin versant et à l'échelle du lac.

Les résultats sont présentés sur la figure 4.14. Les simulations hydrologiques sur le dernier millénaire ne rendent clairement pas compte des fortes variations de hauteur de lac attendues sur cette période (Maley, 2010) et observées au cours du 20^e siècle. L'amplitude de la variabilité hydrologique simulée est très inférieure à l'amplitude de la variabilité hydrologique observée (Fig. 4.14). Les deux modèles IPSL et MPI-ESM-P donnent des résultats plutôt cohérents entre eux.

La baisse des niveaux lacustres autour de 1550 et 1750, décrite par (Maley, 2010) et largement reportée en Afrique (Shanahan et al., 2009), est reproduite par les modèles, bien que trop faiblement. Dans les simulations, les périodes de bas niveaux lacustres (1150, 1320 1550, 1750) coïncident avec des périodes globalement peu pluvieuses et chaudes (Fig. 4.13, 4.14).

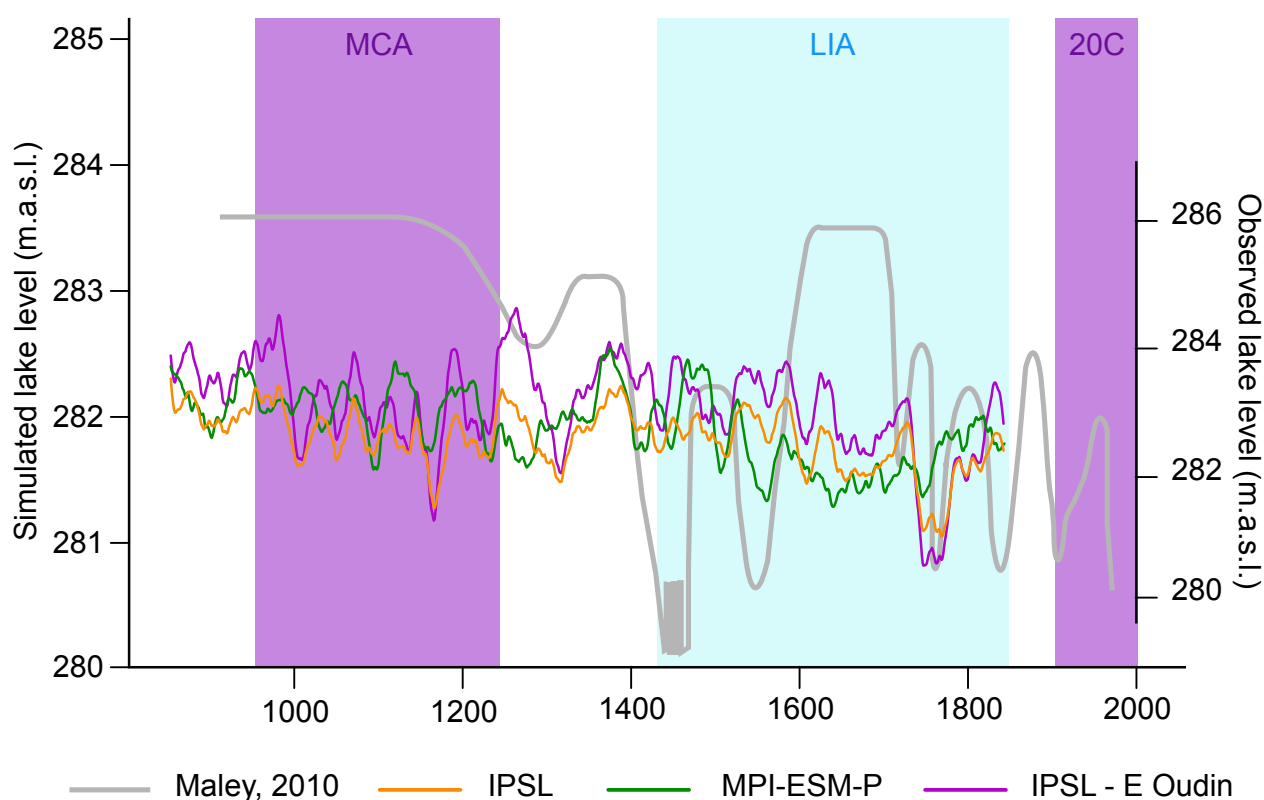


FIGURE 4.14 – Résultats de modélisation couplée pluie-débit-hauteur de lac comparés à la courbe de Maley (2010)

Les hauts niveaux lacustres ne sont en revanche pas représentés par les simulations de hauteur de lac sur le dernier millénaire. Ces derniers ont été rattachés aux périodes de minimum d'in-solation (Shanahan et al., 2009; Verschuren et al., 2000) mais les modèles ne reproduisent pas cette dynamique climatique.

L'utilisation de la formule d'évaporation de Oudin introduit une plus grande amplitude des variations du niveau du lac (Fig. 4.14). Le rôle de l'évapotranspiration sur la baisse du niveau du lac est mis en évidence autour de 1750 puisque l'évaporation de Oudin entraîne une diminution plus importante des hauteurs d'eau. Avec cette formule d'évapotranspiration, des niveaux du lac plus hauts sont simulés, ce qui est nettement visible en 1250. Bien que la variabilité des précipitations reste le premier facteur des variations hydrologiques sur le bassin du lac Tchad, comme en atteste les variations observées au cours du dernier siècle, il semblerait que l'évapotranspiration joue un rôle de second ordre sur l'amplitude des niveaux lacustres et pourrait expliquer des niveaux particulièrement hauts ou bas.

6 Discussion : quelles sources d'erreur dans la reconstitution des niveaux du lac au cours du dernier millénaire ?

A cet état d'avancement, il semble clair que l'utilisation des sorties de modèles climatiques dans un modèle pluie-débit conceptuel global ne permet pas de reproduire les variations des niveaux du lac observées en régime transitoire. Néanmoins, de cette première tentative ressortent des éléments importants et des perspectives intéressantes.

La différence entre les niveaux du lac simulés et les niveaux du lac observés (Maley, 2010) résulte de la combinaison de nombreuses erreurs : les erreurs liées aux GCM, les erreurs liées à la modélisation hydrologique et les erreurs liées aux données de niveaux du lac. Il s'agit de pouvoir identifier non seulement les sources d'erreurs mais aussi leur poids relatif dans l'erreur finale de la modélisation hydrologique. Par exemple, des études menées dans le cadre du changement climatique montrent que l'erreur sur les GCM domine sur l'erreur liée à l'instabilité des modèles hydrologiques (Chen et al., 2011; Teng et al., 2012; Wilby and Harris, 2006).

La divergence observée entre les simulations obtenues par les différents GCM atteste le fait que l'erreur issue des GCM est importante. En particulier, les processus de rétroactions locales, qui sont essentiels pour expliquer la climatologie sur le bassin du lac Tchad ne sont pas bien représentés par les GCM. Le recyclage important des masses d'air qui arrivent sur le bassin du lac Tchad (Van Der Ent et al., 2010), ainsi que la transpiration qui est majoritaire sur le bassin versant (Jasechko et al., 2013), sont deux processus extrêmement difficiles à prendre en compte dans les GCM actuels. Ces derniers sont intrinsèquement liés à la végétation, or celle-ci n'est pas dynamique dans les GCM sur le dernier millénaire.

Le rôle de la végétation intervient non seulement sur les simulations climatiques, au travers du rôle de la transpiration, mais également dans le modèle pluie-débit. En effet, la calibration a été effectuée pour une certaine végétation et les paramètres du réservoir sol et du réservoir gravitaire sont liés à la couverture végétale. Bien que nous ayons montré que l'instabilité des paramètres du modèle hydrologique, en lien avec la rupture climatique des années 70-80, n'est pas significative, cette étude a été réalisée sur une période de temps de 60 ans dont 30 ans de

période humide et 30 ans de période sèche. Or il me semble raisonnable de penser que l'évolution et la réponse de la végétation aux changements climatiques est plus longue et donc que l'effet des changements de végétation n'est pas pris en compte dans l'étude de stabilité sur les 60 dernières années. A l'échelle du dernier millénaire, l'évolution de la végétation peut entraîner une instabilité des paramètres du modèle hydrologique utilisé. A ceci s'ajoute les effets anthropiques qui, par transformation et intensification des pratiques agricoles (Schmidt et al., 2012), peuvent modifier significativement la réponse hydrologique du bassin versant.

Bien que nous travaillions sur un grand bassin versant, l'effet d'échelle ne peut être exclu non plus.

Dans le but de pallier aux différentes erreurs identifiées ci-dessus, plusieurs perspectives peuvent être envisagées.

- Dans un premier temps, l'utilisation de simulations en régime transitoire ne me semble pas indispensable. Il serait intéressant de se focaliser sur certaines périodes, comme les minimum d'insolation, et de faire des études de sensibilité sur cette période pour essayer de déterminer les facteurs dominants. Une démarche inverse pourrait être envisagée, qui consisterait à estimer les variables climatiques permettant de reconstruire les niveaux du lac estimés par Maley (2010).
- Une étude de sensibilité sur le modèle hydrologique devrait également être menée, dans la mesure où le modèle GR2M n'a été utilisé sur le dernier millénaire qu'avec un seul jeu de paramètres. On pourrait par exemple utiliser, dans le modèle GR2M appliqué au dernier millénaire, des paramètres X_1 et X_2 différents en fonction des périodes. Il s'agirait de déterminer sur la période du dernier millénaire un indice d'aridité (années plus humides ou plus sèches que la moyenne par exemple) et d'utiliser les paramètres calés sur la période actuelle correspondant à cet indice d'aridité.
- L'utilisation d'un autre modèle hydrologique peut être envisagée. Le modèle doit être simple mais spatialisé dans le but d'étudier l'effet de la végétation sur la réponse hydrologique du bassin versant. Je pense qu'un modèle comme IWBMIso, développé par l'IAEA

(IAEA, 2015), qui utilise des données spatialisées issues des bases de données du CRU ou de la FAO serait une option intéressante. De plus, ce modèle permet d'intégrer une simulation des isotopes stables de l'eau, proxy incontournable des conditions climatiques passées. Le couplage d'un traceur géochimique, en plus d'un traceur des niveaux du lac, me semble pertinent pour mieux contraindre les différents processus et l'origine des erreurs dans la modélisation hydrologique.

- Des étapes de descente d'échelle des simulations de GCM, en amont de la modélisation hydrologique, pourraient permettre d'affiner les simulations climatiques sur le bassin versant pour mieux rendre compte des phénomènes locaux (Contoux et al., 2013; Vrac et al., 2007).
- Une approche légèrement différente consisterait à utiliser des modèles climatiques de moindre complexité couplés avec un algorithme d'assimilation de données. Par exemple, l'assimilation des reconstitutions de température à partir d'un large set de données (données palynologiques, dendrochronologiques...) a prouvé son efficacité pour comprendre la dynamique spatiale de temporelle au cours du MCA en Europe (Goosse et al., 2012b).

Pour conclure, il est intéressant de noter que le développement d'un modèle pluie-débit simple qui utilise directement les forçages climatiques issus des simulations des GCM sur le dernier millénaire ne permet pas de reproduire les paléo-variations du lac Tchad.

Cela met en évidence, en premier lieu, la difficulté de simuler les variations climatiques liées aux phénomènes de mousson, pour lesquels les processus de petite échelle (convection locale et recyclage continental) sont majeurs.

Les séquences sédimentaires offrent de remarquables archives des conditions paléoclimatiques et sont souvent utilisées comme telles. Cependant, elles sont le résultat de l'intégration de différents processus et temps de réponse à l'échelle d'un bassin versant, qu'il est très difficile et pourtant essentiel de représenter, comme le suggère cette étude et comme le montre l'étude de Liu and Schwartz (2014) sur les reconstitutions paléoclimatiques des lacs d'Amérique du Nord au cours du dernier millénaire.

Dans un contexte de changement climatique, comprendre la variabilité à "courte" échelle de temps (échelle décennale) et d'espace est primordial. Les enjeux en termes de ressource en eau, de risque et de vulnérabilité en zone sahélienne sont grands. Le dernier millénaire me semble être une époque clé pour tester notre capacité à comprendre et reproduire les phénomènes hydrologiques à ces échelles de temps.

ETUDE DE LA RECHARGE ET DE LA DYNAMIQUE DE L'AQUIFÈRE 5 QUATERNAIRE À PARTIR DE TRACEURS GÉOCHIMIQUES

Surface water transfer and groundwater recharge in the Sahelian Lake Chad Basin inferred from ^{36}Cl data Bouchez C., Deschamps P., Goncalves J., Hamelin B., Seidel J.L., Sylvestre F., *to be submitted*



Puits à ciel ouvert dans le fond de l'ouaddi de Féta, non loin de Tjéri.

1 Préambule

Dans le chapitre précédent, nous nous sommes intéressés à la variabilité du lac au cours du dernier millénaire. Nous avons vu que les reconstitutions paléoclimatiques peinaient à reproduire les fortes variations du niveau du lac sur cette période. Par conséquent, à l'heure actuelle, la modélisation ne permet pas d'appréhender la dynamique du bassin versant du Chari-Logone et a fortiori la recharge des aquifères de l'échelle décennale à centennale.

Dans ce chapitre, nous utilisons divers traceurs géochimiques (^{36}Cl , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^{14}C) dans le but de contraindre les temps de transfert dans le bassin versant ainsi que la recharge actuelle ou récente de l'aquifère quaternaire. En particulier, la signature anthropique du ^{36}Cl , liée aux essais nucléaires dans les années 60, est utilisée comme un marquage de cette période. Nous montrons que les pluies sur le bassin versant sont dépourvus de ^{36}Cl des bombes alors que les eaux de surface du bassin et certaines eaux souterraines sont marquées en ^{36}Cl des bombes. De cette observation, nous pouvons contraindre le temps de transfert du Cl depuis les bassins amonts jusque dans le lac. De plus, cet outil nous permet de localiser précisément les zones de l'aquifère quaternaire qui enregistrent une recharge depuis les années 60. Nous estimons ainsi que 60% de la zone de l'aquifère que nous avons étudiée est actuellement rechargée. Cette information est essentielle puisque l'aquifère Quaternaire est la première source d'eau douce utilisée par la population.

2 Surface water transfer and groundwater recharge in the Sahelian Lake Chad Basin inferred from ^{36}Cl data - abstract

Authors : Camille Bouchez, Pierre Deschamps, Julio Goncalves, Bruno Hamelin, Jean-Luc Seidel, Florence Sylvestre

Observed and projected climatic variability in the Sahelian belt has brought strong interest on the region's groundwater resources. Sustainable management of groundwater resources requires accurate estimates of groundwater recharge rates and a precise understanding of the hydrological cycle at the drainage basin scale. Eighteen surface water samples and seventy groundwater samples were collected over the Lake Chad Basin, located in the center of the Sahelian belt. The ^{36}Cl composition of all samples were analyzed. The bomb-produced ^{36}Cl measured in surface waters points to a residence time of chlorine of about 10 years in the upper Chari-Logone basin. The ^{36}Cl distribution in groundwaters of the lower phreatic aquifer shows a mode around 216×10^{-15} at at^{-1} (n=25 samples) interpreted as the natural $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ background of the area. The other groundwater samples enriched by bomb-produced ^{36}Cl show $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios between 260×10^{-15} at at^{-1} and 5000×10^{-15} at at^{-1} . This is used as an indicator of modern groundwaters recharged after 1950. A present-day recharge, essentially located close to surface water bodies is evidenced. The Chari-Logone is the major input of ground water recharge of the aquifer while lake Chad waters are re-evaporated at 85%. Very localized high recharge rates by direct rainfall are evidenced (165 mm yr^{-1}). Pre-modern waters of the Quaternary aquifer are either waters recharged by Lake Chad waters prior to 1950 or Holocene waters trapped in the piezometric depression. This study proves the applicability and relevance of ^{36}Cl studies to constrain water transfer and dynamics in challenging semi-arid environments.

3 Introduction

The severe and prolonged droughts observed in the Sahelian band between 1970 and 1990 (Giorgi, 2002) as well as the uncertain rainfall projections for the next century (Cook, 2008;

Druyan, 2011) have heightened attention on water resources in this region. The 3% annual population growth in Sahel represents an additional pressure on water resources. Groundwaters are much more resilient than surface waters and could offer large possibilities to meet water needs (Alley et al., 2002; MacDonald et al., 2009). However, the sustainable management of groundwaters requires evaluating the storage and the recharge rates of waters (Taylor, 2014). Recharge is a difficult variable to assess, especially in arid environments (Scanlon et al., 2006). Since most of water supply comes from phreatic aquifers, the understanding of water dynamics and transfers of both surface and ground waters is needed. In this context, geochemical tracers can provide valuable insights into water dynamics and recharge processes.

Tritium is an environmental tracer that is often used to date modern groundwaters since large quantities of ^3H were produced during the thermonuclear testing. ^3H concentrations in rainfalls reached a peak in 1963 that fingerprinted the hydrological cycle. However, due to the short half-life of tritium (12.33 yr, Firestone et al. (1996)), this fingerprint is now attenuated because of radioactive decay and the need for alternative tracers for groundwater has arisen. Several gas tracers have been successfully used, such as tritiogenic ^3He , CFCs, SF_6 , ^{85}Kr . Here, we propose to use the bomb-produced ^{36}Cl (Bentley et al., 1982) that shares the same environmental advantages as chloride : ubiquitous, inert and conservative. Chlorine-36 is a long-lived radioisotope with a half-life of 301000 yr. It is naturally produced in the atmosphere by cosmic-ray spallation of ^{40}Ar (Huggle et al., 1996). It then mixes with marine-derived stable chlorine, falls onto the Earth's surface and enters the hydrological cycle. The ^{36}Cl deposition follows a latitudinal distribution with greatest rates at mid-latitudes (Blinov et al., 2000; Lal and Peters, 1967). The $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio in precipitation depends both on ^{36}Cl deposition rates and Cl concentrations in precipitation that are at first order related to the distance to the ocean (Davis et al., 2003; Johnston and McDermott, 2008; Moysey et al., 2003). During the thermonuclear tests, large quantities of ^{36}Cl were produced by neutron activation of ^{35}Cl in seawater, increasing the ^{36}Cl deposition rates by as much as two or three orders of magnitude in the northern hemisphere (Heikkilä et al., 2009). This clear anthropogenic marker, recorded in several ice-cores around

the world (Delmas et al., 2004; Synal et al., 1990), shows a peak around 1955. The attenuation of this peak observed in natural environment allows the characterization of Cl behavior in drainage basins, as demonstrated in the Great Lakes (Poghosyan and Sturchio, 2015). The thermonuclear ^{36}Cl tracer was also used to estimate recharge rates in the unsaturated zone (Cook et al., 1994; Liu et al., 1995; Phillips et al., 1988; Scanlon, 1992) and its application to date modern groundwaters was demonstrated in Northeastern Germany (Tosaki et al., 2007).

In this study, we focus on water dynamics in the endoreic Lake Chad Basin. This large basin of $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ surface area, located in the center of the Sahelian belt, holds groundwaters in its Quaternary sedimentary aquifer, which are crucial for populations. Based on ^{36}Cl and $\delta^{18}\text{O}$ analyses of both surface water and phreatic groundwater samples, residence time of surface water and recharge rates in the Quaternary aquifer are investigated. For the first time, ^{36}Cl is used in an African drainage basin as a tracer of water transfers and groundwater recharge in challenging semi-arid climate zone.

4 Study area

Lake Chad Basin is a 2.5 million km^2 endoreic basin, located in central Africa, extending from 7°E to 24°E and from 5°N to 25°N . The northern part of the basin is in Saharan and Sahelian climatic zones, dominated by a low rainfall and a high evapotranspiration. The southern Sudanese part of the basin is today the only hydrologically active region of the basin (about $700,000 \text{ km}^2$) and is under the monsoon climatic regime.

The Chari-Logone River flows from the Central African Republic into the southern shore of Lake Chad. Because of climatic and topographic South-North gradients, the Chari-Logone drainage basin can be divided into two areas with contrasted water dynamics : the upper basin and the lower plains (Fig. 5.1). The southern upper basin hydrology is characterized by a rapid surface runoff during the wet season, carrying suspended matter, and a baseflow supplied by groundwater located in alterites (Gac, 1980). The flood peak happens in October at the outlet of the upper basin and in November at the outlet of the lower plains, revealing the one-month transfer

time between the upper and lower basins. From a hydrological and chemical point of view, the plains act as a flooding (Fig. 5.1) and deposition area. Therefore, stream flows, total dissolved salts and suspended materials that reach Lake Chad are inherited from the upper tropical basin.

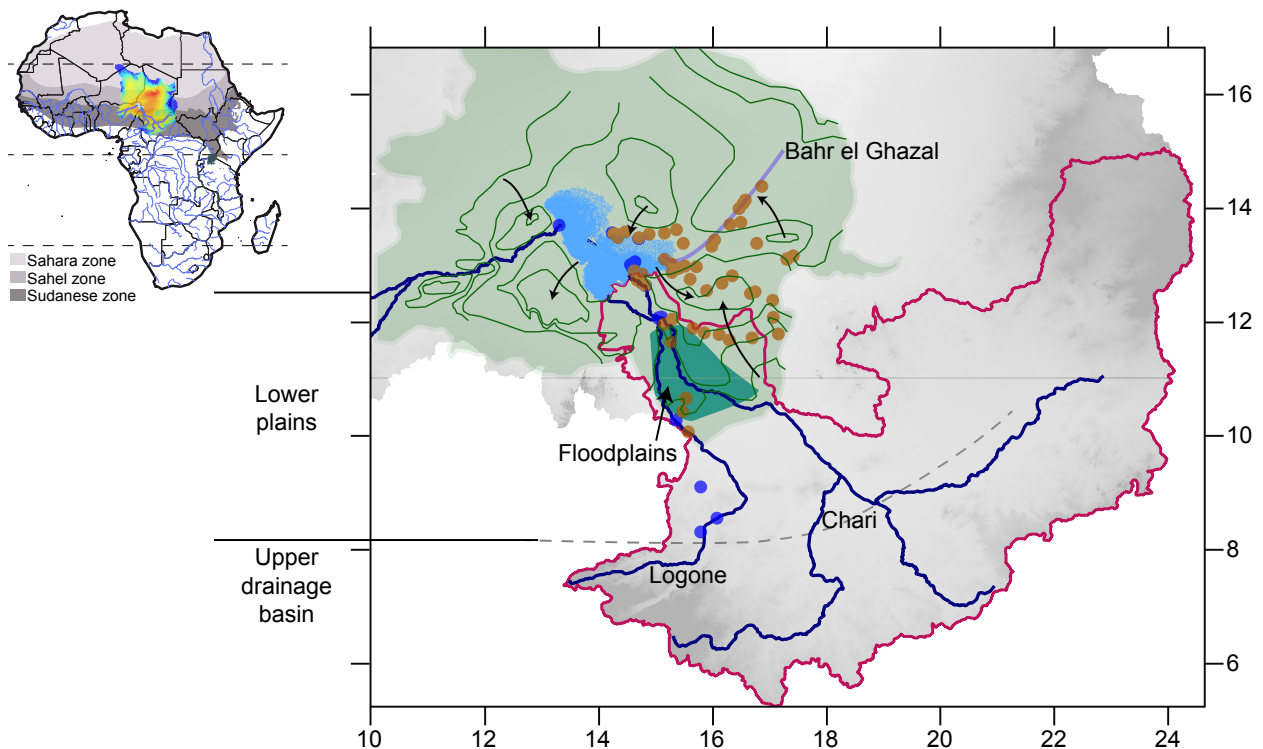


FIGURE 5.1 – Situation of Lake Chad and the Chari-Logone drainage basin a) Lake Chad (light blue) and its tributaries (blue) are figured in the African hydrological network (blue lines). The climatic zones in North Africa are presented. The basin is colored according to the elevation (dark blue > 1000 ma.s.l., dark red < 200 ma.s.l.). b) Water samples are represented by dots, blue dots are for surface waters and brown dots are for groundwaters on the piezometric map of the Quaternary aquifer in green. The Chari-Logone drainage basin is also presented in pink as well as the Bahr el Ghazal in purple.

Lake Chad is fed at 85% by the Chari-Logone flows at its southern shore, while the Komodougou-Yobe River, flowing from Nigeria and Niger to the western shore of Lake Chad, provides a minor contribution (Olivry et al., 1996). The surface of Lake Chad decreased from 21,000 km² in 1960 to 2,500 km² in 1987 (Lemoalle et al., 2014), illustrating the consequences of climatic changes in the Sahelian belt (Ballatore and Muhandiki, 2002; NASA Earth Observatory, 2001). This shallow lake is sub-divided into three areas, the southern pool, the northern pool and an island area in the east named the archipelagos. Different states and morphologies of the lake have been described as a function of lake levels (Olivry et al., 1996). When lake levels exceed a threshold at 282.3 m, lake waters overflow in the Bahr-el-Ghazal channel which

drains water towards the Bodele depression (Fig. 5.1). Lake Chad is a concentrating pool where tropical-originating waters are submitted to high evaporation rates of about $2,000 \text{ mm yr}^{-1}$ with a 1 to 2 yr residence time of waters (Roche, 1980).

The lake and the lower Chari-Logone River are connected to an unconfined aquifer of $500,000 \text{ km}^2$ in the central part of the LCB (Fig. 5.1). This aquifer is composed by silts, sands and clays, deposited during alternating highstand and lowstand of the lake during the Quaternary. The thickness of the aquifer ranges from 0 to 180 m with an average of around 100 m. The scatter in the chemical signature of groundwaters demonstrates that it is strongly heterogeneous (Abderamane et al., 2013; Chouret, 1977; Gaultier, 2004; Zairi, 2008) and suggests that it may be multi-layered (Ngatcha et al., 2007). This aquifer is separated from the underlying artesian aquifer of the Continental Terminal and Pliocene by a thick clay layer (Schneider, 2004).

The water table of the aquifer is characterized by three major piezometric depressions around the lake (Chari Baguirmi, Kadzell, north of the lake) and two piezometric domes (Harr, Kanem) shown in Fig. 5.1. Similar features have already been described in other phreatic aquifers in the Sahelian belt (Aranyosy and Ndiaye, 1993; Archambault, 1960). Although they are well characterised, the explanation for such depressions is still debated. The main assumption is a high and localized evapotranspiration rate associated with low hydraulic conductivities (Aranyosy and Ndiaye, 1993). The plausibility of this assumption was confirmed in the LCB by the steady state regional flow model developed by Boronina and Ramillien (2008). In present-day conditions, the aquifer is recharged by diffuse rainfall with a median recharge estimated in Northern Nigeria around 43 mm yr^{-1} (Edmunds et al., 2002) against 3.5 mm yr^{-1} estimated in Niger (Leduc et al., 2000). Isotopic studies suggest that the main recharge occurred in past humid periods before 4,000 years BP (Leblanc, 2002; Leduc et al., 2000). This can be related to the last megalake phase of Lake Chad, estimated at $340,000 \text{ km}^2$ by spatial studies (Leblanc et al., 2006; Schuster et al., 2005), which occurred during the African Humid Period (Amaral et al., 2013; Servant and Servant-Vildary, 1980).

5 Samples and method

5.1 Sampling

Eighteen surface water samples, 5 rainfall samples and 70 Quaternary aquifer groundwater samples were collected from 2008 to 2013 in the southern part of the Lake Chad Basin. Surface water have been sampled in the upper Logone River, the downstream Chari-Logone River, the southern pool of Lake Chad and the archipelagos (Fig. 5.1). The Quaternary aquifer has been sampled extensively in its southern chadian part between 2011 and 2013. We collected groundwaters from wells located near the Chari-Logone River, around Lake Chad, in the center of the piezometric depressions and along the Bahr El Ghazal axis (Fig. 5.1).

On site analysis included temperature, electrical conductivity, dissolved oxygen concentration and pH. Groundwater samples were collected from existing boreholes preliminarily flushed out. Water samples were collected in pre-cleaned HDPE bottles for major ions and ^{36}Cl analyses and in pre-cleaned amber glass bottles for stable isotopes and ^{14}C analyses. All samples were stored at 4°C.

5.2 Chemical preparation and measurement

Major ion (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) analyses were carried out at HydroSciences Montpellier on filtered aliquots by ion chromatography. The concentration of bicarbonate ion was determined by titration on site. Measurements of ^{36}Cl were carried out by Accelerator Mass Spectrometry (AMS) (Elmore et al., 1979) at the French AMS National facility, ASTER at CEREGE, Aix en Provence. Because of low chlorine content samples, the addition of ^{35}Cl enriched spike was required to reach a chlorine total amount of 2 mg and to precisely determine the Cl concentration using ID-AMS technique (Bouchez et al., 2015b). Water samples were processed in batches of 10-15 samples with one spiked blank and one unspiked blank at the end of each batch to estimate chemical contaminations on the chlorine concentration and $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ respectively. Ultra-pure reagents were used to minimize contamination with natural chloride. Chlorine was extracted by precipitation of AgCl , which was then re-dissolved in aqueous NH_3 . A saturated

solution of $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ was added to allow sulphur precipitation as BaSO_4 removed from the solution by a 0.45 mesh filtration. This step is essential due to isobaric interferences of ^{36}S with ^{36}Cl in AMS measurements. Purified AgCl precipitates were obtained after re-precipitation in nitric solution and three times washing with ultra-pure water. Precipitates were finally dried and pressed in 6.6 mm diameter Ni-target holders. Samples are at least one order of magnitude above spiked blanks and the calculated $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios were corrected from the spiked blanks $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios ($< 3 \times 10^{-15}$ at at^{-1}). Uncertainties, integrating internal errors and external reproducibility, on ^{36}Cl and $[\text{Cl}]$ by ID-AMS have been respectively estimated at 8% and 5% (Bouchez et al., 2015b). ^{14}C analyses on 13 samples were conducted on AMS-ARTEMIS, France after extraction of the dissolved HCO_3^- as CO_2 gas and removal of sulfur when needed (Delqué-Količ et al., 2013). The same samples were measured for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ composition using a PICARRO, at CEREGE.

6 Results

6.1 Water chemistry

Groundwater samples were divided into 4 groups, using a Principal Component Analysis (PCA) conducted on major elements (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^-) and Si, normalized by the conductivity to free at first order from evaporative processes.

TABLEAU 5.1 – Chemical characteristics of the four groups obtained by ACP : means and standard deviations of major ions contents, expressed in mg L^{-1} .

	Surface waters	Group 1	Group 2	Group 3	Group 4
Number of samples	44	23	16	27	4
TDS	130 ± 180	450 ± 300	800 ± 600	2600 ± 1800	600 ± 400
Cl	0.6 ± 1.8	5 ± 10	9 ± 10	85 ± 95	23 ± 17
HCO_3^-	75 ± 115	230 ± 160	430 ± 360	560 ± 330	50 ± 30
SO_4^{2-}	0.7 ± 1.0	20 ± 40	45 ± 40	900 ± 900	50 ± 30
NO_3^-	2 ± 9	8 ± 10	9 ± 12	60 ± 150	130 ± 95
Ca^{2+}	45 ± 30	45 ± 30	25 ± 20	150 ± 100	45 ± 30
Mg^{2+}	8 ± 5	15 ± 10	10 ± 10	60 ± 60	15 ± 10
Na^+	3 ± 2	30 ± 30	150 ± 140	450 ± 350	50 ± 40
K^+	5 ± 5	10 ± 10	15 ± 20	30 ± 15	20 ± 20
Si	12 ± 8	30 ± 10	25 ± 10	25 ± 10	20 ± 15

The first group consists of low concentrated, $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ type water samples, chemically similar to surface waters (Table. 5.1). The second group is composed of Na-enriched, moderately concentrated samples (Table. 5.1). The third group comprises $\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$ highly concentrated waters (Table. 5.1). Samples of the fourth group contain high concentrations of nitrate and chloride, representative of anthropogenic pollution (Table. 5.1). The chemical facies and conductivities of all samples are shown on a Piper diagram (Fig. 5.2). We observe a global evolution trend of ground water chemistry from $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ type to $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ type with a significant increase of the conductivity. This is likely to be related to an increase of water residence time with evaporation inducing water-rock interaction and Ca/Na exchanges. The important increase in sulphate concentration cannot be solely explained by evaporation and probably implies the dissolution of brine evaporites.

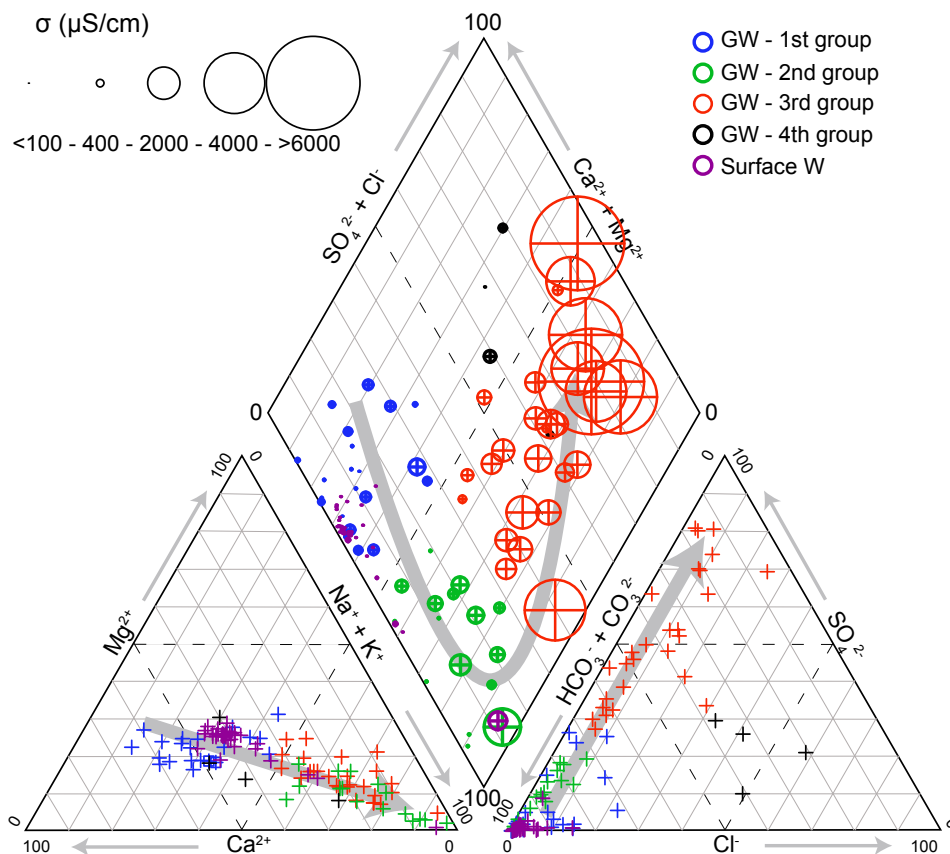


FIGURE 5.2 – Piper diagram of surface waters and groundwater samples of the Quaternary aquifer. Symbol colors refer to the four groundwater groups : Group 1-blue, Group 2-green, Group 3-red, Group 4-black and surface waters are in purple. The size of the circle is proportional to the water conductivity.

The groundwater split into four groups, based on their chemical composition, follow a geogra-

phic location : groundwaters of groups 1 and 2 are mainly located near the Chari-Logone River and near Lake Chad while groundwaters of groups 3 and 4 correspond of groundwater samples of the Bahr-El-Ghazal channel and the piezometric depressions.

6.2 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature of surface waters

The $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature is considered rather than the ^{36}Cl contents since this ratio is unaffected by evaporative enrichment, which is dominant in semi-arid environments. $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios were analyzed for 18 surface waters samples and 5 rainfall samples (Table 5.3).

The uncertainties associated with rainfall data are very high because of very low chlorine contents. Rainfalls were sampled in July 2014 at NDjamena (Chad) and in September 2013 at NGAoundéré (North Cameroon). Provided the annual variability of the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ distribution in rainfall, these discrete monthly rainfall measurements are not fully representative. However, they show good consistency with each other and bring constraints for a low $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature (below 300×10^{-15} at at^{-1}) for rainfalls in the drainage basin. The $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios of surface waters are higher, ranging from 600×10^{-15} up to 1450×10^{-15} at at^{-1} . The Chari-Logone $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ is stable during the two investigated years with respect to the uncertainties (Table 5.3) The weighted average is $(1157 \pm 43) \times 10^{-15}$ at at^{-1} ($n=10$). Lake Chad waters in the Southern Pool directly fed by the Chari-Logone have similar $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature $(1106 \pm 60) \times 10^{-15}$ at at^{-1} ($n=4$). The Komadougou Yobe River has a lower $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature $(669 \pm 77) \times 10^{-15}$ at at^{-1} ($n=1$) than the Chari-Logone but higher than rainfalls. Lake Chad waters in the eastern archipelagos have a lower $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ $(617 \pm 55) \times 10^{-15}$ at at^{-1} ($n=2$) signature than in the southern pool.

6.3 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature of groundwaters of the Quaternary aquifer

Seventy groundwater samples were analyzed for $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (Table 5.3). The ^{36}Cl signature of the Quaternary aquifer shows very large dispersion with a range going from 100×10^{-15} up to 5100×10^{-15} at at^{-1} . The results are presented in a $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ as a function of Cl diagram (Fig. 5.3).

We observe a broad consistency between water chemistry, highlighted by the different groups, and the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature. Two modes can be identified in the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ distribution : water

Description	Sample Number/Name	Group	Date	Mois	Lat	Long	Conductivity (µS/cm)	[Cl] mg/L	Δ [Cl] mg/L	³⁶ Cl/ ³⁵ Cl (10 ⁻¹⁵ at.at ⁻¹)	Δ ³⁶ Cl/ ³⁵ Cl (10 ⁻¹⁵ at.at ⁻¹)	δ ¹³ C (‰)	¹⁴ C (pmc)	δ ¹⁸ O (‰)	δ ² H (‰)
GW sample	1	2	03/12/12		12,941	15,407	2390	62,84	3,66	553,79	50,81	-4,6	79,1	1,96	2,08
GW sample	2	1	28/07/12		12,080	17,070	133,2	1,77	0,10	1547,32	138,64				
GW sample	3	1	29/07/12		11,681	16,301	170,8	0,17	0,01	400,08	85,82				
GW sample	4	2	07/08/12		13,384	15,487	2370	40,97	0,50	208,67	9,85				
GW sample	5	3	27/07/12		13,110	17,315	1660	61,76	0,50	260,46	12,43				
GW sample	6	3	27/07/12		13,103	17,313	5410	73,57	0,50	185,48	9,18				
GW sample	7	2	26/07/12		13,377	16,785	129,1	0,86	0,05	212,53	25,86				
GW sample	8	2	01/12/12		13,709	16,314	920	14,95	0,90	225,32	23,27	-4,79	70,27	4,53	21,43
GW sample	9	3	22/07/12		12,848	14,666	1158	15,59	0,50	190,53	11,34				
GW sample	10	1	05/08/12		13,548	14,274	746	10,72	0,50	1189,37	54,90				
GW sample	11	2	05/08/12		13,538	14,318	782	14,94	0,50	719,50	34,14				
GW sample	12	1	29/07/12		11,778	16,118	85	0,23	0,03	249,27	25,46			-4,85	-34,81
GW sample	13	1	08/12/11		12,727	14,721	318	0,63	0,03	1329,52	120,13				
GW sample	14	1	28/07/12		11,717	16,700	142	0,91	0,05	1253,18	112,95				
GW sample	15	2	01/12/12		12,754	15,607	938	5,11	0,29	227,24	30,51	-5,2	89,28	5,78	25,57
GW sample	16	4	26/07/12		12,680	16,170	1767	64,46	0,50	512,44	24,25				
GW sample	17	4	28/07/12		12,379	17,060	906	36,81	0,50	999,71	48,28				
GW sample	18	1	05/08/12		13,477	14,707	743	1,32	0,07	1478,08	131,69				
GW sample	19	4	01/12/12		13,442	16,043	1085	7,46	0,48	1574,65	57,75	-9,93	60,78	-4,39	-30,93
GW sample	20	3	08/12/11		12,670	14,790	611	4,40	0,33	272,73	4,80				
GW sample	21	3	09/12/11		12,796	14,676	3490	105,90	5,96	217,25	0,99				
GW sample	22	3	09/12/11		12,799	14,673	1945	90,00	0,50	104,31	0,98				
GW sample	23	3	22/07/12		12,800	14,679	5290	228,92	0,50	197,23	9,59				
GW sample	24	3	26/07/12		12,812	16,353	4480	165,74	0,50	195,71	9,21			-2,57	-27,53
GW sample	25	1	13/08/12		10,664	15,544	404	0,27	0,01	2146,23	195,81				
GW sample	26	1	18/11/11		11,647	15,271	334	0,19	0,01	1004,21	44,16				
GW sample	27	1	09/12/11		12,829	14,746	827	0,66	0,04	3904,82	349,16				
GW sample	28	2	08/12/11		12,650	14,823	227	0,34	0,02	2423,87	220,62				
GW sample	29	1	29/07/12		11,805	15,862	674	40,29	0,50	468,55	22,01				
GW sample	30	2	02/12/12		14,379	16,868	1615	24,56	1,39	320,46	31,69	-6,15	91,95	4,87	21,37
GW sample	31	2	02/12/12		13,994	16,472	1503	6,55	0,38	238,18	25,29	-5,65	76,01	5,00	23,68
GW sample	32	2	28/07/12		12,533	16,747	654	9,56	0,50	500,56	23,59				
GW sample	33	2	02/12/12		14,077	16,539	4230	122,66	7,54	201,01	47,33	-20,4	74,62	2,99	10,19
GW sample	34	2	09/12/11		12,822	14,722	1774	26,94	0,50	361,56	5,51				
GW sample	35	3	08/12/11		12,894	14,629	2150	50,44	0,50	219,38	6,15				
GW sample	36	2	08/12/11		12,892	14,629	1167	14,90	0,50	264,26	1,54				
GW sample	37	2	08/12/11		12,890	14,634	1479	22,50	0,50	236,06	6,04				
GW sample	38	1	08/12/11		12,891	14,639	684	0,52	0,03	2076,44	186,55				
GW sample	39	1	22/07/12		12,891	14,639	654	0,53	0,03	1994,16	185,02				
GW sample	40	2	08/12/11		12,881	14,651	1078	9,02	0,48	250,82	30,81				
GW sample	41	3	22/07/12		12,894	14,629	1763	39,33	0,50	191,76	9,70				
GW sample	42	1	08/12/11		12,693	14,746	184	0,39	0,02	1613,21	146,45				
GW sample	43	2	03/12/12		12,980	15,524	1178	20,94	1,22	1638,75	158,10	-7,02	89,99	6,00	26,32
GW sample	44	3	28/07/12		12,501	16,667	1388	62,65	0,50	181,90	9,26				
GW sample	45	2	09/12/11		12,842	14,766	1639	29,66	0,50	211,98	5,72				
GW sample	46	3	26/07/12		12,549	15,899	6380	390,32	0,50	219,61	10,50			-2,20	-13,57
GW sample	47	1	07/08/12		13,623	15,373	340	3,50	0,20	1049,04	94,97				
GW sample	48	1	03/12/12		13,021	15,275	1214	14,74	0,85	439,64	42,09	-4,06	87,58	4,91	19,55
GW sample	49	2	18/11/11		11,962	15,155	720	14,56	0,50	125,88	6,15				
GW sample	50	4	29/07/12		12,053	15,305	145,1	4,27	0,25	734,50	66,69				
GW sample	51	1	03/12/12		13,102	15,164	732	0,65	0,04	1460,56	131,70	-9,08	90,74	6,15	25,65
GW sample	52	3	08/12/11		12,751	14,688	2080	8,00	0,25	199,78	4,19				
GW sample	53	2	08/12/11		12,739	14,683	212	0,17	0,01	5088,32	469,55			-3,90	-31,10
GW sample	54	2	08/12/11		12,735	14,680	233	1,62	0,10	1034,11	97,53				
GW sample	55	2	08/12/11		12,742	14,706	246	0,21	0,01	4348,11	403,32				
GW sample	56	2	07/08/12		12,974	15,716	1044	10,23	0,50	211,30	10,19				
GW sample	57	4	01/12/12		13,332	15,986	588	14,60	0,86	1598,71	144,46	-20,7	79,93	-3,65	-27,52
GW sample	58	1	18/11/11		10,435	15,484	262	0,47	0,03	1203,16	46,53				
GW sample	59	1	28/07/12		11,792	17,164	77,5	0,83	0,05	2724,69	247,44				
GW sample	60	4	06/08/12		13,579	14,467	773	38,52	0,50	1008,99	49,21				
GW sample	61	3	27/07/12		13,157	17,422	7070	301,47	0,50	207,77	10,25				
GW sample	62	1	29/07/12		11,895	15,663	428	1,57	0,09	2562,86	230,84				
GW sample	63	1	18/11/11		10,664	15,544	416	0,28	0,02	2079,04	99,16				
GW sample	64	1	06/08/12		13,483	14,335	792	29,83	0,50	656,59	30,89				
GW sample	65	4	06/08/12		13,543	14,895	708	16,67	0,50	582,62	27,15				
GW sample	66	3	02/12/12		13,748	16,497	3940	207,78	12,11	245,08	24,90				
GW sample	67	2	02/12/12		14,141	16,579	1405	7,80	0,45	256,55	27,24	-7,25	74,22	5,57	25,40
GW sample	68	3	03/12/12		12,869	15,285	2230	84,93	4,91	299,93	29,45	-6,73	54,23	1,75	-0,62
GW sample	69	4	07/08/12		13,557	15,158	128,5	2,25	0,13	2125,35	191,35				
GW sample	70	2	19/11/11		10,073	15,583	190,3	0,37	0,02	2087,09	48,49				

TABLEAU 5.2 – Water sample characteristics. GW : Groundwater; SW : Surface Water; Lake Chad SP : Southern Pool; Lake Chad A : Archipelagos.

Description	Sample Number/Name	Group	Date	Mois	Lat	Long	Conductivity (μS/cm)	[Cl] mg/L	Δ [Cl] mg/L	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (10 ⁻¹⁵ at.at ⁻¹)	Δ $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (10 ⁻¹⁵ at.at ⁻¹)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C (pmc)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
SW sample	Chari		18/11/11	11	12,082	15,104	48	0,16	0,0086	1353,23	141,60				
SW sample	Logone		18/11/11	11	10,275	15,366	55,3	0,17	0,01	1378,15	139,06				
SW sample	Taudjile River		19/11/11	11	9,104	15,796	31,9	0,43	0,0225	1236,62	141,633				
SW sample	Logone		19/11/11	11	8,556	16,082	54	0,16	0,0087	1344,6	182,349				
SW sample	Nyan River		20/11/11	11	8,314	15,796	69,6	0,45	0,0236	1149,2	131,877				
SW sample	Chari-Logone		30/11/11	11	12,640	14,828	61,3	0,12	0,0062	1497,13	193,31				
SW sample	Logone		05/12/12	12	12,070	15,054	78	0,16	0,01	1417,00	174,00				
SW sample	Chari		04/12/12	12	12,640	14,828	64,8	0,15	0,01	1270,43	225,86				
SW sample	Chari		21/06/13	6	12,086	15,109	57	0,71	0,05	1262,30	128,05				
SW sample	Logone		21/06/13	6	12,069	15,054	55	0,70	0,04	829,74	75,95				
SW sample	KY		12/10/08	10	13,697	13,310	81	0,61	0,0326	668,387	77,2472			-3,44	-3,44
SW sample	Lake Chad SP		21/07/12	7	12,961	14,599	48	0,60	0,032	1006,05	104,205				
SW sample	Lake Chad SP		21/07/12	7	13,057	14,642	94,7	0,65	0,0536	1036,12	110				
SW sample	Lake Chad SP		08/12/12	12	13,006	14,564	65,5	0,14	0,01	1452,81	248,20				
SW sample	Lake Chad SP		03/03/14	3	12,958	14,595	80,6	0,59	0,03	1214,47	107,13				
SW sample	Lake Chad A		05/08/12	8	13,565	14,242	364	0,90	0,0478	762,532	80,5818				
SW sample	Lake Chad A		17/06/13	6	13,466	14,710	274	0,35	0,02	611,85	71,25				
SW sample	Lake Chad A		06/10/13	10	13,466	14,710	201	0,44	0,02	623,98	86,86				
rainfall	N'Djamena							0,10	0,01	290,50	108,11				
rainfall	N'Djamena							0,08	0,00	265,23	136,05				
rainfall	Cameroon							0,07	0,00	78,40	153,35				
rainfall	Cameroon							0,06	0,00	21,72	149,29				
rainfall	Cameroon							0,16	0,01	80,58	69,13				

TABLEAU 5.3 – Water sample characteristics (suite). GW : Groundwater; SW : Surface Water; Lake Chad SP : Southern Pool; Lake Chad A : Archipelagos.

samples with $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ of about 200×10^{-15} at at^{-1} (groundwaters of groups 2 and 3) and water samples with higher $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (groundwaters of groups 1 and 2 and surface waters). Two samples of the fourth group fall out of this distribution with $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ below 150×10^{-15} at at^{-1} .

6.4 ^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ data

The isotopic compositions of the Dissolved Inorganic Carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and the stable isotopic composition of water ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) were analyzed for 13 and 18 groundwater samples respectively. Results show ^{14}C ratio all over 50 pmc, going from 54 to 92 pmc, indicating modern groundwaters. Except for two samples with a $\delta^{13}\text{C}$ lower than -20‰, $\delta^{13}\text{C}$ range between -10‰ and -4‰, indicating different sources of the DIC. The $\delta^{18}\text{O}$ of these groundwaters range between -4.8‰ and +6.1‰ and plot along a $-7.3+5.7 \times \delta^{18}\text{O}$ ($r^2=0.98$) evaporation line. We clearly distinguish depleted waters with $\delta^{18}\text{O}$ between -5‰ and -2‰ and enriched water with $\delta^{18}\text{O}$ between 2‰ and 6‰. Samples with the highest ^{14}C contents (around 90 pmc) are enriched and show $\delta^{13}\text{C}$ over -10‰.

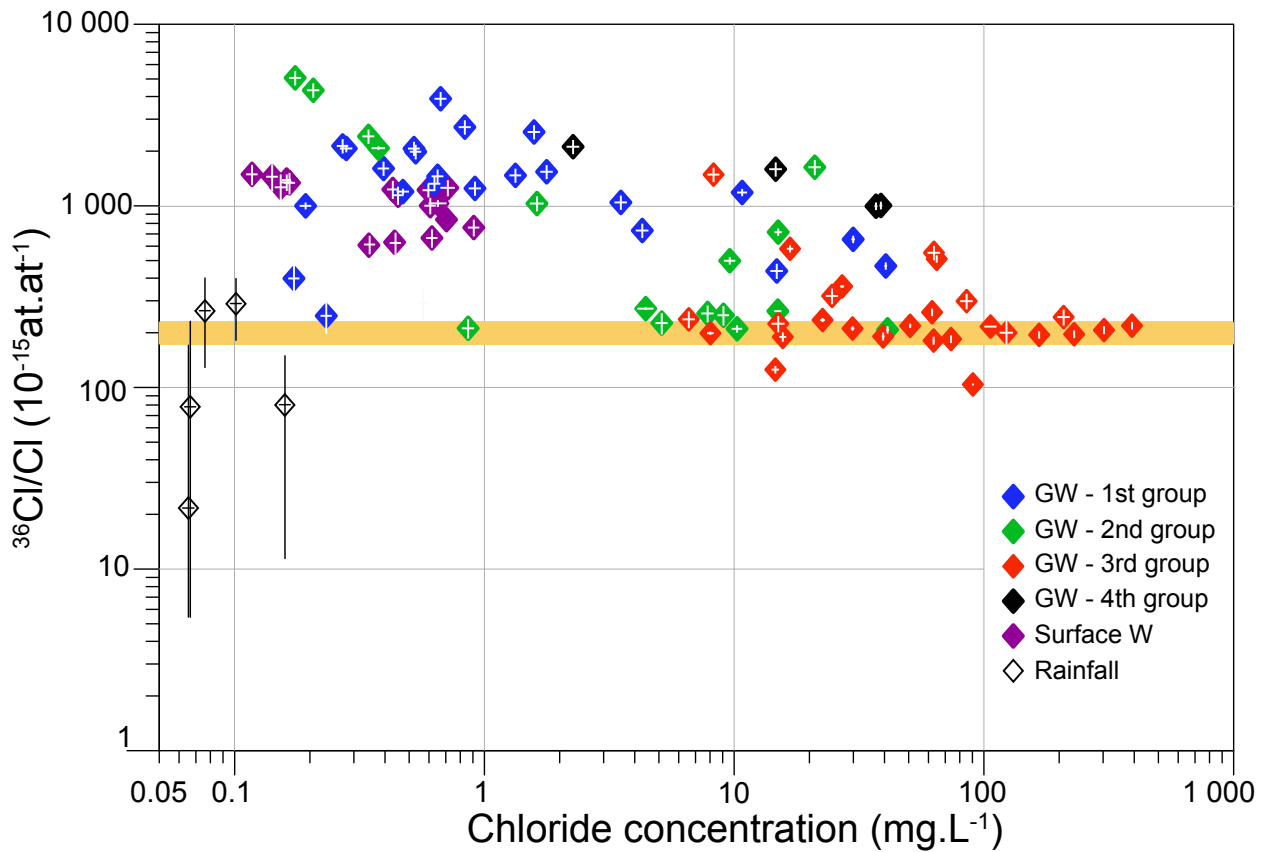


FIGURE 5.3 – $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ vs Cl concentration of surface water and groundwater samples, both in logarithmic scales : Group 1-blue, Group 2-green, Group 3-red, Group 4-black, surface waters–purple and rainfall in white. Associated uncertainties are shown.

6.5 Geographic distribution

The ^{36}Cl and ^{18}O isotopic composition of ground water samples are shown on a map of the Quaternary aquifer (Fig. 5.4). The high $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios are located close to surface waters (both rivers and Lake Chad) and below flood plains. Low $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios are found in the waters localized in the north of the lake, in the piezometric depression and in the Bahr El Ghazal channel. Enriched waters are localized around Lake Chad and in the Bahr El Ghazal channel.

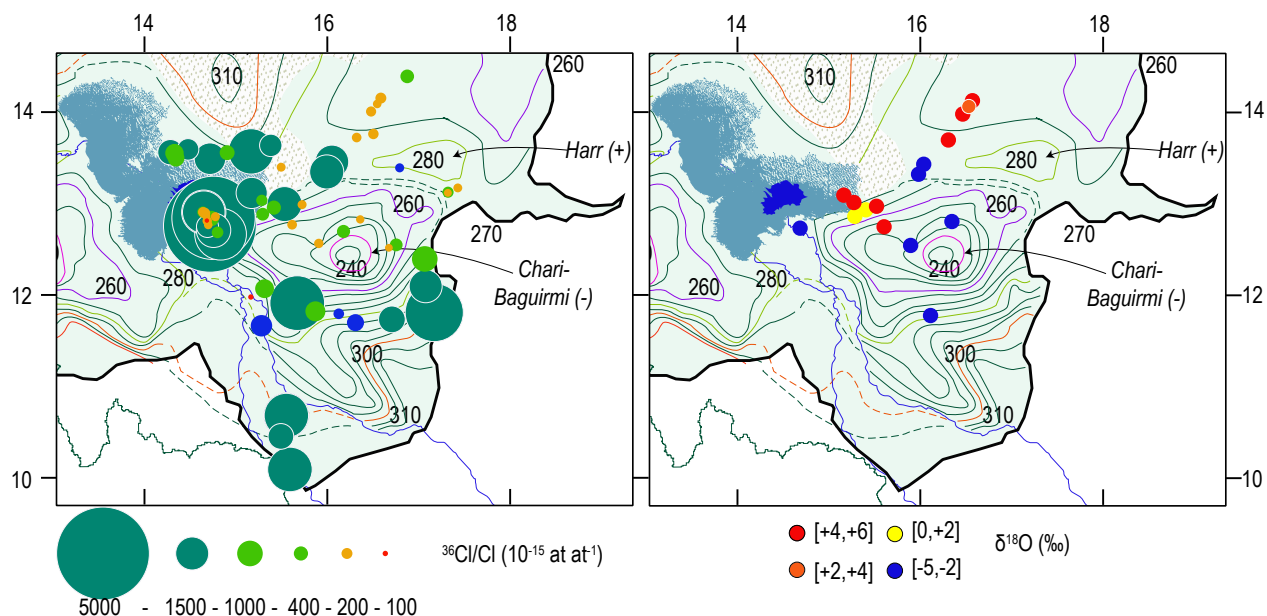


FIGURE 5.4 – ^{36}Cl and ^{18}O isotopic compositions of ground water samples. The piezometric lines are drawn with an equidistance of 10 m in the south-eastern part (Abderamane et al., 2013). The Quaternary aquifer limits are shown in black, pale green areas are the dominated fluvio-lacustrine quaternary deposits and dotted areas are the dunary quaternary deposits (Boronina and Ramillien, 2008).

7 Interpretation and discussion

7.1 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ natural background ratio recorded in the unconfined aquifer

$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios in groundwaters of the Quaternary aquifer show a distribution dominated by a 200×10^{-15} at at^{-1} value. Using a chi-2 test, we identified 25 samples with consistent values according to their uncertainties. We interpret the mean value of $(216 \pm 2) \times 10^{-15}$ at at^{-1} as the natural background $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio of the Basin. The present-day rainfall ratios, even if associated with high uncertainties, are consistent with this natural background value. According to Andrews et al. (1994), the natural Cl fallout can thus be calculated using the following equation :

$$F = \frac{R \times [\text{Cl}^-]_P \times P \times 10^{-3} \times N_A}{3.15 \times 10^7 \times 35.5} \quad (5.1)$$

where R is the measured $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio, P the mean annual precipitation (mm yr^{-1}), $[\text{Cl}^-]_P$ the chlorine concentration in precipitation (in mg L^{-1}) and N_A the Avogadro number.

We used a mean value of $800 \pm 300 \text{ mm yr}^{-1}$ for the mean annual precipitation value, the Cl^-

concentration is $0.1 \pm 0.2 \text{ mg L}^{-1}$ (the average of measured $[\text{Cl}^-]_p$) and the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio is the natural background (i.e. $(216 \pm 2) \times 10^{-15}$ at at^{-1}). The estimated fallout rate of 9 ± 5 at $\text{m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ is consistent with the natural ^{36}Cl fallout modeling of 9 at $\text{m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ between 10°N and 20°N latitudes (Blinov et al., 2000). The relatively high 216×10^{-15} at at^{-1} value, despite the low fallout rate, is related to the very low chlorine content in rainfall that is a consequence of the long distance to the ocean (1500 km).

This background value is of major importance as i) it is the first estimation of the pre-bomb ^{36}Cl fallout at this latitude, ii) it supports latitudinal models and iii) it gives robust information on the initial $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio in the area, which is a key issue for water age determination using ^{36}Cl radioactive decay (Davis et al., 1998). In Egypt, the initial ratio of 131×10^{-15} at at^{-1} estimated from groundwater measurements is lower, consistently with shorter distance to the ocean (Patterson et al., 2005).

7.2 The bomb imprint in the surface waters of the LCB

The Chari-Logone River and the southern pool of Lake Chad, with an average ratio of $(1125 \pm 50) \times 10^{-15}$ at at^{-1} , show a ^{36}Cl signature much higher than the estimated natural background of 216×10^{-15} . The ^{36}Cl enrichment in surface waters can be related to the large bomb-produced ^{36}Cl , which implies a delayed delivery to the lake after long-term storage of Cl within the drainage basin. The chemical signature of the Chari-Logone River is inherited from the upper drainage basin (Gac, 1980), which is supported by our measurements upstream (500 km away from the lake, Fig. 5.1) and downstream Chari-Logone having similar $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios. While the recycling of bomb-produced ^{36}Cl from the vegetation back to the atmosphere was previously evidenced (Scheffel et al., 1999), our study shows that rainfall both in the upper part (Ngaoundere) and in the lower plains (Njamena) have ^{36}Cl ratios close to the natural ratio. Therefore, the ^{36}Cl enrichment, measured in surface waters in upper and lower LCB, points to a stored thermonuclear ^{36}Cl within the upper drainage basin.

The river flows in the upper basin are driven by rapid runoff and slow baseflow with 38% of the

annual total dissolved salts coming from runoff against 62% from baseflow (Gac (1980), Fig. 5.5).

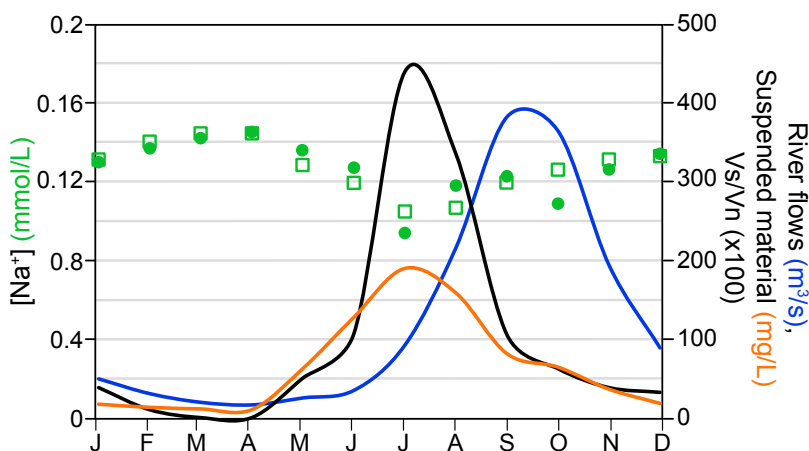


FIGURE 5.5 – Decomposition of runoff vs baseflow in the hydrogram of the Chari-Logone upper basin (Gac, 1980). The surface runoff is correlated to high suspended matter and lower total dissolved salts. $[Na^+]$ measured in the river are shown by plain green circles while reconstructed $[Na^+]$ from the runoff/baseflow decomposition are shown by green rectangles. Good correlation between the measured and reconstructed concentrations confirms the hydrogram decomposition. It leads to an annual proportion of 38% of dissolved Na^+ transported rapidly with runoff against 62% slowly transported with baseflow.

In order to evaluate the residence time of chlorine in the upper basin, a mixing model of the $^{36}Cl/Cl$ of the river (RI) at time t is built between a fast-moving Cl with runoff (RF) and a slowly-moving Cl with baseflow (BF), such as :

$$\left. \frac{^{36}Cl}{Cl} \right|_{RI,t} = 0.38 \times \left. \frac{^{36}Cl}{Cl} \right|_{RF,t} + 0.62 \times \left. \frac{^{36}Cl}{Cl} \right|_{BF,t} \quad (5.2)$$

Because of the high variability of ^{36}Cl fallout since the early 1950's, the mixing model is used in transient state at yearly time step between 1940 and 2015. Although we did not measure the $^{36}Cl/Cl$ ratio in the Chari-Logone during a complete hydrological cycle, we assume that the mean ratio of 1157×10^{-15} at at^{-1} is representative of the sampling years (2011, 2012, 2013). This assumption is supported by the low $^{36}Cl/Cl$ variability of the Chari-Logone waters despite sampling months both at low (june) and high (november) river heads sampling months (Table 5.3). Assuming that chlorine deposition has not changed during this time period, the $^{36}Cl/Cl$ variability is only due to the subsequent ^{36}Cl anthropogenic input. The $^{36}Cl/Cl_{RF}$ ratio in runoff is assumed equal to the rainfall ratio of the same year, as no recycling in the atmosphere is

evidenced.

The $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}_{\text{RF}}$ in baseflow is estimated from a lumped parameter model using an exponential weighting function, suitable to represent mixing in an unconfined aquifer (Turnadge and Smerdon, 2014). On a 50 years time period, radioactive decay of ^{36}Cl can be neglected. This model involves one parameter associated to residence time, following the equation (TRACER, Bayari (2002)) :

$$\frac{^{36}\text{Cl}}{\text{Cl}}(t) = \int_{-\infty}^t \frac{^{36}\text{Cl}}{\text{Cl}} \Big|_{in}(t') \times \frac{1}{\tau} \times \exp\left(-\frac{t-t'}{\tau}\right) dt' \quad (5.3)$$

where $(^{36}\text{Cl}/\text{Cl})_{in}$ is the bomb-produced ^{36}Cl ratio time series input and τ (yr^{-1}) is the lumped model parameter. Records of the bomb-produced ^{36}Cl fallout from the Dye-3 ice core in Greenland (Synal et al., 1990) have been widely used as input scenario at high latitude (Poghosyan and Sturchio, 2015; Tosaki et al., 2011). However, the natural dynamics of ^{36}Cl fallout at low latitude is very different from high latitude deposits (Blinov et al., 2000; Lal and Peters, 1967). The use of the anthropogenic ^{36}Cl fallout recorded in Greenland is likely not suitable for the LCB. That is the reason why we also used bomb-produced ^{36}Cl fallout simulations (Heikkilä et al., 2009), averaged on the available map grid points corresponding to the LCB ($n=7$). The latter ^{36}Cl time series leads to a total anthropogenic deposition of 9×10^{12} at m^{-2} against 2×10^{12} at m^{-2} at Dye-3. The ^{36}Cl fallout time series are converted into $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ time series, using Eq. (1) with constant mean annual rainfall of the upper basin of 1200 mm yr^{-1} (Gac, 1980) and a rainfall chlorine concentration of 0.1 mg L^{-1} .

The transient mixing model results are shown Figure 5.6. An agreement between simulated and measured $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ in rivers is obtained for chlorine residence time in the baseflow of about 10 years. The ^{36}Cl fallout time series is of low impact on the calibrated residence time. The 10-years residence time value seems consistent with a conservative water transfer in alterite groundwaters. According to the size of the basin, it is very difficult to estimate the mean residence time of alterite groundwaters. Our method integrate the geochemical signal of all the basin and allows

to determine a mean residence time. The delayed Cl dynamic of 10 yr in the upper basin is of first importance as many studies use the chlorine for its conservative properties, without taking into account this potential delay.

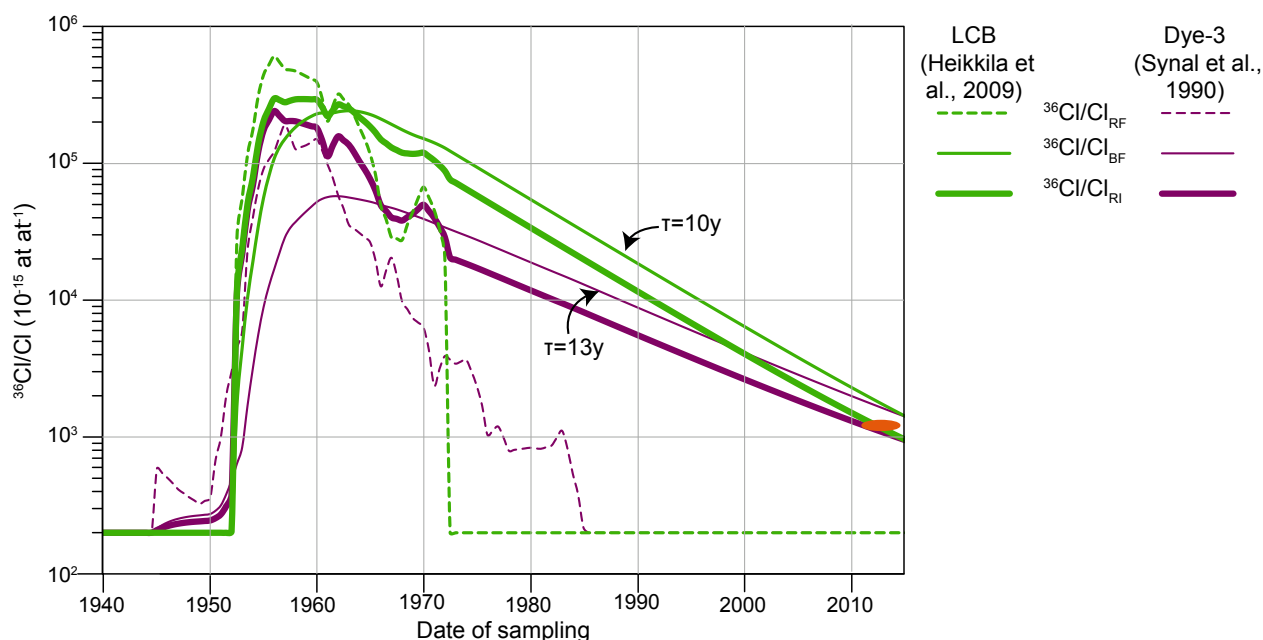


FIGURE 5.6 – Residence time of chlorine in the Chari-Logone drainage basin. Two atmospheric $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ time series are used (dotted lines) derived from : the fallout ice-record of Dye-3 (Synal et al., 1990) in purple and the fallout simulation of the total bomb-produced ^{36}Cl by Heikkilä et al. (2009), suitable for Lake Chad in green. $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ in baseflow (thin lines) are calculated with an exponential lumped model parameter. $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ in rivers (thick lines) are calculated by the mixing between runoff and baseflow (Eq. (5.2), Fig. 5.5). The displayed residence time allows to reproduce the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ measured in surface waters (blue dot).

However the simulated decrease of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios of about 200×10^{-15} at at^{-1} between 2011 and 2014 is in contradiction with the constancy of the measured ratios. This could be explained by a small part of non-conservative Cl as previously highlighted in forested systems containing low Cl^- concentrations (Milton et al., 2003) or in the Great Lake Basin (Poghosyan and Sturchio, 2015). Indeed, the uptake of chlorine as methyl chloride either by the organic matter of the vegetation or by microorganisms in soils can induce a slow leaching of the bomb pulse into surface waters (Blinov et al., 2000; Cornett et al., 1997; Davis et al., 2001; Milton et al., 2003; Münsterer et al., 2012). The proportion of Cl long-term uptake was estimated at about 4% of the total chlorine deposition (Bastviken et al., 2007).

The observed discrepancies between $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios in the Chari-Logone and the Komadougou Yobe could be attributed to different groundwater dynamics in their upper drainage basin. The lower signature of the archipelagos (eastern part of the lake) compared to the southern pool indicates another input of chlorine free from bomb-produced ^{36}Cl that would need further investigation.

7.3 Bomb-bearing groundwaters : ^{36}Cl a suitable tracer of modern recharge

Two samples have $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ significantly lower than 216×10^{-15} at at^{-1} (Fig. 5.3) likely due to dissolution of evaporites that enriched those two samples in chlorine. No dissolution of evaporites is evidenced for all other samples. This is consistent with field observations that do not report halite deposition in the Lake Chad Basin.

Apart from the constant value of 216×10^{-15} at at^{-1} observed in the Quaternary aquifer, high ratios are observed ranging from 260×10^{-15} at at^{-1} up to 5000×10^{-15} at at^{-1} . This indicates enrichment in ^{36}Cl related to nuclear tests. Therefore the ^{36}Cl bomb record in the groundwaters is a proxy of modern waters recharged after 1960, while groundwaters with a ^{36}Cl signature around 200×10^{-15} at at^{-1} indicate a recharge prior to 1960. In spite of the highly heterogeneous chemical distribution of the Quaternary aquifer groundwaters (Abderamane et al., 2013; Chouret, 1977; Gaultier, 2004; Zairi, 2008), a clear correlation appears between the pre-modern ^{36}Cl contents and the highest conductivities and evolved chemical facies (Fig. 5.3), consistent with longer groundwater residence time for these samples. These groundwaters are located in the piezometric depressions and in the Bahr El Ghazal channel.

7.4 Modern Quaternary aquifer recharge origin and rates

Modern recharge is clearly evidenced, by the thermonuclear ^{36}Cl in 60% of our total sampling distribution. Modern recharge occurs in water samples that have a chemical composition close to surface waters (Groups 1 and 2). However, based on the confrontation of ^{36}Cl and $\delta^{18}\text{O}$ signatures, we can disentangle between different origins of the groundwater recharge (Fig. 5.7).

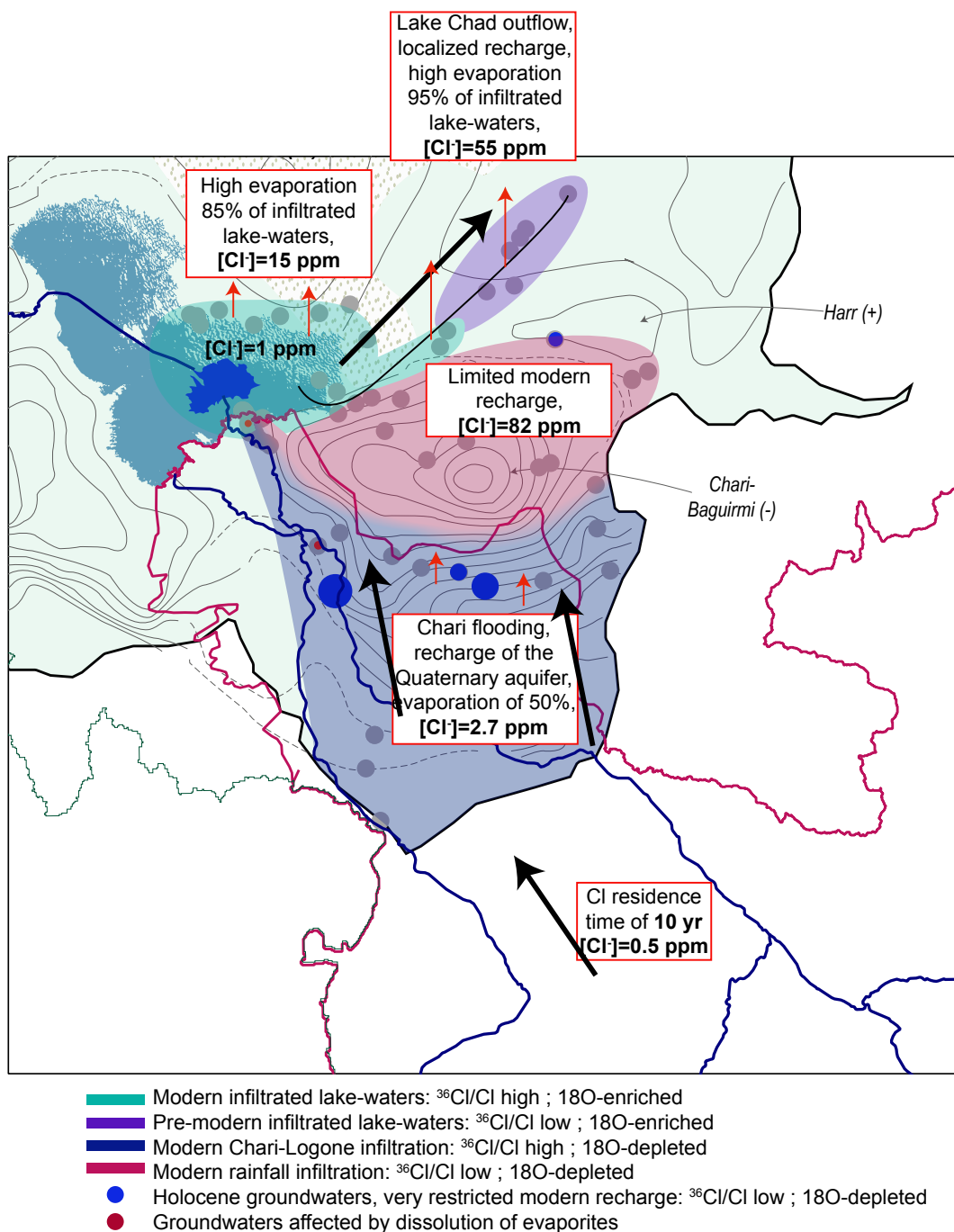


FIGURE 5.7 – Interpretation of the chlorine and hydrological dynamics in the Lake Chad Basin.

Modern lake-like groundwaters

Around Lake Chad, groundwaters have a chemical and isotopic composition close to the lake waters (high $^{36}Cl/Cl$, ^{18}O -enriched waters, chemical groups 1 and 2, Fig. 5.7). They can be interpreted as modern infiltration of lake waters into the Quaternary aquifer. Previous tritium concentrations measured on the north-eastern shore of Lake Chad also support modern re-

charge in this area (Vassolo, 2010). The evaporation of lake waters after their infiltration into the Quaternary aquifer can be estimated based on a chlorine mass balance applied on samples isotopically identified as lake-like waters. Using a mean value of $1 \text{ mg L}^{-1} [\text{Cl}^-]$ in the archipelagos, it leads to a mean re-evaporation of lake-waters of 85% in the Quaternary aquifer. This result highly supports previous estimates of a high evaporation of infiltrated lake-waters into the Quaternary aquifer (Chap. 3).

Modern recharge through the Chari-Logone system In the south, contrary to the lake-like groundwaters, these samples have a depleted ^{18}O composition (Fig. 5.7). These waters are associated to the Chari-Logone system. Most samples have $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios above 1200×10^{-15} at at^{-1} , which indicate a recharge during the last fifty years. The moderate values of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ can be interpreted as a mixing between the modern Chari-Logone end member and a pre-modern end-member. We built a mixing line between the two end-members (Fig. 5.8). The Chari-Logone end-member has a chlorine concentration of 0.1 mg L^{-1} and the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio of this end member is taken as the highest measurement, i.e. 5000×10^{-15} at at^{-1} . The pre-modern end member $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio (216×10^{-15} at at^{-1}) is well constrained and we used the chlorine concentration of the sample with lowest $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (i.e. 5 mg L^{-1}). The increase of chlorine concentration with respect to the mixing line is interpreted as evaporation which allows to calculate a relatively low evaporation with a mean value at 50%.

Rainfall recharged samples Four samples cannot be explained by this mixing model as they plot below the mixing line. Their low chloride concentrations and low $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, very close to the present-day rainfall composition, suggest recent infiltrated rainfalls. Based on a chlorine mass balance (Love et al., 2000), we can calculate recharge rates of groundwater samples recharged only by rainfall, using mean precipitation of 400 mm yr^{-1} and chloride concentration of 0.1 mg L^{-1} . It leads to very high recharge rates with a mean value of 165 mm yr^{-1} . This value is much higher than previous diffuse recharge values estimated in Niger and Nigeria (Edmunds et al., 2002; Leduc et al., 2000). However, it corresponds to focused recharge rates, localized on sand dunes, with high permeability. Diffuse recharge seems negligible in the North of the Basin.

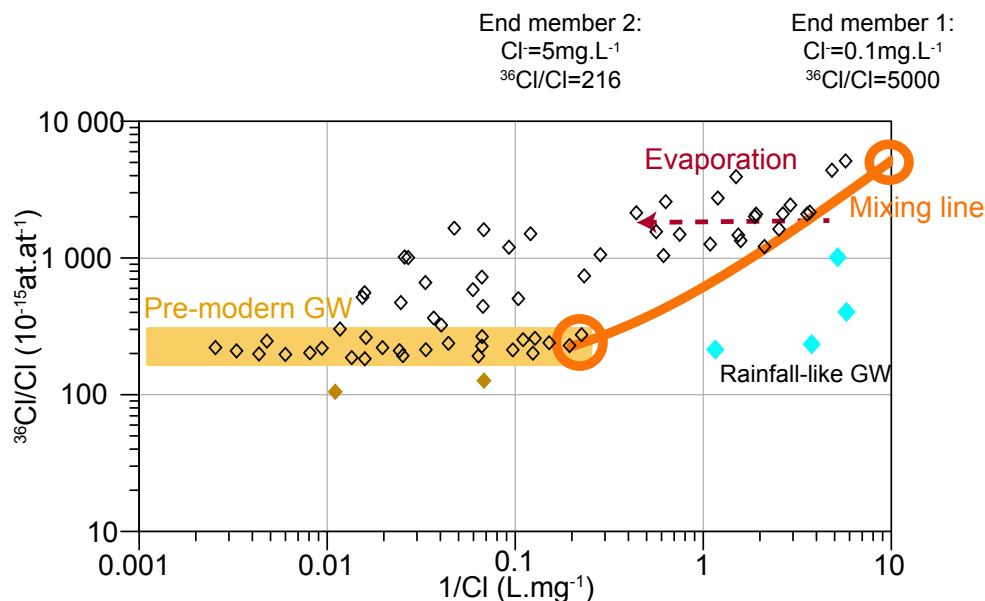


FIGURE 5.8 – Mixing line model between the Chari-Logone end-member and the pre-modern end-member to explain the variability of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios measured in the Quaternary Aquifer. The enrichment in chlorine is interpreted by evaporative process.

Pre-modern Quaternary aquifer recharge Pre-modern samples are located at the outlets of groundwater flowpaths. Based on the water stable isotopic composition, we can clearly distinguish ^{18}O -depleted and ^{18}O -enriched waters. The Bahr El Ghazal waters are very enriched waters close to Lake Chad stable signature. The Bahr El Ghazal is the natural overflow channel of Lake Chad waters when its level exceeds 283 m. The last occurrence of large water lake outflow into the Bahr el Ghazal was reported during the 17th century (Maley, 2010). Therefore the isotopic signatures of Bahr El Ghazal waters indicate lake water infiltrated during Lake Chad highstand before the anthropogenic release of ^{36}Cl in the atmosphere. Similarly to the estimation of the present-day evaporation of Lake Chad waters in the aquifer, an evaporation of 95% is estimated.

Pre-modern waters that are not in the axis of the Bahr El Ghazal channel are localized in the piezometric depressions and characterized by ^{18}O -depleted waters. This is in agreement with previous measurements in water samples of the center of the depressions of $\delta^{18}\text{O}$ around -4‰, $\delta^{13}\text{C}$ around -10‰ and ^{14}C as low as 7 pmc (Djoret, 2000). Therefore these pre-modern groundwaters are probably much older than the pre-modern Bahr El Ghazal groundwaters. They were

related to the mid-Holocene African Humid Period (Djoret, 2000), which corresponds to a large extension of lakes in North Africa (Gasse, 2000) and a filling of phreatic aquifers (Lézine et al., 2011).

8 Conclusion

The Lake Chad Basin hydrology is described using a multiple tracer investigation and the ^{36}Cl is shown to be a powerful tool to constrain surface and groundwater dynamics in the basin. The surface water ^{36}Cl signature allows estimating a residence time of chlorine in the upper basin of about 10 years. This value is of first importance as 1) many studies are based on the conservative behavior of chlorine to estimate hydrological dynamics in drainage basin 2) it gives an integrated value of water residence time in a large basin, which is often hard to assess.

The groundwater distribution of ^{36}Cl in the Quaternary aquifer shows two trends that are approximately in agreement with the determination of chemical facies-based groups. The first mode of values comprises 25 samples with a mean value at 216×10^{-15} at at^{-1} . It corresponds to the natural background of ^{36}Cl deposition of $7 \text{ at m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ and is consistent with latitudinal fallout models. Values up to 5000×10^{-15} at at^{-1} were interpreted as groundwaters that imprinted the nuclear tests dating back to the 1950s. This bomb-produced ^{36}Cl fingerprints allows to localize the present-day recharge close to surface waters, which is also supported by oxygen-18 signature. The modern recharge of the Quaternary aquifer is essentially related to the Chari-Logone system while the contribution of Lake Chad is weak. Two different old groundwater end members were identified : Lake Chad waters prior to 1950 and Holocene waters trapped in the piezometric depression. This study proves the ability of ^{36}Cl as a hydrological tracer and should enlarge the use of ^{36}Cl to estimate surface and ground water transfer in semi-arid environments.

9 Epilogue : une drainance ascendante de l'aquifère profond vers l'aquifère quaternaire ?

Nous avons mis en évidence des eaux anciennes dans la dépression du Chari-Baguirmi et, bien que cela soit sous-contraint, ces eaux sont interprétées comme des reliques de la Période Humide Africaine. Cette dépression s'étend sur une surface de près de 10 000 km² et la profondeur de la nappe atteint 60 m au coeur de cette dépression (Fig. 5.9). C'est une structure hydrogéologique dont on retrouve des analogues dans plusieurs aquifères du Sahel (Aranyossy and Ndiaye, 1993). La dynamique de ces creux piézométriques reste énigmatique et le flux de sortie permettant leur persistance peu contraint. L'aquifère confiné sous-jacent est artésien dans cette région, ce qui implique une différence de niveaux piézométriques d'au moins 80 m entre l'aquifère quaternaire et l'aquifère profond. Par conséquent, on peut suspecter un flux de drainance ascendante.

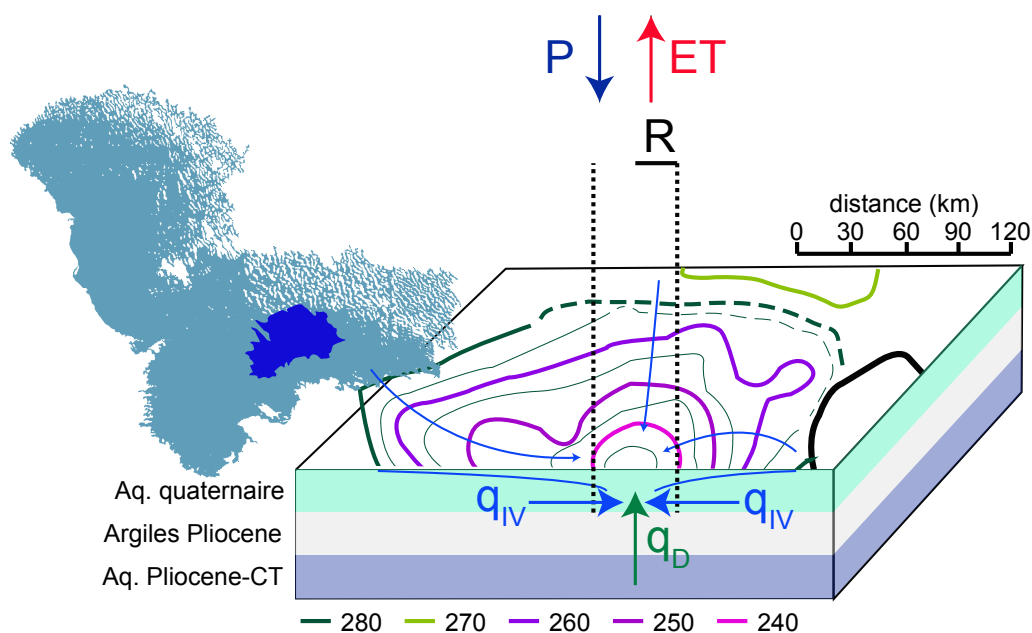


FIGURE 5.9 – Représentation schématique du bilan d'eau de la dépression piézométrique du Chari-Baguirmi. ET : évapotranspiration ; P : précipitations ; q_{IV} : flux d'eau souterraine dans la nappe quaternaire (au travers de l'isopièze 240 m) ; q_D : flux de drainance verticale provenant des aquifères du Pliocène et du Continental Terminal. En régime permanent : $q_{IV} + q_D = ET - P$

Des calculs hydrodynamiques simples permettent d'appréhender le bilan d'eau de la nappe

phréatique au niveau des dépressions piézométriques. En régime permanent, la somme du flux qui traverse le coeur de la dépression piézométrique, caractérisé par l'isopièze 240, et du flux de drainance de l'aquifère profond est égale au bilan entre précipitation (P) et évapotranspiration (ET) sur la surface de l'isopièze 240 m (Fig. 5.9).

Le flux alimentant le coeur de la dépression peut être calculé par application de la loi de Darcy :

$$Q_{IV} = T \times 2\pi R \times \nabla h \quad (5.4)$$

$$q_{IV} = \frac{Q_{IV}}{\pi \times R^2}$$

avec T la transmissivité de l'aquifère ($m^2 s^{-1}$), R le rayon de l'isopièze 240 (m), ∇h le gradient hydraulique moyen dans la nappe ($m m^{-1}$), Q_{IV} le débit volumique ($m^3 s^{-1}$) et q_{IV} la lame d'eau ($m s^{-1}$) s'écoulant au travers de l'isopièze 240 m. Peu de mesures de transmissivités ont été réalisées sur l'aquifère quaternaire, en particulier dans sa partie tchadienne (Fig. 1.12). La transmissivité moyenne mesurée dans le Chari-Baguirmi est de $6 \times 10^{-3} m^2 s^{-1}$, le gradient hydraulique est de $50/150 \times 10^{-3}$ (Massuel, 2001). En régime permanent, le débit q_{IV} s'écoulant dans l'aquifère et alimentant le coeur de la dépression piézométrique est ainsi estimé à $5 mm an^{-1}$.

Le flux associé à l'évapotranspiration dans la région a été estimé à partir des données infrarouge thermique satellitaires (Boronina and Ramillien, 2008) autour de $550 mm an^{-1}$ au niveau de la dépression piézométrique. Avec une précipitation moyenne de l'ordre de $500 mm an^{-1}$ dans cette région, le flux net ET-P est donc de l'ordre de $50 mm an^{-1}$. En considérant en régime permanent le bilan d'eau dans la nappe phréatique, ceci suggèrerait un flux de drainance de l'ordre de $45 mm an^{-1}$. Avec un gradient hydraulique entre l'aquifère profond et l'aquifère quaternaire, de l'ordre de $80/100$, le flux de drainance calculé correspond à une perméabilité des argiles pliocènes de $1.8 \times 10^{-9} m s^{-1}$.

Si le flux de drainance est négligé, comme c'est le cas de toutes les études qui ont été réalisées

sur l'hydrodynamisme de l'aquifère quaternaire, les auteurs calibrent un flux net (ET-P) de reprise évaporatoire dans la nappe autour de 1 mm an^{-1} (Leblanc, 2002; Massuel, 2001). Cette valeur permet, aux incertitudes près, de contrebalancer le flux circulant dans l'aquifère. Par contre, cette valeur est en désaccord avec les valeurs estimées d'évapotranspiration sur la zone à partir des mesures infrarouge.

Ce calcul de bilan, réalisé en régime permanent montre qu'hydrodynamiquement, une contribution de l'aquifère profond aux eaux de l'aquifère quaternaire ne peut être exclue. Cependant, de nombreuses incertitudes jalonnent ce calcul, en particulier la valeur de transmissivité et l'estimation de ET. Les valeurs de ET sont calculées à partir de mesures ponctuelles temporellement réalisées sur un mois de saison des pluies (septembre) et un mois de saison sèche (février) de l'année 2003. A défaut de disposer de plus d'informations hydrodynamiques et d'une meilleure contrainte des flux ET et P, nous ne pouvons trancher la question.

La caractérisation géochimique de l'aquifère quaternaire a mis en évidence des signatures particulières des eaux en éléments majeurs, en ^{36}Cl et en isotopes stables de la molécule d'eau, en particulier au niveau de la dépression piézométrique. Par conséquent, la caractérisation géochimique de l'aquifère profond pourrait permettre de mettre en évidence une contribution des eaux de l'aquifère profond aux eaux de l'aquifère quaternaire.

TEMPS DE RÉSIDENCE DANS LES EAUX DES AQUIFÈRES CONFINÉS DU LCB À PARTIR DES DISTRIBUTIONS EN ^{36}Cl

Residence time up to 1 Ma of groundwaters in the confined aquifer of the Lake Chad Basin :

^{36}Cl evidences Bouchez C., Deschamps P., Goncalves J., Hamelin B., Sylvestre F., Doumnang J.C., Mahamat Nour A., Goni I.B., Favreau G., Genthon P., Seidel J.L.



Forage artésien de Amboung.

1 Préambule

A la fin du chapitre précédent, un moyen proposé pour évaluer si les eaux de l'aquifère quaternaire reçoivent une contribution des eaux des aquifères profonds, est de faire une étude géochimique de l'aquifère profond. De plus, les eaux souterraines des aquifères profonds du Tchad forment des ressources en eau souterraine importantes. Celles-ci sont exploitées dans la zone nigériane du bassin, entraînant une baisse nette des niveaux piézométriques qui menace l'artésianisme dans cette zone (Goni et al., 2001; Maduabuchi et al., 2006). En revanche, très peu de forages ont été réalisés dans la partie tchadienne de l'aquifère.

Le but de ce chapitre est donc de contraindre la géochimie de l'aquifère profond dans le but i) d'identifier sa signature géochimique ii) d'évaluer la dynamique des eaux souterraines pour mieux appréhender la ressource disponible iii) d'apporter une information paléohydrologique dans la région. Ce chapitre est une version étendue d'un abstract étendu qui a été accepté (actuellement en révision mineure) dans le journal *Procedia Earth and Planetary Science* dans le cadre de la conférence AIG-11 qui aura lieu en septembre 2015 au BRGM, à Orléans. L'abstract étendu soumis est présenté dans l'Annexe C.

2 Residence time up to 1Ma of groundwaters in the confined aquifer of the Lake Chad Basin : ^{36}Cl evidences - Abstract

Authors : Camille Bouchez, Pierre Deschamps, Julio Goncalves, Bruno Hamelin, Florence Sylvestre, Jean-Claude Doumnang, Abdallah Mahamat Nour, Ibrahim Baba Goni, Guillaume Favreau, Pierre Genthon, Jean-Luc Seidel

^{36}Cl measurements in groundwaters of the deep confined aquifer of the Lake Chad Basin (LCB) were performed in order to constrain groundwater geochemical ages and residence times. Twenty-seven wells were sampled in Nigeria, Niger and Chad in the southern parts of the large (700 000 km²) multi-layered aquifer of the LCB. $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ values range between 11 ± 1.10^{-15} to 160 ± 8.10^{-15} at at^{-1} . The highest ratios are observed near the recharge zone of the Nigerian part of the Continental Terminal aquifer and at the Pays-Bas discharge zone. The lowest ratios are found in wells located near the southern fringe of the present-day lake Chad. Chloride concentrations are low (below 120 mg L⁻¹) and not correlated to the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ values, indicating negligible dissolution of evaporites in most samples. Reliable ^{36}Cl ages can be calculated along the different flow paths investigated, suggesting residence times of the deep groundwaters larger than 300 000 years and up to 1Ma in the central part of the aquifer. These results are consistent with new AMS- ^{14}C data below the detection limit but are in contradiction with previous ^{14}C data obtained in the area.

Key words : Lake Chad Basin ; ^{36}Cl -ages ; groundwater resources

3 Introduction

Large sedimentary aquifers of northern and western Africa contain important groundwater resources (MacDonald et al., 2012). In these semi-arid to arid regions, their use is expected to increase substantially to combat growing food insecurity. Improved knowledge of the hydrological behavior and recharge of these aquifers is essential to properly assess availability and sustain-

nability of these resources (Scanlon et al., 2006). This is specially the case for the multi-layer aquifer system of the Lake Chad Basin (LCB) that remains poorly studied. Located in Central Africa, at the transition between Sahel and Sahara, the LCB is one of the greatest endorheic basins of the world. It encloses a multi-layered aquifer composed of two main aquifer units : an unconfined Quaternary aquifer and a deeper confined aquifer. The latter is subdivided into Lower (Continental Terminal formation) and Middle (early Pliocene formation) aquifer sub-units in the Nigerian part of the LCB (Edmunds et al., 1999; Maduabuchi et al., 2006). For the sake of simplicity, they are undifferentiated in this study and both named Continental Terminal (CT). The CT is mostly artesian, but increasing withdrawal in the populated area of northeastern Nigeria leads to a significant pressure decline (Goni et al., 2001).

According to a comprehensive review of the rare hydrogeological study carried out on the Continental Terminal system (Schneider and Wolff, 1992; Schneider, 2004), the waters flow from the South West of the Basin (present-day recharge zone) to the North East depression of the “Bas-Pays” (present-day discharge zone), Fig. 6.1. Geochemical investigations in the Nigerian part of the deep aquifers provide ^{14}C -dated varying between 20 or 40 ka (Edmunds et al., 1999; Maduabuchi et al., 2006). These apparent ^{14}C groundwater ages raise several issues. First, ^{14}C contents are within the range between 0 and 10 pmc where the classical techniques may be significantly biased and ^{14}C contents should be re-evaluated (Aggarwal et al., 2014). Indeed, the uptake of atmospheric CO_2 during sample collection and analysis induces consequent lowering of estimated ages, particularly at low ^{14}C contents (Aggarwal et al., 2014). Second, massive recharge periods of the Continental Terminal between 20 and 40 ka suggest humid conditions in the Sahel at that time (Edmunds et al., 1999; Gasse, 2000). Paleoclimatic reconstructions based both on continental sedimental records (Garcin et al., 2006) and oceanic sedimental records (Lezine and Cazet, 2005; Tierney and deMenocal, 2013; Tjallingii et al., 2008) all indicate arid conditions in Sahel during the last glaciation (Gasse, 2000; Hoelzmann et al., 2004). The age determination of groundwater of the confined aquifers is central in this paleoclimatic controversy.

In this study, we propose to use, alternatively to ^{14}C , another cosmogenic nuclide, the chlorine-36 to provide further constraints on groundwater dynamic in a large part of the Continental Terminal aquifer that extends over Niger, Nigeria and Chad. Chlorine-36 is a powerful tool in hydrological studies and in groundwater dating because of the conservative behavior of chlorine and its half-life of $3 \times 10^5 \text{ a}^{-1}$. Although this tool was largely applied in many large aquifer systems around the world (Phillips, 2000), it is the first time that ^{36}Cl analyses were performed on LCB aquifers.

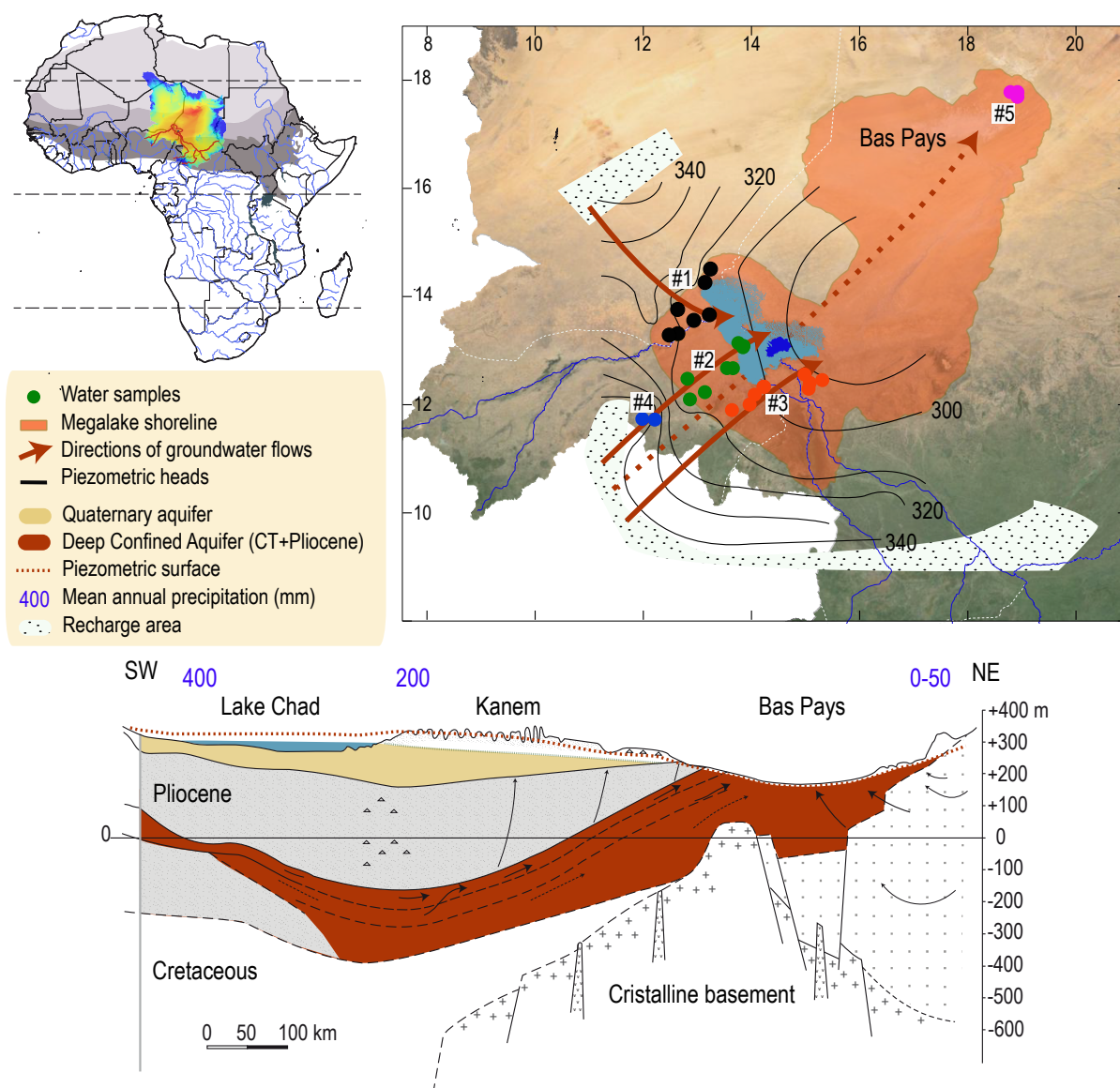


FIGURE 6.1 – Study site : The Continental Terminal of the Lake Chad Basin. Localization of the Lake Chad Basin in Africa; Hydrogeological map of the Continental Terminal; Position of groundwater samples; Hydrogeological cross-section of the Continental Terminal (d’après Schneider and Wolff (1992))

4 Samples and Methods

Groundwaters of thirty-three wells from the Continental Terminal aquifer were sampled in the Nigeria, Niger and Chad parts of the Basin from 2008 to 2013 (Fig. 6.1). On site analysis included temperature, electrical conductivity, dissolved oxygen concentration, pH and alkalinity titration. The depth of water abstraction is unknown. However, according to the mean geothermal gradient of 3°C per 100 m evidenced in this area (Maduabuchi et al., 2006), depth of our groundwater samples ranges between 0 and 500 m. Water samples can be divided in five groups according to their geographic location (Fig. 6.1). Two samples (#4) are located close to the recharge zone and five samples (#5) are located in the Bas-Pays, at the discharge zone of the Continental Terminal (Fig. 6.1). Their temperature between 30 and 33°C indicates shallow groundwater between 0 and 100m depth. Samples in the center of the aquifer align along three different groundwater flowpaths (#1, #2, #3, Fig. 6.1), with water depth between 100 and 500m ($34 < T(^{\circ}\text{C}) < 45$).

Major and minor ion analyses were carried out on filtered aliquots by ion chromatography (IC) at HydroSciences Montpellier. The isotopic characterization of the groundwaters of the Continental Terminal includes ^{36}Cl , ^{14}C and water stable isotopes. ^{36}Cl measurements were carried out at the French AMS National Facility ASTER (Elmore et al., 1979), following the procedure described in Phillips (2000). No spike was added to the samples to avoid ^{36}Cl spike contribution. All samples have $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios at least ten times above the chemical blank ratio ($5\text{-}10 \cdot 10^{-16}$ at at^{-1}) with a reproducibility of 8 % (Bouchez et al., 2015b). ^{14}C -AMS analyses (Artemis-AMS facility) were performed on four samples originating from the Chadian zone, following the procedure described in Delqué-Količ et al. (2013). Because of the very low ^{14}C contents measured in previous studies ($<10\text{pmc}$, Edmunds et al. (1999); Maduabuchi et al. (2006)), special care was taken to avoid contamination during ^{14}C -dedicated water sampling and inox bottles with two entries were used. This device allows flushing air outside the bottle and ensuring no contact with the atmosphere. The ^{18}O and ^2H composition of water samples have been measured using an IRMS, at CEREGE.

5 Results

All groundwaters are Na-enriched, either of Na-HCO₃ or Na-Cl-SO₄ type waters, corresponding to evolved groundwaters significantly different from present-day surface waters (Chap.5, 5.2). The chloride concentrations range between 2 and 117 mg L⁻¹ (Table 6.1).

TABLEAU 6.1 – Groundwater sample description, [Cl⁻] and Cl/Br ratios of groundwaters from the CT.

Sample name	Number	Group	Lat. (°N)	Long. (°E)	Temp. (°C)	[Cl ⁻] (mg L ⁻¹)	Cl/Br (mol mol ⁻¹)
Faya le Puits	1	5	17,92	19,09	30	5	
Faya 12 rouge	2	5	17,92	19,10	31	5	
Faya 7	3	5	17,90	19,08	31	2	
Faya 5 rouge	4	5	17,90	19,07	30	2	
Faya EFT Rouge	5	5	17,92	19,10	31	5	
Amboung	6	3	12,31	15,01	36	27	
Bout el fil	7	3	12,57	14,93	41	52	
Kaga	8	3	12,42	15,03	38	32	
Naala	9	3	12,47	15,26	36	58	
Ngala 1	10	3	12,35	14,19	38	21	
Ngala 2	11	3	12,35	14,18	34	18	398
Dikwa	12	3	12,02	13,93	40	103	
Logo Mani	13	3	12,20	14,02	39	52	413
Mafa	14	3	11,92	13,60	42	65	447
Magumeri	15	2	12,12	12,83	36	28	260
Manguno	16	2	12,69	13,62	41	18	
Gadjigana	17	2	12,25	13,11	45	38	
Gubio	18	2	12,49	12,79	41	11	308
Baga 1	19	2	13,07	13,80	42	68	
Baga 2	20	2	13,15	13,72	34	82	
Baga 3	21	2	13,10	13,81	42	99	
Lingir	22	2	12,69	13,51	39	19	
Kukaretta	23	4	11,74	12,19	32	2	
Damaturu	24	4	11,76	11,96	34	4	453
Diffa 62	25	1	13,31	12,61		103	201
Diffa Prefecture	26	1	13,32	12,61		104	
Sayam	27	1	13,76	12,61		55	
Mitimi	28	1	14,51	13,21		33	315
NGouba Toumour	29	1	13,67	13,19		57	
NGuelwa	30	1	13,56	12,90		59	451
NGuigmi 5	31	1	14,26	13,11		62	314
Kabelawa	32	1				59	
Kabi	33	1	13,29	12,45		117	

³⁶Cl/Cl ratios range between 11 ± 1.10^{-15} and 160 ± 22.10^{-15} at at⁻¹ (Table 6.2, Fig. 6.2). ³⁶Cl/Cl ratios in the CT are significantly lower than ratios measured both in the Quaternary aquifer and in surface waters ($> 200.10^{-15}$ at at⁻¹, Chap.5, Fig. 5.3). Waters characterized by the highest

TABLEAU 6.2 – Environmental isotope data and modeled ^{36}Cl ages (using an initial ratio of $150 \cdot 10^{-15}$ at at^{-1}) for groundwaters from the CT.

Number	Group	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (10^{-15} at at^{-1})	$\Delta ^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ (10^{-15} at at^{-1})	$[^{36}\text{Cl}]$ (10^7 at L^{-1})	$\Delta [^{36}\text{Cl}]$ (10^7 at L^{-1})	^{36}Cl -ages (ka)	^{14}C (pmc)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)
1	5	112	15	0,93	0,09	125			
2	5	106	15	0,97	0,10	150			
3	5	160	22	0,60	0,07	0			
4	5	157	21	0,60	0,07	0			
5	5	98	12	0,89	0,09	186			
6	3	21	1,7	0,99	0,09	854	0,1		
7	3	19	1,6	1,63	0,14	889	0,2		
8	3	21	1,6	1,17	0,10	849	0		
9	3	15	1,5	1,46	0,15	1004	0		
10	3	14	1,1	0,50	0,05	1029		-6,9	-53
11	3	11	1,1	0,32	0,04	1150		-7,2	-57
12	3	13	0,4	2,27	0,06	1058		-5,8	-44
13	3	18	1,3	1,55	0,11	927		-6,0	-44
14	3	13	0,9	1,46	0,10	1055		-5,0	-38
15	2	58	1,0	2,75	0,05	412		-6,4	-47
16	2	97	4,8	2,97	0,22	188		-6,6	-49
17	2	14	1,2	0,92	0,08	1024		-6,3	-46
18	2	89	5,0	1,67	0,18	224		-6,6	-48
19	2	17	1,3	2,01	0,15	933		-6,0	-46
20	2	22	1,5	3,04	0,21	837		-5,8	-46
21	2	15	1,2	2,52	0,21	998		-5,7	-43
22	2	127	6,3	4,05	0,29	72		-6,7	-48
23	4	142	11,4	0,40	0,04	24		-6,1	-42
24	4	148	8,0	1,05	0,06	5		-6,9	-50
25	1	34	2,8	5,97	0,50	642		-5,7	-46
26	1	32	1,3	5,69	0,23	666		-5,7	-44
27	1	69	1,9	6,45	0,18	340		-5,7	-48
28	1	49	0,5	2,80	0,03	482		-6,5	-46
29	1	34	2,6	3,27	0,26	651		-5,9	-45
30	1	39	2,2	3,89	0,23	588		-5,8	-51
31	1	79	3,1	8,38	0,32	277		-5,5	-47
32	1	61	4,8	6,16	0,48	389		-5,9	-48
33	1	25	0,6	4,93	0,12	781		-5,6	-45

$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ values ($>100 \cdot 10^{-15}$ at at^{-1}) and very low chloride content waters (below 6 mg L^{-1}) are from samples located near the nigerian recharge zone (#4) and the Bas-Pays discharge zone (#5). The lowest $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios (around 10 to $15 \cdot 10^{-15}$ at at^{-1} , $n=7$) are measured in groundwater samples located in Chad and the eastern part of Nigeria (#1, #2, #3). The four ^{14}C analyses are below the detection limit of Artemis-AMS facility (< 0.5 pmC).

The stable isotopic compositions, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ show values in a narrow range between -5 and -7 ‰ and -38 and -57 ‰ respectively (Table 6.2). Water samples from the Nigerien and Chadian

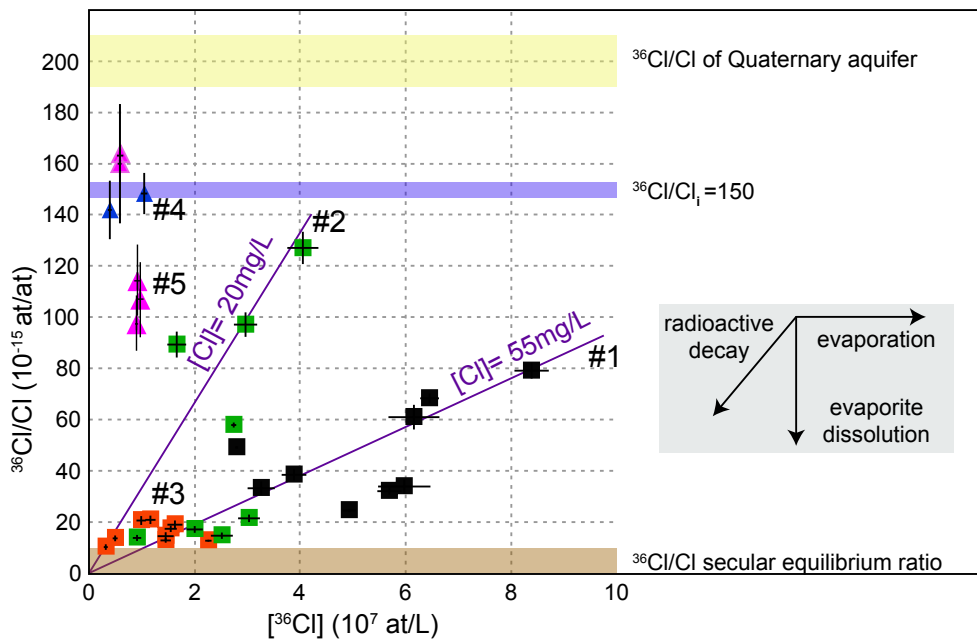


FIGURE 6.2 – The $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ vs ^{36}Cl for groundwaters from the CT. Groundwater samples of this study are shown in black (#1), in green (#2), in red (#3), in blue (#4) and in pink (#5). In our study, dissolution of evaporites can be neglected. The linear trend along the different flowpaths are interpreted from radioactive decay. The range of secular equilibrium (Fabryka-Martin, 1988) is shown in brown. The background value of groundwaters from the Quaternary aquifer is shown in yellow, the initial ratio of $R_i=150 \cdot 10^{-15}$ at at^{-1} is shown in purple.

areas (#2, #3, #4) plot along a line (Fig. 6.3), consistently with previous measurements in the same area (Maduabuchi et al., 2006).

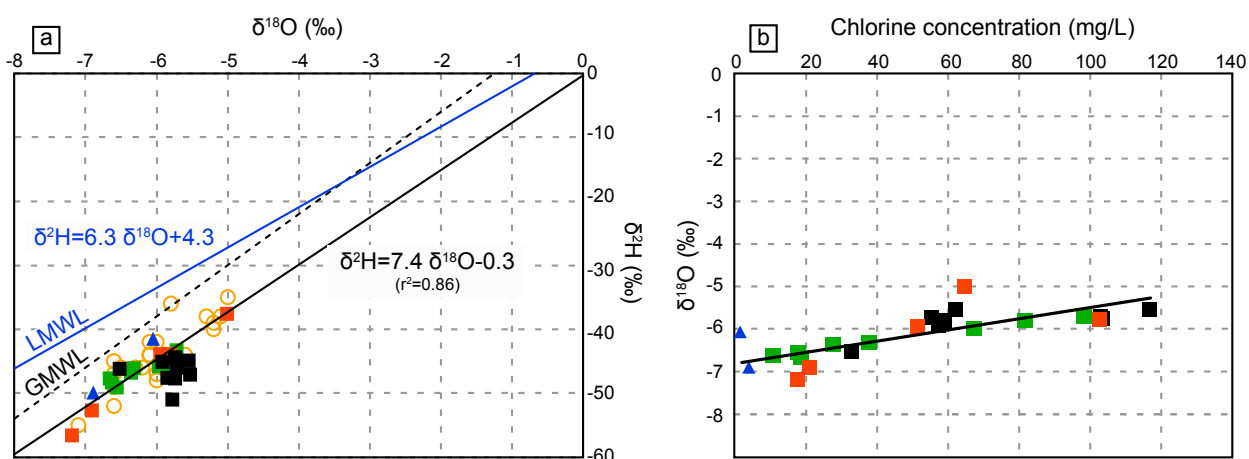


FIGURE 6.3 – a) The $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ composition of groundwaters for the CT. The dashed line represents the Global Water Meteoritic Line and the blue line the Local Water Meteoritic Line (GNIP). The black line is the linear fit through the data (#2,3 transects only). Groundwater samples of this study are shown in black (#1), in green (#2), in red (#3) and in blue (#4). Orange circles are measurements from Maduabuchi et al. (2006) of transects #2, #3 and #4, fitting on the same line. (b) $\delta^2\text{H}$ as a function of $[\text{Cl}]$.

Compared with the GMWL, the line is shifted towards more negative values with the same slope. Water samples from the Niger northern transect (#1) are also depleted but do not depict the same distribution in this diagram, indicating a different origin of paleorecharge water or different evaporation processes.

6 Discussion

6.1 Characterization of paleorecharge of the CT

The stable isotopic compositions of groundwaters of the deep confined aquifer show waters depleted in heavy isotopes when compared to waters of the Quaternary Aquifer ($\delta^{18}\text{O}$ between -5 and 6 ‰) and modern precipitation ($\delta^{18}\text{O}$ weighted average of -3.8 ‰) evidencing paleorecharge water. A depleted signature in the groundwaters can be induced at first order by i) decrease of average air temperature (temperature effect) ii) increased distance from the coast (continental effect) and iii) increased precipitation (amount effect), (Beyerle et al., 2003; Rozanski et al., 1993). At tropical latitudes, there is no straightforward dependence between air temperature and stable isotopes in precipitation (Rozanski et al., 1993) and because of considerable recycling of continental water, the gradient of continentality in the region is weak (Joseph et al., 1992; Taupin et al., 2000). On the other hand, the correlation between monthly $\delta^{18}\text{O}$ values and the amount of rain is well recognized in Sahel (Goni et al., 2001; Taupin et al., 2000) and a gradient of -1 to -2 ‰ per 100 mm was estimated (Fontes et al., 1993). Therefore, the amount effect is the most reliable explanation of the difference between the mean $\delta^{18}\text{O}$ of CT groundwaters of -6.2 ‰ and the weighted mean average of present-day precipitation of -3.8 ‰. It would correspond to an increase of annual rainfall of about 200 mm which could be related to an increased frequency of heavy rains events associated with an intensification of northward movement of the ITCZ (Beyerle et al., 2003; Fontes et al., 1993). A shift in the origin of air mass could also explain the difference in the stable isotopic composition.

6.2 Origin of chlorine in the groundwaters of the CT?

Low chloride concentrations together with the absence of correlation between the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ and $[\text{Cl}^-]$ suggest no addition of dead chlorine in most samples. The Cl/Br molar ratios measured in groundwaters (Table 6.1) are below the seawater ratio (630, Gerritse and George (1988)) and in the range of Cl/Br ratios measured in rainfall in northern Nigeria (between 200 and 400, Goni et al. (2001)). None of the groundwater displays the very high Cl/Br ratios, indicative of significant evaporite dissolution. Moreover, there is a trend toward more ^{18}O -enriched water as Cl increases in concentration (Fig. 6.3). Therefore, Cl concentrations in groundwaters of the CT are interpreted in terms of evaporative processes and dissolution of evaporite is neglected.

6.3 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ initial ratio

The highest measured values in the CT are around 150×10^{-15} (# 4,5). This value is however significantly lower than the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature of the Holocene groundwaters of the Chadian part of the Quaternary aquifer that are characterized by a homogeneous pre-anthropogenic initial $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio of 216×10^{-15} at at^{-1} (Bouchez et al., 2014). This significant discrepancy can be interpreted either by 1) age effect or by 2) a different initial ratio in groundwaters if the CT compared to the initial ratio measured in the Quaternary aquifer. This difference in "initial" ratio might be explained by spatial and temporal variations in ^{36}Cl fallout and/or chloride content in precipitation (Davis et al., 2003; Plummer et al., 1997) over the LCB.

The choice of the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ initial ratio is pivotal as it is the primary source of uncertainties in the determination of ^{36}Cl -derived ages (Davis et al., 1998). The age effect would indicate waters in the near vicinity of the Nigerian CT outcrop of about 120 000 years. Therefore, using either 200 or 150×10^{-15} at at^{-1} as the initial ratio leads to a shift in groundwater ages of 120 000 years.

6.4 Groundwater ages in the CT

The equilibrium ratio found in sandstone formations similar to the Chadian formations is usually below 10×10^{-15} at at^{-1} (Fabryka-Martin, 1988). All $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios in the CT are over

this value. Although this requires complementary investigation, we hypothesize that these waters have not reached the secular equilibrium and hypogenic production can be neglected. Therefore the general decrease trend in both $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ and ^{36}Cl observed along the two flow paths #1 and #2 (green and black points, Fig. 6.2) can be interpreted at face value as ^{36}Cl radioactive decay. The northern transect (#1) evidences higher chlorine concentration at recharge than the western transect (#2). This is supported by the different water sources inferred from stable isotopic composition and suggests increasing evaporation in the northern part of the basin.

Assuming the initial $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio of 150×10^{-15} at t^{-1} , ^{36}Cl ages can be estimated and lead to groundwaters older than 300 000 years for most of the samples in the central part of the aquifer (with the exception of 3 samples of the flow path #2 that are likely younger, Table 6.2). For the samples characterized by $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ranging from 10 to $20 \cdot 10^{-15}$ at t^{-1} and situated at the end of the three flow paths (#1,2,3), ^{36}Cl ages attain 1 Ma. The distribution of calculated ages shows an unexpected feature as the waters at the discharge zone of the CT are found to be younger than waters at the center of the CT.

These results are highly consistent with the four ^{14}C analyses of groundwater samples from the central part of the aquifer, that are below the detection limit of Artemis-AMS facility (< 0.5 pmC). With the limitation of the small number of ^{14}C -analyse samples, these data clearly indicate ages older than 50 ka, in agreement with ^{36}Cl -derived ages. These results, in contradiction with previous studies (Edmunds et al., 1999; Maduabuchi et al., 2006), give new insights to the paleohydrology of the survey area. It also confirms that special care is highly needed in the sampling of waters for ^{14}C measurements (Aggarwal et al., 2014).

6.5 Groundwater dynamics in the CT

The transit time from the recharge area (#4) to the center of the aquifer where the oldest waters are found (#2,3) can be estimated from the application of the Darcy law. The transmissivity of the aquifer is estimated between 1 and $4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Maduabuchi et al., 2006) and a mean

thickness of 100 m is considered (Maduabuchi et al., 2006). The hydraulic gradient of 0.015 % estimated for the Pliocene aquifer (Maduabuchi et al., 2006) is consistent with the mean hydraulic gradient between the recharge area (h=340) and the discharge area (h=260) that are separated by 1000 km. By using an effective porosity of 5 %, corresponding to the value estimated in the Continental Terminal in Niger (Favreau, 2000), a simple calculation leads to a transit time between 80 and 350 ka. The calculated transit time is at first order inconsistent with water ages up to 1 Ma in the center of the aquifer.

The formation of MegaLake Chad was considered to have been responsible for closing the groundwater discharge outlet (Edmunds et al., 1998) during the African Humid Period. The extensive lake, filling the Bas Pays, reaches an altitude of 325 m (Schuster et al., 2005). The difference of piezometric heads at the discharge area between a present-day lake Chad and a MegaLake Chad stages thus accounts for 65 m. Although MegaLake Chad phases are episodic (Schuster et al., 2006), they could induce a strong decrease of the hydraulic gradient and of flow velocities. The alternanating of humid and arid periods related to interglacial and glacial periods deeply affect recharge rates and flow velocities (Petersen et al., 2014). The occurrence of young waters at the discharge zone would require an inversion of the hydraulic gradient, that remains so far elusive. The investigation of the groundwater dynamics in response to the subsequent changes in the boundary conditions both at recharge and discharge areas could be performed from a hydrogeological modeling. Our ^{36}Cl data provide essential information to constrain groundwater flows in the CT.

7 Conclusion

^{36}Cl is a suitable tracer for groundwater dating in the deep confined aquifer of the Lake Chad Basin because of low chloride content of groundwaters compared to other large aquifers of northern Africa. Its application provides robust evidence that groundwater residence times are superior to 300 ka. Recent waters are not clearly evidenced even close to the recharge zone, indicating very limited if any active recharge of the system. These first results are pivotal for sustain-

nable water management of groundwater resources in the Lake Chad Basin.

This study provides an other example of strong discrepancy between ^{36}Cl -derived ages and ^{14}C -derived ages based on old analysis. This suggests that ^{14}C data should be interpreted with special care when values lie below 10 pmc (Aggarwal et al., 2014). Finally, our study provides interesting insight of paleoclimatic reconstruction in the Sahelian belt and in particular does not support massive recharge period between 20 and 40 ka.

Acknowledgments

The CEREGE group thanks the LABEX OT-Med (Objectif Terre : Bassin Méditerranéen; <http://www.otmed.fr/>), the FFEM (Fond Français pour l'Environnement Mondial) that provide financial support to this project. This work was supported by IRD through LMC14 UMS 2572 (CEA-CNRS-IRD-IRSN-MCC, France) for the ^{14}C analyses. The authors are very grateful to Marc Massault and Jean-Luc Michelot for the help they provided on ^{14}C analyses.

8 Epilogue

Les différences géochimiques nettes qui ont été mises en évidence entre les deux aquifères ne vont pas dans le sens d'un flux de drainance ascendant. D'un point de vue géochimique, les deux aquifères sont bien distincts.

Conclusion générale et perspectives

Le Bassin du lac Tchad (BLT), qui couvre 2.5 millions de km² au coeur de la zone sahélienne, illustre la plupart des enjeux liés aux ressources en eau dans cette zone : une vulnérabilité des eaux de surface qui contraste avec des ressources présumées importantes en eau souterraine, bien que trop peu étudiées. L'objectif central de ce travail était d'évaluer la réponse hydro(géo)logique du BLT aux variations climatiques. Nous revenons ici sur les questions ciblées à l'issue du chapitre d'état de l'art.

Principaux résultats de la thèse

Fonctionnement hydrologique du bassin versant du Chari-Logone

Les transferts à l'échelle du bassin versant sont indirectement étudiés dans cette étude. La signature en ³⁶Cl des bombes dans les rivières atteste d'un temps de transfert non négligeable de l'eau dans la partie amont du bassin versant du Chari-Logone. Sur la base de notre étude, un temps de résidence de 10 ans des eaux souterraines qui participent au débit de base du Chari-Logone est estimé. Le modèle hydrologique GR2M est un autre moyen, quoique conceptuel, d'appréhender les temps de transfert dans le bassin. Appliqué au bassin du Chari-Logone, l'écoulement "instantané" dans GR2M est nul et le paramètre X_2 est faible, ce qui indique que le bassin réagit lentement. Ces deux approches vont dans le sens d'un temps de transfert non négligeable de l'eau dans le bassin versant du Chari-Logone.

Fonctionnement hydrologique et géochimique du lac Tchad sur les dernières décennies

Le fonctionnement hydrologique et géochimique du lac Tchad a été abordé à l'aide de bilans

hydrologiques, chimiques et isotopiques au pas de temps journalier. L'intégration des données issues des études précédentes et de nouvelles données acquises au cours de ma thèse a permis de contraindre les différents flux de ce bilan et d'en évaluer les incertitudes par une approche bayésienne. La transpiration des eaux du lac Tchad par la végétation serait d'environ 300 mm an⁻¹, soit 15 % de l'évapotranspiration du lac. Elle atteint 40% de l'évapotranspiration dans la zone des archipels. La valeur d'infiltration d'environ 200 mm an⁻¹ obtenue, est cohérente avec les valeurs dans la littérature, mais notre approche repose sur un modèle plus rigoureux dans la mesure où la valeur de l'évaporation n'est pas fixée *a priori*. Notre étude confirme que cette valeur d'infiltration permet d'expliquer la régulation chimique du lac. De plus, sur la base du modèle développé, nous montrons que c'est pendant les phases de rétrécissement du lac que l'évacuation des éléments en solution par l'infiltration est la plus efficace.

Processus de recharge dans l'aquifère quaternaire du BLT

Les données inédites de ³⁶Cl obtenues pour les eaux souterraines de l'aquifère quaternaire ont permis de cartographier les zones de l'aquifère rechargées depuis les années 1950. Sur la zone étudiée, qui correspond au quart sud-est de l'aquifère, une recharge récente est mise en évidence dans 60% des eaux échantillonnées. L'essentiel de la recharge est liée au fonctionnement du Chari-Logone. Le coeur des dépressions piézométriques et la région du Bahr El Ghazal contiennent les eaux les plus minéralisées de l'aquifère et n'ont pas enregistré de recharge depuis au moins les années 50.

Interactions lac/aquifère quaternaire ?

L'interaction entre le lac et l'aquifère quaternaire a été longtemps controversée. D'un côté la très faible salinité des eaux du lac Tchad atteste d'une infiltration vers l'aquifère quaternaire (seul exutoire des sels). De l'autre côté, les analyses géochimiques de l'aquifère quaternaire et les résultats de modèles hydrogéologiques montrent une contribution volumique mineure des eaux du lac aux eaux de l'aquifère quaternaire.

On retrouve cet antagonisme dans cette étude, puisque les flux d'infiltration vers l'aquifère, estimés par le modèle de lac (200 mm an⁻¹), sont a priori incompatibles avec la faible étendue

des eaux de l'aquifère quaternaire provenant du lac, estimée à partir du ^{36}Cl et du $\delta^{18}\text{O}$. Une importante reprise évaporatoire sur les pourtours du lac Tchad, rendue possible par la faible profondeur de la nappe quaternaire et un couvert végétal dense, permettrait de concilier ces deux observations. La reprise évaporatoire qui a lieu sur les pourtours du lac Tchad est estimée de deux manières indépendantes :

1. Au regard du flux d'infiltration du lac vers l'aquifère ($6 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$) et du flux hydrodynamique dans la nappe quaternaire autour du lac Tchad ($10 \times 10^7 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$), une reprise évaporatoire est estimée à 97 %.
2. Un bilan de masse des chlorures entre les concentrations dans le lac et les concentrations dans la zone de l'aquifère quaternaire qui contient des eaux d'origine lacustre, permet d'estimer une reprise évaporatoire de 85 %.

Ces deux résultats, cohérents entre eux, confirment l'idée que les eaux lacustres sont largement reprises par évaporation dans les premiers mètres de l'aquifère et qu'elles ne participent pas à la recharge effective de l'aquifère quaternaire. D'un point de vue qualitatif, le lac forme néanmoins un point haut piézométrique qui génère en partie les écoulements dans la nappe quaternaire.

Informations paléoclimatiques

La question de la paléorecharge et de l'utilisation des eaux souterraines comme archives paléoclimatiques est en filigrane de cette étude. Nos données géochimiques ne contredisent pas une origine holocène des eaux de la dépression du Chari-Baguirmi de l'aquifère quaternaire. Les résultats que nous avons obtenu sur les aquifères profonds (Continental Terminal et Pliocène) indiquent des eaux de plusieurs centaines de milliers d'années. Ceci va à l'encontre des études antérieures qui déterminaient une période de recharge massive de ces aquifères entre 20 et 40 ka.

Etant donnée la difficulté d'obtenir des reconstitutions climatiques sur le dernier millénaire à partir d'analyses sédimentaires, nous avons essayé de reconstruire des variations lacustres à partir des simulations des GCM sur cette période. Ce travail exploratoire met en évidence la

difficulté de la modélisation paléo-hydrologique qui pourtant est un enjeu majeur pour les projections hydrologiques dans un contexte de changement climatique.

Quelques préconisations sur la gestion des eaux souterraines du BLT

Travaillant sur des objets d'étude tels que les eaux souterraines, dont dépendent les populations, nous avons la responsabilité d'essayer de faire ressortir quelques points clés qui pourraient être utiles à la de gestion de l'eau dans le bassin. La recharge actuelle de l'aquifère quaternaire permet de justifier son utilisation, en particulier dans les zones autour du Chari-Logone. Néanmoins, le risque de pollution associé à cet aquifère est grand, comme l'attestent déjà certains puits marqués par une pollution en nitrate. La nappe profonde offre des perspectives intéressantes car elle contient à la fois d'importantes ressources et elle est captive donc protégée vis-à-vis des pollutions de surface. Cependant, l'absence de recharge actuelle, mise en évidence dans cette étude, suggère une gestion raisonnée de cette ressource peu renouvelable.

Perspectives

Les points qui, à l'issue de ce travail, me semblent les plus problématiques, prometteurs ou sous-contraints sont décrits ci-dessous.

Le cycle hydrologique dans le bassin versant du Chari-Logone, essentiellement dans sa partie amont, ne me semble pas encore bien contraint. En particulier, les informations dont nous disposons sur les écoulements souterrains en période de hautes eaux et de basses eaux en amont du bassin datent d'études menées en période humide pendant les années 1970. De plus, il apparaît que le bilan du chlore n'est pas bouclé puisque le coefficient de ruissellement moyen est de 10%, soit une évaporation de 90% des eaux, alors que les eaux du Chari-Logone ne sont que deux à trois fois plus concentrées que les eaux des pluies. Il semblerait donc qu'une partie des sels n'atteigne jamais le système du Chari-Logone.

→ L'étude d'un cycle hydrologique et géochimique (incluant le ^{36}Cl) complet du Chari-Logone, ainsi que l'investigation de la zone amont du bassin me paraît être une perspective essentielle

pour contraindre les écoulements dans ce bassin.

Les dépressions piézométriques restent encore énigmatiques, tant géochimiquement (enrichissement en sulfate?) qu'hydrodynamiquement, d'autant plus en considérant le potentiel flux de drainance depuis l'aquifère confiné.

→ L'étude plus approfondie de ces dépressions, à la fois par des analyses géochimiques et des méthodes géophysiques me semble être une étape nécessaire, avant même la modélisation hydrogéologique. Le problème principal vient, de mon point de vue, du peu de données hydrodynamiques disponibles dans ces dépressions.

Notre détermination des âges dans les aquifères profonds suscite de nombreuses questions sur les écoulements au sein de ces aquifères. En particulier, les âges très anciens au centre des aquifères profonds et les âges plus récents dans la zone d'exutoire ne sont à ce jour pas expliqués.

→ Il serait dès lors utile de développer un modèle de type piston-flow. A partir de nos données ^{36}Cl , on pourrait chercher à inverser les conditions aux limites dans la zone de recharge et d'exutoire des aquifères profonds. Cette étape permettrait non seulement de contraindre l'hydrodynamisme de l'aquifère mais aussi d'apporter une estimation de la variabilité climatique passée.

→ Les données géochimiques que nous avons obtenu sont des contraintes qui pourraient permettre d'affiner les modèles hydrogéologiques du système aquifère multi-couche du BLT.

Les perspectives associées à la modélisation pluie-débit-hauteur de lac sur le dernier millénaire ont été décrites directement à l'issue du chapitre 4. La première perspective serait de faire des études de sensibilité pour déterminer les facteurs climatiques dominants, voire d'envisager une démarche d'inversion des niveaux du lac pour reconstruire les variations climatiques.

D'un point de vue plus général, je me suis beaucoup questionnée sur le "rapport initial" du

^{36}Cl : peut-on vraiment le considérer constant sur l'ensemble du bassin versant ? A quel point ce rapport, qui dépend des concentrations en Cl dans les pluies et donc de leur intensité, dépend-il des conditions climatiques ?

→ Il me semblerait très intéressant de faire une étude étendue de la dynamique de dépôt actuel du ^{36}Cl en Afrique Centrale, en suivant un transect du bord de l'océan jusqu'au centre du continent. Cette région présente l'avantage d'une absence de reliefs marqués, ce qui permettrait d'évaluer l'effet continental.

Bibliographie

Abderamane, H., Razack, M., and Vassolo, S. (2013). Hydrogeochemical and isotopic characterization of the groundwater in the Chari-Baguirmi depression, Republic of Chad. *Environmental Earth Sciences*, 69(7) :2337–2350.

Cité p. 33, 34, 36, 37, 179, 187 et 192.

Aggarwal, P. K., Araguas-Araguas, L., Choudhry, M., van Duren, M., and Froehlich, K. (2014). Lower groundwater ^{14}C age by atmospheric CO_2 uptake during sampling and analysis. *Groundwater*, 52(1) :20–24.

Cité p. 206, 214 et 216.

Ali, A., Lebel, T., and Amani, A. (2005). Rainfall estimation in the Sahel. Part I : Error function. *Journal of Applied Meteorology*, 44(11) :1691–1706.

Cité p. 13.

Alley, W. M., Healy, R. W., LaBaugh, J. W., and Reilly, T. E. (2002). Flow and storage in groundwater systems. *science*, 296(5575) :1985–1990.

Cité p. 53, 176 et 259.

Alvarado, J. C., Purtschert, R., Hinsby, K., Troldborg, L., Hofer, M., Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W., and Arno-Synal, H. (2005). ^{36}Cl in modern groundwater dated by a multi-tracer approach ($^3\text{H}/^3\text{He}$, SF_6 , CFC-12 and ^{85}Kr) : a case study in quaternary sand aquifers in the Odense Pilot River Basin, Denmark. *Applied geochemistry*, 20(3) :599–609.

Cité p. 54.

Amaral, P., Vincens, A., Guiot, J., Buchet, G., Deschamps, P., Doumnang, J., and Sylvestre, F. (2013). Palynological evidence for gradual vegetation and climate changes during the African Humid Period termination at 13°N from a Mega-Lake Chad sedimentary sequence. *Climate of the Past*, 9(1) :223–241.

Cité p. 27 et 179.

Andersen, I. and Golitzen, K. G. (2005). *The Niger river basin : A vision for sustainable management*. World Bank Publications.

Cité p. 19.

Anderson, G. (1976). Error propagation by the Monte Carlo method in geochemical calculations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(12) :1533 – 1538.

Cité p. 73.

Andrews, J., Edmunds, W., Smedley, P., Fontes, J.-C., Fifield, L., and Allan, G. (1994). Chlorine-36 in groundwater as a palaeoclimatic indicator : the East Midlands Triassic sandstone aquifer (UK). *Earth and Planetary Science Letters*, 122(1) :159–171.

Cité p. 50, 60 et 187.

Anyamba, A. and Tucker, C. (2005). Analysis of sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981–2003. *Journal of Arid Environments*, 63(3) :596–614.

Cité p. 19.

Aranyossy, J. and Ndiaye, B. (1993). Etude et modélisation de la formation des dépressions piézométriques en Afrique sahélienne. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 6(1) :81–96.

Cité p. 17, 18, 37, 98, 179 et 197.

Archambault, J. (1960). *Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale*. Berger-Levrault.

Cité p. 17, 98 et 179.

Ardoin-Bardin, S. (2004). *Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne*. PhD thesis, Unesco, Paris.

Cité p. 139, 141, 142 et 144.

Argento, D. C., Stone, J. O., Fifield, L. K., and Tims, S. G. (2010). Chlorine-36 in seawater. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(7) :1226–1228.

Cité p. 49.

Arnold, M., Merchel, S., Boulès, D. L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C., Aumaître, G., Gott dang, A., and Klein, M. (2010). The french accelerator mass spectrometry facility ASTER : improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(11) :1954–1959.

Cité p. 67 et 68.

Atwood, A., Wu, E., Frierson, D., Battisti, D., and Sachs, J. (subm). Quantifying climate forcings and feedbacks over the last millennium in CMIP5/PMIP3 models. *Journal of climate*.

Cité p. 151.

Bader, J., Lemoalle, J., and Leblanc, M. (2011). Modèle hydrologique du lac Tchad. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, 56(3) :411–425.

Cité p. x, 6, 29, 30, 91, 95, 97, 100, 101, 102, 104, 105, 107, 108, 109, 116, 124 et 126.

Balderer, W., Synal, H., and Deak, J. (2004). Application of the chlorine-36 method for the delineation of groundwater infiltration of large River systems : example of the Danube River in western Hungary (Szigetköz area). *Environmental Geology*, 46(6-7) :755–762.

Cité p. 54.

Ballatore, T. J. and Muhandiki, V. S. (2002). The case for a world lake vision. *Hydrological processes*, 16(11) :2079–2089.

Cité p. 94 et 178.

Bard, E. (1998). Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(12) :2025–2038.

Cité p. 48.

Bard, E., Rostek, F., and Ménot-Combes, G. (2004). Radiocarbon calibration beyond 20,000 ¹⁴C yr BP by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary research*, 61(2) :204–214.

Cité p. 48.

Barnett, J. and Adger, W. N. (2007). Climate change, human security and violent conflict. *Political geography*, 26(6) :639–655.

Cité p. 20.

Bastviken, D., Thomsen, F., Svensson, T., Karlsson, S., Sandén, P., Shaw, G., Matucha, M., and Öberg, G. (2007). Chloride retention in forest soil by microbial uptake and by natural chlorination of organic matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(13) :3182–3192.

Cité p. 55 et 191.

Baumgartner, S., Beer, J., Masarik, J., Wagner, G., Meynadier, L., and Synal, H.-A. (1998). Geomagnetic modulation of the ³⁶Cl flux in the GRIP ice core, Greenland. *Science*, 279(5355) :1330–1332.

Cité p. 60.

Bayari, S. (2002). TRACER : an EXCEL workbook to calculate mean residence time in groundwater by use of tracers CFC-11, CFC-12 and tritium. *Computers & geosciences*, 28(5) :621–630.

Cité p. 190.

Benson, L. and Paillet, F. (2002). HIBAL : a hydrologic-isotopic-balance model for application to paleolake systems. *Quaternary science reviews*, 21(12) :1521–1539.

Cité p. 44.

Bentley, H., Phillips, F., Davis, S., Gifford, S., Elmore, D., Tubbs, L., and Gove, H. (1982). Thermo-nuclear ³⁶Cl pulse in natural water. *Nature*, 300(23/30) :737–740.

Cité p. 176.

Bentley, H. W., Phillips, F. M., and Davis, S. N. (1986a). Chlorine-36 in the terrestrial environment. *Handbook of environmental isotope geochemistry*, 2 :427–480.

Cité p. 58.

Bentley, H. W., Phillips, F. M., Davis, S. N., Habermehl, M., Airey, P. L., Calf, G. E., Elmore, D., Gove, H. E., and Torgersen, T. (1986b). Chlorine-36 dating of very old groundwater : 1. The Great Artesian Basin. *Water Resources Research*, 22(13) :1991–2001.

Cité p. 57 et 58.

Bethke, C. M. and Johnson, T. M. (2008). Groundwater age and groundwater age dating. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36 :121–152.

Cité p. 2 et 59.

Beven, K. (2006). A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of hydrology*, 320(1) :18–36.

Cité p. 108.

Beyerle, U., Rueedi, J., Leuenberger, M., Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Kipfer, R., and Dodo, A. (2003). Evidence for periods of wetter and cooler climate in the Sahel between 6 and 40 kyr BP derived from groundwater. *Geophysical Research Letters*, 30(4).

Cité p. 212.

Blinov, A., Massonet, S., Sachsenhauser, H., Stan-Sion, C., Lazarev, V., Beer, J., Synal, H.-A., Kaba, M., Masarik, J., and Nolte, E. (2000). An excess of ^{36}Cl in modern atmospheric precipitation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 172(1) :537–544.

Cité p. 50, 51, 55, 66, 176, 188, 190 et 191.

Boronina, A. and Ramillien, G. (2008). Application of AVHRR imagery and GRACE measurements for calculation of actual evapotranspiration over the quaternary aquifer (Lake Chad basin) and validation of groundwater models. *Journal of Hydrology*, 348(1) :98–109.

Cité p. 34, 98, 126, 179, 187 et 198.

Bothe, O., Jungclaus, J. H., and Zanchettin, D. (2013). Consistency of the multi-model CMIP5/PMIP3-past1000 ensemble. *Climate of the Past*, 9(6) :2471–2487.

Cité p. 148 et 151.

Bouchez, C., Deschamps, P., Goncalves, J., Hamelin, B., Seidel, J., Doumnang, J., and Sylvestre, F. (2014). Assessing groundwater dynamics in the multi-layer aquifer of the Lake Chad Basin using ^{36}Cl and ^{14}C data. *Goldschmidt Conference*.

Cité p. 84 et 213.

Bouchez, C., Deschamps, P., Goncalves, J., Hamelin, B., Seidel, J., Favreau, G., Genthon, P., Doumnang, J., Mahamat Nour, A., Goni, I., and Sylvestre, F. (2015a). Chlorine-36 dating of deep confined aquifer groundwaters of Lake Chad Basin. *IAEA Isotope Hydrology Symposium*.

Cité p. 84.

Bouchez, C., Pupier, J., Benedetti, L., Deschamps, P., Guillou, V., Keddadouche, K., Aumaître, G., Arnold, M., and Bourlès, D. (2015b). Isotope Dilution-AMS technique for ^{36}Cl and Cl determination in low chlorine content waters. *Chemical Geology*, 404 :62–70.

Cité p. 180, 181 et 208.

Braconnot, P., Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., and Zhao, Y. (2012). Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Climate Change*, 2(6) :417–424.

Cité p. 148.

Braune, E. and Xu, Y. (2010). The role of ground water in Sub-Saharan Africa. *Groundwater*, 48(2) :229–238.

Cité p. 2.

Brigode, P., Oudin, L., and Perrin, C. (2013). Hydrological model parameter instability : A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change? *Journal of Hydrology*, 476 :410–425.

Cité p. 143.

Camberlin, P., Janicot, S., and Pocard, I. (2001). Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature : Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, 21(8) :973–1005.

Cité p. 158.

Cappelaere, B., Descroix, L., Lebel, T., Boulain, N., Ramier, D., Laurent, J.-P., Favreau, G., Boubkraoui, S., Boucher, M., Moussa, I. B., et al. (2009). The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of south-west Niger—Investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment. *Journal of Hydrology*, 375(1) :34–51.

Cité p. 13.

Carmouze, J.-P. (1969). La salure globale et les salures spécifiques des eaux du lac Tchad. *Cah. ORSTOM*, 3 :3–14.

Cité p. 30 et 31.

Carmouze, J.-P. (1971). Circulation générale des eaux dans le lac Tchad. *Cah. ORSTOM sér. Hydrobiol.*, V, pages 3–4.

Cité p. 31.

Carmouze, J.-P. (1972). Originalité de la régulation saline du lac Tchad. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série D : Sciences Naturelles*, 275(17) :1871–1874.

Cité p. 31 et 95.

Carmouze, J.-P. (1976). *La régulation hydrogéochimique du lac Tchad : Contribution à l'analyse biogéodynamique d'un système lacustre endoréique en milieu continental cristallin*. PhD thesis, ORSTOM.

Cité p. 21, 29, 30, 101, 105, 114 et 123.

Carmouze, J.-P. (1979). The hydrochemical regulation of the lake Chad. *Réunion de travail sur la limnologie africaine, ORSTOM*, pages (II)–34 p.

Cité p. 94.

Carmouze, J.-P. (1983). Hydrochemical regulation of the lake. In *Lake Chad*, pages 95–123. Springer.

Cité p. 94 et 126.

Cartwright, I. and Morgenstern, U. (2012). Constraining groundwater recharge and the rate of geochemical processes using tritium and major ion geochemistry : Ovens catchment, southeast Australia. *Journal of Hydrology*, 475 :137–149.

Cité p. 53.

CEDEAO, C. (2006). Bassins fluviaux transfrontaliers. In *Atlas de l'intégration régionale en Afrique de l'Ouest*. OCDE.

Cité p. 15, 16 et 18.

Chantraine, J.-M. (1977). Analyses d'eaux du lac Tchad (année 1976 - 1er trimestre 1977). Technical report, ORSTOM.

Cité p. 105 et 114.

Chantraine, J.-M. (1978). Evolution hydrochimique du lac Tchad de septembre 1973 à septembre 1975 au cours d'une phase de décrue. *Cahiers ORSTOM.Série Hydrologie*, XII(1) :3–17.

Cité p. 105 et 114.

Chantraine, J.-M. and Lemoalle, J. (1976a). Analyses d'eaux du lac Tchad de septembre 1973 à décembre 1974. Technical report, ORSTOM.

Cité p. 105 et 114.

Chantraine, J.-M. and Lemoalle, J. (1976b). Analyses d'eaux du lac Tchad en 1975. Technical report, ORSTOM.

Cité p. 105 et 114.

Chen, J., Brissette, F. P., Poulin, A., and Leconte, R. (2011). Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed. *Water Resources Research*, 47(12).

Cité p. 167.

Chouret, A. (1977). La persistance des effets de la secheresse sur le lac Tchad. In *FAO, Rome (Italy). Fisheries Dept. Symposium on River and Floodplain Fisheries. Bujumbura (Burundi). 21 Nov 1977.*

Cité p. 179 et 192.

Coe, M. T. and Foley, J. A. (2001). Human and natural impacts on the water resources of the Lake Chad basin. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 106(D4) :3349–3356.

Cité p. 26, 94, 95 et 146.

Cogley, J. (1989). Runoff from the world's landmasses : Amounts and uncertainties at 2-degree resolution. *Trent Clim. Note 89*, 3 :25.

Cité p. 101.

Contoux, C., Jost, A., Ramstein, G., Sepulchre, P., Krinner, G., and Schuster, M. (2013). Mega-lake Chad impact on climate and vegetation during the late Pliocene and the mid-Holocene. *Climate of the Past*, 9 :1417–1430.

Cité p. 169.

Cook, K. H. (2008). Climate science : the mysteries of Sahel droughts. *Nature Geoscience*, 1(10) :647–648.

Cité p. 20 et 175.

Cook, P. and Robinson, N. (2002). Estimating groundwater recharge in fractured rock from environmental ^3H and ^{36}Cl , Clare Valley, South Australia. *Water Resources Research*, 38(8) :11–1.

Cité p. 54.

Cook, P. G., Jolly, I. D., Leaney, F. W., Walker, G. R., Allan, G. L., Fifield, L. K., and Allison, G. B. (1994). Unsaturated zone tritium and chlorine-36 profiles from southern Australia : Their use as tracers of soil water movement. *Water Resources Research*, 30(6) :1709–1719.

Cité p. 54 et 177.

Cornett, R., Andrews, H., Chant, L., Davies, W., Greiner, B., Imahori, Y., Koslowsky, V., Kotzer, T., Milton, J., and Milton, G. (1997). Is ^{36}Cl from weapons' test fallout still cycling in the atmosphere? *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 123(1) :378–381.

Cité p. 55 et 191.

Coron, L. (2013). *Les modèles hydrologiques conceptuels sont-ils robustes face à un climat en évolution ? Diagnostic sur un échantillon de bassins versants français et australiens*. PhD thesis, AgroParisTech.

Cité p. 142.

Coron, L., Andreassian, V., Perrin, C., Lerat, J., Vaze, J., Bourqui, M., and Hendrickx, F. (2012). Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions : An experiment on 216 Australian catchments. *Water Resources Research*, 48(5).

Cité p. 143.

Coudrain-Ribstein, A., Pratz, B., Talbi, A., and Jusserand, C. (1998). L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 326(3) :159–165.

Cité p. 36, 126 et 127.

Craig, H. and Gordon, L. I. (1965). Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In Tongion, E., editor, *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, pages 9–130. Laboratorio de geologia nucleare.

Cité p. 44, 99 et 111.

Cresswell, R. and Bonotto, D. (2008). Some possible evolutionary scenarios suggested by ^{36}Cl measurements in Guarani aquifer groundwaters. *Applied Radiation and isotopes*, 66(8) :1160–1174.

Cité p. 57.

Cresswell, R., Jacobson, G., Wischusen, J., and Keith Fifield, L. (1999). Ancient groundwaters in the Amadeus Basin, Central Australia : evidence from the radio-isotope ^{36}Cl . *Journal of hydrology*, 223(3) :212–220.

Cité p. 57.

Crowley, T. J., Zielinski, G., Vinther, B., Udisti, R., Kreutz, K., Cole-Dai, J., and Castellano, E. (2008). Volcanism and the little ice age. *PAGES news*, 16(2) :22–23.

Cité p. 149 et 150.

Davis, S. N., Cecil, D., Zreda, M., and Sharma, P. (1998). Chlorine-36 and the initial value problem. *Hydrogeology Journal*, 6(1) :104–114.

Cité p. 60, 188 et 213.

Davis, S. N., Cecil, L. D., Zreda, M., and Moysey, S. (2001). Chlorine-36, bromide, and the origin of spring water. *Chemical Geology*, 179(1) :3–16.

Cité p. 191.

Davis, S. N., Moysey, S., Cecil, D. L., and Zreda, M. (2003). Chlorine-36 in groundwater of the United States : empirical data. *Hydrogeology Journal*, 11(2) :217–227.

Cité p. 52, 176 et 213.

De Marsily, G. (1994). Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Revue des sciences de l'eau(Paris)*, 7(3) :219–234.

Cité p. 139.

De Marsily, G. (2009). *L'eau, un trésor en partage*. Dunod Paris.

Cité p. 1.

Delmas, R., Beer, J., Synal, H., Muscheler, R., Petit, J., and Pourchet, M. (2004). Bomb-test ^{36}Cl measurements in Vostok snow (antarctica) and the use of ^{36}Cl as a dating tool for deep ice cores. *Tellus B*, 56(5) :492–498.

Cité p. 177.

Delqué-Količ, E., Comby-Zerbino, C., Ferkane, S., Moreau, C., Dumoulin, J., Caffy, I., Souprayen, C., Quilès, A., Bavay, D., Hain, S., et al. (2013). Preparing and measuring ultra-small radio-carbon samples with the ARTEMIS AMS facility in Saclay, France. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294 :189–193.

Cité p. 181 et 208.

Descloitres, M., Chalikakis, K., Legchenko, A., Moussa, A., Genthon, P., Favreau, G., Le Coz, M., Boucher, M., and Oi, M. (2013). Investigation of groundwater resources in the Komadugu Yobe Valley (Lake Chad Basin, Niger) using MRS and TDEM method. *Journal of African Earth Sciences*, 87 :71–85.

Cité p. 34 et 35.

Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., et al. (2009). Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa : A synthesis. *Journal of Hydrology*, 375(1) :90–102.

Cité p. 15 et 19.

Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P. F., and Elmore, D. (2006). Determination of cosmogenic ^{36}Cl in rocks by isotope dilution : innovations, validation and error propagation. *Chemical Geology*, 233(3) :185–195.

Cité p. 66, 72, 74 et 76.

Dezetter, A., Girard, S., Paturel, J.-E., Mahé, G., Ardoin-Bardin, S., and Servat, E. (2008). Simulation of runoff in West Africa : Is there a single data-model combination that produces the best simulation results? *Journal of Hydrology*, 354(1) :203–212.

Cité p. 139.

Di Nicola, L., Schnabel, C., Wilcken, K., and Gmeling, K. (2009). Determination of chlorine concentrations in whole rock : Comparison between prompt-gamma activation and isotope-dilution AMS analysis. *Quaternary Geochronology*, 4(6) :501–507.

Cité p. 67 et 82.

Dieng, B., Ledoux, E., and De Marsily, G. (1990). Paleohydrology of the senegal sedimentary basin : a tentative explanation of the piezometric depressions. *Journal of Hydrology*, 118 :357–371.

Cité p. 35.

Djoret, D. (2000). *Etude de la recharge de la nappe du Chari-Baguirmi (Tchad) par les méthodes chimiques et isotopiques*. PhD thesis, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Cité p. 36, 98, 101, 127, 195 et 196.

Döll, P. and Fiedler, K. (2007). Global-scale modeling of groundwater recharge. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions Discussions*, 4(6) :4069–4124.

Cité p. 2.

Dotto, C., Kleidorfer, M., Deletic, A., Rauch, W., McCarthy, D., and Fletcher, T. (2011). Performance and sensitivity analysis of stormwater models using a Bayesian approach and long-term high resolution data. *Environmental Modelling & Software*, 26(10) :1225–1239.

Cité p. 112.

Druyan, L. M. (2011). Studies of 21st-century precipitation trends over West Africa. *International Journal of Climatology*, 31(10) :1415–1424.

Cité p. 20, 139, 163 et 176.

Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., et al. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2123–2165.

Cité p. 151.

Durand, A. (1982). Oscillations of Lake Chad over the past 50,000 years : New data and new hypothesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 39(1) :37–53.

Cité p. 27.

Eberschweiler, C. (1993). Suivi et gestion des ressources en eaux souterraines dans le bassin du lac Tchad. Cartographie des aquifères, gestion des ressources en eau. *Rapport final inéd. BRGM, Orléans, n R, 35985*.

Cité p. 35, 37 et 39.

Edijatno and Michel, C. (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, 2 :113–121.

Cité p. 140.

Edmunds, W., Fellman, E., Baba Goni, I., McNeill, G., and Harkness, D. (1998). Groundwater, paleoclimate and Groundwater, paleoclimate and paleorecharge in the SW Chad basin, Borno State, Nigeria. In *Isotope techniques in the study of past and Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere*, pages 693–707. IAEA, Vienna.

Cité p. 215.

Edmunds, W., Fellman, E., and Goni, I. (1999). Lakes, groundwater and paleohydrology in the Sahel of NE Nigeria : evidence from hydrogeochemistry. *Journal of the Geological Society, London*, 156 :345–355.

Cité p. 36, 206, 208 et 214.

- Edmunds, W., Fellman, E., Goni, I., and Prudhomme, C. (2002). Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 10(1) :205–215.
Cité p. 36, 39, 179 et 194.
- Edmunds, W. and Gaye, C. (1994). Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *Journal of Hydrology*, 156(1) :47–59.
Cité p. 84.
- Edmunds, W. M. (2005). *Groundwater as an archive of climatic and environmental change*. Springer.
Cité p. 1 et 45.
- Eklundh, L. and Olsson, L. (2003). Vegetation index trends for the African Sahel 1982–1999. *Geophysical Research Letters*, 30(8).
Cité p. 19.
- Elmore, D., Fulton, B. R., Clover, M. R., Marsden, J. R., Gove, H. E., Naylor, H., Purser, K. H., Kilius, L. R., Beukens, R. P., and Litherland, A. E. (1979). Analysis of ^{36}Cl in environmental water samples using an electrostatic accelerator. *Nature*, 277(5691) :22–25.
Cité p. 61, 66, 180 et 208.
- Elmore, D., Tubbs, L., Newman, D., Ma, X., Finkel, R., Nishiizumi, K., Beer, J., Oeschger, H., and Andree, M. (1982). ^{36}Cl bomb pulse measured in a shallow ice core from Dye 3, Greenland. *Nature*, 300 :735–737.
Cité p. 54.
- Epstein, S., Sharp, R. P., and Gow, A. J. (1965). Six-year record of oxygen and hydrogen isotope variations in South Pole firn. *Journal of Geophysical Research*, 70(8) :1809–1814.
Cité p. 44.
- Fabryka-Martin, J. T. (1988). *Production of radionuclides in the earth and their hydrogeologic significance, with emphasis on chlorine-36 and iodine-129*. PhD thesis, The University of Arizona.
Cité p. 58, 60, 84, 211 et 213.
- Favreau, G. (2000). *Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : Dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du Kori de Dantiandou (Sud-Ouest du Niger)*. PhD thesis, Paris Sud 11.
Cité p. 19, 35 et 215.
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., and Leduc, C. (2009). Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger : A review. *Water Resources Research*, 45(7).
Cité p. 19.
- Fernández-Donado, L., González-Rouco, J., Raible, C., Ammann, C., Barriopedro, D., García-Bustamante, E., Jungclaus, J. H., Lorenz, S., Luterbacher, J., Phipps, S., et al. (2013). Large-scale temperature response to external forcing in simulations and reconstructions of the last millennium. *Climate of the Past*, 9 :393–421.
Cité p. 151.

Finkel, R., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D., Keddadouche, K., and Merchel, S. (2013). Improved ^{36}Cl performance at the ASTER HVE 5MV accelerator mass spectrometer national facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294 :121–125.

Cité p. 67.

Firestone, R., Shirley, V., Baglin, C., Chu, S., and Zipkin, J. (1996). Table of isotopes , a wiley-interscience publication.

Cité p. 176.

Fontaine, B., Roucou, P., Camara, M., Vigaud, N., Konaré, A., Sanda, S. I., Diedhiou, A., and Janicot, S. (2012). Variabilité pluviométrique, changement climatique et régionalisation en région de mousson africaine. *Météorologie, Spécial AMMA(1)* :41–48.

Cité p. 158.

Fontaine, B., Roucou, P., and Monerie, P.-A. (2011). Changes in the African monsoon region at medium-term time horizon using 12 AR4 coupled models under the A1b emissions scenario. *Atmospheric Science Letters*, 12(1) :83–88.

Cité p. 158.

Fontes, J.-C. and Garnier, J.-M. (1979). Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon : A review of the existing models and a new approach. *Water resources research*, 15(2) :399–413.

Cité p. 46 et 47.

Fontes, J.-C., Gasse, F., and Andrews, J. (1993). Climatic conditions of Holocene groundwater recharge in the Sahel zone of Africa. *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*, IAEA-SM-329, 59 :231–248.

Cité p. 212.

Fontes, J. C., Gonfiantini, R., and Roche, M.-A. (1970a). Deuterium et oxygene-18 dans les eaux du lac Tchad. *Isotopes in Hydrology*, IAEA-SM-129/23, pages 387–404.

Cité p. 36, 103, 106 et 126.

Fontes, J.-C., Maglione, G., and Roche, M.-A. (1969). Données isotopiques préliminaires sur les rapports du lac Tchad avec les nappes de la bordure nord-est. *Cahier ORSTOM, série Hydrol*, 6(1).

Cité p. 32, 36 et 111.

Fontes, J.-C., Maglione, G., and Roche, M.-A. (1970b). Elements d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad. *Peaceful Uses of Atomic Energy in Africa*, pages 209–222.

Cité p. 95.

Fritz, S. J., Drimmie, R. J., and Fritz, P. (1991). Characterizing shallow aquifers using tritium and ^{14}C : periodic sampling based on tritium half-life. *Applied Geochemistry*, 6(1) :17–33.

Cité p. 54.

Gac, J.-Y. (1980). *Géochimie du bassin du lac Tchad : Bilan de l'altération de l'érosion et de la sédimentation*. PhD thesis, ORSTOM.

Cité p. 22, 23, 24, 30, 101, 105, 177, 188, 189, 190 et 260.

- Gac, J. Y., Droubi, A., Fritz, B., and Tardy, Y. (1977). Geochemical behaviour of silica and magnesium during the evaporation of waters in Chad. *Chemical Geology*, 19(1) :215–228.
Cité p. 30 et 94.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., and Allegre, C. (1999). Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159(1) :3–30.
Cité p. 84 et 85.
- Gallaire, R. (1995). *Hydrologie en milieu subdésertique d'altitude : Le cas de l'Aïr (Niger)*. PhD thesis, Université de Paris 11, Orsay.
Cité p. 103.
- Gao, C., Robock, A., and Ammann, C. (2008). Volcanic forcing of climate over the past 1500 years : An improved ice core-based index for climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 113(D23).
Cité p. 149 et 150.
- Garcin, Y., Vincens, A., Williamson, D., Guiot, J., and Buchet, G. (2006). Wet phases in tropical southern Africa during the last glacial period. *Geophysical Research Letters*, 33(7).
Cité p. 206.
- Gasse, F. (2000). Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19(1) :189–211.
Cité p. 196 et 206.
- Gat, J. and Matsui, E. (1991). Atmospheric water balance in the Amazon Basin : an isotopic evapotranspiration model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 96(D7) :13179–13188.
Cité p. 44.
- Gat, J. R. (1996). Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24(1) :225–262.
Cité p. 100.
- Gaultier, G. (2004). *Recharge et paléorecharge d'une nappe libre en milieu sahélien (Niger oriental) : approches géochimique et hydrodynamique*. PhD thesis, Paris 11.
Cité p. 36, 37, 38, 95, 105, 106, 179 et 192.
- Gee, G. W. and Hillel, D. (1988). Groundwater recharge in arid regions : review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes*, 2(3) :255–266.
Cité p. 95.
- Gerritse, R. G. and George, R. J. (1988). The role of soil organic matter in the geochemical cycling of chloride and bromide. *Journal of Hydrology*, 101(1) :83–95.
Cité p. 213.
- Gibson, J. (2002a). Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. *Journal of Hydrology*, 264(1) :242–261.

Cité p. 44.

Gibson, J. (2002b). Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. *Journal of Hydrology*, 264(1) :242–261.

Cité p. 95.

Gibson, J., Prepas, E., and McEachern, P. (2002). Quantitative comparison of lake throughflow, residency, and catchment runoff using stable isotopes : modelling and results from a regional survey of Boreal lakes. *Journal of Hydrology*, 262(1) :128–144.

Cité p. 95.

Gillon, M., Barbecot, F., Gibert, E., Alvarado, J. C., Marlin, C., and Massault, M. (2009). Open to closed system transition traced through the TDIC isotopic signature at the aquifer recharge stage, implications for groundwater ¹⁴C dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(21) :6488–6501.

Cité p. 48.

Giorgi, F. (2002). Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I : observations. *Climate Dynamics*, 18(8) :675–691.

Cité p. 94 et 175.

Gonfiantini, R. (1986). Environmental isotopes in lake studies. *Handbook of environmental isotope geochemistry*, 2 :113–168.

Cité p. 44, 95, 100 et 119.

Goni, I., Fellman, E., and Edmunds, W. (2001). Rainfall geochemistry in the Sahel region of northern Nigeria. *Atmospheric Environment*, 35(25) :4331–4339.

Cité p. 102, 103, 203, 206, 212 et 213.

Goosse, H., Braida, M., Crosta, X., Mairesse, A., Masson-Delmotte, V., Mathiot, P., Neukom, R., Oerter, H., Philippon, G., Renssen, H., et al. (2012a). Antarctic temperature changes during the last millennium : evaluation of simulations and reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 55 :75–90.

Cité p. 152.

Goosse, H., Guiot, J., Mann, M. E., Dubinkina, S., and Sallaz-Damaz, Y. (2012b). The medieval climate anomaly in Europe : Comparison of the summer and annual mean signals in two reconstructions and in simulations with data assimilation. *Global and Planetary Change*, 84 :35–47.

Cité p. 169.

Goosse, H., Roche, D., Mairesse, A., and Berger, M. (2013). Modelling past sea ice changes. *Quaternary Science Reviews*, 79 :191–206.

Cité p. 152.

Gordon, C., Cooper, C., Senior, C. A., Banks, H., Gregory, J. M., Johns, T. C., Mitchell, J. F., and Wood, R. A. (2000). The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics*, 16(2-3) :147–168.

Cité p. 151.

Graedel, T. E., Keene, W., et al. (1996). The budget and cycle of Earth's natural chlorine. *Pure and applied chemistry*, 68(9) :1689–1697.

Cité p. 51.

Guendouz, A. and Michelot, J.-L. (2006). Chlorine-36 dating of deep groundwater from northern Sahara. *Journal of hydrology*, 328(3) :572–580.

Cité p. 57 et 58.

Guiraud, R. (1988). L'hydrogéologie de l'Afrique. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 7(3) :519–543.

Cité p. 16.

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., and Delplanque, A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa : an overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1) :83–143.

Cité p. 14 et 259.

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, 377(1) :80–91.

Cité p. 143.

Hagedorn, B. and Bushner, G. L. (2015). Hydrochemical and ^{14}C constraints on groundwater recharge and interbasin flow in an arid watershed : Tule Desert, Nevada. *Journal of Hydrology*, 523 :297–308.

Cité p. 46.

Hainsworth, L., Mignerey, A., Helz, G., Sharma, P., and Kubik, P. (1994). Modern chlorine-36 deposition in southern Maryland, USA. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 92(1) :345–349.

Cité p. 50 et 66.

Harris, I., Jones, P., Osborn, T., and Lister, D. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34(3) :623–642.

Cité p. 103 et 142.

Heikkilä, U., Beer, J., Feichter, J., Alfimov, V., Synal, H.-A., Schotterer, U., Eichler, A., Schwikowski, M., and Thompson, L. (2009). ^{36}Cl bomb peak : comparison of modeled and measured data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(12) :4145–4156.

Cité p. 54, 55, 176, 190 et 191.

Hély, C., Braconnot, P., Watrin, J., and Zheng, W. (2009). Climate and vegetation : simulating the African humid period. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(8) :671–688.

Cité p. 163.

Herczeg, A. L. and Leaney, F. (2011). Review : environmental tracers in arid-zone hydrology. *Hydrogeology Journal*, 19(1) :17–29.

Cité p. 2.

-
- Herrmann, S. M., Anyamba, A., and Tucker, C. J. (2005). Recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate. *Global Environmental Change*, 15(4) :394–404.
- Cité p. 19.
- Hiernaux, P. and Le Houérou, H. N. (2006). Les parcours du Sahel. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 17(1) :51–71.
- Cité p. 13.
- Hjelm, O., Johansson, E., and Öberg, G. (1999). Production of organically bound halogens by the litter-degrading fungus *Lepista nuda*. *Soil Biology and Biochemistry*, 31(11) :1509–1515.
- Cité p. 49.
- Hoelzmann, P., Gasse, F., Dupont, L. M., Salzmann, U., Staubwasser, M., Leuschner, D. C., and Sirocko, F. (2004). Palaeoenvironmental changes in the arid and sub arid belt (Sahara-Sahel-Arabian Peninsula) from 150 kyr to present. In *Past climate variability through Europe and Africa*, pages 219–256. Springer.
- Cité p. 39 et 206.
- Horriche, F. J. and Besbes, M. (2008). Rationalisation du réseau piézométrique du système aquifère du Sahara septentrional. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 19(3) :163–171.
- Cité p. 16.
- Huggle, D., Blinov, A., Stan-Sion, C., Korschinek, G., Scheffel, C., Massonet, S., Zerle, L., Beer, J., Parrat, Y., Gaeggeler, H., et al. (1996). Production of cosmogenic ^{36}Cl on atmospheric argon. *Planetary and space science*, 44(2) :147–151.
- Cité p. 49 et 176.
- Hurt, G., Chini, L. P., Frohking, S., Betts, R., Feddema, J., Fischer, G., Fisk, J., Hibbard, K., Houghton, R., Janetos, A., et al. (2011). Harmonization of land-use scenarios for the period 1500–2100 : 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands. *Climatic Change*, 109(1-2) :117–161.
- Cité p. 149 et 150.
- Hutchinson, C. F., Warshall, P., Arnould, E. J., and Kindler, J. (1992). Development in Arid Lands : Lessons from Lake Chad. *Environment : Science and Policy for Sustainable Development*, 34(6) :16–43.
- Cité p. 94.
- IAEA, editor (2015). *Isotope-enabled Coupled catchment-lake water balance model : description and validation*. IAEA.
- Cité p. 169.
- IAEA/WMO (2015). Global network of isotopes in precipitation. the GNIP database.
- Cité p. 102 et 103.
- Isihoro, S. and Matisoff, G. (1990). Groundwater recharge from Lake Chad. *Limnology and Oceanography*, 35 :931–938.
- Cité p. 95.

Isihoro, S., Matisoff, G., and Wehn, K. (1996). Seepage relationship between Lake Chad and the Chad Aquifers. *Groundwater*, 34(5) :819–826.

Cité p. 95 et 126.

Ivy-Ochs, S., Synal, H.-A., Roth, C., and Schaller, M. (2004). Initial results from isotope dilution for Cl and ^{36}Cl measurements at the PSI/ETH Zurich AMS facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 223 :623–627.

Cité p. 66.

Janicot, S., Caniaux, G., Chauvin, F., De Coëtlogon, G., Fontaine, B., Hall, N., Kiladis, G., Lafore, J.-P., Lavaysse, C., Lavender, S., et al. (2011). Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12(1) :58–66.

Cité p. 158.

Jasechko, S., Sharp, Z. D., Gibson, J. J., Birks, S. J., Yi, Y., and Fawcett, P. J. (2013). Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. *Nature*, 496(7445) :347–350.

Cité p. 45, 95, 167 et 259.

Jeremiah, E., Sisson, S. A., Sharma, A., and Marshall, L. (2012). Efficient hydrological model parameter optimization with Sequential Monte Carlo sampling. *Environmental Modelling & Software*, 38 :283–295.

Cité p. 112.

Johnston, V. E. and McDermott, F. (2008). The distribution of meteoric Cl-36 in precipitation across Europe in spring 2007. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1) :154–164.

Cité p. 50, 52, 55, 66 et 176.

Jones, B. and Deocampo, D. (2003). Geochemistry of saline lakes. *Treatise on geochemistry*, 5 :393–424.

Cité p. 30.

Joos, F. and Spahni, R. (2008). Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(5) :1425–1430.

Cité p. 148.

Joseph, A., Frangi, J. P., and Aranyosy, J. F. (1992). Isotope characteristics of meteoric water and groundwater in the Sahelo-Sudanese zone. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 97(D7) :7543–7551.

Cité p. 212.

Kabouya Hadj Nouia, M. (1990). *Modelisation pluie-debit aux pas de temps mensuel et annuel en algerie septentrionale*. PhD thesis, Paris 11.

Cité p. 140.

Kalin, R. M. (2000). Radiocarbon dating of groundwater systems. In *Environmental tracers in subsurface hydrology*, pages 111–144. Springer.

Cité p. 48.

Kaplan, J. O., Krumhardt, K. M., Ellis, E. C., Ruddiman, W. F., Lemmen, C., and Goldewijk, K. K. (2011). Holocene carbon emissions as a result of anthropogenic land cover change. *The Holocene*, 21(5) :775–791.

Cité p. 149 et 150.

Kennedy, J., Rayner, N., Smith, R., Parker, D., and Saunby, M. (2011). Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850 : 1. Measurement and sampling uncertainties. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 116(D14).

Cité p. 159.

Keywood, M., Fifield, L., Chivas, A., and Cresswell, R. (1998). Fallout of chlorine-36 to the Earth's surface in the southern hemisphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 103(D7) :8281–8286.

Cité p. 52.

Klein, F., Goosse, Graham, N., and Verschuren, D. (2015). Comparing East African climate model results with lake records over the last 1000 years. In *AfQUA*.

Cité p. 139 et 152.

Klein, F., Goosse, H., and Graham, N. (2014). East African climate dynamics over the past millennium in PMIP3/CMIP5 simulations. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 16, page 3536.

Cité p. 139, 159 et 164.

Klemeš, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1) :13–24.

Cité p. 143.

Knies, D. L. (1994). *Cosmogenic radionuclides in precipitation*. PhD thesis, Purdue University.

Cité p. 49.

Krabbenhoft, D. P., Bowser, C. J., Anderson, M. P., and Valley, J. W. (1990). Estimating groundwater exchange with lakes : 1. The stable isotope mass balance method. *Water Resources Research*, 26(10) :2445–2453.

Cité p. 44 et 95.

Kuczera, G. and Parent, E. (1998). Monte Carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models : the Metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, 211(1) :69–85.

Cité p. 112.

Kulongoski, J. T., Hilton, D. R., Cresswell, R. G., Hostetler, S., and Jacobson, G. (2008). Helium-4 characteristics of groundwaters from Central Australia : Comparative chronology with chlorine-36 and carbon-14 dating techniques. *Journal of hydrology*, 348(1) :176–194.

Cité p. 57.

La Salle, C. L. G., Marlin, C., Leduc, C., Taupin, J.-D., Massault, M., and Favreau, G. (2001). Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (3 h, 14 c) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, iullemeden basin, niger. *Journal of Hydrology*, 254(1) :145–156.

Cité p. 17.

Labasque, T., Ayraud, V., Aquilina, L., and Le Corre, P. (2006). *Dosage des composés chlorofluorocarbonés et du tétrachlorure de carbone dans les eaux souterraines : application à la datation des eaux*. Géosciences-Rennes.

Cité p. 53.

LaBaugh, J. W., Winter, T. C., Rosenberry, D. O., Schuster, P. F., Reddy, M. M., and Aiken, G. R. (1997). Hydrological and chemical estimates of the water balance of a closed-basin lake in north central minnesota. *Water Resources Research*, 33(12) :2799–2812.

Cité p. 95.

LaBolle, E. M., Fogg, G. E., and Eweis, J. B. (2006). Diffusive fractionation of ^3H and ^3He in groundwater and its impact on groundwater age estimates. *Water resources research*, 42(7).

Cité p. 2.

Lal, D. and Peters, B. (1967). Cosmic ray produced radioactivity on the earth. In *Kosmische Strahlung III/Cosmic Rays II*, pages 551–612. Springer.

Cité p. 49, 66, 176 et 190.

Lamb, P. J. (1978). Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-Saharan weather anomalies : 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, 106(4) :482–491.

Cité p. 158.

Lang, J., Kogbe, C., Alidou, S., Alzouma, K., Bellion, G., Dubois, D., Durand, A., Guiraud, R., Houessou, A., De Klasz, I., et al. (1990). The continental terminal in West Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 10(1) :79–99.

Cité p. 16.

Lavastre, V., Salle, C. L. G. L., Michelot, J.-L., Giannesini, S., Benedetti, L., Lancelot, J., Lavielle, B., Massault, M., Thomas, B., Gilabert, E., et al. (2010). Establishing constraints on groundwater ages with ^{36}Cl , ^{14}C , ^3H , and noble gases : A case study in the eastern Paris basin, France. *Applied Geochemistry*, 25(1) :123–142.

Cité p. 57 et 60.

Le Barbé, L., Lebel, T., and Tapsoba, D. (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *Journal of climate*, 15(2) :187–202.

Cité p. 18.

Le Coz, M. (2010). *Modélisation hydrogéologique de dépôts hétérogènes : l'alluvium de la Komadougou Yobé (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien)*. PhD thesis, Montpellier 2.

Cité p. 21.

Le Coz, M., Delclaux, F., Genthon, P., and Favreau, G. (2009). Assessment of Digital Elevation Model (dem) aggregation methods for hydrological modeling : Lake Chad basin, Africa. *Computers & Geosciences*, 35(8) :1661–1670.

Cité p. 97.

Le Lay, M., Galle, S., Saulnier, G.-M., and Braud, I. (2007). Exploring the relationship between hydroclimatic stationarity and rainfall-runoff model parameter stability : A case study in West Africa. *Water resources research*, 43(7).

Cité p. 144.

Le Maitre, D. C., Scott, D. F., and Colvin, C. (1999). Review of information on interactions between vegetation and groundwater. *Water SA*, 25(2) :137–152.

Cité p. 127.

Lebatard, A.-E., Bourlès, D. L., Braucher, R., Arnold, M., Durringer, P., Jolivet, M., Moussa, A., Deschamps, P., Roquin, C., Carcaillet, J., et al. (2010). Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method to continental sediments : reconstruction of the Mio-Pleistocene sedimentary sequence in the early hominid fossiliferous areas of the northern Chad Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1) :57–70.

Cité p. 27.

Lebel, T. and Ali, A. (2009). Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology*, 375(1) :52–64.

Cité p. 18, 19 et 94.

Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougin, E., et al. (2009). AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa : an overview. *Journal of Hydrology*, 375(1) :3–13.

Cité p. 18.

Leblanc, M. (2002). *Gestion des ressources en eau des grands bassins semi-arides à l'aide de la télédétection et des SIG : application à l'étude du bassin du lac Tchad, Afrique*. PhD thesis, Poitiers.

Cité p. 37, 95, 98, 105, 126, 179 et 199.

Leblanc, M., Lemoalle, J., Bader, J.-C., Tweed, S., and Mofor, L. (2011). Thermal remote sensing of water under flooded vegetation : New observations of inundation patterns for the "Small" Lake Chad. *Journal of hydrology*, 404(1) :87–98.

Cité p. 105.

Leblanc, M. J., Leduc, C., Stagnitti, F., Van Oevelen, P. J., Jones, C., Mofor, L. A., Razack, M., and Favreau, G. (2006). Evidence for Megalake Chad, north-central Africa, during the late Quaternary from satellite data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230(3) :230–242.

Cité p. 21, 27 et 179.

Leduc, C., Favreau, G., and Schroeter, P. (2001). Long-term rise in a Sahelian water-table : The Continental Terminal in south-west Niger. *Journal of hydrology*, 243(1) :43–54.

Cité p. 19.

Leduc, C., Sabljak, S., Taupin, J.-D., Marlin, C., and Favreau, G. (2000). Estimation de la recharge de la nappe quaternaire dans le Nord-Ouest du bassin du lac Tchad (Niger oriental) à partir de mesures isotopiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 330(5) :355–361.

Cité p. 36, 37, 98, 179 et 194.

Leduc, C., Salifou, O., and Leblanc, M. (1998). Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du Lac Tchad, sud-est nigérien). *IAHS PUBLICATION*, pages 281–288.

Cité p. 39.

Lemoalle, J. (1979). *Biomasse et production phytoplanctoniques du lac Tchad (1968-1976) : Relations avec les conditions du milieu*. PhD thesis, Doctorat d'Etat : Sciences naturelles : Université Paris VI : 1979.

Cité p. 30, 105, 108 et 124.

Lemoalle, J. (2004). Lake Chad : a changing environment. In *Dying and Dead Seas Climatic Versus Anthropic Causes*, pages 321–339. Springer.

Cité p. 104.

Lemoalle, J., Bader, J.-C., Leblanc, M., and Sedick, A. (2012). Recent changes in Lake Chad : Observations, simulations and management options (1973–2011). *Global and Planetary Change*, 80 :247–254.

Cité p. 26, 105 et 108.

Lemoalle, J., Magrin, G., Ngaressesem, G., Ngounou Natcha, B., Raimond, C., and Issa, S. (2014). Le développement du Lac Tchad : situation actuelle et futurs possibles. In *Expertise collégiale*. Marseille, IRD Editions.

Cité p. 26, 94, 137, 146 et 178.

Leray, S., de Dreuzy, J.-R., Bour, O., Labasque, T., and Aquilina, L. (2012). Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. *Journal of Hydrology*, 464 :54–68.

Cité p. 2.

Lesht, B. M., Fontaine III, T. D., and Dolan, D. M. (1991). Great Lakes total phosphorus model : post audit and regionalized sensitivity analysis. *Journal of Great Lakes Research*, 17(1) :3–17.

Cité p. 112.

Lezine, A.-M. and Cazet, J.-P. (2005). High-resolution pollen record from core KW31, Gulf of Guinea, documents the history of the lowland forests of West Equatorial Africa since 40,000 yr ago. *Quaternary Research*, 64(3) :432–443.

Cité p. 206.

Lézine, A.-M., Hély, C., Grenier, C., Braconnot, P., and Krinner, G. (2011). Sahara and Sahel vulnerability to climate changes, lessons from Holocene hydrological data. *Quaternary Science Reviews*, 30(21) :3001–3012.

Cité p. 196.

L'Hôte, Y. and Mahé, G. (1996). Afrique de l'ouest et centrale : précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989). Technical report, ORSTOM.

Cité p. 21.

Lidén, R. and Harlin, J. (2000). Analysis of conceptual rainfall-runoff modelling performance in different climates. *Journal of Hydrology*, 238(3) :231–247.

Cité p. 139.

Liu, B., Phillips, F., Hoines, S., Campbell, A. R., and Sharma, P. (1995). Water movement in desert soil traced by hydrogen and oxygen isotopes, chloride, and chlorine-36, southern Arizona. *Journal of Hydrology*, 168(1) :91–110.

Cité p. 54 et 177.

Liu, G. and Schwartz, F. W. (2014). On modeling the paleohydrologic response of closed-basin lakes to fluctuations in climate : Methods, applications, and implications. *Water Resources Research*, 50(4) :2975–2992.

Cité p. 169.

Liu, J., Wang, B., Wang, H., Kuang, X., and Ti, R. (2011). Forced response of the East Asian summer rainfall over the past millennium : Results from a coupled model simulation. *Climate dynamics*, 36(1-2) :323–336.

Cité p. 139.

Lopez, T., Antoine, R., Genthon, P., Rabinowicz, M., Darrozes, J., Kerr, Y., and Cazenave, A. (2014). Detection of groundwater from space-based IR data : application to the Lake Chad Basin. In *EGU General Assembly*.

Cité p. 37.

Louis, P. (1970). Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Technical report, ORSTOM.

Cité p. 21.

Love, A., Herczeg, A. L., Sampson, L., Cresswell, R. G., and Fifield, L. (2000). Sources of chloride and implications for ^{36}Cl dating of old groundwater, southwestern Great Artesian Basin, Australia. *Water Resources Research*, 36(6) :1561–1574.

Cité p. 57, 59 et 194.

MacDonald, A., Bonsor, H., Dochartaigh, B. É. Ó., and Taylor, R. (2012). Quantitative maps of groundwater resources in Africa. *Environmental Research Letters*, 7(2) :024009.

Cité p. 2, 11 et 205.

MacDonald, A. M., Calow, R. C., MacDonald, D. M., Darling, W. G., and Dochartaigh, B. E. (2009). What impact will climate change have on rural groundwater supplies in Africa? *Hydrological Sciences Journal*, 54(4) :690–703.

Cité p. 16, 17 et 176.

Maduabuchi, C., Faye, S., and Maloszewski, P. (2006). Isotope evidence of palaeorecharge and palaeoclimate in the deep confined aquifers of the Chad Basin, NE Nigeria. *Science of the total environment*, 370(2) :467–479.

Cité p. 17, 36, 39, 203, 206, 208, 211, 214 et 215.

Maglione, G. (1976). Geochimie des évaporites et silicates neofomes en milieu continental confine les depressions interdunaires du tchad-afrique. *Travaux et Documents de l'ORSTOM (France)*.(no. 50).

Cité p. 105.

Mahara, Y., Habermehl, M., Hasegawa, T., Nakata, K., Ransley, T., Hatano, T., Mizuochi, Y., Kobayashi, H., Ninomiya, A., Senior, B., et al. (2009). Groundwater dating by estimation of groundwater flow velocity and dissolved ^4He accumulation rate calibrated by ^{36}Cl in the Great Artesian Basin, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(1) :43–56.

Cité p. 60.

- Mahara, Y., Habermehl, M., Miyakawa, K., Shimada, J., and Mizuochi, Y. (2007). Can the ^4He clock be calibrated by ^{36}Cl for groundwater dating? *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 259(1) :536–546.
Cité p. 57.
- Mahé, G. and Paturel, J.-E. (2009). 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(7) :538–546.
Cité p. 19.
- Mahe, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Conway, D., and Dezetter, A. (2005). The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, 300(1) :33–43.
Cité p. 139.
- Maley, J. (1981). Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l’Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l’époque actuelle. *Paleoecology of Africa*, 13.
Cité p. 28.
- Maley, J. (2010). Climate and palaeoenvironment evolution in north tropical Africa from the end of the Tertiary to the Upper Quaternary. *Palaeoecology of Africa*, 30 :227–278.
Cité p. 138, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 195 et 260.
- Margat, J. (1979). Aridité et ressources en eau. In *Conférence au séminaire international sur la politique de l’eau pour l’agriculture en zones arides et semi-arides C.I.E.H/CEFIGRE*. Ministère de l’industrie - Bureau de recherches géologiques et minières B.P. 6009 - 45018 Orléan Cédex.
Cité p. 17.
- Marshall, L., Nott, D., and Sharma, A. (2004). A comparative study of Markov chain Monte Carlo methods for conceptual rainfall-runoff modeling. *Water Resources Research*, 40(2).
Cité p. 112.
- Marsland, S. J., Haak, H., Jungclaus, J. H., Latif, M., and Röske, F. (2003). The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean modeling*, 5(2) :91–127.
Cité p. 151.
- Masarik, J. and Beer, J. (1999). Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth’s atmosphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984-2012)*, 104(D10) :12099–12111.
Cité p. 49.
- Masarik, J. and Beer, J. (2009). An updated simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth’s atmosphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 114(D11).
Cité p. 49.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X., and Timmermann, A. (2013). *Information from Paleoclimate Archives*, book section 5, pages 383–464. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Cité p. 138, 149, 150, 161, 164 et 260.

Massuel, S. (2001). Modélisation hydrodynamique de la nappe phréatique quaternaire du bassin du lac Tchad. *DEA, Univ. Montpellier II/Univ. d'Avignon et des pays du Vaucluse*.

Cité p. 37, 198 et 199.

McCarthy, T. and Ellery, W. (1994). The effect of vegetation on soil and ground water chemistry and hydrology of islands in the seasonal swamps of the Okavango Fan, Botswana. *Journal of Hydrology*, 154(1) :169–193.

Cité p. 125.

Merlivat, L. (1978). Molecular diffusivities of H₂ 16O, HD16O, and H₂ 18o in gases. *The Journal of Chemical Physics*, 69(6) :2864–2871.

Cité p. 100.

Merz, R., Parajka, J., and Blöschl, G. (2011). Time stability of catchment model parameters : Implications for climate impact analyses. *Water Resources Research*, 47(2).

Cité p. 143.

Milton, G., Milton, J., Schiff, S., Cook, P., Kotzer, T., and Cecil, L. (2003). Evidence for chlorine recycling - hydrosphere, biosphere, atmosphere - in a forested wet zone on the Canadian Shield. *Applied geochemistry*, 18(7) :1027–1042.

Cité p. 55 et 191.

Mohino, E., Rodríguez-Fonseca, B., Mechoso, C., Gervois, S., Ruti, P., and Chauvin, F. (2011). Impacts of the tropical Pacific/Indian Oceans on the seasonal cycle of the West African monsoon. *Journal of Climate*, 24(15) :3878–3891.

Cité p. 158.

Monteith, J. (1991). Weather and water in the Sudano-Sahelian zone. In Publication, I., editor, *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone*, volume 199, pages 11–29. Institute of Hydrology, Wallingford, UK.

Cité p. 104.

Mook, W. (1980). Carbon-14 in hydrogeological studies. In *Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol. 1*, volume 1. IAEA.

Cité p. 46.

Mosegaard, K. and Tarantola, A. (1995). Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 100(B7) :12431–12447.

Cité p. 113.

Moysey, S., Davis, S. N., Zreda, M., and Cecil, L. D. (2003). The distribution of meteoric ³⁶Cl/Cl in the United States : a comparison of models. *Hydrogeology Journal*, 11(6) :615–627.

Cité p. 50, 66 et 176.

Münsterer, C., Fohlmeister, J., Christl, M., Schröder-Ritzrau, A., Alfimov, V., Ivy-Ochs, S., Wackerbarth, A., and Mangini, A. (2012). Cosmogenic ³⁶Cl in karst waters from Bunker Cave North Western Germany - A tool to derive local evapotranspiration? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 86 :138–149.

Cité p. 55 et 191.

Myneni, S. C. (2002). Formation of stable chlorinated hydrocarbons in weathering plant material. *Science*, 295(5557) :1039–1041.

Cité p. 49.

NASA Earth Observatory (2001). Africa's Disappearing Lake Chad.

Cité p. 94 et 178.

Nash, J. and Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part i—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3) :282–290.

Cité p. 143.

Negrel, P., Allègre, C. J., Dupré, B., and Lewin, E. (1993). Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river water : the Congo Basin case. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(1) :59–76.

Cité p. 52, 84 et 85.

Ngatcha, B. N., Mudry, J., Aranyosy, J.-E., Naah, E., and Reynault, J. S. (2007). Apport de la géologie, de l'hydrogéologie et des isotopes de l'environnement à la connaissance des «nappes en creux» du Grand Yaéré (Nord Cameroun). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 20(1) :29–43.

Cité p. 33 et 179.

Nicholson, S. E. and Grist, J. (2001). A conceptual model for understanding rainfall variability in the West African Sahel on interannual and interdecadal timescales. *International Journal of Climatology*, 21(14) :1733–1757.

Cité p. 13.

Niel, H., Paturel, J.-E., and Servat, E. (2003). Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology*, 278(1) :213–230.

Cité p. 144.

Nolte, E., Krauthan, P., Heim, U., and Korschinek, G. (1990). ^{36}Cl measurements and dating of groundwater samples from the Milk River aquifer. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 52(3) :477–482.

Cité p. 57.

Nolte, E., Krauthan, P., Korschinek, G., Maloszewski, P., Fritz, P., and Wolf, M. (1991). Measurements and interpretations of ^{36}Cl in groundwater, Milk River aquifer, Alberta, Canada. *Applied Geochemistry*, 6(4) :435–445.

Cité p. 57.

Novello, A. (2012). *Les phytolithes, marqueurs des environnements mio-pliocènes du Tchad. Reconstitution à partir du signal environnemental des phytolithes dans l'Afrique subsaharienne actuelle*. PhD thesis, Poitiers.

Cité p. 27.

Novello, A., Lebatard, A.-E., Moussa, A., Barboni, D., Sylvestre, F., Bourlès, D. L., Paillès, C., Buchet, G., Decarreau, A., Düringer, P., et al. (2015). Diatom, phytolith, and pollen records from a $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dated lacustrine succession in the Chad basin : Insight on the Miocene–Pliocene paleoenvironmental changes in Central Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 430 :85–103.

Cité p. 27.

Öberg, G., Holm, M., Sandén, P., Svensson, T., and Parikka, M. (2005). The role of organic-matter-bound chlorine in the chlorine cycle : a case study of the Stubbetorp catchment, Sweden. *Biogeochemistry*, 75(2) :241–269.

Cité p. 49.

Olivry, J., Chouret, A., Vuillaume, G., Lemoalle, J., and Bricquet, J. (1996). *Hydrologie du lac Tchad*. Editions de l'ORSTOM.

Cité p. 24, 28, 29, 95, 97, 101, 104, 107, 178 et 259.

Oudin, L., Hervieu, E., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., and Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? : Part 2—towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modeling. *Journal of Hydrology*, 303(1–4) :290 – 306.

Cité p. 160.

Park, J., Bethke, C. M., Torgersen, T., and Johnson, T. M. (2002). Transport modeling applied to the interpretation of groundwater ^{36}Cl age. *Water Resources Research*, 38(5) :1–1.

Cité p. 57 et 61.

Patterson, L. J., Sturchio, N. C., Kennedy, B. M., van Soest, M. C., Sultan, M., Lu, Z.-T., Lehmann, B., Purtschert, R., El Alfy, Z., El Kaliouby, B., et al. (2005). Cosmogenic, radiogenic, and stable isotopic constraints on groundwater residence time in the Nubian Aquifer, Western Desert of Egypt. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(1).

Cité p. 57 et 188.

Paturel, J., Servat, E., and Vassiliadis, A. (1995). Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data—case of the GR2M model. *Journal of hydrology*, 168(1) :111–125.

Cité p. 139.

Pearson Jr, F. (1992). Effects of parameter uncertainty in modeling ^{14}C in groundwater. In *Radiocarbon After Four Decades*, pages 262–275. Springer.

Cité p. 47.

Perrin, C. (2000). *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Cité p. 139 et 142.

Petersen, J., Deschamps, P., Gonçalves, J., Hamelin, B., Michelot, J., Guendouz, A., and Zouari, K. (2014). Quantifying paleorecharge in the continental intercalaire (CI) aquifer by a Monte-Carlo inversion approach of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ data. *Applied Geochemistry*.

Cité p. 2, 11, 85 et 215.

Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J.-L., and Vandervaere, J. (1997). Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology*, 188 :179–202.

Cité p. 15.

Phillips, F. M. (2000). Chlorine-36. In *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*, pages 299–348. Springer.

Cité p. 49, 54, 57, 59, 64, 207 et 208.

Phillips, F. M., Bentley, H. W., Davis, S. N., Elmore, D., and Swanick, G. B. (1986). Chlorine 36 dating of very old groundwater : 2. milk River aquifer, Alberta, Canada. *Water Resources Research*, 22(13) :2003–2016.

Cité p. 57.

Phillips, F. M., Mattick, J. L., Duval, T. A., Elmore, D., and Kubik, P. W. (1988). Chlorine-36 and tritium from nuclear weapons fallout as tracers for long-term liquid and vapor movement in desert soils. *Water Resources Research*, 24(11) :1877–1891.

Cité p. 54 et 177.

Pias, J. (1970). Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. Technical report, ORSTOM.

Cité p. 39.

Picouet, C., Dupré, B., Orange, D., and Valladon, M. (2002). Major and trace element geochemistry in the upper Niger river (Mali) : physical and chemical weathering rates and CO₂ consumption. *Chemical Geology*, 185(1) :93–124.

Cité p. 84 et 85.

Plummer, L. N., Prestemon, E. C., and Parkhurst, D. L. (1991). *An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path*. Department of the Interior, US Geological Survey.

Cité p. 47.

Plummer, M. A., Phillips, F. M., Fabryka-Martin, J., Turin, H., Wigand, P. E., and Sharma, P. (1997). Chlorine-36 in fossil rat urine : An archive of cosmogenic nuclide deposition during the past 40,000 years. *Science*, 277(5325) :538–541.

Cité p. 60, 66 et 213.

PNUD-UNESCO-CBLT (1973). Étude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement. *Rapport FAO*, 1 :1–47.

Cité p. 35.

Poghosyan, A. and Sturchio, N. C. (2015). Temporal evolution of ³⁶Cl abundances in the Great Lakes. *Journal of environmental radioactivity*, 144 :62–68.

Cité p. 177, 190 et 191.

Pongratz, J., Reick, C., Raddatz, T., and Claussen, M. (2008). A reconstruction of global agricultural areas and land cover for the last millennium. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(3).

Cité p. 149 et 150.

-
- Pope, V., Gallani, M., Rowntree, P., and Stratton, R. (2000). The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model : HadAM3. *Climate Dynamics*, 16(2-3) :123–146.
Cité p. 151.
- Poulin, A., Brissette, E., Leconte, R., Arsenault, R., and Malo, J.-S. (2011). Uncertainty of hydrological modelling in climate change impact studies in a Canadian, snow-dominated river basin. *Journal of hydrology*, 409(3) :626–636.
Cité p. 144.
- Pupier, J., Benedetti, L., Bourlès, D., Leclerc, E., Thiry, Y., Guillou, V., and Team, A. (subm). Monthly record of the Cl and ^{36}Cl fallout rates in a deciduous forest ecosystem in NE France in 2012 and 2013. *Quaternary Geochronology submitted*.
Cité p. 50.
- Purdy, C. B., Helz, G. R., Mignerey, A. C., Kubik, P. W., Elmore, D., Sharma, P., and Hemmick, T. (1996). Aquia aquifer dissolved Cl^- and $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$: implications for flow velocities. *Water Resources Research*, 32(5) :1163–1171.
Cité p. 57.
- Purdy, C. B., Mignerey, A. C., Helz, G. R., Drummond, D. D., Kubik, P. W., Elmore, D., and Hemmick, T. (1987). ^{36}Cl : A tracer in groundwater in the aquia formation of Southern Maryland. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 29(1) :372–375.
Cité p. 57.
- Raisbeck, G., Yiou, F., Fruneau, M., Loiseaux, J., Lieuvain, M., and Ravel, J. (1981). Cosmogenic $^{10}\text{Be}/^{7}\text{Be}$ as a probe of atmospheric transport processes. *Geophysical Research Letters*, 8(9) :1015–1018.
Cité p. 49.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., and Polcher, J. (2006). African Monsoon Multidisciplinary Analysis : An international research project and field campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(12) :1739–1746.
Cité p. 12.
- Redon, P.-O., Abdelouas, A., Bastviken, D., Cecchini, S., Nicolas, M., and Thiry, Y. (2011). Chloride and organic chlorine in forest soils : storage, residence times, and influence of ecological conditions. *Environmental science & technology*, 45(17) :7202–7208.
Cité p. 49.
- Reiter, E. R. (1975). Stratospheric-tropospheric exchange processes. *Reviews of Geophysics*, 13(4) :459–474.
Cité p. 50.
- Riou, C. and Dubois, G. (1967). Premières mesures d'évapotranspiration potentielle en République du Tchad. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 4(2) :47–60.
Cité p. 104.
- Robertson, W. and Cherry, J. (1989). Tritium as an indicator of recharge and dispersion in a groundwater system in central Ontario. *Water Resources Research*, 25(6) :1097–1109.

Cité p. 54.

Roche, M. (1980). Tracage naturel salin et isotopique des eaux du système du lac Tchad. *These de Doctorat d'Etat, Travaux et Documents de l'ORSTOM, ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer) éditions, Paris.*

Cité p. 29, 30, 31, 32, 95, 102, 105, 106, 114 et 126.

Roche, M.-A. (1969). Evolution dans l'espace et le temps de la conductivité électrique des eaux du lac Tchad d'après les résultats de 1908, 1957, 1962 à mars 1968.(rapport provisoire). *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 6(1) :35–78.

Cité p. 101.

Roche, M.-A. (1975). Geochemistry and natural ionic and isotopic tracing; two complementary ways to study the natural salinity regime of the hydrological system of Lake Chad. *Journal of Hydrology*, 26(1) :153–171.

Cité p. 94.

Rodríguez-Fonseca, B., Janicot, S., Mohino, E., Losada, T., Bader, J., Caminade, C., Chauvin, F., Fontaine, B., García-Serrano, J., Gervois, S., et al. (2011). Interannual and decadal SST-forced responses of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12(1) :67–74.

Cité p. 158.

Rosenberry, D. O., Winter, T. C., Buso, D. C., and Likens, G. E. (2007). Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 340(3) :149–166.

Cité p. 104.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., and Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records*, pages 1–36.

Cité p. 212.

Sacks, L. A., Lee, T. M., and Swancar, A. (2013). The suitability of a simplified isotope-balance approach to quantify transient groundwater-lake interactions over a decade with climatic extremes. *Journal of Hydrology*.

Cité p. 44 et 95.

Santos, F., Lopez-Gutierrez, J., Garcia-León, M., Schnabel, C., Synal, H.-A., and Suter, M. (2004). Analysis of ^{36}Cl in atmospheric samples from Seville (Spain) by AMS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 223 :501–506.

Cité p. 50.

Sarch, M.-T. (2001). Fishing and farming at lake Chad : Institutions for access to natural resources. *Journal of Environmental management*, 62(2) :185–199.

Cité p. 94.

Sarch, M.-T. and Birkett, C. (2000). Fishing and farming at lake Chad : Responses to lake-level fluctuations. *The Geographical Journal*, 166(2) :156–172.

Cité p. 94.

Scanlon, B. R. (1992). Evaluation of liquid and vapor water flow in desert soils based on chlorine-36 and tritium tracers and nonisothermal flow simulations. *Water Resources Research*, 28(1) :285–297.

Cité p. 54 et 177.

Scanlon, B. R., Keese, K. E., Flint, A. L., Flint, L. E., Gaye, C. B., Edmunds, W. M., and Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20(15) :3335–3370.

Cité p. 85, 176 et 206.

Scheffel, C., Blinov, A., Massonet, S., Sachsenhauser, H., Stan-Sion, C., Beer, J., Synal, H. A., Kubik, P. W., Kaba, M., and Nolte, E. (1999). ^{36}Cl in modern atmospheric precipitation. *Geophysical Research Letters*, 26(10) :1401–1404.

Cité p. 50, 55 et 188.

Schmidt, G., Jungclaus, J., Ammann, C., Bard, E., Braconnot, P., Crowley, T., Delaygue, G., Joos, F., Krivova, N., Muscheler, R., et al. (2012). Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the Last Millennium (v1. 1). *Geoscientific Model Development*, 5 :185–191.

Cité p. 149, 150, 151, 168 et 260.

Schmidt, G. A., Jungclaus, J., Ammann, C., Bard, E., Braconnot, P., Crowley, T., Delaygue, G., Joos, F., Krivova, N., Muscheler, R., et al. (2011). Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1. 0). *Geoscientific Model Development*, 4(1) :33–45.

Cité p. 148, 151 et 260.

Schneider, J. and Wolff, J. (1992). Carte géologique et cartes hydrogéologiques à 1/1.500.000 de la République du Tchad. mémoire explicatif. Technical Report 209, BRGM.

Cité p. 32, 33, 34, 38, 39, 98, 206 et 207.

Schneider, J. L. (2004). *Géologie, Archéologie, hydrogéologie de la République du Tchad*, volume 2. Jean Louis Schneider.

Cité p. 84, 179 et 206.

Schurer, A. P., Hegerl, G. C., Mann, M. E., Tett, S. F., and Phipps, S. J. (2013). Separating forced from chaotic climate variability over the past millennium. *Journal of Climate*, 26(18) :6954–6973.

Cité p. 148.

Schuster, M., Düringer, P., Ghienne, J.-F., Roquin, C., Sepulchre, P., Moussa, A., Lebatard, A.-E., Mackaye, H. T., Likius, A., Vignaud, P., et al. (2009). Chad Basin : paleoenvironments of the Sahara since the Late Miocene. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(8) :603–611.

Cité p. 27.

Schuster, M., Düringer, P., Ghienne, J.-F., Vignaud, P., Mackaye, H. T., Likius, A., and Brunet, M. (2006). The age of the Sahara desert. *Science*, 311(5762) :821–821.

Cité p. 27 et 215.

Schuster, M., Roquin, C., Düringer, P., Brunet, M., Caugy, M., Fontugne, M., Mackaye, H. T., Vignaud, P., and Ghienne, J.-F. (2005). Holocene lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. *Quaternary Science Reviews*, 24(16) :1821–1827.

Cité p. 179 et 215.

Seguis, L., Cappelaere, B., Milesi, G., Peugeot, C., Massuel, S., and Favreau, G. (2004). Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small sahelian catchment. *Hydrological Processes*, 18(17) :3401–3413.

Cité p. 19.

Servant, M. (1983). Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du lac Tchad au Cénozoïque supérieur. Technical Report 573, ORSTOM.

Cité p. 27.

Servant, M. and Servant-Vildary, S. (1980). L'environnement quaternaire du bassin du tchad. *The Sahara and the Nile*, pages 133–162.

Cité p. 27 et 179.

Shanahan, T. M., Overpeck, J. T., Anchukaitis, K., Beck, J. W., Cole, J. E., Dettman, D. L., Peck, J. A., Scholz, C. A., and King, J. W. (2009). Atlantic forcing of persistent drought in West Africa. *science*, 324(5925) :377–380.

Cité p. 165 et 166.

Sharma, P., Bourgeois, M., Elmore, D., Granger, D., Lipschutz, M., Ma, X., Miller, T., Mueller, K., Rickey, F., Simms, P., et al. (2000). PRIME lab AMS performance, upgrades and research applications. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 172(1) :112–123.

Cité p. 66.

Shiklomanov, I. A. (2000). Appraisal and assessment of world water resources. *Water international*, 25(1) :11–32.

Cité p. 1.

Staley, D. (1962). On the mechanism of mass and radioactivity transport from stratosphere to troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19(6) :450 – 467.

Cité p. 50.

Steyl, G. and Dennis, I. (2010). Review of coastal-area aquifers in Africa. *Hydrogeology Journal*, 18(1) :217–225.

Cité p. 16.

Struckmeier, W. and Richts, A. (2008). *Groundwater resources of the world*. BGR and UNESCO World-wide Hydrogeological Mapping Assessment Programme.

Cité p. 11 et 56.

Sturchio, N., Du, X., Purtschert, R., Lehmann, B., Sultan, M., Patterson, L., Lu, Z.-T., Müller, P., Bigler, T., Bailey, K., et al. (2004). One million year old groundwater in the Sahara revealed by krypton-81 and chlorine-36. *Geophysical Research Letters*, 31(5).

Cité p. 57.

Suckow, A., Aggarwal, P. K., and L, A.-A. (2013). *Isotope methods for dating old groundwater*. IAEA, Vienna.

Cité p. 47.

Sylvestre, F., Deschamps, P., Waldmann, N., Tachikawa, K., Do Amaral, P., Alexandre, A., Bard, E., Bouchez, C., Delanghe-Sabatier, D., Doumnang, J., Garcia, M., Mazur, J., Menot, G., Moussa, A., Mahamat Nour, A., Paillès, C., Rirongarti, R., Rostek, F., Vincens, A., and Thouveny, N. (2014). Coherent monsoonal changes in the northern tropics during the African Humid Period revealed by Lake Chad sedimentary archives. In *International Sedimentological Congress ISC 19 Geneva, Switzerland*.

Cité p. 4, 27 et 138.

Synal, H.-A., Beer, J., Bonani, G., Suter, M., and Wölfli, W. (1990). Atmospheric transport of bomb-produced ^{36}Cl . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 52(3) :483–488.

Cité p. 49, 54, 177, 190 et 191.

Tamers, M. (1968). Surface-water infiltration and groundwater movement in arid zones of Venezuela. Technical report, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas, Caracas.

Cité p. 47.

Taupin, J.-D., Coudrain-Ribstein, A., Gallaire, R., Zuppi, G. M., and Filly, A. (2000). Rainfall characteristics ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, δT and δHr) in western africa : Regional scale and influence of irrigated areas. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 105(D9) :11911–11924.

Cité p. 212.

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4) :485–498.

Cité p. 19 et 148.

Taylor, R. (2014). Hydrology : When wells run dry. *Nature*, 516(7530) :179–180.

Cité p. 1 et 176.

Taylor, R. and Howard, K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock : evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal*, 8(3) :279–294.

Cité p. 16.

Taylor, R. G., Koussis, A. D., and Tindimugaya, C. (2009). Groundwater and climate in Africa—a review. *Hydrological Sciences Journal*, 54(4) :655–664.

Cité p. 2.

Teng, J., Vaze, J., Chiew, F. H., Wang, B., and Perraud, J.-M. (2012). Estimating the relative uncertainties sourced from GCMs and hydrological models in modeling climate change impact on runoff. *Journal of Hydrometeorology*, 13(1) :122–139.

Cité p. 167.

Tierney, J. E. and deMenocal, P. B. (2013). Abrupt shifts in Horn of Africa hydroclimate since the Last Glacial Maximum. *Science*, 342(6160) :843–846.

Cité p. 206.

Tilho, J. (1928). Variations et disparition possible du Tchad. In *Annales de Géographie*, pages 238–260. JSTOR.

Cité p. 24 et 26.

Tjallingii, R., Claussen, M., Stuut, J.-B. W., Fohlmeister, J., Jahn, A., Bickert, T., Lamy, F., and Röhl, U. (2008). Coherent high-and low-latitude control of the northwest African hydrological balance. *Nature Geoscience*, 1(10) :670–675.

Cité p. 206.

Torgersen, T., Habermehl, M., Phillips, F., Elmore, D., Kubik, P., Jones, G. B., Hemmick, T., and Gove, H. E. (1991). Chlorine-36 dating of very old groundwater : 3. Further studies in the Great Artesian Basin, Australia. *Water Resources Research*, 27(12) :3201–3213.

Cité p. 57.

Tosaki, Y., Massmann, G., Tase, N., Sasa, K., Takahashi, T., Matsushi, Y., Tamari, M., Nagashima, Y., Bessho, K., and Matsumura, H. (2010). Distribution of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ in a River-recharged aquifer : Implications for the fallout rate of bomb-produced ^{36}Cl . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(7) :1261–1264.

Cité p. 54.

Tosaki, Y., Tase, N., Kondoh, A., Sasa, K., Takahashi, T., and Nagashima, Y. (2011). Distribution of ^{36}Cl in the Yoro River basin, central Japan, and its relation to the residence time of the regional groundwater flow system. *Water*, 3(1) :64–78.

Cité p. 54 et 190.

Tosaki, Y., Tase, N., Massmann, G., Nagashima, Y., Seki, R., Takahashi, T., Sasa, K., Sueki, K., Matsuhiro, T., Miura, T., et al. (2007). Application of ^{36}Cl as a dating tool for modern groundwater. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 259(1) :479–485.

Cité p. 54 et 177.

Tosaki, Y., Tase, N., Sasa, K., Takahashi, T., and Nagashima, Y. (2012). Measurement of the ^{36}Cl deposition flux in central Japan : natural background levels and seasonal variability. *Journal of Environmental Radioactivity*, 106 :73 – 80.

Cité p. 50.

Toth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of geophysical research*, 68(16) :4795–4812.

Cité p. 2.

Tremoy, G., Vimeux, F., Mayaki, S., Souley, I., Cattani, O., Risi, C., Favreau, G., and Oi, M. (2012). A 1-year long $\delta^{18}\text{O}$ record of water vapor in Niamey (Niger) reveals insightful atmospheric processes at different timescales. *Geophysical Research Letters*, 39(8).

Cité p. 103.

Troin, M., Vallet-Coulomb, C., Sylvestre, F., and Piovano, E. (2010). Hydrological modelling of a closed lake (Laguna Mar Chiquita, Argentina) in the context of 20th century climatic changes. *Journal of hydrology*, 393(3) :233–244.

Cité p. 95.

Turnadge, C. and Smerdon, B. D. (2014). A review of methods for modelling environmental tracers in groundwater : Advantages of tracer concentration simulation. *Journal of Hydrology*, 519 :3674–3689.

Cité p. 190.

Vallet-Coulomb, C., Gasse, F., Robison, L., and Ferry, L. (2006). Simulation of the water and isotopic balance of a closed tropical lake at a daily time step (Lake Ihotry, South-West of Madagascar). *Journal of Geochemical Exploration*, 88(1) :153–156.

Cité p. 44, 95 et 119.

Vallet-Coulomb, C., Gasse, F., and Sonzogni, C. (2008). Seasonal evolution of the isotopic composition of atmospheric water vapour above a tropical lake : Deuterium excess and implication for water recycling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(19) :4661–4674.

Cité p. 103.

Vallet-Coulomb, C., Legesse, D., Gasse, F., Travi, Y., and Chernet, T. (2001). Lake evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia). *Journal of hydrology*, 245(1) :1–18.

Cité p. 95 et 104.

Van Der Ent, R. J., Savenije, H. H., Schaeffli, B., and Steele-Dunne, S. C. (2010). Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, 46(9).

Cité p. 160 et 167.

Vassolo, S. (2010). Lake Chad sustainable water management, project activities. Technical Report 3, LCBC and BGR, Hannover.

Cité p. 126 et 194.

Vaze, J., Davidson, A., Teng, J., and Podger, G. (2011). Impact of climate change on water availability in the Macquarie-Castlereagh River Basin in Australia. *Hydrological Processes*, 25(16) :2597–2612.

Cité p. 144.

Vaze, J., Post, D., Chiew, F., Perraud, J.-M., Viney, N., and Teng, J. (2010). Climate non-stationarity–validity of calibrated rainfall–runoff models for use in climate change studies. *Journal of Hydrology*, 394(3) :447–457.

Cité p. 143.

Verschuren, D., Laird, K. R., and Cumming, B. F. (2000). Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature*, 403(6768) :410–414.

Cité p. 166.

Viers, J., Dupré, B., Polvé, M., Schott, J., Dandurand, J.-L., and Braun, J.-J. (1997). Chemical weathering in the drainage basin of a tropical watershed (Nsimi-Zoetele site, Cameroon) : comparison between organic-poor and organic-rich waters. *Chemical Geology*, 140(3) :181–206.

Cité p. 84 et 85.

Vörösmarty, C. J., Douglas, E. M., Green, P. A., and Revenga, C. (2005). Geospatial indicators of emerging water stress : an application to Africa. *AMBIO : a Journal of the Human Environment*, 34(3) :230–236.

Cité p. 1.

Vörösmarty, C. J., McIntyre, P., Gessner, M. O., Dudgeon, D., Prusevich, A., Green, P., Glidden, S., Bunn, S. E., Sullivan, C. A., Liermann, C. R., et al. (2010). Global threats to human water security and river biodiversity. *Nature*, 467(7315) :555–561.

Cité p. 1.

Vrac, M., Stein, M., Hayhoe, K., and Liang, X.-Z. (2007). A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change. *Geophysical Research Letters*, 34(18).

Cité p. 169.

Vuillaume, G. (1981). Bilan hydrologique mensuel et modélisation sommaire du régime hydrologique du lac Tchad. *Cahiers ORSTOM.Série Hydrologie*, 18 :23–72.

Cité p. 95 et 107.

Wada, Y. and Bierkens, M. F. (2014). Sustainability of global water use : past reconstruction and future projections. *Environmental Research Letters*, 9(10) :104003.

Cité p. 1.

Wada, Y., van Beek, L. P., van Kempen, C. M., Reckman, J. W., Vasak, S., and Bierkens, M. F. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, 37(20).

Cité p. 1.

Wagner, G., Laj, C., Beer, J., Kissel, C., Muscheler, R., Masarik, J., and Synal, H.-A. (2001). Reconstruction of the paleoaccumulation rate of central Greenland during the last 75 kyr using the cosmogenic radionuclides ^{36}Cl and ^{10}Be and geomagnetic field intensity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3) :515–521.

Cité p. 66.

Wei, H. F., Ledoux, E., and De Marsily, G. (1990). Regional modelling of groundwater flow and salt and environmental tracer transport in deep aquifers in the Paris Basin. *Journal of Hydrology*, 120(1) :341–358.

Cité p. 46.

Welp, L. R., Lee, X., Kim, K., Griffis, T. J., Billmark, K. A., and Baker, J. M. (2008). $\delta^{18}\text{O}$ of water vapour, evapotranspiration and the sites of leaf water evaporation in a soybean canopy. *Plant, cell & environment*, 31(9) :1214–1228.

Cité p. 99.

Wilby, R. L. (2005). Uncertainty in water resource model parameters used for climate change impact assessment. *Hydrological Processes*, 19(16) :3201–3219.

Cité p. 143.

Wilby, R. L. and Harris, I. (2006). A framework for assessing uncertainties in climate change impacts : Low-flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research*, 42(2).

Cité p. 167.

Wilcken, K., Freeman, S., Schnabel, C., Binnie, S., Xu, S., and Phillips, R. (2013). ^{36}Cl accelerator mass spectrometry with a bespoke instrument. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294 :107–114.

Cité p. 87.

Wischusen, J. D., Fifield, L. K., and Cresswell, R. G. (2004). Hydrogeology of Palm Valley, central Australia ; a Pleistocene flora refuge? *Journal of hydrology*, 293(1) :20–46.

Cité p. 57.

Zairi, R. (2008). *Étude géochimique et hydrodynamique du Bassin du Lac Tchad (la nappe phréatique dans les régions du Kadzell (Niger oriental) et du Bornou (Nord-Est du Nigéria))*. PhD thesis, Université de Montpellier 2.

Cité p. 34, 36, 37, 84, 95, 98, 101, 105, 106, 179 et 192.

Zhu, C., Winterle, J. R., and Love, E. I. (2003). Late Pleistocene and Holocene groundwater recharge from the chloride mass balance method and chlorine-36 data. *Water resources research*, 39(7).

Cité p. 84.

Liste des figures

1.1	Cartes des ressources en eaux de surface et en eaux souterraines du continent africain	11
1.2	Représentation schématique de la géologie de l'Afrique du nord (d'après Guiraud et al. (2005))	14
1.3	Localisation des dépressions piézométriques, "énigme" de l'hydrogéologie de la zone sahélienne	18
1.4	Carte géologique et carte hydrologique du Bassin du lac Tchad	21
1.5	Caractéristiques hydrologiques et géochimiques du bassin du Chari-Logone	23
1.6	Géomorphologie du lac Tchad	25
1.7	Variabilité décennale des précipitations au Sahel et variabilité des niveaux du lac Tchad	26
1.8	Moyennes mensuelles des variables climatologiques mesurées à N'Djaména (Olivry et al., 1996)	29
1.9	Géochimie des eaux du lac Tchad	31
1.10	Coupe hydrogéologique SW-NE du bassin du lac Tchad	32
1.11	Carte piézométrique de l'aquifère quaternaire	34
1.12	Distribution en fréquence des transmissivités de l'aquifère Quaternaire du bassin du lac Tchad	35
2.1	$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of large lakes and semi-enclosed seas, adapted from Jasechko et al. (2013).	45
2.2	Distribution des retombées de ^{36}Cl à l'échelle mondiale	51
2.3	Répartition spatiale des rapports $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ aux Etats-Unis et en Europe	52
2.4	Moyennes annuelles des concentrations atmosphériques de traceurs environnementaux depuis 60 ans, d'après (Alley et al., 2002)	53
2.5	Diagramme $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ en fonction de la concentration en ^{36}Cl de toutes les publications qui utilisent le ^{36}Cl comme traceur d'âge des eaux souterraines anciennes.	56
2.6	Schématisation de l'évolution du rapport $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ d'une eau au cours du temps lors de son cheminement dans un aquifère	58
2.7	Photographie de l'Accélérateur ASTERisque (Accélérateur pour les Sciences de la Terre et les Risques) installé au CEREGE.	62
2.8	Measured $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ as a function of measured $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}_m$ (Article 1)	71
2.9	Error magnification curve on Cl contents (Article 1)	74
2.10	Error magnification curve on ^{36}Cl contents (Article 1)	75
2.11	Sample volume and spike mass optimization (Article 1)	77
2.12	Measured $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}_m$ normalized by expected $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ as a function of chlorine concentration derived from ID-AMS measurements (Article 1)	82
2.13	Cl concentration comparison between gravimetric standards and determined by ID-AMS (Article 1)	83
3.1	Location of Lake Chad Basin in Africa, Presentation of Lake Chad in its "normal" state (Article 2)	96

3.2	River input variables : sodium concentrations and oxygen-18 composition in the Chari-Logone and the Komadougou Yobe (Article 2)	102
3.3	Isotopic composition of precipitations and regional atmospheric vapor (Article 2) .	103
3.4	Sodium concentration and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of Lake Chad water over the 1968-1978 time period (Article 2)	106
3.5	A posteriori distribution (PDF) for each parameter of the hydrological model (Article 2)	116
3.6	Lake levels observed and simulated over the 1956-2008 period (Article 2)	118
3.7	Calibration of F_I and F_E for each pool (Article 2)	121
3.8	Results of the chemical and isotopic modeling for each pool (Article 2)	123
3.9	Representation of the misfit function as a function of the accepted samples during the Metropolis random walk algorithm (Article 2)	132
4.1	Utilisation séquentielle des modèles GR2M et modèles de lac sur l'actuel et sur le dernier millénaire	137
4.2	Variations des niveaux du lac Tchad au cours du dernier millénaire (d'après Maley (2010))	138
4.3	Schéma conceptuel du modèle GR2M	140
4.4	Simulations des débits du Chari-Logone par le modèle GR2M et des niveaux du lac Tchad par le modèle couplé GR2M-modèle de lac.	145
4.5	Forçages volcanique et solaire sur le dernier millénaire (Masson-Delmotte et al., 2013)	150
4.6	Evolution globale de la surface agricole, comprenant les surfaces cultivées et pâturées. (Schmidt et al., 2012)	150
4.7	Forçages radiatifs sur le dernier millénaire (Schmidt et al., 2011)	151
4.8	Distribution des précipitations sur le bassin versant du Chari Logone, observée (CRU) et simulée par les modèles IPSL, HadCM3, MPI-ESM-P sur la période 1955-2005	153
4.9	Distribution des températures sur le bassin versant du Chari Logone, observée (CRU) et simulée par les modèles IPSL, HadCM3, MPI-ESM-P sur la période 1901-2005	154
4.10	Calcul des écarts entre les simulations historiques IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P et les données observées, en précipitation et en température	156
4.11	Simulations de précipitation et de température sur la période historique par les modèles IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P et valeurs observées.	157
4.12	Corrélation entre la température océanique de surface et les précipitations sur le bassin du Lac Tchad, calculée et observée.	159
4.13	Simulations annuelles de précipitation et de température sur la période past1000 par les modèles IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P et valeurs observées sur le dernier siècle.	162
4.14	Résultats de modélisation couplée pluie-débit-hauteur de lac comparés à la courbe de Maley (2010)	166
5.1	Situation of Lake Chad and the Chari-Logone drainage basin	178
5.2	Piper diagram of surface waters and groundwater samples of the Quaternary aquifer	182
5.3	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ vs Cl concentration of surface water and groundwater samples, both in logarithmic scales	186
5.4	^{36}Cl and ^{18}O isotopic compositions of ground water samples.	187
5.5	Decomposition of runoff vs baseflow in the hydrogram of the Chari-Logone upper basin (Gac, 1980)	189
5.6	Residence time of chlorine in the Chari-Logone drainage basin	191
5.7	Interpretation of the chlorine and hydrological dynamics in the Lake Chad Basin. .	193

5.8	Mixing line model between the Chari-Logone end-member and the pre-modern end-member to explain the variability of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios measured in the Quaternary Aquifer.	195
5.9	Représentation schématique du bilan d'eau de la dépression piézométrique du Chari-Baguirmi	197
6.1	Study site : The Continental Terminal of the Lake Chad Basin	207
6.2	The $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ vs ^{36}Cl for groundwaters from the CT.	211
6.3	The $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ composition of groundwaters for the CT and $\delta^2\text{H}$ as a function of Cl concentration.	211
B1	Périodes de calibration et validation utilisées pour le modèle GR2M, définies à partir de la chronique des anomalies de débit.	269
B2	Sensibilité du modèle GR2M aux paramètres X_1 et X_2 dans le cas du bassin versant du Chari-Logone	270
B3	Performance du modèle GR2M appliqué au bassin du lac Tchad : comparaison entre débits simulés et observés.	271

Liste des tableaux

2.1	Characteristics of the ground water samples used in this study (Article 1)	69
2.2	Composition of the used spike solutions (Article 1)	70
2.3	Chlorine concentrations of the gravimetric standards and derived from ID-AMS measurements (Article 1)	81
2.4	Raw data used in calculation of concentrations from ID-AMS (Article 1)	86
3.1	Calibrated values of F_I and F_E and the corresponding calculated values of E (Evaporation), T (Transpiration) and I (Infiltration) in mm y^{-1}	117
3.2	Sensitivity of the input geochemical variables on the geochemical simulations (Article 2)	119
3.3	Details on the data set used (Article 2)	130
3.4	Details on the new data set provided (Article 2)	131
4.1	Résumé des caractéristiques des modèles IPSL, HadCM3 et MPI-ESM-P pour les simulations past1000 : les résolutions des grilles atmosphériques et océaniques sont données ainsi que les conditions aux limites utilisées comme forçage.	152
4.2	Différences de températures simulées entre trois périodes clés du dernier millénaire : Medieval Climatic Anomaly, MCA, Little Ice Age, LIA, 20 ^e siècle (XX) sur le BLT et sur l'hémisphère Nord	161
5.1	Chemical characteristics of the four groups obtained by ACP : means and standard deviations of major ions contents, expressed in mg L^{-1}	181
5.2	Water sample characteristics.	184
5.3	Water sample characteristics (suite).	185
6.1	Groundwater sample description, $[\text{Cl}^-]$ and Cl/Br ratios of groundwaters from the CT.	209
6.2	Environmental isotope data and modeled ^{36}Cl ages (using $R_i=150 \cdot 10^{-15}$ at at^{-1}) for groundwaters from the CT.	210
B1	Valeurs de paramètres X_1 et X_2 calés en fonction des périodes de calibration/validation choisies. Le numéro des découpage fait référence à la Fig. B1 et le caractère sec ou humide de la période de calibration est rappelé. La performance du modèle est appréciée par le critère de Nash calculé sur les débits mensuels pour la période de calibration et a période de validation.	270

ANNEXE A – UN LAC D’EAU DOUCE AU COEUR DU SAHEL

Contribution à l’Atlas du lac Tchad

Dans le cadre du projet "Sauvegarder le Lac Tchad" de la CBLT, un atlas du lac Tchad a été publié en 2015 aux éditions Passages (numéro spécial 183). Il a été rédigé sous la coordination de Geraud Magrin, Jacques Lemoalle et Roland Pourtier. Nous avons réalisé l’une des planches de l’atlas, sur la singularité de la douceur des eaux du lac Tchad au coeur d’une zone semi-aride. Cette planche est présentée sous sa forme publiée dans la présente annexe.

Chapitre 7

Camille Bouchez, Abdallah Mahamat Nour, Pierre Deschamps

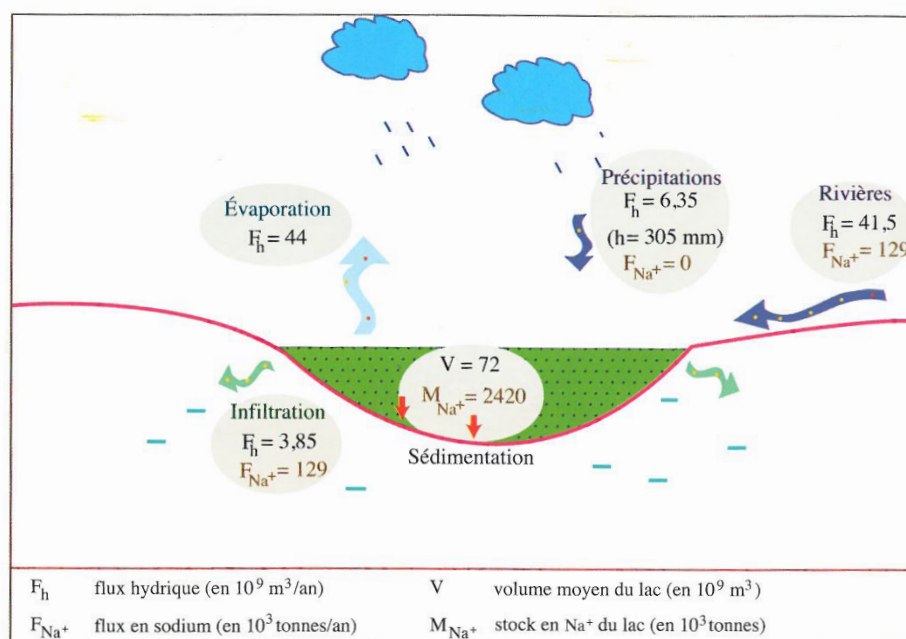
Un lac d'eau douce au coeur du Sahel

L'EAU DU LAC TCHAD est douce, étonnamment douce. Situé au cœur d'un des plus grands bassins endoréiques au monde, entre le Sahel et le Sahara, dans un environnement semi-aride, le lac Tchad devrait avoir des eaux chargées en éléments dissous comme c'est le cas des autres lacs endoréiques que sont la mer d'Aral, la mer Morte ou le Grand Lac Salé. Les eaux du lac Tchad sont pourtant faiblement chargées, avec des conductivités¹ entre 50 et 1 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, soit une salinité inférieure à 1 g/l. À titre de comparaison, les océans ont une salinité de 35 g/l et la mer Morte de 275 g/l; la mer d'Aral a vu sa salinité passer de 10 g/l en 1960 à 30 g/l en 1990. Selon la norme de potabilité de l'OMS (moins de 1 000 mg/l), l'eau du lac Tchad est bien douce, ce qui en fait une richesse inestimable dans le contexte sahélien.

Une anomalie tchadienne parmi les bassins endoréiques salés

Pour comprendre les processus qui font du lac Tchad une exception, il faut revenir aux différents flux entrants et sortants du bilan hydrologique et géochimique d'un lac endoréique. Les principaux apports sont constitués par les rivières qui alimentent le lac et par les précipitations qui tombent directement sur celui-ci. Les teneurs en éléments dissous de ces apports dépendent de la nature et de l'histoire géologique du bassin versant ainsi que de sa position géographique vis-à-vis des océans.

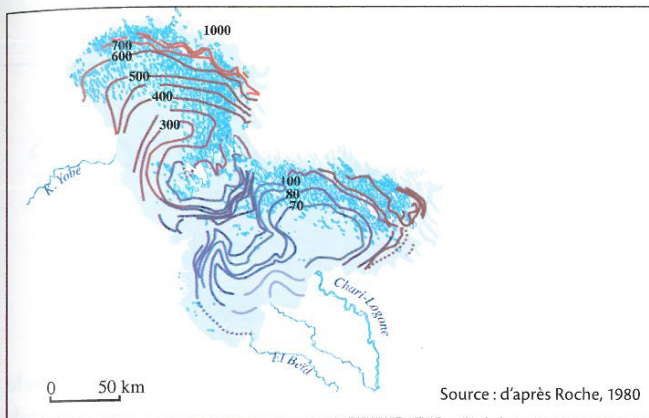
1. La conductivité, exprimée en $\mu\text{S}/\text{cm}$, est une mesure de la capacité de l'eau à conduire un courant électrique. Elle exprime de manière indirecte la charge ionique d'une eau, donc sa salinité.



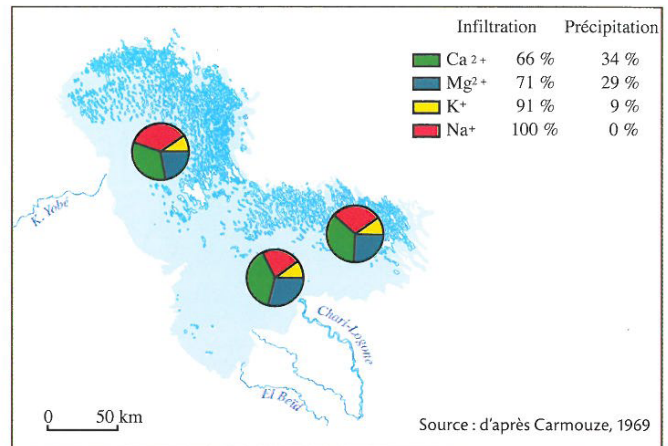
Équilibre hydrique et salin au stade Moyen Tchad : l'exemple du sodium (Na^+)

Les flux sortants dépendent de deux processus. L'évaporation de la masse d'eau, directement depuis sa surface et/ou via les plantes aquatiques, est le processus prépondérant. Seule l'eau pure repart vers l'atmosphère et les éléments dissous restent en solution dans la masse d'eau résiduelle dont la salinité augmente, ce qui permet d'atteindre le seuil de précipitation de certains minéraux. Les bassins endoréiques sont ainsi souvent caractérisés par des dépôts évaporitiques, qui dépendent des caractéristiques chimiques initiales de leurs eaux. L'activité biologique au sein de la colonne d'eau permet également de piéger une partie des éléments en solution sous forme de tests (coquilles) carbonatés (mollusques) ou siliceux (diatomées), modifiant ainsi la chimie des eaux.

Au lac Tchad, l'évaporation avoisine les 2 000 mm/an. Cette valeur très élevée est à mettre au regard des 300 mm/an de pluie ou bien de la profondeur de la cuvette sud, qui ne dépasse que rarement 3 mètres. Dans ce système fortement évaporatoire on s'attendrait à trouver des eaux très concentrées en sels. Il n'en est rien, le lac Tchad restant un lac d'eau douce.



Évolution spatiale des données de conductivité (en $\mu\text{S}/\text{cm}$) dans les eaux du lac au stade de Moyen Tchad en mars-avril 1967



Faciès chimiques des eaux du lac au stade de Moyen Tchad

Une combinaison de facteurs de régulation géochimique

Cette singularité du lac Tchad repose sur un ensemble de processus géochimiques régulateurs originaux. Les tributaires du lac, le Chari-Logone et la Komadougou Yobé, drainent des formations géologiques anciennes déjà fortement altérées et lessivées. Le bassin du lac Tchad, au cœur du continent africain, est éloigné des océans, de sorte que les précipitations ne transportent que peu d'embruns riches en sels. Tout ceci concourt à la faiblesse de la charge dissoute transportée par les rivières alimentant le lac.

Les apports en eau douce du système fluvial proviennent à 95 % du Chari-Logone dans la cuvette sud du lac. Ces eaux sont ensuite poussées vers les archipels et vers le nord. Au cours de ce transfert, elles sont soumises à l'évaporation, processus responsable d'une augmentation progressive de la concentration des eaux en éléments dissous. Par ailleurs, au fur et à mesure que les eaux s'éloignent du delta du Chari, leur composition géochimique, en particulier des cations, évolue à la suite de la précipitation de certains minéraux ou par leur assimilation par la végétation. Le sodium (Na) devient alors le cation majoritaire dans la cuvette nord. Il est évacué du lac par transfert des eaux, via la nappe aquifère, et précipite ensuite sous forme de carbonates dans les dépressions interdunaires de la bordure septentrionale du lac, formant d'importants gisements de natron (Na_2CO_3 , NaHCO_3) exploités par les populations locales.

Le lac Tchad est en connexion hydraulique avec le système aquifère présent dans les sédiments d'âge quaternaire sur lesquels il repose. Différentes méthodes ont permis d'estimer l'infiltration à environ 5 % du bilan hydrique du lac. Bien que faible en comparaison du taux d'évaporation, l'infiltration joue cependant un rôle majeur dans la régulation chimique,

en permettant d'évacuer une grande partie des éléments chimiques en solution.

Des évolutions du système géochimique qui reflètent les variations du lac

Les caractéristiques géochimiques du lac ont été établies à partir des mesures réalisées à la fin des années 1960, en contexte de Moyen Tchad, alors qu'un équilibre hydrologique et chimique était probablement atteint. La question se pose aujourd'hui de savoir comment la régulation chimique s'opère depuis les années 1970, dans un lac en phase de Petit Tchad qui subit des variations de surface importantes et rapides. Des études récentes ont montré que la chimie des eaux du lac a changé alors que la teneur en éléments dissous des rivières n'a pas été modifiée. En particulier, lors de la remise en eau de la cuvette nord après son assèchement des années 1980, des teneurs en carbonate et en sulfate bien supérieures à celles du lac des années 1970 ont été mesurées. Différentes hypothèses ont été évoquées pour expliquer ces changements de chimie du lac : remise en solution de minéraux précipités au cours des périodes d'assèchement de la cuvette nord, développement important de végétaux (macrophytes) lors des variations de surface du lac et/ou alimentation par la nappe phréatique. À ce jour, aucune n'a été définitivement quantifiée et validée.

Si les processus de précipitation de minéraux et d'assimilation par la végétation jouent un rôle important, en particulier sur l'évolution du faciès chimique, l'infiltration des eaux du lac vers la nappe aquifère semble être le processus majeur assurant une régulation chimique à long terme du lac. C'est donc cette connexion lac-aquifère qui fait du lac Tchad un système si singulier au regard des autres bassins endoréiques, assurant la pérennité d'un écosystème original essentiel pour la biodiversité et les populations riveraines.

ANNEXE B – DÉTAILS SUR LE MODÈLE GR2M

Les détails du modèle GR2M sont présentés dans cette annexe. Ce sont les résultats obtenus par Bouamara Abdenassar lors de son stage de M2 réalisé en co-encadrement entre l'IRSTEA d'Aix en Provence et le CEREGE.

Les anomalies de débits, calculées par rapport à l'ensemble de la période 1955-2010, permettent de mettre en évidence les périodes humides et sèches et la diminution nette des débits au cours des années 80. A partir de cette chronique sont définies différentes périodes humides ou sèches, qui sont alternativement utilisées comme période de calage et de validation.

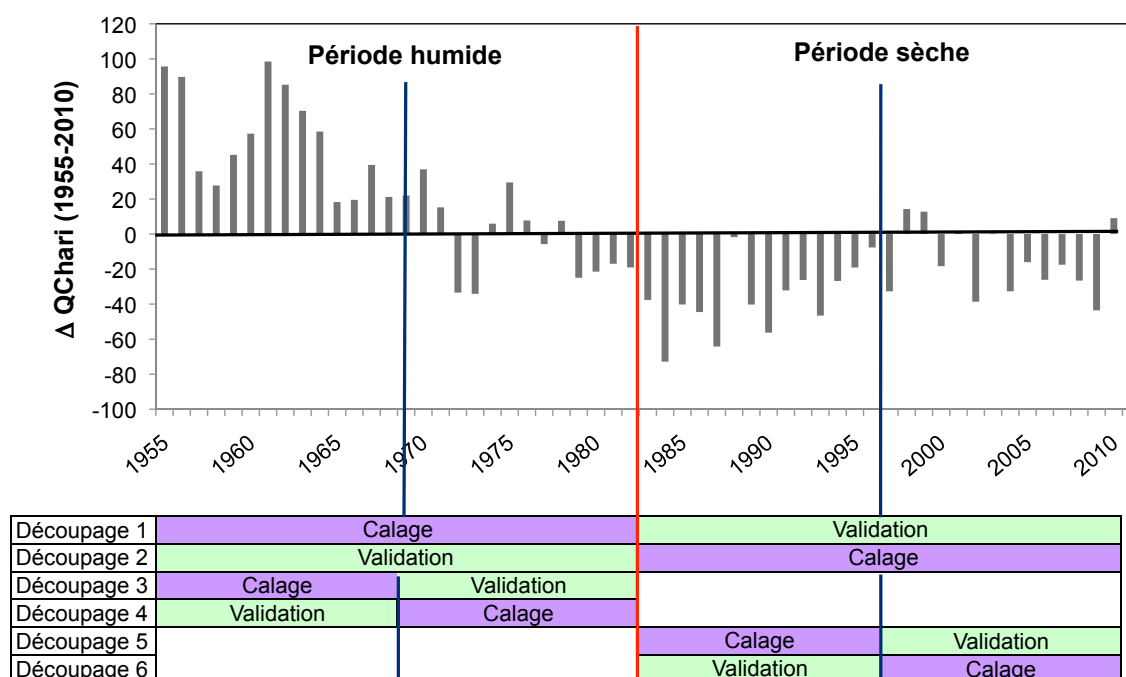


FIGURE B1 – Périodes de calibration et validation utilisées pour le modèle GR2M, définies à partir de la chronique des anomalies de débit.

Les paramètres calés à partir des découpages en périodes de calage/validation, ainsi que la per-

formance du modèle sont présentées dans le Tableau B1. Les critères de Nash calculés sur les débits mensuels sont présentés. La calibration en période humide mène à des valeurs de X_1 supérieures à 0,43 contre 0,37 en période sèche et à des valeurs de X_2 inférieures à 0,28 en période humide contre 0,31 en période sèche. La calibration sur l'ensemble de la période d'étude mène à des valeurs de paramètres proches des valeurs obtenues par une calibration en période humide.

TABLEAU B1 – Valeurs de paramètres X_1 et X_2 calés en fonction des périodes de calibration/validation choisies. Le numéro des découpage fait référence à la Fig. B1 et le caractère sec ou humide de la période de calibration est rappelé. La performance du modèle est appréciée par le critère de Nash calculé sur les débits mensuels pour la période de calibration et a période de validation.

	caractéristique période calage	X_1	X_2	Nash Q_M cal.	Nash Q_M val.
découpage 1	humide	0,43	0,28	77	60
découpage 2	sec	0,37	0,31	78	65
découpage 3	humide	0,46	0,23	76	74
découpage 4	humide	0,43	0,28	78	74
découpage 5	sec	0,37	0,31	83	74
découpage 6	sec	0,36	0,31	74	83
1955-2010		0,42	0,27	75	

La sensibilité du modèle GR2M aux valeurs des paramètres a été testée. Pour des valeurs de paramètres X_1 et X_2 , le critère de Nash sur les débits mensuels est calculé. Les lignes d'iso-valeurs du critère de Nash sont représentées dans l'espace des paramètres X_1 et X_2 (Fig. B2).

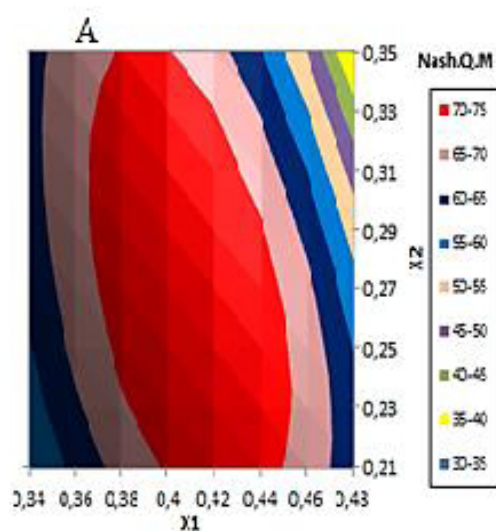


FIGURE B2 – Sensibilité du modèle GR2M aux paramètres X_1 et X_2 dans le cas du bassin versant du Chari-Logone

Résultats du modèle GR2M calé sur la période
1955-2010 dans le bassin du Chari-Logone
 $X1=0,42$ et $X2=0,27$

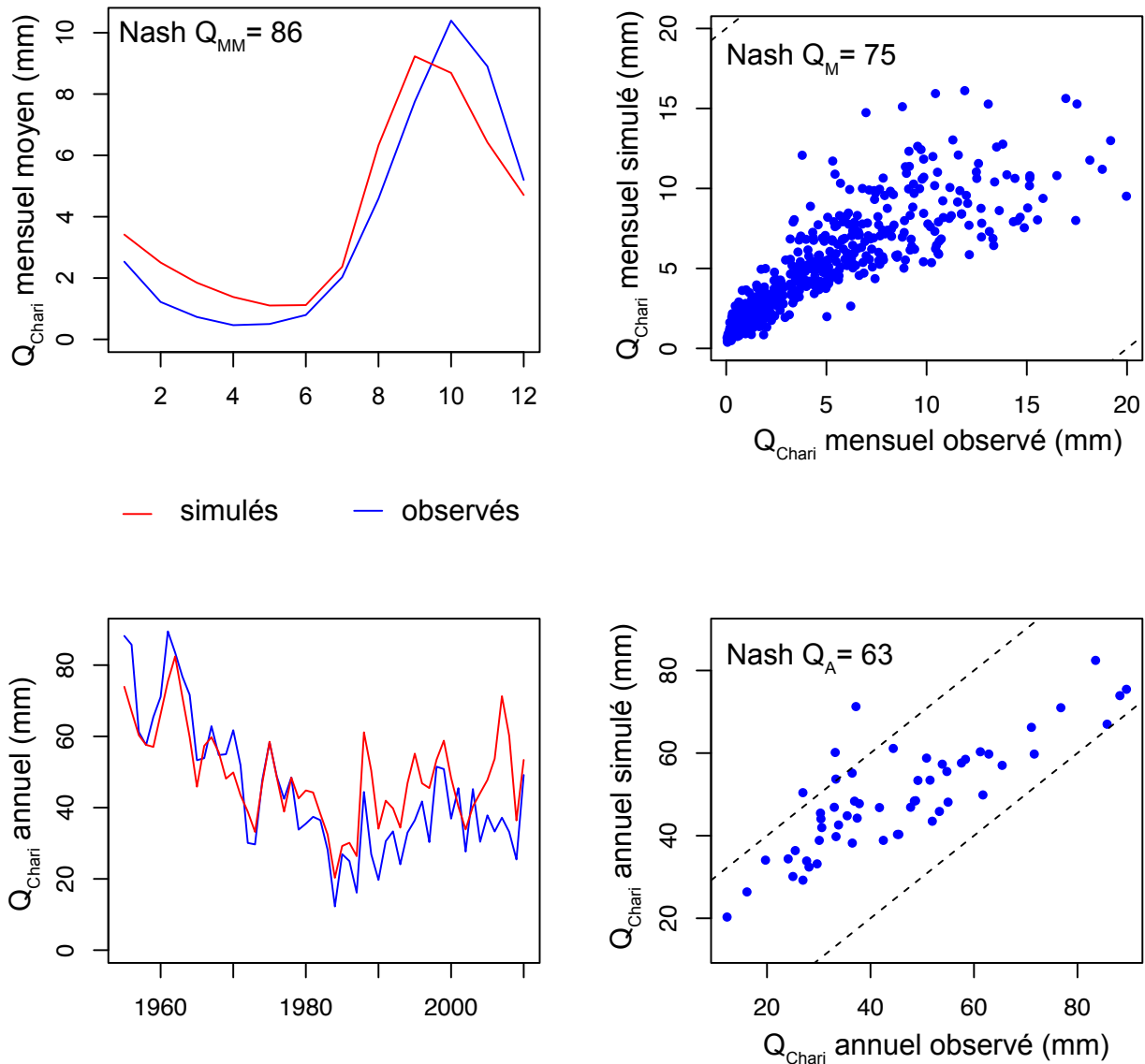


FIGURE B3 – Performance du modèle GR2M appliqué au bassin du lac Tchad : comparaison entre débits simulés et observés. Les débits simulés ont été obtenus après le calage des paramètres sur toute la période étudiée de 1955 à 2010. Les débits moyens mensuels, les débits annuels et les débits mensuels simulés sont comparés aux observations et les critères de Nash correspondant sont calculés.

ANNEXE C – ARTICLE PROCEDIA EARTH AND
PLANETARY SCIENCE

Conférence AIG-11, BRGM, Orléans, 2015

Available online at www.sciencedirect.com**ScienceDirect**

Procedia Earth and Planetary Science 13 (2015) 147 – 150

Procedia
 Earth and Planetary Science

11th Applied Isotope Geochemistry Conference, AIG-11 BRGM

Investigation of ^{36}Cl distribution: towards a new estimation of groundwater residence times in the confined aquifer of the LCB?

Camille Bouchez^{a*}, Pierre Deschamps^a, Julio Goncalves^a, Bruno Hamelin^a, Florence Sylvestre^a, Jean Claude Doumnang^b, Abdallah Mahamat Nour^{a,b}, Ibrahim Baba Goni^c, Guillaume Favreau^d, Pierre Genthon^d, Jean Luc Seidel^d

^aCEREGE UM34, Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, 13545 Aix en Provence, France^bLGGT, Université de N'Djaména, N'Djaména, Tchad^cDepartment of geology, University of Maiduguri, Maiduguri, Nigeria^dUMR HSM, Université de Montpellier II, CNRS, IRD, Montpellier, France**Abstract**

^{36}Cl measurements in groundwaters of the deep confined aquifer of the Lake Chad Basin (LCB) were performed in order to constrain groundwater geochemical ages and residence times. Twenty-seven wells were sampled in Nigeria, Niger and Chad in the southern parts of the large (700 000 km²) multilayered aquifer of the LCB. $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ values range between 11 ± 1.10^{-15} to 148 ± 8.10^{-15} at/at. The highest ratios are observed near the recharge zone of the Nigerian part of the Continental Terminal aquifer, while the lowest ones are found in wells located near the southern fringe of the present-day lake Chad. Chloride concentrations are low (below 100 mg/l) and not correlated to the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ values, indicating negligible dissolution of evaporites in most samples. Reliable ^{36}Cl ages can be calculated along the different flow paths investigated, suggesting residence times of the deep groundwaters larger than 300 000 years. These results are consistent with new AMS- ^{14}C data below the detection limit but are in contradiction with previous ^{14}C data obtained in the area.

© 2015 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

Peer-review under responsibility of the scientific committee of AIG-11.

Keywords: Lake Chad Basin, groundwater ages, chlorine-36, paleorecharge, Continental Terminal

* Corresponding author. Tel.: +33676396088.
E-mail address: bouchez@cerège.fr

1. Introduction

Large sedimentary aquifers of northern and western Africa contain important groundwater resources [1]. In these semi-arid to arid regions, their use is expected to increase substantially to combat growing food insecurity. Improved knowledge of the hydrological behavior and recharge of these aquifers is essential to properly assess availability and sustainability of these resources. This is specially the case for the multi-layer aquifer system of the Lake Chad Basin (LCB) that remains poorly studied. Located in Central Africa, at the transition between Sahel and Sahara, the LCB is one of the greatest endorheic basins of the world. It encloses a multi-layered aquifer composed of two main aquifer units: an unconfined Quaternary aquifer and a deeper confined aquifer. The latter is subdivided into Lower (Continental Terminal formation) and Middle (early Pliocene formation) aquifer sub-units in the Nigerian part of the LCB [3,4]. For the sake of simplicity, they are undifferentiated in this study and both named Continental Terminal (CT). The CT is mostly artesian, but increasing withdrawal in the populated area of northeastern Nigeria leads to a significant pressure decline.

According to a comprehensive review of the rare hydrogeological study carried out on the Continental Terminal system [2], the waters flow from the South West of the Basin (present-day recharge zone) to the North East depression of the “Bas-Pays” (present-day outlet zone). Geochemical investigations in the Nigerian part of the Continental Terminal aquifer show waters recharged during humid periods ^{14}C -dated around 20 or 40 ka [3,4]. However, these ^{14}C -derived ages are questionable since ^{14}C contents are within the range (0-10%) where classical techniques may be significantly biased by atmospheric contamination during sampling [5]. Moreover, the recharge periods are not fully consistent with paleoclimatic reconstructions, especially during the Last Glacial Maximum, 21 ka ago that is generally recognized to be an arid period in this part of Africa [6].

In this study, we propose to use, alternatively to ^{14}C , another cosmogenic nuclide, the chlorine-36 to provide further constraints on groundwater dynamic in a large part of the Continental Terminal aquifer that extends over Niger, Nigeria and Chad. Chlorine-36 is a powerful tool in hydrological studies and in groundwater dating because of the conservative behavior of chlorine and its half-life of 3.10^5 a^{-1} . Although this tool was largely applied in many large aquifer systems around the world [7], it is the first time that ^{36}Cl analyses were performed on LCB aquifers.

2. Method

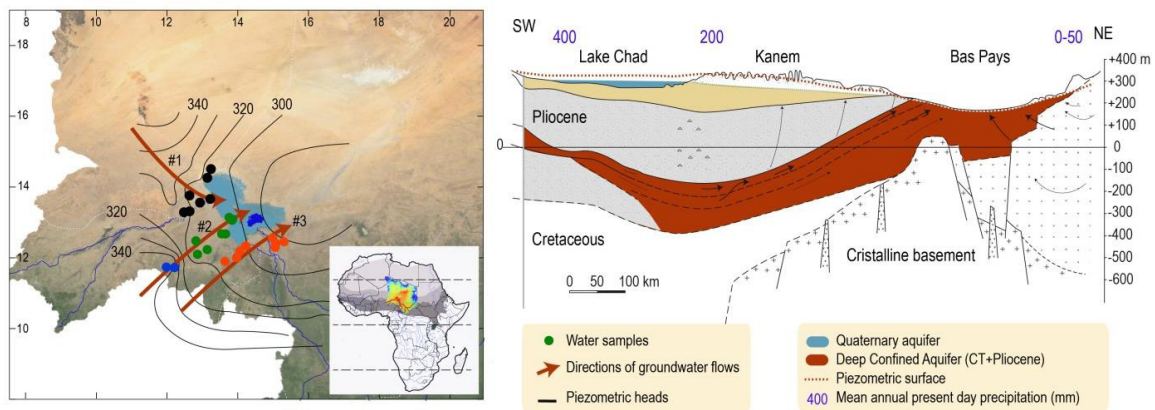


Fig. 1. Piezometric map of the confined aquifer. The dots represent the water sample locations and the arrows three different groundwater flow paths. The Lake Chad Topographic Basin (LCB) is drawn on the map of Africa (DEM: blue=3000m ; red=200m). Groundwater flows are represented on a SW-NE cross-section of the sedimentary basin [2]

Groundwaters of twenty-seven wells from the Continental Terminal aquifer were sampled in the Nigeria, Niger and Chad parts of the Basin from 2008 through 2013. With the exception of two wells located near the recharge zone

(in blue in the Figure 1), all wells were artesian. ^{36}Cl measurements were carried out at the French AMS National Facility ASTER, CEREGE following the procedure described in [7]. No spike was added to the samples to avoid ^{36}Cl contamination. All samples have $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios at least ten times above the chemical blank ratio ($5\text{-}10\cdot 10^{-16}$ at/at) with a reproducibility of 8% [8]. Chloride concentrations were measured at HydroSciences Montpellier by Ion Chromatography. ^{14}C -AMS analyses (Artemis-AMS facility) were performed on four samples originating from the Chadian zone investigated in this study. Because of the very low ^{14}C contents measured in previous studies (<10 pmc), special care was taken to avoid contamination during ^{14}C -dedicated water sampling and inox bottles with two entries were used. This device allows flushing air outside the bottle and ensuring no contact with the atmosphere.

3. Results

$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios range between $11\pm 1\cdot 10^{-15}$ and $148\pm 8\cdot 10^{-15}$ at/at and chloride concentrations range between 2 and 117 mg/l (see Figure 2). The two samples characterized by the highest $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ values ($\sim 145\cdot 10^{-15}$ at/at) and very low chloride content waters (below 5 mg/l) are close to the outcrop of the Continental Terminal formations. This $145\cdot 10^{-15}$ value may reflect the initial $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio of water recharging the aquifer system at this location. This value is however significantly lower than the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ signature of the Holocene groundwaters of the Chadian part of the Quaternary aquifer that are characterized by a homogeneous pre-anthropogenic initial $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio of $200\cdot 10^{-15}$ at/at [9] that very likely reflects the initial $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio of the southern part of the LCB. This significant discrepancy in "initial" $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios between the Nigerian and Chadian parts remains elusive. Although it might be explained by spatial variations in ^{36}Cl fallout and/or Cl content in precipitation [10,11] over the LCB, we cannot rule out an "age effect" that would indicate older water in the near vicinity of the Nigerian CT outcrop.

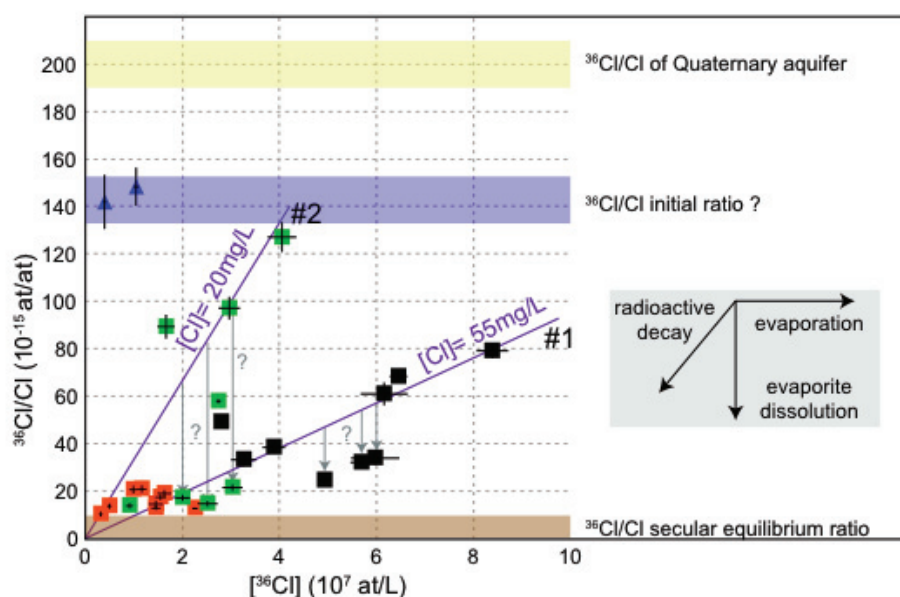


Fig. 2. $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ as a function of $[^{36}\text{Cl}]$. The blue area depicts the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ value of recharge zone while the yellow one the mean range of $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio observed in the Quaternary aquifer [9]. The brown area is the secular equilibrium. The dot colors are the same as used on Figure 1 for sample location. Flow lines #1 and #2 can be associated with two radioactive decay lines. The arrows show the correction from potential dissolution of evaporites. The influence of evaporation and dissolution of evaporites on both the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ and the ^{36}Cl content are also represented.

The lowest $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratios (around 10 to $15\cdot 10^{-15}$ at/at, $n=7$) are measured in groundwaters from Chad and the eastern part of Nigeria. The equilibrium ratio found in sandstone formation similar to the Chadian formations is usually below $10\cdot 10^{-15}$ at/at [12]. Although this requires complementary investigation, we hypothesize that these waters have not reached the secular equilibrium.

Low chloride concentrations and the absence of correlation between the $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ and $[\text{Cl}^-]$ suggest the absence of dissolution of evaporites in most samples. Therefore the general decrease trend in both $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ and ^{36}Cl observed along the two flow paths #1 and #2 (green and black points, Fig.2) can be explained by the radioactive decay of ^{36}Cl . Assuming initial $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ratio of $145 \cdot 10^{-15}$ at/at, ^{36}Cl ages can be estimated and lead to groundwaters older than 300 000 years for most of the samples (with the exception of 3 samples of the flow path #2 that are likely younger). For the samples situated at the end of the three flow paths investigated here and characterized by $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ranging from 10 to $20 \cdot 10^{-15}$ at/at, ^{36}Cl ages attain 1 Ma.

These results are highly consistent with the four ^{14}C analyses that are below the detection limit of Artemis-AMS facility (< 0.5 pmC). With the limitation of the small number of ^{14}C -analyse samples, these data clearly indicate ages older than 50 ka, in agreement with the ^{36}Cl -derived ages. These results, in contradiction with previous studies [3,4], give new insights to the paleohydrology of the survey area. It also confirms that special care is highly needed in the sampling of waters for ^{14}C measurements [5].

4. Conclusions

^{36}Cl is a suitable tracer for groundwater dating in the deep confined aquifer of the Lake Chad Basin because of low chloride content of groundwaters compared to other large aquifers of northern Africa. Its application provides robust evidence that groundwater residence times are superior to 300 ka. Recent waters are not clearly evidenced even close to the recharge zone, indicating very limited active recharge of the system. These first results are pivotal for its sustainable water management.

Acknowledgements

The CEREGE group was supported by the LABEX OT-Med (Objectif Terre: Bassin Méditerranéen; <http://www.otmed.fr/>), the Agence Nationale de la Recherche (Project EQUIPEX ASTER-CEREGE) and the FFEM (Fond Français pour l'Environnement Mondial. This work was supported by IRD through LMC14 UMS 2572 (CEA-CNRS-IRD-IRSN-MCC, France) for the ^{14}C analyses. The authors are very grateful to Jean-Luc Michelot and Marc Massault for the help they provided on ^{14}C analyses.

References

1. Macdonald AM, Bonsor HC, Dochartaigh BEO, Taylor RG. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. *Environmental Research Letters* 2012;7.
2. Schneider JL. Géologie-Archéologie-Hydrogéologie de la République du Tchad, BRGM; 2004.
3. Edmunds WM, Fellman E, Goni IB. Lakes, groundwater and paleohydrology in the Sahel of NE Nigeria : evidence from hydrogeochemistry. *Journal of the Geological Society* 1999;156:345-355.
4. Maduabuchi C, Faye S, Maloszewski P. Isotope evidence of paleorecharge and paleoclimate in the deep confined aquifers of the Chad Basin, NE Nigeria. *Science of the Total Environment* 2006; 370:467-479.
5. Aggarwal PK, Araguas-Araguas L, Choudhry M, Van Duran M, Froehlich K. Lower groundwater ^{14}C age by atmospheric CO_2 uptake during sampling and analysis. *Groundwater* 2014;52:20-24.
6. Hoelzmann P, Gasse F, Dupont LM, Salzmann U, Staubwasser M, Leuschner M, Leuschner DC, Sirocko F. Paleoenvironmental changes in the arid and subarid belt (Sahara-Sahel) Arabian peninsula from 150 kyr to present. *Past climate and variability through Europe and Africa* 2004;6:219-256.
7. Philips FM. Chlorine-36 in Environmental Tracers in Subsurface Hydrology, SpringerLink; 2000. p. 299-348.
8. Bouchez C, Pupier J, Benedetti L, Deschamps P, Guillou V, Keddadouche K, Aumaitr G, Arnold M, Bourlès D. Isotope-Dilution – AMS technique for ^{36}Cl and Cl determination in low chlorine content waters. *Chemical Geology* 2015; 404:62-70.
9. Bouchez C, Deschamps P, Goncalves J, Hamelin B, Sylvestre F. Characterization of recharge in the Quaternary aquifer of the semi-arid Lake Chad Basin using ^{36}Cl data, *in prep.*
10. Plummer MA, Phillips FM, Fabryka-Martin JT, Turin HJ, Wigand PE, Sharma P. Chlorine-36 in Fossil Rat urine: an archive of cosmogenic nuclide deposition during the past 40,000 years, *Science* 1997; 277:538-541.
11. Davis SN, Moysey S, Dewayne Cecil L, Zreda M. Chlorine-36 in groundwater of the United States: empirical data. *Hydrogeology Journal* 2003; 11:217-227.
12. Fabryka-Martin JT. Production of radionuclides in the earth and their hydrogeologic significance with emphasis on chlorine-36 and iodine-129, University of Arizona; 1988.

