



HAL
open science

HYDROLOGIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU LAC MASOKO ET DE LACS VOLCANIQUES DE LA PROVINCE ACTIVE DU RUNGWE (SUD-OUEST TANZANIE)

Manuëlla Frédérique, Dominique Delalande

► **To cite this version:**

Manuëlla Frédérique, Dominique Delalande. HYDROLOGIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU LAC MASOKO ET DE LACS VOLCANIQUES DE LA PROVINCE ACTIVE DU RUNGWE (SUD-OUEST TANZANIE). Hydrologie. Université Paris Sud - Paris XI, 2008. Français. NNT: . tel-00403009

HAL Id: tel-00403009

<https://theses.hal.science/tel-00403009>

Submitted on 8 Jul 2009

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.

Orsay

UNIVERSITE PARIS SUD
FACULTE DES SCIENCES D'ORSAY

THESE

Pour obtenir le grade de :

DOCTEUR EN SCIENCES de l'UNIVERSITE PARIS XI

Spécialité SCIENCES DE LA TERRE

par

Manuëlla DELALANDE

**HYDROLOGIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU LAC
MASOKO ET DE LACS VOLCANIQUES DE LA PROVINCE
ACTIVE DU RUNGWE (SUD-OUEST TANZANIE)**

Soutenue publiquement le 26 Mai 2008

JURY

Luc ANDRE	Pr, MRAC, Tervuren	Invité
Laurent BERGONZINI	MdC, Université Paris XI, Orsay	Directeur de Thèse
Philippe BRANCHU	MdC, Ponts et Chaussées, Trappes	Examineur
Piotr TUCHOLKA	Pr, Université Paris XI, Orsay	Co-Directeur de thèse
Bruno TURCQ	DR, IRD, Bondy	Rapporteur
David WILLIAMSON	CR, CNRS, Aix-en-Provence	Examineur
Gian Maria ZUPPI	Pr, Université Ca' Foscari, Venise	Rapporteur&Président

REMERCIEMENTS

Un grand merci à Laurent Bergonzini pour son amitié, son enseignement, ses conseils et sa disponibilité. Merci pour les moments d'intenses discussions passés ensemble.

Mes plus sincères remerciements à David Williamson qui avec Laurent, m'a permis de découvrir la Tanzanie en travaillant sur la région du Rungwe. Sans leurs soutiens et leurs aides, ces travaux n'auraient sûrement pas été aussi fructueux. J'ai passé d'agréables moments et des moments délirants en leur compagnie ce qui n'a en rien gâché le plaisir de travailler en équipe, bien au contraire !!!! J'espère que la bouteille « KISIBA » de nos rêves verra bientôt le jour !!! Merci à vous deux encore une fois !

Mes plus sincères remerciements sont également adressés à Bruno Turcq, Gian Maria Zuppi, David Williamson, Philippe Branchu, Luc André, Piotr Tucholka et Laurent Bergonzini pour leur participation à mon jury de thèse.

La réalisation de ces travaux a bénéficié de nombreuses collaborations : le CEREGE (Aix-en-Provence, France), le CNR (Pise, Italie), le MRAC (Tervuren , Belgique), l'EAWAG (Dübendorf, Suisse) ainsi que l'Université de Dar es Salaam et l'IRA (Tanzanie).

Je tiens également à remercier l'équipe du laboratoire IDES (Orsay, France), Marc Massault et Annick Filly pour m'avoir permis de découvrir les joies du laboratoire ; leurs enseignements et savoir-faire m'ont été d'une aide précieuse. Je remercie également Jean-Luc Michelot, Cécile Quantin, Lionel Mercury, Florent Barbecot et Christelle Marlin pour leurs commentaires et discussions. Je remercie également le personnel du 504 pour leur aide, ô combien utile ! , dans mes démarches administratives et financières.

Tout le travail de terrain n'aurait jamais pu être mis en œuvre sans l'aide et la participation active de Stephen, Amos, Mwandapile, Abdallah et de tous les habitants de Masoko. Merci pour leur accueil chaleureux, leur solidarité et leur disponibilité.

Je remercie chaleureusement Françoise Chalié, Michel Decobert et Ouassila Merdaci pour leurs amitiés, leur aide et leur soutien.

Merci aux collègues et copains : Jérémie, Bernard, Thierry, Marie, Vincent, Marina, Christelle, Ilaria, Yves, Lieven, Yannick, Romain... pour leur bonne humeur, leur écoute et leur discussions.

Merci aussi à l'équipe du Baron (Olivier, Doumé, ...) pour sa jovialité et à Olivia Falzi pour son aide précieuse à la relecture des versions anglaises des articles qui ont été publiés.

Un grand merci à Evann Le Mouëllic pour sa contribution graphique (il a notamment beaucoup participé au montage des x scans originaux de piètre qualité de la fameuse Fig. 1.2 !), pour son soutien au quotidien et sa patience.

Mille mercis à mes parents et à mes frères pour leurs encouragements et leur soutien.

RESUME

La caractérisation des fonctionnements hydrologique et géochimique du lac Masoko et d'autres lacs volcaniques du Sud Ouest tanzanien a permis de mettre en évidence que, les niveaux et bilans de ces systèmes lacustres, pour la plupart fermés, sont notamment régis par des échanges avec l'atmosphère positifs ($P-E>0$) dont résultent d'importants flux souterrains et que ces lacs, à première vue endoréiques, constituent des lieux de dilution.

Les bilans hydrologiques et isotopiques, à l'échelle annuelle, testés et précisés par la mesure de compositions isotopiques de vapeur atmosphérique pour partie d'origine continentale, (i) confirment l'existence d'apports et de pertes souterrains qui, ont pu par évidences isotopiques être localisées, et (ii) les quantifient. Deux types de comportements hydrologiques majeurs sont alors distingués. Les lacs peu profonds ($\leq 2\text{m}$) dont les compositions isotopiques révèlent des systèmes présentant de larges variations saisonnières, sont caractérisés par de courts temps de résidence de l'eau (quelques mois) tandis que les lacs profonds, à l'équilibre isotopique, présentent des temps de séjour supérieurs à l'année.

Si les bilans hydrologiques attestent de l'importance des flux souterrains, dont les estimations sont en direct relation avec les facteurs de pertes par évaporation calculés, ils ne permettent pas d'expliquer les différences de minéralisation lacustres observées. En effet, la modélisation de l'évolution actuelle des teneurs isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) et en chlorures (éléments conservés) des eaux lacustres étudiées a montré que, les compositions des lacs faiblement minéralisés résultent de l'évaporation d'apports totaux constitués, d'un mélange entre des eaux de précipitation et en provenance d'aquifère de surface. Les compositions des lacs plus minéralisés, situés à proximités d'accidents géologiques majeurs, découlent quant à elles, de l'évaporation d'apports totaux composés à la fois, d'eaux de précipitation, de subsurface et hydrothermales. Ainsi, le couplage des bilans hydriques, isotopiques et en chlorures a permis de quantifier les apports hydrothermaux en provenance du réservoir profond.

Dans l'objectif d'établir les bilans hydrochimiques des lacs, les apports en provenance de la nappe de subsurface et hydrothermaux (qualifiés régionalement par la présence de

sources gazeuses froides et chaudes) ont été à leurs tours, caractérisés. L'interaction eau-roche sous l'influence de la dissolution de CO₂ d'origine pour partie magmatique, semble constituer le principal processus de la minéralisation de ces apports. Toutefois, la chimie des sources gazeuses chaudes, situées au Sud du Rungwe, résulterait d'un mélange entre des eaux en provenance de l'aquifère de surface et d'un réservoir profond dont la température et la profondeur ont été respectivement estimées à $160 \pm 20^\circ\text{C}$ et $5 \pm 2\text{km}$.

Enfin, l'étude des fonctionnements hydrologique et géochimique des lacs volcaniques du Sud-Ouest tanzanien, sous les conditions hydroclimatiques régionales actuelles ($P-E > 0$), a permis de montrer que le degré de minéralisation des systèmes présentés pourrait s'accroître sous l'influence d'une augmentation de la pluviométrie ou, d'une diminution des taux d'évaporation en faveur, de la contribution des apports en provenance des bassins hydrologiques aux lacs. Cet état de fait engendre d'importantes répercussions sur les interprétations paleoclimatiques basées sur l'étude des enregistrements sédimentaires lacustres. Ainsi, des augmentations de la minéralisation des hydrosystèmes seraient, dans cette région volcanique et tectoniquement active, reliées à des conditions climatiques humides alors qu'elles donnent préférentiellement lieu à des interprétations contraires. Les connaissances acquises du fonctionnement hydrologique actuel des systèmes autorisent une relecture des archives sédimentaires du lac Masoko et de rendre compatibles les proxies indépendantes reconstituées.

ABSTRACT

The hydrological and geochemical characterization of Lake Masoko as well as others volcanic lakes of the active Rungwe province (SW Tanzania) gives evidence that the lake-levels and the balances of these systems are first, controlled by positive exchanges with atmosphere ($P-E>0$) and secondly, by important groundwater fluxes. It was also shown that these lakes are areas of dilution.

The annual isotopic and hydrological balances, tested and improved by the direct measure of isotopic compositions of the partly continental-originated atmospheric moisture, (i) confirm the existence of groundwater inflows and outflows, which have been indicated by isotopic evidences and, (ii) make them quantifiable. Two types of main hydrological behaviour are distinguished. Shallow lakes ($\leq 2\text{m}$) showing large seasonal variations of their isotopic compositions are characterized by short water residence time (few months). While deep lakes, at isotopic equilibrium, have residence times longer than a year.

If hydrological balances prove the importance of groundwater fluxes of which the estimations are in direct relation with the calculated factor of losses by evaporation, they do not allow explaining the observed differences of lake mineralization. In fact, the reconstitution of lake isotopic signatures ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) and chloride contents (conservative elements) show that the compositions of low mineralized lakes result from the evaporation of total inputs constituted by a mixing between precipitation and subsurface inflows. The compositions of more mineralized lakes, which are also the nearest of major geological accidents, ensue from the evaporation of total inputs resulting from the mixing of precipitation, subsurface and hydrothermal inflows. Thus, the coupled hydrological, isotopic and chloride balances allow to quantify the hydrothermal inflows coming from a deep reservoir.

In order to establish the lake hydrochemical budgets, the subsurface and hydrothermal (regionally defined by the presence of cold and hot springs) inflows are next characterized. The water-rock interaction, under the influence of mostly magmatic-originated CO_2 , seems to represent the main process of inflow mineralization. However, the chemistry of hot gaseous springs, located at the South of Rungwe, would result from a mixing between subsurface

gases and gases coming from deep reservoir, of which the temperature and depth are respectively estimated at $160 \pm 20^{\circ}\text{C}$ and $5 \pm 2\text{km}$, water.

Finally, the hydrological and geochemical characterization of South West Tanzanian volcanic lakes, under actual regional hydroclimatic conditions ($P-E>0$), shows that the mineralization degree of studied systems could rise when precipitation rates increase or, evaporation rates decrease; both favour the contribution of inflows to the lakes. That involves considering again the paleoclimatic interpretations based on the lake sedimentary records. Thus, the increase of hydrosystem mineralization would be, in this volcanic and tectonically active region, linked to wet climatic conditions whereas opposite interpretations are, up till now, usually considered. The actual knowledges of lake hydrology allow to read again the sedimentary records of Lake Masoko and to get compatible reconstituted independent proxies.

TABLE DES MATIERES

RESUME	V
INTRODUCTION	IX
CHAPITRE 1 : CONTEXTE ET OBJETS DE L'ETUDE	1
1. 1. Présentation des traits physiographiques internes au bassin du Karonga	4
1. 1. 1 Géologie et thermalisme	4
1. 1. 2 Couvertures végétale et pédologique	7
1. 1. 3 Caractéristiques hydro-climatiques aux échelles continentales, régionales, locales et de Masoko	8
1. 1. 3. 1 Les précipitations (P)	10
1. 1. 3. 2 Les températures de l'air (Tair)	12
1. 1. 3. 3 L'évapotranspiration potentielle (ETP)	13
1. 1. 3. 4 Les écoulements (Q) de surface	14
1. 1. 3. 5 Chroniques de niveaux lacustres	14
1. 2 Les systèmes lacustres considérés	19
1. 2. 1 Présentation générale	19
1. 2. 2 Caractéristiques limnologiques	24
1. 2. 2. 1 Les températures (T)	24
1. 2. 2. 2 Les conductivités (EC)	32
1. 2. 2. 3 Les teneurs en oxygène dissous ([O ₂]) et les Eh	36
1. 2. 2. 4 Les pH, Alcalinités et Pressions partielles de CO ₂ (PCO ₂) reconstituées	39
1. 2. 3 Caractérisation de la minéralisation (éléments majeurs, Fe et Mn) :	45
1. 2. 3. 1 Des différents systèmes lacustres	45
1. 2. 3. 2 Au sein des colonnes d'eau	46
1. 2. 4 Caractéristiques isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$)	52
1. 2. 5 Conclusion	58
CHAPITRE 2 : APPORTS DES ISOTOPES STABLES DE LA MOLECULE D'EAU AUX BILANS HYDROLOGIQUES DES LACS DE LA REGION DU RUNGWE	59
2. 1 Introduction aux bilans hydrologique et isotopiques	59
2. 2 Caractérisation de la signature isotopique des précipitations	62
2. 3 Caractérisation isotopique des apports en provenance des bassins	67

2. 3. 1 Contribution à la détection des pertes souterraines du Lac Masoko (Tanzanie) : évidences isotopiques (¹⁸O, D) <i>Delalande et al. 2005 (HSJ)</i>	67
2. 3. 1. 1 Introduction	69
2. 3. 1. 2 Matériels et Méthodes	71
2. 3. 1. 3 Résultats	72
2. 3. 1. 4 Discussion	79
2. 3. 1. 5 Conclusion	83
2. 3. 2 Compositions isotopiques des eaux de surface et subsurface régionales	84
2. 4 Compositions isotopiques de la vapeur atmosphérique évaporante au-dessus des plans d'eau lacustre : Mbaka Lakes isotopic (¹⁸O and ²H) and water balances: Discussion on the used atmospheric moisture compositions <i>Delalande et al. 2008a (IEHS)</i>	94
2.4.1 Introduction	96
2.4.2 The Mbaka Lakes	98
2.4.3 Approach based on the Craig-Gordon model	101
2.4.4 Fixed parameters	102
2.4.4.1 Hydro-climatic variables	102
2.4.4.2 Isotopic variables	103
2.4.5 Application to the Mbaka lake balances	107
2.4.6 Conclusions	109
2. 5 Bilans isotopiques et hydrologiques des autres systèmes lacustres présentés	110
2. 6 Conclusion	118
CHAPITRE 3 : MINERALISATION DES EAUX LACUSTRES ET ESSAI DE BILANS CHIMIQUES EN PHASES DISSOUTES	122
3. 1 Introduction	122
3. 2. Origine de la minéralisation des eaux lacustres : couplage des bilans isotopiques et hydrologiques aux bilans en chlorures	123
3. 2. 1 Des lacs de la Mbaka : Hydroclimatic and geothermal controls on the salinity of Mbaka lakes (SW Tanzania): Limnological and paleolimnological implications <i>Delalande et al. 2008b (J. of Hydrology)</i>	124
3.2.1.1 Introduction	126
3.2.1.2 Regional setting	128
3.2.1.3 Materials and methods	132
3.2.1.4 Results	133
3.2.1.5 Mbaka lakes water balance	138
3.2.1.6 Origin of inflow salinity	143
3.2.1.7 Controls on the Mbaka Lakes salinity	144
3.2.1.8 Paleolimnological implications at Lake Masoko	146

3.2.1.9 Conclusions	147
3. 2. 2 Extension de cette approche à la campagne de 2006 et aux autres systèmes lacustres de la région	150
3. 3 Géochimie des apports	157
3. 3. 1 Caractérisation géochimique des eaux souterraines de subsurface	160
3.3.1.1 Caractéristiques chimiques de la nappe de subsurface	160
3.3.1.2 Caractéristiques chimiques des roches environnantes	165
3.3.1.3 Chimie comparative de la nappe de subsurface et des roches environnantes	167
3.3.1.4 Chimie comparative des portions amont et aval de la nappe de subsurface	169
3.3.1.5 Caractéristiques thermodynamiques des processus d'interaction eau-roche	172
3.3.1.6 Mobilité relative des éléments des eaux de la nappe de subsurface	174
3.3.1.7 Conclusion	176
3. 3. 2 Caractérisation géochimique des fluides profonds : Gaseous and hot springs geochemical features of South Rungwe (SW Tanzania)	177
3. 3. 2. 1 Introduction	178
3. 3. 2. 2 First considerations about geothermal provinces in regard to field setting and direct measurements	180
3. 3. 2. 3 Fluids stable isotopic signatures	184
3. 3. 2. 4 Chemical compositions of cold and hot gaseous provinces	188
3. 3. 2. 5 Deep-water pole temperatures and signatures	191
3. 3. 2. 6 Discussion and conclusion	196
3. 4 Essai de bilans chimiques en phase dissoute des lacs Masoko et Ilamba	200
3. 4. 1 Bilan chimique du lac Masoko	201
3. 4. 2 Bilan chimique du lac Ilamba	207
3. 5 Origine des fluides lacustres	212
3. 6 Conclusion	220
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	223
BIBLIOGRAPHIE	227
ANNEXES	241
- 1 relative au Chapitre 1	241

- 2 relative au Chapitre 2	251
- 3 relative au Chapitre 3	261
- 4 relative à la méthodologie	265
- 5 relative aux données complémentaires acquises pendant ces travaux	267
- 6 relative à la liste des illustrations	280

INTRODUCTION GENERALE

Les lacs sont des réservoirs naturels potentiels d'eau douce. Réceptacles d'eaux météoriques via l'apport des eaux de précipitation, de ruissellement et des nappes souterraines, les lacs ne sont plus systématiquement considérés aujourd'hui comme de simple pluviomètre. Ces hydrosystèmes particuliers et complexes évoluant à l'interface de toutes les sphères naturelles, constituent de véritables lieux de régulation et d'échanges. De ce fait, ils peuvent former des lieux de concentration, accumulateur et véhiculeur de pollutions ou à l'opposé, des milieux de décantation et de dilution favorables à la préservation de la ressource en eau. Les lacs d'origine volcanique, à l'interface entre les réservoirs de surface et profond, constituent de surcroît, des fenêtres potentielles et uniques pour mieux comprendre les processus qui dictent l'ascension des fluides magmatiques transportés vers la surface et interagissent avec leur environnement. Ils sont aussi beaucoup étudiés pour les risques géologiques et environnementaux qu'ils représentent (dangers relatifs aux lahars et aux brusques dégazages de CO₂) pour les populations voisines. Enfin, leur socle, riche des empreintes du passé, représente une source de matériels constitutifs des enregistrements sédimentaires et de leur activité interne, enclins aux reconstitutions paleoenvironnementales et paleoclimatiques, indispensables à la détermination des effets et de la prédiction des évolutions du climat, au centre des préoccupations scientifiques et politiques récentes. Tous ces aspects rendent compte de l'intérêt d'étudier les fonctionnements hydrologique et géochimique actuels de tels systèmes.

En Afrique de l'Est, les lacs volcaniques du Sud Ouest tanzanien, situés sur le bassin versant Nord du lac Malawi et formés à la suite de l'ouverture du rift Est africain, regroupent toutes ces caractéristiques. En effet, le problème du développement actuel des activités anthropiques en Afrique et de la préservation des écosystèmes et des hydro-systèmes nécessite la mise en place d'une gestion équilibrée des ressources. D'autre part, principal convoyeur de chaleur latente et sensible vers le nord (Trenberth & Caron 2001) et source de vapeur d'eau utilisée dans la convection atmosphérique, la connaissance du rôle du système tropical en relation avec la dynamique du climat global apparaît indispensable pour pouvoir prédire sa réponse aux cours des changements environnementaux à venir. L'étude des enregistrements

sédimentaires dont l'interprétation repose sur de fines connaissances des fonctionnements hydrologique et hydrochimique actuels des lacs qui les renferment, constitue alors une étape capitale dans la compréhension des évolutions environnementales passées et à venir.

Cette thèse se focalise sur les aspects quantitatifs et qualitatifs de la réserve en eau douce potentielle du lac Masoko et d'autres lacs du Sud Ouest tanzanien (Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba, Kingiri, Itende, Kyungululu, Itamba, Kiejo et Ngozi) pour la plupart peu ou jamais étudiés, notamment primordiale pour les populations locales qui utilisent cette ressource naturelle à l'état brute et dont les modes de vie sont basés sur l'agriculture et l'élevage. Basé sur l'étude des fonctionnements hydrologiques et géochimiques actuels, ce travail espère également constituer une source d'informations indispensable et une aide aux interprétations des enregistrements sédimentaires des hydrosystèmes présentés, intégrées aux recherches paleolimnologiques en cours et futures.

Si les grands lacs d'Afrique de l'Est (Tanganyika, Malawi, Victoria, Kivu, Rukwa) ont fait l'objet d'un suivi hydrologique sur une période de temps séculaire (plus d'un siècle) qui a permis de mettre en évidence d'importantes fluctuations de leurs niveaux lacustres, et de rendre compte de l'impact du développement des activités anthropiques (mise en cultures des bassins hydrologiques), de telles données hydrologiques ne sont pas encore disponibles dans la région d'étude récemment investiguée. Toutefois, des premiers dispositifs dans le but d'enregistrer les variations du niveau du lac Masoko ainsi que les taux de pluviométrie locaux ont été installés sur son bassin versant à la fin de l'année 2001. Les seules études, dont cette région particulière avait fait l'objet jusqu'à présent, concernaient des explorations géologiques, cartographiques (Harkin 1960 ; Ebinger et al. 1989) puis géochimiques (Furman 1995). Aussi, le lac Masoko, dont les enregistrements sédimentaires couvrent plus de 50 000 ans et figurent parmi les enregistrements continentaux les plus longs et les plus détaillés d'Afrique pour le dernier cycle climatique, a été le centre de plusieurs études qui ont eut pour objectifs d'accéder à la variabilité des écosystèmes et du climat passés dans cette région tropicale (Williamson et al. 1999; Gibert et al. 2002; Barker et al. 2003; Vincens et al. 2003; Thevenon et al. 2003; Garcin et al. 2006a, b and c) mais, son hydrologie (Winckel 1998 ; Bergonzini et al. 2001 ; Béal 2004) et sa géochimie restent encore peu investiguées. Les enregistrements sédimentaires des autres lacs volcaniques sont quant à eux, actuellement en cours d'acquisition et seuls les bilans hydrologiques préliminaires de certains lacs de la Mbaka (Ilamba et Kingiri) ont été antérieurement établis (Bergonzini et al. 2001).

Ces travaux s'inscrivent dans le cadre des projets pluridisciplinaires CLEHA (interactions interdécennales à millénaires du CLimat, de l'Environnement et des populations Humaines en Afrique de l'Est au cours du dernier cycle climatique), financé par le programme ECLIPSE de l'INSU/CNRS et RESON (Rungwe Environmental Science Observatory Network) qui ont pour but ultime de créer un modèle global des impacts du climat et des activités humaines sur les écosystèmes de la région et ainsi de mieux évaluer les impacts futurs du changement climatique ou des activités humaines sur les ressources régionales naturelles. Ils ont été menés au laboratoire IDES (Université Paris-Sud, Orsay) et ont fait l'objet de deux campagnes d'échantillonnage et de suivi de terrain (mars 2005 et septembre 2006) qui ont bénéficié des supports scientifiques et logistiques de l'IRA (Institut of Ressources Assessment ; Université de Dar es Salaam) et du CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement ; Aix-en-Provence).

Enfin, focalisée sur l'étude des fonctionnements hydrologique et géochimique du lac Masoko et d'autres systèmes lacustres du Sud Ouest tanzanien, cette thèse a, en particulier, pour objectifs :

- de caractériser l'hydrologie régionale ainsi que, les objets de l'étude évoluant dans un milieu géologiquement et tectoniquement marqué,
- d'établir les bilans hydrologiques lacustres, connaissances notamment indispensables à la gestion et à la préservation de la ressource en eau,
- de comprendre les processus de minéralisation qui ont lieu sous des conditions hydro-climatiques actuelles, de définir leurs origines, et d'établir les bilans hydrochimiques des lacs présentés, ces derniers points constituant une étape primordiale à l'interprétation des enregistrements sédimentaires de qualité.

CHAPITRE 1 : CONTEXTE ET OBJETS DE L'ETUDE

Ces travaux portent sur l'hydrologie de 10 systèmes lacustres tanzaniens (Afrique de l'Est ; Fig. 1.1), jusqu'à alors jamais ou peu étudiée. Situés sur la branche Ouest du Rift Est africain, au Nord du lac Malawi (ou Nyassa), au Sud des reliefs du Poroto-Rungwe et à l'Ouest de l'escarpement Livingstone (Fig. 1.1), la série des lacs phréatomagmatiques Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba et Kingiri, appelés aussi les lacs de maar de la Mbaka (voir ci-après), sont alignés selon une direction NO-SE et localisés sur le compartiment inférieur de la faille normale Mbaka, de part et d'autre de la rivière Mbaka. A l'Est de la faille et sur son compartiment supérieur, se trouvent les lacs Itende, Kyungululu et Itamba. Le lac Kiejo se trouve aux abords du mont Kiejo et le lac de

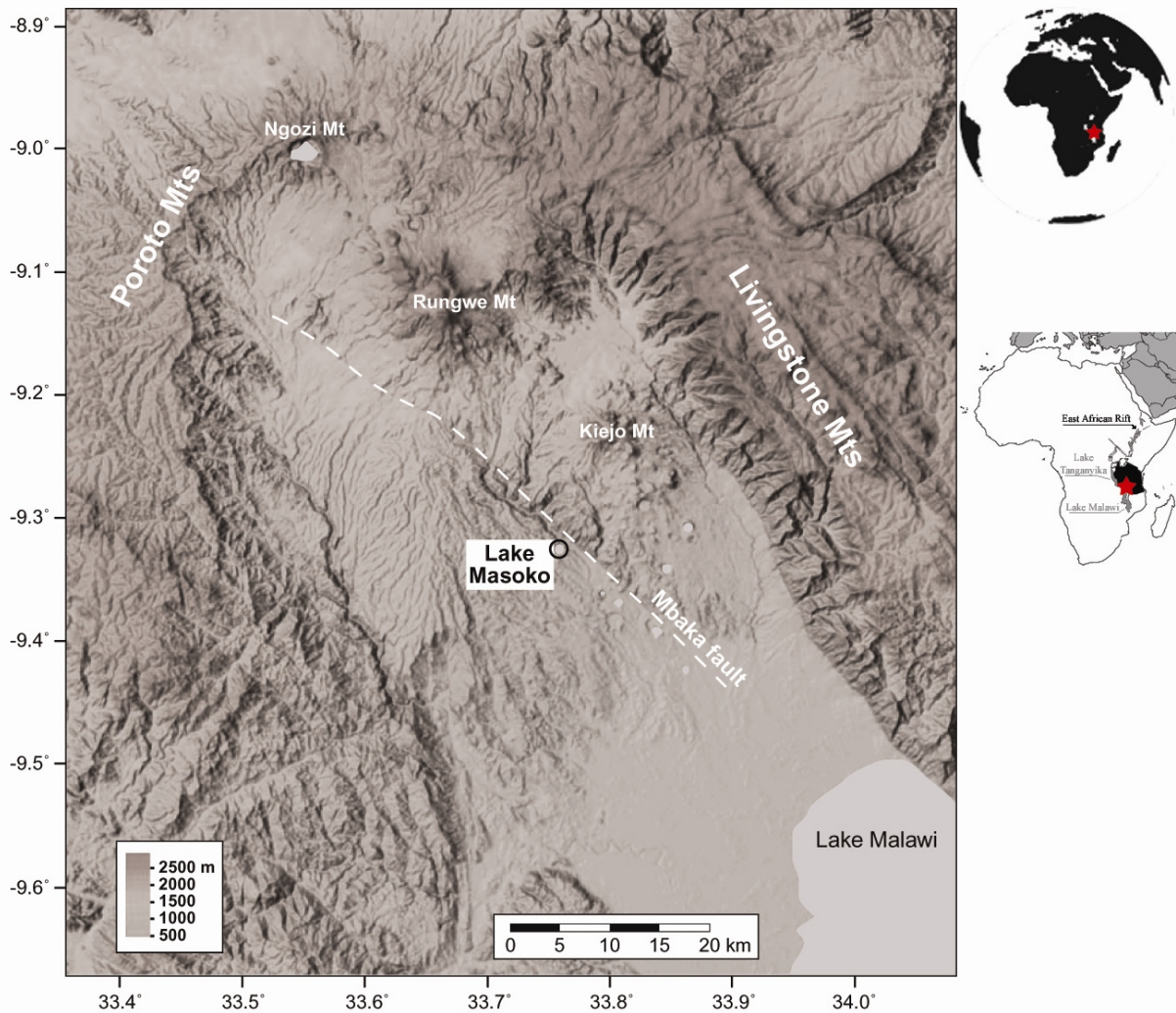


Fig. 1.1: Cartes de localisation générale (carte centrale : Modèle Numérique de Terrain établi par Y. Garcin et extrait de Garcin 2006)

caldeira Ngozi est situé, quant à lui, bien plus au Nord à une quarantaine de kilomètres du lac Masoko (Fig. 1.2).

A la jonction entre les régions d'Afrique centrales et équatoriales, ces hydrosystèmes présentent les particularités non seulement d'évoluer dans un contexte hydroclimatique précis, mais aussi, d'être associés à une zone géologiquement marquée et tectoniquement active. L'objectif de ce chapitre sera alors d'exposer ces particularités mais aussi les objets de l'étude, le lac Masoko et les autres lacs volcaniques étudiés étant considérés ici, comme d'éventuels analogues et, ou représentatifs de différents stades d'évolution possibles, afin de comprendre leurs fonctionnements hydrologique et géochimique actuels. La lecture des enregistrements sédimentaires acquis, qu'ils renferment, en sera alors d'autant facilitée lors des études paleoclimatiques et environnementales. La réponse de ces hydrosystèmes à d'éventuels changements du climat et autres pourra aussi être mieux appréhendée.

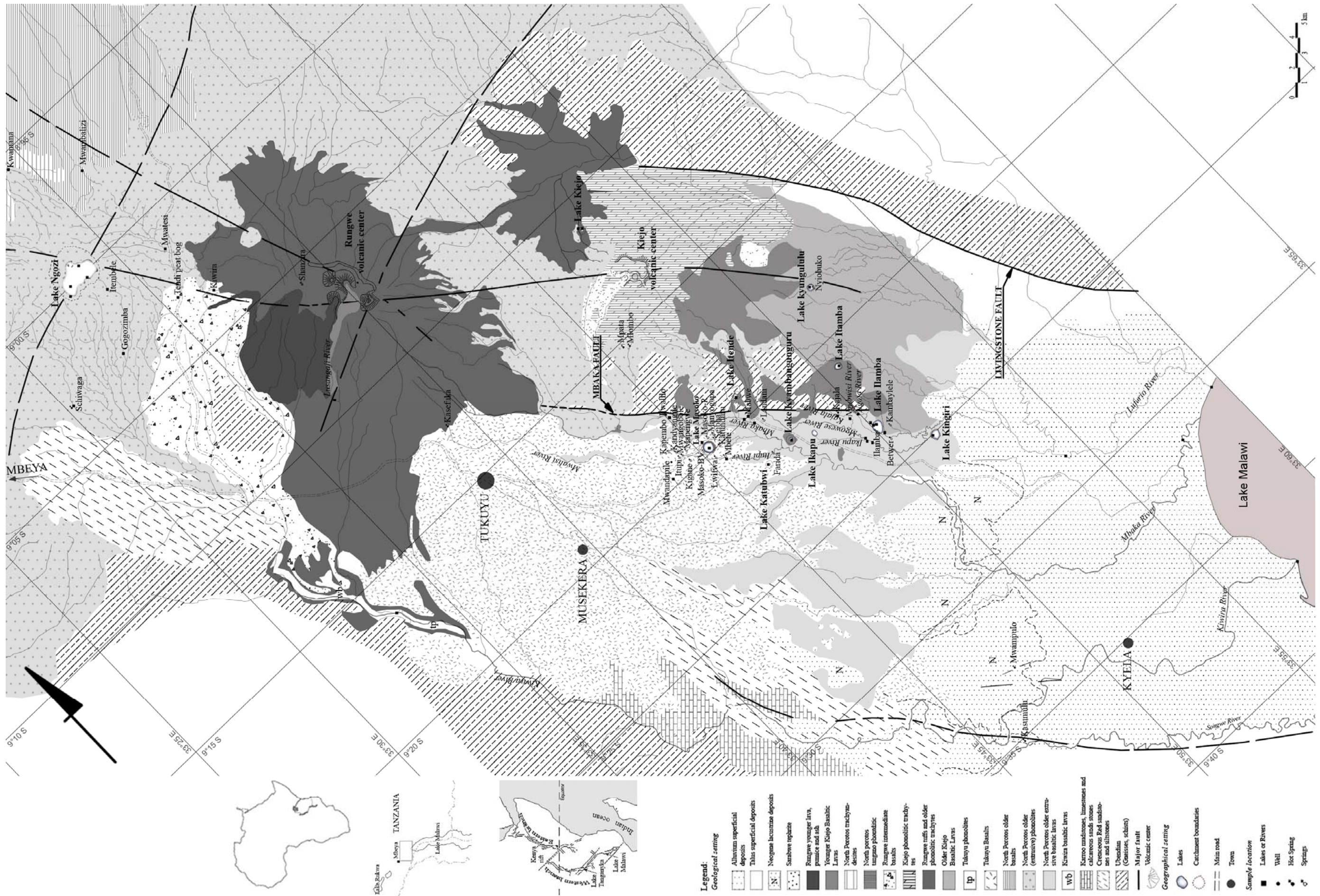


Fig. 1.2 : Carte simplifiée géologique et de localisation reconstituée à partir des données de Harkin 1960 et Ebinger et al. 1989.

1. 1 Présentation des traits physiographiques internes au bassin du Karonga

1. 1. 1 Géologie et thermalisme

Géologie

Le rift Est africain (EARS ; Fig. 1.2 et 1.3), système d'océanisation précoce dans la croûte continentale, constitue le rift continental le plus spectaculaire qui existe au monde. En effet, d'une longueur d'environ 7000 km, il s'étend depuis, au Nord, la Syrie jusqu'au Mozambique au Sud traversant ainsi, les plateaux Afar et Est africain. L'activité du rift se traduit par des flux de chaleur, un volcanisme, un hydrothermalisme et une activité sismique d'intensité globalement décroissante du Nord au Sud. Le rift Est-Africain est un domaine de divergence intracontinentale assez lente, de l'ordre de 10 mm.an^{-1} . Vers le Sud, la déformation décroît et devient insignifiante à son extrémité. Initiés à partir du point chaud de l'Afar, ce système s'est mis en place à l'Oligocène. Toutefois, les interprétations divergentes et controversées, basées sur l'existence d'un (Ebinger & Sleep 1998 ; Furman et al. 2004 ; Furman 2007) ou deux (Georges et al. 1998 ; Rogers et al. 2000 ; Rogers 2006) super panaches mantelliques alimentant l'ensemble du système EARS restent d'actualité. Deux branches principales du rift, toujours actives, reliées entre elles par une zone de failles appelée linéament d'Assoua (Fig. 1.2 et 1.3), sont distinguées : le segment Est, notamment caractérisé par des flux de chaleur (rift éthiopien : 75 à 100 mW.m^{-2} ; Mer Rouge : 150 à 250 mW.m^{-2} ; Lysak 1992) et un volcanisme plus importants que ceux observés, sur la branche Ouest (flux de chaleur de l'ordre de 40 à 60 mW.m^{-2} dans la zone Tanganyika-Rukwa-Malawi ; Branchu 2001 ; Fig. 1.2).

Les lacs volcaniques tanzaniens étudiés se situent le long de la branche occidentale du rift Est africain de direction générale ONO-ESE et d'expansion OSO-ENE, au Sud des monts Poroto, au Nord du lac Nyassa et à l'Ouest de l'escarpement Livingstone (Fig. 1.1). Ils appartiennent à la province volcanique des monts Rungwe (et Kiejo) qui s'étend sur une surface de 1500 km^2 et recouvre une zone de relais accommodant les trois bassins asymétriques Songwe, Usangu et Karonga (Ebinger et al. 1989). Elle comprend quatre principaux centres volcaniques (Fig. 1.2) : le mont Ngozi (2622 m), le mont Rungwe (2961 m), le mont Kiejo (2175 m) et le mont Tukuyu (1300 m). Les dépôts volcaniques recouvrent le substratum précambrien et permotriassique (Formation du Karoo) et des dépôts sédimentaires d'âge Néogène. Les activités volcanique et tectonique des monts Rungwe débutèrent au Miocène supérieur, il y a 8 Ma et persistèrent jusqu'à l'Holocène (Ebinger et al. 1993b ; Delvaux & Khan 1998). La dernière

éruption a été enregistrée au Kiejo à la fin du 19^{ème} siècle et ce volcan laisse encore aujourd'hui échapper des émanations de CO₂ via les fractures majeures préexistantes (Ebinger et al. 1993a).

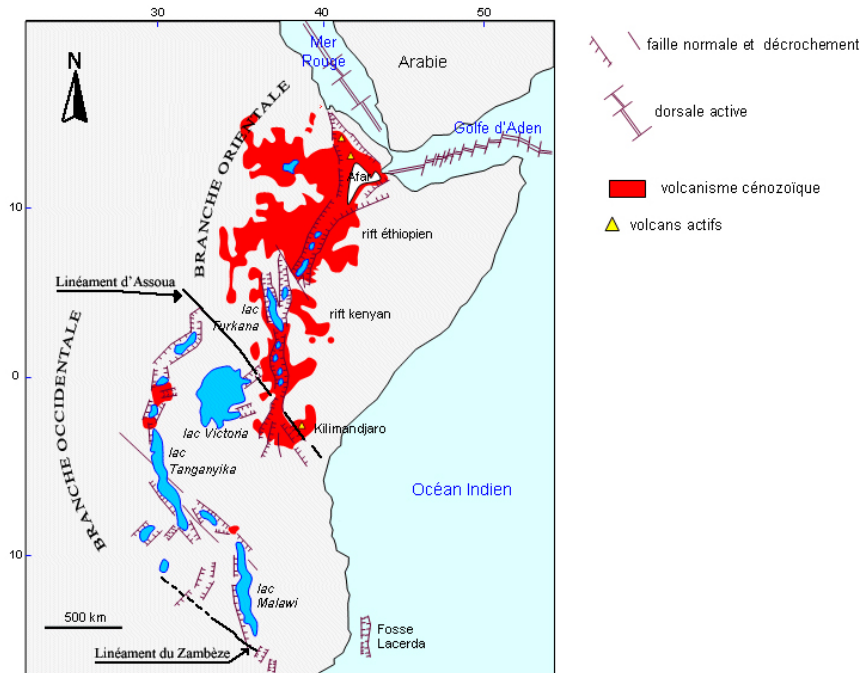


Fig. 1.3: Structure simplifiée du rift Est africain

Les lacs Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba, Kingiri, Itende, Kyungululu, Itamba et Kiejo se localisent au centre du bassin du Karonga de part et d'autre de la faille normale (de transfert) Mbaka (Fig. 1.2 et 1.4). A l'exception du lac Itende qui repose sur des gneiss d'Ubedian et des scories et une part du bassin versant du lac Ilamba, les autres, homogènes, se sont principalement formés au sein de laves et de blocs de type basaltique mélangés à des ponces trachy-phonolitiques (Fig. 1.2 ; Harkin 1960). Le lac Kiejo s'est, quant à lui, formé sur des trachytes phonolitiques et des téphrites.

Le lac Ngozi se situe plus au Nord (Fig. 1.2), à la jonction des trois bassins où une anomalie gravitaire liée à la présence de matériels magmatiques de faible densité, à une profondeur crustale, a été mise en évidence (Ebinger et al. 1989). Elle confirme ainsi, les remontées magmatiques sublacustrines localisées au centre de Ngozi (Fig. 1.5 ; Harkin 1960). Les flancs de la caldeira se composent majoritairement de tufs volcaniques et de coulées de laves de type phonolite ou trachyte phonolitique (Harkin 1960). Les deux petites îles, situées à l'extrémité Nord du lac (Fig. 1.2), seraient quant à elles, constituées de lits de tufs volcaniques horizontaux.

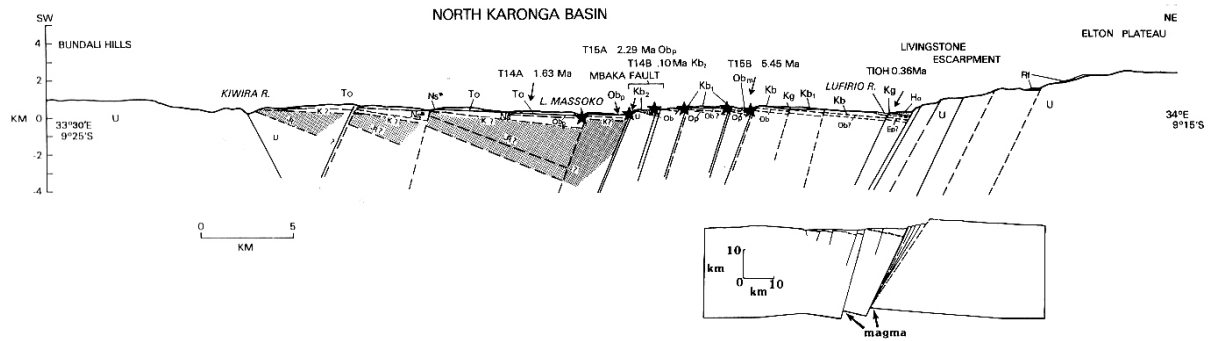


Fig. 1.4 : Coupe géologique SO-NE du bassin Nord Karonga passant par le lac Masoko et illustrant la géométrie des failles, extraite d'Ebinger et al., 1989. Les étoiles représentent les centres volcaniques éruptifs et la zone ombrée symbolise les formations métamorphisées du Mésozoïque (J_R , K). Ebinger laisse suggérer des remontées magmatiques via les failles Mbaka et Livingstone (schéma inférieur).



Fig. 1.5 : Coupe géologique NO-SE passant notamment par les centres volcaniques Ngozi, Rungwe et Kiejo, extraite d'Harkin, 1960. On note la morphologie représentée plane du fond du lac Ngozi ainsi que les remontées magmatiques sublacustrines localisées au centre de cette caldeira.

Thermalisme

Si les activités volcaniques sont essentiellement recensées le long de la branche orientale du rift, l'hydrothermalisme est répandu sur l'ensemble du système EARS. Il est représenté par deux types de manifestations, l'hydrothermalisme aérien et l'hydrothermalisme aquatique, ce dernier étant toutefois peu observé sur le segment occidental du rift (Tiercelin 1991). A l'intérieur du bassin du Karonga, l'activité hydrothermale et les émanations gazeuses sont largement répandues et se localisent le long de failles principales actives (Ebinger et al. 1993a). De profondes fractures pourraient favoriser l'ascension de flux de chaleur et de gaz. L'hydrothermalisme intense, de cette région, se manifeste par la présence de sources froides et chaudes gazeuses. Quelques résurgences formant les provinces de Schiwaga, Kasefuka et Mpata-Mlombo (Fig. 1.2) ont été repérées à l'aide des populations locales au Nord de la zone d'étude et ont été échantillonnées. Le long de la faille Mbaka, les provinces Ilwalilo et Kajala ont été étudiées ainsi que deux autres, Mwampulo et Kasumulu, situées plus au Sud, au niveau de la plaine Nord du lac Nyasa (Fig. 1.2).

La province de Schiwaga composée de sources et d'une rivière où des bulles recouvrent sa surface s'étend dans un environnement de tufs, de basaltes, de trachytes andésitiques et phonolites. Des tufs calcaires et des travertins sont présents autour des sources Mpata-Molombo, Ilwalilo, et Kajala alors que des boues argileuses mélangées à des débris centimétriques d'origine volcanique constituent les environs de la source Kasefuka. D'après Harkin (1960), la source Kajala était artésienne et des sels seraient imprégnés dans les tufs qui s'y sont développés. A ce jour, cette source ne présente plus aucun trait d'artésianisme. Plus proche du lac Nyasa, la source Mwampulo s'étend sur une zone marécageuse recouverte partiellement par des encroûtements calcaires. Entre les rivières Songwe et Kiwira, la source Kasumulu s'étend sur des boues argileuses et quelques blocs calcaires. Elle montre un débit plus faible que Mwampulo (Branchu et al. 2005). Bien que plus prononcées à Mwampulo, des émanations gazeuses se manifestent au niveau de ces deux résurgences contrairement aux premières observations de Harkin (1960) puis Branchu et al. (2005).

Aux vues des premières constatations de terrain, 2 types de provinces géothermales se manifestent sur la zone d'étude et se distinguent du Nord au Sud, d'amont en aval, par des résurgences gazeuses froides puis chaudes.

1. 1. 2 Couvertures végétale et pédologique

La végétation rencontrée en Tanzanie occidentale, de basse altitude, appartient au domaine phytogéographique zambézien (Fig. 1.6) et se compose de forêts claires de type "Miombo" humide, dominées par des *Caesalpiniaceae*. Les espèces principales sont *Brachystegia* associées à des *Isoberlinia* et des *Julbernardia*. Quelques espèces arborées de type *Dipterocarpaceae*, des *Proteaceae* et *Euphorbiaceae* (*Uapaca* dominant) se dispersent également parmi ces zones boisées.

Dans les régions montagneuses de plus de 1500 m d'altitude, une végétation afromontagnarde constituée de forêts de conifères et de prairies prend place (Fig. 1.6 ; Vincens et al. 2003). Des aires éparses de bambous se développant après des épisodes d'incendies d'origine forestière et/ou anthropique (White 1983), s'y rencontrent quelquefois (Chapman & White 1970).

Toutefois, de vastes zones, au Sud de la Tanzanie, sont altérées par l'homme : les régions boisées ainsi que les forêts de conifères tendent à diminuer d'années en années, et sont mises en cultures (bananes, café, thé, cacao, riz, avocats...). En effet, la forêt de "miombo"

tanzanienne se développe sur des sols ferrallitiques ou ferrugineux, relativement pauvres mais de fertilité suffisante (notamment les ferrisols) pour l'agriculture (Bellefontaine et al. 1997). Dans les régions de hautes altitudes, des andosols et des ferrisols bien drainés se sont développés (McKone & Walzem 1994).

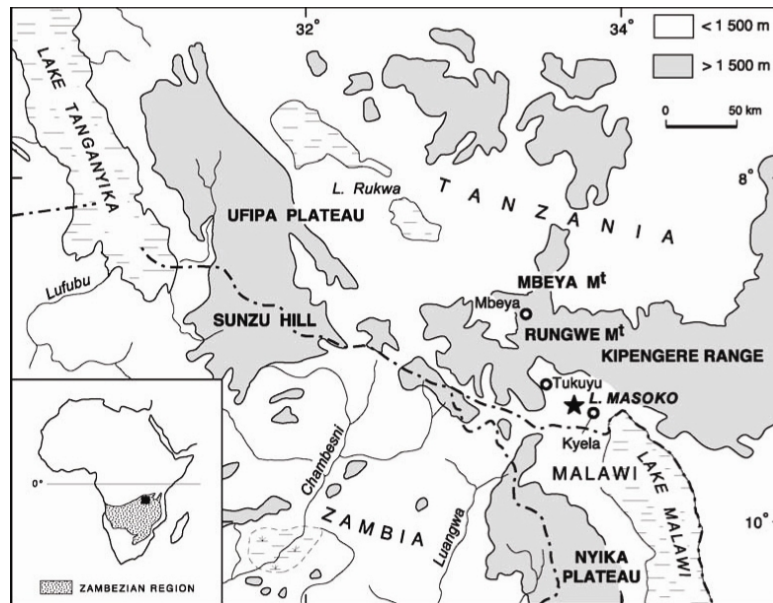


Fig. 1.6 : Cartes de localisation du domaine phytogéographique zambézien (coin inférieur gauche) et des régions dont l'altitude est inférieure ou supérieure à 1500 m, altitude marquant la limite entre les forêts claires de type "Miombo" et les forêts de conifères (Vincens et al. 2003).

1. 1. 3 Caractéristiques hydro-climatiques aux échelles continentales, régionales, locales et de Masoko

A l'échelle du continent, le climat de l'Afrique tropicale est avant tout contrôlé par la migration saisonnière de la zone de convergence intertropicale (ZCIT ou ITCZ ; Fig. 1.7). Cette dernière correspond à une large ceinture latitudinale de basses pressions, caractérisées par des pluies intenses associées à une forte convection. Située sur la zone de rencontre des alizés des Hémisphères Nord et Sud, elle se déplace de part et d'autre de l'équateur en fonction de la position latitudinale de l'insolation maximale. Toutefois, s'il résulte principalement de l'interaction entre les différentes zones de convergences (ITCZ et IOC : Inter-Oceanic confluence ; Fig. 1.7), la complexité et la variabilité de ce climat est renforcée par des facteurs plus locaux tel que le relief et la présence de vastes plans d'eau. La

plupart des régions situées à de basses latitudes comme la zone d'étude sont alors sujettes à l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide durant l'hiver et l'été, respectivement. Le climat de la région d'étude comprend ainsi deux périodes saisonnières : une saison humide et chaude correspondant à la mousson d'été (de novembre à mai) qui se décompose en deux sous périodes de précipitations (une courte et une longue) et, une saison sèche, froide hivernale (de juin à octobre). Les vents y sont relativement constants avec une moyenne comprise entre 2 et 4 m.s⁻¹ (Bergonzini 1998). Enfin, le climat de la zone d'étude est relativement homogène mais reste spécifique au regard des autres régions tanzaniennes (Basalirwa et al. 1999).

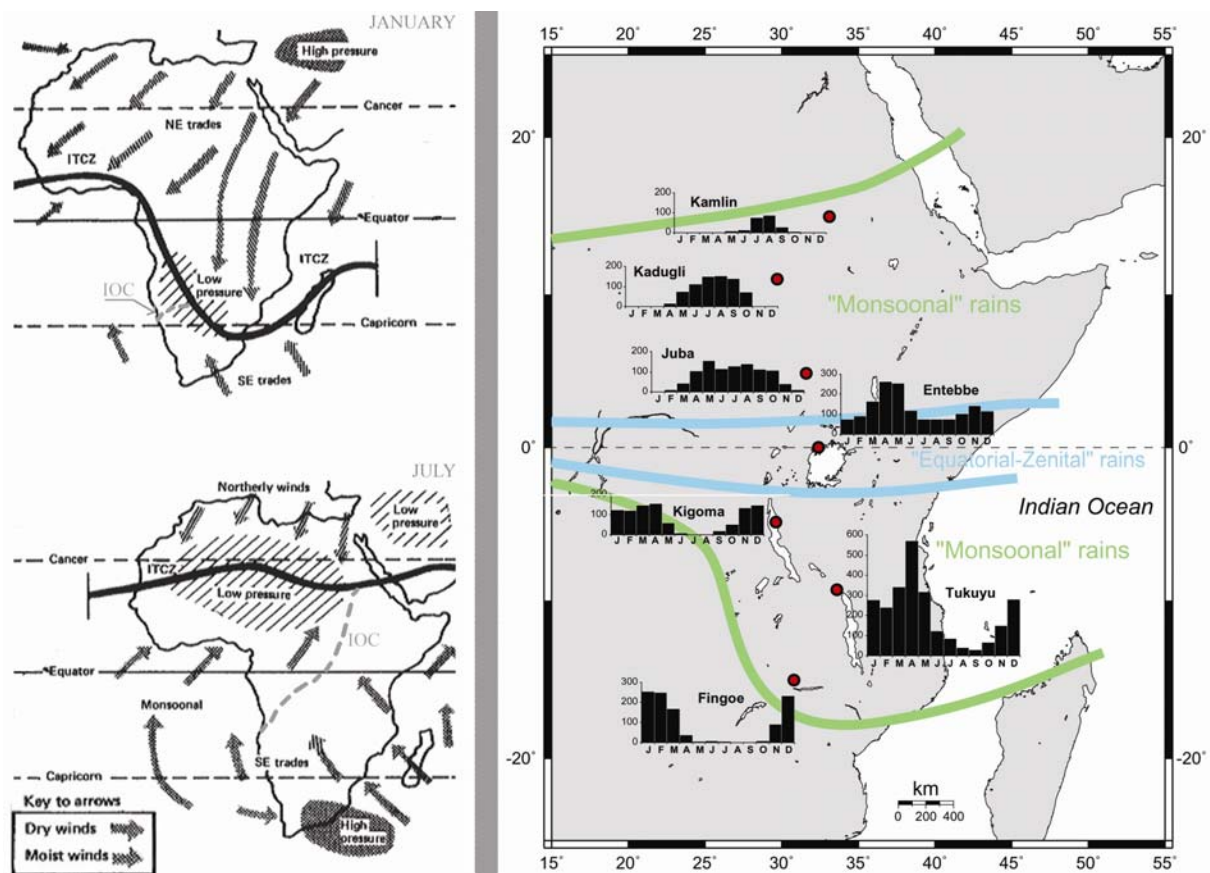


Fig. 1.7 : Cartes d'Afrique (à gauche) des vents dominants et de localisation approximative de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) ainsi que de la confluence inter-océanique (IOC). Carte d'Afrique de l'Est (à droite ; extraite de la thèse de Garcin 2006) accompagnée des diagrammes des précipitations (histogrammes en mm) sur un transect Nord-Sud. Données issues du 'Global Historical Climatology Network, GHCN'. Les lignes vertes représentent les limites maximales de la migration de la ZCIT et des pluies de mousson d'été d'après Nicholson (1996) et les lignes bleues indiquent la ceinture de pluies équatoriales (zénithales) d'après Hsu & Wallace (1976).

Les caractéristiques climatiques spécifiques à la région d'étude seront brièvement ci-après présentées dans le cadre de ces travaux basés à la fois sur les approches hydrologique et

géochimique, en commençant par les pluies, la température et enfin les taux d'évaporation. Les caractéristiques, concernant les écoulements de surface et les niveaux lacustres seront ensuite, exposées.

1. 1. 3. 1 Les précipitations (P)

Aux échelles annuelles et interannuelles

Situées à 15 et 8 km, respectivement, au Nord de Masoko, les stations Tukuyu (9.25°S et 33.63°E ; 1615 m ; Fig. 1.2) et Musekera (9.33°S et 33.68°E ; 1219 m ; Fig. 1.2) enregistrent des taux de précipitations (P) moyens annuels comparables, de 2.40 et 2.50 m.an⁻¹ (Bergonzini 1998). Dans la région des montagnes du Poroto, les taux de précipitations seraient plus élevés avec un cumul moyen annuel de 2.85 m.an⁻¹ (Cribb & Leedal 1982). Ces taux qui excèdent légèrement ceux de la région Nord du lac Malawi (P-Kyela = 2.36 m.an⁻¹ ; Bergonzini 1998 ; Fig. 1.2), sont liés aux caractéristiques orographiques et à la présence, au Sud, du lac Nyassa. L'évaporation telle, à la surface du lac, surcharge en humidité les masses d'air ascendantes alors que les reliefs au Nord (Poroto et Rungwe) et à l'Est (escarpement Livingstone) constituent des barrières orographiques qui favorisent la condensation et la formation de nuages conduisant à d'intenses précipitations (Kerr Cross 1891 ; Bergonzini et al. 2001).

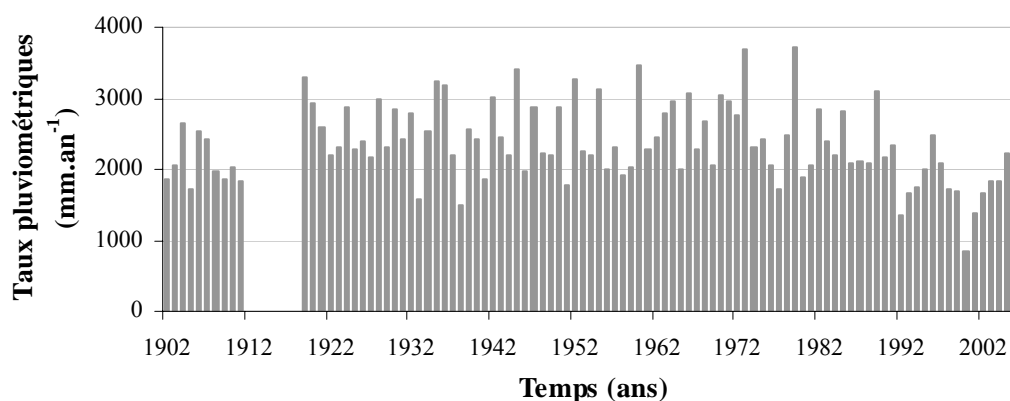


Fig. 1.8 : Chronique des taux pluviométriques annuels de 1902 à 2006 enregistrée à Tukuyu

De plus, les longues chroniques de pluies disponibles aux stations Tukuyu (de 1902 à 2006 ; Fig. 1.8) et Musekera (de 1928 à 1988), informent que la variabilité interannuelle des

précipitations de la zone d'étude, répond à des phénomènes cycliques globaux (Gosselin 2006). Par ailleurs, il peut être remarqué, aux regards de taux pluviométriques annuels enregistrés à Tukuyu de 1902 à 2006 (Fig. 1.8), qu'une baisse des hauteurs d'eaux précipitées est constatée à partir des années 1980 jusqu'à ces dernières années.

D'autre part, le pluviomètre mis en place sur le bassin versant du lac Masoko à la fin de l'année 2001 n'a pas permis jusque là, pour des contraintes logistiques, un relevé rigoureusement continu des taux de précipitations. C'est pourquoi, les cumuls moyens annuels à Masoko ne peuvent notamment pas être calculés.

A l'échelle mensuelle

Les précipitations comparables enregistrées à Tukuyu ainsi qu'à Musekera montrent un cycle saisonnier très marqué (Fig. 1.7 et Fig. 1.10) avec deux saisons des pluies : une courte présentant un pic moyen de 260 mm en décembre et une longue, avec un pic moyen de 580 mm en Avril (Bergonzini 1998). La saison sèche quant à elle, montre des minima de l'ordre de 30 mm.mois⁻¹. La chronique des pluies enregistrée à Masoko présente la même distribution que celle à Tukuyu à la même période avec des taux de précipitations relativement proches (Table 1.1 ; Fig. 1.9 et 1.11). On remarque que la variabilité des précipitations mensuelles est plus importante en saison humide qu'en saison sèche.

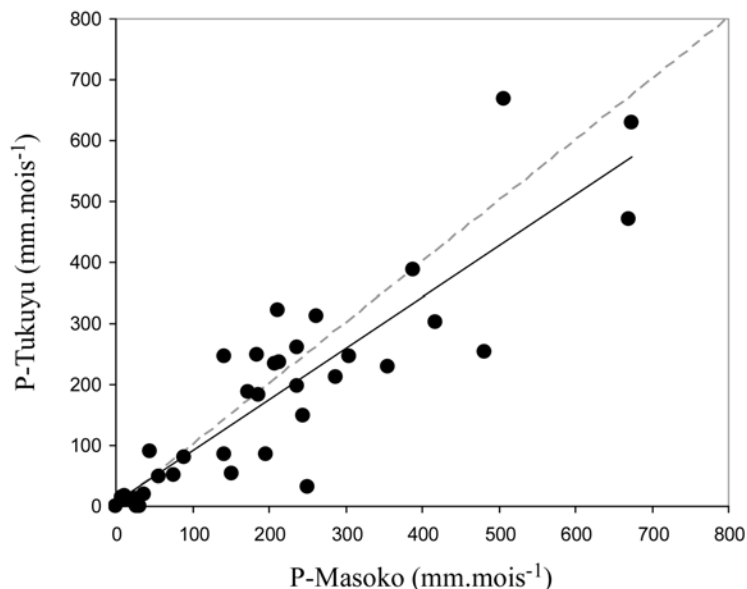


Fig. 1.9 : Covariabilité des précipitations à Tukuyu et à Masoko à l'échelle mensuelle. La courbe de tendance correspond à la droite noire ($r = 0.88$; $n = 19$). La droite en tirés gris représente une droite de pente 1. Les données utilisées sont répertoriées dans la table 1.1.

Table 1.1 : Taux de précipitations (mm) mensuels enregistrés aux stations Tukuyu et Masoko de 2002 à 2007. "-" signifie "non déterminé" et "Tot" correspond aux "Totaux pluviométriques annuels".

	2002		2003		2004		2005		2006		2007	
	T	M	T	M	T	M	T	M	T	M	T	M
J	263.0	311.9	158.7	-	244.0	-	335.1	-	287.6	213.4	304.5	245.7
F	173.1	186.7	172.3	-	184.4	248.2	210.8	-	237.2	198.5	236.5	260.5
M	417.2	302.6	212.5	-	207.5	233.4	150.9	-	213.8	236.9	186.6	183.7
A	507.1	-	361.7	-	518.3	-	670.6	469.5	674.2	628.2	245.3	148.2
M	56.5	48.4	240.0	-	49.8	-	355.6	230.4	142.5	246.2	388.5	388.1
J	86.3	-	63.3	-	75.6	51.7	45.1	89.1	89.7	80.4	-	-
J	7.3	-	101.0	-	36.1	19.1	130.7	-	11.2	16.2	-	-
A	8.9	-	0.0	-	7.8	14.9	0.0	-	195.9	84.3	-	-
S	0.00	-	0.0	-	0.0	0.0	40.5	-	11.9	9.5	-	-
O	95.0	-	27.4	0.0	25.0	11.4	0.0	-	31.6	0.0	-	-
N	220.4	-	251.3	31.2	141.4	86.5	0.7	-	152.1	53.3	-	-
D	198.5	-	211.0	321.9	254.3	-	132.4	-	480.7	254.4	-	-
Tot	2033.3	-	1799.2	-	1744.2		2072.4	-	2528.4	2021.3	-	-

D'autre part, la station Mbeya, située au Nord des monts Poroto, ne permettant pas, aux vues de ces cumuls moyens annuels faibles (1000 mm.an^{-1} ; Bergonzini 1998), une estimation pertinente des taux pluviométriques au voisinage du lac Ngozi, aucune donnée n'est à disposition pour rendre compte de la variabilité mensuelle des pluies au niveau de ce bassin hydrologique particulier.

1. 1. 3. 2 Les températures de l'air (Tair)

Quelques données de températures enregistrées aux stations Karonga ($9^{\circ}95\text{S}$; $33^{\circ}9\text{E}$; 529 m ; Fig. 1.2) et Mbeya ($8^{\circ}93\text{S}$; $33^{\circ}50\text{E}$; 1704 m ; Fig. 1.2) sont répertoriées en Annexe 1.1. Les températures moyennes annuelles sont de $24 \pm 2^{\circ}\text{C}$ et $17 \pm 2^{\circ}\text{C}$, respectivement et présentent, de faibles variabilités mensuelles, saisonnières et interannuelles. Les températures sont plus élevées aux extrémités Sud de la zone d'étude (Karonga) qu'au Nord (Mbeya). Elles sont donc plus basses sur les reliefs. Bien que relativement anciennes, ces chroniques restent cohérentes avec les températures mesurées aux rivières, situées au voisinage des lacs Masoko et Ngozi,

dont les températures moyennes sont, à titre indicatif, de l'ordre de $25 \pm 1^\circ\text{C}$ et $18 \pm 2^\circ\text{C}$, respectivement (cf Annexe 2.3).

1. 1. 3. 3 L'évapotranspiration potentielle (ETP)

A partir des données mensuelles moyennes d'évaporation au niveau des lacs Rukwa et Nyassa ainsi qu'à la station Karonga (Bergonzini 1998), les totaux moyens annuels sont de 1.96, 2.27 et 2.28 m.an^{-1} , respectivement. Aux vues de la spécificité orographique de la zone d'étude, il est probable que des valeurs d'ETP plus faibles que celles enregistrées à la station Karonga, proche du Malawi, prévalent. Un taux moyen annuel de 1.9 m.an^{-1} sera retenu. En accord avec les faibles variations de température et les basses latitudes de la région étudiée qui enregistrent des taux d'ensoleillement relativement constants, les données référencées montrent également une variabilité très faible de l'ETP au cours de l'année ($\sigma \approx 0.03 \text{ m.an}^{-1}$; Fig. 1.10). Ces taux d'évaporation sont inférieurs à ceux des précipitations ($P-E > 0$).

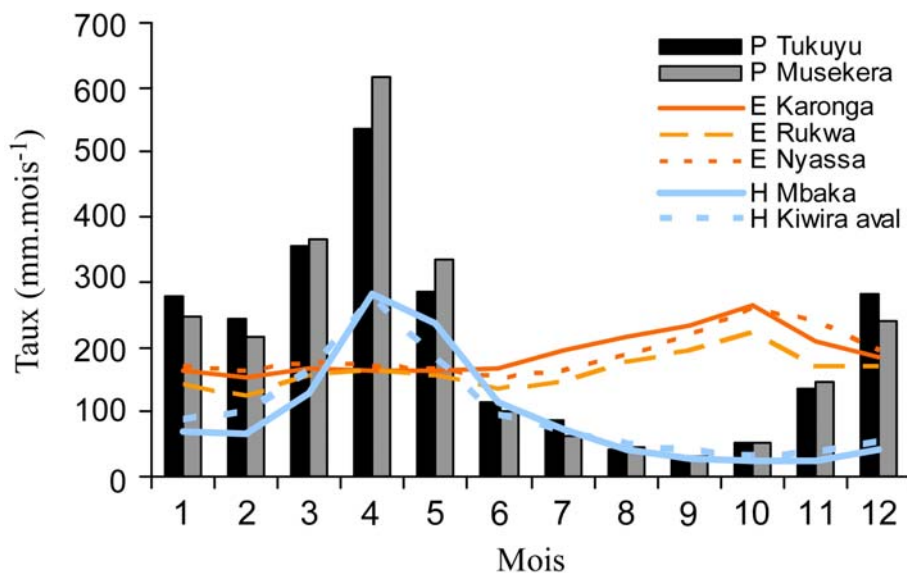


Fig. 1.10 : Taux mensuels moyens (mm.mois^{-1}) des précipitations (P) aux stations Tukuyu et Musekera, de l'évaporation (E) à Karonga et au niveau des lacs Nyassa et Rukwa ainsi que des lames d'eau écoulées (H) des rivières principales Mbaka et Kiwira (Bergonzini 1998).

1. 1. 3. 4 Les écoulements (Q) de surface

Les principaux cours d'eau de la zone d'étude sont les rivières Mbaka et Kiwira (Fig. 1.2). Leurs débits moyens mensuels (Fig. 1.10 ; Bergonzini 1998) montrent des variations de cycle annuel comparables et étroitement liées au cycle des précipitations (Gosselin 2006). Les débits moyens de la Mbaka et de la Kiwira (aval) sont de $23 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $63 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Bergonzini 1998), respectivement. Rapportés aux surfaces des bassins versants respectives (645 km^2 et 1660 km^2 ; Bergonzini 1998), ils correspondent à des lames d'eau écoulées de 1.14 et 1.19 $\text{m} \cdot \text{an}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$. Par ailleurs, aucun jaugeage de l'affluent du lac Ilamba (Fig. 1.2), seul hydrosystème ouvert étudié, n'a été effectué.

En outre, seule une parcelle, considérée comme représentative de l'ensemble du bassin versant du lac Masoko, a fait l'objet de quelques mesures de ruissellement et d'infiltration (Garcin 2006). Le ruissellement de surface serait quasi absent des pentes du cratère. Une conductivité hydraulique moyenne supérieure à $1 \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$ pour l'ensemble du bassin versant a été estimée confirmant les fortes perméabilités des matériaux (sol et tuff) du cratère Masoko qui empêchent la mise en place du ruissellement et de l'érosion (par ruissellement).

1. 1. 3. 5 Chroniques de niveaux lacustres

Des mesures journalières du niveau du lac Masoko sont effectuées depuis décembre 2001 (Fig. 1.11). Une échelle limnimétrique ayant été uniquement installée à Masoko, aucune chronique des niveaux des autres systèmes lacustres étudiés n'est disponible. Le niveau repère de cette échelle correspond à une altitude de 840 m.

Malgré les lacunes que présente la chronique des niveaux du lac Masoko, il apparaît que depuis 2001, le niveau du lac a tendance à diminuer à l'échelle interannuelle. La hauteur d'eau de pointe mesurée en avril 2002 de 149 cm n'est plus que de 66.5 cm en juin 2007. De même, les hauteurs d'eau minimales décroissent de 15 cm en novembre 2003 à -3 cm en novembre 2006. La variation maximale des niveaux jusqu'à alors mesurés est d'environ 150 cm, soit ~ 4% de la profondeur maximale du lac. Cette diminution pourrait être liée à la baisse des taux pluviométriques observée à Tukuyu et Musekera de 1988 à 2001 (Gosselin 2006) allant de

paire avec une diminution des apports en provenance de la nappe. La relative augmentation des précipitations enregistrée ces dernières années (Table 1.1), semblerait contribuer avant tout à la recharge de la nappe. A l'échelle mensuelle, la variabilité des niveaux du lac s'organise selon un cycle annuel qui serait étroitement lié à la périodicité des précipitations. Un retard croissant des débits de pointe semblerait opérer de 2002 à 2007 (Fig. 1.12). Aux vues des enregistrements à notre disposition, les variations du niveau du lac Masoko semblent répondre de manière quasi synchrone à celles des précipitations. Des temps de réponse de l'ordre de quelques jours seulement, seraient impliqués.

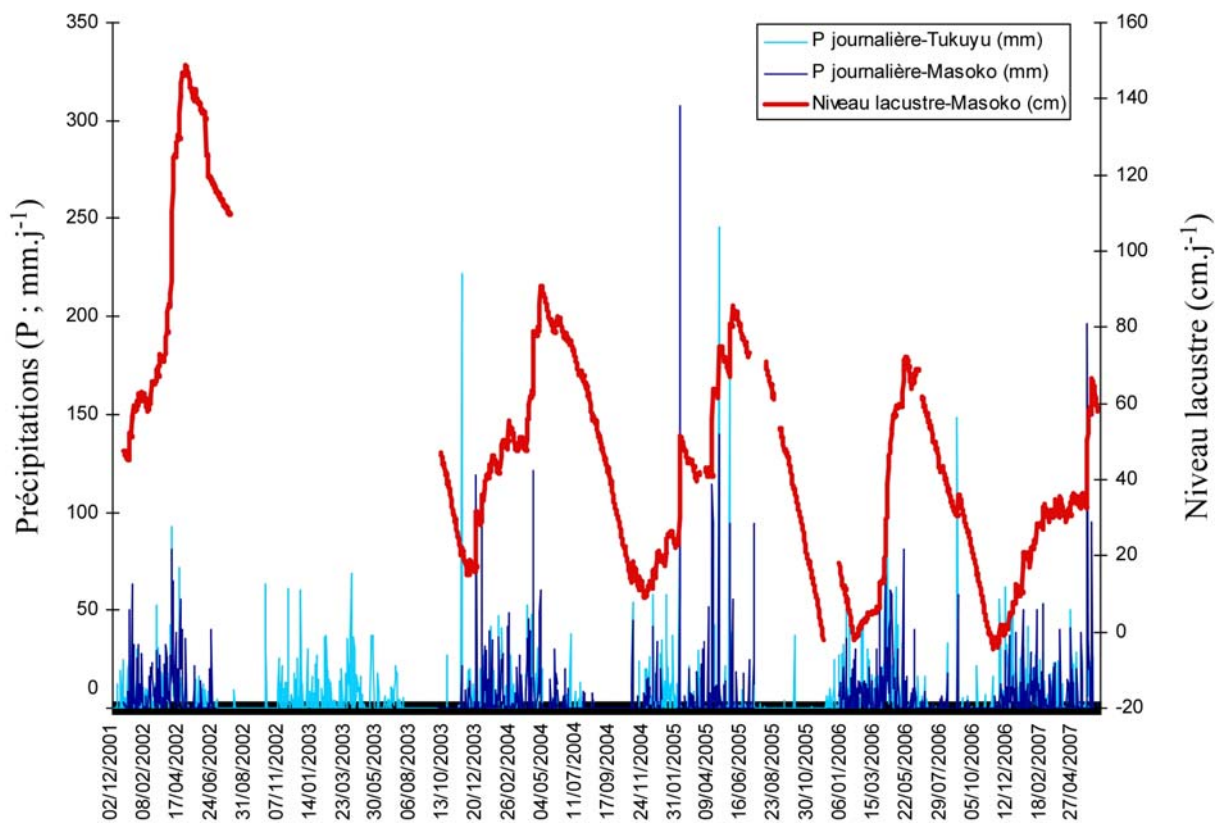


Fig. 1.11 : Chronique journalière des niveaux du lac Masoko et des précipitations aux stations Tukuyu et Masoko de décembre 2001 à juin 2007.

Conclusion

Pour conclure, les caractéristiques climatiques, bien que relativement homogènes, indiquent que la zone d'étude serait sous l'influence d'un gradient altitudinal notamment Nord-Sud porteur à la fois d'une diminution de la pluviométrie annuelle et d'une augmentation des températures. Aux vues des données disponibles, les précipitations constituent le paramètre climatique le plus variable. Les fluctuations des lames d'eau écoulées des principaux cours d'eau (Q_i) et du niveau du lac Masoko apparaissent relativement synchrones avec celles des précipitations (Fig. 1.11 et 1.12). Les variations mensuelles du niveau lacustre présentent une corrélation significative avec celles des précipitations à Tukuyu ($r = 0.85$; $n = 47$; Fig. 1.13d). Le facteur climatique "pluies" permettrait donc d'expliquer une bonne part de la variabilité du niveau lacustre observé à l'échelle mensuelle. L'évaporation apparaît jouer un rôle secondaire dans les fluctuations du niveau du lac. Si à l'échelle mensuelle, les échanges avec l'atmosphère ne sont pas systématiquement excédentaires ($P-E > 0$; Table 1.2) comme en saison sèche, les cumuls moyens annuels des précipitations, sont quant à eux, toujours supérieurs aux taux d'évaporation. A cet excès dans les échanges avec l'atmosphère, les apports en provenance des bassins hydrologiques non négligeables comme l'attestent les débits spécifiques moyens de la Mbaka et de la Kiwira, doivent être pris en compte. Excepté le lac Ilamba qui présente un exutoire de surface, tous les autres systèmes étudiés sont fermés ce qui implique l'existence de pertes souterraines (Q_o). En considérant des apports en provenance des bassins, nuls ou négligeables, ainsi que des plans d'eau relativement stables et à l'équilibre à l'échelle annuelle, ces pertes ($Q_o = P-E$), rapportées à la surface lacustre, sont alors estimées au minimum à 0.55 m.an^{-1} . Une estimation grossière de ces pertes pour le lac Masoko, à l'échelle mensuelle, est donnée en Table 1.2 sur la base d'un bilan hydrologique de type : $P + Q_i - E - Q_o = \Delta S$. ΔS , la variation de stock, se traduit dans ce cas par Δh , les fluctuations du niveau lacustre. Aux vues des conditions climatiques relativement homogènes de la région d'étude, les précipitations à Tukuyu (P), les lames d'eau écoulées de la Mbaka (Q_i) ainsi que les taux d'évaporation à la station Karonga (E) sont, considérés pour l'établissement de ces bilans.

Dans cette première approche, les pertes du lac Masoko sont globalement du même ordre de grandeur que les apports Q_i choisis et fluctuent de paire avec les variations du niveau lacustre enregistrées (Fig. 1.13). Les pertes souterraines cumulées annuelles seraient alors estimées, dans cette partie, à 1.13 m.an^{-1} en 2004 et à 1.77 m.an^{-1} en 2006.

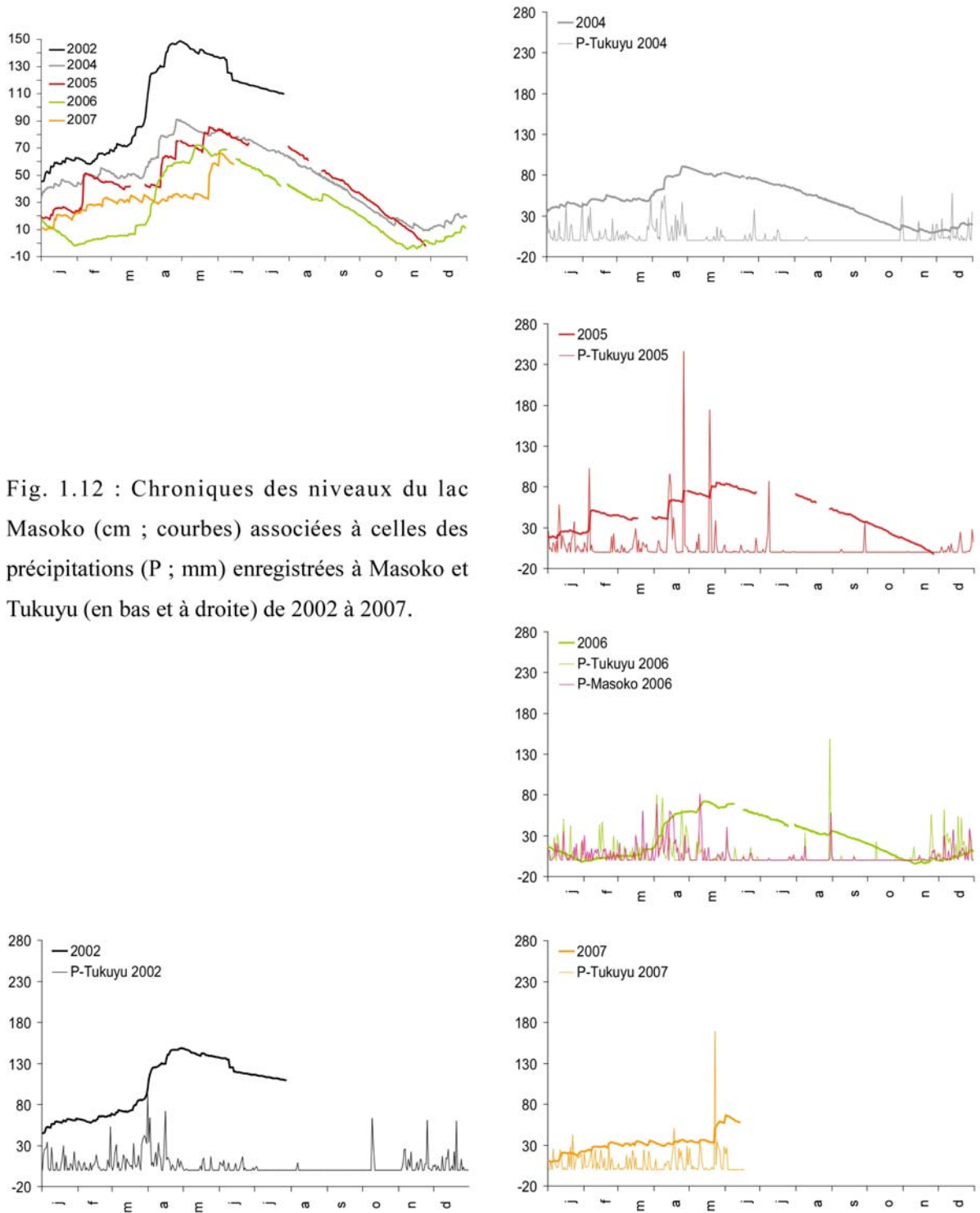


Fig. 1.12 : Chroniques des niveaux du lac Masoko (cm ; courbes) associées à celles des précipitations (P ; mm) enregistrées à Masoko et Tukuyu (en bas et à droite) de 2002 à 2007.

Table 1.2 : Variations (Δh) du niveau du lac Masoko, Précipitations (P) à Tukuyu et à Masoko, Evaporation (E) à Karonga (Bergonzini 1998) et corrigée (E corr) afin que le total annuel soit équivalent à 1.9 m.an^{-1} , lames d'eau écoulées de la Mbaka (Qi) (Bergonzini 1998) et pertes potentielles à l'exutoire calculées à partir de $Q_o = P + Q_i - E - \Delta h$, à l'échelle mensuelle, de 2002 à 2007. "*" signifie "établi à partir d'une chronique (/j) incomplète".

Date	Δh cm	P-Tukuyu mm	P-Masoko mm	E karonga mm	E corr mm	P-E mm	Qi Mbaka mm	Qo calculés mm
j-02	17.0	263.0	311.9	163	136	127	68	25
f-02	3.5	173.1	186.7	152	127	46	66	77
m-02	26.0	417.2	302.6	166	138	279	128	147
a-02	57.0	507.1		165	137	370	283	83
m-02	-11.5	56.5	48.4	164	137	-80	237	272
j-02	-21.5	86.3		168	140	-54	115	276
j-02*	-6.0	7.3		195	162	-155	72	-23
n-03	-16.0	251.3	31.2	210	175	76	25	261
d-03	19.5	211.0	321.9	185	154	57	43	-95
j-04	7.0	244.0		163	136	108	68	106
f-04	10.5	184.4	248.2	152	127	58	66	19
m-04	3.5	207.5	233.4	166	138	69	128	162
a-04	34.0	518.3		165	137	381	283	324
m-04	-7.5	49.8		164	137	-87	237	225
j-04	-7.5	75.6	51.7	168	140	-64	115	126
j-04	-12.0	36.1	19.1	195	162	-126	72	66
a-04	-14.5	7.8	14.9	216	180	-172	41	14
s-04	-17.5	0.0	0.0	234	195	-195	28	8
o-04	-17.0	25.0	11.4	263	219	-194	25	1
n-04	-3.0	141.4	86.5	210	175	-34	25	21
d-04	8.5	254.3		185	154	100	43	58
j-05	4.0	335.1		163	136	199	68	227
f-05	21.5	210.8		152	127	84	66	-65
m-05*	-3.0	150.9		166	138	13	128	171
a-05	32.0	670.6	469.5	165	137	533	283	496
m-05	7.5	355.6	230.4	164	137	219	237	381
j-05	-9.0	45.1	89.1	168	140	-95	115	110
s-05	-16.0	40.5		234	195	-154	28	34
o-05	-19.5	0.0		263	219	-219	25	1
n-05	-20.0	0.7		210	175	-174	25	51
j-06	-19.5	287.6	213.4	163	136	152	68	415
f-06	6.5	237.2	198.5	152	127	111	66	112
m-06	8.5	213.8	236.9	166	138	76	128	119
a-06	46.0	674.2	628.2	165	137	537	283	360
m-06	5.5	142.5	246.2	164	137	6	237	188
j-06*	-2.0	89.7	80.4	168	140	-50	115	85
j-06*	-14.0	11.2	16.2	195	162	-151	72	61
a-06	-7.5	195.9	84.3	216	180	16	41	132
s-06	-15.0	11.9	9.5	234	195	-183	28	-5
o-06	-19.5	31.6	0.0	263	219	-187	25	33
n-06	-1.5	152.1	53.3	210	175	-23	25	17
d-06	11.0	480.7	254.4	185	154	327	43	260
j-07	11.0	304.5	245.7	163	136	169	68	127
f-07	10.0	236.5	260.5	152	127	110	66	76
m-07	2.5	186.6	183.7	166	138	48	128	151
a-07	-0.5	245.3	148.2	165	137	108	283	396
m-07	23.5	388.5	388.1	164	137	252	237	254

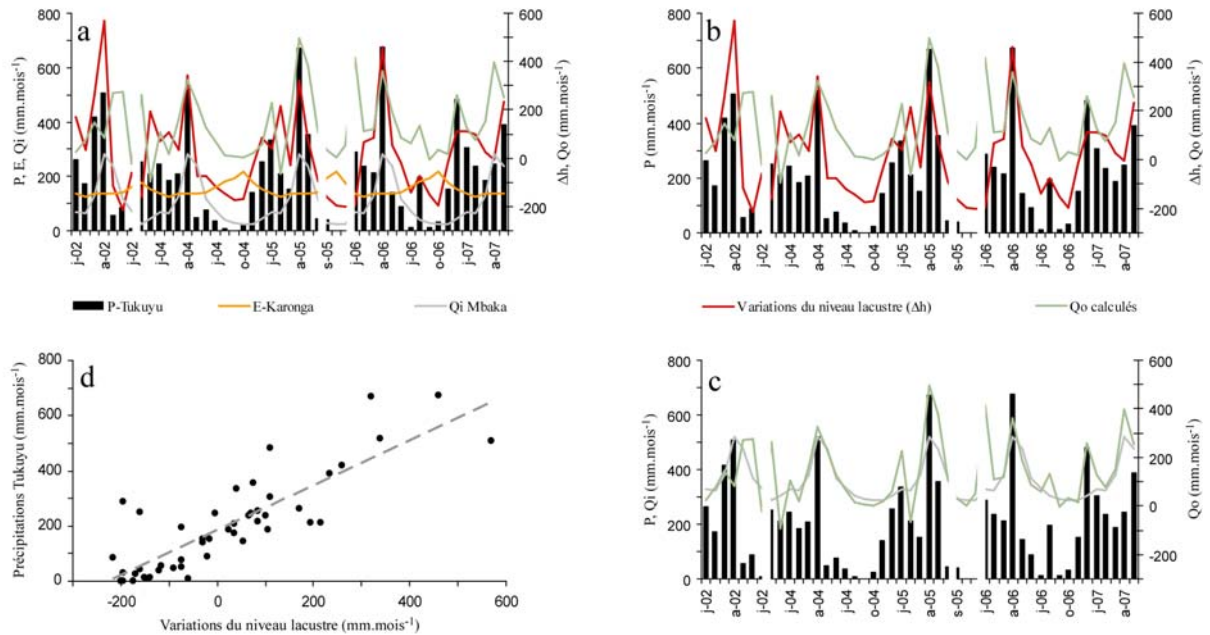


Fig. 1.13 : Taux de Précipitations (P), d'Evaporation (E), des apports moyens en provenance des bassins (Qi Mbaka), des pertes du lac Masoko calculées (cf texte) et fluctuations du niveau lacustre, exprimés en mm.mois^{-1} , à partir des chroniques disponibles de 2002 à 2007 (diagrammes a, b et c). Taux mensuels des précipitations à Tukuyu *versus* Variations du niveau du lac Masoko (diagramme d). La droite de tendance est symbolisée en tirés gris ($y = 0.81x + 183.9$; $r = 0.85$). Les données utilisées sont récapitulées dans la Table 1.2.

1. 2 Les systèmes lacustres considérés

1. 2. 1 Présentation générale

Ces dix lacs sont tous fermés (ou dépourvus d'exutoire de surface) à l'exception du lac Ilamba et, sont de petites dimensions (Fig. 1.2 et 1.14 ; Table 1.3). Leurs coordonnées précises, leur altitude ainsi que leurs paramètres morphologiques sont récapitulés en Table 1.3. Ce sont des lacs d'eau douce, de types oligo et mésotrophiques, excepté le lac de cratère Ngozi.

Dans la série des plans d'eau alignés le long de la faille Mbaka, situés sur son compartiment inférieur composé en surface des coulées de basaltes de Tukuyu (Fig. 1.2), le lac Masoko est le plus profond (36m). Sa bathymétrie peut s'apparenter à une demi sphère aux pentes relative-

	Latitude ° ' ' "	Longitude ° ' ' "	Alt. m	A _L km ²	A _{BV} km ²	A _L /A _{BV}	P max m	Volume 10 ⁶ m ³
Lake Masoko	9°20' S	33°45' E	845	0.38	0.57	0.67	37	8.91
Lake Katubwi	9°22' S	33°46' E	735	0.01	0.13	0.11	2	0.03
Lake Kyambangunguru	9°22' S	33°48' E	663	0.04	0.20	0.20	1	0.04
Lake Ilamba	9°24' S	33°50' E	548	0.42	3.67	0.12	23	7.01
Lake Kingiri	9°25' S	33°51' E	515	0.27	0.34	0.79	34	5.37
Lake Itende	9°19' S	33°47' E	1020	0.14	0.71	0.20	2	0.28
Lake Kyungululu	9°18' S	33°52' E	908	0.11	0.16	0.70	42	1.58
Lake Itamba	9°21' S	33°51' E	821	0.12	0.18	0.65	18	0.69
Lake Kiejo	9°11' S	33°47' E	1621	0.01	0.10	0.08	2	0.01
Lake Ngozi	9°00' S	33°33' E	2060	3.12	7.72	0.40	70	72.7

Table 1.3 : Caractéristiques géographiques et morphologiques des différents systèmes lacustres présentés. Les abréviations 'Alt.', 'A_L', 'A_{BV}', 'P max' signifient respectivement, 'Altitude', 'Aire lacustre', 'Aire du Bassin Versant de surface totale' et 'Profondeur maximale mesurée à ce jour'. Les dimensions du lac Kiejo approximatives sont données à titre indicatif.

vement raides et au fond plat. Un exutoire potentiel serait localisé 6 m au-dessus du niveau lacustre actuel, à l'extrême Sud d'une dépression de 7 ha connectée au cratère (Garcin 2006). Son bassin est occupé d'une forêt claire dominée par *Brachystegia/Uapaca* (70% ; Vincens et al. 2003) et, de cultures. D'après la datation de ses plus vieux sédiments lacustres, le cratère Masoko se serait formé il y a environ 50 000 ans (Gibert et al. 2002). Ce lac est à l'heure d'aujourd'hui, le système le plus étudié en vues des reconstitutions environnementales et paléoclimatiques en Tanzanie et a fait l'objet de plusieurs publications (Williamson et al. 1999 ; Gilbert et al. 2002 ; Bergonzini et al. 2001 ; Barker et al. 2003 ; Vincens et al. 2003 ; Garcin et al. 2006a, b & c). Katubwi, lac de plus petite surface (Table 1.3) de cette série, est aussi le plus éloigné de la faille. Des champs de riz entourent le lac dans sa partie marécageuse. Sur la rive gauche de la rivière Mbaka, le lac Kyambangunguru, le moins profond (Table 1.3) présente un bassin versant aux pentes abruptes qu'une forêt de type "Miombo" occupe. Sa surface lacustre est, quant à elle, recouverte par une végétation typique des tourbières. Il est quasiment asséché en hiver et sa profondeur est d'environ 1m à la fin de la saison des pluies. Le lac Ilamba constitue le seul système ouvert de cette étude et le plus proche de la faille Mbaka. Il présente un affluent d'entrée et un exutoire dont les débits sont de l'ordre d'une dizaine de l/s. Par ailleurs, de nombreux et larges filets de pêche sont tenus en place par la population locale témoignant d'une certaine production piscicole dans ce lac. Son bassin

versant, de pentes émoussées, est très étendu et, est le siège d'une végétation de type "Miombo" et de nombreux champs de cultures. Le lac Kingiri se localise à l'extrémité Sud de cette série. Son bassin versant, de faible extension, est occupé par une forêt zambézienne.

Sur le compartiment supérieur de la faille Mbaka dont la surface est recouverte par les coulées du Kiejo (Fig. 1.2), trois lacs de maar ont été échantillonnés. Le lac Itende, peu profond, fait pratiquement face au lac Masoko et se situe sur le bord de la faille Mbaka. De pentes irrégulières, son large bassin accueille des étendues de prairie avec laquelle s'entremêle une forêt éparsée de type "Miombo". Des champs de culture (riz) occupent le pourtour du lac. Aux vues de la morphologie de ce lac et des cartes topographiques, il est fort probable qu'il présente, lors de ces hauts niveaux, un exutoire de surface localisé en son extrémité Ouest. D'altitude comparable à celle du lac Masoko, le lac Kyungulu est le plus profond (profondeur maximale mesurée à ce jour de 42 m) des lacs situés de part et d'autre de la Mbaka. Il est aussi le plus éloigné de la faille Mbaka. Le niveau lacustre semble varier de quelques mètres comme l'atteste la présence d'une plage littorale au Sud-Ouest. Les pentes de ce centre d'éruption sont relativement escarpées et la végétation, composée essentiellement d'arbustes, y est peu dense. Situé à environ 2 km de la faille, le lac Itamba, aux apparences carrées (Fig. 1.14), présente un bassin versant aux pentes douces et émoussées où la végétation abondante se compose d'une forêt zambézienne. La présence d'une terrasse alluviale encerclant le lac nous renseigne sur la variabilité du niveau lacustre (d'environ 1m).

Placé au centre d'un des cratères d'éruption du Kiejo, le lac 'Kiejo' s'apparente davantage à une tourbière au même titre que les lacs Katubwi et Kyambangunguru. Des nénuphars et autres plantes typiques des zones humides, recouvrent son plan d'eau. De pentes relativement abruptes, son bassin est partiellement occupé par une forêt de décidus et des cultures.

Situé sur un point triple au Nord de la Mbaka et à une cinquantaine de kilomètres du lac Masoko, le lac de caldeiras Ngozi, formées de trachytes et de phonolites (Fig. 1.2), est de loin, le plus large de tous les systèmes étudiés. Les premiers profils echo-radars, réalisés en mars 2005 (D. Williamson, CEREGE), confirment la morphologie plane du fond de ce lac (Fig. 1.5 ; Harkin 1960). Son bassin présente des pentes très raides et escarpées où quelques glissements de terrain sont observés. La végétation y est luxuriante et diversifiée et s'intègre dans la forêt primitive du Poroto-Rungwe. Trois cascades non pérennes, au NO de ce lac



Fig. 1.14 : Planche photos illustrant l'environnement et la morphologie des différents systèmes lacustres tanzaniens étudiés.

fermé, ont été remarquées en saison des pluies (lors de la campagne d'échantillonnage de mars 2005). Au premier abord, ce lac, de type eutrophe, diffère essentiellement par sa taille et ses eaux mésahalines.

Aux vues des paramètres morphologiques (Table 1.3, Fig. 1.15), les dix systèmes considérés peuvent se différencier en trois groupes. Le premier est constitué par les lacs peu profonds Katubwi, Kyambangunguru, Itende et Kiejo dont l'aire des bassins versants est supérieure à celle des plans d'eau. Le second regroupe les lacs profonds Masoko, Kingiri, Kyungulu et Itamba aux bassins versants de surface faible et inférieure à celle des hydrosystèmes. Le troisième quant à lui, comprend les lacs profonds Ilamba et Ngozi qui présentent des bassins versants de surface largement supérieure à celle de leur plan d'eau.

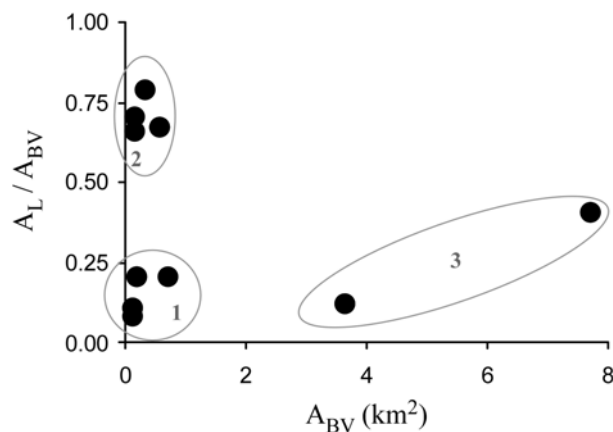


Fig. 1.15 : A_L / A_{BV} versus A_{BV} . La légende et les données sont relatives à la Table 1.3. Le cercle n°1 regroupe les lacs Katubwi, Kyambangunguru, Itende et Kiejo, l'ellipse n°2 rassemble les lacs Masoko, Kingiri, Kyungululu et Itamba et la n°3 regroupe les lacs Ilamba et Ngozi.

Guidés par les populations locales, les sources et certaines rivières situées aux voisinages de ces systèmes lacustres, ont été prélevées (Fig. 1.2). Les résultats des mesures et analyses effectuées sur les colonnes d'eau des lacs étudiés sont reportés en annexe 1.2.

1. 2. 2 Caractéristiques limnologiques

Dans cette étude limnologique qui a pour objectifs de définir les fonctionnements thermique et chimique ainsi que l'hydrodynamisme globale des colonnes lacustres, seuls les profils des lacs (Masoko, Kyungululu, Ilamba, Itamba, et Ngozi) les plus profonds, ayant fait l'objet sur le terrain de mesures CTD (à l'aide d'un conductimètre et/ou d'une sonde CTD 'marine') sont ici, détaillés. Elle s'appuie sur les mesures de températures et de conductivités, pH, alcalinité, [O₂] et Eh réalisées lors de différentes campagnes quand cela s'est avéré possible. 3 ont eu lieu pendant la saison sèche (octobre 1994, novembre 2003 et septembre 2006) et 1 s'est déroulée à la fin de la saison des pluies (mars 2005). L'étude des caractéristiques (Table 1.3) des lacs peu profonds (Katubwi, Kyambangunguru, Itende et Kiejo) ainsi que du lac Kingiri qui n'a pu faire l'objet que d'échantillonnage de surface, sera brièvement commentée afin de comparer tous les systèmes considérés.

1. 2. 2. 1 Les températures (T)

Les profils de températures des lacs de maar (lacs Masoko, Kyungululu, Ilamba et Itamba) situés de part et d'autre de la faille Mbaka puis du lac Ngozi, sont étudiés afin de caractériser leur structure thermique et de mettre en évidence d'éventuels brassages des masses d'eau.

Les systèmes lacustres étudiés sont des lacs tropicaux holomictiques (Hutchinson 1957) dont deux types sont ci-après décrits (Fig. 1.16).

Lacs monomictiques : lacs Masoko, Kyungululu, Ilamba et Itamba

Les lacs de maar situés sur les compartiments inférieur (lacs Masoko, Ilamba) et supérieur (lacs Kyungululu et Itamba) de la faille Mbaka font partie de la classe des lacs monomictiques chauds (Hutchinson 1957).

Lac Masoko

Les profils de températures (Fig. 1.16), obtenus lors de campagnes de mesures, montrent que la stratification la plus stable est en place au mois de mars 2005. La thermocline se situe entre -13 et -19 m de profondeur et présente un gradient thermique moyen de 3.2°C . Elle sépare un épilimnion d'une température moyenne de $28.2 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ et un hypolimnion relativement homogène à $23.5 \pm 0.5^{\circ}\text{C}$. La colonne d'eau est uniformisée en saison hivernale sèche (septembre 2006) et montre une homothermie à 23.0°C environ. Bien qu'un enregistrement continu des profils de températures au cours d'une même année ne soit pas à notre disposition, il peut être remarqué que la thermocline apparaît plus mince et moins profonde durant les mois de la saison sèche et inversement durant les périodes chaudes et humides. Cette observation confirme que la colonne d'eau, d'une température toujours supérieure à 4°C , du lac Masoko, se brasse une fois par an, ce lac est dit monomictique chaud. Les températures de la zone hypolimnique sont proches des températures moyennes de l'air enregistrées à la station Karonga (cf Annexe 1.1).

Lac Kyungululu

Les mesures de température de la colonne d'eau du lac Kyungululu montrent une structure thermique simple. La température de surface est de 23.8°C . La thermocline, localisée entre -4 et -16 m, présente un gradient moyen de 1°C . Sous cet ensemble, la température de l'hypolimnion est relativement constante et d'une valeur moyenne de $22.7 \pm 0.1^{\circ}\text{C}$, valeur comparable mais légèrement inférieure à celle du lac Masoko. Cette température pourrait être liée à l'altitude légèrement plus élevée du lac Kyungululu. Une différence de température de 1.4°C existe entre la surface et le fond du lac. Les estimations du nombre de Wedderburn (W ; Thompson & Imberger, 1980 ; Patterson et al. 1984 ; voir Annexe 1.3) indiqueraient une stratification de relative stabilité en saison sèche (septembre 2006).

Lac Ilamba

Aux vues des données de température, ce système est stratifié en saison chaude et humide. La thermocline mère se situe entre -9 et -14 m de profondeur et distingue un épilimnion dont les températures varient de 31.1 à 29.2°C d'un hypolimnion relativement homogène ($25.7^{\circ}\text{C} > T > 25.1^{\circ}\text{C}$). A la fin de la saison sèche, aucune thermocline nette n'est observée au centre du lac. La température moyenne de la colonne d'eau est de $25.3 \pm 0.4^{\circ}\text{C}$. Les températures du lac Ilamba sont supérieures à celles imposées par le gradient altitudinal moyen estimé sur la base des stations Mbeya et Karonga (voir Annexe 1.1). Le régime thermique du lac serait marqué

par la contribution de forçages externes (thermalisme) et ou internes (liés aux processus biogéochimiques).

Lac Itamba

Le profil de température du lac Itamba obtenu en septembre 2006 est moins caractéristique. La zone épilimnique (d'une épaisseur de 10m) est largement développée et présente des sauts thermiques normaux et inverses. Les températures y varient de 25.6 à 24.9°C. La thermocline de type saisonnier se situe entre 10 et 12m de profondeur avec un gradient moyen de 1°C. Le degré de stabilité de la stratification est faible ($W < 1$). L'hypolimnion compris entre -12 et -17m de profondeur est quand à lui, composé d'une zone homothermique à $24.6 \pm 0.1^\circ\text{C}$. Le gradient altitudinale ne permet d'expliquer ces températures. En effet, le lac Itamba, localisé à une altitude proche de celle du lac Masoko, présente un hypolimnion d'une température supérieure ($\sim + 2^\circ\text{C}$) de celle enregistrée au lac Masoko. Des forçages internes et/ou externes sont ici probablement impliqués.

Lac polymictique : lac Ngozi

Lac Ngozi

Le lac Ngozi a la particularité d'être à la fois un système salin et polymictique. Bien que plusieurs sauts thermiques ($< 1^\circ\text{C}$) soient observés dans le mixolimnion en mars 2005, la micticité de la colonne semble quasi complète. En septembre 2006, la colonne d'eau est uniformisée et atteint une homothermie de 19.2°C . Les fortes pluies ainsi que les cycles nocturnes/diurnes sont sans doute à l'origine de convections régulières.

La différence des températures de surface entre mars 2005 et septembre 2006 est de l'ordre de 1°C . Cet écart peut s'expliquer par la différence (de 1°C) des températures mensuelles moyennes de l'air enregistrées à la station de Mbeya (cf Annexe 1.1). Toutefois, les températures de surface du lac en ces deux saisons sont systématiquement plus élevées ($\sim + 2^\circ\text{C}$) que les températures moyennes mensuelles de l'air. Le gradient altitudinal (Fig. 1.17) ne permet pas d'expliquer les températures observées. D'autres sources de chaleur (forçage externe : apport du thermalisme profond et/ou forçage interne : activité liée aux processus biochimiques) sont ici, probablement impliquées.

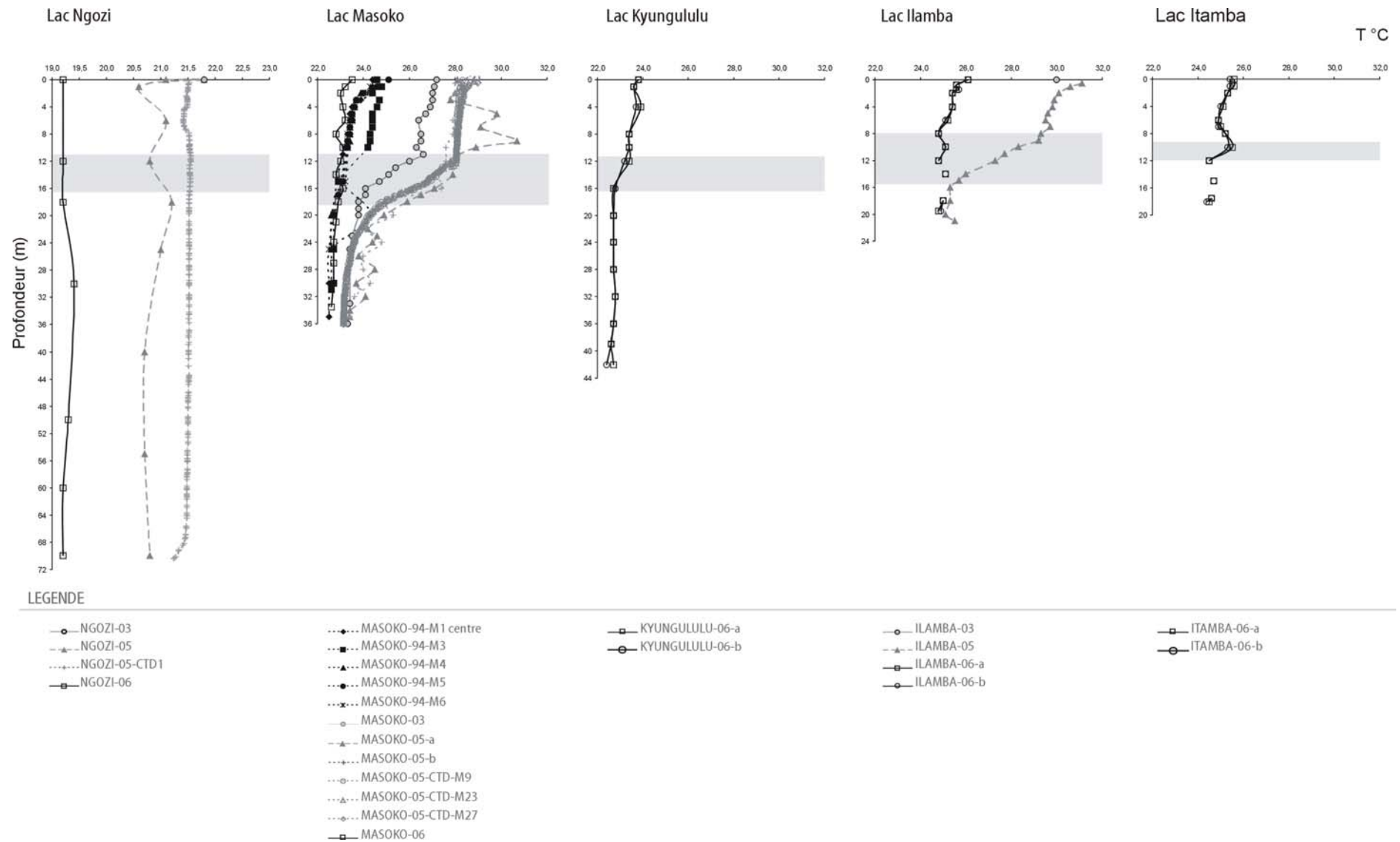


Fig. 1.16 : Profils des températures (m *versus* °C) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage (en saison sèche en 1994, 2003, 2006 et en saison des pluies en 2005). Les bandes grises situent les thermoclines (gradients de T°C maximaux).

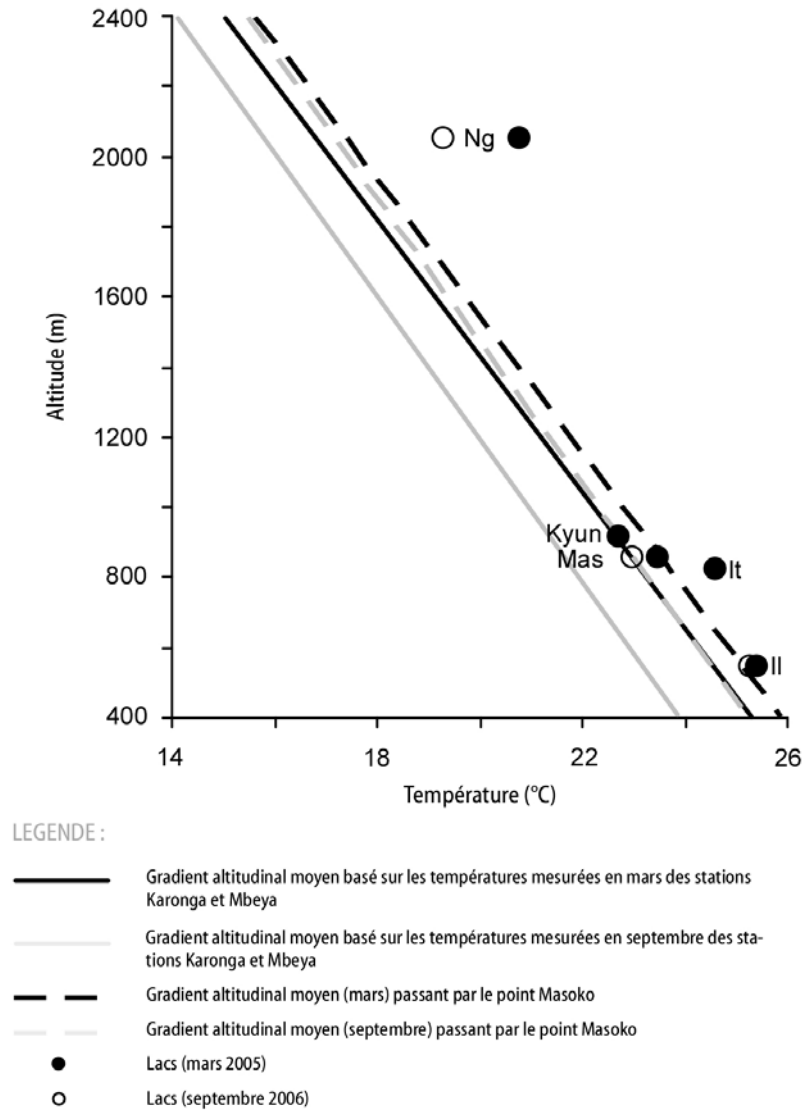


Fig. 1.17 : Altitude *versus* Température : décroissance de la température de l'hypolimnion des lacs Ngozi (Ng), Masoko (Mas), Kyungulu (Kyun), Ilamba (II) et Itamba (It) en fonction de leur altitude et, comparaison au gradient altitudinal moyen, saisonnier et local (voir légende annexée à la figure).

Conclusion

Aux vues de ces régimes thermiques, le comportement limnologique des lacs Masoko et Kyungululu ainsi que des lacs Ilamba et Itamba semble comparable (monomictique) tandis que celui du lac Ngozi (polymictique) est clairement distinct (Fig. 1.16).

D'autre part, le gradient altitudinal, à lui seul, ne permet pas d'expliquer les températures des lacs Ngozi, Ilamba et Itamba. Une relation entre température et proximité

des systèmes aux accidents géologiques majeurs semblerait, aux premières vues, exister. L'influence et la dominance de forçages externes liés au thermalisme sont ici suspectées.

Par ailleurs, les températures des lacs peu profonds et du lac Kingiri, mesurées au bord de chaque système, ne permettent pas de définir un régime thermique particulier.

L'étude du régime thermique des hydro-systèmes met finalement en évidence, des déplacements des masses d'eaux lacustres verticaux non négligeables. Un suivi temporel ainsi qu'une exploration spatiale fine pourraient permettre de préciser ces déplacements et de distinguer des circulations latérales de masses d'eaux, voire l'arrivée d'influx.

Sur la base du modèle de Craig (1969) et les profils de températures par exemple, il est possible de déterminer si un terme d'advection existe au sein de la colonne d'eau hypolimnique et si les déplacements des masses d'eaux profondes se font par mouvements ascendants (upwellings) ou descendants (downwellings). La température, considérée comme un traceur conservatif, n'évolue pas linéairement en fonction de la profondeur au sein des lacs Masoko et Ilamba en saison des pluies. Ce modèle repose sur l'hypothèse, assumée respecté à l'instant t , que l'hypolimnion a atteint un état d'équilibre. Dans ce cas, pour un coefficient de dispersion indépendant de la profondeur, la relation entre l'élément considéré, non produit ni consommé à l'intérieur de la couche hypolimnique, et la profondeur, devrait être linéaire à moins qu'un terme d'advection ne soit présent (Craig 1969). Aux vues des profils de températures des lacs Masoko et Ilamba en saison des pluies (Fig. 1.16), un terme d'advection peut alors être suspecté et le modèle de Craig (1969), appliqué. Ce modèle a été notamment utilisé dans la compréhension du fonctionnement du lac Pavin (Michard et al. 1994, Viollier et al. 1997) et est basé sur l'équation différentielle suivante :

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - w \frac{\partial C}{\partial z} + R = \frac{\partial C}{\partial t} = 0$$

Avec, D , le coefficient de diffusion d'Eddy incluant la diffusion et la dispersion moléculaires ; w , le taux d'advection, positif pour des mouvements d'eaux ascendants et négatifs pour des déplacements descendants ; et R , le terme de la réaction chimique, nul dans le cas présenté.

La solution de l'équation est alors :

$$C - C_0 = (C_m - C_0) (\exp(z/z^*) - 1) / (\exp(z_m/z^*) - 1)$$

Avec, $z^* = D/w$; z_m , l'épaisseur de l'hypolimnion, C_0 et C les concentrations du traceur considéré (ici, T) au fond du lac, à $z = 0$ et au haut de l'hypolimnion, à $z = z_m$. C_0 et C_m

correspondent aux conditions aux limites et aux valeurs observées. z^* est alors obtenu en calant la courbe modélisée avec les valeurs de T observées. Les valeurs de z^* retenues pour les lacs Masoko et Ilamba sont 11.09 et 2.24, respectivement (Fig. 1.18). Ces valeurs positives indiquent que les déplacements des masses d'eaux des hypolimnions s'opèrent par advection ascendante.

A la surface du lac Masoko, des ridules concentriques ont été observées lors des diverses campagnes de terrain. Sous l'effet de la force de Coriolis, les masses d'eaux épilimniques plongeraient alors en périphérie pendant que les masses d'eaux profondes remonteraient par advection au centre du lac. Bien que ce schéma hydrodynamique de circulation des masses d'eaux au sein du lac Masoko puisse être proposé, il reste toutefois à confirmer par une investigation plus fine aux échelles temporelles et spatiales.

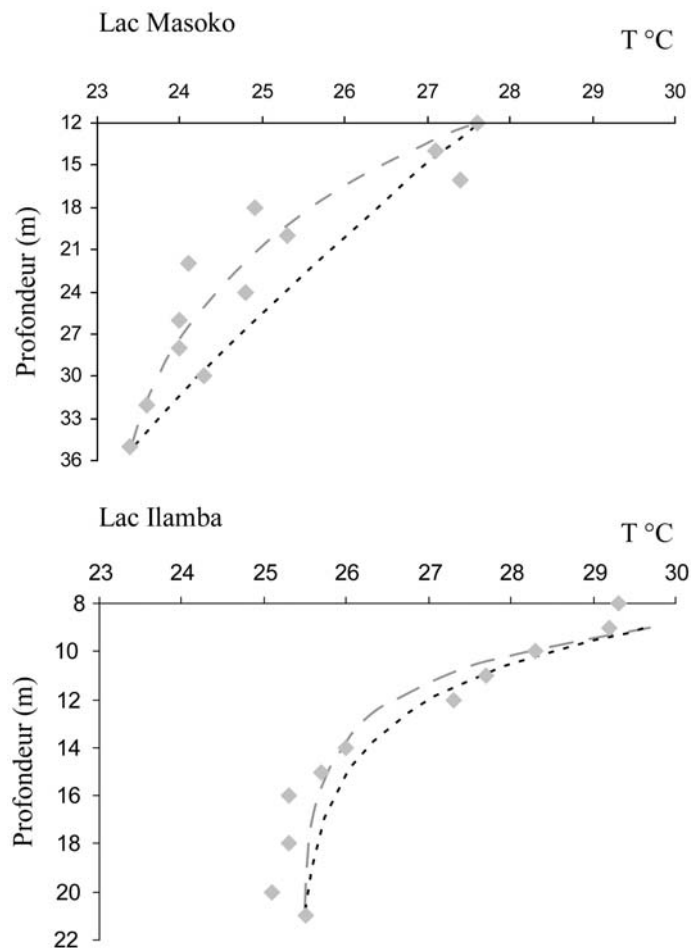


Fig. 1.18 : Profils de températures des hypolimnions des lacs Masoko et Ilamba en saison des pluies (mars 2005). Les losanges gris représentent les valeurs observées et les courbes noires et grises correspondent aux valeurs modélisées. Les courbes grises sont à partir des z^* de 11.09 et 2.24 respectivement, pour les lacs Masoko et Ilamba. De la même manière, les courbes noires correspondent à z^* égal à 72.76 et 3.00, respectivement.

Table 1.4 : Paramètres physico-chimiques des eaux de surface des systèmes lacustres étudiés, prélevées lors des saisons sèches de 2003 et 2006 et de la saison des pluies de 2005. "nd" et "-" signifient respectivement, "non déterminé" et "inférieur au seuil de détection".

Samples		T	EC	[O ₂]	Eh	pH	Alc.	δ ¹⁸ O	δ ² H	[Ca]	[Mg]	[Na]	[K]	[Si]	[Cl]	[SO ₄]	[Fe]	[Mn]
		°C	μS.cm ₋₁	%	mV		mM	‰	‰	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹
Lake Masoko	2003	27.0	45	nd	nd	7.95	0.4	3.2	13	2.75	2.03	1.68	1.37	2.85	0.83	-	nd	nd
	2005	28.0	38	73	nd	8.5	0.5	2.7	11	2.68	1.80	1.34	1.00	2.76	0.34	-	1.70	0.34
	2006	23.5	34	nd	306	7.43	0.4	3.0	14	2.55	1.91	1.34	1.04	2.71	0.48	0.02	1.19	0.12
Lake Katubwi	2005	34.8	36	nd	nd	6.72	0.3	-1.9	-15	1.17	1.86-	2.50	0.73	9.85	0.23	0.06	1339.3 6	3.00
	2006	20.1	59	nd	407	6.90	0.5	2.1	9	1.86	2.27	4.60	3.91	7.65	0.23	-	77.99	0.41
Lake Kyambangunguru	2003	24.8	58	nd	nd	6.44	0.2	3.4	16	2.11	1.01	2.54	2.67	5.30	1.26	-	nd	nd
	2005	28.9	44	nd	nd	5.83	0.5	-0.8	-7	2.90	1.74	1.52	3.47	6.36	0.60	0.02	452.7	30.08
	2006	23.0	30	nd	277	5.90	0.2	0.2	7	1.74	0.87	1.71	2.31	3.37	1.59	-	233.8	30.97
Lake Ilamba	2003	30.0	470	nd	nd	8.44	4.6	0.6	-4	18.62	16.69	55.59	8.49	21.82	12.20	1.46	nd	nd
	2005	31.1	511	73	nd	8.73	3.9	0.0	-3	17.49	16.44	47.91	9.16	24.44	9.43	2.09	2.09	0.65
	2006	26.1	486	nd	202	8.37	4.9	-0.1	-1	22.74	17.03	45.19	9.07	25.47	11.63	1.51	2.56	72.18
Lake Kingiri	2003	32.8	109	nd	nd	7.73	1.0	4.3	15	9.30	5.68	7.01	3.79	6.72	2.14	-	nd	nd
	2006	30.1	124	nd	240	8.61	1.2	4.3	20	8.89	5.36	4.00	3.25	6.46	1.66	-	2.20	1.51
Lake Itende	2006	22.5	103	nd	206	7.64	1.1	-0.6	-3	9.33	4.47	4.40	3.31	10.95	1.49	0.07	202.5	6.16
Lake Kyungululu	2006	23.8	150	nd	203	7.94	1.6	-0.6	-7	11.41	6.50	7.76	3.96	23.69	1.13	0.06	1.71	0.60
Lake Itamba	2006	25.6	131	nd	238	7.95	1.4	4.0	16	8.96	5.90	6.36	4.47	1.41	1.14	-	3.18	0.61
Lake Kiejo	2006	22.5	103	nd	206	6.74	0.3	-2.0	-11	9.33	4.47	4.40	3.31	10.95	1.49	0.07	202.5	6.16
Lake Ngozi	2003	21.8	5140	nd	nd	6.95	2.8	-1.5	-11	3.59	0.76	1047.2	101.5	24.38	1543.0	392.0	nd	nd
	2005	21.8	4600	40	nd	6.90	3.1	-1.5	-12	3.70	0.85	855.8	99.30	32.61	1380.0	229.0	1.62	13.09
	2006	19.2	4600	nd	228	6.71	3.0	-1.4	-12	4.09	1.16	1000.0	125.20	39.04	1511.0	288.0	178.0	22.21

1. 2. 2. 2 Les conductivités (EC)

Les valeurs de conductivités (EC) dépendent de la nature des ions présents dans la solution et de leurs concentrations. C'est pourquoi, les profils de conductivités peuvent être interprétés comme des représentations de la structure chimique globale des systèmes lacustres considérés (Fig. 1.19). Elles apportent également des indications du niveau trophique des lacs bien que d'autres paramètres (transparence de l'eau, [O₂] dissous, chlorophylle, phosphore total, abondance des plantes aquatiques,...) sont nécessaires à sa caractérisation.

Lac Masoko

La structure du lac Masoko est relativement homogène en saison sèche au moins au centre du lac là, où la majorité des mesures, toutes campagnes confondues, ont été effectuées. Néanmoins, les conductivités plus élevées de l'épilimnion en novembre 2003 ($50 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) rendraient compte des processus d'évaporation à la surface du lac sous des conditions pluviométriques faibles (Table 1.1). Aux regards des taux d'évaporation d'environ 1.2 m entre les mois de mai et novembre (Table 1.2) qui pourrait s'opérer à la surface du lac, enregistrés à Karonga, et de l'épaisseur de la couche épilimnique concernée ($\sim 4\text{m}$; Fig. 1.19), ce compartiment supérieur serait alors soumis à une concentration d'environ 30%. Ce pourcentage suffit à expliquer l'augmentation de la conductivité de cette couche en considérant que sa valeur moyenne est de $40 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ lors de la précédente période de forte pluviosité. En saison des pluies, les colonnes d'eau du lac restent relativement homogènes bien que les valeurs de conductivités augmentent régulièrement à partir de -28m ($41 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) jusqu'au fond ($65 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Ce shift permet de suspecter une remise en solution des éléments chimiques piégés sous la forme particulaire lors des changements de conditions d'oxydoréduction en période de stratification thermique. Le lac Masoko présente néanmoins, une conductivité moyenne faible, de l'ordre de $40 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Très peu minéralisé, ce lac est de type oligotrophe comme l'atteste l'unique mesure de la transparence de l'eau au disque de Secchi ($> 7\text{m}$) réalisée lors de la campagne de mars 2005.

Lac Kyungululu

Le profil de conductivités du lac Kyungululu réalisé en septembre 2006, est homogène sur les 33 premiers mètres, avec une moyenne de $148 \pm 1 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Sous cette profondeur, la conductivité augmente jusqu'à -42m où la valeur maximale ($225 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) est enregistrée. Bien que des processus biogéochimiques semblent avoir lieu en profondeur, le niveau trophique de ce lac paraît peu avancé.

Lac Ilamba

En hiver (septembre 2006), la colonne d'eau du lac Ilamba présente des valeurs de conductivités uniformes dont la moyenne est de $482 \pm 3 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. En période chaude de mousson (mars 2005), les mesures de EC sont légèrement plus élevées dans la couche épilimnique ($500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et nettement plus fortes dans l'hypolimnion ($620 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). La stratification thermique en place à cette période imposerait une structure chimique au système (mise en place d'une chemocline sous la thermocline) en modifiant les conditions d'oxydoréduction du milieu. Sa relative faible minéralisation et la mesure au disque de Secchi (<4m) réalisée à la même période classent ce lac d'oligo-mésotrophe.

Lac Itamba

Le seul profil de conductivités obtenu en septembre 2006, montre une colonne d'eau très homogène d'une moyenne de $130 \pm 1 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Aucune structure chimique ne semble prendre place en saison sèche. Aux vues de sa conductivité moyenne, le lac Itamba pourrait être considéré comme oligotrophe. Toutefois, des études biologiques et écologiques seraient à entreprendre pour pouvoir l'affirmer.

Lac Ngozi

La conductivité moyenne du lac Ngozi est de $4660 \pm 40 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Il constitue de loin, le lac le plus minéralisé. En saison des pluies, des sauts de conductivités de faibles amplitudes, sont observés sur les 25 premiers mètres de la colonne d'eau investiguée. Les valeurs de EC se stabilisent ensuite à $4670 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Ces résultats vont de paire avec le fonctionnement thermique du lac. On assiste ici, au brassage progressif des couches d'eau supérieures. En saison sèche, la colonne d'eau est homogène et de conductivité légèrement supérieure à celle observée en septembre 2006. Les valeurs de EC relevées en surface sont un peu plus faibles

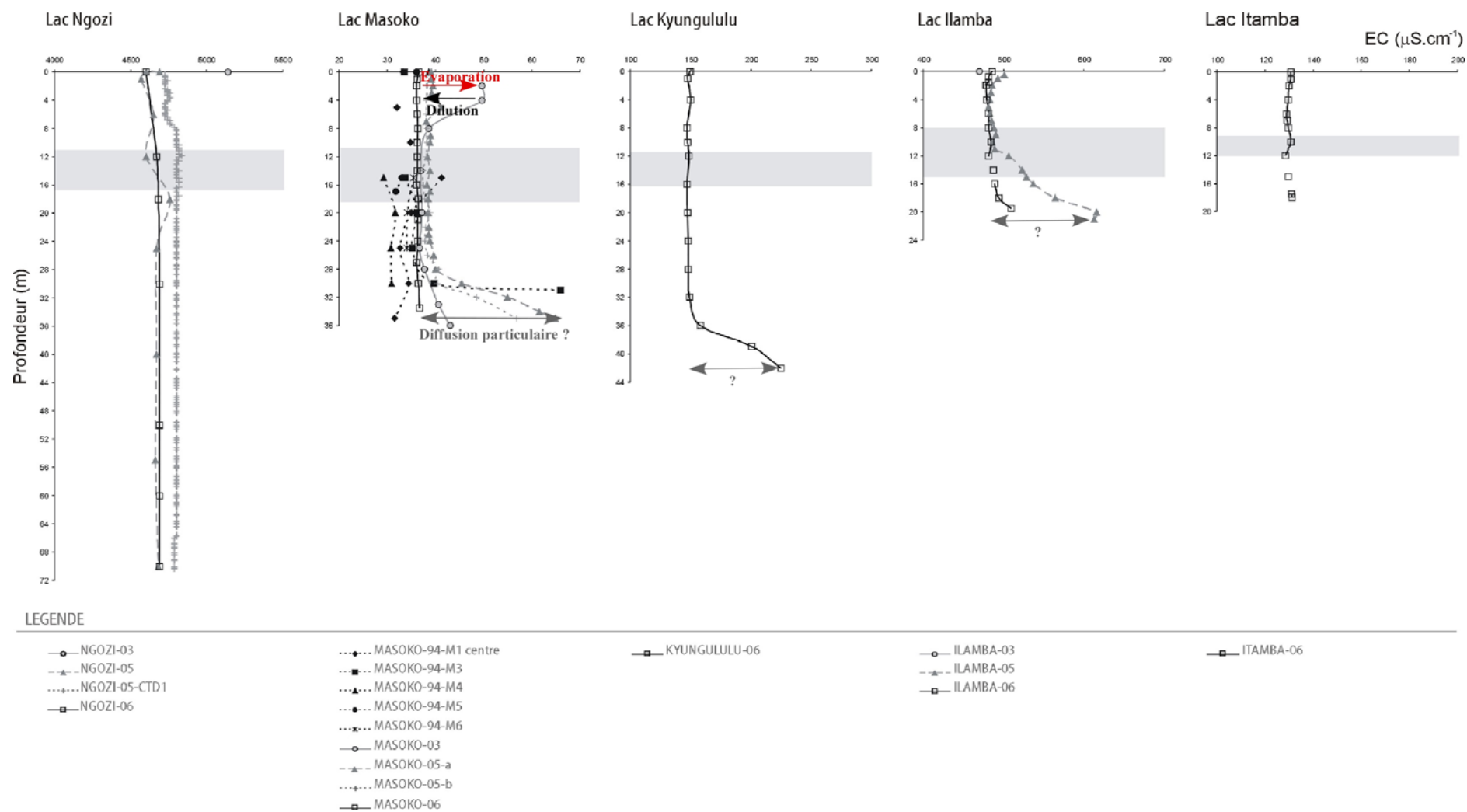


Fig. 1.19 : Profils de conductivités (m versus $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage (en saison sèche en 1994, 2003, 2006 et en saison des pluies en 2005). Les bandes grises symbolisent les thermoclines.

ce qui est probablement lié à un précédent épisode pluvieux. Bien qu'une investigation temporelle et spatiale plus complètes soient requises, il semblerait que le lac Ngozi ne présente pas de forte structure chimique. Au regard des mesures de EC et au disque de Secchi ($< 3\text{m}$), ce lac serait méso-eutrophe.

Conclusion

Des lacs présentés ici, Masoko dont les valeurs de conductivités sont voisines de celles des lacs peu profonds Katubwi et Kyambangunguru (Table 1.4), est le système lacustre le moins minéralisé. Les lacs Kyungululu et Itamba, de conductivités tout à fait comparables, sont également faiblement minéralisés. Les mesures de EC à la surface des lacs Kingiri, Itende et Kiejo (Table 1.4) montrent des degrés de minéralisation proches de ceux de Kyungululu et Itamba. Un ordre de grandeur, en terme de conductivités, sépare ces systèmes du lac Ilamba, lui-même 10 fois moins minéralisé que le lac Ngozi. Les paramètres morphologiques tels que la taille des bassins versants propres à chaque hydrosystème, ne permettent pas d'expliquer les différences de conductivités observées (Fig. 1.20). Différentes sources et/ou processus internes et/ou externes de minéralisation sembleraient influencer ces lacs. D'autre part, les colonnes d'eaux lacustres sont globalement plus homogènes en saison sèche. Seul le lac Kyungululu montre une certaine structure chimique marquée en profondeur à cette période pendant qu'une stratification thermique est en place entre -4 et -16m influençant vraisemblablement les conditions du milieu. En saison des pluies, les profils de conductivités révèlent la mise en place, favorisée par les couches épilimniques alors diluées, de chemoclines généralement situées dans les zones hypolimniques sous les thermoclines, excepté pour le lac Ngozi, dont le comportement limnologique pourrait être peu dépendant du rythme saisonnier.

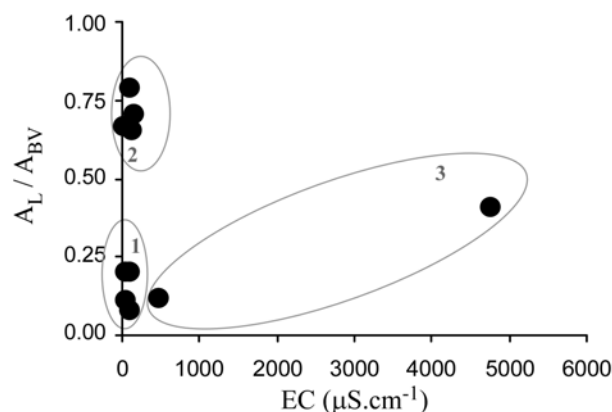


Fig. 1.20: A_L/A_{BV} versus EC. Les mêmes groupes (1, 2 et 3) distingués à partir des paramètres morphologiques (cf Fig. 1.15) sont ici reportés.

1. 2. 2. 3 Les teneurs en oxygène dissous [O₂] et les Eh

Les profils d'oxygène dissous ont été réalisés pendant la campagne d'échantillonnage de mars 2005 sur les lacs Masoko, Ilamba et Ngozi, à l'aide d'un oxymètre tandis que les mesures de potentiels d'oxydo-réduction des colonnes d'eau de Masoko, Kyungululu, Ilamba, Itamba et Ngozi ont été uniquement effectuées pendant la mission de 2006 ; la sonde Eh ayant fait défaut lors de la campagne de 2005 (connexion électronique endommagée en cours de mission). Ces profils (Fig. 1.21 et 1.22) permettent de renseigner sur la présence ou non d'une oxycline et les conditions d'oxydo-réduction des différentes masses d'eaux.

Lac Masoko

Aux vues des mesures d'[O₂], une oxycline est présente dans le lac Masoko entre -16 (65%) et -24m (10%). Sous cette profondeur, les valeurs d'[O₂] sont quasiment nulles et mettent en évidence les conditions anoxiques et réductrices de cette couche profonde en saison des pluies. En saison sèche, le profil Eh, réalisé au centre du lac, est homogène avec une moyenne autour de 300 mV ce qui atteste que l'ensemble de la colonne d'eau est bien oxygénée à cette période.

Lac Kyungululu

Le profil Eh, effectué au centre du lac Kyungululu en 2006, montre la présence d'une oxycline située entre -30 et -34m. Elle sépare un compartiment supérieur oxygéné (Eh ~ 200mV) et une couche profonde aux conditions réductrices comme ses valeurs de Eh, d'environ 100mV, renseignent.

Lac Ilamba

En saison des pluies (mars 2005), une oxycline est présente entre -3 (58%) et -9m (15%) dans la colonne d'eau du lac Ilamba. Aux profondeurs inférieures, les [O₂] sont très proches de 0% et mettent en évidence un hypolimnion anoxique et réducteur. En saison sèche (septembre 2006), le profil Eh montre qu'une oxycline est également présente entre -4 (174mV) et -8m (3mV). Sous cette profondeur, les valeurs de Eh mesurées sont négatives et rendent compte d'un milieu fortement réducteur. Une oxycline est en place quelque soit la saison. La faible

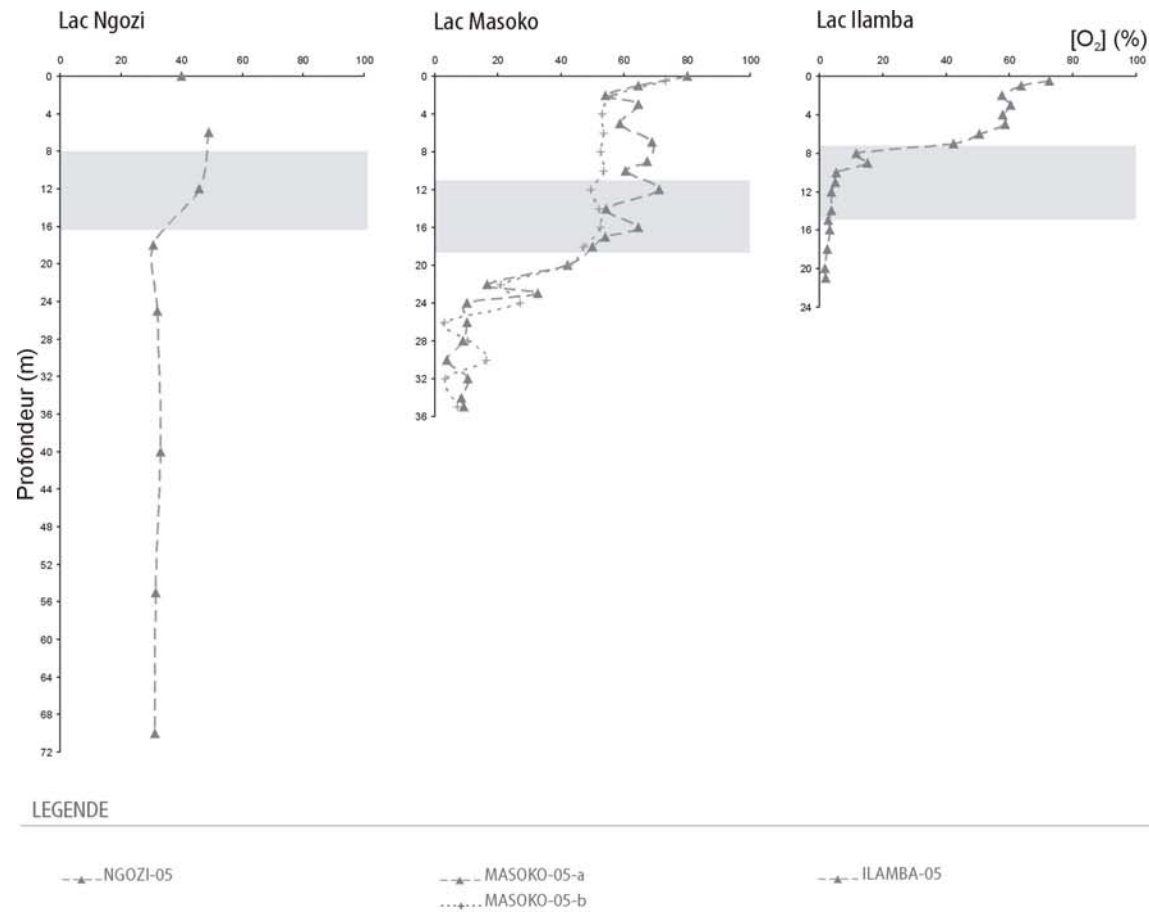


Fig. 1.21 : Profils d'oxygène dissous ([O₂] ; m versus %) des lacs Ngozi, Masoko et Ilamba obtenus lors de la mission de mars 2005 (saison des pluies).

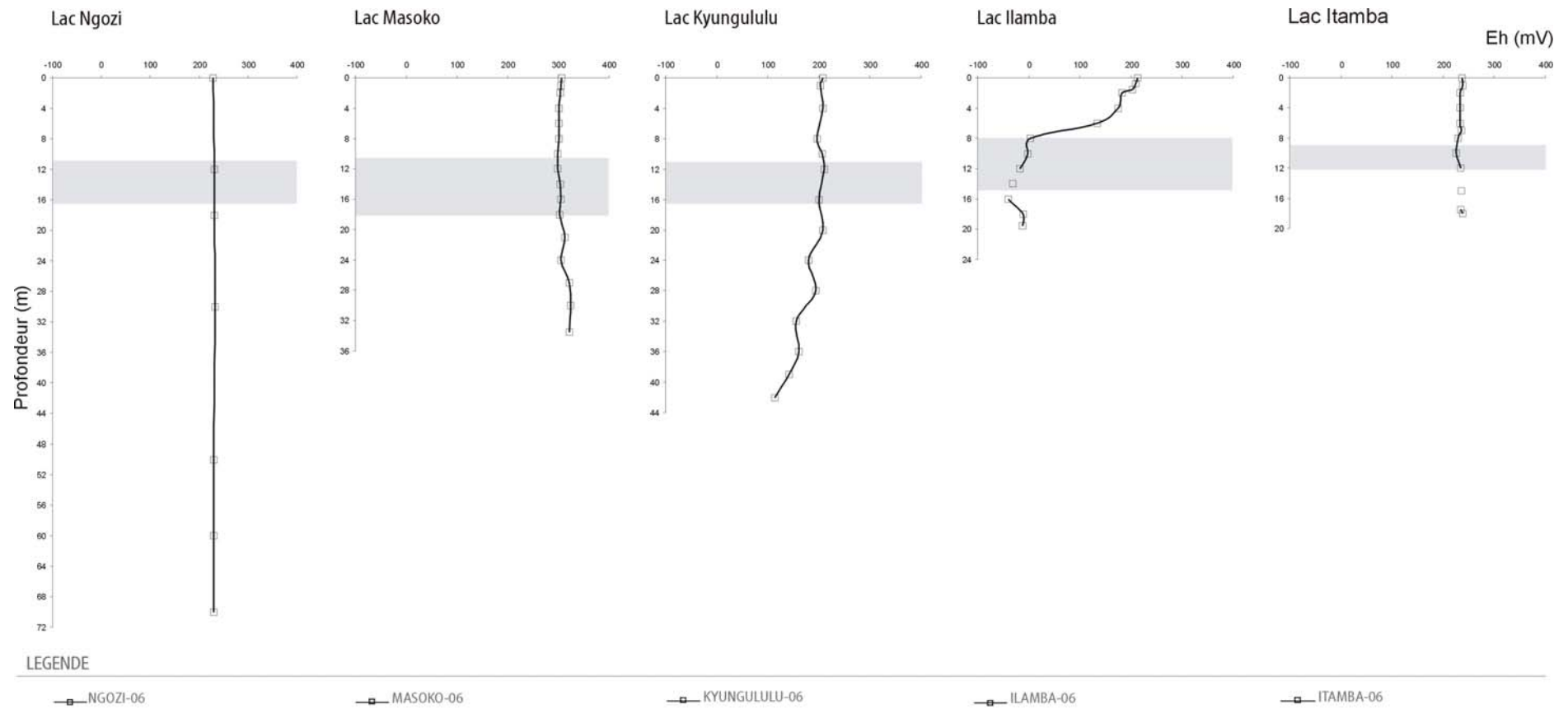


Fig. 1.22 : Profils de Eh (m versus mV) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors de la campagne d'échantillonnage de septembre 2006 (saison sèche). Les bandes grises correspondent aux thermoclines.

stratification thermique en place en saison sèche suffit à maintenir des conditions réductrices de l'hypolimnion du lac Ilamba.

Lac Itamba

En septembre 2006, le lac Itamba présente une colonne d'eau uniforme et relativement bien oxygénée comme l'attestent les mesures de Eh homogènes, d'une moyenne de 230mV.

Lac Ngozi

En saison des pluies (mars 2005), une oxycline est en place dans la colonne du lac Ngozi entre -12 (46%) et -18m (31%). Sous cette profondeur, les [O₂] sont de l'ordre de 20% suggérant un milieu relativement peu oxygéné. En saison sèche, aucune oxycline n'est présente. Le profil Eh, d'une moyenne de 230mV, est homogène.

Conclusion

Aux regards de ces profils, il est clair que les lacs, quelques soient leurs profondeurs, apparaissent relativement mieux oxygénés en saison sèche en cohérence avec l'absence de compartimentations thermique et chimique. Toutefois, les lacs Kyungululu et Ilamba présentent quant à eux, des colonnes d'eau marquées par la présence d'oxyclines en septembre 2006 ce qui, pourrait attester de leur caractère pérenne. Les lacs Katubwi, Kyambangunguru, Itende, Kiejo et Kingiri semblent quant à eux, oxygénés aux vues des quelques mesures disponibles (Table 1.4).

1. 2. 2. 4 Les pH, Alcalinités et Pressions partielles de CO₂ (PCO₂) reconstituées

Les profils de pH et d'alcalinité (Fig. 1.23 et 1.24) ont été obtenus lors des 3 campagnes réalisées en saison des pluies (mars 2005) et en saison sèche (novembre 2003 et septembre 2006). Ces mesures ont été obtenues respectivement, à l'aide d'un pH-mètre et/ou de la sonde CTD et par titration colorimétrique sur le terrain puis vérifiées au laboratoire. Fonctions de ces deux paramètres, les pressions partielles de CO₂ (PCO₂) correspondantes ont ainsi pu être reconstituées.

Lac Masoko

En saison des pluies, l'épilimnion du lac Masoko montre des valeurs de pH (mesurées à l'aide de la sonde CTD) relativement plus élevées que celle enregistrées dans la zone hypolimnion. Le pH est voisin de 8.5 en surface, valeur indicative d'une eau à l'équilibre avec l'atmosphère, alors que la couche profonde présente des pH plus acides autour de 6.7. En novembre 2003, la même compartimentation est observée avec des valeurs de pH légèrement inférieures (pH surface = 8 ; pH fond = 6.5). En septembre 2006, période où la colonne d'eau du lac est la plus homogène, les différences de pH sont moins marquées entre la surface (pH = 7.4) et le fond du lac (pH = 6.4).

Les mesures d'alcalinité (Alc.) faibles sont quant à elles, plus homogènes quelques soient les campagnes (Alc. moyenne = 0.4 mM).

Lac Kyungululu

Comme pour le lac Masoko, le pH de l'épilimnion du lac Kyungululu, proche de 8, rend compte d'eaux de surface proches de l'équilibre avec l'atmosphère alors que son hypolimnion présente des valeurs de pH plus acides (pH fond = 6 en 2006).

L'alcalinité de sa colonne d'eau un peu plus élevée que celle du lac Masoko est aussi homogène (Alc.moyenne = 1.6) bien qu'une légère augmentation, allant de paire avec celle observée sur le profil de conductivités (Fig. 1.19), peut être remarquée en profondeur.

Lac Ilamba

En saison des pluies, l'épilimnion du lac Ilamba montre des valeurs de pH basiques relativement homogènes (pH = 8.7). Son hypolimnion présente quant à lui, des valeurs inférieures (pH = 7.1). En saisons sèches, la même compartimentation est observée avec des valeurs de pH légèrement inférieures dans la couche d'eau supérieure.

Les mesures d'alcalinité montrent que la colonne d'eau est relativement homogène en mars 2005 comme en septembre 2006 bien que de faibles variations peuvent être observées au sein du profil obtenu en saison des pluies.

Lac Itamba

Le profil de pH du lac Itamba, relevé en 2006, montre de faibles variations (pH min = 7 ; pH max = 7.9). La colonne d'eau du lac Itamba apparaît à l'équilibre avec l'atmosphère. Son pH ne chute qu'à partir de -12m de profondeur.

Aux vues des mesures, l'alcalinité de sa colonne d'eau est parfaitement homogène.

Lac Ngozi

En saison des pluies, la colonne d'eau du lac Ngozi met en évidence une couche d'eau superficielle d'un pH de 6.9 et une couche d'eau profonde (de -12 à -70m de profondeur) d'un pH légèrement plus acide d'environ 6.4. En saison sèche, le pH de la colonne d'eau est homogène (pH = 6.7).

Bien que plus homogène en saison sèche, l'alcalinité de la colonne d'eau reste uniforme avec une moyenne de 2.9 ± 0.3 mM toutes campagnes confondues.

Conclusion

Les profils de pH sont plus homogènes en saison sèche, période où la stratification thermique des lacs est moins marquée et les hypolimnions des systèmes étudiés sont globalement toujours plus acides que leur couche épilimnique. A l'exception du lac Ngozi, tous les autres montrent des profils de pH relativement voisins. Les profils d'alcalinité sont quant à eux relativement uniformes. Les taux et variations d'alcalinité les plus importants sont enregistrés au niveau de la colonne d'eau du lac Ilamba en saison des pluies.

Les lacs peu profonds tels que Katubwi, Kyambangunguru et Kiejo, d'alcalinité proche de celle du lac Masoko, présentent des pH légèrement acides alors que ceux des lacs Itende et Kingiri dont les valeurs d'alcalinité sont comparables à celles des lacs Kyungululu et Itamba, sont compris entre 7.5 et 8.6 (Table 1.4).

Des processus biogéochimiques peuvent induire des variations de pH. Par exemple, la fermentation, la respiration et la précipitation de certains minéraux tels que la calcite contribuent à diminuer le pH d'un milieu. A l'opposé, l'exsolution de CO₂, les processus de dénitrification, de réduction des sulfates ou encore d'altération de silicates d'alumines tendent à l'augmenter. L'alimentation des colonnes d'eau lacustres par d'autres ressources (précipitations, nappes de subsurface, etc...) peuvent aussi impliquer des modifications de pH.

A partir des profils de pH et d'alcalinité, la reconstitution des P_{CO2} (Fig. 1.25 ; Langmuir 1997, p154) permet de mettre en évidence le dégazage des colonnes d'eau. L'exsolution du CO₂ vers la surface puis l'atmosphère semble être ici, pour partie responsable de la répartition des pH, paramètre montrant les plus fortes variations au sein des colonnes d'eau (pH croissants du fond vers la surface). Il peut être remarqué que la présence de thermocline en saison chaude des pluies semble constituer un frein à l'exsolution du CO₂

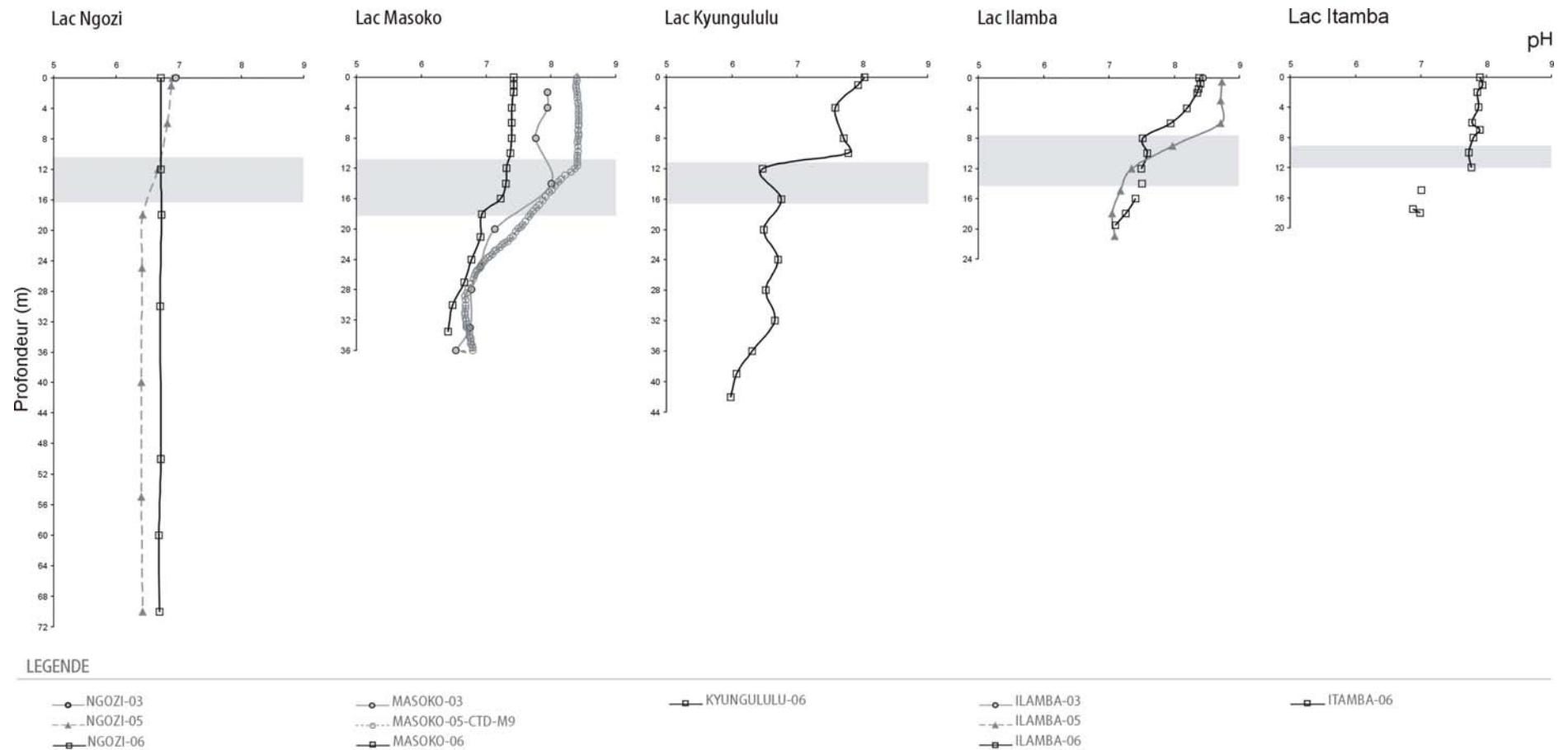


Fig. 1.23 : Profils de pH des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage en saison sèche (novembre 2003, septembre 2006) et en saison des pluies (mars 2005). Les bandes grises localisent les thermoclines.

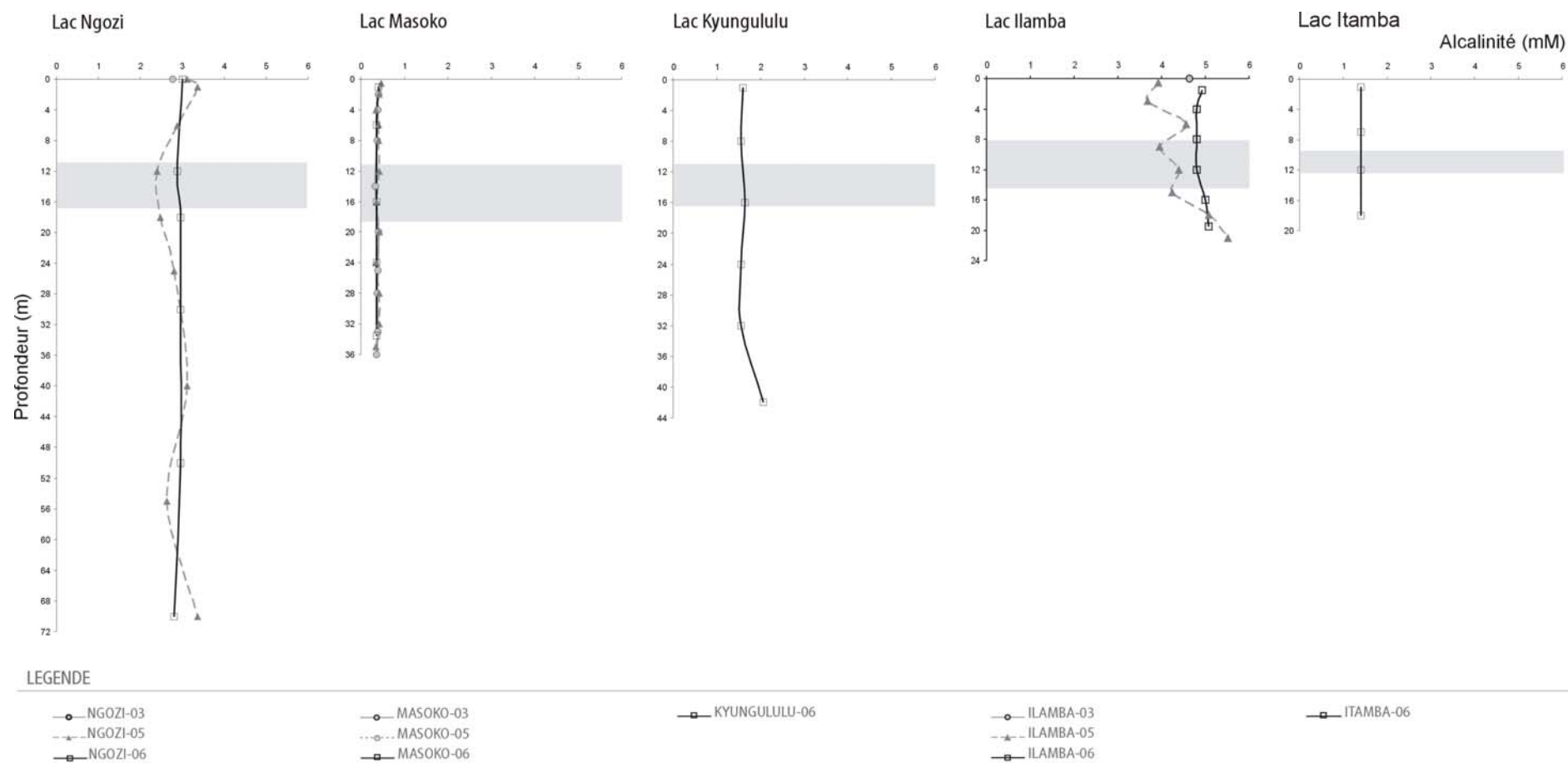


Fig. 1.24 : Profils d'Alcalinité (m versus mM) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage en saison sèche (novembre 2003, septembre 2006) et en saison des pluies (mars 2005). Les bandes grises symbolisent les thermoclines.

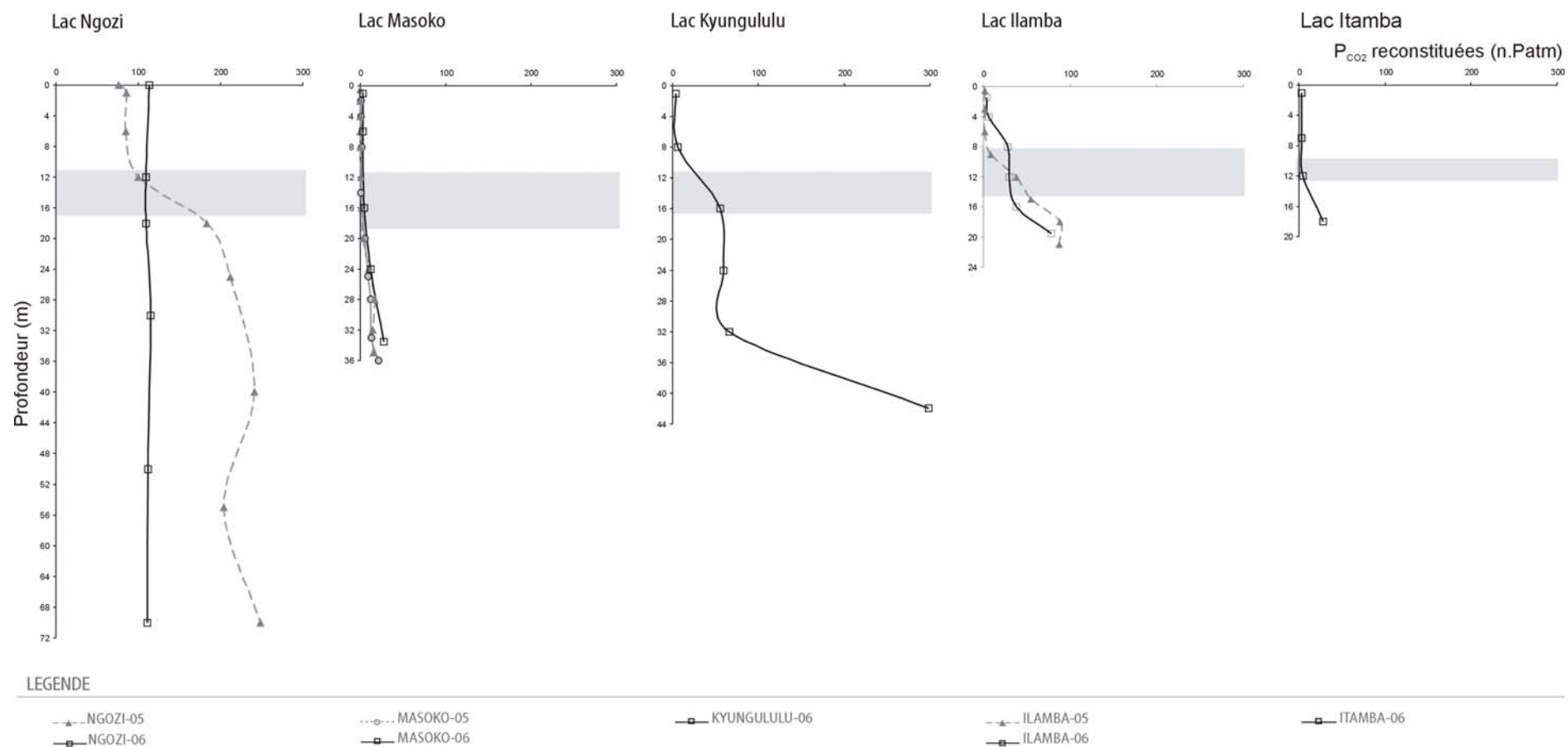


Fig. 1.25 : Profils des P_{CO_2} reconstituées à partir des données de pH et d'alcalinités (m versus nPatm) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage en saison sèche (septembre 2006) et en saison des pluies (mars 2005). Les bandes grises situent les thermoclines.

favorisant alors l'accumulation de CO₂ en profondeur, la diminution des pH (Fig. 1.23) et l'augmentation des P_{CO2} (Fig. 1.25). Les P_{CO2} reconstituées confirment également que les plans d'eau étudiés sont à l'équilibre avec l'atmosphère excepté les lacs Kyambangunguru (P_{CO2} ~ 50 P_{atm}) et surtout Ngozi, dont la P_{CO2} est pratiquement 100 fois supérieure à la P_{atm}. Ces fortes P_{CO2} reflètent une production de CO₂ en profondeur et des taux d'accumulation qui excèdent les taux de consommation du CO₂ par les plantes aquatiques et les taux de dégazage vers l'atmosphère. Des mesures de la composition en carbone-13 pourraient renseigner sur l'origine de ces apports apparents de CO₂.

1. 2. 3 Caractérisation de la minéralisation (éléments majeurs, Fe et Mn) :

La caractérisation chimique des lacs étudiés repose sur l'analyse des éléments majeurs et traces des eaux prélevées lors de trois campagnes d'échantillonnage (2003, 2005 et 2006). Les cations des échantillons d'eaux de la campagne de 2003 ont été mesurés à l'aide de l'ICP-AES au laboratoire alors que ceux de la campagne de 2005 et 2006 ont été analysés au Musée d'Afrique Central de Tervuren. Les mesures des anions ont été obtenues à partir d'analyses à la chromatographie ionique réalisées au CEREGE pour les échantillons de 2003 et au laboratoire d'Orsay pour les échantillons de 2005 et 2006.

1. 2. 3. 1 Des différents systèmes lacustres

Bien qu'évoluant dans un contexte géologique régional relativement homogène (Fig. 1.2), trois types d'eaux lacustres peuvent être distingués aux vues du diagramme de Piper (Fig. 1.26). Les eaux des lac Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Kingiri, Itende, Kyungululu et Itamba appartiennent au faciès carbonaté-calcaïque. Toutefois, en fonction des campagnes d'échantillonnage, les eaux des lacs Katubwi et Kyambangunguru pourraient être considérées comme de type carbonaté-sodique. Les lacs Ilamba et Kiejo sont quant à eux, toujours situés à la limite de ces deux faciès chimiques. Le lac Ngozi se distingue clairement des autres systèmes par ses eaux de type chloruré-sodique.

Des processus de mélange pourraient être à l'origine de l'évolution des faciès chimiques de ces hydro-systèmes du pôle carbonaté vers le pôle sodique. D'autres processus tels que

l'évaporation pourraient être responsable du passage d'un faciès carbonaté calcique à chloruré sodique qui semble s'accompagner d'une augmentation de leur conductivité. Toutefois, le faciès chloruré sodique, peu fréquent dans les eaux africaines, serait plus probablement induit par la contamination de sels piégés dans d'anciens dépôts lacustres, d'eaux connées ou encore, la dissolution d'évaporites (Kilham 1990). Ces changements de faciès observés apparaissent en relation avec le degré de minéralisation défini au préalable via la conductivité des eaux lacustres.

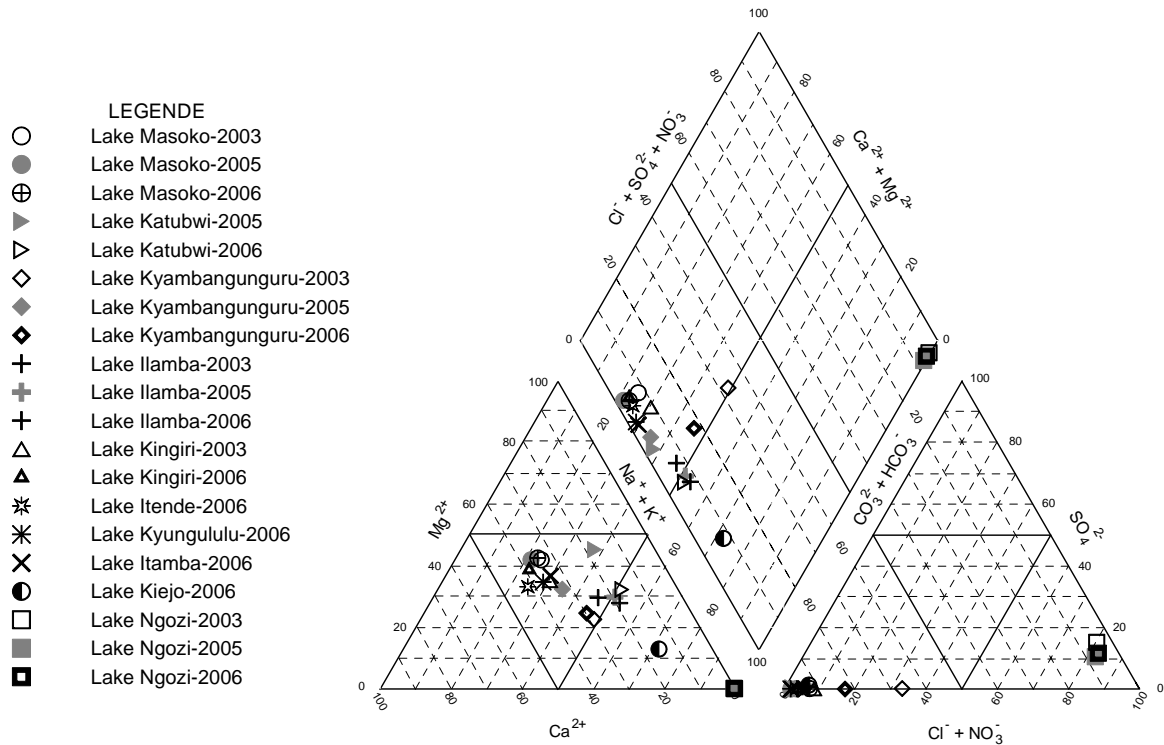


Fig. 1.26 : Diagramme de Piper des eaux de surface lacustres prélevées lors des campagnes de novembre 2003 et septembre 2006 (en saison sèche) ainsi qu'en mars 2005 (en saison des pluies).

1. 2. 3. 2 Au sein des colonnes d'eau

Dans l'objectif de caractériser les processus de minéralisation au sein des colonnes d'eaux lacustres et le fonctionnement hydrochimique des lacs étudiés, les profils des éléments majeurs (Ca, Mg, Na, K, Si, Cl et SO₄) ainsi que de certains éléments traces (Fe et Mn) des lacs Masoko, Kyungululu, Ilamba, Itamba et Ngozi, sont décrits (Fig. 1.27).

Lac Masoko

En accord avec la faible minéralisation du lac Masoko, les variations chimiques interannuelles et intersaisonnières sont de faibles amplitudes. Toutefois, la colonne d'eaux est relativement plus homogène en septembre 2006 (période où le lac est brassé sur toute sa profondeur) et les concentrations en Ca, Mg et Si augmentent légèrement de manière systématique sous -24m. Une remise en solution de ces éléments lors de la chute des organismes morts (Diatomées, bivalves, ... ; Talling 1992) est ici suspectée. Les teneurs en Fe et Mn quant à elles, croissent sous l'oxycline en place en mars 2005 (-24m; Fig. 1.27). Ces deux métaux interviennent spécifiquement dans les réactions d'oxydo-réduction liées aux processus de dégradation de la matière organique. Présents sous la forme d'oxy-hydroxydes de fer (III) et de manganèse (IV) sous des conditions oxiques, leur solubilité augmente conséquemment lorsqu'ils sont réduits (Fe^{2+} et Mn^{2+} ; Hamilton-Taylor & Davidson 1995). La croissance des concentrations en Fe et Mn peut aussi s'expliquer, sous des conditions identiques, par de la diffusion à partir des sédiments composés notamment de titano-magnétique à Masoko (Garcin et al. 2006b). S'il est difficile de concevoir la dissolution de titano-magnétite, les pourcentages pondéraux de Fe_2O_3 et MnO de 11.47 et 0.13%, respectivement, attestent de la présence de Fe et de Mn dans les sédiments de surface (Garcin 2006). De tels processus sont mis en évidence dans la colonne d'eaux du lac Masoko en saison des pluies, quand la compartimentation thermique est la plus marquée.

Lac Kyungungulu

L'unique profil du lac Kyungululu montre une colonne d'eaux relativement uniforme excepté sous -36m où les teneurs en éléments nutritifs tels que Ca et Si, augmentent légèrement. La mise en solution de squelettes et, ou de coquilles d'organismes morts pourrait en être à l'origine. Sous l'oxycline, les concentrations en Fe et Mn sont environ 3000 et 500 fois plus élevées que celles mesurées en surface. Les mêmes processus que ceux évoqués pour le lac Masoko sont ici suspectés.

Lac Ilamba

Le lac Ilamba est le moins homogène de tous les lacs étudiés même si sa colonne d'eau apparaît plus uniforme en septembre 2006 qu'en mars 2005. Les éléments nutritifs (Ca, Mg et Si) sont plus concentrés dans l'épilimnion en hiver (septembre 2006) ce qui suggère une activité biologique plus intense en saison des pluies en soutenant l'idée qu'ils soient consommés. Cette tendance s'inverse au moins de manière évidente pour les concentrations en

Ca et Mg de l'hypolimnion causée par la dissolution d'un plus grand nombre de tests. Bien que de teneurs parfois, légèrement plus élevées en saison des pluies, les éléments de type conservatifs (Na, K, Cl) présentent de faibles variations intersaisonnières. De plus, sous l'oxycline, la chute progressive des concentrations de sulfates et l'augmentation des teneurs en Fe et Mn (surtout observées en mars 2005, période de forte stratification) suggèrent que les réactions de sulfato-réduction et d'oxydo-réduction prennent place dans l'hypolimnion. D'oxydation plus rapide (comparée à celle du Mn ; Hamilton-Taylor & Davidson 1995), les concentrations en Fe faibles en septembre 2006 informent que l'anoxie de l'hypolimnion n'est pas totale en saison sèche.

Lac Itamba

Bien qu'incomplet en raison d'un mauvais conditionnement de l'échantillon de surface (contamination), le profil du lac Itamba montre une distribution relativement uniforme. Une légère augmentation des concentrations en Ca et surtout en Mg et Si au fond du lac peut néanmoins, être remarquée. De chimie très comparable, le lac Itamba présente des teneurs en silicium nettement inférieures à celle observées au sein du lac Kyungululu. La production biologique (Diatomées, ...) favorisée par des apports plus importants en éléments nutritifs au sein d'une colonne d'eau brassée et oxygénée (lac Itamba) peut se développer préférentiellement et consommer ici, la silice nécessaire à la fabrication de leur test. La population de diatomées dans le lac Itamba serait ainsi plus importante que dans le lac Kyungululu où la thermocline et l'oxycline empêchent la redistribution des éléments nutritifs vers la surface. Par ailleurs, les profils de Fe et Mn montrent des teneurs plus fortes au fond du lac Itamba. Etant donné l'absence d'oxycline, il est probable que ces teneurs anormalement élevées soient liées à une mobilisation du sédiment lors du prélèvement.

Lac Ngozi

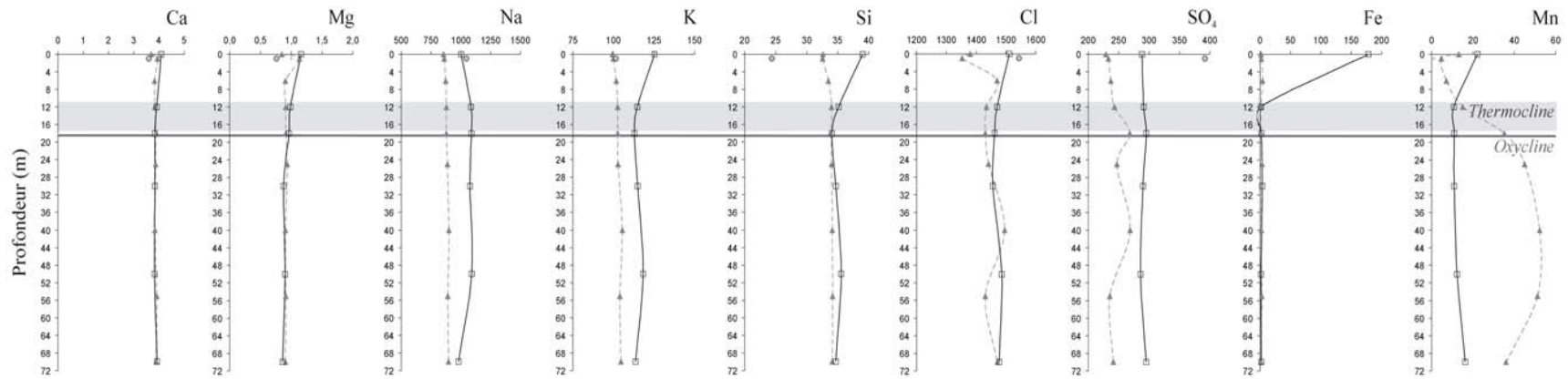
En accord avec l'hydrodynamisme du lac Ngozi, peu de variations sont observées entre les profils. Les colonnes d'eaux sont relativement homogènes. Cependant, les concentrations, en surface, des éléments nutritifs (Ca, Mg et Si) semblent légèrement plus importantes en saison sèche (septembre 2006) ce qui pourrait refléter une activité biologique plus intense en saison chaude des pluies. Toutefois, cette baisse s'accompagne notamment d'une diminution des concentrations en chlorures permettant de suspecter aussi des processus de dilution par les précipitations. De plus, la colonne d'eaux, dont la quantité d'oxygène dissous était moindre en mars 2005 (saison des pluies), montre des concentrations en Mn plus importantes à partir de -

20m alors que les teneurs en Fe sont quant à elles, quasiment nulles. Cette divergence atteste des conditions non totalement réductrices du milieu. En surface, les fortes teneurs en Fe et Mn observées sur l'échantillon prélevé en 2006 sont quelques peu inattendues et demandent confirmation. Néanmoins, étant donné les conditions météorologiques particulières des Monts Poroto, ces pics pourraient être causés par des retombées atmosphériques ou encore par des apports en provenance du bassin versant aux pentes abruptes, constitué en partie de sols ferrallitiques.

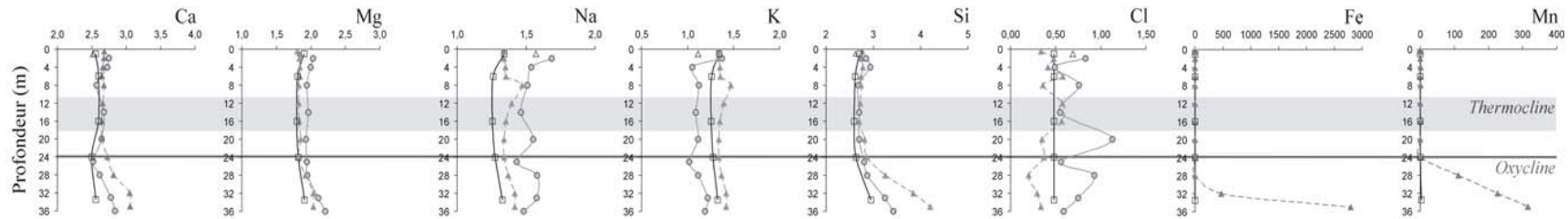
Conclusion

En accord avec l'hydrodynamisme de ces systèmes mis en évidence via l'étude des profils thermiques, l'homogénéité chimique des colonnes d'eaux, est apparemment atteinte en septembre 2006, période où les lacs sont relativement bien brassés excepté le lac Ilamba. Bien qu'il voire 2 ou 3 profils au maximum soient disponibles pour décrire les processus biogéochimiques au sein des colonnes d'eaux lacustres, ces premiers résultats permettent de proposer quelques remarques concernant le fonctionnement hydrochimique de ces lacs jusque là encore jamais étudiés. L'activité biologique au sein des lacs apparaîtrait plus intense en saison des pluies. Cette production pourrait être plus importante dans le lac Itamba comparée à celle du lac Kyungululu liée à la présence ou non d'une oxycline et de l'état de mélange de la colonne d'eau. Toutefois, les processus biogéochimiques jusque là, mis en évidence, suffisent-ils à expliquer les différences de minéralisation observées au sein des systèmes lacustres étudiés ? Bien que d'intensité relativement inégale en fonction du degré de mixité des lacs, les processus biogéochimiques au sein des lacs semblent opérer aux mêmes périodes de l'année ce qui laisserait entendre que les processus biogéochimiques internes ne seraient probablement pas totalement responsable des divers niveaux de minéralisation observés dans ces lacs. Des processus évaporatoires et/ou de dilution ainsi que des apports souterrains préalablement suspectés dans la section 1.1.3, pourraient également jouer un rôle dans l'état de la minéralisation des lacs étudiés. Encore une fois, un suivi spatio-temporel plus fin s'avère évidemment nécessaire à une meilleure caractérisation des processus de minéralisation se produisant au sein des colonnes d'eaux.

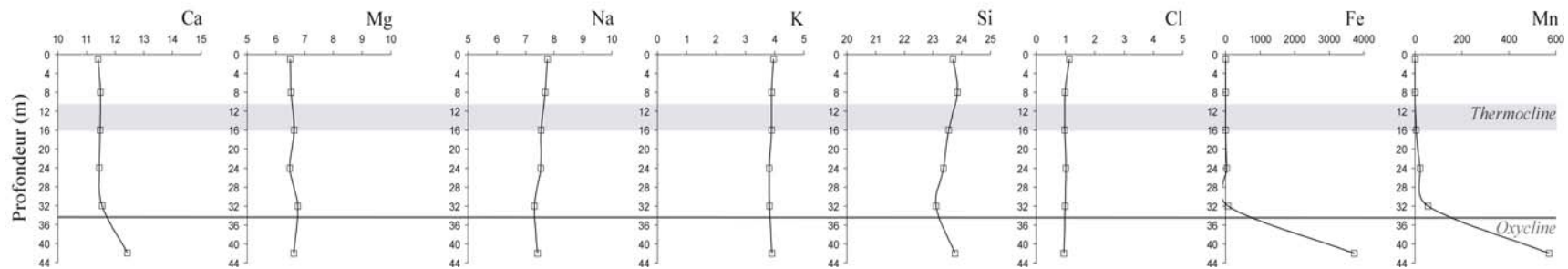
Lac Ngozi



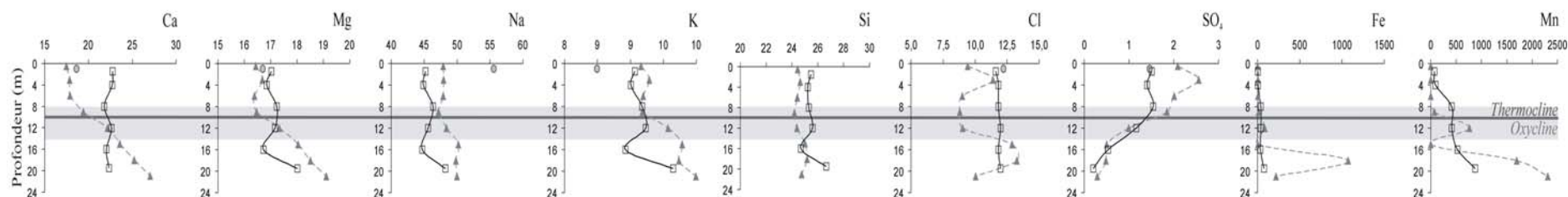
Lac Masoko



Lac Kyungululu



Lac Ilamba



Lac Itamba

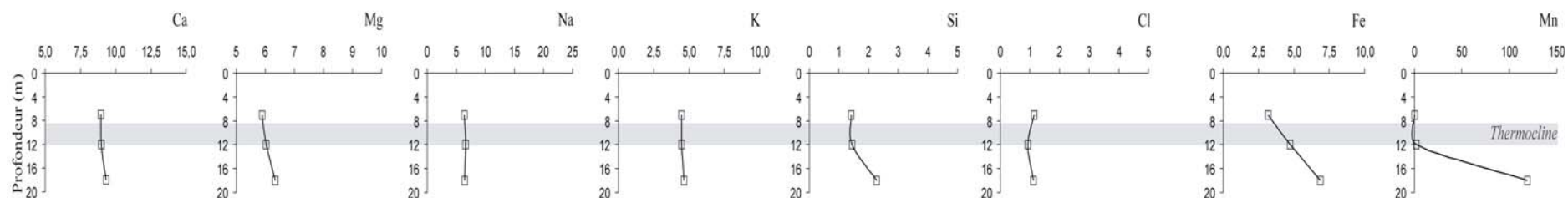


Fig. 1.27 : Profils d'éléments majeurs (Ca, Mg, Na, K, Si, Cl, SO_4 , en mg.l^{-1}), fer et manganèse (en $\mu\text{g.l}^{-1}$) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungululu, Ilamba et Itamba en saison sèche (novembre 2003 et septembre 2006) et en saison des pluies (avril 2004 et mars 2005). Les bandes grises symbolisent les thermoclines de chaque lac et les traits gris situent la base de leurs oxycelines quand elles existent. Les courbes grises munies de cercles ou triangles gris correspondent aux profils des éléments mesurés en novembre 2003 et mars 2005, respectivement. Un triangle noir vide représente la composition des eaux de surface prélevées en avril 2004. Les courbes noires accompagnées de carrés noirs vides marquent les concentrations obtenues pour les échantillons de septembre 2006. L'absence éventuelle des profils de SO_4 pour certains lacs indique des concentrations inférieures au seuil limite de détection. Une contamination de l'échantillon de surface du lac Itamba ayant été suspectée, les compositions de ce point ont été ignorées. Un problème analytique étant survenu sur le sodium de la colonne d'eau du lac Ngozi, les échantillons de surface (-0m) et du fond (-70m) ont pu être analysés une seconde fois mais les teneurs en sodium des échantillons intermédiaires ont été recalculées en bouclant la balance ionique.

1. 2. 4 Caractéristiques isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$)

Les lacs étudiés présentent des compositions isotopiques de type évaporé comme l'atteste leur position, sous la droite des eaux météoriques régionales (RWML ; Rozanski et al. 1996), dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 1.28). A l'exception du lac Kyambangunguru dont la composition (septembre 2006) semble avoir été influencée par des épisodes pluvieux antérieurs, tous les autres s'alignent selon une droite régionale d'évaporation (REL) relativement bien définie. Leur position respective sur cette ligne détermine alors un stade moyen d'évaporation. Les lacs Katubwi et Kiejo présentent les signatures isotopiques les plus appauvries tandis que les eaux du lac Kingiri sont les plus enrichies.

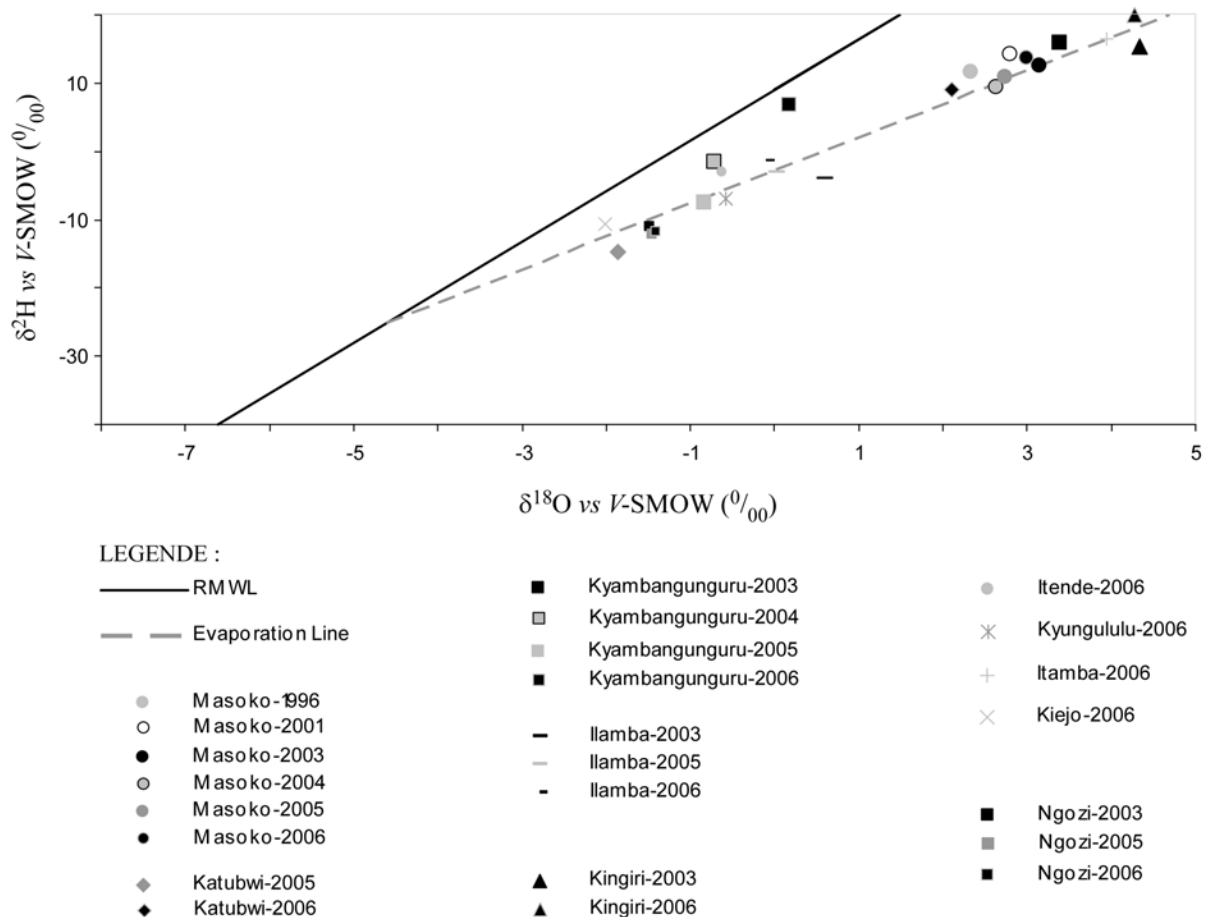
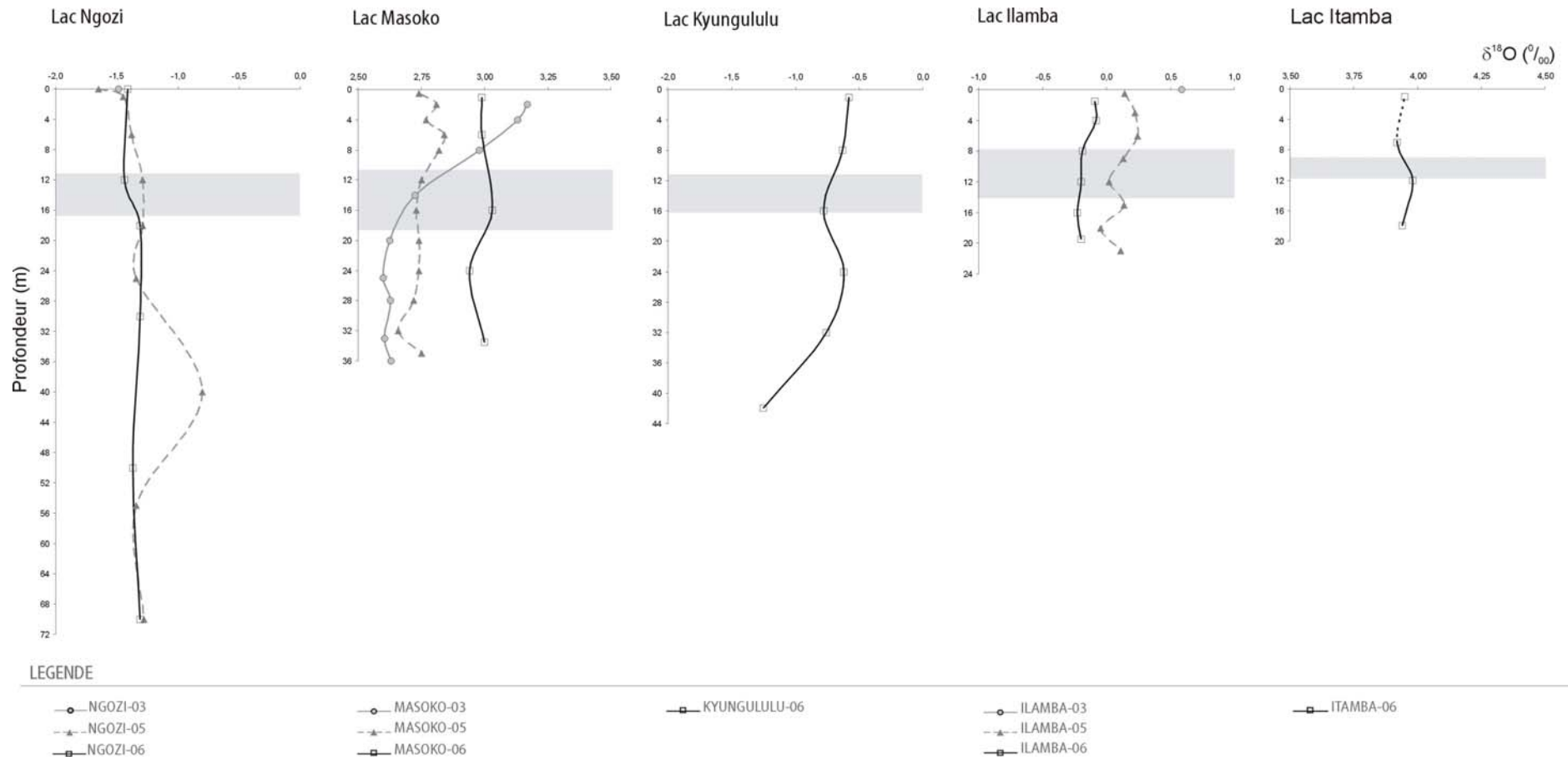


Fig. 1.28 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface lacustres échantillonnées lors de différentes campagnes (en saison sèche : octobre 1996, novembre 2001, novembre 2003 et septembre 2006 ; en saison des pluies : avril 2004, mars 2005).



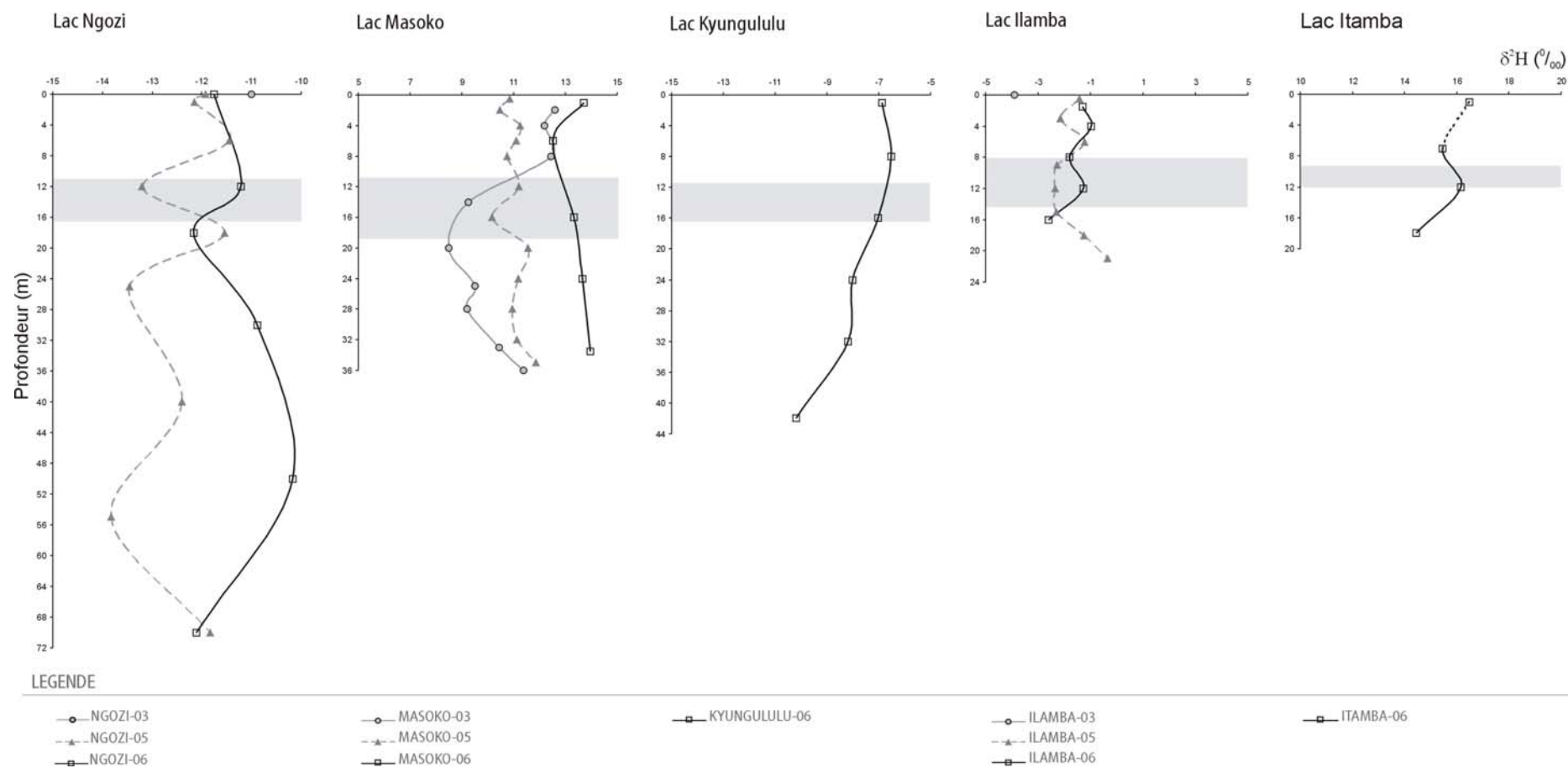


Fig. 1.29 : Profils des compositions isotopiques en oxygène-18 et deutérium des lacs Ngozi, Masoko, Kyungululu, Ilamba et Itamba en novembre 2003, mars 2005 et septembre 2006. Les incertitudes analytiques inter-laboratoires sur les mesures en oxygène et deutérium sont de 0.2 et 2 ‰, respectivement.

Aux regards des profils isotopiques (Fig. 1.29) et de la relative petite taille des systèmes étudiés excepté le lac Ngozi, les signatures isotopiques des eaux de surfaces reportées dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 1.28) semblent globalement représentatives des compositions des colonnes d'eaux lacustres. Bien que plus homogène en septembre 2006 et aux vues des incertitudes analytiques interlaboratoires, les colonnes d'eaux présentent des compositions relativement uniformes.

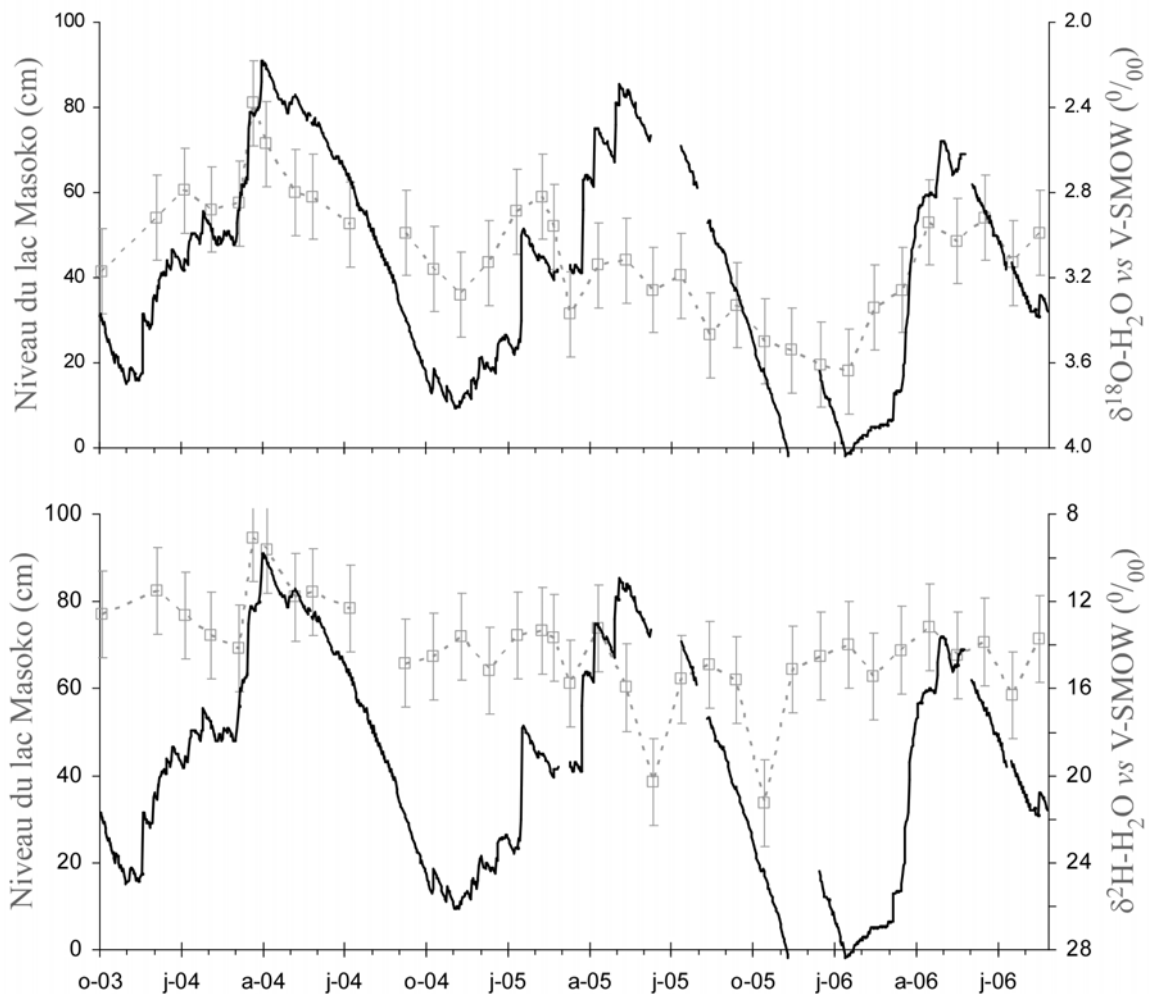


Fig. 1.30 : Chronique des compositions isotopiques (^{18}O et ^2H ; courbes en pointillés gris) des eaux de surface du lac Masoko, associée aux fluctuations de niveaux (courbe noire), de octobre 2003 à août 2006.

En accord avec la stratification thermique en place en novembre 2003 (saison sèche), le lac Masoko montre une légère compartimentation isotopique : les compositions de l'épilimnion sont légèrement enrichies tandis que celles de l'hypolimnion plus homogènes sont

relativement appauvries. Par contre sa colonne d'eau montre des compositions uniformes en 2005 et 2006 mais légèrement plus appauvries en été (mars 2005) ce qui, peut s'expliquer par une contribution des précipitations plus forte à cette période (section 1.1.3). Etant donné que la thermocline la plus stable est remarquée en mars 2005 (Fig. 1.16), il semble étonnant qu'aucune compartimentation isotopique ne soit en place à la même période. D'autre part, la chronique des compositions isotopiques des eaux de surface du lac Masoko (de novembre 2003 à août 2006 ; Fig. 1.30), établie à partir des échantillons d'eau prélevés une fois par mois par Ezekiel Mwandapile et Abdallah Issah, montre de faibles variations. Les teneurs en ^{18}O et en ^2H varient de 2.4 à 3.6 ‰ et de 9 à 21 ‰, respectivement. Bien que soumises aux échanges avec l'atmosphère, ces fluctuations sont de faibles amplitudes et semblent aller de paire avec celles du niveau lacustre pour partie contrôlées par les taux de précipitations à la surface du lac (cf section 1.1.3.5).

Le lac Kyungululu quant à lui, présente des compositions isotopiques homogènes au sein de sa colonne d'eau. Un léger appauvrissement peut cependant être noté à la base de la colonne, pouvant être attribué à la dégradation de matières organiques.

Bien que des structures thermique et chimique soient observées pendant les 2 principales campagnes d'échantillonnage (2005 et 2006), aucune compartimentation isotopique n'est présente dans le lac Ilamba. Les 2 profils obtenus montrent des colonnes d'eaux isotopiquement homogènes et des compositions légèrement inférieures en hiver (septembre 2006).

Aux vues des données disponibles, la colonne d'eau du lac Itamba apparaît également homogène du point de vue isotopique confirmant sa mixicité.

Le lac Ngozi quant à lui, présente des compositions isotopiques relativement uniformes et identiques à l'incertitude analytique près, quelques soient les campagnes. Les profils isotopiques du lac Ngozi confirment la forte capacité de ce système au brassage suspecté se produire plus de deux fois l'année.

Bien que relativement homogènes et en accord avec l'absence de compartimentations thermique et chimique, les profils isotopiques obtenus rendent compte du mélange des colonnes d'eaux lacustres préférentiellement atteint en septembre 2006 (saison

sèche hivernale). Toutefois, les compositions isotopiques uniformes en période de fortes stratifications thermiques (saison des pluies estivale) des lacs Masoko et Ilamba sont quelques peu inattendues. Néanmoins, le degré d'évaporation entendu ici, comme le niveau d'enrichissement isotopique des lacs, ne semble ni coïncider avec les stades de la minéralisation des lacs étudiés (Fig. 1.31) ni avec la taille de leurs bassins hydrologiques (Fig. 1.32). Par exemple, le lac Ilamba, correspondant à l'un des lacs les plus minéralisés avec un rapport A_L/A_{BV} faible, ne présente pas les signatures isotopiques les plus enrichies. Les processus biogéochimiques et évaporatoires ainsi que les paramètres morphologiques propres à chaque système ne suffiraient pas à expliquer les différences de minéralisation lacustre.

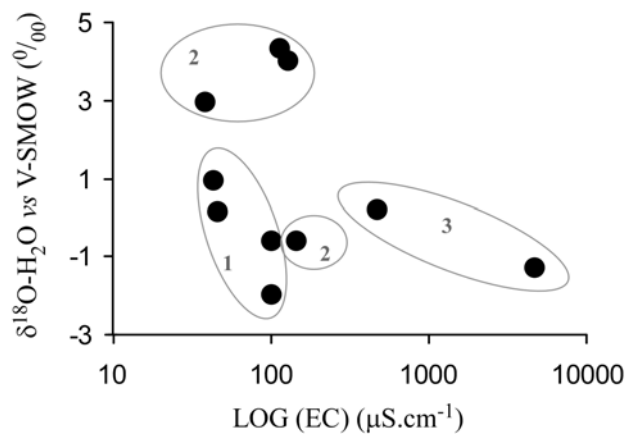


Fig. 1.31: $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ versus Log (EC). EC correspond à la conductivité électrique. Les moyennes des compositions isotopiques et des conductivités établies à partir des échantillons de surface collectés en 2003, 2005 et 2006 sont ici, utilisées. Les groupes 1, 2 et 3 sont relatifs à ceux préalablement définis dans la Figure 1.15.

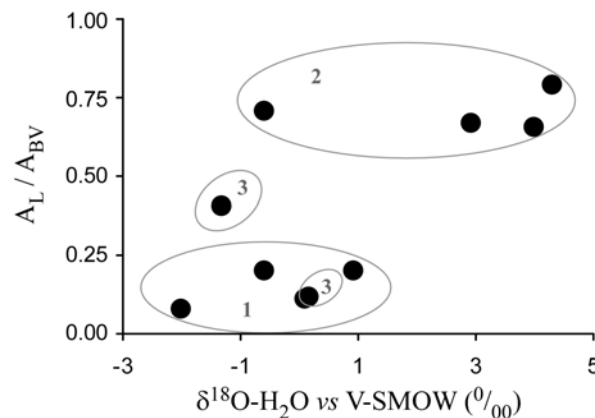


Fig. 1.32: A_L/A_{BV} versus $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ (cf légende de la Figure 1.15). Les moyennes des compositions isotopiques établies à partir des échantillons de surface collectés en 2003, 2005 et 2006 sont ici, utilisées. Les groupes 1, 2 et 3 sont relatifs à ceux préalablement définis dans la Figure 1.15.

1. 2. 5 Conclusion

Les lacs de maar tanzaniens présentés ici, sont, aux vues des premières données acquises pendant ces travaux, de type monomictique chaud à l'exception du lac Ngozi. Ce lac, de loin le plus large et le plus profond, présente les colonnes d'eaux les plus uniformes ce qui laisse suspecté qu'il soit de type polymictique. Les conditions météorologiques extrêmes des monts Poroto, caractérisées par d'intenses et régulières précipitations ainsi que de larges amplitudes journalières de températures, pourraient favoriser ce type de lac.

Bien qu'évoluant dans un contexte géologique relativement homogène, ces systèmes montrent divers degrés de minéralisation. Les processus biogéochimiques internes aux colonnes d'eaux liés à l'activité biologique et aux réactions d'oxydo-réduction semblent plus marqués en saison chaude des pluies, période de forte stratification thermique généralement associée à la mise en place d'oxycline, quelque soient les hydro-systèmes. Bien que d'inégales productivités, il est peu vraisemblable que ces processus suffisent à expliquer les nettes différences, d'un voire deux ordres de grandeurs, observées dans la minéralisation des lacs. Aux regards des paramètres morphologiques et des compositions isotopiques propres aux systèmes lacustres étudiés, la taille des bassins de drainage et les processus évaporatoires semblent ne pas permettre d'expliquer ces différences. En effet, les stades d'évaporation reflétés par le niveau d'enrichissement des systèmes ne correspondent pas aux degrés de minéralisation observés. En d'autres termes, les lacs les plus évaporés (lac Kingiri) ne constituent pas les lacs les plus minéralisés (lac Ngozi). Des forçages externes d'autres natures doivent alors être envisagés.

A l'exception du lac Ilamba qui présente un exutoire de surface, tous ces hydro-systèmes sont fermés et, sont soumis à un excédent dans les échanges avec l'atmosphère ($P-E > 0$) auquel s'ajoute des écoulements spécifiques en provenance des bassins versants significatifs comme l'atteste la lame d'eaux écoulee de la rivière Mbaka, d'environ 1 m.an^{-1} (Bergonzini 1998). Etant donné les niveaux lacustres relativement stables (variations du niveau lacustre inférieures à 5% de la profondeur du lac) au moins pour les lacs les plus profonds comme mesurés pour Masoko (cf section 1.1.3.5), des pertes souterraines doivent donc être considérées pour compenser cet excédent (cf section 1.1.3). Les différents stades de minéralisation lacustre observés pourraient être liés, à des fonctionnements hydrologiques distincts. L'étude des bilans hydrologiques permettant de quantifier les flux entrants et sortants des systèmes lacustres étudiés, apparaît alors, nécessaire.

CHAPITRE 2 : APPORTS DES ISOTOPES STABLES DE LA MOLECULE D'EAU AUX BILANS HYDROLOGIQUES DES LACS DE LA REGION DU RUNGWE

Dans le but d'évaluer les apports et les sorties potentiels et fortement suspectés (section 1.1.3) des lacs étudiés, susceptibles d'influencer leurs fonctionnements hydro-chimiques et leur minéralisation, les bilans hydrologiques des systèmes lacustres étudiés, établis ici sur la base de leurs bilans isotopiques, sont investigués. Cette approche, basée sur la sensibilité de la composition isotopique des lacs aux variations des conditions climatiques et hydrologiques, a précédemment été appliquée dans divers environnements comme les lacs d'Arctique (Gibson 2002), le lac Nainital en Inde (Nachiappan et al. 2002 ; Gupta & Deshpande 2004), le lac Ihotry au SE de Madagascar (Vallet-Coulomb et al. 2006), le lac Masoko en Tanzanie (Bergonzini et al. 2001 ; Delalande et al. 2005) ainsi que d'autres lacs d'Afrique de l'Est (Payne 1970 ; Darling et al. 1990 ; Kebede et al. 2002) et, à différentes échelles de temps aux vues des reconstructions paleohydrologiques (Talbot 1990 ; Benson & Paillet 2002 ; Polissar et al. 2006). Cette étude repose essentiellement sur les campagnes d'échantillonnage de novembre 2003, avril 2004, mars 2005 et septembre 2006. Dans cette partie, les bilans hydrologiques et isotopiques annuels des lacs sont présentés et leurs variabilités inter-saisonniers discutées.

2. 1 Introduction aux bilans hydrologique et isotopiques

Les lacs sont des systèmes dynamiques complexes, qui interagissent avec le milieu environnant et sont reliés au cycle de l'eau par les flux entrant (Q_i) et sortant (Q_o) issus des eaux de surface et subsurface (Q_{is} , Q_{isubS} et Q_{os} , Q_{osubS}), des précipitations (P) et de l'évaporation (E). Les constituants chimiques et les phases minérales transportés du bassin versant vers le lac via les eaux de sub-surface font également partie de ce système. Ils quittent le lac avec l'eau qui se vidange ou, s'accumulent dans les sédiments (Mook 2001).

Le bilan hydrologique d'un lac dont les principales composantes sont schématisées en Fig. 2.1, repose sur la loi de conservation de masse à une période de temps t déterminée, dont l'équation est de la forme suivante:

$$dS / dt = I - Q - E$$

dS / dt est la variation de stock au cours du temps, I, Q et E correspondent respectivement aux flux entrant ($I = P + Q_i$), aux écoulements sortant ($Q = Q_o$) et aux taux d'évaporation (E). Pour obtenir une des composantes du bilan à partir de l'équation ci-dessus, tous les autres termes doivent être connus ou estimés de façon indépendante.

L'utilisation de traceurs pour établir le bilan d'un lac repose sur le fait que la loi de conservation de masse s'applique également à tout élément constitutif de la molécule d'eau (isotopes de l'hydrogène ou de l'oxygène) ou dissout dans l'eau (e.g. sels). Dans cette étude, les isotopes stables intrinsèques à la molécule d'eau sont retenus comme traceurs. En conséquence, l'équation du bilan de masse a la forme suivante :

$$(Sd\delta + \delta dS) / dt = I\delta I - Q_o\delta Q_o - E\delta E$$

S, représente le stock d'eau lacustre de composition isotopique moyenne δ . δI , δQ_o et δE sont respectivement, les compositions isotopiques des flux entrant (P et Q_i), des écoulements sortant et de la vapeur évaporée à la surface du plan d'eau.

Les bilans isotopiques s'appuient sur le fait que les processus d'évaporation conduisent à un enrichissement préférentiel en espèces lourdes ($H_2^{18}O$ et H^2HO) des eaux résiduelles et donc des eaux de surface lacustres. Exposés à l'atmosphère, ces plans d'eaux sont soumis à un fractionnement isotopique lié au changement partiel de phase, à l'interface air-eau lors des processus d'évaporation. D'après Craig & Gordon (1965), ce fractionnement, responsable des compositions isotopiques des eaux (i) superficielles lacustres (δL_{sup}) et (ii) évaporées (δE), est constitué de 2 composants : l'un, appelé facteur d'enrichissement à l'équilibre (ϵ), est lié au fait que les isotopes les plus légers sont favorisés dans un milieu transitoire liquide/vapeur, il est thermo dépendent. L'autre additionnel, aussi nommé coefficient d'enrichissement cinétique ($\Delta\epsilon$), résulte des différences des taux de diffusion des isotopes stables de la molécule d'eau à travers la couche d'air adjacente au plan d'eau, il dépend aussi des taux d'humidité relative (h). D'après Craig & Gordon (1965) et Gonfiantini (1986), δE peut alors s'écrire, pour un lac bien brassé de compositions δL , sous la forme suivante :

$$\delta E = 1 / (1 - h + \Delta\epsilon) ((\delta L - \epsilon) / (\epsilon + 1) - h\delta A - \Delta\epsilon)$$

Il peut ainsi être remarqué que la composition isotopique de la vapeur évaporée dépend étroitement de celle de la vapeur évaporante (δA).

En pratique, on dispose rarement d'assez d'informations pour appliquer directement ces équations. Un intérêt particulier aux conditions moyennes des systèmes lacustres, caractérisées par les valeurs moyennes des paramètres concernés, sur de longues périodes est souvent alors porté pour palier au manque de données. Si leur variabilité est suffisamment faible (i.e. de l'ordre de 10 % de leurs valeurs respectives) et si le système lacustre est suffisamment "vieux", on peut admettre que le système étudié est en régime permanent, à la fois par rapport à la masse d'eau et au traceur :

$$dS / dt = 0 \text{ et } d\delta / dt = 0$$

Aux vues des particularités des systèmes étudiés (cf sections 1.1 et 1.2), de telles simplifications seront apportées (voir ci-après) mais les compositions isotopiques des différentes composantes des bilans seront tout d'abord caractérisées, les flux d'eau moyens annuels P et E ayant été déjà fixés dans la partie 1.1.3 et Q_i , Q_o constituant les inconnues à déterminer. Dans le cadre de bilans de lacs, les compositions isotopiques des écoulements sortant de surface et subsurface (δQ_{os} et δQ_{osubS}) sont considérées comparables aux compositions isotopiques des lacs (δL). Ce détail sera discuté lors de l'établissement des bilans. Si les termes relatifs aux précipitations (δP) et aux écoulements entrant (δQ_{is} et δQ_{isubS}) peuvent être directement quantifiés par le biais de la mesure des eaux issues des cours d'eau et sources environnants, la composante δE quant à elle, ne peut être estimée qu'indirectement via la mesure ou le calcul de la composition de la vapeur évaporante (δA) à partir de la composition moyenne pondérée des précipitations locales en supposant l'équilibre isotopique à la température du niveau du sol atteint ou encore, sur la base du bilan hydrologique d'un lac terminal proche de la région d'étude. Induisant l'une des parts d'incertitude les plus importantes dans les bilans, cette dernière sera par conséquent discutée. Les signatures isotopiques des précipitations (δP), des eaux de surface et subsurface (δQ_{is} et δQ_{isubS}) et de l'eau évaporée (δE) à la surface des plans d'eau seront donc déterminées à l'issue de cette partie avant d'établir les bilans isotopiques puis hydrologiques des lacs tanzaniens étudiés.

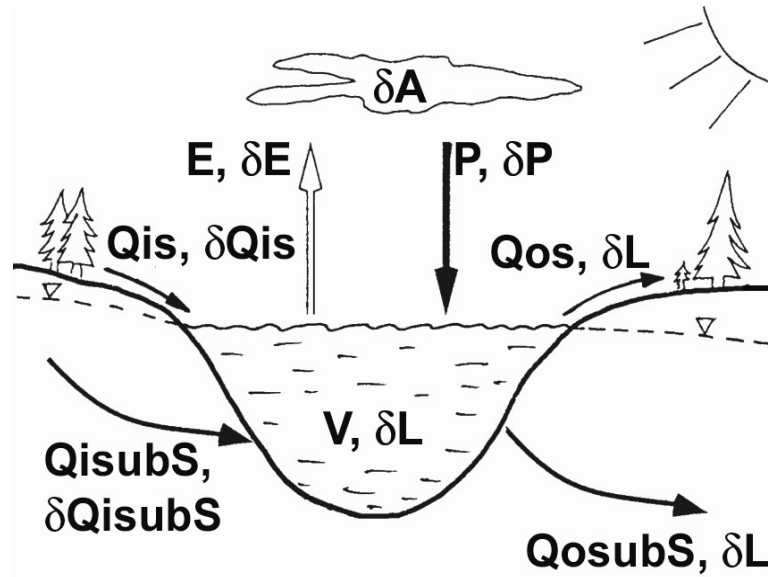


Fig. 2.1 : Représentation schématique des diverses composantes des bilans hydrologiques et isotopiques d'un système lacustre. Les flux d'eau sont représentés en lettres capitales et leurs compositions isotopiques par les valeurs δ correspondantes. Se référer au texte pour la signification des sigles utilisés.

2. 2 Caractérisation de la signature isotopique des précipitations

Pour les calculs de bilan de masse isotopique, les compositions isotopiques des précipitations tombant à la surface du lac sont nécessaires. Pour des raisons de logistique il est rare d'obtenir des données de précipitation sur le lac lui-même. Un pluviomètre a par conséquent, été installé sur le bassin versant du lac Masoko (Fig. 1.2) lors de la campagne d'échantillonnage de novembre 2003. Des prélèvements mensuels d'épisodes pluvieux cumulés y sont normalement effectués à intervalles réguliers. Toutefois, les périodes de temps ainsi que les totaux pluviométriques correspondants sont autant d'informations non rigoureusement précisées lors de la collecte de ce type d'échantillons. Des prélèvements d'évènements pluvieux uniques sont également réalisés au bord du lac Masoko, ou à Tukuyu (hôtel) pendant le déroulement de missions de terrain ponctuelles. Le nombre de stations à prendre en considération dépend de la taille du lac étudié— pour des lacs relativement petits il est émis qu'une station est suffisante (Mook 2001). Les mesures acquises pourront donc a priori être uniquement appliquées à l'échelle de Masoko. Pour les autres systèmes lacustres étudiés, aucun échantillonnage régulier des précipitations n'a été mis en place à ce jour. Dans

ce cas, des échantillons prélevés sur des sources et des rivières, situées à proximité du lac, peuvent éventuellement fournir, comme il sera vu dans les sections ultérieures, une première estimation grossière des compositions isotopiques moyennes des précipitations à l'échelle de chaque lac (Mook 2001). A défaut, la détermination des compositions isotopiques des pluies peut également être déterminée à partir de celles des stations AIEA qui, bien que souvent géographiquement éloignées du point d'étude, permettent d'accéder à leurs estimations.

Les compositions isotopiques des pluies mesurées dans le cadre de ces travaux sont récapitulées en Annexe 2.1 et sont reportées dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 2.2). Elles s'alignent selon une droite ($\delta^2\text{H} = 8.4 \delta^{18}\text{O} + 13.5$) et définissent la droite des eaux météoriques à Masoko (ou Masoko Meteoric Water Line : MMWL). Bien que cette droite soit déterminée à partir de séries de pluies, tombées dans un périmètre proche de Masoko, et incomplètes pour raisons de logistiques in situ, sa pente proche de 8 est un gage de qualité et témoigne de pluies formées à partir de colonnes d'air saturées en eau. Aux vues des pentes inférieures à 8 des droites des pluies établies à Entebbe, Ndola, Harare et Dar es Salaam (Fig. 2.2), cet état de saturation ne semble pas atteint. L'équation de la MMWL est aussi légèrement différente de celle de la droite météorique régionale (DMR : $\delta^2\text{H} = 7.4 \delta^{18}\text{O} + 9$; Bergonzini et al. 2001) définie en pondérant les droites locales des trois stations AIEA/OMM (Entebbe, Ndola et Dar es Salaam). De pente comparable à celle de la droite des eaux météoriques mondiales (WMWL, Craig 1961), la MMWL diffère néanmoins, de par son excès en deutérium nettement supérieur à 10 (d-excess). Cet enrichissement, lié à un effet continental, a déjà été observé en Afrique de l'Est où les d-excess varient de 9.2‰ à 15.4‰, la station de Dar es Salaam mise à part (Rozanski et al. 1996 ; Fig. 2.2). Un recyclage continental des masses d'air par la vapeur évaporée en provenance du lac Malawi, plan d'eau libre permettant alors de satisfaire la demande évaporatoire, et contenue par la barrière orographique des Monts Poroto-Rungwe, est ici, fortement suspecté.

II. Apports des isotopes stables de la molécule d'eau aux bilans hydrologiques des lacs de la région du Rungwe

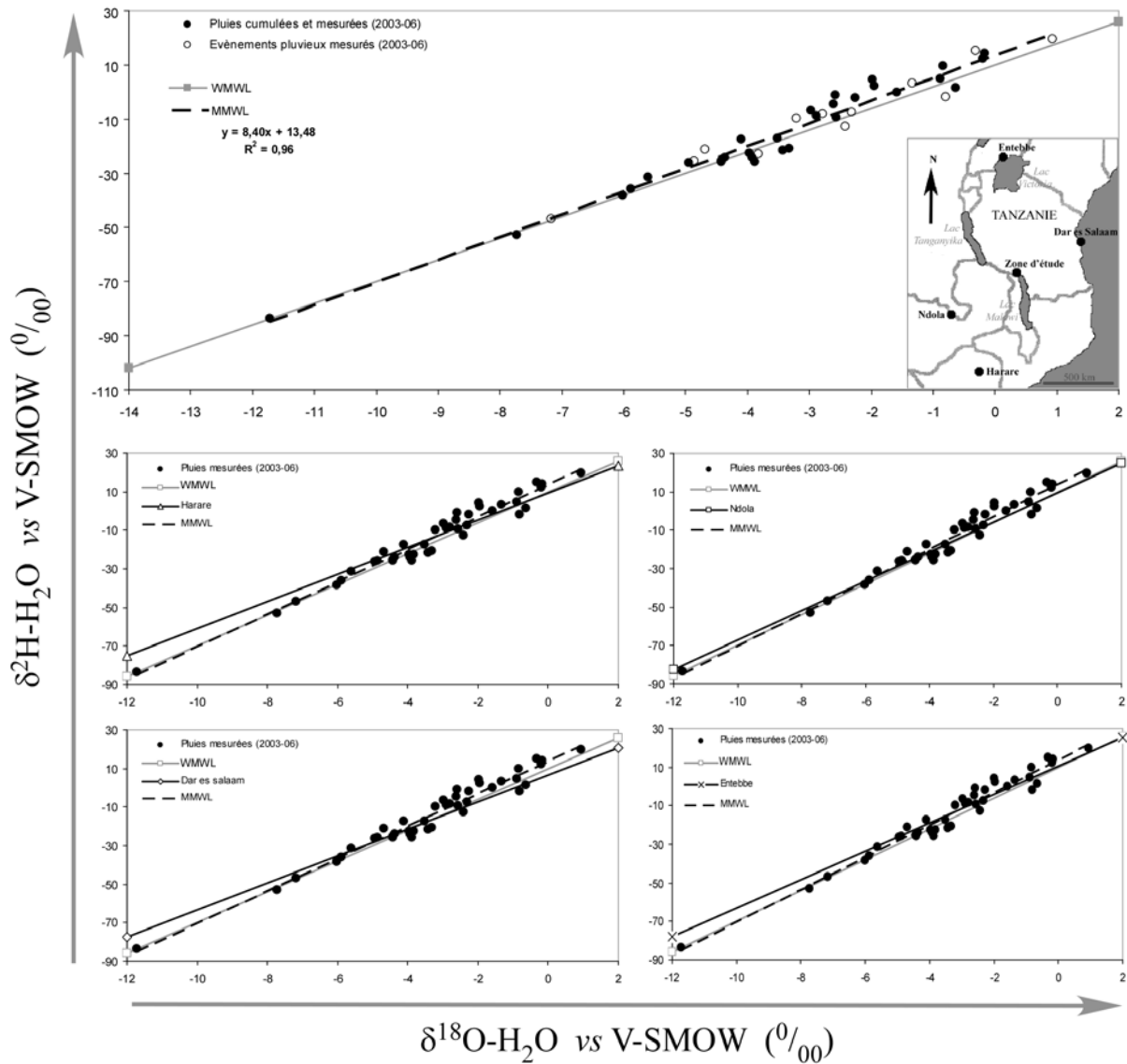


Fig. 2.2 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations. Les compositions isotopiques mesurées des précipitations à Masoko (MMWL) sont comparées avec celles estimées aux échelles mondiale (WMWL, Craig 1961) et régionale (Afrique de l'Est, Rozanski et al. 1996). Les pluies comparées sont localisées sur la carte reportée dans le coin inférieur droit du premier diagramme.

Aux vues des données acquises, les compositions des précipitations à Masoko présentent une nette variabilité saisonnière. En distinguant les événements pluvieux uniques et cumulés, les pluies relativement appauvries en isotopes lourds apparaissent associées aux 2 périodes de forte pluviosité (mars à mai et octobre à décembre, Fig. 2.3). En effet, en saison humide et chaude, les compositions isotopiques des pluies cumulées varient de -11.7 à -2.6‰ et de -84 à -1‰ en ^{18}O et ^2H , respectivement. En saison sèche et froide, leurs compositions plus enrichies, allant de -0.2 à -2.0‰ en ^{18}O et de -2 à 14‰ en ^2H , présentent aussi de relatives plus faibles variations.

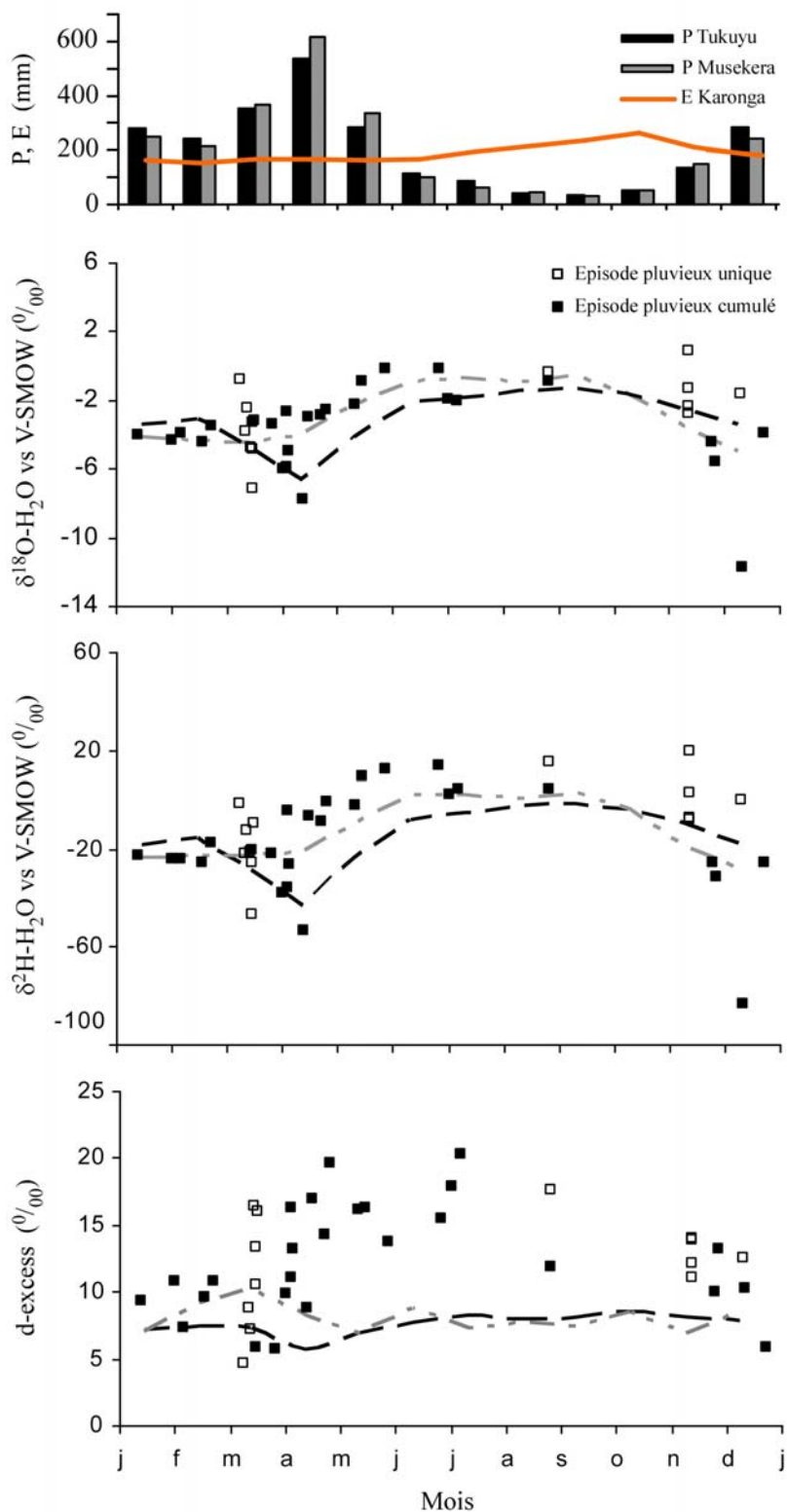


Fig. 2.3 : Chroniques mensuelles des compositions isotopiques en oxygène-18, deutérium et des excès en deutérium (d-excess) des précipitations mesurées à l'échelle de Masoko et estimées par (i) pondération des données des stations AIEA considérées par rapport à la distance au lac Masoko (courbe en tirés gris) et (ii) via les relations hauteurs de pluies/compositions de la station AIEA de Dar es Salaam (courbe en tirés noirs). Le diagramme des précipitations (P) et d'évaporation (E) moyennes au cours de l'année est reporté pour visualiser les périodes sèches et humides.

Dans le but de déterminer les compositions isotopiques mensuelles puis annuelles des précipitations, 2 méthodes considérées comme acceptables, basées sur (i) la pondération de leurs compositions aux stations Entebbe, Dar es Salaam, Ndola et Harare par rapport à la distance au lac Masoko et (ii) les relations hauteurs de pluies/compositions des pluies à la station de Dar es Salaam, ont été appliquées (Béal 2004) sur la base des données AIEA (1992). Les résultats de ces 2 méthodes sont reportés dans les diagrammes de la Fig. 2.3 et l'Annexe 2.2. La seconde méthode accentue les effets de saisonnalité liés vraisemblablement ici, à des effets de masse en mettant notamment en évidence un shift en avril, mois où les hauteurs de pluies les plus importantes sont enregistrées à Masoko. Etant donné que la chronique des compositions isotopiques des pluies, mesurées sur une échelle de temps relativement courte est incomplète, il est difficile de déterminer la méthode la plus pertinente. Néanmoins, si la seconde méthode expose clairement l'appauvrissement des compositions des pluies au mois d'avril, la première méthode semblerait aux vues de ces données, globalement mieux simuler les compositions des précipitations mesurées. Toutefois, ces deux méthodes semblent sous-estimer les compositions des pluies mesurées, à Masoko, notamment en saison sèche. Cette tendance est encore plus marquée aux regards des excès en deutérium (Fig. 2.3) qui mettent là encore en évidence l'influence d'une vapeur d'origine pour partie continentale à Masoko. Les deux méthodes quant à elles, présentent des excès en deutérium inférieurs (~10‰) et de plus faibles amplitudes au cours de l'année. Ce fait est lié aux stations pluviométriques utilisées dans ces deux approches, où les pluies formées ne semblent pas toutes influencées par des vapeurs de type continental.

Bien qu'un suivi plus rigoureux des pluies apparaît nécessaire, une bonne correspondance existe entre les mesures jusqu'alors effectuées et les estimations proposées. Les compositions isotopiques moyennes annuelles pondérées des précipitations à Masoko sont estimées respectivement, à -3.6 et -4.2‰ en oxygène-18 et à -18.5 et -23.7‰ en deutérium sur la base des 1^{ère} et 2^{nde} méthodes. En considérant une température moyenne de 24°C et sur la base d'un équilibre isotopique entre les pluies et la vapeur atmosphérique (δA), les compositions isotopiques moyennes de δA seraient alors approximées respectivement, à -13 et -13.6‰ en oxygène-18 et de -96 et -101‰ en deutérium.

2. 3 Caractérisation isotopique des apports en provenance des bassins

Dans cette partie, les compositions isotopiques des sources et rivières environnant les systèmes lacustres étudiés (Fig. 1.2), ont été prélevées lors des différentes campagnes d'échantillonnage dans le but de caractériser les compositions des eaux relatives au terme Qi, d'appréhender leurs variabilités saisonnières et interannuelles, de définir le fonctionnement du réseau hydrologique de surface et subsurface ainsi qu'un éventuel gradient altitudinal. Le puits, les sources ainsi que les rivières situées au voisinage du lac Masoko sont tout d'abord traitées sous la forme de l'article publié dans le Journal des Sciences Hydrologiques (Delalande et al. 2005). En complément, l'étude régionale d'autres sources et rivières, non reportées dans ce papier, permettra ensuite, de caractériser les compositions isotopiques des eaux de surface et subsurface de l'ensemble de la zone d'étude et, de notamment mettre en évidence un gradient altitudinal.

2. 3. 1 Contribution à la détection des pertes souterraines du Lac Masoko (Tanzanie) : évidences isotopiques (^{18}O , D)_Delalande et al. 2005 (HSJ)

Cet article caractérise les compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ (ou ^{18}O) et $\delta^2\text{H}$ (ou D)) d'eaux souterraines, de sources et de rivières situées à proximité du lac Masoko (Fig. 2.4), utilisées ici, comme traceurs pour comprendre le fonctionnement du réseau hydrologique de surface et subsurface et localiser les pertes souterraines du lac Masoko mises en évidence dans le chapitre 1. Il rend ainsi compte des relations existantes entre les eaux de surface de type lacustre et les eaux de subsurface.

CONTRIBUTION A LA DETECTION DES PERTES SOUTERRAINES DU LAC MASOKO (TANZANIE) : EVIDENCES ISOTOPIQUES (^{18}O , D)

Manuëlla Delalande^a, Laurent Bergonzini^a, Frédéric Béal^a, Yannick Garcin^b, Amos Majule^c & David Williamson^b

^a UMR 8148 IDES, Université Paris-Sud, bât.504, 91405 Orsay cedex, France

^b CEREGE, Université Aix-Marseille III, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex, France

^c IRA, Université de Dar Es Salaam, Po-Box 35097, Dar Es Salaam, Tanzanie

Résumé Afin d'aider à la compréhension du fonctionnement hydrologique du lac fermé Masoko (Tanzanie; 9°20 S - 33°45 E), les compositions isotopiques (^{18}O et D) d'eaux souterraines, de sources, de rivières et de ce lac de cratère sont utilisées comme traceur. Les eaux de sources et souterraines situées à l'Ouest, au Nord et au Sud du lac présentent des compositions isotopiques relativement stables et proches de celles des précipitations moyennes, soulignant leur rapide infiltration. Les émergences localisées à l'Est du lac présentent des compositions isotopiques enrichies et se placent sur une droite de mélange entre les eaux à signature "non évaporées" et les eaux lacustres à signature évaporée. Leur enrichissement indique une continuité hydraulique entre le lac et ces sources orientales, confirmant l'existence de pertes souterraines lacustres (Bergonzini et al. 2001). Les parts d'eau du lac sont calculées à ces différentes émergences, elles sont cohérentes entre les deux traceurs et constantes dans le temps, soulignant l'inertie du système. Les observations montrent une influence lacustre décroissante et proportionnelle à la distance d'éloignement au lac. Elles suggèrent à cette échelle un aquifère relativement continu et homogène. Ces données révèlent que les eaux souterraines s'écoulent de l'Ouest vers l'Est, résultats en accord avec l'altitude des différents potentiels.

Mots clefs lac de cratère, maar, lac Masoko (Massoko), pertes souterraines, isotopes stables de l'eau

Abstract The isotopic compositions (^{18}O and D) of groundwater, springs, rivers and lake waters are used to account for the hydrological processes in the area of the closed maar Lake Masoko in Tanzania. Springs and groundwater from the northern, western and southern parts of the lake basin display relatively stable compositions, close to those of the mean precipitation, evidencing their fast infiltration rate. Springs located in the eastern of the basin have enriched compositions, which are on the mixing line between the "non evaporated" water and the evaporated lake water. This underlines the hydraulic continuity between the lake and the eastern springs and supports a previous proposition of groundwater outflow from Lake Masoko. The mixing parts of lake water calculated at each spring are constant through time, evidencing the inertia of the system. Furthermore, the mixing part of the lake water decreases linearly with the distance from the lake, suggesting a homogeneous and continuous aquifer. These observations point to a West to East groundwater flow, in agreement with the altitude of different potentials.

Key Words crater lake, maar, Lake Masoko (Massoko), underground outflow, stable isotopes of water

2. 3. 1. 1 Introduction

Le lac Masoko, aussi appelé Massoko (9°20 S - 33°45 E, Tanzanie; Fig. 2.4a), est localisé au Sud de la chaîne volcanique du Mont Rungwe, sur le bassin versant du lac Malawi. Il s'est formé il y a environ 40 à 50 000 ans (Williamson et al. 1999). Avec Kyambangunguru, Ikapu, Ilamba et Kingiri, il fait partie d'une série de cinq lacs de cratère alignés à l'Ouest de la faille Mbaka. Ce trait géologique de direction Nord Nord Ouest - Sud Sud Est fait partie d'un réseau de failles normales lié à l'ouverture du rift Est africain (Delvaux & Hanon 1993). Cette région, sismiquement active, présente un réseau hydrographique influencé par la tectonique (Delvaux & Hanon 1993 ; Branchu et al. 2005). Les roches en place (basaltes, trachytes phonolitiques et phonolites), associées à l'activité volcanique du Rungwe, sont d'âge Tertiaire à récent (Ebinger et al. 1989). Le lac Masoko est un lac de maar circulaire (altitude environ 845 m; diamètre 700 m; surface du lac 0.38 km²; profondeur maximale 37 m; volume 9 10⁶ m³) oligotrophe dont la conductivité électrique des eaux est très faible (environ 40 μS cm⁻¹ ; Barker et al. 2000 ; Gibert et al. 2002). Il est dépourvu d'exutoire de surface et son bassin versant de surface (environ 0.57 km² surface lacustre comprise) est limité par une ligne de partage des eaux culminant au maximum à une soixantaine de mètres au-dessus du plan d'eau actuel. Le lac occupe le centre d'un "tuff-ring" constitué de blocs basaltiques et phonolitiques ainsi que de matériels scoriacés cendro-ponceux. Ces roches mères sont altérées à leur sommet et recouvertes de sols particulièrement développés en zone de crêtes, où leur épaisseur atteint environ 1.3 m. Le bassin versant est occupé par une végétation forestière zambézienne de type Miombo (Vincens et al. 2003). Le climat de la région est contrôlé par l'activité de la zone de convergence intertropicale qui régit la distribution saisonnière des précipitations à l'échelle régionale. Il se caractérise par une saison sèche de juin à octobre - novembre, et une saison des pluies de novembre - décembre à mai. Une forte hétérogénéité de la pluviosité annuelle est enregistrée au Sud du Rungwe. L'abondance locale des pluies en avril et mai est fortement influencée par les reliefs environnants et la proximité du lac Malawi au Sud. Les précipitations directes à la surface du lac sont d'environ 2400 mm an⁻¹ alors que l'évaporation est estimée au maximum à 2100 mm an⁻¹ (Bergonzini et al. 2001). En négligeant le ruissellement sur le bassin versant, ces caractéristiques hydroclimatiques impliquent des pertes souterraines *minimum* de 300 mm an⁻¹ (rapportées à la surface du lac) puisqu'il est dépourvu d'exutoire de surface. Un bilan isotopique préliminaire du lac a confirmé l'existence de ces pertes souterraines. Il a, de plus,

II. Apports des isotopes stables de la molécule d'eau aux bilans hydrologiques des lacs de la région du Rungwe

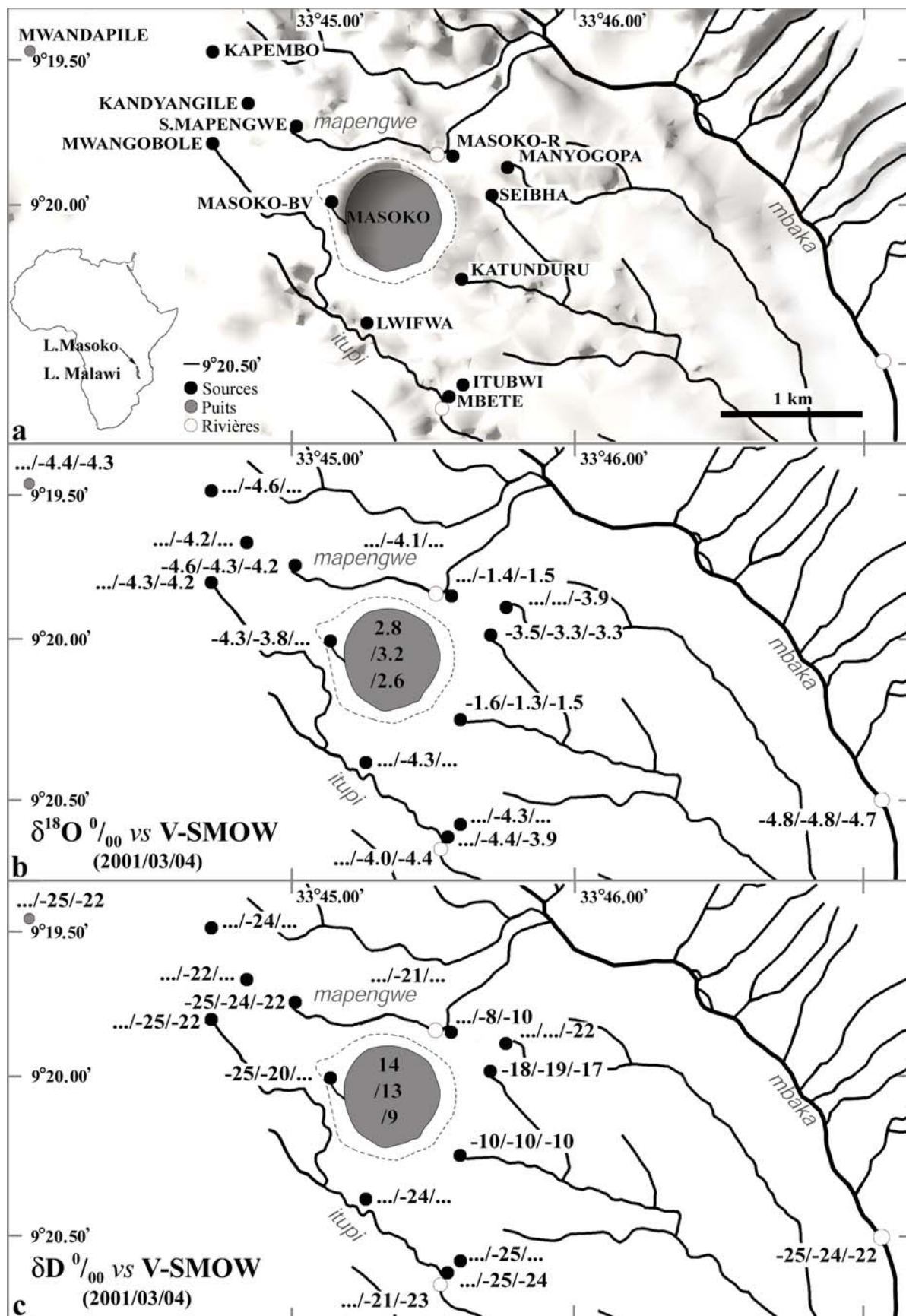


Fig. 2.4 : (a) Carte de localisation de la zone d'étude, (b et c) Compositions isotopiques en ^{18}O et D des eaux échantillonnées en nov. 2001, nov. 2003 et avr. 2004 (en pointillés: les limites du bassin versant de surface).

montré l'existence d'un apport d'eau important en provenance du bassin de surface et suggéré une contribution souterraine extérieure à ce dernier. Ces apports autres que par précipitation directe sont estimés à $3000 \pm 1400 \text{ mm an}^{-1}$. Ils augmentent d'autant les pertes évaluées sur la base du bilan de surface (Bergonzini et al. 2001 ; Gibert et al. 2002). Dans ce cadre, les pertes souterraines du lac ont été estimées à $3300 \pm 1400 \text{ mm an}^{-1}$, soit environ $40 \pm 17 \text{ l s}^{-1}$, une valeur supérieure à l'évaporation.

L'objectif de cette étude est de localiser et de préciser les relations entre les eaux souterraines et le lac Masoko. Afin d'identifier et de tracer les grands types d'eau, les rapports isotopiques en oxygène 18 (^{18}O) et deutérium (D) ont été mesurés sur des échantillons d'eaux du lac, d'eaux souterraines, de rivières, et d'eaux de sources, prélevés sur et autour du bassin de surface du lac Masoko (Fig. 2.4).

2. 3. 1. 2 Matériels et Méthodes

Les données ont été acquises dans le cadre de trois campagnes d'échantillonnage et empruntées à la littérature (campagne d'octobre 1996; Bergonzini et al. 2001). Lors de ces différentes campagnes de terrain, plusieurs types d'eau, situés dans un périmètre plus étendu que le bassin versant de surface du lac *sensu stricto*, ont été prélevés (Fig. 2.4; Table 2.1). Les prélèvements ont eu lieu à la même période sur deux cycles hydrologiques (nov. 2001 et nov. 2003) ainsi qu'à deux saisons d'un même cycle (nov. 2003 et avr. 2004). En novembre 2001, l'eau de surface du lac, une rivière (la Mbaka, en aval du lac), ainsi que quatre sources, situées à proximité du lac dont trois à l'extérieur du bassin de surface, ont été échantillonnées. En novembre 2003 ces échantillons ont été complétés par un profil de la colonne d'eau du lac (Fig. 2.5), un puits, trois rivières (Mbaka, Mapengwe et Itupi, en aval du lac), et onze sources. La campagne d'avril 2004 s'est restreinte aux prélèvements de l'eau de surface du lac, du puits, de deux rivières (Mbaka et Itupi), et de sept sources. Hormis le lac, seule la source Masoko-BV (prélevée en nov. 2001 et nov. 2003) caractérise les eaux du bassin versant de surface *sensu stricto*. Les autres prélèvements (puits, rivières et sources) ont été réalisés, dans toutes les directions, à l'extérieur du bassin de surface.

L'échantillonnage de la colonne d'eau du lac a été réalisé à l'aide d'une bouteille à renversement (Eskin) au centre du lac en novembre 2003. Tous les échantillons ont été prélevés et conservés dans des bouteilles en verre ambré de 30 ml pour l'analyse des rapports

II. Apports des isotopes stables de la molécule d'eau aux bilans hydrologiques des lacs de la région du Rungwe

isotopiques en ^{18}O et en D. Sur le terrain, lors du prélèvement, la position géographique des points d'échantillonnages (Table 2.1) a été déterminée à l'aide d'un GPS MAGELLAN (précision relative estimée à environ 10 m en latitude longitude et à environ 20 m pour les altitudes). En 2003 et 2004 la température de différents échantillons a également été mesurée. Les analyses des rapports isotopiques en ^{18}O et D ont été effectuées par spectrométrie de masse (VG-603E et SIRA 10) au laboratoire IDES de l'Université Paris Sud. Les teneurs en ^{18}O sont mesurées sur un CO_2 équilibré avec 3 ml d'eau (Epstein & Mayeda 1953), et celui du D par réduction de 5 μl d'échantillon par du zinc à 500°C (Coleman et al. 1982). L'ensemble des rapports est exprimé en $\delta\text{‰ vs V-SMOW}$ (Vienna - Standard Mean Ocean Water) avec une incertitude analytique inter laboratoire de $\pm 0.15\text{‰}$ en ^{18}O et $\pm 2\text{‰}$ en D.

Echantillon	Type	Coordonnées		Altitude (m)	Température ($^\circ\text{C}$)		$\delta^{18}\text{-O}$ (‰ vs V-SMOW)			δD (‰ vs V-SMOW)		
		Lon. (E)	Lat. (S)		Nov. 03	Avr. 04	Nov. 01	Nov. 03	Avr. 04	Nov. 01	Nov. 03	Avr. 04
Lac Masoko	L	33°45	9°20	845	27.0	28.2	2.8	3.2	2.6	14	13	9
Mwandnapile	P	33°44.07	9°19.48	960	24.3	24.8	-	-4.4	-4.3	-	-25	-22
Mapengwe	R	33°45.37	9°19.76	830	25.0	-	-	-4.1	-	-	-21	-
Itupi	R	33°45.49	9°20.69	815	24.9	25.1	-	-4.0	-4.4	-	-21	-23
Mbaka	R	33°47.09	9°20.46	700	26.1	22.8	-4.8	-4.8	-4.7	-25	-24	-22
Kapembo	S	33°44.70	9°19.48	950	24.1	-	-	-4.6	-	-	-24	-
Kandyangile	S	33°44.82	9°19.63	910	24.4	-	-	-4.2	-	-	-22	-
Mwangobole	S	33°44.67	9°19.75	910	23.7	25.2	-	-4.3	-4.2	-	-25	-22
S. Mapengwe	S	33°44.98	9°19.72	875	24.4	25.0	-4.6	-4.4	-4.1	-25	-24	-22
Masoko-BV	S	33°45.14	9°20.00	855	24.1	-	-4.3	-3.8	-	-25	-20	-
Masoko-R	S	33°45.53	9°19.78	845	22.7	23.4	-	-1.4	-1.5	-	-8	-10
Lwifwa	S	33°45.25	9°20.42	835	24.3	-	-	-4.3	-	-	-24	-
Katunduru	S	33°45.62	9°20.23	825	25.2	-	-1.6	-1.3	-1.5	-10	-10	-10
Seibha	S	33°45.69	9°19.98	825	24.9	25.2	-3.5	-3.3	-3.3	-18	-19	-17
Itubwi	S	33°45.62	9°20.57	820	24.7	-	-	-4.3	-	-	-25	-
Manyogopa	S	33°45.70	9°19.84	815	-	24.6	-	-	-3.9	-	-	-22
Mbete	S	33°45.49	9°20.67	815	25.5	25.0	-	-4.4	-3.9	-	-25	-24

Table 2.1 : Noms, positions, altitudes, températures et compositions isotopiques (^{18}O et D) des différents types d'eaux (avec : L. surface du lac, P. puits, R. rivière, et S. sources), échantillonnées lors des trois campagnes de nov. 2001, nov. 2003 et avr. 2004.

2. 3. 1. 3 Résultats

Les teneurs isotopiques (^{18}O et D) des eaux échantillonnées sont présentées dans la Table 2.1 et sur les Figures 2.4b et 2.4c.

Signatures des eaux du lac Masoko

Les profils de la colonne d'eau obtenus en fin de saison sèche (nov. 2003), montrent clairement une stratification thermique et une compartimentation isotopique du lac (Fig. 2.5). La température des eaux du lac décroît irrégulièrement avec la profondeur (27°C en surface et 23.3°C au fond; Fig. 2.5a). Une thermocline s'individualise de 11 à 16 m, séparant l'épilimnion (de 0 à 11 m) de l'hypolimnion (<16 m). Bien que les compositions isotopiques de l'épilimnion semblent constantes aux incertitudes analytiques près, une tendance à l'appauvrissement est observée de la surface à -8 m en ^{18}O (de 3.2 à 3.0‰) et en D (de 13 à 12‰; Fig. 2.5b & 2.5c). Les compositions isotopiques de l'hypolimnion sont plus homogènes, autour de 2.6‰ en ^{18}O et de 9-10‰ en D. Tous les échantillons de surface ont été prélevés assez loin des rives en direction du centre du lac et sont considérés comme représentatifs de l'ensemble des eaux de surface à l'instant du prélèvement. Les compositions des eaux de surface de novembre 2003 (Table 2.1; Fig. 2.4b et 2.4c) ne sont pas significativement différentes de celles de novembre 2001 (2.8‰ en ^{18}O et 14‰ en D), même si elles présentent des teneurs en ^{18}O légèrement plus enrichies. Par contre, ces compositions sont significativement appauvries en avril 2004 (2.6‰ en ^{18}O et 9‰ en D), pendant la saison humide.

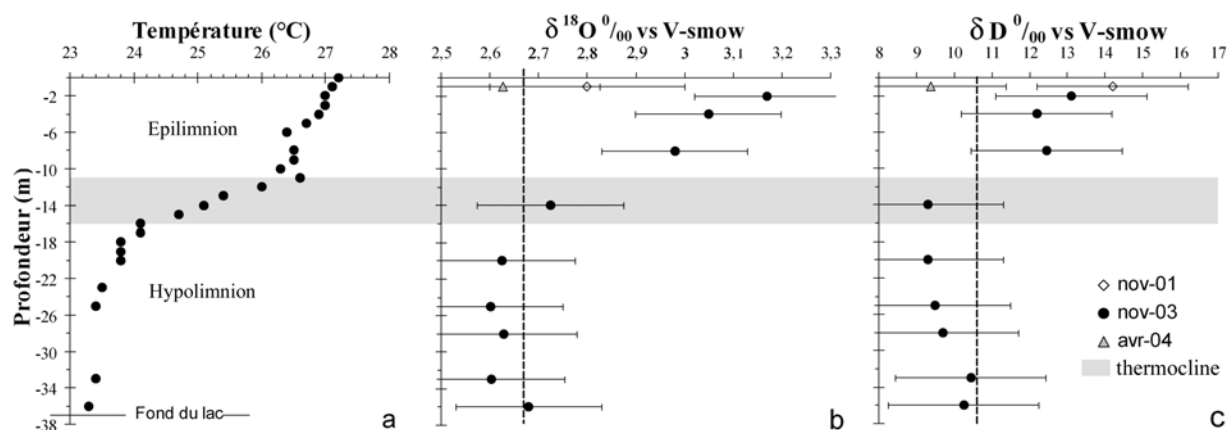


Fig. 2.5 : Profils thermique et isotopiques (^{18}O et D en ‰ vs V-SMOW) du lac Masoko (en pointillés les compositions moyennes attribuées au lac).

Ces eaux se situent sous la droite régionale des précipitations (notée DRM: $\delta\text{D} = 7.4 \delta^{18}\text{O} + 9.0$; Rozanski et al. 1996 ; Bergonzini et al. 2001 ; Fig. 2.6) indiquant leurs caractères évaporés. L'enrichissement de surface en fin de saison sèche (nov. 2003) est attribué à la compartimentation isotopique du lac. Toutefois, cette compartimentation ne semble ni permanente ni systématique, comme en témoigne son absence ou son caractère moins marqué

en octobre 1996, période à laquelle les eaux présentaient une signature moyenne de 2.3‰ en ^{18}O et de 12‰ en D (Bergonzini et al. 2001). Ces observations indiquent que si, en raison d'échanges variables avec l'atmosphère (précipitations et évaporation), les compositions des eaux de surface du lac varient d'une année sur l'autre et en fonction des saisons, elles restent toutefois relativement stables. En fin de saison des pluies (avr. 2004) l'épilimnion s'appauvrit jusqu'à des compositions semblables à celles qui caractérisent l'hypolimnion en saison sèche. Le lac Masoko semble donc s'uniformiser en saison pluvieuse. Les deux traceurs montrent globalement les mêmes évolutions tant en fonction de la profondeur qu'au cours du temps. Afin de prendre en compte la variabilité saisonnière des eaux de surface, les compositions moyennes des eaux lacustres sont estimées, comme légèrement supérieures à celles de l'hypolimnion en novembre 2003, à environ 2.7‰ en ^{18}O et à 11‰ en D.

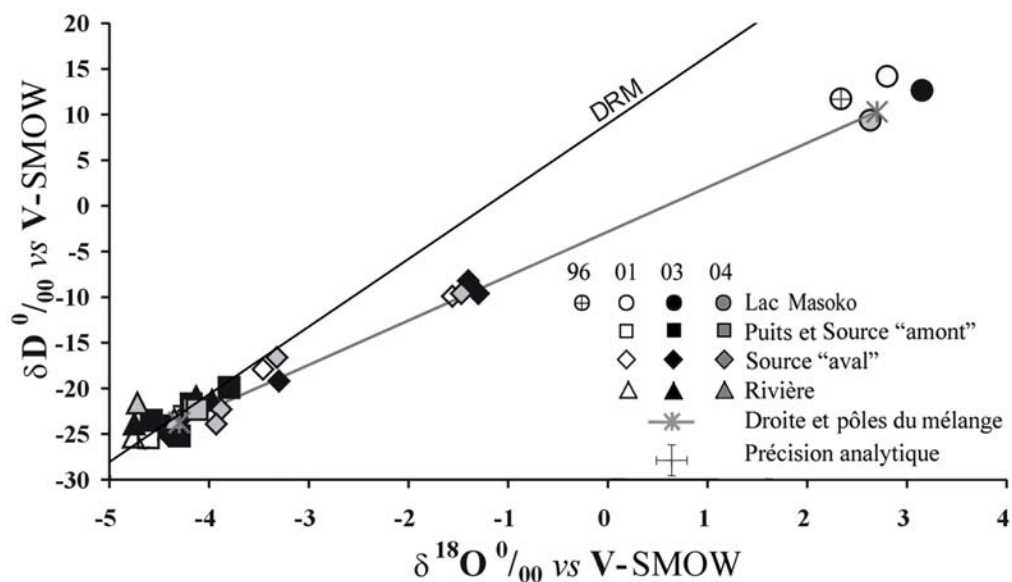


Fig. 2.6 : Diagramme δD vs $\delta^{18}\text{O}$ en ‰ vs V-SMOW des eaux considérées dans cette étude.

Signatures des eaux souterraines

Le puits Mwandapile (servant à l'alimentation en eau potable) a été échantillonné en novembre 2003 et avril 2004 (Table 2.1; Fig. 2.4b et 2.4c). Seul puits de la zone d'étude, il est utilisé pour caractériser la nappe de sub-surface. En novembre 2003, le niveau piézométrique se situait à une profondeur d'environ 7 m (soit à environ 950 m). En considérant la précision analytique des mesures effectuées pour novembre 2003 et avril 2004, sa signature peut être considérée comme constante à l'échelle saisonnière (-4.4‰ en ^{18}O et -23‰ en D). Ces valeurs

sont nettement inférieures à celles des eaux lacustres, et sont, sur la DRM, proches de la composition des précipitations moyennes annuelles (-4.1‰ en ^{18}O et -21‰ en D ; Rozanski et al. 1996 ; Bergonzini et al. 2001). Leurs signatures non évaporées sont également proches de celles attribuées aux apports au lac en 1996 (-4.5‰ en ^{18}O et -23‰ en D).

Signatures des eaux des rivières

Trois rivières ont été échantillonnées (Fig. 2.4; Table 2.1): la Mbaka (nov. 2001, nov. 2003 et avr. 2004), l'Itupi (nov. 2003 et avr. 2004) et la Mapengwe (nov. 2003). En novembre 2003, le débit de la Mbaka était de plusieurs dizaines de litres par seconde alors que celui des rivières Itupi et Mapengwe n'était que de quelques litres par seconde. La Mbaka circule à l'Est du lac et draine un bassin de plusieurs dizaines de km^2 en amont de la zone d'échantillonnage. Sa signature isotopique est constante et appauvrie (en moyenne -4.8‰ en ^{18}O et -24‰ en D). La rivière Itupi originaire de la source Mwangobole, coule à l'Ouest puis au Sud du lac et présente un léger appauvrissement de ses compositions entre novembre 2003 (saison sèche) et avril 2004 (saison des pluies). Sa signature moyenne sur les deux campagnes est de -4.2‰ en ^{18}O et de -22‰ en D. Enfin, la rivière Mapengwe originaire de la source du même nom, s'écoule au Nord du lac et présente en novembre 2003 des compositions semblables à celles de l'Itupi à la même date (-4.1‰ en ^{18}O et -21‰ en D).

L'ensemble de ces eaux se situe sur ou au-dessus de la DRM, soulignant leur caractère non ou peu évaporé. L'appauvrissement relatif de la rivière Mbaka est relié à l'altitude du bassin versant drainé. En effet, cette rivière prend sa source plus au Nord, drainant pour partie les eaux descendant de l'escarpement de la faille Mbaka et du Mont Kiejo. De plus, la signature de ses eaux, au-dessus de la DRM, suggère une origine pour partie continentale des précipitations locales. Les rivières Itupi et Mapengwe, qui prennent leur source à proximité du bassin, présentent quant à elles des compositions très légèrement supérieures à celles qui sont attribuées aux eaux souterraines.

Signatures des eaux des sources

L'échantillonnage des sources s'est voulu le plus exhaustif possible en novembre 2003. Toutefois ces sources sont souvent diffuses et difficilement identifiables surtout lorsqu'elles émergent dans les cours d'eau, ou sous une végétation dense. La plupart des sources échantillonnées sont pérennes et alimentent en eaux les populations riveraines. Leur débit à l'émergence principale ne dépasse pourtant pas quelques litres par minute. La source Masoko-

R, une émergence d'une surface d'environ 1 m², est intermittente et ne présentait pas d'écoulement franc en novembre 2003.

Les sources peuvent être séparées en deux groupes en fonction de leur altitude d'émergence par rapport à l'altitude du lac Masoko (environ 845 m). Ces deux groupes sont: (i) les sources "amont" émergeant à une altitude supérieure à la surface du lac (Kapembo, Kandyangile, Mwangobole, S-Mapengwe, Masoko-BV) et (ii) les sources "aval" émergeant à une altitude inférieure (Masoko-R, Lwifwa, Katunduru, Seibha, Itubwi, Manyogopa, Mbete). Conformément à la topographie ainsi qu'à l'orientation et l'organisation du réseau hydrographique de surface, les sources "amont" se localisent à l'Ouest et au Nord-Ouest du lac et émergent à des altitudes comprises entre 950 et 855 m, alors que les sources "aval" sont localisées au Sud et à l'Est du lac à des altitudes comprises entre 845 et 815 m (Table 2.1; Fig. 2.4). À l'exception de la source Masoko-BV (Fig. 2.4b et 2.4c), les sources "amont" ont des compositions isotopiques (i) les plaçant au niveau de la DRM, (ii) relativement constantes d'une campagne à l'autre, et (iii) relativement homogènes (entre -4.6 et -4.1‰ en ¹⁸O et -22 et -25‰ en D). Seules les eaux de Masoko-BV présentent une variabilité. Leurs teneurs sont identiques à celles des autres sources "amont" en novembre 2001 et en octobre 1996 (-4.5‰ en ¹⁸O et -24‰ en D), mais elles présentent des compositions relativement plus enrichies en novembre 2003 (-3.8‰ en ¹⁸O et -20‰ en D). Ces dernières valeurs résultent probablement d'un mélange, en effet, l'échantillonnage de 2003 a été effectué immédiatement après une averse de 37 mm dont la composition était de -2.8‰ en ¹⁸O et -10‰ en D. Ainsi, l'ensemble des sources "amont" peut être approché par une signature moyenne (-4.3‰ en ¹⁸O et -24‰ en D), pratiquement identique à celle de la nappe échantillonnée au puits Mwandapile (-4.4‰ en ¹⁸O et de -23‰ en D). Les sources "aval" présentent des signatures plus variables (Fig. 2.4b et 2.4c), de -4.4 à -1.3‰ en ¹⁸O et de -25 à -8‰ en D, mais relativement constantes d'une campagne à l'autre. Leur signature est soit semblable à celle des sources "amont", soit plus enrichie. Les sources "aval" Lwifwa, Itubwi et Mbete présentent une signature identique à celles des sources "amont" (comprises entre -4.4 et -3.9‰ en ¹⁸O et entre -25 et -24‰ en D) et constituent un ensemble géographique cohérent localisé au Sud du lac (Fig. 2.4). Les sources "amont" ainsi que cet ensemble et le puits Mwandapile sont donc caractérisés par des compositions homogènes, proches de la moyenne annuelle régionale des précipitations. Les sources "aval" présentant une signature plus enrichie (entre -3.9 et -1.3‰ en ¹⁸O et entre -22 et -8‰ en D), sont localisées à l'Est du lac: Masoko-R, Katunduru, Seibha, et de façon moindre Manyogopa. Ces sources se singularisent par des signatures enrichies de type évaporé (Fig. 2.6; Table 2.1).

Les différentes sources sont considérées comme des émergences d'une nappe de sub-surface, localisée dans un matériel cendreuse et pierreux particulièrement perméable. La signature isotopique de cette nappe est relativement constante, homogène et non évaporée au Nord, à l'Ouest et au Sud du lac. A l'Est, cette dernière présente un enrichissement relatif, avec des compositions intermédiaires par rapport à celles du lac (Fig. 2.4b, 2.4c et 2.6). Les signatures des sources orientales peuvent alors être interprétées comme le résultat d'un mélange entre (i) des eaux de type "non évaporées" présentant la signature des précipitations ou des eaux de la nappe amont et (ii) les eaux lacustres évaporées. Les parts de mélange sont alors calculées aux émergences Masoko-R, Katunduru, Seibha et Manyogopa. Deux bilans de masses (équation 1) reposant chacun sur l'un des deux traceurs isotopiques (^{18}O et D) ont donc été réalisés de façon indépendante, puis comparés.

$$X = (\delta_s - \delta_{\text{né}}) / (\delta_l - \delta_{\text{né}}) \quad (\text{équation 1})$$

avec: δ_s , δ_l et $\delta_{\text{né}}$ les compositions isotopiques (en ^{18}O ou D) respectives de la source considérée, du lac et de type "non évaporées" et X la contribution des eaux du lac à la source. $X^{18}\text{O}$ et XD sont respectivement calculés pour chaque source en utilisant l' ^{18}O et le D. X_m représente la moyenne ($X_m = (X^{18}\text{O} + XD)/2$). La contribution des eaux "non évaporées" correspond alors à $1-X$.

Les compositions des deux pôles ($\delta_{\text{né}}$ et δ_l) sont estimées à -4.3‰ en ^{18}O et -24‰ en D pour $\delta_{\text{né}}$ et à 2.7‰ en ^{18}O et 11‰ en D pour δ_l . Elles sont considérées comme constantes d'une campagne à l'autre. Pour chaque source, les parts d'eau lacustre sont particulièrement cohérentes (Table 2.2). Les valeurs absolues des différences entre les $X^{18}\text{O}$ et XD sont en moyenne de 3%. La différence maximale est de 7% pour Seibha en avril 2004. Remarquablement, pour chaque émergence, les résultats sont relativement constants d'une campagne à l'autre (différence maximale des X_m de 3%), soulignant ainsi la constance du mélange aux échelles saisonnière et interannuelle et l'inertie du système étudié. Les sources pour lesquelles la contribution du lac semble exister sont, par ordre d'importance: Masoko-R, Katunduru, Seibha, et Manyogopa, avec respectivement environ 42, 41, 15 et 5% d'eau lacustre. Cette organisation spatiale met en évidence un flux sortant à l'Est du lac, et appuie l'existence d'un écoulement souterrain déjà suspecté dans le cadre d'un bilan isotopique du lac (Bergonzini et al. 2001). La nappe orientale (et les émergences associées) constitue donc l'exutoire souterrain du lac. Les sources situées à proximité du lac présentent une proportion d'eau d'origine lacustre plus importante. Ainsi, plus on s'éloigne à l'Est du lac moins sa

II. Apports des isotopes stables de la molécule d'eau aux bilans hydrologiques des lacs de la région du Rungwe

Part d'eau du lac	Campagne	Masoko-R	Katunduru	Seibha	Manyogopa	Précision
X ¹⁸ O en %	Nov. 01	-	39 (40)	12 (13)	-	
	Nov. 03	41 (41)	43 (43)	15 (15)	-	± 4
	Avr. 04	40 (41)	41 (40)	14 (15)	6 (7)	
XD en %	Nov. 01	-	40 (39)	17 (16)	-	
	Nov. 03	45 (44)	42 (40)	13 (12)	-	± 4
	Avr. 04	41 (40)	40 (39)	21 (20)	4 (3)	
Xm en %	Nov. 01	-	40 (39)	15 (14)	-	
	Nov. 03	43 (42)	42 (41)	14 (14)	-	± 3
	Avr. 04	41 (40)	41 (40)	17 (17)	5 (5)	

Table 2.2 : Parts d'eau lacustre aux différentes émergences Masoko-R, Katunduru, Seibha et Manyogopa, obtenues avec chaque traceur isotopique ainsi que leurs moyennes et entre parenthèses les moyennes obtenues par tirages aléatoires (cf. discussion) et les précisions associées (considérées à deux écarts types).

contribution est importante. Si on considère les quatre émergences Masoko-R, Katunduru, Seibha, et Manyogopa ainsi que le lac, une relation linéaire ($r = 0.98$) existe entre la contribution du lac et la distance de la source à la rive lacustre la plus proche (notons que le même type de relation peut être hypothéqué avec uniquement les quatre sources). Cette contribution passe ainsi de 100% au niveau du lac, à environ 40% à 300 m des rives, puis à 10% à 480 m (Fig. 2.7). Le panache des eaux lacustres se dilue de façon régulière en aval du lac, suggérant un aquifère de caractéristiques relativement continues et homogènes à cette échelle. Il est par ailleurs intéressant de noter que les sources influencées par les eaux de ce dernier sont localisées à la même altitude que celle du mur du cratère Masoko. En effet, celui-ci est constitué d'une falaise de roches basaltiques fracturées lors de l'explosion du maar affleurant sous la surface du plan d'eau entre 840 et 815 m soit entre -5 et -30 m sous la surface lacustre.

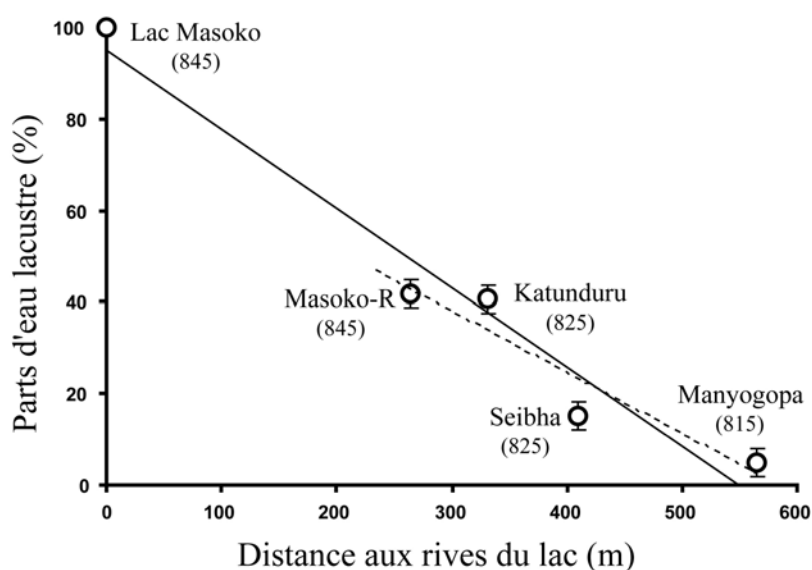


Fig. 2.7 : Relation entre les parts d'eau du lac aux émergences et leur éloignement à la rive la plus proche.

2. 3. 1. 4 Discussion

Apport des nouvelles données à la contrainte du bilan hydrologique du lac

Les changements de composition des eaux lacustres depuis 1996 ainsi que la signature des eaux souterraines en amont du lac permettent de discuter les bilans isotopiques et hydrologique du lac Masoko, en particulier de réévaluer les apports au lac et les termes associés du bilan lacustre. Ainsi de nouvelles simulations sont entreprises avec (i) pour les eaux du lac, les compositions moyennes observées en 2003 (2.7‰ en ^{18}O et 11‰ en D) et (ii) pour les apports en provenance du bassin et par précipitation directe, les compositions attribuées au pôle "non évaporées" (-4.3‰ en ^{18}O et -24‰ en D) qui diffèrent légèrement des valeurs utilisées pour 1996 (-4.4‰ en ^{18}O et -23‰ en D). Cette réestimation ne montre aucun changement majeur significatif des composantes du bilan hydrique. Les pertes souterraines sont estimées non plus à $3300 \pm 1400 \text{ mm an}^{-1}$ mais à $3400 \pm 1400 \text{ mm an}^{-1}$ soit environ $42 \pm 17 \text{ l s}^{-1}$, résultat associé à une humidité relative de 58%, au lieu de 63% pour 1996. Ces changements sont pour partie induits par la position relative des eaux lacustres dans le diagramme ^{18}O vs D (Fig. 2.6), et par les compositions attribuées aux apports. De plus, la meilleure connaissance du régime thermique permet aussi de réévaluer la température évaporante et, en accord avec celle de l'hypolimnion, de la fixer à environ 24-25°C au lieu des 22.5°C utilisée précédemment. Les pertes souterraines sont alors estimées à $3100\text{-}3200 \pm 1400 \text{ mm an}^{-1}$ soit environ $38\text{-}39 \pm 17 \text{ l s}^{-1}$ et sont associées à une humidité relative de 60-61%. Ces simulations indiquent que ni (i) les variations temporelles de composition observées pour les eaux lacustres et attribuées aux apports, ni (ii) les températures évaporantes utilisées n'induisent de changement majeur sur les termes du bilan hydrologique du lac Masoko. Les estimations proposées précédemment, en particulier pour les pertes souterraines qui atteindraient environ 40 l s^{-1} , sont ainsi confirmées.

Validité des mélanges proposés

L'approche basée sur l'établissement de bilans isotopiques, pour interpréter les signatures d'eaux souterraines ou assimilées, a déjà été utilisée pour tracer les pertes souterraines de certains lacs d'Afrique de l'Est (Payne 1970 ; Darling et al. 1990 ; Darling et al. 1996 ; Kebede et al. 2002) ou d'autres régions (Nachiappan et al. 2002 ; Gupta et Deshpande 2004). Elle s'appuie implicitement sur (i) des écoulements assez rapides pour que les compositions actuelles des pôles du mélange puissent leurs être assimilées, et (ii) l'absence d'évaporation à

partir de la nappe ou d'autres apports à signature enrichie. Afin de déterminer si la cinétique permet d'attribuer aux différents pôles leurs signatures actuelles, les vitesses d'écoulements dans l'aquifère oriental ont été estimées. En considérant pour cette aquifère, pour partie meuble et fracturé, une perméabilité d'un ordre de grandeur inférieur aux perméabilités mesurées en surface, soit environ 10^{-4} - 10^{-5} m s⁻¹, et une porosité efficace de l'ordre de 20%, les vitesses calculées aux différentes sources sont relativement homogènes, de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres par an. Ainsi, les temps de transfert estimés du lac aux différentes sources orientales ne seraient que de quelques mois à quelques années. Il est donc pertinent d'associer aux différents pôles leurs valeurs actuelles. D'autre part, les eaux associées à la nappe "amont" ont une signature identique à celle des précipitations moyennes annuelles estimées (Fig. 2.6), ce qui permet de considérer le système comme à l'équilibre et exclut un enrichissement secondaire causé par l'évaporation de la nappe. La nappe géothermale régionale (T > 55°C) présente des compositions plus appauvries que celle de sub-surface (Bergonzini 1999 ; Branchu et al. 2005 ; données non publiées). Sa contribution potentielle au système de sub-surface ne peut donc pas expliquer l'enrichissement observé à l'Est, ni les températures des différentes émergences (Table 2.1). Dans l'état actuel de nos connaissances des propriétés de l'aquifère oriental, cette analyse ne permet donc pas de rejeter l'hypothèse d'une contribution enrichie des eaux du lac. Toutefois, afin de mieux contraindre les vitesses de circulation des eaux souterraines, une meilleure connaissance des caractéristiques et propriétés de l'aquifère apparaît indispensable.

Origine des eaux de type "non évaporées"

Il apparaît nécessaire de discuter l'origine et d'identifier la nature des eaux de type "non évaporées" qui contribuent pour partie à l'alimentation des sources orientales et qui sont responsables de la dilution progressive des eaux d'origine lacustre (Fig. 2.7). Si une contribution directe à la nappe de sub-surface de certains épisodes pluvieux est probable et peut significativement perturber localement la signature des différentes sources (e.g. Masoko-BV en 2003 et probablement Seibha en avril 2004), une éventuelle recharge à l'Est du lac ne permet pas d'expliquer les facteurs de dilution observés. En effet, en considérant la pluviosité moyenne (2400 mm an⁻¹) et les perméabilités de surface (10^{-3} - 10^{-4} m s⁻¹), les précipitations efficaces peuvent être estimées à environ 50% (1200 mm an⁻¹) des précipitations, soit une infiltration spécifique de 38 l s⁻¹ km⁻². Cette infiltration spécifique diffère peu du débit spécifique de la Mbaka en aval de la zone d'étude (36 l s⁻¹ km⁻² ; Bergonzini 1998). Ainsi en associant au niveau de chaque source une surface amont la recharge par les précipitations peut

être estimée. Un mélange entre cette recharge et la totalité des pertes lacustres n'explique pas les facteurs de dilution observés. Pour rendre compte de ces derniers, il est alors nécessaire, soit (i) de considérer un mélange partiel des pertes lacustres, soit (ii) de faire intervenir une contribution des eaux de l'aquifère occidental (EAO), hypothèse plus réaliste si on tient compte de l'orientation générale du drainage autour du Masoko. Le pôle "eaux non évaporées" est alors constitué, de façon limitée, par les précipitations efficaces (PE) et majoritairement par des eaux de l'aquifère occidental (EO). Un simple modèle basé sur l'estimation des taux d'infiltrations en amont de chaque source, montre alors que l'origine des eaux "non évaporées" évolue depuis les sources Katunduru et Masoko-R (PE = max 10% et EO = min 90%), jusqu'à Manyogopa (PE = max 2% et EO = min 98%) avec une origine intermédiaire à Seibha (PE = max 5% et EO = min 95%). Néanmoins, à l'échelle annuelle, les précipitations ainsi que la nappe amont présentent la même signature, il est donc difficile d'être affirmatif quant à leurs contributions à la dilution. Pourtant, la constance des résultats entre novembre 2003 et avril 2004 suggère que les eaux de l'aquifère amont constituent bien la principale source du pôle "eaux non évaporées" ce qui valide pour partie l'utilisation des signatures attribuées à ce pôle. Une étude à une échelle temporelle plus fine devrait permettre, dans le cadre d'un bilan à trois pôles, de mieux quantifier les parts respectives entre la recharge par les précipitations et les apports de l'amont aux différentes sources.

Etendue du panache pour partie d'origine lacustre

Les débits des sources orientales (quelques $l\ min^{-1}$) et les pourcentages d'eau lacustre associés (Table 2.2) implique, au niveau de ces dernières, un débit maximal d'eau provenant du lac de quelques $l\ min^{-1}$. Les eaux lacustres identifiées aux émergences orientales ne constitueraient, au maximum, que quelques pour cents des pertes lacustres souterraines ($40\ l\ s^{-1}$). La part non-identifiée poursuivrait donc son écoulement dans l'aquifère et participerait pour partie à soutenir l'écoulement des cours d'eau qui prennent origine en aval de ces émergences. En effet, si le débit des sources orientales n'est que de quelques $l\ min^{-1}$, les rivières associées présentent, à quelques centaines de mètres en aval, des débits de plusieurs litres à plusieurs dizaines de litres par seconde. D'autre part, les rivières Mapengwe et Itupi, qui coulent de part et d'autre du lac Masoko, sont, en novembre 2003, légèrement plus enrichies que les sources dont elles sont originaires (S-Mapengwe et Mwangobole). Cet enrichissement peut s'expliquer soit par une évaporation partielle le long du cours d'eau, soit par un apport diffus d'eau enrichie en provenance du lac. Cet enrichissement ne s'observe toutefois pas en avril 2004. Étant donné l'altimétrie des différents potentiels, la zone de vidange du lac ne se limite donc

peut-être pas exclusivement à l'Est du lac, mais pourrait s'étendre aussi vers le Nord et le Sud. Néanmoins la source Lwifwa, qui se situe à une distance au lac comparable à celle de Seibha, ne présente pas de contribution d'eaux du lac. Quant à Itubwi et Mbete, il est possible qu'elles se trouvent sur les lignes de flux sortant du lac, mais la distance qui les sépare de ce dernier est trop importante pour qu'une contribution d'eaux lacustres puisse être détectée à l'aide des traceurs utilisés (Fig. 2.7). Cependant, une carte piézométrique grossière, établie à partir des altitudes des profils des différents cours d'eau, des émergences et du niveau lacustre, suggère une ligne de partage des eaux souterraines de direction Nord Nord Ouest - Sud Sud Est, située au Sud du lac. Cette même carte met également en évidence un flux d'eau lacustre vers l'Est ainsi que vers le Nord. Cette potentielle ligne de partage des eaux expliquerait alors la nature non enrichie des sources "aval" localisées au Sud du lac. Une investigation plus fine, couplée à des méthodes complémentaires permettrait de préciser le modèle de fonctionnement proposé ainsi que le traçage des pertes du lac. L'évolution de la contribution d'eaux non évaporées dans le sens des lignes d'écoulement rend compte de la dilution progressive des fuites lacustres ainsi que de la dispersion, dans l'aquifère, du panache associé. Une quantification plus rigoureuse de ces processus nécessite d'approfondir nos connaissances de la géométrie et des propriétés hydrauliques de l'aquifère ainsi que des modes de circulation des eaux.

Précision et pertinence des parts de mélanges calculées

Afin de tester la sensibilité des mélanges proposés et même si les deux pôles présentent des compositions relativement stables et homogènes, leurs signatures ont été déterminées aléatoirement entre leurs compositions extrêmes. Pour le pôle "non évaporées", les compositions extrêmes associées à la nappe "amont" (-4.1 et -4.6‰ en ^{18}O et -22 et -25‰ en D) ont été retenues. Les compositions du pôle lac ont été fixées à partir des valeurs extrêmes mesurées lors des quatre campagnes de 1996, 2001, 2003 et 2004, (3.2 et 2.2‰ en ^{18}O et 14 et 9‰ en D). Les parts d'eau lacustres alors obtenues au niveau des sources orientales (Table 2.2), sont comparables aux résultats établis à partir des pôles précédemment fixés. Pour chaque échantillon, la précision (estimée à deux écarts types) est alors d'environ 4% sur les $X^{18}\text{O}$ et les XD et de 3% sur les Xm (Table 2.2). Ces résultats permettent d'évaluer le degré de confiance attribuable aux parts de mélanges proposées et appuient les choix faits précédemment. La source Masoko-R, située à une altitude comparable à celle du plan d'eau du lac (845 m), est peu productive et sa signature mérite néanmoins d'être discutée, car elle pourrait résulter non pas d'apports d'eaux enrichies, mais d'évaporation partielle à l'émergence. Cependant la cohérence et la constance des résultats présentés (Tables 2.1 et 2.2)

permettent d'être confiant quant au scénario proposé. Seibha présente environ 15% d'eaux du lac, mais s'éloigne de la droite de mélange en avril 2004, la contribution d'un événement pluvieux pourrait expliquer cette signature particulière. La source Manyogopa, présente des parts d'eau lacustre relativement faibles et peu significatifs (environ 5%), mais cette contribution est toutefois appuyée par sa position sur la droite de mélange (Fig. 2.6) et par la relation entre distance au lac et contribution de ce dernier (Fig. 2.7).

2. 3. 1. 5 Conclusion

Cette note constitue la première évidence directe des pertes souterraines du lac Masoko, et contribue à leurs localisations. En accord avec les données isotopiques et l'orientation du système hydro-géo-morphologique, il est montré que les eaux du lac s'écoulent vers l'Est dans une nappe de sub-surface et émergent pour partie au niveau des sources orientales. Ces résultats s'accordent avec la morphologie régionale héritée principalement de l'activité volcanique et tectonique, de direction prédominante Nord Nord Ouest - Sud Sud Est (Delvaux & Hanon 1993 ; Branchu et al. 2005). A l'échelle étudiée, cette nappe de sub-surface semble relativement continue et homogène. Les eaux lacustres participent alors pour partie à l'alimentation des sources Masoko-R, Katunduru, et d'une façon moindre Seibha et Manyogopa. Les bilans en ^{18}O et D, fournissent des résultats cohérents et permettent d'estimer les contributions d'eaux lacustres à Masoko-R, Katunduru, Seibha et Manyogopa respectivement à 42, 41, 15 et 5%, valeurs décroissantes avec l'éloignement au lac. Ces pourcentages semblent relativement stables dans le temps et soulignent la constance du mélange et l'inertie du système. Des pertes diffuses au Nord et au Sud du lac sont suspectées, mais leur existence n'a pas pu être démontrée. Au Sud, les sources "aval" (Mbeta, Itubwi et Lwifwa) ne semblent pas être influencées par celui-ci. Leur signature isotopique est similaire à celle des sources "amont", ce qui suggère l'existence d'une ligne de partage des eaux souterraines située au Sud du lac, et de direction Nord Nord Ouest - Sud Sud Est.

Bien que les lacs de maars constituent, en raison de la présence pérenne d'un aquifère, des environnements sédimentaires privilégiés de référence pour établir la variabilité (annuelle à millénaire) de l'environnement continental dans la plupart des zones climatiques du globe, leur hydrologie reste souvent mal comprise. Nous espérons avoir participé à montrer comment l'un de ces objets interagit avec son environnement proche.

Remerciements

Les auteurs adressent leurs plus vifs remerciements à E. Mwandapile et A. Issah et aux autorités du village de Masoko et des districts de Tukuyu et Mbeya pour leur aide sur le terrain, ainsi qu'aux deux reviewers anonymes pour la qualité scientifique de leurs commentaires. Cette étude a été soutenue par le projet CLEHA (Interactions Climat-Environment-Homme en Afrique orientale) du programme ECLIPSE de l'INSU (CNRS) et de l'Action Concertée Incitative RESOLVE du Ministère de l'Education Nationale et de la Recherche (France).

2. 3. 2 Compositions isotopiques des eaux de surface et subsurface régionales

Dans le but de déterminer les compositions isotopiques des apports en provenance des bassins hydrologiques propre à chaque lac, un puits ainsi que des sources et des rivières ont été échantillonnés. Aux regards de leurs compositions isotopiques (Fig. 2.8), 3 grands types d'eaux relatifs au terme Q_i , ci-après caractérisés, se distinguent à l'échelle régionale : des eaux de type (i) non évaporé, (ii) hydrothermal situées à gauche des droites des précipitations précédemment définies dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ et de type (iii) évaporé.

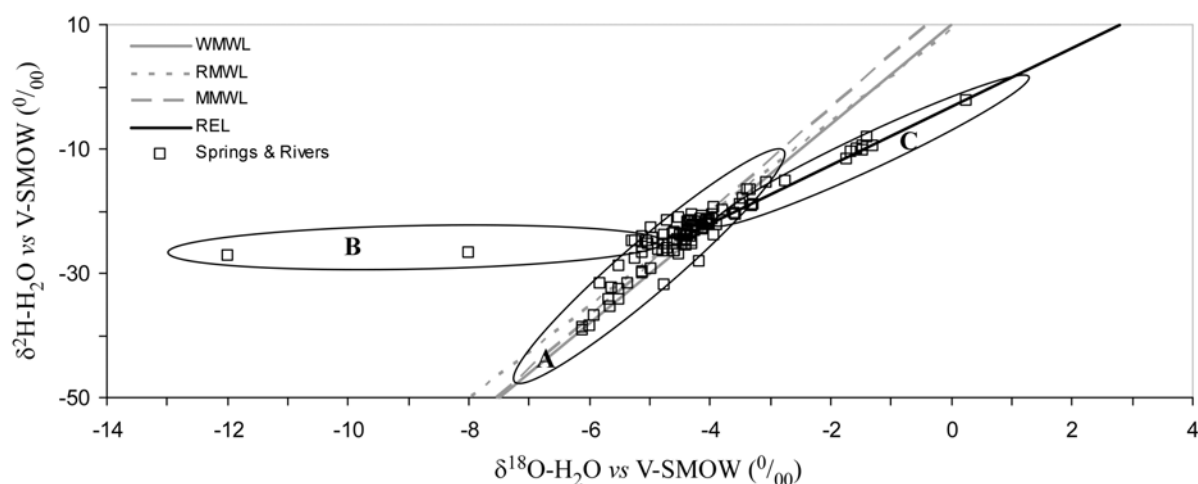


Fig. 2.8 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des eaux régionales de type non évaporé (groupe A), hydrothermal (groupe B) et évaporé (groupe C). Les compositions des sources et des rivières utilisées ici, sont reportées en Annexes 2.3, 2.4 et 2.5.

Les eaux de type non évaporé

Les compositions isotopiques des sources, puits et rivières de type non évaporé (Kandyangile, Kapembo, Mwandapile, Mwangobole, Mapengwe, Masoko-BV, Lwifwa, Itubwi, Itupi, Mbete, Justin, Kigane, Farida, Ilamba, Ngota, Mgowese, Ikapu, S-David, Nyibuko, Itende, Kiejo, Mbeya, Songwe, Shanzira, Lusangaji, Mwalisi, Landani, Mabwe, Kiwira, Mbaka, Mbozi, Lufirio, cascade Ngozi, Itembele, Gogozimba, Mwatesi, Mwambalizi, Kwamana ; Fig. 1.2) sont listées en Annexe 2.3. Elles se surimposent aux différentes droites des précipitations (WMWL, RMWL, MMWL) et définiraient à leur tour, la droite des eaux météoriques locales (LMWL ; $\delta^2\text{H} = 8.1 \delta^{18}\text{O} + 11.4$; Fig. 2.9) finalement comparable à la MMWL établie à partir des compositions isotopiques mesurées des pluies tombées pour la plupart à Masoko. Les échantillons utilisés pour définir la LMWL présentent toutefois, une gamme de compositions allant de -6.1 à -3.4‰ en ^{18}O et de -39 à -17‰ en ^2H , comprise dans celle des précipitations mesurées. Cette relative moindre variabilité serait liée à un effet cumulatif des épisodes pluvieux et à la contribution de la nappe de subsurface (Delalande et al. 2005) à l'origine de ces eaux régionales de type non évaporé.

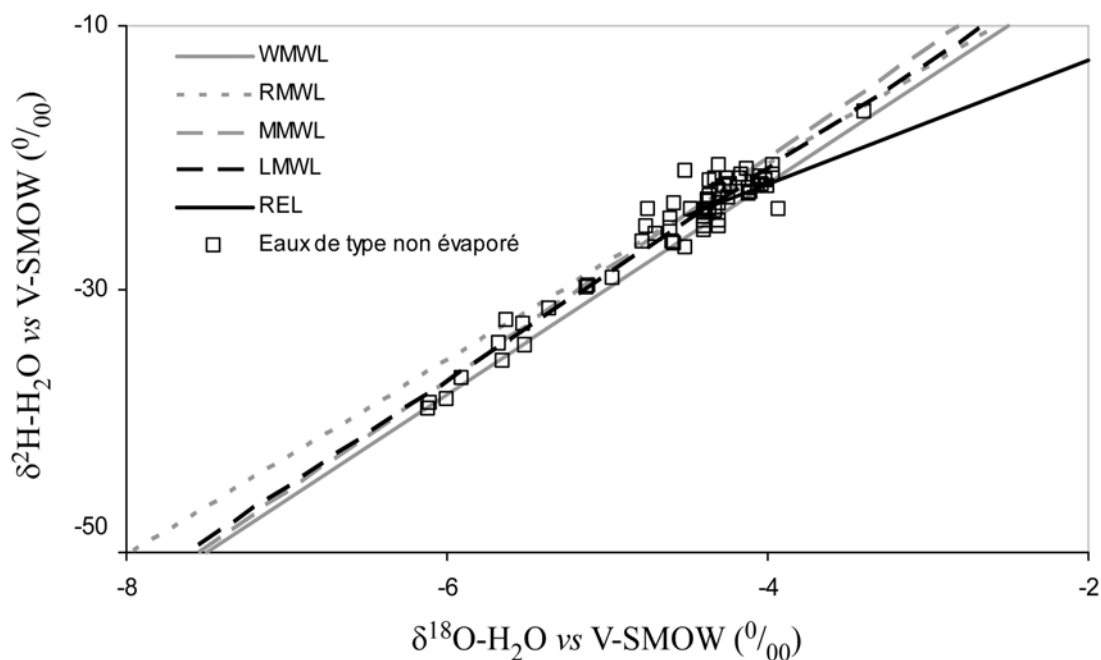


Fig. 2.9 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des eaux régionales de type non évaporé. Les sources et leurs compositions utilisées ici, sont reportées en Annexe 2.3.

En considérant les incertitudes analytiques interlaboratoires à appliquer aux mesures obtenues, les variabilités interannuelle et intersaisonnière apparaissent trop faibles pour être détectées (Delalande et al. 2005 ; Annexe 2.3). La constante des compositions observée au

niveau des sources et des rivières présentées suggère là encore, que les eaux de la nappe de subsurface en provenance de l'amont constituent la principale source de ces eaux de type non évaporé.

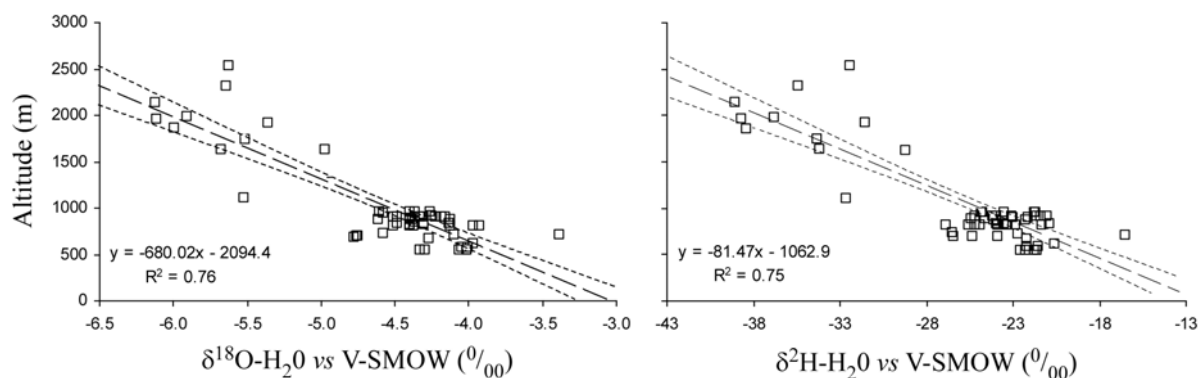


Fig. 2.10 : Diagrammes Altitude *versus* $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ réalisés à partir des eaux de type non évaporé. Ces deux diagrammes illustrent l'existence du gradient altitudinal relié ici au gradient latitudinal. Les courbes en pointillés noirs correspondent à un intervalle de confiance de 0.95. Les courbes en tirets noirs sont des droites de tendance.

De plus, ces eaux permettent de déterminer un gradient altitudinal régional moyen orienté globalement Nord-Sud et, estimé à $-0.15\text{‰}/100\text{m}$ en oxygène-18 et à $-1.2\text{‰}/100\text{m}$ en deutérium (Fig. 2.10). Aux regards des intervalles de confiance attribués, un point de référence situé à 900m d'altitude ($\delta^{18}\text{O} = -4.4\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -24\text{‰}$) peut être fixé. En hydrologie, un tel outil peut aider à l'identification de l'altitude des aires de recharge des eaux souterraines (Mook 2001). Ce gradient serait lié aux effets de température et de vidange des nuages favorisés par la barrière orographique des monts Poroto-Rungwe situés au Nord de la zone d'étude. Il est ainsi relié au gradient latitudinal et explique que les eaux "amont" situées au Nord de la zone d'étude (voir rivières au voisinage du lac Ngozi : cascade Ngozi, Itembele, Gogozimba, Mwatesi, Mwambalizi, Kwamana ; Fig. 1.2 et Annexe 2.3) présentent des compositions isotopiques plus appauvries que celles localisées en aval et au Sud. D'autres rivières (Mbaka, Kiwira et Lufirio ; Fig.1.2 et Table 2.3) ayant fait l'objet de prélèvements à différentes latitudes pendant diverses campagnes, illustrent l'effet de ce gradient altitudinal régional (Fig. 2.11). Aux vues des données disponibles, les compositions isotopiques en ^{18}O des rivières Kiwira, Mbaka et Lufirio varient de -5.5 à -4.7‰ , de -5.0 à -3.9‰ et de -5.1 à -3.1‰ , respectivement. Globalement, la composition des eaux de la rivière Kiwira apparaît

plus appauvrie que celles de la Mbaka dont la gamme des compositions est également inférieure à celle de la Lufirio. Ce fait serait lié aux altitudes moyennes des bassins versants drainés. En effet, le bassin de la rivière Kiwira, qui prend sa source bien plus au Nord que celui de la Mbaka et de la Lufirio (Fig. 1.2), semble drainer des eaux de l'amont de compositions plus appauvries.

Rivière	Date	Latitude	Longitude	Altitude	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Kiwira	nov-03	9°03.01'S	33°36.76'E	1920	-5.4	-32
	mar-05	9°16.65'S	33°33.24'E	1103	-5.5	-33
	oct-93	9°36.93'S	33°57.95'E	-	-4.7	-26
Lufirio	nov-03	9°28.77'S	33°54.37'E	491	-5.1	-30
	oct-93	9°30.73'S	33°59.97'E	-	-3.1	-14
Mbaka	sep-06	9°18.64'S	33°45.30'E	785	-5.0	-24
	nov-01	9°20.10'S	33°47.00'E	700	-4.8	-25
	nov-03	9°20.45'S	33°47.09'E	700	-4.8	-24
	mar-05	9°20.45'S	33°47.05'E	690	-4.8	-26
	avr-04	9°20.45'S	33°47.09'E	700	-4.7	-22
	oct-93	9°32.97'S	33°57.50'E	-	-3.9	-18

Table 2.3 : Compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) des rivières de type non évaporé échantillonnées à différentes latitudes selon les campagnes. Les échantillons collectés en octobre 1993 (oct-93) sont en fait des références bibliographiques (Branchu et al. 2005). On remarque que les gradients latitudinaux sont ici reliés aux gradients altitudinaux. Les compositions isotopiques sont exprimées en ‰ *versus* V-SMOW.

De plus, aux vues du diagramme $\delta^2\text{H}$ *versus* $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 2.11), les compositions de la rivière Mbaka sont aussi parfois éloignées et situées au-dessus des droites relatives aux précipitations. L'influence pour partie continentale des précipitations locales ou encore, l'influence d'émanations de CO_2 d'origine profonde (Cartwright et al. 2002) peuvent être proposées pour expliquer la distribution des points représentatifs des compositions de la Mbaka. Aux regards du shift plus prononcé en oxygène-18 et de la proximité de sources thermo-gazeuses à la rivière Mbaka (Fig. 1.2), la seconde hypothèse semble la plus probable. Des effets altitudinal et géothermal semblent jouer un rôle dans l'appauvrissement des compositions des rivières en ^{18}O et ^2H et/ou dans les "shift" en ^{18}O observés.

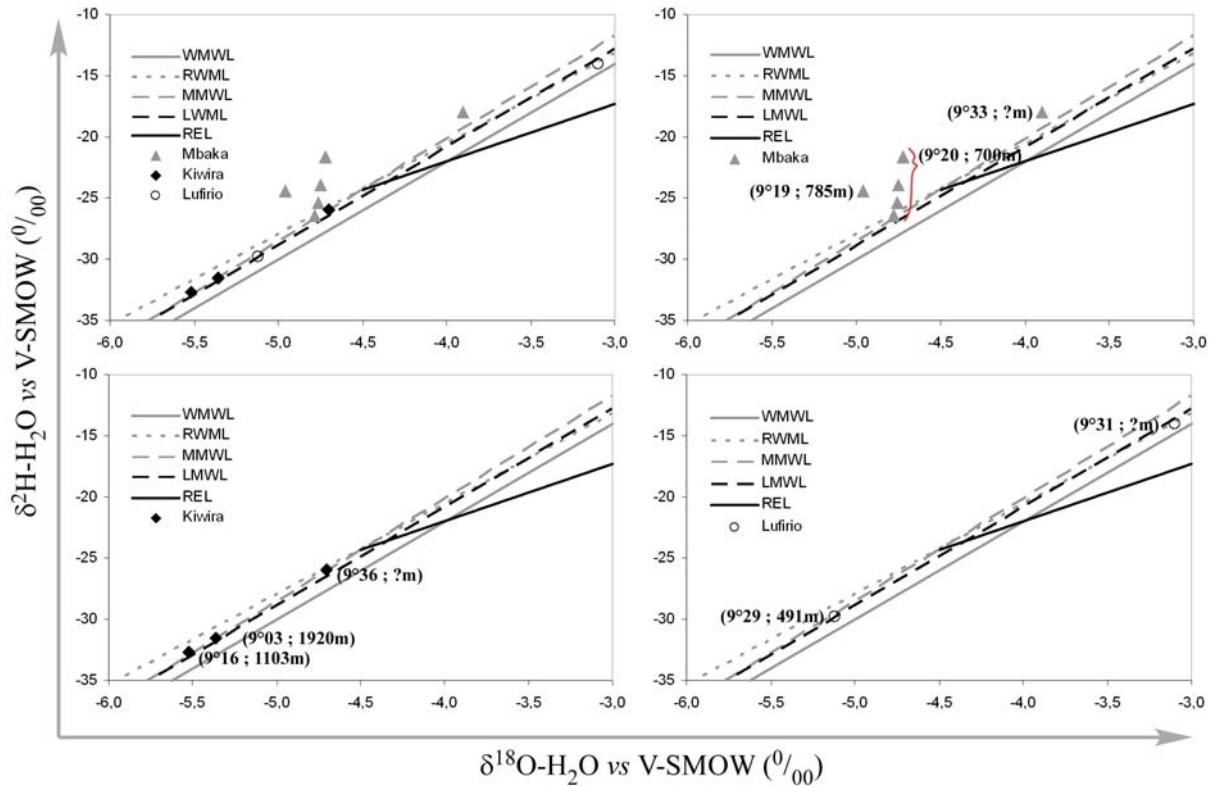


Fig. 2.11 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des rivières régionales de type non évaporé ayant fait l'objet d'un échantillonnage latitudinal. Leurs répartitions sur ce diagramme illustrent l'effet du gradient altitudinal régional.

Les eaux de type hydrothermal situées à gauche des droites de précipitations

Les eaux de type hydrothermal représentées en surface par des résurgences thermo-gazeuses froides (Provinces Schiwaga, Kasefuka, Mzata-Mlombo) et chaudes (Provinces Ilwalilo, Kajala, Mwampulo et Kasumulu ; Fig. 1.2 et Annexe 2.4) montrent des compositions isotopiques appauvries et réparties à gauche des droites des eaux météoriques (non montrées ici). Leur distribution atteste de l'influence d'un CO_2 d'origine profonde (Cartwright et al. 2002). Ces eaux particulières seront traitées en détail dans une section suivante (cf chapitre 3, sections 3.2 et 3.3.2).

Les eaux de type évaporé

Les eaux de surface et subsurface de type évaporé se composent des sources localisées au voisinage du lac Masoko (Masoko-R, Katunduru, Seibha et Manyogopa) et du lac Ilamba (Betwer et Kambayele ; Fig.1.2).

Les sources au voisinage du lac Masoko ont déjà fait l'objet d'une étude approfondie (Delalande et al. 2005). Toutefois, des échantillons du puits et des sources environnant ont été

II. Apports des isotopes stables de la molécule d'eau aux bilans hydrologiques des lacs de la région du Rungwe

à nouveau collectés lors des campagnes de mars 2005 et septembre 2006 (Annexes 2.3 et 2.5 ; Fig. 2.12). Les compositions isotopiques des sources évaporées (Fig. 2.12 et 2.13) restent similaires à celles préalablement publiées mettant une fois encore en évidence les pertes souterraines au lac Masoko, la constance des flux hydrologiques et l'homogénéité de la nappe de subsurface.

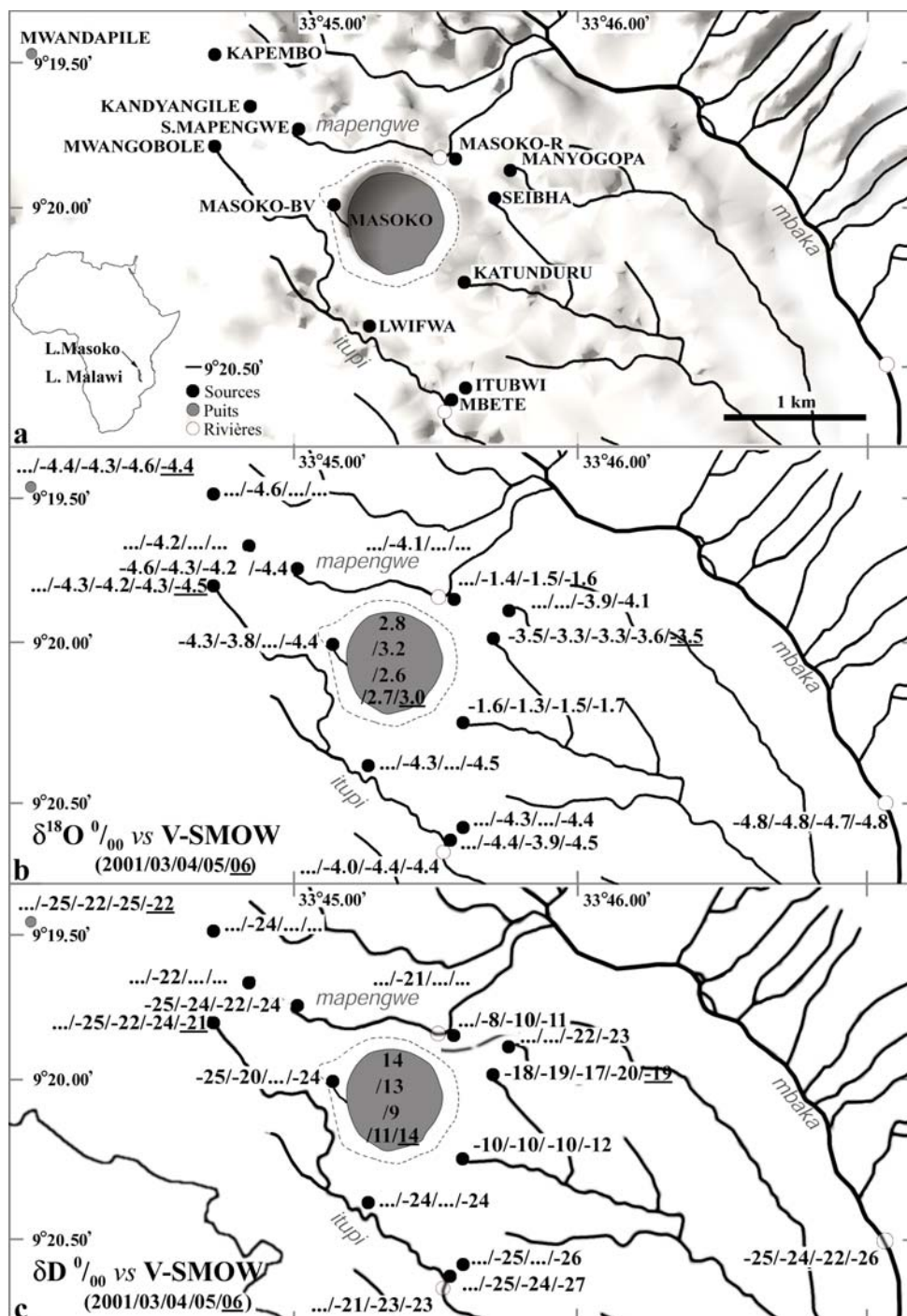


Fig. 2.12 : (a) Carte de localisation. (b) et (c) Compositions isotopiques en ^{18}O et ^2H des eaux échantillonnées en novembre 2001 et 2003, avril 2004, mars 2005 et septembre 2006. La limite du bassin versant de surface du lac Masoko est tracée en pointillés.

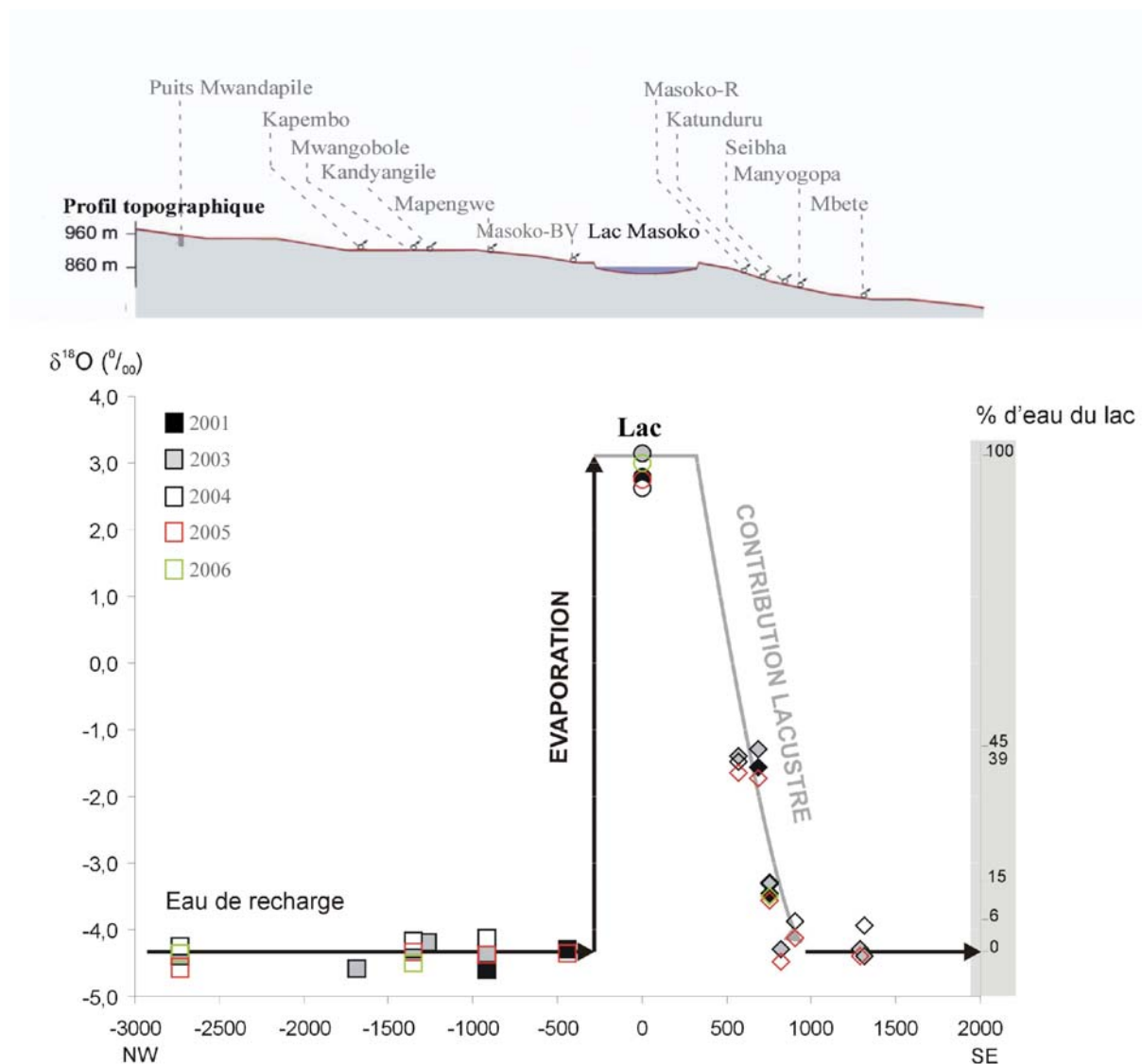


Fig. 2.13 : Composition en $\delta^{18}\text{O}$ et contribution d'eau lacustre (en %) du puits (Mwandapile) et des sources rencontrés d'amont en aval selon une coupe NO-SE passant par le lac Masoko. Leur localisation est référencée à l'aide du profil topographique juxtaposé à ce diagramme.

Dans le but de détecter des pertes souterraines au lac Ilamba, un ruisseau amont Ngota, l'embouchure de l'affluent se jetant dans le lac ainsi que la source Ilamba située en bordure, les sources plus éloignées Betwer et Kambaylele et son exutoire (Fig. 2.14) ont fait l'objet de prélèvements lors des campagnes de mars 2005 et septembre 2006 (Source Ilamba). Leurs compositions isotopiques respectives sont reportées dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ ci-après (Fig. 2.15). Le ruisseau Ngota ($\delta^{18}\text{O} = -4.0\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -21\text{‰}$) et la source Ilamba ($\delta^{18}\text{O} = -4.0\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -22\text{‰}$), de signatures isotopiques comparables, sont situés à l'intersection entre les droites des eaux météoriques et d'évaporation régionale (REL) et renseignent des

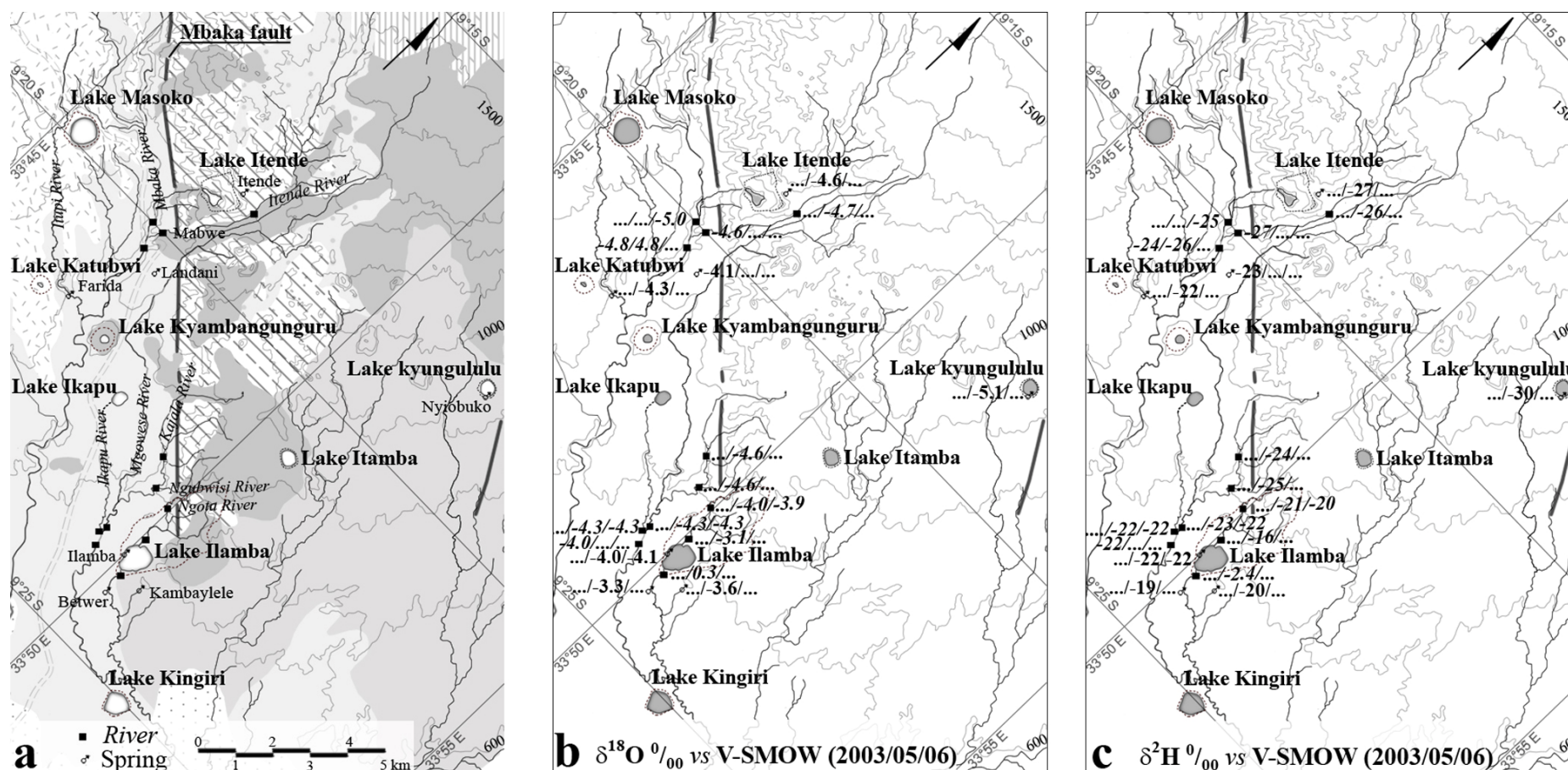


Fig. 2.14: (a) Carte de localisation. (b) et (c) Compositions isotopiques en ^{18}O et ^2H des eaux échantillonnées en novembre 2003, mars 2005 et septembre 2006. Les limites des bassins versants de surface propres à chaque lac sont tracées en pointillés. A défaut de coordonnées géographiques, la source et la rivière Itende ont été localisées arbitrairement.

compositions moyennes des apports en provenance du bassin ($\delta^{18}\text{O} = -4.1\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -22\text{‰}$). Leurs compositions sont proches de celles des rivières Ikapu et Mgowese (Annexe 2.3 ; Fig. 2.14) situées aux environs du bassin versant du lac. Le gradient altitudinal régional moyen expliquerait la signature légèrement plus enrichie des apports au lac Ilamba. Prélevé en pirogue à son embouchure depuis le lac, les compositions isotopiques de l'affluent ($\delta^{18}\text{O} = -3.1\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -16\text{‰}$) sont toutefois, relativement enrichies comparées à celles des apports moyens fixés. Situé sur la droite d'évaporation (REL ; Fig. 2.15) assimilée ici à une droite de mélange, ce point résulterait d'une contamination pour partie lacustre.

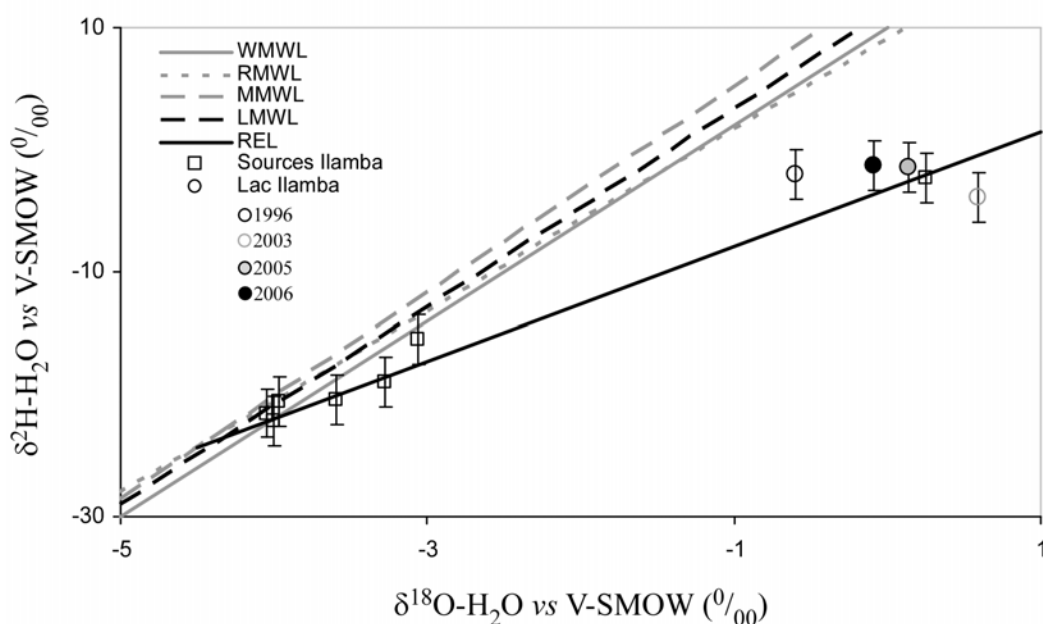


Fig. 2.15 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des eaux environnant le lac Ilamba (carrés vides). Selon un degré croissant d'évaporation sont représentés le ruisseau Ngota (2005), les sources Ilamba (2005 et 2006), Kambaylele (2005), Betwer (2005), l'affluent se jetant dans le lac Ilamba (prélevé à l'embouchure en 2005) et l'exutoire du lac (2005).

Ainsi, la composition de l'affluent n'a pas été prise en compte pour fixer celle des apports en provenance du bassin. De signature évaporée, l'exutoire de surface, les sources Betwer et Kambaylele s'alignent également sur la REL (Fig. 2.15). L'exutoire de surface, témoin de l'existence des pertes lacustres, présente des compositions isotopiques similaires à celles du lac. Les compositions des sources quant à elles, résulteraient d'un mélange entre des apports en provenance du bassin et les eaux lacustres. Sur la base du modèle appliqué au lac Masoko (Delalande et al. 2005), la contribution moyenne des eaux lacustres à ces émergences "aval" est estimée à 16 (Betwer) et 9% (Kambaylele) ce qui démontre, l'existence de pertes lacustres

souterraines. Les compositions de la source Betwer, localisée sur une rive de l'exutoire, apparaissent plus influencées par le panache lacustre d'Ilamba. Aux vues de la position géographique de l'exutoire et des sources, la dispersion du panache semble s'effectuer selon une orientation NNO-SSE.

Conclusion : compositions isotopiques (δQ_i) des apports en provenance des bassins

Les compositions isotopiques des eaux de sources et de rivières de type "non évaporé" (Annexe 2.3) sont plus appauvries en amont soit, au Nord de la zone d'étude et mettent en évidence l'existence d'un gradient altitudinal régional moyen qui mériterait d'être plus finement caractérisé par un suivi des compositions isotopiques des précipitations, des sources et des rivières à l'échelle régionale. De signatures globalement homogènes et constantes pour une altitude donnée, ces eaux semblent appartenir à des réseaux hydrographiques continus drainant en partie des eaux en provenance de l'amont. De faibles variabilités saisonnières et interannuelles, leurs signatures peuvent, toutefois, être localement perturbées par l'hydrothermalisme régional et la dispersion des panaches lacustres mis en évidence aux abords des lacs Masoko et Ilamba.

Ainsi, les compositions isotopiques moyennes des apports en provenance du bassin au lac Masoko sont estimées respectivement à -4.3 et -24‰ en oxygène-18 et deutérium. Etant donné la faible distance d'éloignement qui les sépare du lac Masoko et la signature isotopique comparable de la source Farida située à proximité du lac Katubwi (Annexe 2.3 ; Fig. 2.14), des compositions identiques sont attribuées aux apports des lacs Katubwi et Kyambangunguru. De compositions légèrement plus enrichies, ceux du lac Ilamba ($\delta^{18}\text{O} = -4.1\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -22\text{‰}$) peuvent également définir les compositions des apports au lac Kingiri. Bien que de faible débit, la seule source interne au bassin versant du lac Kyungululu (Nyibukoko) caractérise la signature des apports en provenance de son bassin hydrologique ($\delta^{18}\text{O} = -5.1\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -30\text{‰}$). Aucune source ni rivière n'a été échantillonnée aux environs du lac Itamba. En accord avec le réseau hydrographique de surface, il est probable que la signature des apports d'Itamba soit proche de celle de Kyungululu (Fig. 2.14). D'altitudes plus élevées, la source et la rivière à proximité du lac Itende (Fig. 2.14 ; Annexe 2.3) présentent des compositions isotopiques moyennes plus enrichies ($\delta^{18}\text{O} = -4.6\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -26\text{‰}$) que celles des apports au lac Kyungululu. Les apports, alimentant le lac Kyungululu, prendraient alors leur origine relativement plus en altitude. Échantillonnée à quelques mètres du lac Kiejo,

la rivière de même nom montre des compositions isotopiques appauvries ($\delta^{18}\text{O} = -5.0\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -29\text{‰}$; Fig. 1.2 et Annexe 2.3). Enfin, sur la base de la cascade et la rivière Itembele prélevées sur les flancs du lac Ngozi (Fig.1.2 et Annexe 2.3), les apports en provenance du bassin au lac sont estimés à -5.6 et -34‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, respectivement.

2. 4 Compositions isotopiques de la vapeur atmosphérique évaporante au-dessus des plans d'eau lacustre : **Mbaka Lakes isotopic (^{18}O and ^2H) and water balances: Discussion on the used atmospheric moisture compositions** *Delalande et al. 2008a (IEHS)*

Le paramètre le plus difficile à quantifier dans l'établissement des bilans isotopiques est la signature isotopique de la vapeur évaporée δE dont une mesure directe reste impossible. En se basant sur la relation existante entre δE et la vapeur atmosphérique (δA) au-dessus d'un lac bien mélangé (Craig & Gordon 1965 ; Gonfiantini 1986), une estimation de cette composante des bilans est obtenue :

$$\delta E = (1 / (1 - h + \Delta\varepsilon)) ((\delta L - \varepsilon) / (\varepsilon + 1) - h\delta A - \Delta\varepsilon)$$

Avec h , l'humidité relative, $\Delta\varepsilon$, le coefficient d'enrichissement cinétique fonction de h et ε , le facteur d'enrichissement à l'équilibre fonction de la température (T ; Majoube 1971).

Trois méthodes sont alors proposées pour déterminer la composante δA . L'estimation la plus courante est basée sur (i) l'équilibre isotopique entre les précipitations locales et la vapeur évaporante. L'établissement (ii) des bilans d'un lac terminal peut également être employé quand un tel système se trouve à proximité de la zone d'étude (Bergonzini et al. 2001). Enfin, délicate dans des régions reculées, (iii) la mesure directe de δA constitue le dernier recours. Deux méthodes de prélèvement ont été employées : l'air au-dessus des plans d'eau libre a été piégé in situ à la fois dans (1) des ampoules et (2) des sacs (GAV-200 SGE) munis de septum d'un volume de 100ml. Les résultats obtenus avec la deuxième méthode ne furent pas concluant (Fig. 2.16) c'est pourquoi, seule la première sera ici commentée ; la technique de prélèvement via les sacs restant à mettre au point (amélioration des septums et de la technique de récupération des gaz piégés à l'intérieur des sacs).

Dans le but de déterminer δA et de dresser tout d'abord les bilans hydrologiques des lacs de la Mbaka (Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba et Kingiri), ces différentes méthodes sont appliquées à la zone d'étude puis discutées sous la forme d'un article accepté en décembre 2007 et publié en mars 2008 par le Journal IEHS (Isotopes in Environmental and Health Studies). Cet article fera parti d'un numéro spécial dont l'édition fait suite au workshop international "Isotopic Effects in Evaporation" (Mai 2006 ; Annexe 2.6). Les bilans isotopiques et hydrologiques des autres systèmes lacustres présentés (Kyungululu, Itamba, Itende, Kiejo et Ngozi) seront ensuite établis.

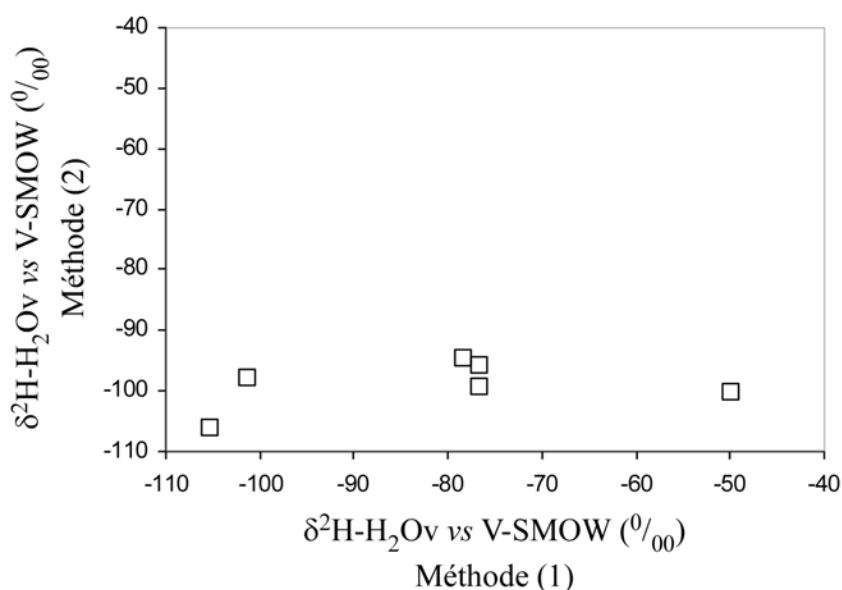


Fig. 2.16 : Comparaison des compositions en deutérium de la vapeur atmosphérique échantillonnée au-dessus des plans d'eau libre étudiés, obtenues à partir des méthodes de prélèvement via (1) les ampoules et (2) les sacs GAV-200.

MBAKA LAKES ISOTOPIC (^{18}O AND ^2H) AND WATER BALANCES: DISCUSSION ON THE USED ATMOSPHERIC MOISTURE COMPOSITIONS

Delalande Manuëlla^{*}, Bergonzini Laurent, Massault Marc

UMR-CNRS 8148 IDES, Université Paris-Sud, Bât 504, 91405 Orsay cedex, France.

* Corresponding author E-mail: manuella.delalande@u-psud.fr

Abstract The water balances of small crater lakes Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba, Kingiri, located north of Lake Malawi (Tanzania), are established with the Craig-Gordon model of evaporation. In this approach, it is difficult to evaluate the isotopic composition of evaporated vapour (δE), which is indirectly estimated from the atmospheric moisture signature (δA). Given that the "precipitation equilibrium" approach does not lead to realistic solutions in this tropical region, the lake balances are established and discussed from both the sampled δA and those derived from the terminal Lake Rukwa. The mean local sampled signature (δA_m : $\delta^{18}O = -13.7 \text{ ‰}$ and $\delta^2H = -76 \text{ ‰}$) is inferior to that derived from Lake Rukwa (δA_{tl} : $\delta^{18}O = -10.4 \text{ ‰}$ and $\delta^2H = -64 \text{ ‰}$), which may be due to altitudinal and latitudinal effects but both are influenced by recycling continental vapour. Water balances enable us to confirm and quantify high inflows and groundwater outflows that account for typologies of Mbaka lakes. The proposed sampling and measurement method allows us then to access in far-away regions reasonable moisture compositions.

Keywords Atmospheric moisture; Craig-Gordon model; Crater lakes; Lake Masoko; Hydrogen-2; oxygen-18; Water balance

2.4.1 Introduction

Since the early years of isotopic hydrology, the stable isotopes, 2H and ^{18}O have been shown to be, by applying the Craig-Gordon model of evaporation, one of the most useful tracers of evaporative processes (Gat 1970; Gat 1981; Gibson et al. 1999) in establishing lake water balances and specially in quantifying the interactions between lake and groundwater (Gonfiantini 1986; Krabbenhoft et al. 1990). The stable isotope method of determining lake water balance is based on the fact that the evaporation leads to a measurable in the lake water δ^2H and $\delta^{18}O$ increase. During evaporation, the vapour released from the lake is depleted in heavy isotopes with respect to the liquid, because heavy isotopic species are less volatile than the lightest, most abundant ones. The degree of lake water isotopic enrichment is controlled by evaporation and so by meteorological variables, such as the atmospheric humidity over the lake and water temperature, and is correlated with the lake budget. The isotopic composition of evaporating water will evolve along a ($\delta^{18}O$, δ^2H) line,

with a slope significantly smaller than 8, commonly called the evaporation line (Gonfiantini 1986).

If, in the stable isotope method of determining lake water balance, the different liquid flux compositions (precipitation on the lake surface, surface inflow and outflow, groundwater inflow and outflow) can be easily determined by reasonable assumptions and proper sampling, the quantification of the isotopic composition of the evaporative vapour flux (δE) is more difficult (Gat 1970; Gat 1981; Gibson et al. 1999). As δE cannot be measured, it is indirectly calculated by using boundary-layer mass transfer models as the Craig-Gordon (1965) ones. The δE compositions are then calculated from considered mean values of (i) lake water compositions (ii) above-lake moisture compositions (iii) relative humidity and (iv) lake water temperature. In the above parameters, the relative humidity is difficult to evaluate even if continuous measurements are available on the lakeshore (Gonfiantini 1986). The atmospheric moisture isotopic composition (δA) is also a parameter rather difficult to evaluate with a good degree of accuracy (Dinçer 1968; Zuber 1983). Different techniques can be applied to fix δA , but they all present some inconveniences.

The most commonly employed method is based on the assumption that δA is in isotopic equilibrium with precipitation (δP). In this case, δP may be estimated from the weighted sampling of precipitation over a selected time interval, or alternatively, as the intersection of the local evaporation line and Regional Meteoric Water Line (Gibson et al. 1993). The "precipitation equilibrium" approach has been applied on many natural lakes (Zuber 1983; Gibson et al. 1993). One of the problems in considering δA from δP (Krabbenhoft et al. 1990) in continental environment is that δA_p presents insufficient deuterium excess (D-exc) because of the non-consideration of the recycling terrestrial moisture in the local atmospheric pool. This effect has also been noted for the Great Lakes Region (Gat et al. 1994), Amazon Basin (Gat & Matsui 1991) as elsewhere. Secondly, it is admitted that this method does not work satisfactorily in arid or semi-arid regions. This method only allows estimating moisture compositions associated with the rains but provides no information about its compositions during dry periods.

An alternative method of estimating atmospheric moisture compositions uses water compositions of an evaporation pan operated on the lakeshore, which simulates the behaviour of a terminal lake placed under analogous climatic conditions (Dinçer 1968; Merlivat 1970). This terminal lake approach had been already applied in South-West Tanzania by establishing the isotopic and water balances of the terminal Lake Rukwa (Bergonzini et al. 2001).

The third approach lies in direct moisture sampling. One technique consists in vapour trapping of cryogenically suitable volumes (Helliker et al. 2002) without inducing isotopic fractionation during a long and continuous follow-up. This method can be difficult in natural situations due to logistical complications, as important equipments are required.

Here, the isotopic and water budgets of a series of small maar lakes (the “Mbaka” lakes: 9-10° S, 33-34° E) from a wet volcanic tropical environments (Rungwe highlands) in the East African Rift System are investigated with the Craig-Gordon model (Craig & Gordon 1965; Gonfiantini 1986). The water balances of these lakes have been recently estimated (Delalande et al. 2008b) with the Craig-Gordon model and the atmospheric moisture obtained from the terminal Lake Rukwa (Bergonzini et al. 2001). In fact, it was shown that for these lakes that δA_p was not appropriate (Bergonzini et al. 2001) because this approach takes into account lower continental recycling effects, inducing unrealistic solutions. In this study, local atmospheric moisture samples and measurements are presented as the new lake water data set. The 'Mbaka lakes' isotopic and water budgets obtained from both sampled atmospheric moistures and those derived from Lake Rukwa are compared and discussed.

2.4.2 The Mbaka lakes

The Mbaka maar lakes are located to the South of Mount Rungwe, in the northern watershed of Lake Malawi, in Tanzania (Fig. 2.17). The five studied phreatomagmatic lakes of the Late Pleistocene age that were studied are aligned along a NW-SE trend on the downlift of the Mbaka, on both sides of the Mbaka river: Lakes Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba and Kingiri. A summary of the lake features is given in Table 2.4, their surfaces (A_L) range from 0.01 to 0.42 km² for total catchments surface (A_C) estimated between 0.13 and 3.67 km². Except Lake Ilamba, all these lakes are closed hydro-systems, which means that no surface outlets are observed. The northern Lake Masoko is the largest with a volume of $8.9 \cdot 10^6$ m³ (Garcin et al. 2006b). The lake level is supported by a shallow aquifer that flows from northwest to southeast (Delalande et al. 2005). The smallest and shallowest Lake Katubwi in the South is a catchment area that has agricultural fields surrounding the marshy environment of the lake. On the left bank of Mbaka River, the shallow Lake Kyambangunguru is a steep forested catchment, while an ombrotrophic peat-bog occupies the lake. The latter experiences an almost complete dry-out at the end of the dry

II. Apports des isotopes stables de la molécule d'eau aux bilans hydrologiques des lacs de la région du Rungwe

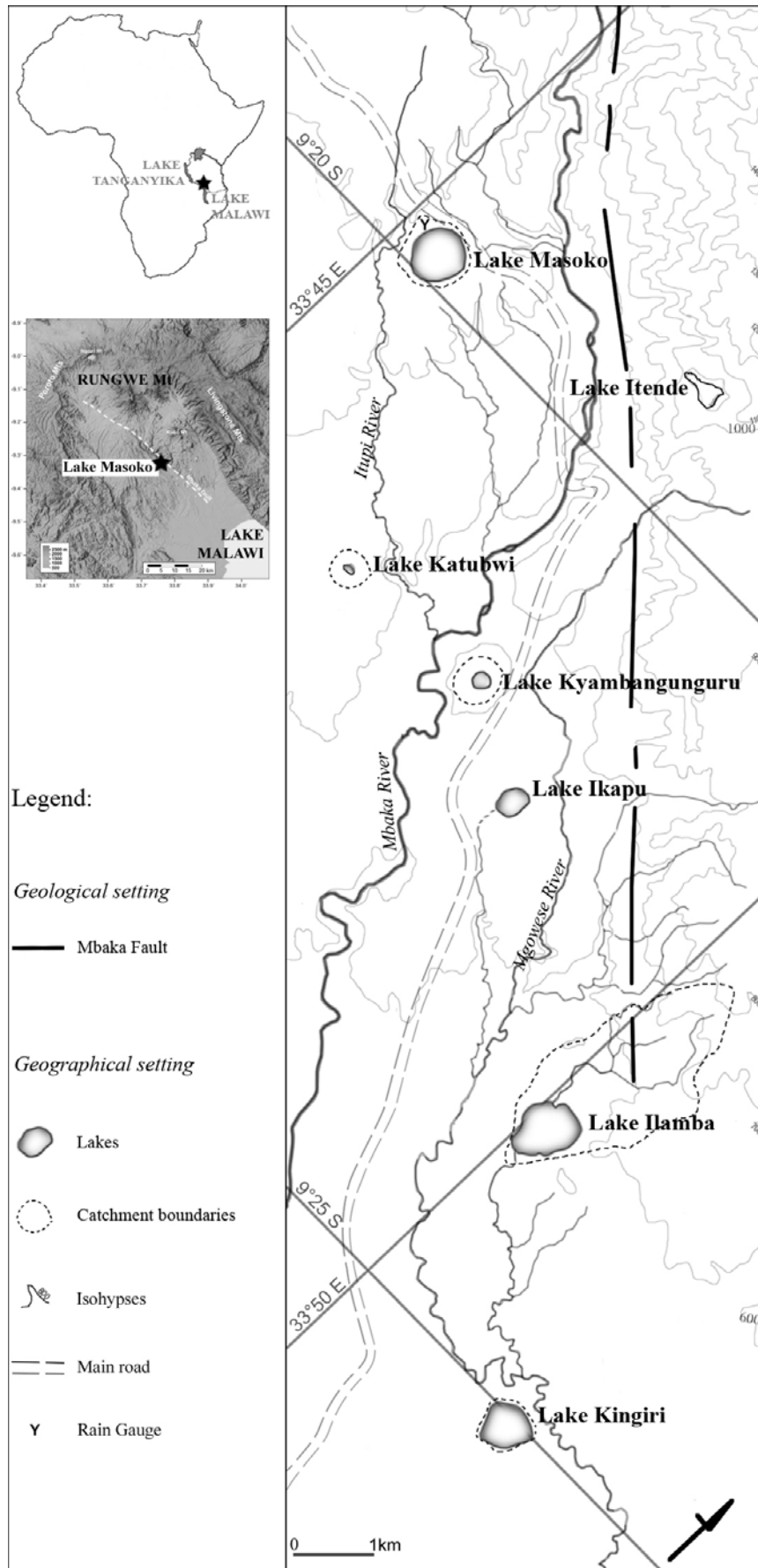


Fig. 2.17: Location map

season and its water depth reaches ~ 1 m at the end of the rainy season. The opened Lake Ilamba presents permanent surface inlet and outlet draining a few dozen $l\ s^{-1}$. The southernmost lake is Lake Kingiri, which shows the smallest catchment relative to the lake surface (A_L/A_C ; Table 2.4).

Lakes	Latitude	Longitude	Alt. m	A_L km^2	A_C km^2	A_L/A_C	Max. D. M	Vol. $10^6\ m^3$
Masoko	9°20' S	33°45' E	845	0.38	0.57	0.67	37	8.91
Katubwi	9°22' S	33°46' E	735	0.01	0.13	0.11	2	0.03
Kyambangunguru	9°22' S	33°48' E	663	0.04	0.20	0.20	1	0.04
Ilamba	9°24' S	33°50' E	548	0.42	3.67	0.12	23	7.01
Kingiri	9°25' S	33°51' E	515	0.27	0.34	0.79	34	5.37

Table 2.4: Geographical and morphological features of the Mbaka lakes (Alt.: Altitude; A_L : Lake Area; A_C : Catchment Area considering both lake and drainage surfaces; Max. D.: Maximum Depth; Vol.: estimated lake Volume).

The climate is seasonal, with a fairly constant southerly wind controlled by the African Monsoon strength and the migration of the Intertropical Convergence Zone. Average temperatures are about 24-25 °C with a low seasonal variability. The dry season occurs from May to October, and is characterised by cooler conditions. The wet and warm season occurs from November to April, with a peak rainfall in April. This specific and homogeneous (Basalirwa et al. 1999) climate is characterised by specific annual rainfall rates (2.4 and 2.5 $m\ yr^{-1}$ recorded at Tukuyu and Musekera, which are 12 km apart), showing a strong interannual co-variability. The high rainfall values are linked to the vicinity of Lake Malawi south of the 3000 m Rungwe ridge. Evaporation from Lake Malawi overloads the ascending air masses with moisture, while the northern and eastern highlands favour cloud condensation (Bergonzini et al. 2001; Basalirwa et al. 1999; Kerr Cross 1891). Owing to the heavy precipitation, the rivers draining the Rungwe show high annual discharges. The Mbaka River (Fig. 2.17) has a flow rate of $0.74\ km^3\ yr^{-1}$ (for a $645\ km^2$ catchment), corresponding to a water stage of 1.1-1.2 $m\ yr^{-1}$ or 45-50% of the annual precipitation. The maximum (280 $mm\ month^{-1}$) and minimum (25 $mm\ month^{-1}$) monthly flows, respectively, occur during the April precipitation peak and after the dry season (November). According to local people, spring discharges are permanent and relatively constant at seasonal and interannual scales.

2.4.3 Approach based on the Craig-Gordon model

The hydrology of Mbaka lakes is investigated by coupling water (equation 1) and both stable isotopes (equations 2a and b) mean yearly budgets (H_2O , $\delta^{18}O$, δ^2H), considering that lake volume as its isotopic signature are at equilibrium with environmental conditions and do not change with time. In this approach, the isotopic compositions of evaporated water (δE) are reconstructed owing to the Craig-Gordon model of evaporation (1965). This system of three equations (1, 2a and b) relies on both (i) hydro-climatic and (ii) isotopic variables. These variables are the terms of the water balance: precipitation (P), evaporation (E), inflow (Q_i) and outflow (Q_o), the lake temperature (T), the humidity (h), and the isotopic compositions of total inputs (δI ; with $I = P + Q_i$), outflows (δQ_o), lake water (δL) and atmospheric moisture (δA), T, h and δA allowing to assess the evaporated vapour (δE ; Gonfiantini 1986). In order to simplify the calculation, the parameter (x ; equations 3a and b), which corresponds to the fraction of the input water lost by evaporation ($x = E/(P+Q_i)$ or E/I) is commonly introduced (Gonfiantini 1986).

$$P + Q_i = Q_o + E \quad (1)$$

$$P \delta^{18}OP + Q_i \delta^{18}OQ_i = Q_o \delta^{18}OQ_o + E \delta^{18}OE \quad (2a)$$

$$P \delta^2HP + Q_i \delta^2HQ_i = Q_o \delta^2HQ_o + E \delta^2HE \quad (2b)$$

$$x^{18}O = ((\delta^{18}OQ_o - \delta^{18}OI) (1-h+\Delta\epsilon)) / (\delta^{18}OQ_o (1+\Delta\epsilon-1/\alpha) + h(\delta^{18}OA - \delta^{18}OQ_o) + \Delta\epsilon + \epsilon/\alpha) \quad (3a)$$

$$x^2H = ((\delta^2HQ_o - \delta^2HI) (1-h+\Delta\epsilon)) / (\delta^2HQ_o (1+\Delta\epsilon-1/\alpha) + h(\delta^2HA - \delta^2HQ_o) + \Delta\epsilon + \epsilon/\alpha) \quad (3b)$$

Where $\Delta\epsilon$ corresponds to the kinetic fractionation coefficient (h -dependent; Gonfiantini 1986), ϵ the equilibrium fractionation coefficient (T-dependent; Majoube 1971) and α the equilibrium fractionation factor (T-dependent; Majoube 1971).

In the investigation presented below, P, E, T as well δI , δQ_o , δL and δA are fixed from available data and new samplings and measurements. These fixed variables allow us to calculate of the three chosen unknown parameters which are the relative humidity (h; difficult to evaluate; Gonfiantini 1986), and the values of the fraction of inputs lost by evaporation (x) obtained from both isotope couples ($x^{18}O$, x^2H ; equations 3a and b). Next, the x values enable us to quantify inflows from the catchment (Q_i) and outflows (Q_o) and then to determine each lake's water budget.

This approach has been previously applied to Lake Masoko (Bergonzini et al. 2001) and proposed Mbaka lakes (Delalande et al. 2008b) as also other East African lakes (Payne 1970; Darling et al. 1990; Kebede et al. 2002). However, the aim of this study is to compare the results obtained with two respective independent estimations of δA , and then to test the accuracy of proposed calculations according to each method. In the next section, the fixed hydro-climatic and isotopic parameters used in the three-equations system (equations 1, 3a and 3b) are presented, whereas the resulting estimated x and water balances are given in the following part.

2.4.4. Fixed parameters

2.4.4.1 Hydro-climatic variables

In view of the closeness of the Mbaka lakes and practically identical climatic and environmental conditions, the precipitation (P), the evaporation from lake surface (E) and the lake surface temperatures (T) are considered as homogeneous over the five hydro-systems.

Precipitation over lake surface (P)

The annual precipitation is fixed at 2.45 m yr^{-1} , in accordance with monthly regional records (Tukuku, Musekera) since the beginning of the last century, and with daily local records on the Masoko lakeshore since 2001 (RESON data; Fig. 2.17).

Evaporation from lake surface (E)

The potential evaporation rates are more constant along the year as compared to precipitations. Taking into account the altitude and cloud cover conditions, an annual evaporation rate from free water of 1.9 m yr^{-1} is considered here, a lower value than the maximum one estimated at 2.2 m yr^{-1} on the shores of Lake Malawi (Bergonzini et al. 2001).

Lake surface temperature (T)

A mean lake surface temperature of 24.5°C is considered in accordance with the deep lake bottom temperatures, fresh spring ones ($24.6 \pm 1^\circ\text{C}$), and mean annual air temperature.

Indeed the lake surface temperatures present small variations through the year, also through the day, and all presently available field measurements range from 20 to 35°C. Temperatures are generally higher during the warm rainy season.

2.4.4.2 Isotopic variables

As for hydro-climatic variables the input compositions (δI), which correspond to the sum of direct precipitation (P) and inflow from the catchments (Q_i) as the atmospheric moisture signature (δA) are assumed homogeneous for and over the lakes studied. All isotopic analyses were performed by mass spectrometry at IDES laboratory and are expressed in ‰ vs V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) with an assumed analytical precision of 0.15 and 2 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$.

Lakes isotopic compositions ($\delta^{18}\text{O}_L$ and $\delta^2\text{H}_L$)

The Mbaka lake waters were collected during three campaigns at respectively the end of the dry (D; November 2003 and September 2006) and rainy seasons (R; March 2005). The surface waters of Lakes Masoko, Kyambangunguru and Ilamba were systematically investigated, whereas Lake Kingiri was sampled in 2003 and 2006, and Lake Katubwi in 2005 and 2006. Analyses were performed on a VG-602C, SIRA 10 after the Epstein and Mayeda (Epstein & Mayeda 1953) preparation for ^{18}O , and Coleman et al. (1982) for ^2H , or on a Finnigan Delta Plus by equilibration (Table 2.5). Their compositions range from 4.3 to -1.9 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and from 16 to -15 ‰ for $\delta^2\text{H}$ (Table 2.5, Fig. 2.18). They show evaporated signatures and are aligned on a relatively well defined, significant and considered single Regional Evaporation Line (REL: $\delta^2\text{H} = 4.9 \delta^{18}\text{O} - 2.2$; Fig. 2.18), close to the proposed one with 2003 and 2005 data set (Delalande et al. 2008b). By increasing evaporative stages Lakes Katubwi, Ilamba and Kyambangunguru, Masoko and Kingiri are found. Furthermore, it must be underlined that voluminous lakes present more stable compositions with time whereas the shallowest (Katubwi, Kyambangunguru) show more variable signatures. Lakes showing low A_L/A_C ratios (Table 2.4) are overall the most depleted, while the others (as Lakes Masoko and Kingiri) are more enriched. The position of each lake along the REL indicates the degree of evaporation.

Lakes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			$\delta^2\text{H}$ (‰)		
	03	05	06	03	05	06
Masoko	3.2	2.7	3.0	13	11	14
Katubwi	-	-1.9	2.1	-	-15	9
Kyambangunguru	3.4	-0.8	0.2	16	-7	7
Ilamba	0.6	0.0	-0.1	-4	-3	-1
Kingiri	4.3	-	4.3	15	-	20

Table 2.5: Isotopic compositions (expressed in ‰ vs V-SMOW) of Mbaka lakes, sampled at the end of the dry season in November, 2003 and September, 2006 ("03" and "06") and at the end of the rainy season in March, 2005 ("05").

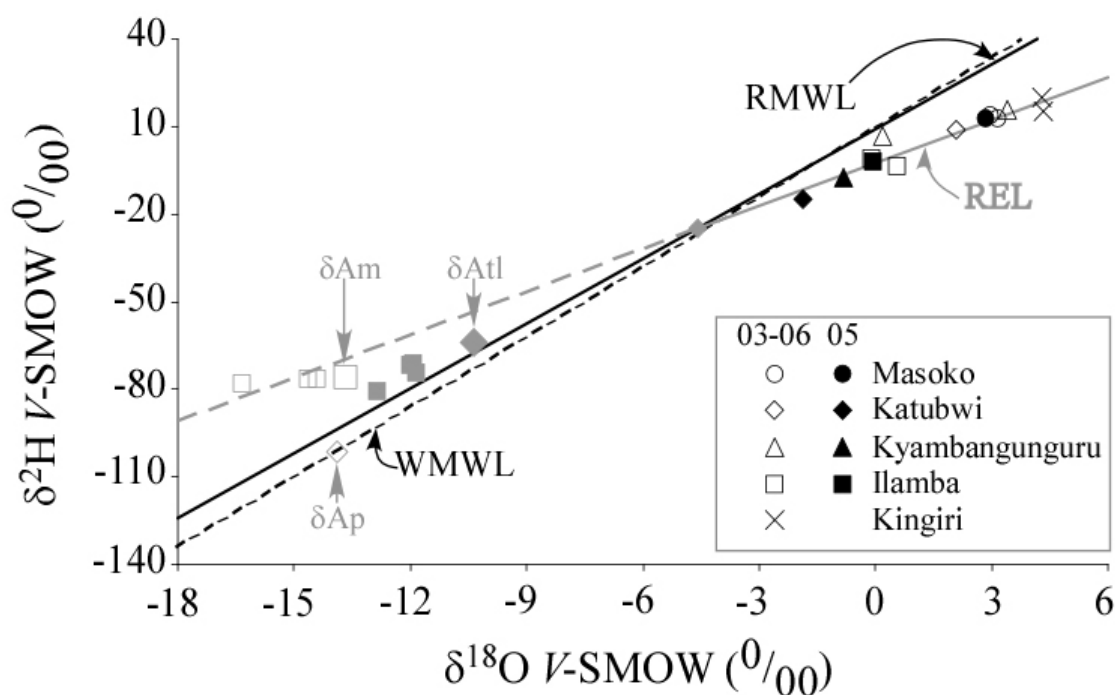


Fig. 2.18: $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram. The measured atmospheric moistures (δAm) are represented by grey squares, the big one corresponding to the average compositions. The atmospheric moisture derived from terminal Lake Rukwa (δAtl) is symbolised by a large grey diamond. A small grey diamond corresponds to the inflows compositions whereas the blank one located on the WMWL (World Meteoric Water Line) represent δAP compositions at equilibrium with precipitation. All full points correspond to samples collected during the rainy season (March, 2005) whereas the blank symbols characterise the samples of the dry season (November, 2003 and September, 2006). The legend of the Mbaka lakes, which defined the Regional Evaporation Line (REL), is reported on the diagram, the Regional Meteoric Water Line (RMWL) is also represented.

Outflow compositions ($\delta^{18}O_{Qo}$ and δ^2H_{Qo})

It is assumed that the outflow compositions correspond to those of the lakes ($\delta Q_o = \delta L$; Table 2.5). In fact, the surface water compositions of Lake Masoko are relatively constant in view of its maximum variations (not shown) obtained from a two-year monthly survey (0.8 ‰ for ^{18}O and 5 ‰ for 2H ; RESON data) and its relative homogeneous water column (Delalande et al. 2005). Given their low depth (Table 2.4), the surface waters of Lakes Katubwi and Kyambangunguru are assumed as being representative of all lakes. The surface compositions of Lake Ilamba are used according to (i) its homogeneous 2005 and 2006 water column (not shown) and (ii) its relative constant compositions. For Lake Kingiri, the 2003 and 2006 surface samples, which confirm the 1996 values (Bergonzini et al. 2001), are used. For the next calculations each own measured δL is used to show potential variations on time scale.

Input compositions ($\delta^{18}O_I$ and δ^2H_I)

In order to confirm the previously used (Delalande et al. 2005) and proposed (Delalande et al. 2008b) regional input compositions ($\delta^{18}O_I = -4.5$ ‰ and $\delta^2H_I = -24$ ‰), rainfalls, groundwater, springs and rivers had been sampled in 2006 for stable isotope analyses. Results (not shown) are obtained on a Finnigan Delta Plus by equilibration and allow to confirm the above compositions. It can be noted that these selected compositions almost correspond to the REL and RMWL (Rozanski et al. 1996) intersection.

Atmospheric moisture compositions obtained from the terminal lake approach ($\delta^{18}O_{Atl}$ and δ^2H_{Atl})

The δ_{Atl} considered as 'regional' atmospheric vapour compositions are assessed from isotopic budgets of terminal Lake Rukwa, located north of the Mbaka lakes, where inputs from precipitation (0.9 m yr^{-1}) and runoff (1.1 m yr^{-1}) are compensated by evaporation (2.0 m yr^{-1}). The atmospheric vapour compositions inferred from Lake Rukwa isotopic budgets were previously calculated at -10.4 ‰ in ^{18}O and -64 ‰ in 2H , from Rukwa project 1996 lake, spring and river samples (Bergonzini et al. 2001).

Measured atmospheric moisture compositions ($\delta^{18}O_{Am}$ and δ^2H_{Am})

In order to assess local moisture compositions, several air samples have been collected above Lakes Masoko and Ilamba (Fig. 2.17 and Table 2.6) in March 2005 and September 2006. The method used consists in collecting air with phials of 0.5 l, which were vacuumed.

In the field, the phials are opened above the lake surfaces whereas the vacuum quality is measured by an acoustic control, then the system is closed when the chemical as isotopic equilibriums are considered attained. Simultaneously, (i) the surface lake water temperatures and (ii) the above-lake surface air temperatures as relative humidity are measured (Table 2.6). At the laboratory, CO₂ gas and H₂O vapour are separated in a vacuum line equipped with a precision pressure gage. Temperature and respective gas pressures are measured in order to control the quantity of collected H₂O and CO₂ with regard to field measurements and the literature data. $\delta^2\text{HAm}$ are determined from trapped H₂O, by the Coleman et al. (1982) method on a VG-602C. $\delta^{18}\text{OAm}$ are reconstituted from $\delta^{18}\text{O-CO}_2$ values measured on a SIRA 10, assuming isotopic equilibrium between CO₂ and H₂O, in laboratory but especially in field.

Sampling sites	Date & local time		h	Ta	$\delta^{18}\text{O-CO}_2\text{g}$	$\delta^{18}\text{O-H}_2\text{Ov}$	$\delta^2\text{H-H}_2\text{Ov}$	D-exc
	day	hour	%	°C	‰	‰	‰	‰
Masoko	16/03/05	20	73	28	-7.5	-16.3	-78	52
Ilamba	16/03/05	11	82	30	-5.9	-14.6	-77	41
Ilamba	16/03/05	17	70	30	-5.6	-14.4	-77	39
Masoko	03/09/06	17	67	30	-3.4	-12.0	-72	24
Masoko	03/09/06	17	67	30	-3.2	-11.8	-74	20
Masoko	08/09/06	15	80	26	-3.2	-11.9	-71	24
Ilamba	02/09/06	13	73	22	-4.0	-12.8	-81	22
Mean considered δAm						-13.7	-76	33

Table 2.6: Measured ($\delta^2\text{H-H}_2\text{Ov}$) and reconstituted ($\delta^{18}\text{O-H}_2\text{Ov}$) from equilibrium with $\delta^{18}\text{O-CO}_2\text{g}$, atmospheric vapour compositions (δAm). Samples were collected during 2005 and 2006 campaigns. h and Ta are relative humidity and air Temperature recorded during δA sampling. D-exc corresponds to deuterium excess values. CO₂g (gas) and H₂Ov (vapour) compositions are, expressed vs PDB and SMOW respectively.

Their deuterium and oxygen compositions range between -71 to -81 ‰ and between -11.8 to -16.3 ‰, respectively (Table 2.6). They are all in the same range especially in regard to deuterium compositions and above the RMWL (Fig 2.18). Sampled vapours are not in equilibrium with rainfall as they present higher deuterium excess (D-exc; between 20 and 52 ‰; Table 2.6 and Fig. 2.18); even if in accordance with precipitation seasonal variability (Rozanski et al. 1996) moistures are more depleted during rainy season. This D-exc is interpreted as the result of vapour contamination, a few kilometers away from Lake Malawi. Higher vapour D-exc during the rainy season suggest sub-cloud partial evaporation of precipitation, given some additional high D-exc vapour in the local atmosphere pool. The

mean compositions of Mbaka atmospheric moisture are obtained from these analytical results, considering a mean composition for the duplicated 2006 Masoko samples (allowing to be confident about the sampling reproducibility), at -13.7 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -76 ‰ in $\delta^2\text{H}$ (Table 2.6). These mean isotopic compositions are assumed as representative of both annual and spatial scales (Table 2.6).

2.4.5 Application to the Mbaka lake balances

According to the fixed variables above, and assuming lake budgets equilibrium, the unknown h , $x^{18}\text{O}$ and $x^2\text{H}$ parameters are determined using the Craig-Gordon model applied to lake balances (equations 1, 3a and b), for each lake, field campaign measured δL and atmospheric moisture signature. In accordance with the assumed homogeneous and representative P , E , T , δI , δA variables and the well aligned and correlated ($r = 0.97$) δL along the REL, h is assumed homogeneous above the lakes series and is determined from the REL slope. The relative humidity (h) is calculated for a temperature of 24.5 °C at 60% for δAtl and at 55% for δAm . These humidity values are used to calculate the fraction of inputs lost by evaporation (x) for both isotopes ($x^{18}\text{O}$ and $x^2\text{H}$). The x results between ^2H and ^{18}O are associated with little variations (4%). The highest difference (17%) observed for the Lake Kyambangunguru 2006 sample is linked to its contamination by precipitation that occurred one day before. Indeed, differences are minimums for lakes, whose compositions are on or near the REL. The x values obtained from terminal lake (δAtl) are more homogeneous than δAm ones. Only mean x obtained from both isotopes and considered δA are reported in Table 2.7, for each lake and campaign.

For irrespective of campaign, lake and δA , as $P-E$ let it suppose, mean x are inferior to 1 and vary from 8% (for Lake Katubwi in 2005 and δAtl) to 73% (for Lake Kingiri in 2006 and δAm ; Table 2.7). Lakes showing the strongest evaporation degrees, as Kingiri or Masoko, account for the highest x values, whereas lakes with compositions close to the inputs, as Lake Ilamba, fit with a lower x . Although x 's rough estimates are the same as used δA , x_m deduced from measured δA values are higher than derived from the terminal lake approach (x_{tl}). The mean absolute difference between x_m and x_{tl} is of 8% (with a standard deviation of 3%) and increases with x from around 5% for Lake Ilamba to 14% for Lake Kingiri. Furthermore, for

δA and between each campaign, x are relatively constant (do not exceed 6%) for the deepest lakes (Lakes Masoko, Ilamba and Kingiri, which present maximum inertia), while the shallow Lakes Katubwi and Kyambangunguru present significant variability. It is evident that, for these shallow lakes with seasonal depth and composition variations, timely samplings do not allow us to use this approach, and give only a first hydrological picture.

Lakes	Campaigns	X_m %	x_{tl} %	P m.yr ⁻¹	E m.yr ⁻¹	Q _{im} m.yr ⁻¹	Q _{itl} m.yr ⁻¹	Q _{om} m.yr ⁻¹	Q _{otl} m.yr ⁻¹
Masoko	2003	55	45	2.45	1.90	0.98	1.77	1.53	2.32
	2005	53	43	2.45	1.90	1.12	1.97	1.67	2.52
	2006	56	45	2.45	1.90	0.96	1.77	1.51	2.32
Katubwi	2005	11	8	2.45	1.90	15.10	21.30	15.65	21.85
	2006	45	37	2.45	1.90	1.77	2.69	2.32	3.24
Kyambangunguru	2003	61	50	2.45	1.90	0.66	1.35	1.21	1.90
	2005	18	14	2.45	1.90	8.28	11.12	8.83	11.67
	2006	34	27	2.45	1.90	3.22	4.59	3.77	5.14
Ilamba	2003	26	20	2.45	1.90	4.96	7.05	5.51	7.60
	2005	24	19	2.45	1.90	5.34	7.55	5.89	8.10
	2006	25	20	2.45	1.90	5.19	7.05	5.74	7.60
Kingiri	2003	67	55	2.45	1.90	0.40	1.00	0.95	1.55
	2006	73	59	2.45	1.90	0.17	0.77	0.72	1.32

Table 2.7: Mbaka lake water balances established for both measured mean atmospheric moisture compositions (δA_m) and Lake Rukwa derived ones (δA_{tl}) with both respective relative humidity of 55% (h_m) and 60% (h_{tl}) determined from the REL slope. x_m , x_{tl} correspond to the mean factor of inputs lost by evaporation and P, E, Q_{im}, Q_{itl}, Q_{om}, Q_{otl} are expressed in m.yr⁻¹ related to each respective lake surface.

The fractions of inputs lost by evaporation (x) induce direct lakes inflow (Q_i) and outflow (Q_o) variations as higher x imply lower water fluxes (Table 2.7). In view of proposed x_m and x_{tl} , Q_m are lower compared to Q_{tl} deduced from terminal Lake Rukwa. Although Q_m can be up to twice time as high (as for Lake Kingiri) as that derived from the terminal lake method (Q_{tl}), both approaches give close estimations of water balances of lakes with lower evaporated as Lake Ilamba (Table 2.7). As for x and δL , the simulated lake budget variability is the maximum for the shallow lakes. Anyway, the two calculations based on δA_m and δA_{tl} , are quite in accordance since both support the existence of significant inflows from the

catchments but especially, as these lakes are without surface outlet, significant underground outflows.

2.4.6 Conclusions

In such an environment punctuated by dry periods, the atmospheric moisture compositions, determined from "precipitation equilibrium" approach, does not lead to physical solutions. The atmospheric compositions calculated from the terminal Lake Rukwa (δA_{tl} ; -10.4 ‰ for $\delta^{18}O$ and -64 ‰ for δ^2H ; Bergonzini et al. 2001), present, by recycling effect, an important D- exc (19 ‰). A sensitivity study of δA_{tl} shows that, even for the most evaporated and enriched lakes, δA variations of ± 2 ‰ in ^{18}O and ± 10 ‰ in 2H have a lower than $\pm 5\%$ effect on x . As Lake Rukwa is far from Mbaka and precipitation are twice time as low, the assumed regional values of δA_{tl} may be questioned. In order to assess the Mbaka atmospheric moisture signature (δA_m), the used method finally rests on assumptions of equilibrium between $^{18}O-CO_2$ gas and $^{18}O-H_2O$ vapour above the lake, but nevertheless the quantity of H_2O vapour is abundant enough compared to CO_2 . If considering light fractionation during the extraction, the proposed δ^2H_{Am} is a minimum inducing x maximum values. δA_m presents also important D-exc (Table 2.6), which may result from Lake Malawi moisture and sub cloud evaporation. The relative coherences between the samples allow us to be confident in the proposed mean values (-13.7 ‰ for $\delta^{18}O$ and -76 ‰ for δ^2H). In agreement with altitude and latitude of Lakes Rukwa and Mbaka, δA_m are more depleted than δA_{tl} , but both remain consistent with measured ($\delta^{18}O_A = -12$ ‰; Kebede et al. 2008) and calculated ($\delta^{18}O_A = -10.5$ ‰; Gonfiantini et al. 1973; $\delta^{18}O_A = -11.8$ ‰; Kebede et al. 2001) Ethiopian moisture compositions.

Considering that T has little influence on proposed water balances, in view of Craig-Gordon approach, the accurate estimations of lake water balances are obtained for the deepest lakes and for low evaporated signature, as Lake Ilamba. Conversely, for the shallow lakes, which present important composition variations, the initial assumption of equilibrium is not relevant. Shorter time scale isotopic follow-up and simulations appear necessary for investigating, more precisely, their water balances. Finally, x are estimated at 50% for Lake Masoko, inferior to 50% for Lake Katubwi, between 20 and 50% for Lake Kyambangunguru, at 20-25% for Lake Ilamba, and around 60% for Lake Kingiri. Estimated inflows are

particularly important for systems associated with the lowest A_L/A_C ratio (Lakes Katubwi, Kyambangunguru and Ilamba; Tables 2.4 and 2.7). Significant groundwater outflows, already detected by Lake Masoko downstream springs isotopic contamination (Delalande et al. 2005), are then controlling the lake-levels. This rosary of Lakes constitutes then a series of windows on the local shallow aquifer.

Although error linked to h and δA determination, the Craig-Gordon approach remains an adapted tool to reveal and quantify lake-groundwater interactions. Even if variability is observed between x_{Atl} and x_{Am} , the proposed method allows us to access a first estimation, in faraway regions, of moisture compositions, as lake balances obtained remain comparable and confirm significant groundwater losses, and then remains a reasonable alternative way in the regions without terminal lake.

Acknowledgements:

We acknowledge the scientific support of the Institute of Resource Assessment of University of Dar es Salaam and especially Stefen Kajula. Ezekiel Mwandapile, Abdallah Issah, Mwenge Jenk and the Masoko Lwifwa community are warmly thanked for assisting us during fieldwork. The helpful discussions and comments of Jean-Luc Michelot as both reviewers are gratefully acknowledged. The scientific committee and the participants of the "International Workshop on Isotopic Effects in Evaporation" are thanked for their cordiality. This research was supported by the CLEHA project of the ECLIPSE program (INSU) defended in particular by David Williamson who is warmly thanked. This is a publication of the Rungwe Environmental Science Observatory Network (RESON), and is dedicated to Professor J-Ch. Fontes.

2. 5 Bilans isotopiques et hydrologiques des autres systèmes lacustres présentés

Sur le même principe que l'étude précédente, les bilans isotopiques et hydrologiques annuels des lacs situés sur le compartiment supérieur de la faille Mbaka (Itende, Kyungulu, Itamba ; Fig. 1.2), du lac Kiejo ainsi que du lac Ngozi, localisé à l'extrémité Nord de la zone d'étude (Fig. 1.2), sont établis. Les lacs Itende, Kyungulu, Itamba

et Kiejo ont été explorés pour la première fois en septembre 2006 (saison sèche) tandis que le lac Ngozi a été, à plusieurs reprises, échantillonné lors de saisons sèches (novembre 2003 et septembre 2006) et des pluies (mars 2005). Les caractères morphologiques des différents lacs sont récapitulés dans la Table 1.3. Comparables à celles du lac Katubwi, une estimation grossière des surfaces du lac et du bassin versant du Kiejo est obtenue mais, une étude topographique et morphologique s'avère indispensable. Certaines hypothèses concernant les paramètres hydro-climatiques (P, E, T) et isotopiques (δP , δQ_i et δA , δL , δQ_o) sont tout d'abord nécessaires avant d'établir les bilans isotopiques et hydrologiques.

Paramètres hydro-climatiques (P, E, T) attribués aux lacs (i) de l'uplift et du Kiejo ainsi qu'au lac (ii) Ngozi

Les lacs de l'uplift et Kiejo

Aux vues de l'étendue de la zone d'étude impliquée (~15x25km ; Fig. 1.2), une seule région hydro-climatique, pour les lacs de l'uplift et du Kiejo, est considérée dans cette approche. Les variables P, E et T fixées pour les lacs de la Mbaka, sont également attribuées aux lacs de l'uplift. Les températures moyennes des colonnes d'eau des lacs relativement profonds Kyungululu (~ 23°C) et Itamba (25°C) justifient notamment l'utilisation d'une température fixée à 24°C. Toutefois, aux vues des températures mesurées au niveau des sources et rivières Itende, Nyiobuko et Kiejo (T respectives de 19.1°C, 23.0°C, 14.2°C), cette valeur serait globalement surestimée et surtout pour le lac Kiejo. D'autres mesures seraient ici, nécessaires pour mieux contraindre les paramètres d'entrée. Toutefois, une simulation réalisée avec une température moyenne estimée alors à 18.8°C, induit une diminution des facteurs de pertes par évaporation (x) inférieure à 1%. Une variation de x de l'ordre de 10% pour le lac Itamba, de signature plus évaporée, est néanmoins observée (Fig. 2.19). En attendant une investigation plus fine des paramètres hydro-climatiques de cette région, la température moyenne et régionale (~24.0°C) est retenue pour établir les bilans.

Le lac Ngozi

Situés sur les monts Poroto, au Nord, la région du lac Ngozi est soumise à des précipitations de plus forte intensité. Une valeur de P est fixée à 2.85 m.an⁻¹ (voir section 1.1.3). La relative constance des données d'évaporation obtenue à la station Karonga et étant

donné le manque de données, le même taux d'évaporation annuel que pour les lacs de la Mbaka et de l'uplift est considéré. Etant donné les anomalies de températures mises en évidence lors de l'étude des profils thermiques du lac Ngozi (cf 1.2.2.1), les températures des rivières situées au voisinage du lac (Itembele, Gogozimba, Mwatesi, Fig. 1.2) ont été utilisées pour fixer une température moyenne ambiante à $\sim 16.7^\circ\text{C}$.

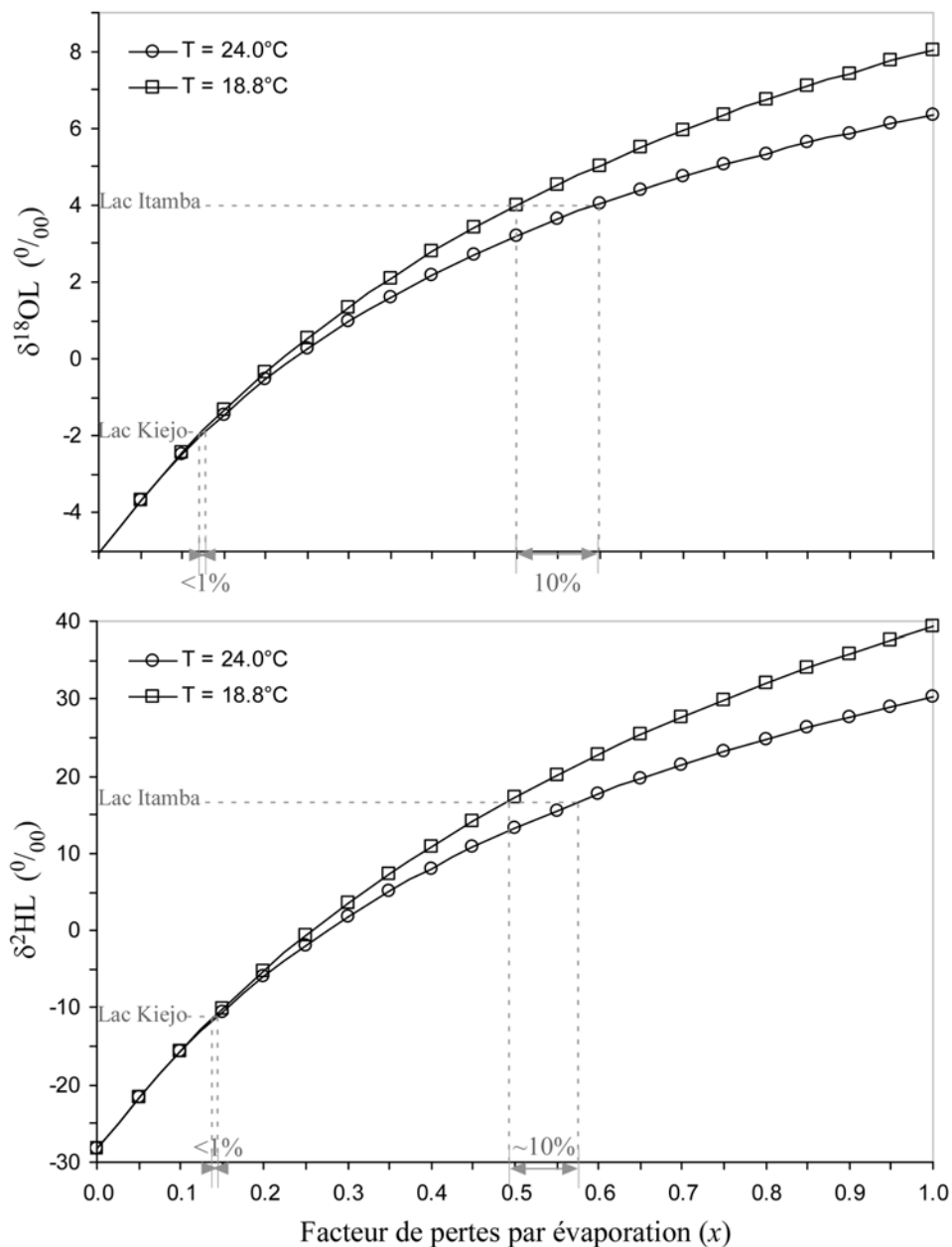


Fig. 2.19 : Influence de la température (T) considérée sur l'estimation des facteurs de pertes par évaporation (x) en fonction des compositions isotopiques des eaux lacustres (δL). Les compositions des lacs Itamba et Kiejo sont choisies pour illustrer l'impact de T sur x.

*Paramètres isotopiques (δP , δQ_i , δA , δL et δQ_o) des lacs (*i*) de l'uplift et du Kiejo et du lac (i) Ngozi*

Dans le cadre de cette approche, les paramètres isotopiques constitués des apports δI (δP , δQ_i) et de la vapeur atmosphérique δA sont considérés homogènes à l'échelle des lacs de l'uplift et du Kiejo. Des valeurs de δI et δA propres à la région du lac Ngozi seront attribuées.

Compositions isotopiques des apports (δI)

Les compositions isotopiques des apports (δI) sont déterminées à partir de celles des pluies (δP) et des apports en provenance des bassins hydrologiques (δQ_i). Etant donné l'absence de données concernant la signature des pluies (δP) tombées à proximité de chaque hydrosystème, l'étude suivante des δQ_i et δL permettra de fixer les compositions des apports (δI).

Les compositions des apports en provenance des bassins (δQ_i ; Annexe 2.3) de l'uplift et du Kiejo sont déterminées sur la base des quelques échantillons de rivières et sources situées aux environs (Fig. 1.2 et 2.14). Les compositions des rivières localisées au voisinage du lac Ngozi (Fig. 1.2) définissent quant à elles, la signature des apports en provenance de son bassin. De signatures évaporées (Table 2.8), les lacs ici présentés, montrent des compositions isotopiques variables et s'alignent selon des droites d'évaporation "régionales" (Fig. 2.20). La "UEL" et la "NEL" définissent respectivement, les droites d'évaporation des lacs de l'uplift dans lesquels le lac Kiejo est ici inclus et, du lac Ngozi. La construction de ces droites repose sur les compositions isotopiques des eaux lacustres moyennes et celles des apports en provenance de leur bassin hydrologique. Les compositions des apports moyens (δI) pour ces 2 zones sont reconstituées à partir des points d'intersection des droites d'évaporation respectives et de la RWML. La signature moyenne des apports (δI) aux lacs de l'uplift et du Kiejo est ainsi fixée à -5.0 et -28‰ en oxygène-18 et deutérium, respectivement. Les compositions isotopiques des apports (δI) de Ngozi sont quant à elles estimées à -6.2 et -37‰. La signature des apports δI considérés pour les lacs de l'uplift est comparable à celle des δQ_i établies en section 2.3.2 (v. conclusion) et relativement proche de celle déterminée pour les lacs de la Mbaka ($\delta^{18}O = -4.5\%$ et $\delta^2H = -24\%$; Delalande et al. 2005 & 2008a). Les compositions isotopiques des apports δI au lac Ngozi sont elles aussi comparables à celles des δQ_i définies en section 2.3.2. Toutefois, comparée à celle des δI -Uplift et δI -Mbaka, la signature des δI -Ngozi est

relativement appauvrie. Le gradient altitudinal moyen régional précédemment mis en évidence (section 2.3.2 "eaux de type non évaporé") suffit à expliquer ces différences de compositions.

Lacs	$\delta^{18}\text{O}$			$\delta^2\text{H}$		
	03	05	06	03	05	06
Itende	-	-	-0.6	-	-	-3.1
Kyungululu	-	-	-0.7	-	-	-7.3
Itamba	-	-	3.9	-	-	15.6
Kiejo	-	-	-2.0	-	-	-11
Ngozi	-1.5	-1.4	1.4	-11	-12	-11

Table 2.8 : Compositions isotopiques (exprimées en ‰ vs V-SMOW) des lacs de l'uplift de la Mbaka (Itende, Kyungululu, Itamba et Kiejo) et du lac Ngozi. Les lacs situés sur le compartiment supérieur de la faille Mbaka ont été uniquement échantillonnés en septembre 2006 ("06", saison sèche). Les eaux du lac Ngozi ont également été investiguées en novembre 2003 ("03", saison sèche) et en mars 2005 ("05" saison des pluies). Aux vues de l'homogénéité des colonnes d'eaux (cf section 1.2.3), les compositions moyennes des lacs Kyungululu, Itamba et Ngozi ont été reportées. Les compositions isotopiques indiquées des lacs peu profonds Itende et Kiejo, correspondent à celles de l'unique échantillon prélevé à leur surface en septembre 2006.

Compositions isotopiques de la vapeur atmosphérique δA

Les signatures mesurées de la vapeur atmosphérique de la Mbaka ($\delta A_{\text{M-Mbaka}}$; Delalande et al. 2008a) et dérivées à partir du bilan du lac terminal Rukwa (δA_{TL} ; Bergonzini et al. 2001) sont attribuées par défaut, à la vapeur évaporante au-dessus des lacs de l'uplift et du Kiejo. 3 échantillons dont 2 en saison des pluies (mars 2005) et 1 en saison sèche (septembre 2006) de vapeur évaporante ont été prélevés au-dessus du lac Ngozi. En considérant les mêmes hypothèses faites pour la détermination de la vapeur atmosphérique de la Mbaka mesurée et une température moyenne in situ de 20°C, les signatures relativement proches des échantillons de vapeur prélevés en 2005 ($\delta^{18}\text{O}$: -15.0 et -16.1 ; $\delta^2\text{H}$: -101 et -105 ; $\delta A_{\text{M-Ngozi-2005}}$) sont, plus appauvries en saison des pluies que les compositions de la vapeur collectée en 2006 ($\delta^{18}\text{O}$: -12.6 ; $\delta^2\text{H}$: -81 ; $\delta A_{\text{M-Ngozi-2006}}$) en saison sèche en accord, avec la variabilité saisonnière des précipitations (Rozanski et al. 1996). De plus, ils se localisent à proximité de la RMWL (Fig. 2.20). Ces échantillons semblent, contrairement à ceux de la région Mbaka, proches de l'équilibre avec les précipitations, plus abondantes sur les monts Poroto.

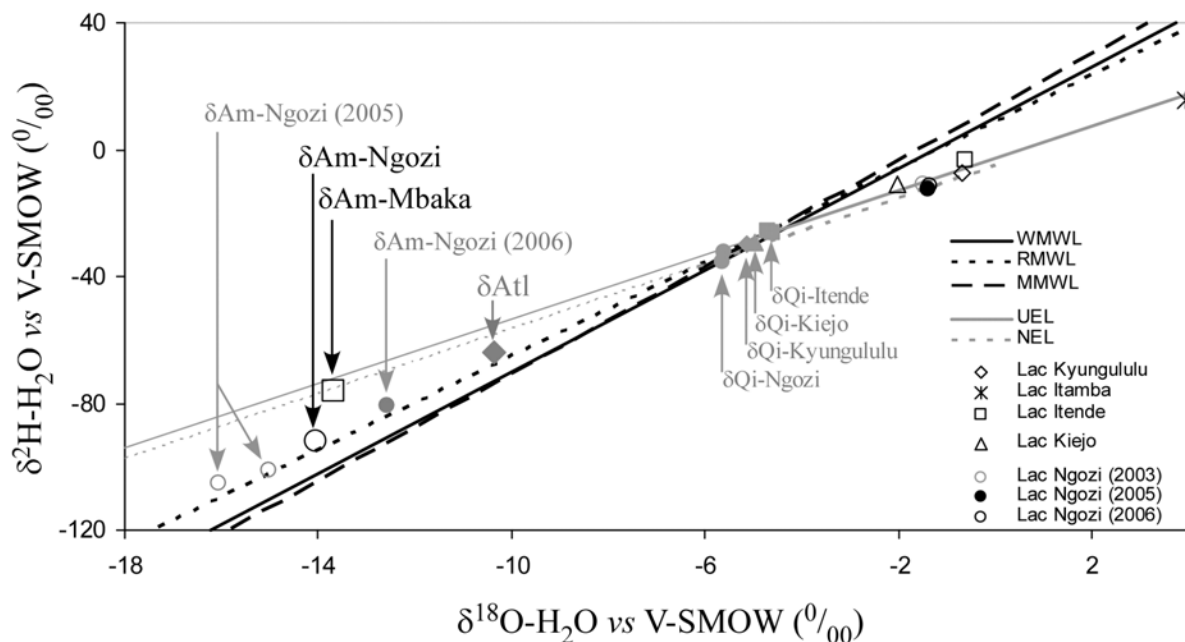


Fig. 2.20 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des apports en provenance des bassins (δQi) respectifs, des vapeurs évaporantes mesurées (δAm) et dérivées (δAtl) ainsi que des lacs Itende, Kyungululu, Itamba, Kiejo et Ngozi prélevés en saisons sèche (novembre 2003 et septembre 2006) et des pluies (mars 2005). Aux vues de l'homogénéité des colonnes d'eaux, les compositions moyennes des lacs Kyungululu, Itamba et Ngozi ont été reportées. Une seule droite d'évaporation ("UEL", Uplift Evaporation Line) est considérée dans ce scénario pour les lacs situés sur le compartiment supérieur de la faille Mbaka (Itende, Kyungululu, Itamba) et le lac Kiejo. Etant situé à l'extrémité Nord de la zone d'étude, une autre droite d'évaporation est attribué au lac Ngozi ("NEL", Ngozi Evaporation Line) dont les apports (cascade et rivière Itembele) en provenance du bassin sont de compositions plus appauvries que ceux (rivière et source Itende, source Nyiobuko, rivière Kiejo) définis pour les lacs de l'uplift. Les droites des eaux météorologiques, les apports et les lacs sont légendés sur la figure. Les points situés au-dessus et à gauche des droites relatives aux précipitations correspondent aux vapeurs atmosphériques dérivées (δAtl : losange plein gris) et mesurées ($\delta\text{Am-Mbaka}$: carré noir ; $\delta\text{Am-Ngozi}$: cercle vide noir ; $\delta\text{Am-Ngozi-2005}$: cercles gris et $\delta\text{Am-Ngozi-2006}$: disque gris).

Les excès en deutérium (D-exc) des échantillons de la région de Ngozi sont inférieurs aux D-exc de la Mbaka. Plus éloigné du lac Malawi, la vapeur atmosphérique au-dessus du lac Ngozi serait relativement moins contaminée par la vapeur continentale produite par cette large étendue d'eau douce. Les compositions isotopiques mesurées moyennes de Ngozi, considérées représentatives à l'échelle annuelle pour établir ses bilans, sont estimées à -14.1‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et à -92‰ en $\delta^2\text{H}$. Ces résultats sont obtenus à partir des compositions moyennes des 2 échantillons collectés en 2005. La relative cohérence obtenue à partir des échantillons permet d'être confiant dans la moyenne ainsi estimée dans le cadre de cette approche. Comparée à $\delta\text{Am-Mbaka}$ ($\delta^{18}\text{OAm} = -13.7\text{‰}$ et $\delta^2\text{HAm} = -76\text{‰}$; Delalande et al. 2008a), la signature de

la vapeur atmosphérique au-dessus du lac Ngozi ($\delta_{Am-Ngozi}$) apparaît plus appauvrie. Le caractère hydro-climatique particulier à cette région soumise à d'abondantes précipitations, la distance d'éloignement au lac Malawi et surtout les différences altitudinales en jeu expliqueraient, ce léger appauvrissement également retracé dans les compositions isotopiques des apports des deux zones ($\delta_{I-Ngozi} < \delta_{I-Mbaka}$). En accord avec les latitudes et altitudes des régions de Ngozi et du Rukwa, $\delta_{Am-Ngozi}$ est aussi inférieure à δ_{Atl} ($\delta^{18}O_{Atl} = -10.4 \text{ ‰}$ for $\delta^2H_{Atl} = -64 \text{ ‰}$; Bergonzini et al. 2001) et reste cohérente, comme $\delta_{Am-Mbaka}$, avec d'autres compositions mesurées ($\delta^{18}O_A = -12 \text{ ‰}$; Kebede et al. 2008) et calculées ($\delta^{18}O_A = -10.5 \text{ ‰}$; Gonfiantini et al. 1973 ; $\delta^{18}O_A = -11.8 \text{ ‰}$; Kebede et al. 2001) en Ethiopie.

Compositions isotopiques des pertes lacustres (δ_{Qo} et δ_L)

Aux regards de l'homogénéité des compositions isotopiques des colonnes d'eau des lacs profonds (section 1.2.3), δ_{Qo} est assumé égal à δ_L (Table 2.8). Les compositions des eaux de surface (δ_L ; Table 2.8) mesurées au bord des lacs de faible profondeur (lacs Itende et Kiejo) sont également attribuées à δ_{Qo} .

Bilans isotopiques et hydrologiques

A partir de ces variables et en considérant les hydro-systèmes à l'équilibre, les bilans isotopiques et hydrologiques des lacs Itende, Kyungululu, Itamba, Kiejo et Ngozi sont à leur tour, établis (Table 2.9), sur la base du modèle de Craig-Gordon (1965), des différentes compositions de vapeurs atmosphériques ($\delta_{Am-Mbaka}$, $\delta_{Am-Ngozi}$ et δ_{Atl}) et de la méthode précédemment utilisée pour les bilans des lacs de la Mbaka (cf 2.4.5). Les composantes inconnues des bilans isotopiques (h et x) et hydrologiques (Q_i et Q_o) seront alors déterminées. Assumées homogènes au niveau des hydrosystèmes Itende, Kyungululu, Itamba et Kiejo, les humidités relatives (h) sont calculées à partir de la pente des droites d'évaporation et des températures ambiantes moyennes pour un facteur de pertes (x) moyen fixé à 0.5. Pour les lacs de l'uplift et le lac Kiejo, h_m et h_{tl} sont alors calculées à 57% et 62%, respectivement. Elles sont estimées à 66% (h_m) et 54% (h_{tl}) pour le lac Ngozi. Il peut être remarqué que h_m est inférieure à h_{tl} pour la zone des lacs de l'"uplift" et supérieure à h_{tl} pour la région du lac Ngozi. Cette inversion ($h_{tl-Ngozi} < h_m-Ngozi$) semble provenir de la position de $\delta_{Am-Ngozi}$ plus proche de la RMWL ou encore de la WMWL que $\delta_{Am-Mbaka}$, dans le diagramme δ^2H

versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 2.20). De compositions isotopiques relativement plus enrichies, le lac Itamba présente les plus importantes valeurs de x , quelques soient δA . Les valeurs de x les plus faibles sont rapportées pour le lac Kiejo. D'autre part, les plus hautes valeurs de x sont obtenues à partir des compositions atmosphériques mesurées. Le lac Ngozi, de loin le plus profond de l'étude, montre des facteurs de pertes x relativement constants aux échelles interannuelle et saisonnière. Le même comportement hydrologique est suspecté pour les lacs Kyungululu et Itamba de profondeur comparable aux lacs Masoko et Ilamba (Delalande et al. 2008a). Aux vues de leur faible hauteur d'eau, les lacs Itende et Kiejo seraient sujets à d'importantes variations en terme de compositions isotopiques. Les différences observées des valeurs de x se répercutent ensuite sur les termes hydrologiques des bilans (Qim, Qitl, Qom et Qotl ; Table 2.9). Les apports et les pertes souterraines, rapportés à la surface lacustre propre

Lacs	Campagnes	x_m %	x_{tl} %	P m.yr ⁻¹	E m.yr ⁻¹	Qim m.yr ⁻¹	Qitl m.yr ⁻¹	Qom m.yr ⁻¹	Qotl m.yr ⁻¹
Itende	2006	25	20	2.45	1.90	5.04	7.28	5.59	7.83
Kyungululu	2006	22	17	2.45	1.90	6.22	8.89	6.77	9.44
Itamba	2006	72	60	2.45	1.90	0.17	0.74	0.72	1.29
Kiejo	2006	15	11	2.45	1.90	10.14	14.07	10.69	14.62
Ngozi	2003	25	18	2.85	1.90	4.66	7.53	5.61	8.48
	2005	24	18	2.85	1.90	4.91	7.80	5.86	8.75
	2006	26	18	2.85	1.90	4.59	7.46	5.54	8.41

Table 2.9 : Bilans hydrologiques des lacs de l'uplift (Itende, Kyungululu, Itamba et Kiejo) et du lac Ngozi établis à partir des compositions atmosphériques moyennes mesurées (δA_m ; Delalande et al. 2008a) et dérivées du bilan du Rukwa (δA_{tl} ; Bergonzini et al. 2001) avec des humidités moyennes respectives calculées à 57% (hm) et 62% (htl) pour les lacs de l'uplift, et à 66% (hm) et 54% (htl) pour le lac Ngozi. Ces humidités sont déterminées à partir des pentes respectives des UEL et NEL et des températures régionales considérées. f_m , f_{tl} correspondent aux facteurs de pertes par évaporation et P, E, Qim, Qitl, Qom, Qotl sont exprimés en m.yr⁻¹ rapportés à la surface lacustre.

à chaque système, les plus élevés sont alors calculés pour le lac Kiejo et les plus faibles pour le lac Itamba quelques soient δA . Les termes du bilan hydrologique du lac Ngozi sont relativement constants pour tout δA . Toutefois, l'incertitude sur l'estimation des taux d'évaporation au-dessus du lac Ngozi est élevée. En admettant que le taux moyen de 1.9 ma⁻¹

soit maximal, l'application d'un taux extrême et minimal de 1.0 m.an^{-1} diminue d'environ de moitié les apports (Q_i) et les pertes (Q_o) estimées. De fortes variabilités interannuelles et saisonnières des termes Q_i et Q_o sont également suspectées pour les lacs de faible profondeur au même titre que les lacs Katubwi et Kyambangunguru.

Bien que cette approche permette de donner qu'une première approximation des bilans annuels de ces lacs, elle met en évidence des écoulements souterrains et notamment des pertes souterraines lacustres non négligeables.

2. 6 Conclusion

Dans cette partie, les bilans isotopiques et hydrologiques des lacs de la Mbaka, de l'uplift, Kiejo et Ngozi ont été proposés sur la base du modèle de Craig-Gordon (1965) et l'équilibre des hydro-systèmes à l'échelle annuelle. Si l'équilibre des lacs les plus profonds est assumé (lac Masoko, Ilamba, Kingiri, Kyungulu, Itamba et Ngozi), celui des lacs peu profonds ne semble pas atteint comme l'attestent les variations saisonnières de leurs compositions isotopiques (lac Katubwi, Kyambangunguru, Itende et Kiejo). Une étude permettant d'établir leurs bilans à un pas de temps mensuel devrait être envisagée.

La validité de ces bilans reposent aussi sur de correctes estimations des paramètres hydro-climatiques (P , E et T , cf Chapitre 1.1.3) et isotopiques (δP , δQ_i , δA , δL et δQ_o). Les compositions isotopiques des précipitations collectées à Masoko définissent une droite des eaux météoriques ($\delta^2\text{H} = 8.4 \delta^{18}\text{O} + 13.5$; MMWL) dont l'excès en deutérium de valeur relativement élevée atteste de l'influence de vapeur d'origine pour partie continentale. L'étude des compositions des eaux de surface et subsurface a, quant à elle, permis de déterminer un gradient altitudinal régional moyen ainsi que la composition des apports en provenance des bassins des lacs respectifs. De loin le paramètre le plus difficile à apprécier, les signatures de la vapeur atmosphérique ont été discutées. En accord avec les différences latitudinales et altitudinales, les compositions atmosphériques moyennes mesurées dans la région de la Mbaka ($\delta^{18}\text{O} = -13.7 \text{ ‰}$ et $\delta^2\text{H} = -76 \text{ ‰}$) et de Ngozi ($\delta^{18}\text{O} = -14.1 \text{ ‰}$ et $\delta^2\text{H} = -92 \text{ ‰}$) montrent des valeurs plus appauvries que celles dérivées à partir du bilan du lac terminal Rukwa ($\delta^{18}\text{O} = -10.4 \text{ ‰}$ et $\delta^2\text{H} = -64 \text{ ‰}$; Bergonzini et al. 2001). En accord avec l'étude des précipitations, ces compositions mesurées présentent aussi d'importants excès en deutérium qui pourraient résulter d'une contamination par la vapeur d'origine continentale en provenance

du lac Malawi. Mis en évidence dans le Chapitre 1, les différences de compositions isotopiques lacustres montrent quant à elles, divers degrés d'évaporation.

Bien que chacune de ces variables a été fixée à partir de jeux de données construits à partir de prélèvements effectués depuis 1996, certains paramètres pourraient être précisés. La mise en place de stations météorologiques pourrait permettre de caractériser précisément les paramètres hydroclimatiques de chaque zone. Une investigation plus fine aux échelles spatiale et temporelle des différentes sources et rivières situées notamment aux environs des lacs de l'uplift, Kiejo et Ngozi permettrait de préciser les températures et les compositions des apports en provenance des bassins. Un suivi long et régulier des compositions isotopiques des précipitations, de la vapeur atmosphérique, des lacs ainsi qu'un relevé des niveaux lacustres permettraient de mieux contraindre et d'affiner les bilans proposés et d'évaluer la réponse des hydrosystèmes aux variations saisonnières.

Toutefois, l'établissement de ces bilans confirme les relations eaux de subsurface et eaux de surface lacustres et apporte une quantification des flux hydrologiques qui rendent compte d'écoulements souterrains importants et confirment l'existence de pertes souterraines lacustres non négligeables. L'étude des compositions isotopiques des sources situées à proximité des lacs Masoko et Ilamba a d'ailleurs permis de détecter une part de ces écoulements souterrains contrôlant les niveaux lacustres, en accord avec le réseau hydro-géo-morphologique de la région.

Résumant les bilans lacustres, les facteurs de pertes par évaporation "x" sont estimés à 50% pour le lac Masoko, inférieur à 50% pour le lac Katubwi, entre 20 et 50% pour le lac Kyambangunguru, à 20-25% pour le lac Ilamba, à environ 60% pour le lac Kingiri, d'au moins 20% pour le lac Itende, à environ 20% et 65% pour les lacs relativement profonds Kyungululu et Itamba, au minimum de 10% pour le lac Kiejo et enfin, à environ 25% pour le lac Ngozi. Ces facteurs "x" apparaissent pour partie, liés aux paramètres morphologiques des lacs et des bassins versants respectifs (Fig.2.21). De plus, rapportés à la surface des bassins versants de surface, les termes Q_i ainsi exprimés sont supérieures (Table 2.10) aux lames d'eau écoulées spécifiques des rivières Mbaka et Kiwira (1.14 et 1.19 $m \cdot an^{-1} \cdot km^{-2}$, respectivement ; Bergonzini 1998) excepté ceux relatifs au lac Ilamba. Les bassins hydrologiques souterrains seraient de dimensions supérieures à celles des bassins versants de surface.

II. Apports des isotopes stables de la molécule d'eau aux bilans hydrologiques des lacs de la région du Rungwe

Lacs	MAS	KAT	KYAM	ILA	KIN	ITE	KYU	ITA	KIE	NGO
Qi moyen m.an ⁻¹ .km ⁻²	3.60	1.51	1.47	0.93	3.29	1.80	21.07	1.39	1.22	5.14
tr (an)	5.5	0.2	0.2	1.7	6.0	0.2	1.2	1.9	0.05	2.2

Table 2.10 : Table relative au temps de résidence ($tr = V/(E+Q_0)$) moyen de l'eau et aux apports souterrains moyen (Q_i) calculés à partir de δA_{tl} et rapportés à la surface des bassins versants de surface des lacs Masoko (MAS), Katubwi (KAT), Kyambangunguru (KYAM), Ilamba (ILA), Kingiri (KIN), Itende (ITE), Kyungulu (KYU), Itamba (ITA), Kiejo (KIE) et Ngozi (NGO). Les données utilisées sont référencées en Tables 1.3, 2.7 et 2.9.

Enfin, ni les facteurs de pertes par évaporation (x ; Fig. 2.22) et des apports en provenance des bassins hydrologiques (Q_i ; Fig.2.2) ni les temps de résidence de l'eau (tr ; Table 2.10 et Fig. 2.2) qui en découlent, ne semblent expliquer les variations de minéralisation mises en évidence pour chacun des lacs étudiés. Les lacs les plus minéralisés (Ilamba et Ngozi) sont aussi les lacs aux plus faibles facteurs de pertes par évaporation associés à d'importants afflux souterrains (Tables 2.7 et 2.9). Les bilans hydrologiques mettent en évidence l'existence d'apports et de pertes souterraines et les quantifient mais ne permettent pas d'expliquer les différences de minéralisation lacustre observées sur le bassin du Karonga.

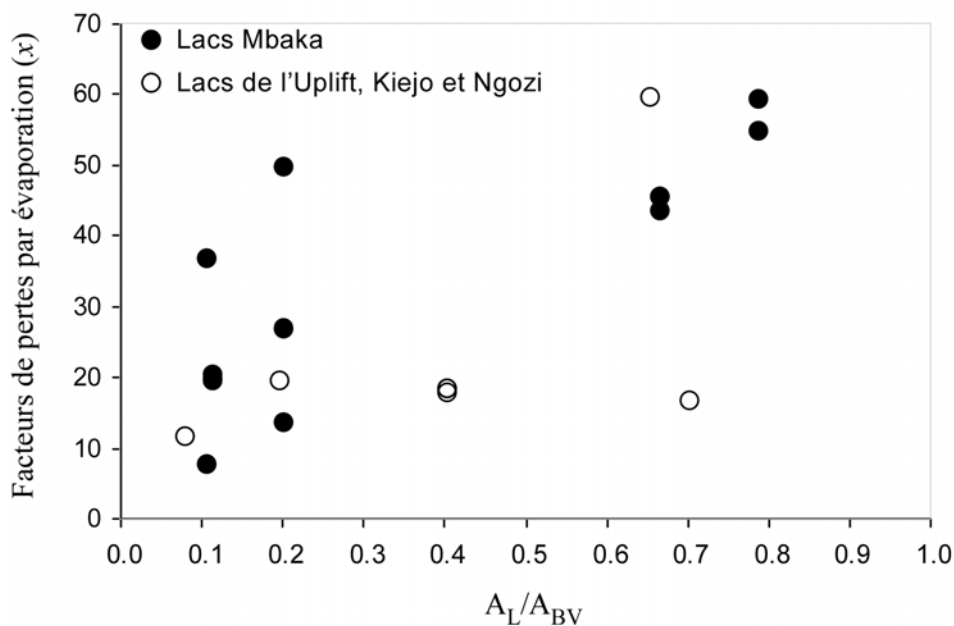


Fig. 2.21 : Facteurs de pertes par évaporation (x) versus A_L/A_{BV} des lacs de la Maka, de l'uplift, Kiejo et Ngozi. " A_{BV} " correspond à la surface total des bassins versants de surface propres à chaque lac (cf Table 1.3 section 1.2.1). Les facteurs de pertes par évaporation utilisés sont ceux calculés à partir de δA_{tl} (Tables 2.7 et 2.9).

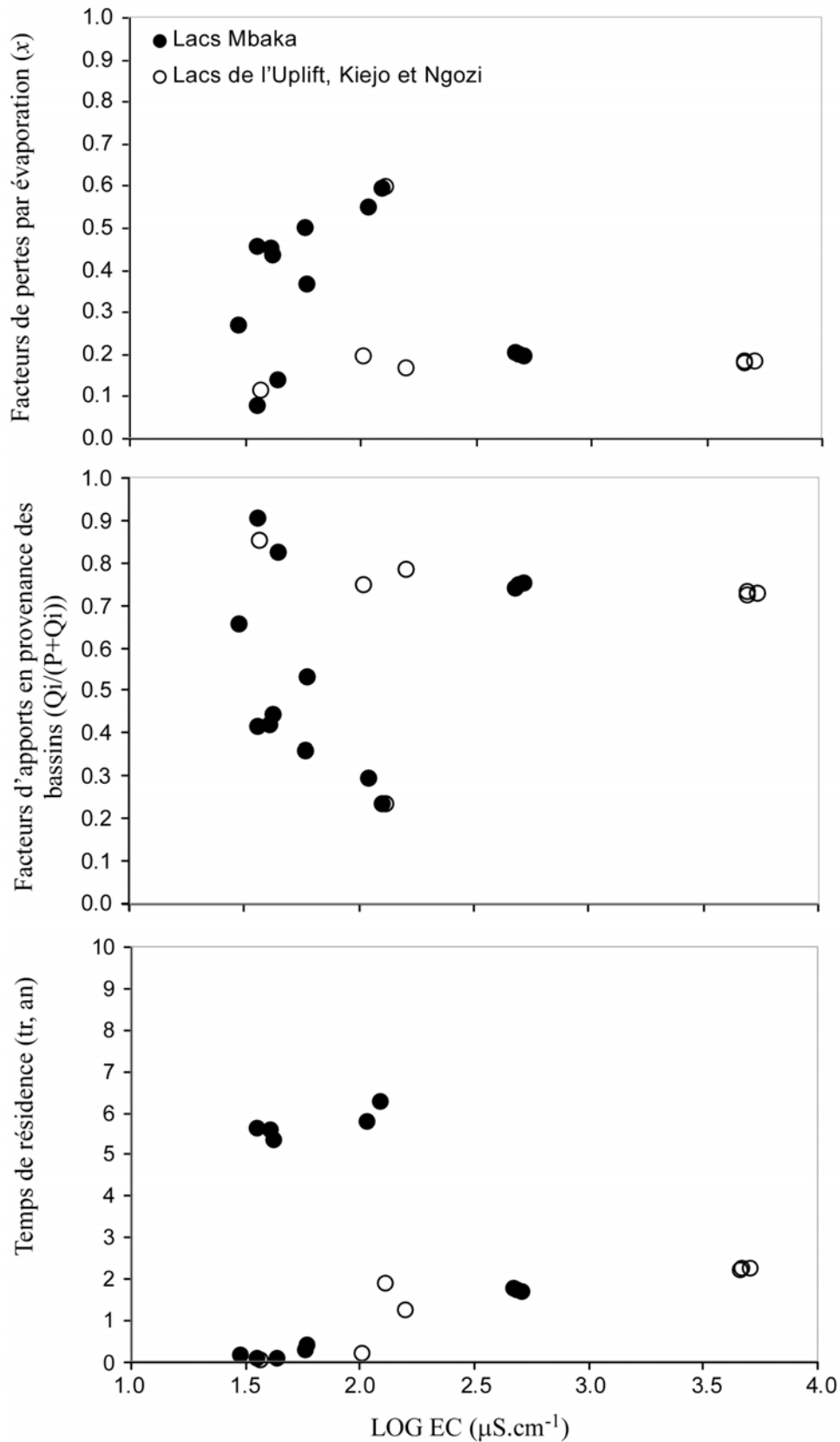


Fig. 2.22 : Facteurs de pertes par évaporation (x) et des apports en provenance des bassins ($Q_i/(P+Q_i)$) et temps de résidence des eaux (t_r) versus LOG(EG) des lacs de la Maka, de l'uplift, Kiejo et Ngozi. "EG" correspond à la conductivité électrique (en $\mu\text{S.cm}^{-1}$). Les facteurs de pertes et d'apports ainsi que t_r reportés sont calculés à partir des résultats obtenus avec δAtl (Tables 2.7 et 2.9).

CHAPITRE 3 : MINÉRALISATION DES EAUX LACUSTRES ET ESSAI DE BILANS CHIMIQUES EN PHASES DISSOUTES

3. 1 Introduction

Ce chapitre s'emploie à la compréhension des différents degrés de minéralisation et faciès chimiques observés au sein de la série des lacs tanzaniens étudiés à partir de la caractérisation chimique des diverses sources et processus potentiellement impliqués. Les processus d'évaporation souvent considérés comme principal responsable de la minéralisation des lacs, les processus d'altération des roches et des sols dont les produits sont transportés via les eaux de surface, subsurface (eaux souterraines) ou encore via des apports profonds externes au lac, les précipitations atmosphériques, ainsi que des apports internes relatifs aux mécanismes biologiques, aux processus de diffusion et de dissolution des phases sédimentaires et particulaires (Gibbs 1970 ; Crowe 1993 ; Williams 1996 ; Barjaktarovic & Bendell-Young 2002), constituent les causes majeures de la minéralisation lacustre résultante, uniquement caractérisée, dans ce travail, à partir des espèces chimiques dissoutes. Toutefois, dans cette région humide où les taux de précipitations sont supérieurs aux taux d'évaporation ($P > E$; section 1.1.3), il est peu probable que l'évaporation des eaux superficielles lacustres soit le principal processus à l'origine des divers degrés de minéralisation lacustre observés. D'autre part, étant donné que les paramètres climatiques (P, E) sont considérés comme relativement homogènes et que les apports, les pertes souterraines, les temps de séjour de l'eau mis en évidence ainsi que la morphologie des bassins hydrologiques ne semblent pas expliquer les différences de minéralisation lacustre, il est ici, fortement soupçonné que la qualité plus que la quantité des apports au lac, constitués de P et Q_i , soit responsable des divers degrés de minéralisation. De plus, si l'on considère, uniformes, les concentrations des précipitations ($[P]$), les différences de minéralisation lacustre seraient alors induites par la non homogénéité des apports en provenance des bassins hydrologiques ($[Q_i]$) propre à chaque lac.

Dans le but de mettre en évidence les processus et les sources impliqués, le couplage des traceurs $\delta^{18}O_L$ et $[Cl^-]$ ainsi que des bilans hydrologiques et en chlorures des lacs sont tout d'abord proposés. L'influence des échanges avec l'atmosphère ainsi que la contribution des apports en provenance des précipitations (P) et des bassins hydrologiques (Q_i) sur la

minéralisation des lacs seront alors discutées. Dans un second temps, les caractéristiques géochimiques des sources de minéralisation ($[Q_i]$) ainsi mises en évidence, font l'objet d'une étude approfondie. Les bilans chimiques des lacs sont ensuite établis à partir d'un modèle simple à une boîte, dans le but d'évaluer la contribution des différentes sources en éléments dissous aux lacs et de caractériser leur fonctionnement hydro-chimique. Enfin, l'origine des fluides lacustres sera brièvement commentée.

3. 2. Origine de la minéralisation des eaux lacustres : couplage des bilans isotopiques et hydrologiques aux bilans en chlorures

Dans l'objectif de déterminer l'origine des différences notables de salinités au sein des divers lacs étudiés (voir Chapitre 1), l'étude des compositions isotopiques des eaux lacustres retraçant leurs stades évaporatoires (Fig. 3.1) et de leur concentration en chlorures est tout d'abord menée. De type conservé (taux de rétention nuls) et de forte solubilité, les chlorures sont ici utilisés comme traceurs et considérés comme représentatifs de la minéralisation lacustre (Fig. 3.2). Les différents processus de minéralisation impliqués sont alors discutés pour les lacs de la Mbaka sous la forme d'un article accepté en Juillet 2008 par "Journal of Hydrology" (section 3.2.1). Cette étude a également fait l'objet de 2 communications orales (Annexes 3.1 et 3.2). La section suivante (3.2.2) aura pour but d'étendre cette étude aux données obtenues lors de la campagne de 2006 ainsi qu'aux lacs de l'uplift, Kiejo et Ngozi.

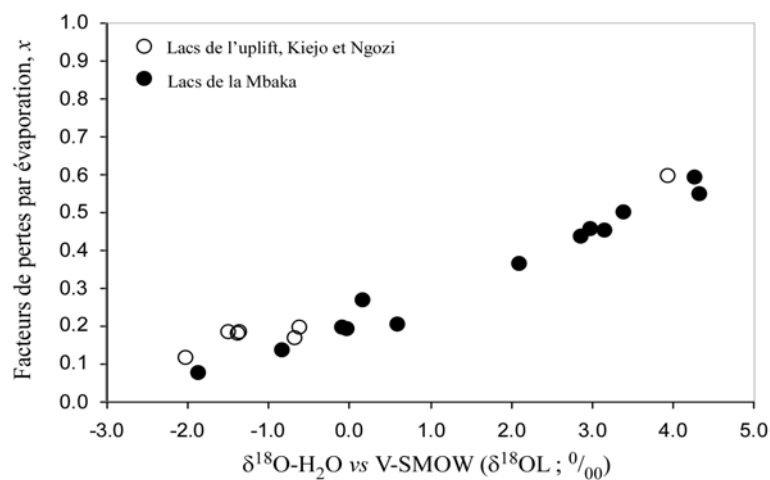


Fig. 3.1 : x versus $\delta^{18}\text{OL}$. "x" et $\delta^{18}\text{OL}$ correspondent respectivement, aux facteurs de pertes par évaporation et à la composition des eaux superficielles lacustres.

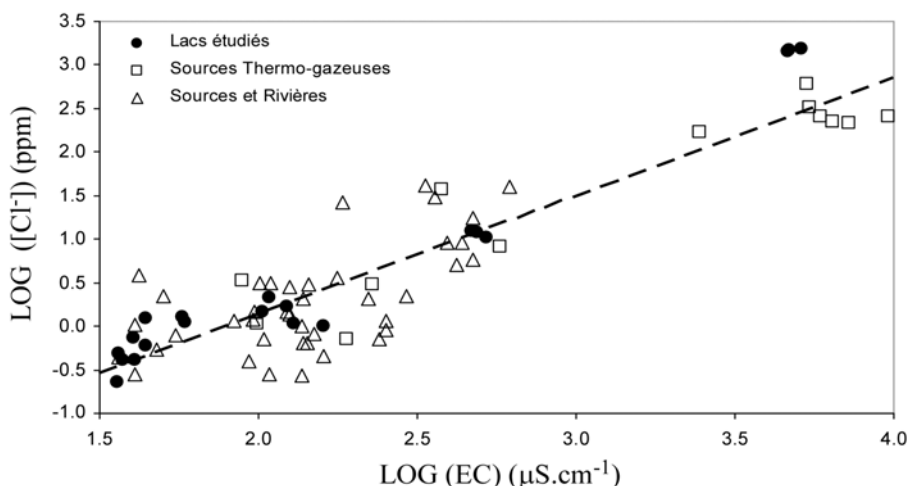


Fig. 3.2 : Log([Cl⁻]) versus Log(EC) des eaux lacustres, thermo-gazeuses froides et chaudes ainsi que des sources et rivières de la région d'étude. La droite de tendance en tirés noirs montre la relative bonne corrélation ($r = 0.90$; $n = 64$) existante entre les concentrations en chlorures ([Cl⁻]) et la conductivité (EC).

3. 2. 1 Des lacs de la Mbaka : **Hydro-climatic and geothermal controls on the salinity of Mbaka lakes (SW Tanzania): Limnological and paleolimnological implications** *Delalande et al. 2008b(J. Of Hydrology)*

HYDRO-CLIMATIC AND GEOTHERMAL CONTROLS ON THE SALINITY OF MBAKA LAKES (SW TANZANIA): LIMNOLOGICAL AND PALEOLIMNOLOGICAL IMPLICATIONS

Delalande Manuëlla^{1*}, Bergonzini Laurent¹, Branchu Philippe², Filly Annick¹, Williamson David³

1: UMR-CNRS 8148 IDES, Université Paris-Sud, Bât 504, 91405 Orsay cedex, France.

2: Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de l'Ouest Parisien, 12 rue Teisserenc de Bort, 78190 Trappes, France.

3: UMR-CNRS 6635 CEREGE, Université Paul Cézanne, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France.

* Corresponding author E-mail: manuella.delalande@u-psud.fr

Abstract

The hydroclimatic and geothermal controls on the salinity of small tropical crater Lakes Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba and Kingiri, aligned with the Mbaka fault line, north of Lake Malawi, are investigated by water stable isotopes which are used to trace evaporative processes as to establish lake water balances, and by chloride concentrations allowing to identify the main salinity sources.

This region shows positive excess in the exchanges between atmosphere and lake surfaces ($P-E > 0$). With the exception of Lake Ilamba, the lakes are closed surface basins and their levels are relatively stable. As catchment inflows cannot be neglected, groundwater outflows have to compensate for this excess, the isotopic budgets show that these lakes constitute a series of windows on the local shallow aquifer. In addition, the estimated losses by evaporation cannot solely account for the lake salinity observed, as the most saline lake differs from not the most evaporated. Lake salinity is then investigated from chloride concentrations and seems to be controlled by inflows, which results from the mixing between (i) fresh and (ii) hydrothermal groundwaters. The contrasts in lake salinity (almost one order of magnitude) are first related to the hydrothermal contribution, which increases with the proximity of the Mbaka fault. Second, due to positive exchange with the atmosphere, the lake salinity appears systematically diluted in regard to the respective inflows. This dilution effect increases as the fraction of total inputs lost by evaporation or the lake water residence times increase.

This current hydrological study shows that local wetter conditions are not inconsistent with higher lake salinity and allows to conciliate the questioned and apparent contradictory Lake Masoko wetter and salty paleoenvironmental and paleoclimatic records for the last glacial maximum and younger dryas time intervals.

Further, in a general manner, this work addresses the case of lake submitted to wet environment and highlights the potential contribution of hydrothermal water on lakes salinization, occurring in active regions, such as the East African Rift System.

Keywords: Oxygen-18, Deuterium, Chloride, Lake water balance, Lake Masoko, Rungwe volcanic province, Tanzania.

3.2.1.1 Introduction

The salinity of lakes is conventionally considered to be the result of the input salt content concentrated by evaporation (Crowe 1993; Williams 1996; Barjaktarovic & Bendell-Young, 2002; Yechieli & Wood 2002). The main requirement for the occurrence of such a system is that, at the lake surface, free water evaporation (E) exceeds precipitation (P; Yechieli & Wood 2002). However, lake water budget is controlled by (i) exchanges with the atmosphere (by P and E) but also by (ii) exchanges with the catchment (by inflows, Q_i and outflows, Q_o). Furthermore, in most cases, the main solute sources in lake salt budget come from surface and underground soils or rocks catchment weathering through many processes such as solution, oxidation-reduction, acidity and the formation of organic complexes (Gibbs 1970; Kilham 1990; Barjaktarovic & Bendell-Young 2002). The dissolved elements are then transported to the lake by surface or groundwater inflows. In most world climates, and especially in Africa, E exceeds P and the exchanges between lake surfaces and atmosphere concentrate lake and inflows (Yechieli & Wood 2002). In contrast to the general “evaporative” case, the case of wet environment and positive P-E budgets, inducing lake-water dilution, has been poorly addressed. In tropical regions, these conditions are recorded in highland surroundings where evaporation is limited, and in areas where annual precipitation is really high.

Here, the hydrology and the salinity of a series of small phreatomagmatic maar crater lakes (the “Mbaka” lakes: 9-10° S, 33-34° E; Table 3.1) from wet tropical environments of the northern watershed of Lake Malawi (Nyasa), where P are higher than E, are investigated. These lakes are located in the Southern part of the Rungwe Volcanic Province (RVP, Fig. 3.3) in the East African Rift System (EARS). This lakes series is constituted, from north to south, by Lakes Masoko, Katubwi, Kyambamgunguru, Ilamba and Kingiri, which are all closed surface basins except Lake Ilamba. Only Lake Masoko has been extensively studied so far and its water budget has been established (Bergonzini et al. 2001; Delalande et al. 2005), it also has been the focus of numerous paleoenvironmental and hydrological reconstructions aiming to assess past climate and ecosystem variability in this tropical region (Williamson et al. 1999; Barker et al. 2000; Gibert et al. 2002; Barker et al. 2003; Thevenon et al. 2003; Garcin et al. 2006a and b). The present study, based on a new set of water samples and measurements encompassing the other lakes and the rivers and springs from the Mbaka area (Fig. 3.3 and Table 3.2), attempts to establish hydrological, water stable isotope and chloride

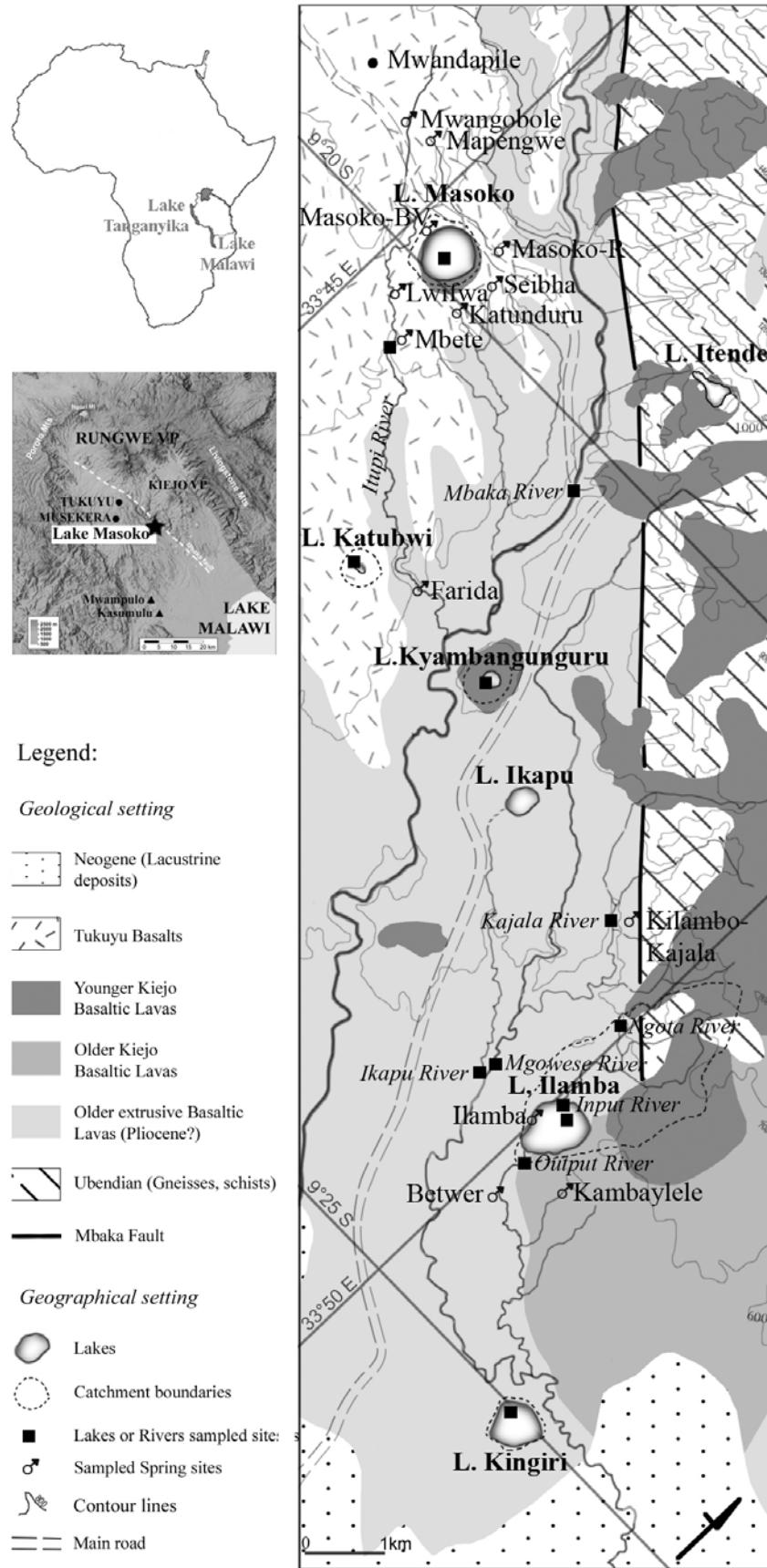


Fig. 3.3: Simplified location and geological map (based on Harkin 1960).

budgets (Table 3.3), and finally to understand the origins of lake salinity pattern. The improved understanding of the present-day Mbaka lakes hydrology and salinity, then gives the opportunity to discuss the Lake Masoko paleorecords, which are contradictory interpreted and subject to debate, and to highlight the key effect of climate and inflows on the current lake salinity.

3.2.1.2 Regional setting

Geology

Located in the northern part of the Malawi rift (Tanzania, Fig. 3.3), the studied area shows a down-to-the-east half-graben asymmetry, filled with volcanic materials from two main active volcanic centres, the Rungwe (2961 m) and the Kiejo (2175 m, Ebinger et al. 1993a and b; Delvaux & Khan 1998). These eruptive materials are mainly basaltic and overlie the Precambrian basement and the Permo-Triassic to Neogene sediments (Fig. 3.3; Harkin 1960). Seismic, tectonic and volcanic evidences indicate that the RVP has been active from the late Miocene until historical times (Harkin 1960; Delvaux & Hanon 1993; Camelbeeck & Iranga 1996). Aligned along a NW-SE trend on the Mbaka down-lift normal fault, six phreatomagmatic lakes of Late Pleistocene age, Lakes Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ikapu, Ilamba and Kingiri are typical maars excavated into the basaltic flows and pyroclastic deposits (Fig. 3.3; Ebinger et al. 1989; Williams et al. 1993). The lake catchments appear generally homogeneous and consist in tuff ring made of basaltic blocks mixed with trachy-phonolitic pumice material. Precambrian basement clasts and outcrops (Ubendian gneiss, quartzite and schist material), are found occasionally, especially on the upper catchment area of Lake Ilamba, and on the Mbaka up-lift (Fig. 3.3).

Hydrothermal activity

In the RVP, hydrothermal activity, associated with gas emissions and travertine deposits, is widespread and coincides with the major active faults, which favored the rise of heat and volatiles (Harkin 1960; Ebinger et al. 1993a; Hochstein et al. 2000). The present study is based on the Kajala hot spring (Fig. 3.3) located on the Mbaka fault, the Mwampulo (or Mapulo) and the Kasumulu (or Kasimulo) ones, which are closer to Lake Malawi (Fig. 3.3; Branchu et al. 2005); all lying in a swampy area partly covered by precipitated crusts.

Climate and hydrology

The climate of the studied area is tropical, controlled by the migration of the intertropical convergence zone (ITCZ, Nicholson, 1996), and by local factors such as the presence of Lake Malawi in the South and high ranges in the North and the East (Fig. 3.3). Average temperatures are estimated from the 22-23 °C recorded at Tukuyu (1300 m.a.s.l. Fig. 3.4), at about 24-25 °C over the Mbaka lakes (altitude between 520 and 850 m, Fig. 3.3) with associated low seasonal variability about 4-5 °C between hot summer and cold winter. Precipitations are high, as Tukuyu and Musekera (far from a dozen km of the Mbaka lakes; Fig. 3.3) annual precipitation (P) is respectively of 2.4 and 2.5 m yr⁻¹. The seasonality is well-determined, the warm and rainy season occurs from November to May and presents two maximum rises in December-January and in April, whereas the cooler and dry one occurs from June to October (Fig. 3.4). If the first precipitation maximum is clearly induced by the migration of the ITCZ in the southern hemisphere, the second peak of April is linked to the vicinity of Lake Malawi South of the northern and eastern 3000 meters highlands ridge of the RVP (Kerr Cross 1891; Basalirwa et al. 1999). Air masses, influenced by a fair southerly wind (especially in April) and overload with humidity, bypassing Lake Malawi, are submitted to ascending currents, producing copious showers of rain and monthly rainfalls up to ~ 0.5-0.6 m over the Mbaka lakes. This rainfall pattern is specific, compared with other areas in Tanzania but relatively homogeneous with strong interannual covariability (Basalirwa et al. 1999). As a result, free water evaporation (E) over the area is estimated at 1.9 m yr⁻¹, a lower value than on the North shore of Lake Malawi (~ 2.1-2.2 m yr⁻¹; Bergonzini et al. 2001) and is more or less constant throughout the year, as the maximum rate in September is estimated at 220 mm month⁻¹ and minimum ones at 125 mm month⁻¹ in February. The E seasonal profile is clearly not induced only by temperature changes but appears more related to atmospheric humidity and to cloud cover importance (Fig. 3.4).

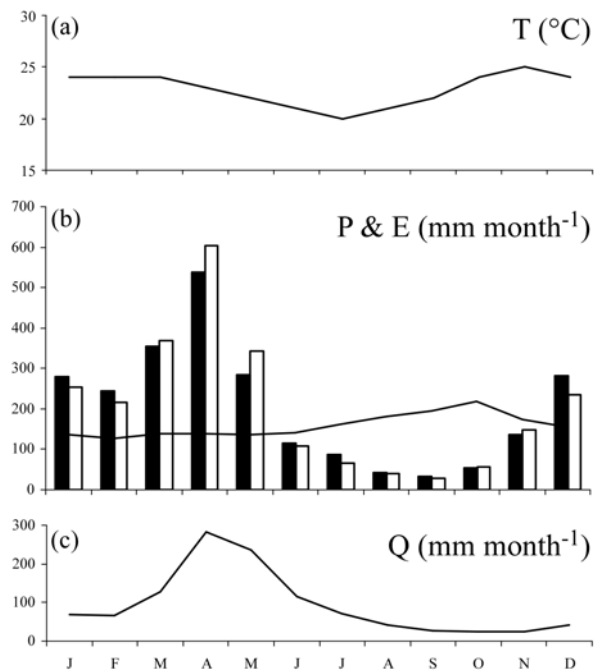


Fig. 3.4: Climatic and hydrological feature. (a) Mean monthly temperature (T in °C) records at Tukuyu (9°15 S - 33°38 E; 1500 m.a.s.l), (b) Mean monthly precipitation (P) records at Tukuyu (black area) and at Musekera (9°20 S - 33°41 E; 1160 m.a.s.l; white area) and estimated monthly evaporation rates (E, black line), expressed in mm month⁻¹, (c) Mean monthly Mbaka discharge (Q) expressed in mm month⁻¹ over its catchment.

The Mbaka River and its tributaries drain the studied area from NW to SE (Fig. 3.3). Because of the high hydraulic conductivity (>1 m h⁻¹) of the ash soils and the highly porous tuff ring material constituting the lake catchments, surface runoff is negligible (Garcin et al. 2006b). Nevertheless, owing to heavy precipitation, rivers draining the RVP southern side are permanent and show high annual discharge as the Mbaka River (Fig. 3.3), which has a flow rate of 0.74 km³ yr⁻¹ (for a 645 km² catchment) corresponding to a water stage of 1.1-1.2 m yr⁻¹ and to 45-50% of the annual precipitation (Bergonzini 1998). The maximum (280 mm month⁻¹) and minimum (25 mm month⁻¹) monthly flows respectively occur during the April precipitation peak and after the dry season (November; Fig. 3.4). Most of the springs flow from fractured and altered basalt outcrops; their discharges are permanent and more or less

constant according to local people. The above considerations point out the contribution on local hydrology of groundwater circulation, especially through altered basaltic formation.

Mbaka crater Lakes

The geomorphological features of the Mbaka lakes, located on both sides of the Mbaka River and on the Mbaka fault down-lift (Fig. 3.3), are summarized in Table 3.1. Others lakes, as Lake Itende (Fig. 3.3), are located on the up-lift but are not considered here. The northern oligotrophic Lake Masoko is the deepest and largest, with a water volume of $8.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, its bathymetry approximates a hemisphere, with steep slopes and a near flat bottom (Garcin et al. 2006b). The lake level is supported by a shallow aquifer that locally flows from northwest to southeast in agreement with the altitude of different potentials and the hydro-geomorphological structure orientation (Fig. 3.3; Delalande et al. 2005). A typical Zambezan phytogeographic environment, with dense *Brachystegia/Uapaca* semi deciduous woodlands, covers its catchment. South of Lake Masoko, the smallest and shallowest Lake Katubwi, the farthest from the Mbaka fault, presents a catchment area covered by agricultural field surrounding the marshy environment of the lake. On the left bank of Mbaka River, the shallow Lake Kyambangunguru presents a steep forested catchment, while an ombrotrophic peat-bog occupies the lake. The latter experiences an almost complete dry-out at the end of the dry season and its water depth reaches less than 1 meter at the end of the rainfall season. Due to the occurrence of *schistosomiasis*, which are responsible of many bilharzia around Lake Ikapu and to field research difficulty, this lake was not sampled or taken into consideration in the present study. The open Lake Ilamba, the nearest to the Mbaka fault, is the largest catchment and presents surface inlet and outlet draining one or two dozen l s^{-1} (given that punctual observations during the “R” season show flows within 30 l s^{-1} and that local people testimony confirm their permanent flows). The southernmost deep Lake Kingiri, which shows the smallest catchment relative to the lake surface, is occupied by woodland (Table 3.1).

Based on local people testimony and team field experiences (since 1994), the lake-levels appear relatively stable from one year to the other and seasonal variations are less than one meter, with lake high and low-stands respectively at the end of the rain (May) and dry (November) seasons, which allow us to consider each system as in equilibrium at the annual scale. Because of annual precipitation (P) and lake surface evaporation (E), considered as homogeneous over the different systems and fixed respectively at 2.4 m yr^{-1} and 1.9 m yr^{-1} ,

	Latitude	Longitude	Alt. m	A _L km ²	A _C km ²	A _L /A _C	Max Depth m	Volume 10 ⁶ m ³
Lake Masoko	9°20' S	33°45' E	845	0.38	0.57	0.67	37	8.91
Lake Katubwi	9°22' S	33°46' E	735	0.01	0.13	0.11	2	0.03
Lake Kyambangunguru	9°22' S	33°48' E	663	0.04	0.20	0.20	1	0.04
Lake Ilamba	9°24' S	33°50' E	548	0.42	3.67	0.12	23	7.01
Lake Kingiri	9°25' S	33°51' E	515	0.27	0.34	0.79	34	5.37

Table 3.1: Geographical and morphological features of the Mbaka lakes (Alt.: Altitude; A_L: Lake Area; A_C: Catchment area).

water exchanges between the lakes and the atmosphere (P-E) are systematically positive (around 0.5 m yr⁻¹ related to each lake-surface). This excess is a particular feature of wet regions from the world, and must be compensated by lake outflows (Q_o), which in the absence of surface outlets may correspond to groundwater losses. For the Mbaka lakes, this induces net water fluxes exchanged with the basins or minimum outflows (Q_{o min}) ranging from 0.2 l s⁻¹ for Lake Katubwi to 7 l s⁻¹ for Lakes Masoko and Ilamba (Table 3.3). Such outflows are minima, and increase with catchment inflow contributions (Q_i). As shown from the transient stream within the Masoko's catchment, the permanent inflows from Ilamba River, or the high Mbaka River water stage, catchment inflows (Q_i) cannot be neglected. In order to quantify the fluxes exchanged with the basins (Q_o and Q_i), water stable isotope compositions had been investigated to apply the Craig-Gordon model (Craig & Gordon 1965; Gonfiantini 1986), which is currently used to solve lake water balances (Payne 1970; Darling et al. 1990; Kebede et al. 2002).

3.2.1.3 Materials and methods

Water samples were taken from lakes, rivers, from fresh and thermal springs of the Mbaka area (Fig. 3.3 and Table 3.2). For chemical analysis water samples were readily filtered through 0.45 µm cellulose nitrate membranes (Sartorius frontal filtration unit) and kept in HDPE, flushed flasks, whereas untreated water were sampled in glass bottles for stable isotopes analysis. Two fieldwork campaigns at respectively the end of the dry ("D", November 2003) and rainy ("R", March 2005) seasons allowed to assess the seasonal changes even if in the southern part of the studied area most of the samples have been investigated

only during the rainy season. Furthermore in order to better characterize the thermal water, bibliographic regional data had been added (Branchu et al. 2005). The Lakes Kyambanguru and Ilamba surface waters were systematically investigated and sampled, together with the Lake Masoko water column. The Lake Ilamba water column was investigated for the first time in 2005 "R", and lake surface waters of Kingiri and Katubwi were sampled in 2003 "D" and 2005 "R", respectively. Temperature and electric conductivity (EC, measured with a WTW, LF-330 electronic meter) measurements were performed in the field (Table 3.2).

Major anion analysis were performed either at CEREGE by capillary electrophoresis (Waters, CIA) for the 2003 samples or at IDES by ionic chromatography (Dionex, ICS-1000) for those of 2005. Solute analytical reproducibility for each instrument is about 5% of the reported value (Table 3.2). Only the chloride contents are presented here. However, the ionic balances of each sample were systematically within 10%, providing confidence in the results (all available analyses in Delalande 2008). Water isotopic ratios ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) were measured at IDES by mass spectrometry on a VG-602C and SIRA 10 after using the preparation of Epstein and Mayeda (1953) for oxygen, and Coleman et al. (1982) for deuterium. Alternatively, analyses were performed on a Finnigan Delta Plus by equilibration. The isotopic compositions are expressed in ‰ vs V-SMOW and determined with inter-laboratory analytical precisions of 0.15 and 2 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively.

3.2.1.4 Results

The temperature (T) values range from 22.1 to 57.0°C (Table 3.2). The lake water temperatures vary from 24.8 to 34.8°C and are higher during the hot rainy season. The freshwater spring temperatures are spatially homogeneous and constant between "D" and "R" seasons (24.6 °C, $\sigma = 1.1$, $n = 22$, Table 3.2), close to the mean annual air temperature, even if, depending on the altitude, the upper spring temperatures (24.3 °C, $n = 19$, Table 3.2) are lower than the downstream ones (26.5 °C, $n = 3$, Table 3.2). The Kajala thermal spring shows the maximum temperature values ($\sim 57^\circ\text{C}$), in agreement with those of Kasumulu and Mwampulo (respectively 63 and 50°C; Branchu et al. 2005). Not surprisingly,

the southernmost, low altitude rivers show relatively higher temperatures, likely in response to the altitudinal temperature gradient.

The conductivity (EC) and chloride concentration ($[Cl^-]$) values range from 36 to 5420 $\mu S m^{-1}$ and from 0.01 to 12.37 mM (Table 3.2). Although the chloride concentration explains less than 6% of the total EC value, chloride and EC values are relatively well correlated ($r = 0.89$ with $n = 38$ considering Table 3.2 and Branchu et al. 2005 data) and are considered as representative of the water salinity. In accordance with EC measurements, two series of lakes are distinguished: the upstream Lakes Masoko, Katubwi and Kyambangunguru, with low $[Cl^-]$ values (around 0.01-0.04 mM), and the downstream Lakes Ilamba and Kingiri, with higher $[Cl^-]$ values (around 0.34 and 0.06 mM, respectively). The springs display a wide range of $[Cl^-]$ values, with two end-members corresponding respectively to (i) freshwater ($[Cl^-] \sim 0.01$ -0.06 mM; 13 springs) and (ii) concentrated hydrothermal water such as Kajala ($[Cl^-] \sim 12.37$ -9.31 mM), Kasumulu and Mwampulo (respectively of 6.27 and 7.12 mM; Branchu et al. 2005). Although the southernmost freshwater springs such as Betwer or Kambayele are not systematically enriched compared to the northernmost ones (Table 3.2, Fig. 3.3), the salinity of freshwater springs appears relatively homogeneous and constant. Southernmost rivers show intermediate $[Cl^-]$ values, suggesting a mixing between surface and hydrothermal groundwaters. Comparison between the "D" and "R" results clearly shows that waters are more diluted and less conductive during the warm and rainy season even if it is not so clear for some lakes, springs and rivers. Indeed the EC values of Lakes Ilamba, Katunduru and Kajala springs, or Mgowese River slightly increase during the rainy season instead of decreasing nevertheless this is not confirmed by $[Cl^-]$ data (Table 3.2).

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.2: Geographic, physical, chemical and isotopic features of Mbaka waters. Name, positions, altitude (Alt.), temperatures (T), electric conductivity (EC), chloride contents ($[Cl^-]$) and water stable isotopic compositions ($\delta^{18}O$, δ^2H) of water sampled during both campaigns ("D": end of the dry season in November, 2003 and "R": end of the rainy season in March, 2005).

Samples	Latitude	Longitude	Alt. m	T		EC		$[Cl^-]$		$\delta^{18}O$		δ^2H	
				D °C	R °C	D $\mu S\ cm^{-1}$	R $\mu S\ cm^{-1}$	D mM	R mM	D ‰	R ‰	D ‰	R ‰
Mwandapile Well	9°19.48'	33°44.07'	958	24.3	24.5	37	42	-	0.11	-4.4	-4.6	-25	-25
Mwangobole Spring	9°19.75'	33°44.67'	908	23.7	24.0	40	41	-	0.01	-4.3	-4.3	-25	-24
Mapengwe Spring	9°19.72'	33°44.98'	877	24.4	24.5	50	48	0.06	0.01	-4.4	-4.4	-24	-24
Masoko-BV Spring	9°20.00'	33°45.14'	855	24.1	23.8	125	128	0.04	-	-4.4	-4.4	-20	-24
Masoko-R Spring	9°19.78'	33°45.53'	845	22.7	22.8	270	253	-	0.03	-1.4	-1.7	-8	-10
Seibha Spring	9°19.98'	33°45.69'	825	24.9	24.5	137	143	0.03	0.02	-3.3	-3.6	-19	-21
Lwifwa Spring	9°20.42'	33°45.25'	835	24.3	24.2	138	108	0.06	0.01	-4.3	-4.5	-24	-24
Katunduru Spring	9°20.23'	33°45.62'	827	25.2	24.3	145	160	0.01	0.02	-1.3	-1.7	-10	-12
Mbete Spring	9°20.67'	33°45.49'	815	25.5	25.4	85	94	-	0.01	-4.4	-4.5	-25	-27
Itupi River	9°20.67'	33°45.49'	815	24.9	24.7	75	-	-	0.01	-4.0	-4.4	-21	-23
Mbaka River	9°20.45'	33°47.05'	700	26.1	23.2	162	144	0.16	0.09	-4.8	-4.8	-24	-26
Farida Spring	9°21.76'	33°47.04'	670	-	25.1	-	104	-	0.02	-	-4.3	-	-22
Kajala River	9°22.23'	33°49.39'	605	-	31.5	-	2440	-	4.83	-	-4.6	-	-24
Kajala Hot Spring	9°22.23'	33°49.40'	607	57.0	56.2	5000	5420	12.37	9.31	-5.7	-5.2	-28	-25
Ngota River	9°22.92'	33°49.95'	615	-	26.2	-	421	-	0.14	-	-3.9	-	-21
Mgowese River	9°23.72'	33°49.64'	550	29.5	28.3	353	615	-	1.14	-4.0	-4.3	-22	-23
Ikapu River	9°23.71'	33°49.80'	545	-	26.9	-	293	-	-	-	-4.0	-	-22
Inflowing Ilamba River	9°23.64'	33°50.22'	580	-	27.9	-	394	-	0.26	-	-3.0	-	-15
Ilamba Spring	9°23.54'	33°50.21'	580	-	26.4	-	239	-	0.02	-	-4.0	-	-22
Outflowing Ilamba River	9°23.95'	33°50.30'	568	-	30.0	-	439	-	0.26	-	0.3	-	-2
Kambaylele Spring	9°23.92'	33°50.57'	555	-	27.0	-	98	-	0.04	-	-3.6	-	-19
Betwer Spring	9°24.60'	33°50.31'	540	-	26.4	-	96	-	0.03	-	-3.3	-	-18
Lake Masoko	9°20'	33°45'	840	27.0	28.0	41	40	0.02	0.01	3.2	2.7	13	11
Lake Katubwi	9°22'	33°46'	735	-	34.8	-	36	-	0.01	-	-1.9	-	-15
Lake Kyambangunguru	9°22'	33°48'	660	24.8	28.9	58	44	0.04	0.02	3.4	-0.8	16	-7
Lake Ilamba	9°24'	33°50'	580	30.0	31.1	470	511	0.34	0.29	0.6	0.0	-4	-3
Lake Kingiri	9°25'	33°51'	515	32.8	-	109	-	0.06	-	4.3	-	15	-

The water isotopic compositions ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) range between 4.3 and -5.7 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between 16 and -28 ‰ for $\delta^2\text{H}$ (Table 3.2). In a $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram (Fig. 3.5) results are compared to the Regional Meteoric Water Line (RMWL: $\delta^2\text{H} = 7.4 \delta^{18}\text{O} + 9.0$; Rozanski et al. 1996). The Mbaka lakes show evaporated isotopic compositions and define the Regional Evaporation Line (REL: $\delta^2\text{H} = 4.7\delta^{18}\text{O} - 3.2$; Fig. 3.5) characterized by the same slope than the Mt Kenya one (Rietti-Shati et al. 2000). Lake Katubwi is the most depleted, while Lake Kingiri is the most enriched. The lake compositions are indeed systematically depleted during the "R" season with a more pronounced depletion for Lake Kyambangunguru. In fact, the highest isotopic changes recorded for Lake Kyambangunguru must be related to its lowest volume whereas deep lakes present more constant compositions. The isotopic composition of springs is almost constant between "R" and "D". Together with the Mwandapile well, several cold springs display homogeneous, near constant, depleted and non-evaporated signatures, corresponding to the intersection between the RMWL and the REL. The located downstream of Lake Masoko springs Masoko-R, Katundururu, Seibha and Manyogopa show slightly evaporated isotopic compositions, consistent with a contribution of the Lake Masoko evaporated waters and the NW-SE groundwater flow in agreement with the altitude of different potentials (Delalande et al. 2005). Moreover, the mixing rates between lake water and non-evaporated groundwater seem to be constant through time illustrating the system inertia and suggesting the occurrence of a homogeneous and continuous aquifer (Delalande et al. 2005). The Kasumulu and Mwampulo hot spring isotopic compositions ($\delta^{18}\text{O} = -4.8$ ‰ and -5.0 ‰; $\delta^2\text{H} = -25$ ‰ and -26 ‰, respectively; Branchu et al. 2005) allow to better define the isotopic signature of regional thermal gaseous springs (Fig. 3.5). They are depleted in both isotopes and close to the RMWL. The slight change of oxygen isotopic composition values to the left of the RMWL (Fig. 3.5) suggests the exsolution of deep-originated CO_2 at low temperature (Cartwright et al. 2001) in agreement with field observations of both bubble and water flow rates. Except for the Lake Ilamba outlet, the river isotopic compositions are non-evaporated. Because of the absence of any significant isotopic change between cold and thermal springs, the isotopic compositions of non-evaporated rivers do not allow to confirm mixing between fresh and thermal waters, as formerly supported from EC and $[\text{Cl}^-]$ values.

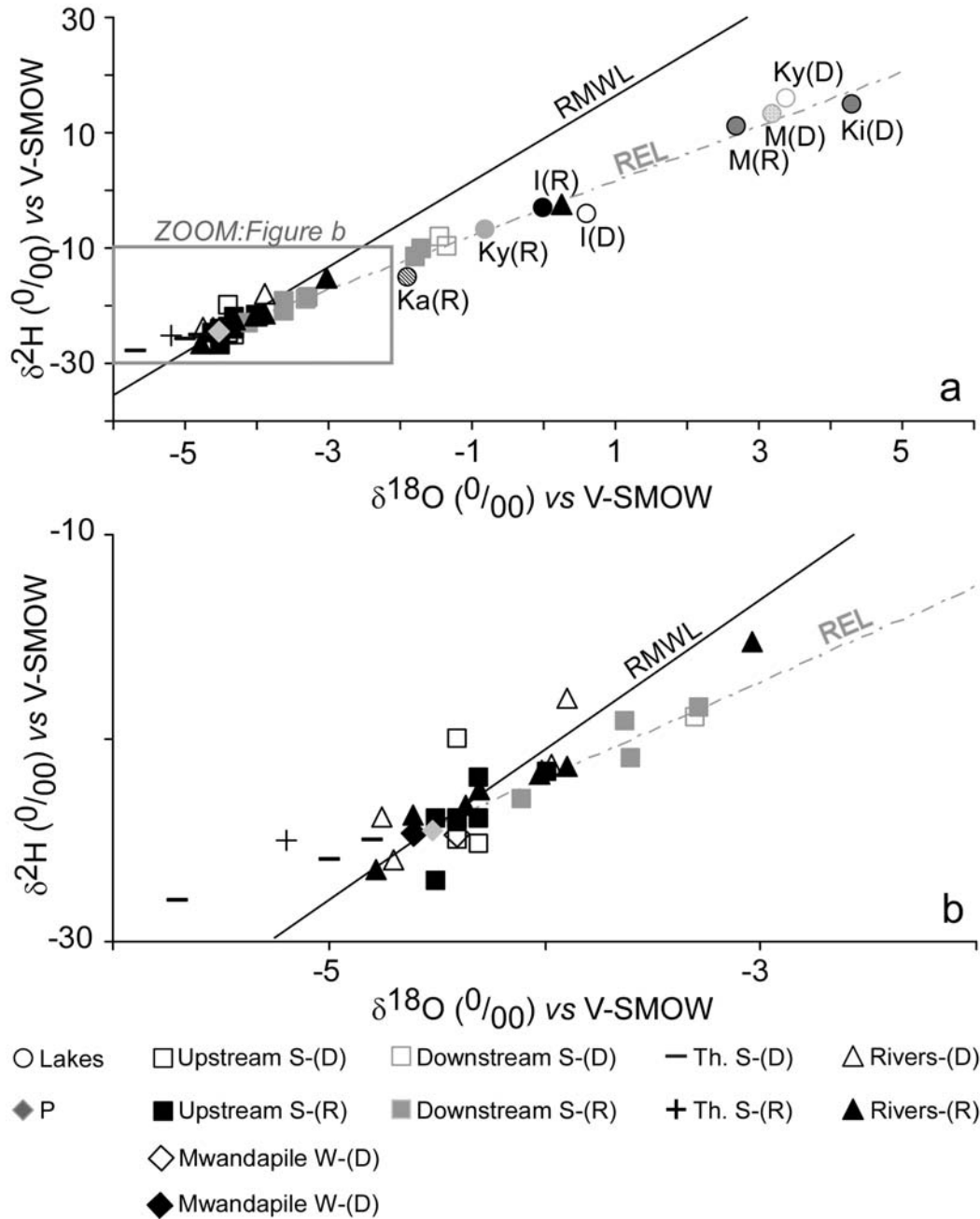


Fig. 3.5: $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (a) and Zoom (b). "RMWL" and "REL" correspond respectively to the Regional Meteoric Water Line and the Regional Evaporation Line (P: mean precipitation; S: freshwater springs; Th. S: hydrothermal springs). The lake isotopic compositions are represented by circle labeled (M: Masoko; Ka: Katubwi; Ky: Kyambangunguru; I: Ilamba; Ki: Kingiri). The "D" or "R" letters indicate the dry (2003) and rainy (2005) season, respectively.

Comparison between the "D" and "R" results clearly shows that waters are warmer, more diluted and depleted during the warm and rainy season. Strikingly, the saltiest lakes are not the most evaporated (Fig. 3.6). The increasing salinity order (Lakes Katubwi, Masoko,

Kyambangunguru, Kingiri and Ilamba) is different from the evaporation stages as defined from isotopic enrichment (Lakes Katubwi, Kyambangunguru "R", Ilamba, Masoko, Kyambangunguru "D" and Kingiri). Clearly, the salinity of the Mbaka lakes cannot be deduced from the evaporation stages and it appears essential to determine the hydrological balances of each hydrosystem and to further identify the origins of the inhomogeneous sources of lake salinity.

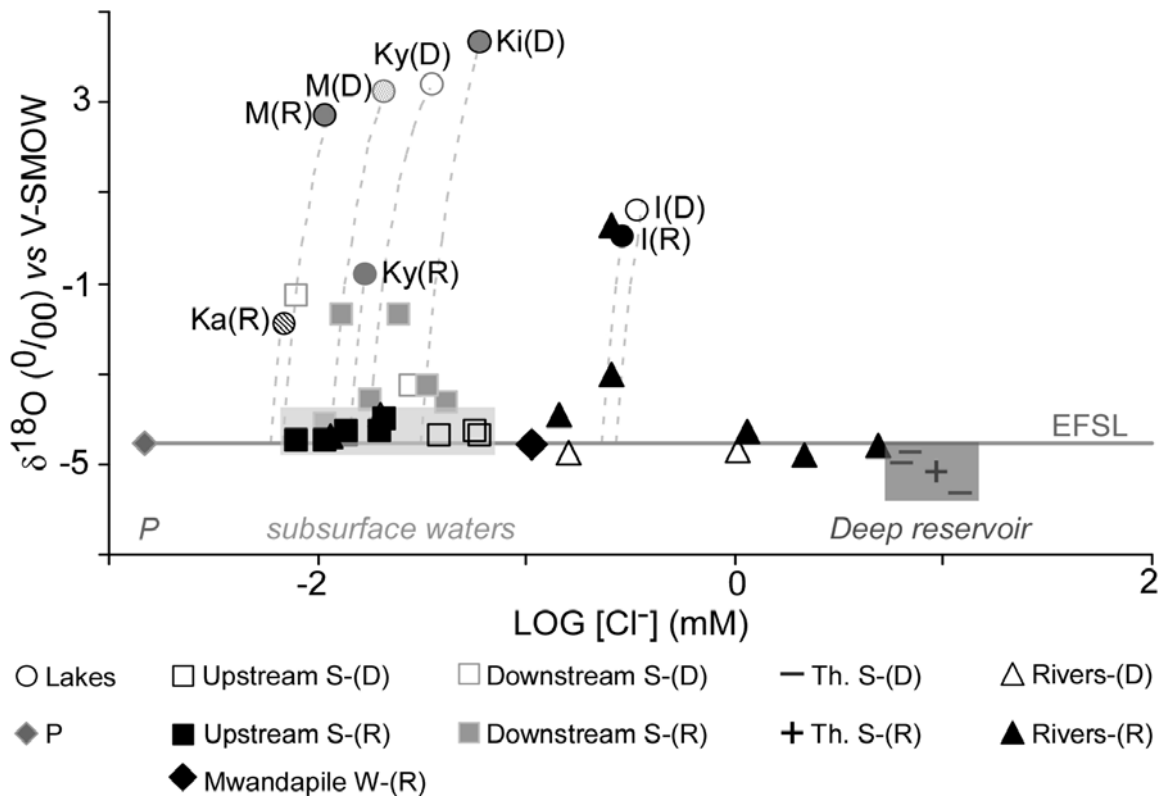


Fig. 3.6: $\delta^{18}\text{O}$ versus $\text{Log}([\text{Cl}^-])$. The grey lines represent the lake water evaporation line. The "EFSL" corresponds to the Evaporation-Free Salinization Line. The intersection between the grey line and the EFSL corresponds to the composition of total inputs ($P+Q_i$). Light grey rectangle: subsurface water end member; dark grey rectangle: deep reservoir end-member. The other legends are the same as figure 3.5.

3.2.1.5 Mbaka lakes water balance

The lake stable isotope budgets enable us to propose a quantification of the exchange between Mbaka lakes and their catchments (Q_i and Q_o). This approach has been previously

applied on Lake Masoko (Bergonzini et al. 2001; Delalande et al. 2005) and other lakes from East Africa (Payne 1970; Darling et al. 1990; Kebede et al. 2002). The Craig-Gordon model of evaporation provides a quantification of the fraction of the inputs water lost by evaporation ($x = E/(P+Q_i)$); Equation 1; Craig & Gordon 1965; Gonfiantini 1986), and then of the lake inflow (Q_i) and outflow (Q_o).

$$x^{18}\text{O} = (\delta^{18}\text{O}Q_o (1-h+\Delta\varepsilon) - \delta^{18}\text{O}I (1-h+\Delta\varepsilon))/(\delta^{18}\text{O}Q_o (1+\Delta\varepsilon-h-1/\alpha) + h\delta^{18}\text{O}a + \Delta\varepsilon + \varepsilon/\alpha) \quad (1a)$$

$$x^2\text{H} = (\delta^2\text{H}Q_o (1-h+\Delta\varepsilon) - \delta^2\text{H}I (1-h+\Delta\varepsilon))/(\delta^2\text{H}Q_o (1+\Delta\varepsilon-h-1/\alpha) + h\delta^2\text{H}a + \Delta\varepsilon + \varepsilon/\alpha) \quad (1b)$$

Where δI and δa are the isotopic compositions of total inputs ($I = P+Q_i$) and atmospheric moisture, T the water evaporating temperature, h the relative humidity of the evaporating atmosphere, $\Delta\varepsilon$ the kinetic enrichment factor (h -dependent; Gonfiantini 1986), ε the equilibrium fractionation coefficient (T -dependent; Majoube 1971) and α the equilibrium fractionation factor (T -dependent; Majoube 1971).

To determine the unknown parameters h , $x^{18}\text{O}$ and $x^2\text{H}$, and then Q_o and Q_i , equations 1a and 1b coupled to the lake water balance equation ($P+Q_i = E+Q_o$) are solved by fixing T , $\delta^{18}\text{O}a$, $\delta^2\text{H}a$, $\delta^{18}\text{O}I$, $\delta^2\text{H}I$, $\delta^{18}\text{O}Q_o$ and $\delta^2\text{H}Q_o$. The temperature was fixed at 24°C as it corresponds to the mean annual air temperature, the mean deep temperature of the Mbaka lakes, and the average freshwater springs temperature, although variations of the temperature actually have little influence on the final results. The estimation of representative values of δa is often a difficult exercise especially in a non moderate climate (Araguás-araguás et al., 2000) and some assumptions are usually made (Dinçer 1968; Zuber 1983; Delalande et al. 2008a). Here, these compositions are obtained from the nearby Lake Rukwa, a northern regional terminal lake ($\delta^{18}\text{O}a = -10.4 \text{ ‰}$, $\delta^2\text{H}a = -64 \text{ ‰}$; Bergonzini et al. 2001) in agreement with spot measurements made around Mbaka lakes region ($\delta^{18}\text{O}a = -13.7 \text{ ‰}$ and $\delta^2\text{H}a = -76 \text{ ‰}$; Delalande et al. 2008a). These values are consistent with measured ($\delta^{18}\text{O}a = -12 \text{ ‰}$; Kebede et al. 2008) or calculated ($\delta^{18}\text{O}a = -10.5 \text{ ‰}$; Gonfiantini et al. 1973; $\delta^{18}\text{O}a = -11.8 \text{ ‰}$; Kebede et al. 2001) isotopic compositions of atmospheric moistures in Ethiopia, despite a slight enrichment probably linked to a more continental influence on the moisture. A sensitivity study of this parameter shows that, even for the most evaporated Lake Kingiri, maximum δa variations of $\pm 2 \text{ ‰}$ in ^{18}O and $\pm 10 \text{ ‰}$ in ^2H have an effect on the calculated x

values lower than $\pm 5\%$. Total inputs compositions (δI values) are set from the intersection between the RMWL and the REL (Fig. 3.5). These compositions ($\delta^{18}\text{O} = -4.5\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -25\text{‰}$) are in agreement with the potential catchment inputs (upper rivers or springs) and with the estimated mean isotopic compositions of precipitations (Fig. 3.5). Eastern springs flowing downstream Lake Masoko are excluded as they result from a mixing with lake waters (Delalande et al. 2005). Assuming that the lake compositions (δL ; Table 3.2) correspond those of the outflows, they are used to fix δQ_o . In fact, Lake Masoko compositions are homogeneous and constant below a few meters depth, and surface water show, from two years of monthly sampling, small seasonal variations (0.8‰ for $\Delta^{18}\text{O}$ and 5‰ for $\Delta^2\text{H}$; Delalande 2008) with a slight enrichment during the dry season. In view of their small depth (Table 3.1), the surface compositions of Lakes Katubwi and Kyambangunguru are representative of each water body. For Lake Ilamba, the surface isotopic compositions are used in view of (i) the homogeneous 2005 water column ($\delta^{18}\text{O} = 0.1 \pm 0.2\text{‰}$ and $\delta^2\text{H} = -1.7 \pm 1.4\text{‰}$; $n = 8$) and (ii) the relatively constant lake surface compositions between "D" and "R" (Table 3.2). For Lake Kingiri, the available 2003 surface sample, which confirms the 1996 values (Bergonzini et al. 2001), is used. The above fixed T , δa , δQ_i values are then considered homogeneous and constant.

Considering a homogeneous relative humidity over Mbaka lake surfaces and according to (i) the theoretic equality between $x^{18}\text{O}$ and $x^2\text{H}$, and (ii) the slope of the REL (Fig. 3.5), the obtained mean relative humidity (h) of 54%, is reintroduced in equation 1a and 1b. Then x values are calculated from both isotopes as for each lake and campaign (Table 3.3). The $x^{18}\text{O}$ and $x^2\text{H}$ show little differences ($< 4\%$), with averaged x values ranging from 10% for Lake Katubwi to 49% for Lake Kingiri. The proposed x are similar for "D" and "R" seasons, except for the shallow Lake Kyambangunguru where large changes in isotopic composition result from the low lake volume. Due to a similar morphology, Lake Katubwi may show the same behavior and the proposed x values must correspond to an underestimation, a shorter spaced (monthly) study could improve the water balances of these shallow lakes. Taking into account the hydrological behavior of each lake during both campaigns, we estimated mean x , at annual scale, of $41 \pm 2\%$ for Lake Masoko (confirming the previous 39%; Bergonzini et al. 2001; Delalande et al. 2005), superior to 10% for Lake Katubwi, 20-40% for Lake Kyambangunguru, $21 \pm 1\%$ for Lake Ilamba and 45-50% for Lake Kingiri (confirming the former 10-20% and 45-55% for these two latters; Bergonzini et al. 2001). Q_o and Q_i estimations indicate that groundwater outflows represent at least 51% of the outputs ($E+Q_o$),

while catchment inflows represent at least 35% of the inputs ($P+Q_i$; Table 3.3). Outflows (Q_o) vary then from 3-13 $l\ s^{-1}$ for Lake Kyambangunguru to around 100 $l\ s^{-1}$ for Lake Ilamba, while inflows (Q_i) mainly due to groundwater, range from 2-12 $l\ s^{-1}$ for Lake Kyambangunguru to a maximum of 94 $l\ s^{-1}$ for Lake Ilamba. Then direct precipitation represents 13 (Lake Katubwi) to 64% (Lake Kingiri) of the inputs and appears correlated with the lake-to-catchment surface ratio (A_L/A_c ; Tables 3.1 and 3.3b). Expressed in $m\ yr^{-1}$ (related to each lake surface), outflows (Q_o/A_L) vary then from 2.0 for Lake Kingiri to 17.1 $m\ yr^{-1}$ for Lake Katubwi and inflows (Q_i/A_L) range from 1.4 $m\ yr^{-1}$ for Lake Kingiri to 16.6 $m\ yr^{-1}$ for Lake Katubwi. Except for Kyambangunguru "D", the lake catchment water stages (Q_i/A_c ; Table 3.3) are close or higher than the Mbaka River one (1.1 $m\ yr^{-1}$) and those of Lakes Kingiri and Masoko (respectively 5.3 and 3.9-4.8 $m\ yr^{-1}$) are higher than the annual precipitation (2.5 $m\ yr^{-1}$), showing evidence of an outside surface catchment groundwater contributions. Finally, lake water residence times (tr) are inferred, from above water budgets and respective lake volumes (Table 3.1, as $tr = Vol/(Q_i+P) = Vol/(Q_o+E)$) at few months for Lakes Kyambangunguru and Katubwi, around 2 years for Lake Ilamba and around 5 years for Lakes Masoko and Kingiri (Table 3.3). The proposed water balances will be used to determine each Mbaka lakes inflows chloride content from their chloride budgets.

Table 3.3: Summarized lake water budgets. Results are shown for preliminary considerations, lake isotopic water balance and chloride budget for both field campaigns "D" and "R". P, precipitation; E, evaporation; Qo, outflows; Qi, inflows; and x , fraction of inputs lost by evaporation. The (Qo-Qi) terms are the net fluxes exchanged with the basins. Qo, Qi and x are obtained from isotopic water balance. [Qi] is the total inflow chloride concentration calculated for each system. Qif and Qih are the inflows from the fresh and hydrothermal reservoirs. The flows are expressed in $l.s^{-1}$ and in $m.yr^{-1}$ related to each average lake surface area ($/A_L$) or catchment area ($/A_C$). tr and d correspond to the water residence time and to the dilution factor.

Lakes		Preliminary considerations				Isotopic water balances				Chloride budgets			
		P $m yr^{-1}$	E $m yr^{-1}$	(Qo-Qi) $/A_L m yr^{-1}$ ($l s^{-1}$)	x %	Qo $/A_L m yr^{-1}$ ($l s^{-1}$)	Qi $/A_L m yr^{-1}$ ($l s^{-1}$)	Qi $/A_C m yr^{-1}$	tr yr	[Qi] mM	Qif $/A_L m yr^{-1}$ ($l s^{-1}$)	Qih $/A_L m yr^{-1}$ ($l s^{-1}$)	d %
Masoko	D	2.45	1.90	0.55 (6.6)	43	2.5 (30.3)	2.0 (23.7)	3.9	5.3	0.03	2.0 (23.7)	0.0 (0.0)	16
	R	2.45	1.90	0.55 (6.6)	39	3.0 (35.8)	2.4 (29.2)	4.8	4.8	0.01	2.4 (29.2)	0.0 (0.0)	8
Katubwi	R	2.45	1.90	0.55 (0.2)	10	17.1 (7.3)	16.6 (7.0)	2.0	0.1	0.01	16.6 (7.0)	0.0 (0.0)	0
Kyambangunguru	D	2.45	1.90	0.55 (0.7)	46	2.2 (2.9)	1.7 (2.2)	0.4	0.2	0.05	1.7 (2.2)	0.0 (0.0)	21
	R	2.45	1.90	0.55 (0.7)	16	10.0 (12.9)	9.4 (12.2)	2.4	0.1	0.02	9.4 (12.2)	0.0 (0.0)	3
Ilamba	D	2.45	1.90	0.55 (7.4)	20	7.6 (101.6)	7.1 (94.3)	0.9	1.7	0.37	6.8 (90.6)	0.3 (3.7)	7
	R	2.45	1.90	0.55 (7.4)	21	7.1 (95.6)	6.6 (88.2)	0.9	1.8	0.32	6.4 (85.4)	0.2 (2.9)	8
Kingiri	D	2.45	1.90	0.55 (4.7)	49	2.0 (16.9)	1.4 (12.2)	5.3	5.2	0.08	1.4 (12.1)	0.01 (0.1)	26

3.2.1.6 Origin of inflow salinity

As chloride is usually assumed as a conservative element, showing no retention rate, and because of the good relation between $[Cl^-]$ and EC, chloride concentrations are used to infer salinization features. The chloride concentrations of inflows were obtained ($[Q_i]$; Table 3.3) from chloride budgets ($P[P] + Q_i[Q_i] = Q_o[Q_o]$ with $[P]$ and $[Q_o]$ the chlorinity of precipitation and outflows) with low $[P]$ fixed at 0.0015 mM, as established on Lake Malawi shore (Bootsma et al. 1996) and, considering that $[Q_o]$ are equal to those of lake ($[L]$; Table 3.2). From one watershed to the other the resulting $[Q_i]$ present a large range from 0.01 to 0.37 mM. The $[Q_i]$ are low for the northern Lakes Masoko (~0.02 mM), Katubwi (0.01 mM) or Kyambangunguru (~0.03 mM) and in contrast, higher for southern Lakes Ilamba (up to 0.35 mM) and Kingiri (~0.08 mM). Supporting the reliability of the lake water budgets and the positive P-E values (associated with dilution of the Mbaka lakes by atmospheric fluxes), each proposed $[Q_i]$ appears more or less consistent with those locally measured, diluted during the rainy season, and higher than the lake ones (Table 3.2). Nevertheless, understanding of the origin of $[Q_i]$ variations over catchments is now required to determine the potential sources contributing to the inputs and hydrosystems salinity.

The $[Q_i]$ cannot be solely explained by rainfall concentration during transpiration processes, because a maximum transpiration estimated at 60% of precipitation would induce chloride concentrations of ~0.003 mM, a value one or two order(s) of magnitude too low. As the direct precipitation runoff is negligible in this environment (Garcin et al. 2006b), the $[Q_i]$ variability cannot either be due to runoff variation over catchments, which indicates that it is relative to rivers and groundwater salt content ones. Concurrently, in view of potential inflows isotopic compositions (Fig. 3.5; Table 3.2) and climatic homogeneity, this variability cannot be linked to different evaporation rates. In regard to the geology (Fig. 3.3), the salinization processes are then likely controlled by weathering processes through silicate and volcanic glass hydrolysis. Finally, in view of some high $[Q_i]$ and low kinetic dissolution rates at ambient temperature, the $[Q_i]$ range is interpreted as resulting from a mixing in different proportions between the two poles of groundwater identified from EC and $[Cl^-]$ data, which correspond to (i) fresh and (ii) hydrothermal waters (see results). To quantify their respective contribution in the lake inflows, the two end members have to be investigated.

The freshwater pole chloride content [Qif], is fixed at 0.03 mM from freshwater springs not contaminated by either a hydrothermal contribution or a lake water outflow, which range from 0.01 to 0.06 mM (Table 3.2) whereas, the average chloride contents of the three hot springs are used to define the hydrothermal end-member [Qih] at 8.77 mM. The concentration change between [Qif] and [Qih] is interpreted as resulting from different degrees of water-rock interactions at low and high temperatures.

The hydrothermal contribution (Qih) appears negligible for the northernmost Lakes Masoko, Katubwi and Kyambanguru and is estimated at 3-4 l s⁻¹ (0.20 m yr⁻¹; or about 3% of the Qi) for Lake Ilamba and at the significant limit (0.1 l s⁻¹) for Lake Kingiri, the two southernmost lakes. The quantification of mixing parts obviously depends on the fixed input concentrations, but any reasonable change still provide evidences of a hydrothermal contribution for Lake Ilamba, which is closer to the Mbaka fault. The vicinity of the Mbaka fault would therefore probably control the hydrothermal contribution. This result is further supported by the relatively high chloride contents and conductivities of rivers crossing the Mbaka fault (Kajala, Mgowese, Ngota, or inlet Ilamba Rivers; Fig. 3.3 and Table 3.2). The contribution of the fault as a source of salty water then appears evidently clear (Fig. 3.3 and 3.6).

3.2.1.7 Controls on the Mbaka Lakes salinity

As the above results point, three types of water contribute to the lakes inflow salinity: (i) precipitation, (ii) fresh and (iii) thermal groundwaters; their respective part in the water Mbaka lake balances is responsible of the lake salinity differences (Table 3.2). In a $\delta^{18}\text{O}$ versus Log [Cl] plot (Fig. 3.6), these three types of waters, constituting potential inputs, show the same degree of evaporation but are distinguished by their salt rates.

The non-evaporated potential inputs define an "Evaporation-Free Salinization Line" (EFSL), where the three types of water are clearly distinguished. Both chloride and isotopic lake compositions could then be explained by the evaporation part of the total inputs (P+Qi), which clearly indicate that the lake salinity degrees are not related to evaporation enrichment (Fig. 3.6; Table 3.2) but is linked to the hydrothermal contribution to the inflows depending on the proximity of the Mbaka fault. It can be noted that some fresh springs located

downstream Lake Masoko, present evaporated signature accounting on lake outflow contamination.

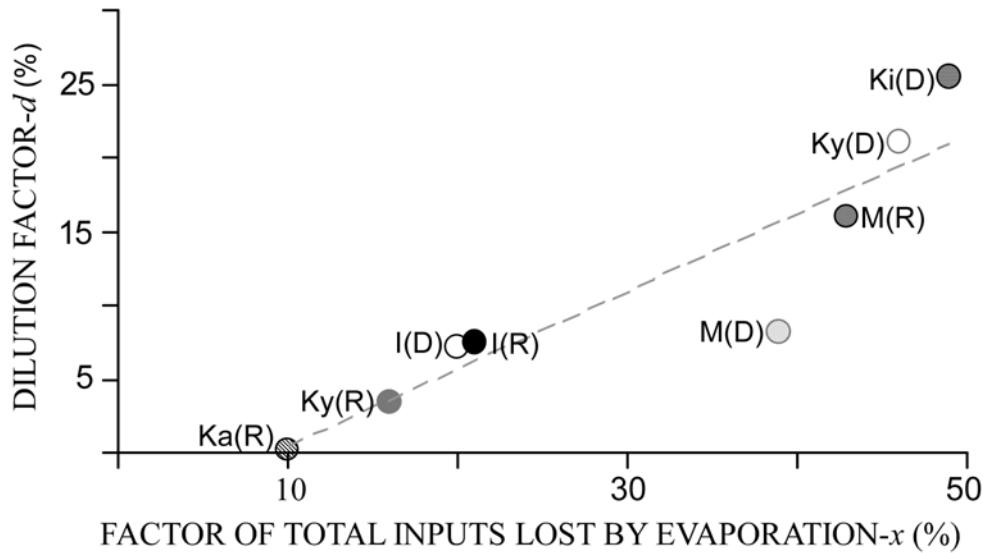


Fig. 3.7: Dilution factor (d) obtained from the chloride budget *versus* fraction of inputs lost by evaporation (x) calculated from the stable isotope balances of Mbaka lakes. The grey line corresponds to the tendency line ($r = 0.92$). The other legends are the same as figure 3.5.

Furthermore, as mentioned earlier in this study, the lake chloride concentrations ($[L]$) appear systematically lower than those of inflows ($[Q_i]$), implying that lakes constitute dilution sites. Due to specific climatic features ($P-E > 0$), any inflows with concentrations 5-6 times higher than the rain one, would be progressively diluted when exposed to nowadays atmospheric conditions. The chloride dilution factor ($d = ([Q_i] - [L]) / [Q_i]$; Table 3.3), which characterizes the importance of inflow dilution in lake, increases when the water exchanges with the atmosphere (P and E) are predominant related to those with the catchments (Q_i and Q_o). Dilution is then important for the deep Lakes Masoko and Kingiri whereas it is lower for the others. This dilution effect appears correlated to the fraction of total inputs lost by evaporation (x ; $r = 0.92$ with $n = 8$; Fig. 3.7) as with the lake water residence time (tr), the latter being partly controlled by the catchments size, its efficiencies as the lake volume and depth (Table 3.3).

It may be noted that a better relation between d and x is obtained with Lakes Masoko, Kyambangunguru and Ilamba mean "D" and "R" values ($r = 0.95$ with $n = 5$). Finally, the most important controls on the lake salinity increase are (i) the importance of hydrothermal contribution, (ii) the relative part of the exchanges with the atmosphere in lake budgets and (iii) the volume of the lakes. Concurrently, dilution in lakes appears more important for large lake volumes with long residence times.

3.2.1.8 Paleolimnological implications at Lake Masoko

A recent multidisciplinary study of the Lake Masoko 45,000 yr sedimentary record (pollen, rock magnetism and shoreline erosion; Garcin et al. 2006a and b) has suggested that, during the Last Glacial Maximum (LGM) and the Younger Dryas (YD) time intervals, moister conditions corresponding to higher P-E values and weaker seasonal contrasts prevailed in Lake Masoko, while low lake stands and dry conditions clearly prevailed to the north (Bonnefille et al. 1992; Johnson et al. 1996; Gasse 2000, Thevenon et al. 2002) and, possibly, to the south (Johnson et al. 2002) of the RVP. In contrast, during both time intervals (LGM and YD), diatom assemblages from Lake Masoko were interpreted as reflecting higher EC values (Barker et al. 2003), suggesting the opposite interpretation of a drier climate.

Our study shows that, due to the P-E excess prevailing in the Mbaka region, the salinity of each lake increases as the fraction of inputs lost by evaporation (x ; Fig. 3.7) or the water residence time (tr , Table 3.3) decrease. Wetter conditions, corresponding to higher P or lower E rates, induce then, an increase of associated Q_i and lower x which result, assuming constant fresh (Q_{if}) to hydrothermal (Q_{ih}) groundwater ratio, a dilution factor (d) decrease and upper lake concentration. Furthermore, considering constant lake volume, wetter conditions imply lower residence time and lower dilution rate.

It seems that, even if wetter conditions would favor lake dilution by direct precipitation, the resulting higher inflow would induce its concentration. If our current understanding does not enable us to forecast the effect of these additional processes and to confirm a positive relationship between drier conditions and higher lake salinity as implicitly used by Barker et al. (2003), it allows us to associate wetter climate with upper lake salinity. A better knowledge of the system, including the precipitation chemical composition and the

catchment response to higher precipitation in terms of water and salt fluxes, would be required to be more confident. Nevertheless, the inferred from diatoms assemblages EC values of $\sim 500 \mu\text{S cm}^{-1}$ for the LGM (Barker et al. 2003) are still very high (higher than any water sampled in the Lake Masoko area; Table 3.2) to be fully consistent with our understanding of the Lake Masoko modern salinity. This may result from (i) an overestimation of the paleo-EC values as inferred from diatoms-conductivity transfer functions; from (ii) a drastically change to a negative P-E value as it is observed in many environments, or from (iii) a shift in water salinization processes during the LGM, due to a strengthened hydrothermal contribution in the Lake Masoko balance, which has been shown as a lake salinization key control at regional scale. The latter processes have already been invoked for Crater Lake Tilo (Ethiopia) during the early Holocene (Telford & Lamb 1999). The present work seems indicate that relatively high EC at Lake Masoko for the LGM and YD time-intervals (Barker et al. 2003) is not inconsistent with moister climate conditions as inferred from other proxies (Garcin et al. 2006a and b).

3.2.1.9 Conclusions

Lakes are often considered as specific sites where chemical concentration of the whole inputs by evaporation strongly controls the water salinity (Gibbs 1970; Crowe 1993; Williams 1996). In many environments, including large lakes such as Lake Tanganyika chloride evaporative concentration is used to track the importance of evaporation and water residence time of lake waters (Branchu & Bergonzini 2004, Deocampo 2004). Such assumption is inverted in the Mbaka lakes climatic context, where atmospheric precipitation is higher than evaporation rates, and cannot solely account on the Rungwe geological area (Fig. 3.3) where lake inflow salinity is heterogeneous and partly controlled by hydrothermal inputs.

Here, instead of chloride contents, water stable isotope compositions are used to trace evaporative processes and to establish the mean annual water balances of the Mbaka lakes. These water and isotope budgets provide evidence of both large groundwater outflows and inflows (Table 3.3). The high estimated groundwater inflow values, imply contributions external to the surface catchment, especially at Lakes Masoko and Kingiri, and indicate that

this rosary of lakes constitutes a series of windows on the local shallow aquifer. Two main hydrological situations corresponding firstly to water residence times of a few years (“deep” Lakes Masoko, Kingiri and Ilamba) and secondly residence of just a few months (“shallow” Lakes Kyambangunguru and Katubwi) are identified. The increasing evaporative degrees between Lakes Katubwi, Kyambangunguru "R", Ilamba, Masoko, Kyambangunguru "D" and Kingiri (Fig. 3.5) cannot solely account for the increasing salinity order observed: Lakes Katubwi, Masoko, Kyambangunguru, Kingiri and Ilamba.

The lake chloride concentration or salinity appears mainly controlled by the hydrothermal contribution, secondly by the lake water budgets, and by the lake water residence time or lake volumes. Today, the hydrothermal contribution appears insignificant for Lakes Masoko, Katubwi and Kyambangunguru, contrasting with the closest lakes to the Mbaka fault: Lakes Ilamba ($\sim 0.2 \text{ m yr}^{-1}$) and Kingiri (at the significant limit). This supports a strong relationship between measured chloride contents and the distance to the Mbaka fault, where hydrothermal resurgences occur.

Isotopic compositions and chloride concentrations are then explained by the mixing of different identified water inputs (direct precipitation, fresh and hydrothermal groundwater inflows), and by evaporation processes (Fig. 3.6). This must be further considered for investigating the behavior of reactive elements in both surrounding environments and lake water bodies.

Due to the regional positive P-E, and in contrast with almost free water surfaces, the Mbaka lakes are dilution sites. Under wetter climatic conditions, stronger precipitation or lower evaporation rates would favor an increase in inflows, as a fraction of inputs lost by evaporation or lakes water residence time decreases and then relative lake salinization through higher solute inputs from groundwater (Fig. 3.7). Although additional work is required to quantify more precisely the lake salt balance under climatic change conditions, sensitivity analysis show that a precipitation increase may result in a higher lake salinity. This process indicates that the past wetter conditions of Lake Masoko during the LGM and YD (Garcin et al. 2006 a and b) are not inconsistent with the past EC increases (Barker et al. 2003). This work enables the reconciliation of two formerly contradictory interpretations of independent terrestrial (pollen, rock magnetism) and aquatic (diatoms) proxies of paleoenvironmental change. It highlights the importance of improving the understanding of current local processes

to confirm and solve past environments. More generally, this work stresses the key control of regional climatic conditions and groundwater inflows when investigating past limnological processes in humid areas and time-intervals, most especially in volcanic and tectonically active regions, as in the EARS.

This study, based on inert tracers (stable isotope and chloride) allowed to draw the current Mbaka lakes hydrology, an indispensable step to understanding the geochemistry of reactive elements, and secondly address the case of lakes under wet environment where direct precipitation at the lake surface are not balanced by evaporation.

Acknowledgements:

We acknowledge the scientific support of the Institute of Resource Assessment of University of Dar es Salaam. Discussions and comments with Philip Barker, Frederic Beal, Anita Cadoux, Yannick Garcin, Stephen Kajula, Amos Majule, Marc Massault, Evelyn Mbede and Cecile Quantin are gratefully acknowledged. Olivia Falzi is warmly thanked for her grammatical advice and "Baron" times. Ezekiel Mwandapile, Abdallah Issah, Mwenge Jenk and the Masoko Lwifwa community are warmly thanked for assisting us during fieldwork in the Rungwe and Mbaka areas. This research was supported by the CLEHA project of the ECLIPSE program (INSU), and the Tanzanian Commission of Science and Technology (COSTECH). This is a publication of the Rungwe Environmental Science Observatory Network (RESON).

3. 2. 2 Extension de cette approche à la campagne de 2006 et aux autres systèmes lacustres de la région

L'étude précédente a également été appliquée aux lacs Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba et Kingiri (Fig. 3.3) sur la base de nouvelles données acquises à partir de la campagne de septembre 2006 (saison sèche et froide). Les bilans hydrologiques et en chlorures des lacs Itende, Itamba, Kyungululu et Kiejo, explorés pour la première fois en 2006 ainsi que le lac Ngozi (Fig. 1.2) qui a fait l'objet des campagnes de 2003, 2005 et 2006 sont ici, établis puis discutés.

Apports des données "2006" aux lacs de la Mbaka

Les lacs de la Mbaka ainsi que les sources relatives aux apports souterrains de subsurface et profonds présentent des données physico-chimiques (T, EC, Cl) et isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) relativement comparables avec celles obtenues lors des campagnes de 2003 et 2005 précédemment évoquées (Table 3.4). Les plus importantes variations qui sont, comme attendu, observées pour les lacs peu profonds Katubwi et Kyambangunguru, induisent une forte variabilité de leurs bilans hydrologiques, isotopiques et en chlorures (Tables 3.3 et 3.5). Les temps de résidence de l'eau de ces systèmes n'excèdent pas quelques mois et aucune contribution thermique n'influence leur minéralisation. Les bilans hydrologiques, isotopiques et en chlorures, à l'échelle annuelle, des lacs Masoko, Ilamba et Kingiri, proches de l'état d'équilibre, sont quant à eux, voisins de ceux précédemment estimés (Tables 3.3 et 3.5). Toutefois, la contribution hydrothermale à la limite significative mise précédemment en évidence pour le lac Kingiri est ici, non détectée. Ces nouvelles données confirment les conclusions préétablies.

Origine de la minéralisation des autres lacs étudiés

Les caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des lacs de l'uplift, Kiejo et Ngozi ainsi que les rivières et sources situées à proximité, sur lesquelles se base l'étude des bilans hydrologiques et isotopiques couplés à celui en chlorures, sont récapitulées en Table 3.4. Les bilans sont quant à eux, détaillés en Table 3.5 et, l'importance des processus d'évaporation dans la minéralisation de ces lacs est illustrée en Figure 3.8. Aux vues des résultats, ces hydro-systèmes présentent des comportements hydrologiques différents.

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.4 : Caractéristiques géographiques, physiques, chimiques et isotopiques des eaux des sources et rivières situées aux voisinages des lacs de la Mbaka , Kiejo et Ngozi. La légende est similaire à celle de la Table 3.2. "03": fin de la saison sèche en novembre, 2003 ; "05": fin de la saison des pluies en mars, 2005 et "06" ; saison sèche en septembre 2006. Seuls les points échantillonnés lors de la campagne de 2006 sont reportés. Les rivières présentant un astérisque sont localisées sur les flancs du Ngozi. Voir la Figure 1.2 pour situer les différents sites.

Samples	Latitude °'	Longitude °'	Alt. m	T °C			EC μS cm ⁻¹			[Cl ⁻] mM			δ ¹⁸ O ‰			δ ² H ‰		
				03	05	06	03	05	06	03	05	06	05	05	06	03	05	06
Mwandapile Well	9°19.48'	33°44.07'	958	24.3	24.5	23.6	37	42	36	-	0.11	0.01	-4.4	-4.6	-4.4	-25	-25	-22
Mwangobole Spring	9°19.75'	33°44.67'	908	23.7	24.0	23.2	40	41	41	-	0.01	0.03	-4.3	-4.3	-4.5	-25	-24	-21
Seibha Spring	9°19.98'	33°45.69'	825	24.9	24.5	24.5	137	143	138	0.03	0.02	0.02	-3.3	-3.6	-3.5	-19	-21	-19
Katunduru Spring	9°20.23'	33°45.62'	827	25.2	24.3	24.3	145	160	171	0.01	0.02	-	-1.3	-1.7	-2.7	-10	-12	-15
Ilamba Spring	9°23.54'	33°50.21'	580	-	26.4	26.1	-	239	252	-	0.02	0.03	-	-4.0	-4.1	-	-22	-22
Nyiobuko Spring	9°18.37'	33°51.96'	920	-	-	23.0	-	-	222	-	-	0.06	-	-	-5.1	-	-	-30
Itende River	9°20'	33°47'	950	-	-	19.1	-	-	101	-	-	0.09	-	-	-4.7	-	-	-26
Kiejo River	9°11.11'	33°47.42'	1625	-	-	14.2	-	-	84	-	-	0.03	-	-	-5.0	-	-	-29
Ilwalilo-b hot Spring	9°18.65'	33°45.35'	785	-	-	42.7	-	-	5340	-	-	17.01	-	-	-5.1	-	-	-27
Ilwalilo-c hot Spring	9°18.65'	33°45.37'	785	-	-	61.5	-	-	-	-	-	21.44	-	-	-5.5	-	-	-29
Mwampulo-a hot Spring	9°32.98'	33°47.73'	523	-	-	62.8	-	-	9630	-	-	7.10	-	-	-5.1	-	-	-25
Kasumulu-a hot Spring	9°35.14'	33°46.24'	505	-	-	41.3	-	-	7200	-	-	6.08	-	-	-5.1	-	-	-26
Ngozi waterfall*	9°00.31'	33°32.42'	2540	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	-	-5.6	-	-	-32	-
Itembele River*	9°00.71'	33°33.05'	2320	-	14.8	-	-	109	-	-	0.09	-	-	-5.6	-	-	-35	-
Gozimba River*	9°03.78'	33°32.34'	1740	-	18.4	-	-	358	-	-	0.85	-	-	-5.5	-	-	-34	-
Mwatesi River*	9°02.01'	33°36.04'	1980	-	16.9	-	-	177	-	-	0.10	-	-	-5.9	-	-	-37	-
Mwambalizi River*	8°57.57'	33°35.79'	2140	-	17.4	-	-	55	-	-	0.02	-	-	-6.1	-	-	-39	-
Kwamana River*	8°55.53'	33°33.90'	1860	-	21.2	-	-	184	-	-	0.73	-	-	-6.0	-	-	-38	-
Lake Masoko	9°20'	33°45'	840	27.0	28.0	23.5	41	40	36	0.02	0.01	0.01	3.2	2.7	3.0	13	11	14
Lake Katubwi	9°22'	33°46'	735	-	34.8	20.1	-	36	59	-	0.01	0.03	-	-1.9	2.1	-	-15	9
Lake Kyambangunguru	9°22'	33°48'	660	24.8	28.9	23.0	58	44	30	0.04	0.02	0.04	3.4	-0.8	0.2	16	-7	7
Lake Ilamba	9°24'	33°50'	580	30.0	31.1	26.1	470	511	481	0.34	0.29	0.33	0.6	0.0	-0.1	-4	-3	-1
Lake Kingiri	9°25'	33°51'	515	32.8	-	30.1	109	-	124	0.06	-	0.05	4.3	-	4.3	15	-	20
Lake Itende	9°19'	33°47'	1020	-	-	22.5	-	-	103	-	-	0.04	-	-	-0.6	-	-	-3
Lake Kyungulu	9°18'	33°52'	908	-	-	23.8	-	-	150	-	-	0.03	-	-	-0.6	-	-	-7
Lake Itamba	9°21'	33°51'	821	-	-	25.6	-	-	131	-	-	0.03	-	-	4.0	-	-	16
Lake Kiejo	9°11'	33°47'	1621	-	-	20.8	-	-	37	-	-	0.01	-	-	-2	-	-	-11
Lake Ngozi	9°00'	33°33'	2060	21.8	21.1	19.4	5140	4690	4600	43.46	38.87	42.56	-1.5	-15	-1.4	-11	-12	-12

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.5: Premières considérations (a), bilans hydrologiques (b) et isotopiques (c) des lacs de la Mbaka, de l'uplift (Kyungululu, Itamba et Itende), Kiejo et Ngozi. Ces bilans sont établis sur la base des données de septembre 2006 (saison sèche) et de la signature isotopique de la vapeur atmosphérique dérivée à partir du lac terminal Rukwa (δAtl). Le lac Ngozi a fait l'objet des 3 principales campagnes de terrain (nov. 2003, mar. 2005 et sept. 2006). Ces résultats sont obtenus à partir de l'estimation des humidités relatives moyenne calculées à 60% pour les lacs de la Mbaka, 62% pour les lacs de l'uplift et Kiejo, et 58% pour le lac Ngozi. P, précipitation ; E, évaporation ; Qo, flux sortant ; Qi, flux entrant ; et x , fraction des apports perdus par évaporation. Les termes (Qo-Qi) sont les flux nets échangés avec les bassins, déduits à partir de (P-E). Qo, Qi et x sont obtenus à partir du modèle d'évaporation Craig-Gordon (équations 1, 1a et 1b). [Qi] correspond à la concentration des influx totaux calculée pour chacun des systèmes à partir de l'équation $[P].P + [Qi].Qi = [Qo].Qo$. Qis and Qith correspondent aux influx en provenance des réservoirs de subsurface et hydrothermal, respectivement. Les flux sont exprimés en l.s^{-1} et en m.an^{-1} rapportés à la surface moyenne de chaque lac ($/A_L$) ou bassin ($/A_C$). Le temps de résidence ($tr = V/(E+Qo)$) et le facteur de dilution ($d = ([Qi]-[L])/[Qi]$) sont alors déduits de ces derniers calculs.

Lacs		a - Premières considérations				b – Bilans isotopiques				c – Bilan en chlorures			
		P m an^{-1}	E m an^{-1}	(Qo-Qi) $/A_L \text{ m an}^{-1}$ (l s^{-1})	x %	Qo $/A_L \text{ m an}^{-1}$ (l s^{-1})	Qi $/A_L \text{ m an}^{-1}$ (l s^{-1})	Qi $/A_C$ m yr^{-1}	tr yr	[Qi] mM	Qis $/A_L \text{ m an}^{-1}$ (l s^{-1})	Qith $/A_L \text{ m an}^{-1}$ (l s^{-1})	d %
Masoko	2006	2.45	1.90	0.55 (6.6)	45	2.3 (27.5)	1.7 (20.8)	3.5	5.6	0.02	1.7 (20.9)	0.0 (0.0)	14
Katubwi	2006	2.45	1.90	0.55 (0.2)	37	3.3 (1.4)	2.7 (1.2)	0.3	0.4	0.04	2.7 (1.2)	0.0 (0.0)	14
Kyambangunguru	2006	2.45	1.90	0.55 (0.7)	27	5.2 (6.7)	4.6 (5.6)	1.2	0.1	0.05	4.6 (5.9)	0.0 (0.0)	9
Ilamba	2006	2.45	1.90	0.55 (7.4)	20	7.7 (103.2)	7.2 (95.8)	0.9	1.7	0.36	6.9 (92.2)	0.3 (3.6)	7
Kingiri	2006	2.45	1.90	0.55 (4.7)	59	1.3 (11.1)	0.7 (6.4)	2.8	6.2	0.08	0.7 (6.4)	0.0 (0.0)	38
Kyungululu	2006	2.45	1.90	0.55 (2.0)	17	9.4 (33.7)	8.9 (31.7)	21.1	1.2	0.03	8.9 (31.7)	0.0 (0.0)	5
Itamba	2006	2.45	1.90	0.55 (2.0)	60	1.3 (4.7)	0.7 (2.7)	1.4	1.9	0.05	0.7 (2.7)	0.0 (0.0)	37
Itende	2006	2.45	1.90	0.55 (2.4)	20	7.8 (34.8)	7.3 (32.3)	1.8	0.2	0.05	7.3 (32.3)	0.1 (0.1)	6
Kiejo	2006	2.45	1.90	0.55 (0.2)	11	14.6 (4.6)	14.1 (4.5)	1.2	0.0	0.01	14.1 (4.5)	0.0 (0.0)	2
Ngozi	2003	2.85	1.90	0.95 (93.8)	19	8.2 (813.6)	7.3 (719.8)	4.9	2.3	49.13	-	-	12
	2005	2.85	1.90	0.95 (93.8)	18	8.4 (834.5)	7.5 (740.7)	5.1	2.2	43.79	-	-	11
	2006	2.85	1.90	0.95 (93.8)	19	8.1 (805.2)	7.2 (711.4)	4.9	2.3	48.17	-	-	12

Lacs Itende et Kiejo

Les lacs peu profonds Itende et Kiejo présentent des temps de résidence de l'eau estimés à quelques mois (Table 3.5). De comportements hydrologiques comparables à ceux des lacs Katubwi et Kyambangunguru, une forte variabilité de leurs compositions isotopiques et de leurs bilans est suspectée. Toutefois, sur la base d'une nappe de subsurface régionale relativement homogène et faiblement minéralisée ($[Cl^-] = 0.03 \text{ mM}$), le lac Itende, contrairement à ces homologues, semble influencer par une légère contribution hydrothermale (Qith $\sim 0.1 \text{ m.an}^{-1}$; Table 3.5). Bien que de haute altitude et situé sur son compartiment supérieur, ce lac est aussi le plus proche de la faille Mbaka. Toutefois, la mise en culture (rizière) de l'ensemble de son bassin versant pourrait laisser envisager une autre source de minéralisation des apports que thermo-minérale. Il peut être néanmoins remarqué que l'étude des processus de minéralisation au sein des lacs Kiejo et Katubwi, dont les bassins versants sont eux aussi, cultivés, ne met en évidence aucune composante hydrothermale.

Lacs Kyungululu et Itamba

A partir de l'établissement des bilans hydrologique et isotopiques reposant sur les seules données acquises en septembre 2006, les temps de résidence de l'eau des lacs Kyungululu et Itamba, de profondeurs voisines à celles des lacs Masoko et Ilamba sont d'environ 1 et 2 ans (Table 3.5), respectivement. Ces temps de séjour sont comparables à ceux obtenus pour le lac Ilamba et inférieurs à ceux estimés pour le lac Masoko (Tables 3.3 et 3.5). Aux vues de leurs paramètres morphologiques (Table 1.1), les comportements hydrologiques de ces deux systèmes peuvent être ici, suspectés de type 'Masoko'. Des flux souterrains entrant et sortant, assurant le remplissage, la vidange et la stabilité de ces réservoirs, sont ici mis en évidence. Rapportés aux surfaces lacustres, les apports en provenance des bassins des lacs Kyungululu et Itamba sont estimés respectivement à 8.9 m.an^{-1} et 0.7 m.an^{-1} et les pertes à 9.4 m.an^{-1} et 1.3 m.an^{-1} (Table 3.5). De bassin versant de surface comparable (0.05 km^2 et 0.06 km^2 respectivement), celui de Kyungululu apparaît beaucoup plus efficace, au sens hydrologique du terme, que celui d'Itamba, suggérant d'éventuelles contributions extérieures. Aucune contribution hydrothermale ne semble, à première vue, influencer la minéralisation de ces lacs (Table 3.5 ; Fig. 3.8). Toutefois, au regard de leur chimisme relativement similaire comme l'attestent notamment les mesures de conductivité au sein des lacs (Table 3.4), de type bicarbonaté calcique (Fig. 1.26) et de leurs bilans hydriques, les apports, et plus particulièrement ceux en provenance du bassin, au lac Itamba seraient plus concentrés que ceux associés au lac Kyungululu (d'un facteur 2 environ ; communication 2007, Annexe 3.3).

Un mélange tripolaire de type conservatif entre les eaux de pluie (dont des concentrations nulles pour chaque élément sont considérées en première approximation), de la nappe de subsurface (reconstituée pour Kyungululu) et hydrothermales régionales, permet de suspecter dans le cadre de cette approche préliminaire, une contribution thermo-minérale de l'ordre de 1 % (soit $< 0.01 \text{ m.an}^{-1}$) dans les apports au lac Itamba, estimation basée essentiellement sur les éléments conservés tels que Cl^- et Na^+ .

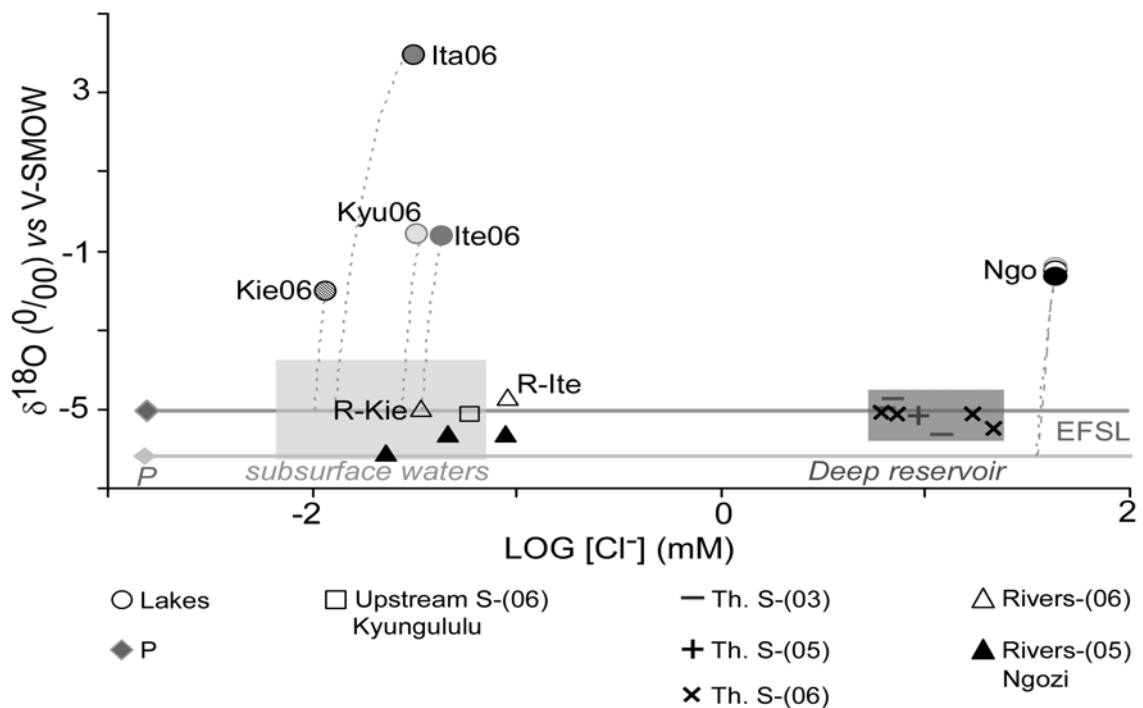


Fig. 3.8: Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ versus $[\text{Cl}^-]$ des eaux des régions de l'uplift (Kyungululu, 'Kyu' ; Itamba, 'Ita' ; Itende, 'Ite'), Kiejo ('Kie') et Ngozi ('Ngo'). Les courbes grises représentent les lignes d'évaporation des eaux lacustres. "EFSL" (attribué aux droites horizontales gris clair et foncé) correspond aux droites de salinisation ("Evaporation-Free Salinization Line") dans la région de l'uplift/Kiejo (droite gris foncée) et Ngozi (droite gris clair). L'intersection entre les courbes grises et la EFSL correspond à la composition des apports totaux (P+Qi). Rectangle gris clair : pôle de la nappe de subsurface ; Rectangle gris foncé : pôle profond ; P, précipitation moyenne ; S, sources d'eau douce ; Th. S, sources hydrothermales ; R, rivière.

Lac Ngozi

Sur la base des trois campagnes d'échantillonnage 2003, 2005 et 2006, le lac, fermé, Ngozi, le plus minéralisé des systèmes étudiés, montre des flux hydriques souterrains annuels importants et relativement constants (Table 3.5). Les temps de séjour de l'eau dans ce réservoir sont estimés à environ 2 ans. Aux vues des concentrations en chlorures des eaux lacustres, non exclusivement relatives aux processus d'évaporation et nettement supérieures à

celles des sources thermales définissant le pôle des apports profonds (Table 3.4 ; Fig. 3.8), le couplage des bilans hydriques et en chlorures apparaît sans solution et implique l'existence d'une autre source d'apports ($[Q_i]$) plus concentrés.

Conclusion

Ces nouvelles données renforcent l'idée que la minéralisation des lacs étudiés est davantage contrôlée par celle des apports ($[Q_i]$), dont les flux (Q_i) sont liés à ceux échangés avec l'atmosphère ($P-E>0$) et contrôlés par la taille des bassins hydrologiques réelle, que par les processus d'évaporation. La minéralisation lacustre et plus particulièrement, la concentration en chlorures ainsi que la signature évaporée des lacs étudiés s'expliqueraient alors par l'évaporation des apports totaux ($P+Q_i$) comme illustré par les Figures 3.6 et 3.7. Excepté le lac Ngozi dont la source de la minéralisation est encore indéfinie, les différences de teneurs en Cl^- des hydrosystèmes seraient alors liées à la contribution hydrothermale et à la proximité des accidents géologiques majeurs. D'autre part, ces données appuient le fait que ces lacs volcaniques fermés, considérés alors comme des systèmes endoréiques, constituent des lieux de dilution (Table 3.5). Cet effet de dilution augmente avec la part des apports totaux perdus par évaporation (x) et le temps de séjour de l'eau lacustre (tr). Une bonne corrélation est observée entre les facteurs x et d ($r = 0.91$; $n = 17$; Fig. 3.9). En omettant les lacs de faibles profondeurs dont les flux hydrologiques restent à préciser ainsi que le lac Itamba dont le volume reste à mieux définir, la même tendance est observée entre les facteurs tr et d (Fig. 3.10) ce qui permet d'être confiant quant à la réinterprétation proposée des proxies de Barker et al. (2003 ; Delalande et al. 2008b). Enfin, cette approche globale met aussi en évidence l'influence d'apports de subsurface et hydrothermaux aux lacs Ilamba, Kingiri, Itende et Itamba alors que seuls des apports en provenance des bassins de type subsurface semblent contribuer à la minéralisation des lacs Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Kyungululu et Kiejo. Il peut être souligné que des résultats comparables sont obtenus avec d'autres traceurs hydrophiles comme le sodium (non présentés ici). Des apports hydrothermaux, plus concentrés que ceux définis par les sources thermales, situées au Sud de la province volcanique du Rungwe d'origine profonde, peuvent être envisagés pour expliquer la concentration des apports au lac Ngozi.

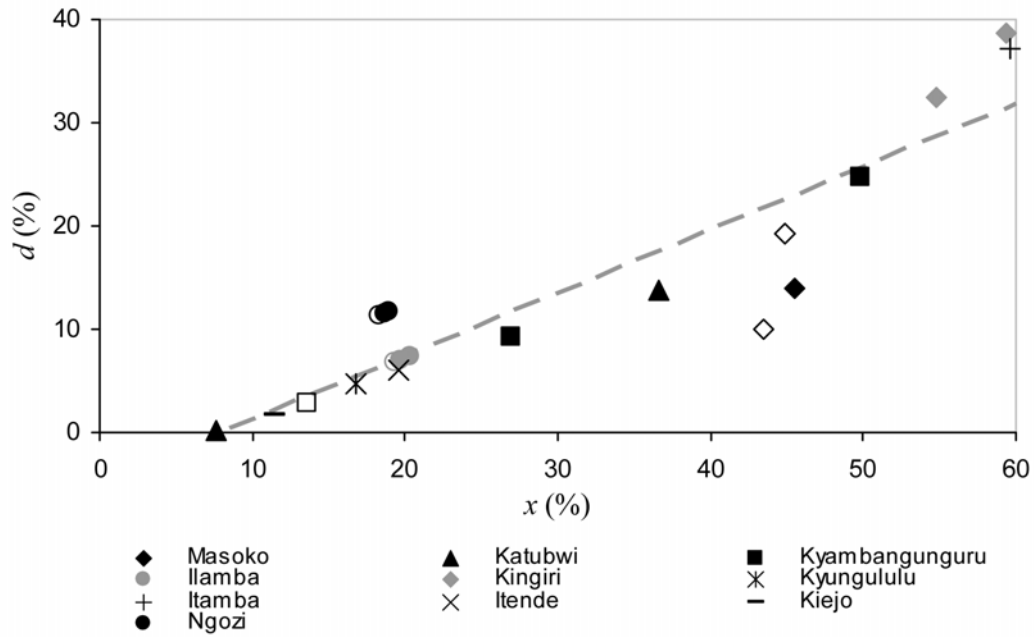


Fig. 3.9: Diagramme "d" versus "x" des lacs étudiés. Les termes "d" et "x" signifient facteur de dilution ($d = ([Q_i] - [L]) / [Q_i]$) et fraction des apports perdus par évaporation ($x = E / (P + Q_i)$), respectivement. Les figurés vides et pleins sont utilisés pour signifier les résultats obtenus à partir des données acquises en saison des pluies (mars 2005) et en saisons sèches (novembre 2003 et septembre 2006), respectivement. La ligne grise correspond à la droite de tendance ($r = 0.93$; $n = 17$ sans les points relatifs au lac Ngozi et, $r = 0.91$; $n = 20$ en considérant le lac Ngozi).

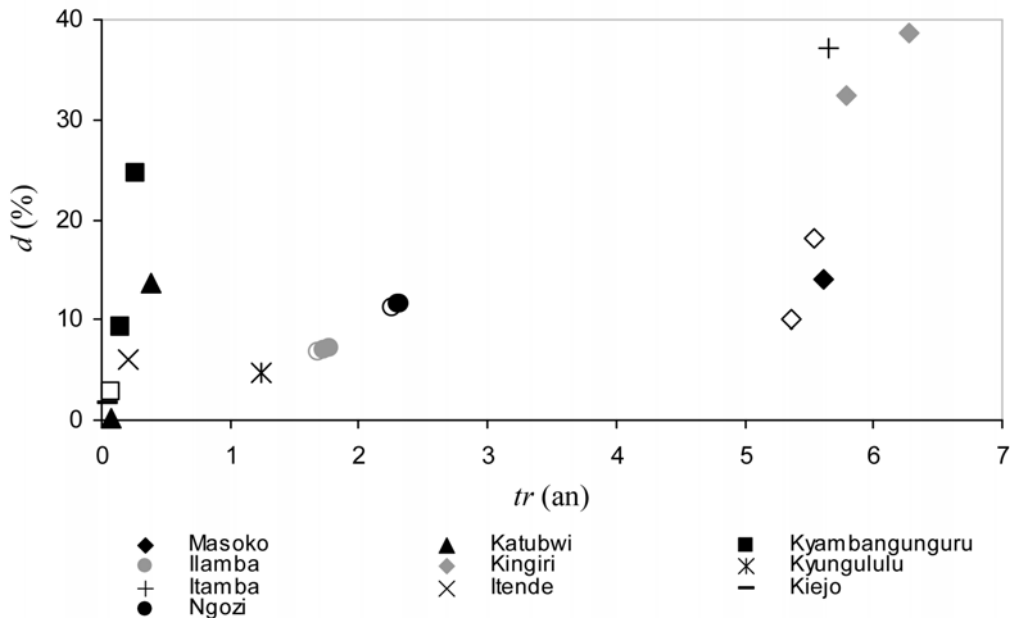


Fig. 3.10 : Diagramme "d" versus "tr" des lacs étudiés. Les termes "d" et "tr" signifient facteur de dilution ($d = ([Q_i] - [L]) / [Q_i]$) et temps de résidence de l'eau ($tr = V / (E + Q_o)$), respectivement. La même légende que la Figure 3.8 a été utilisée.

3. 3 Géochimie des apports

Dans le but d'améliorer la compréhension de l'origine de la minéralisation des systèmes lacustres étudiés, les deux composantes des bilans qui principalement contrôlent la minéralisation lacustre, constituées des apports souterrains (i) de subsurface et (ii) hydrothermaux (Delalande et al. 2008b) sont, dans cette partie, caractérisées. L'étude du pôle dit (i) de subsurface (3.3.1) repose sur la caractérisation géochimique des sources situées au voisinage du lac Masoko. Aux vues de leurs faibles conductivités ($<250 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et de leurs températures ($\sim 24^\circ\text{C}$) comparables à la température moyenne annuelle de l'air, les sources à Masoko qui semblent non affectées ou contaminées par les eaux hydrothermales, sont ici, considérées comme représentatives de la minéralisation de base des eaux de la nappe de subsurface dont le faciès est bicarbonaté-calcique (Fig. 3.11 et 3.12).

La caractérisation géochimique du pôle (ii) profond (3.3.2), quant à lui, est approchée à partir des échantillons d'eau et de gaz des sources dites thermales du Rungwe. Ces résurgences chaudes ou froides (de 15 à 63°C), de plus fortes conductivités (jusqu'à $9630 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), de type $\text{HCO}_3\text{-(Ca)Na}$, semblent néanmoins contaminées par les eaux de la nappe de subsurface qu'elles rencontreraient lors de leurs remontées (Fig. 3.11 et 3.12).

Ces deux pôles, précédemment identifiés aux vues de leurs différences de concentrations ioniques (EC, $[\text{Cl}^-]$; section 3.2), se distinguent également par le faciès chimique de leurs eaux respectives. Les distinctions en terme de concentrations (Fig. 3.12) et de faciès chimiques (Fig. 3.11) de ces deux types d'apports aux lacs attestent de leurs sources non identiques de minéralisation que les sections suivantes 3.3.1 et 3.3.2 auront pour objectif de qualifier.

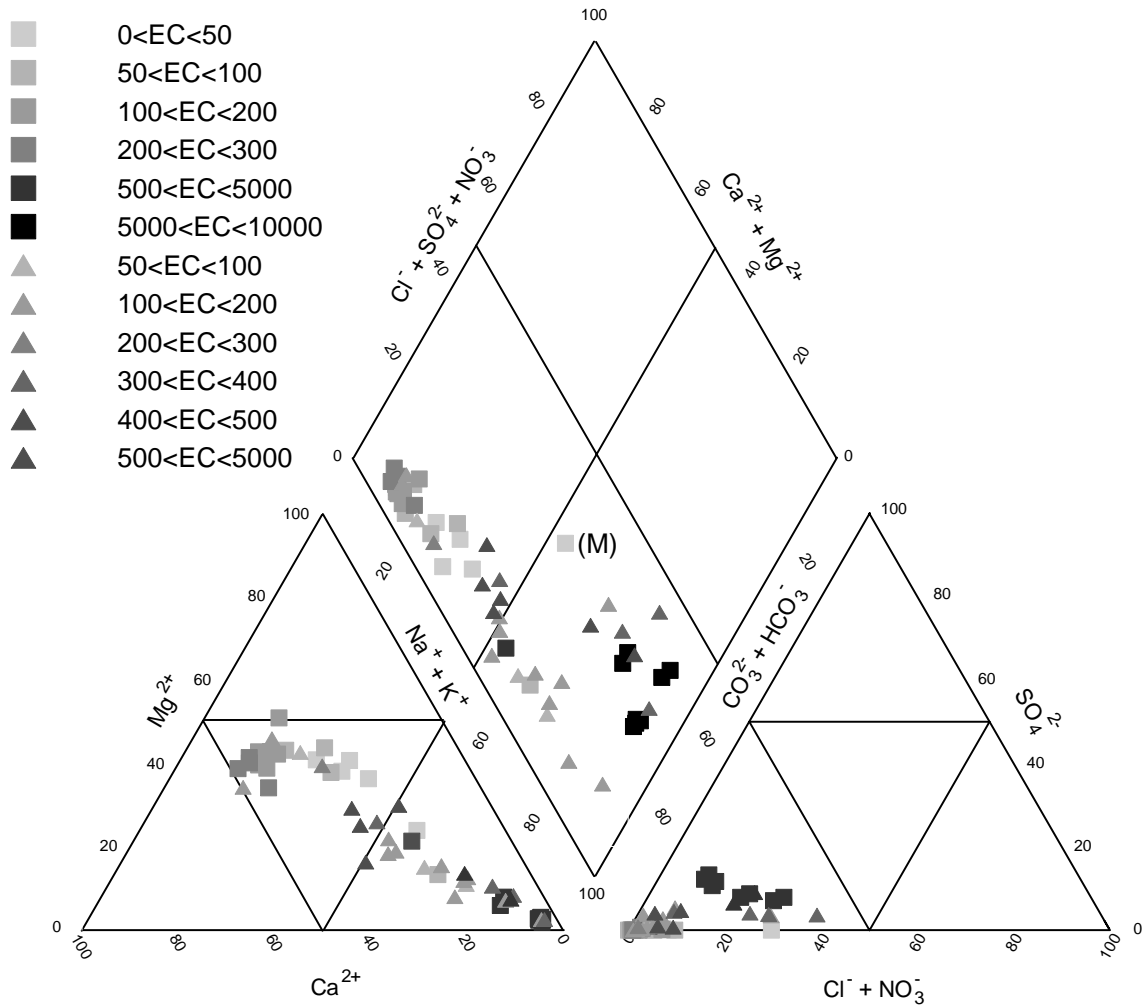


Fig. 3.11 : Diagramme de Piper des sources (carrés) et rivières (triangles) de la région d'étude classées en fonction de leur conductivité (EC en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Le point repéré par la lettre "M" correspond au puits Mwandapile échantillonné en mars 2005 et situé à proximité du lac Masoko (Fig. 2.4). Il semble faire l'objet d'une contamination en chlorures.

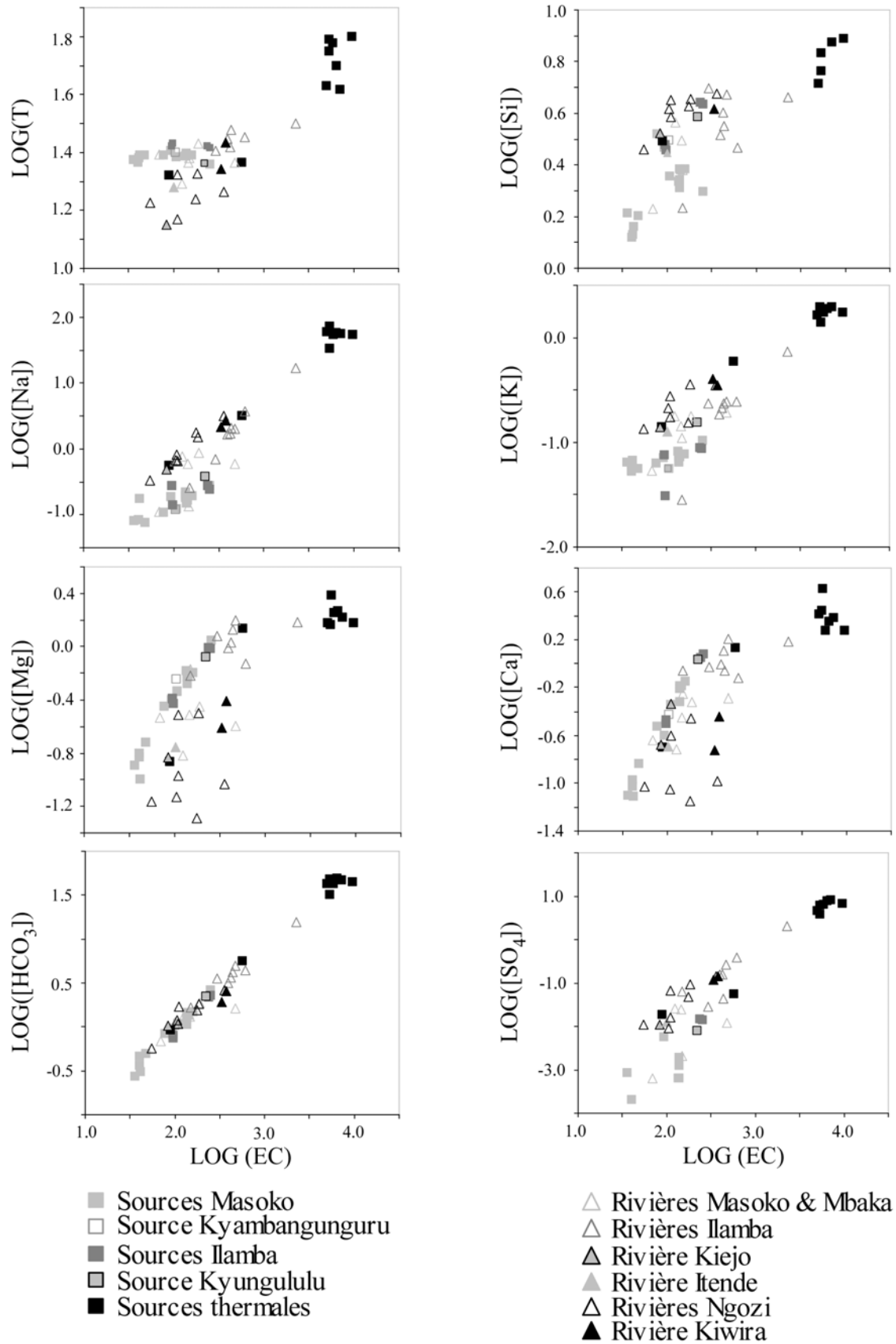


Fig. 3.12 : LOG([X]) versus LOG(EC) des sources et rivières de la région d'étude. La concentration des espèces chimiques ([X]), la température (T) et la conductivité (EC) sont exprimées en $\text{m}\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$, en $^{\circ}\text{C}$ et en $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, respectivement.

3. 3. 1 Caractérisation géochimique des eaux souterraines de subsurface

Les caractéristiques géochimiques des eaux de subsurface (Tables 3.6, 3.6bis et 3.7) sont établies à partir de l'étude du puits et des sources pérennes situés au voisinage du lac Masoko (Fig. 3.13) sur la ligne d'écoulement d'orientation NNO-SSE mise en évidence dans la section 2.3. Les cations des échantillons d'eaux ont été mesurés à l'aide des ICP-AES et AMS au Musée d'Afrique Central de Tervuren (échantillons 2005 et 2006) et à Orsay (échantillons 2003) tandis que les mesures des anions ont été obtenues à partir d'analyses à la chromatographie ionique réalisées aux laboratoires d'Orsay (échantillons 2005 et 2006) et du CEREGE (échantillons 2003). Les mesures des concentrations des éléments en trace ont été uniquement réalisées sur les échantillons des campagnes de 2005 et 2006. La caractérisation de la nappe de subsurface est basée sur les paramètres physico-chimiques et la répartition des éléments majeurs et en traces au sein des sources et puits considérés comme représentatifs, échantillonnés de manière exhaustive en amont et en aval du lac lors de la campagne de mars 2005 et de manière moins complète lors des campagnes de 2003 et 2006, ainsi que des roches (Masoko & Tukuyu lavas ; Fig. 1.2) dont les compositions mesurées au laboratoire d'Orsay sont comparées à celles disponibles dans la littérature (Furman 1995 ; Ivanov et al. 1998). Dans l'objectif de déterminer les processus contrôlant la minéralisation des eaux de subsurface, les caractéristiques chimiques des sources, relatives à la nappe et des roches susceptibles d'interagir seront établies puis comparées entre elles. L'étude de la mobilité relative des éléments chimiques ainsi que les caractéristiques thermodynamiques de la nappe de subsurface permettront ensuite, de définir les processus de minéralisation suspectés.

3.3.1.1 Caractéristiques chimiques de la nappe de subsurface

Les eaux de la nappe de subsurface sont caractérisées par des températures variant de 22.8 à 25.4°C (Table 3.6). Bien que non systématique, elles sont légèrement plus élevées en saison des pluies et sont en moyenne plus basses en amont ($T \sim 24.0^\circ\text{C}$) qu'en aval ($T \sim 24.4^\circ\text{C}$) du lac Masoko. La température moyenne de la nappe est fixée à 24.2°C ($\sigma = 0.6$). Si la nappe est relativement homogène en terme de température, deux catégories d'eau se distinguent du point

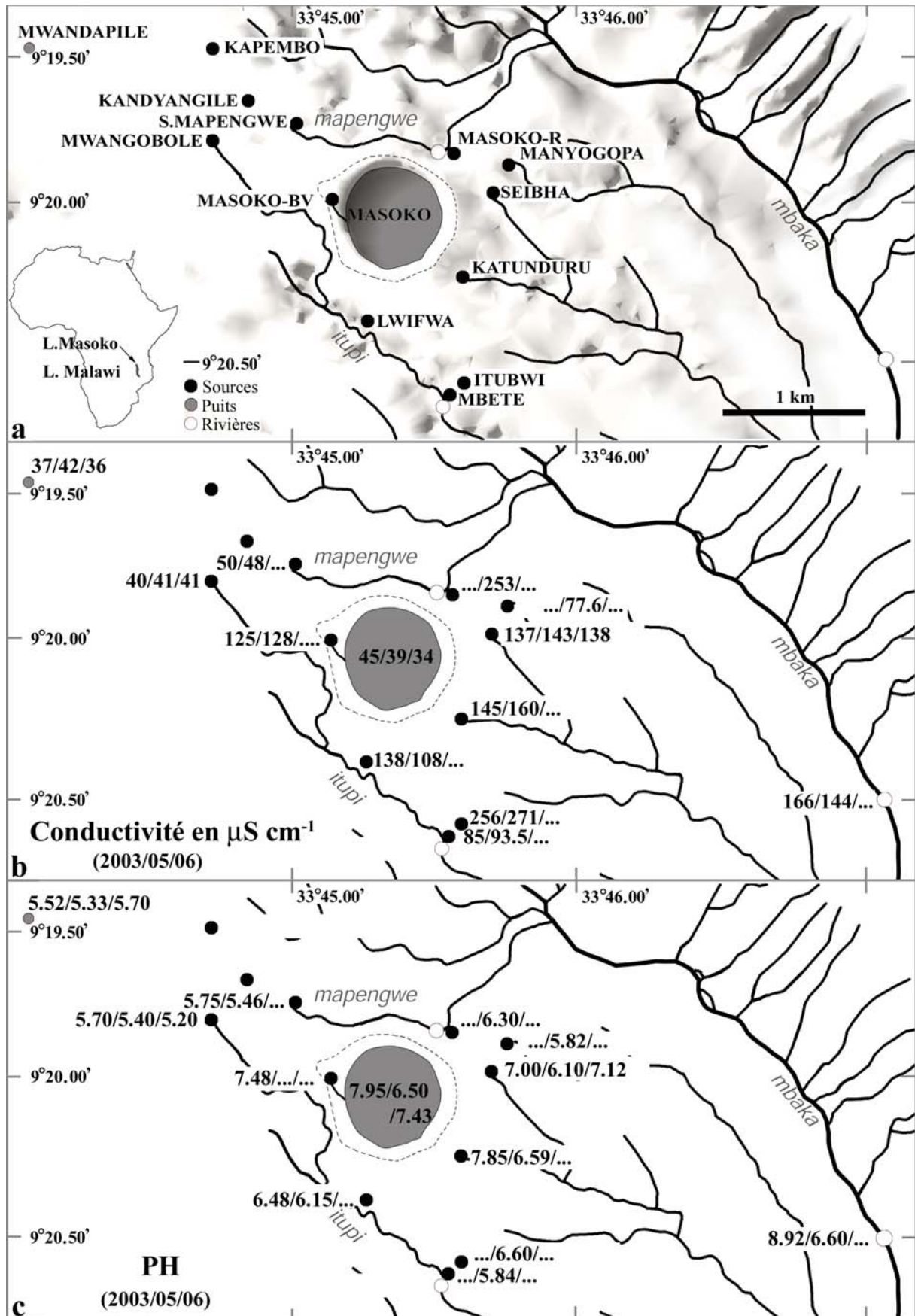


Fig. 3.13 : Cartes de localisation (a), de conductivités (b) et de pH (c) des sources et rivières de la région de Masoko. Les mesures relatives aux campagnes de 2003, 2005 et 2006 sont reportées.

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.6 : Paramètres géographiques et physico-chimiques des sources et du puits (Mwandapile) caractérisant la nappe de subsurface en "amont" et en "aval" du lac Masoko. "-" signifie "de concentration inférieure à la limite de détection".

Nappe	Campagne	Latitude (°)	Longitude (°)	T °C	EC μS.cm ⁻¹	pH	Eh V	Alc. mM	PCO ₂ atm	Ca mg.l ⁻¹	K mg.l ⁻¹	Mg mg.l ⁻¹	Na mg.l ⁻¹	Si mg.l ⁻¹	Cl mg.l ⁻¹	Stot mg.l ⁻¹	HCO ₃ mg.l ⁻¹
"amont"																	
Mwandapile	2005	09°19.48'	33°44.07'	24.5	42	5.33	500	0.32	1.00E-01	1.57	2.62	1.22	4.03	10.12	3.82	0.12	19.81
Mwandapile	2006	09°19.48'	33°44.07'	23.6	36	5.70	380	0.27	3.61E-02	1.59	2.53	1.55	1.86	11.43	0.44	0.04	16.71
Mwangobole	2005	09°19.75'	33°44.67'	24.0	41	5.40	500	0.46	1.22E-01	1.96	2.05	1.87	1.93	9.43	0.28	-	28.30
Mwangobole	2006	09°19.75'	33°44.67'	23.2	41	5.20	380	0.36	1.51E-01	1.89	2.17	1.93	1.89	9.26	1.05	0.01	22.10
Mapengwe	2003	09°19.72'	33°44.98'	24.4	50	5.75	-	0.42	4.92E-02	2.84	2.52	2.37	2.39	10.40	2.18	0.09	25.48
Mapengwe	2005	09°19.72'	33°44.98'	24.5	48	5.46	540	0.49	1.13E-01	2.74	2.19	2.23	1.74	11.14	0.53	-	30.10
Masoko-BV	2003	09°20.00'	33°45.14'	24.1	125	7.48	-	1.30	2.83E-03	11.19	4.11	8.24	3.10	16.38	1.38	0.10	79.04
"aval"																	
Lwifwa	2003	09°20.42'	33°45.25'	24.3	138	6.48	-	1.06	2.31E-02	9.58	2.52	6.38	4.12	14.26	2.05	0.06	64.43
Lwifwa	2005	09°20.42'	33°45.25'	24.2	108	6.15	360	1.08	5.05E-02	9.09	2.18	5.63	2.83	15.90	0.28	-	65.92
Mbete	2005	09°20.67'	33°45.49'	25.4	94	5.84	320	0.95	9.04E-02	5.07	2.75	4.81	4.33	20.52	0.40	0.27	58.16
Masoko-R	2005	09°19.78'	33°45.53'	22.8	253	6.30	470	2.62	8.69E-02	24.04	4.03	13.49	6.31	13.89	0.89	-	160.09
Katunduru	2005	09°20.23'	33°45.62'	24.3	160	6.59	400	1.70	2.89E-02	14.08	3.02	7.74	4.48	15.12	0.45	-	103.71
Seibha	2003	09°19.96'	33°45.69'	24.9	137	7.00	-	1.34	8.88E-03	12.19	3.21	8.01	4.40	15.36	0.99	-	81.98
Seibha	2005	09°19.98'	33°45.69'	24.5	143	6.10	390	1.34	7.06E-02	13.03	2.83	7.35	3.78	17.02	0.64	-	82.03
Seibha	2006	09°19.98'	33°45.69'	24.5	138	7.12	350	1.31	6.58E-03	12.31	3.03	7.58	3.36	16.88	0.65	0.09	80.03
Manyogopa	2005	09°19.84'	33°45.70'	24.5	78	5.82	260	0.83	8.25E-02	5.53	2.47	4.05	2.47	23.16	0.02	-	50.72

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.6bis : Concentrations des éléments chimiques en trace des sources et du puits (Mwandapile) caractérisant la nappe de subsurface en "amont" et en "aval" du lac Masoko.

Nappe	Campagne	Rb μg.l ⁻¹	Y μg.l ⁻¹	Zr μg.l ⁻¹	Mo μg.l ⁻¹	Cd μg.l ⁻¹	Cs μg.l ⁻¹	Ba μg.l ⁻¹	Pb μg.l ⁻¹	U μg.l ⁻¹	Al μg.l ⁻¹	Mn μg.l ⁻¹	Fe μg.l ⁻¹	Co μg.l ⁻¹	Cu μg.l ⁻¹	Zn μg.l ⁻¹	Sr μg.l ⁻¹	Ti μg.l ⁻¹	F mg.l ⁻¹
"amont"																			
Mwandapile	2005	8.20	0.11	0.07	0.11	1.62	0.019	29.21	0.37	0.01	68.74	12.94	15.33	0.12	7.75	55.15	20.58	-	0.04
Mwandapile	2006	7.59	0.05	0.00	0.00	0.13	0.02	32.54	0.09	0.00	12.41	15.89	6.01	0.15	2.54	8.52	25.00	-	0.05
Mwangobole	2005	7.16	0.22	0.05	0.02	0.02	0.019	47.36	0.12	0.02	104.86	7.21	48.10	0.10	0.40	1.95	26.54	0.01	-
Mwangobole	2006	7.06	0.06	0.00	0.00	0.07	0.02	46.41	0.05	0.01	7.05	2.52	2.08	0.03	0.70	1.59	29.15	-	0.05
Mapengwe	2005	6.73	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	48.65	0.09	0.00	20.62	8.55	9.13	0.06	0.45	2.459	39.05	-	0.01
"aval"																			
Lwifwa	2005	8.12	0.01	0.02	0.15	0.02	0.02	44.68	0.04	0.00	9.98	5.27	18.94	0.07	0.93	3.19	133.04	0.00	0.08
Mbete	2005	7.34	0.02	0.02	0.17	0.018	0.01	36.32	0.14	0.00	22.05	2.76	8.69	0.04	0.70	6.27	56.83	-	0.12
Masoko-R	2005	11.71	0.05	0.03	0.40	0.05	0.01	62.36	0.74	0.10	27.44	196.56	295.24	1.08	0.83	2.98	545.37	-	0.14
Katunduru	2005	9.74	0.01	0.01	0.43	0.01	0.02	36.71	0.06	0.07	26.34	30.81	11.63	0.08	0.35	1.17	282.59	-	0.15
Seibha	2005	9.86	0.02	0.02	0.20	0.04	0.02	45.11	0.07	0.03	32.49	9.22	10.14	0.06	1.55	19.77	244.72	-	0.18
Seibha	2006	9.38	0.01	0.00	0.02	0.07	0.02	48.02	0.11	0.02	5.70	8.32	5.62	0.05	0.54	2.29	252.32	-	0.16
Manyogopa	2005	8.56	0.02	0.05	0.32	0.05	0.01	58.97	0.09	0.01	27.31	738.30	233.16	1.77	0.93	3.71	62.12	-	0.10

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.7 : Concentrations moyennes des éléments chimiques présents dans la nappe de subsurface en "amont" (Cuw, en $\mu\text{g.l}^{-1}$) et en "aval" (Cdw, en $\mu\text{g.l}^{-1}$) du lac Masoko ainsi que dans les basaltes alcalins (Tukuyu lavas, Cs-T ; en mg.kg^{-1} ; Furman 1995 ; Ivanov et al. 1998) et basanite (Masoko lavas, Cs-M ; en mg.kg^{-1}) environnants. (*) indique les teneurs moyennes uniquement établies à partir des données de Furman (1995). Les teneurs minimales et maximales des éléments sont reportées entre parathèses. "nd" signifie "non déterminé".

	Nappe "amont" Cuw $\mu\text{g.l}^{-1}$	Nappe "aval" Cdw $\mu\text{g.l}^{-1}$	Tukuyu lavas Cs-T mg.kg^{-1}	Masoko lavas Cs-M mg.kg^{-1}
Si	10275.00 (9256.00-11430.00)	17498.10 (13886.67-23156.67)	211185.68 (209580.00-212473.33)	212072.00
Ca	1947.80 (1565.00-2740.00)	11877.29 (5066.00-24040.00)	84461.48 (76400.71-98341.80)	72276.93
Mg	1756.80 (1219.00-2225.00)	7234.71 (4052.00-13490.00)	47424.29 (39856.82-56378.41)	39006.63
Na	2288.80 (1740.00-4029.00)	3937.00 (2473.00-6309.00)	24779.63 (19290.32-28712.90)	29440.00
K	2311.80 (2049.00-2621.00)	2899.71 (2175.00-4028.00)	10023.40 (6724.20-13365.39)	15689.81
P	16.58 (0.00-69.30)	102.70 (23.30-172.30)	4725.35 (4189.26-5018.39)	5598.78
F	29.70 (0.00-50.00)	133.00 (80.00-180.00)	nd (nd-nd)	410.40
Ti	1.52 (0.00-7.60)	0.36 (0.00-2.50)	11995.05 (11330.54-12709.39)	12487.57
Al	42.74 (7.05-104.86)	21.61 (5.70-32.49)	80771.11 (77637.62-85628.95)	82929.89
Fe	16.13 (2.08-48.10)	83.35 (5.62-295.24)	82197.79 (74347.66-88302.85)	84414.98
Mn	9.42 (2.52-15.89)	141.60 (2.76-738.30)	1585.26 (1471.47-1781.25)	1564.40
Co	0.09 (0.03-0.15)	0.45 (0.04-1.77)	55.16 (46.00-68.40)	40.39
Zn	13.93 (1.59-55.15)	5.63 (0.00-19.77)	99.14* (93.00-111.00)	135.50
Rb	7.35 (6.73-8.20)	9.17 (7.34-11.71)	21.66 (15.00-30.20)	40.88
Sr	28.06 (20.58-39.05)	225.28 (56.83-545.37)	1319.10 (977.00-1700.00)	1418.00
Y	0.09 (0.02-0.22)	0.02 (0.01-0.05)	28.99 (26.20-31.80)	29.88
Zr	0.03 (0.00-0.07)	0.02 (0.00-0.05)	155.26 (59.90-223.00)	227.00
Cs	0.02 (0.01-0.02)	0.02 (0.01-0.02)	0.24* (0.20-0.28)	0.46
Ba	40.83 (29.21-48.65)	47.45 (36.32-62.36)	1378.10 (1036.00-1873.00)	1740.00
Pb	0.14 (0.05-0.37)	0.18 (0.04-0.74)	7.67 (4.90-16.90)	7.85
U	0.01 (0.00-0.02)	0.03 (0.00-0.10)	1.66 (0.60-2.60)	1.95
Mo	0.03 (0.00-0.11)	0.24 (0.02-0.43)	nd (nd-nd)	2.27
Cd	0.37 (0.02-1.62)	0.04 (0.01-0.07)	nd (nd-nd)	0.30
Cu	2.37 (0.40-7.75)	0.83 (0.35-1.55)	nd (nd-nd)	31.10

de vue des mesures de conductivités et pH réalisées in situ (Fig. 3.13, Table 3.6). En amont du lac Masoko, les eaux de subsurface sont caractérisées par de faibles conductivités (de 36 à 50 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et des pH acides (de 5.2 à 5.7). L'échantillon Masoko-BV qui correspond au ru se déversant dans le lac Masoko, localisé en amont, se distingue par une conductivité légèrement supérieure et un pH relativement neutre. Les eaux de la nappe situées en aval du lac, présentent quant à elles, des valeurs légèrement plus élevées de conductivité et de pH variant de 78 à 256 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et de 5.8 à 7.8, respectivement. Il peut être noté que les caractéristiques physico-chimiques des sources considérées sont relativement stables (Table 3.6). Toutes les sources "amont" et "aval" sont des eaux de type bicarbonaté calcique (Fig. 3.11 et Table 3.6). Bien que les eaux de la nappe soient strictement d'origine météorique (Bergonzini et al. 2001 ; Delalande et al. 2005), elles sont associées à des pressions partielles équilibrantes de CO_2 supérieures d'1 à 2 ordres de grandeur à la pression atmosphérique ($10^{-3.6}$ atm) soulignant le caractère souterrain de leur écoulement. Les pressions partielles équilibrantes de CO_2 calculées à partir des paramètres physico-chimiques des sources localisées en "amont" du lac Masoko sont plus élevées que celles établies pour l'aquifère "aval" (Table 3.6). Les fortes PCO_2 estimées des sources "amont" ($\text{PCO}_2 \sim 10^{-1}$ atm), supérieures à celles caractéristiques des sols ($\text{PCO}_2 \sim 10^{-2}$ atm), semblent indiquer l'existence d'une autre source gazeuse. Les PCO_2 des sources "aval", d'une moyenne de $4 \cdot 10^{-2}$ atm, sont, quand à elles, équivalentes à celles des sols. Des conditions relativement oxydantes ($\text{Eh} > 250$ mV ; Table 3.6) semblent maintenues le long de cette ligne d'écoulement. Etant donné que la contribution d'eau lacustre mise en évidence au niveau des sources "aval" (Delalande et al. 2005), via l'étude des isotopes stables de l'eau, apparaît insuffisante, la transformation graduelle de CO_2 en bicarbonates qui s'accompagne, lors de l'interaction eau-roche, de corrélations positives entre les teneurs des bicarbonates et des cations, pourrait quant à elle, expliquer la hausse de la minéralisation de la nappe de subsurface ainsi que la chute des pressions partielles de CO_2 observées d'amont en aval, le long des lignes préférentielles d'écoulement.

3.3.1.2 Caractéristiques chimiques des roches environnantes

D'après Furman (1995), les roches volcaniques de la province du Rungwe contiennent généralement des phénocristaux et microphénocristaux d'olivines, clinopyroxènes et plagioclases. Le spinelle chromifère est abondant sous la forme d'inclusion dans les cristaux

d'olivines et la titanomagnétite est commune dans la mésostase. Les basaltes alcalins, qui constituent les laves environnantes du lac Masoko, contiennent moins de 5% vol. de phénocristaux. Les olivines (Fo₈₀₋₈₅) constituent plus de 95% de l'assemblage des phénocristaux tandis que les phénocristaux de plagioclases (An₈₂₋₈₈) et de clinopyroxènes (Wo₄₅₋₄₈En₄₁₋₄₇Fs₈₋₁₄) sont formés en quantité mineure. Des xénocristaux de plagioclases (An₈₆) altérés d'une taille supérieure à 5mm sont également présents.

D'après les analyses sur roche totale et microscopiques, l'échantillon de lave prélevé à Masoko correspond à une basanite de texture microlitique porphyrique dont les phénocristaux, d'une dimension de 1 à 3 mm, sont composés de pyroxènes et clinopyroxènes tels que Diopside (Wo_{46.4-50.2}), de plagioclases (An_{65.4-52}), de petits opaques d'oxydes Ferro-Titanés (Titanomagnétite), et de quelques olivines (Fo₅₉₋₇₀). La mésostase est constituée des mêmes minéraux et de phases amorphes.

Aux vues des compositions chimiques mesurées (laves de Masoko) et empruntées à la littérature (laves de Tukuyu ; Table 3.7 et Fig. 3.14 ; Furman 1995 ; Ivanov et al. 1998), ces roches présentent des compositions relativement proches. L'étude comparative de la chimie de la nappe de subsurface avec les roches susceptibles d'interagir sera basée sur la composition, plus complète, de l'échantillon de lave prélevé à Masoko.

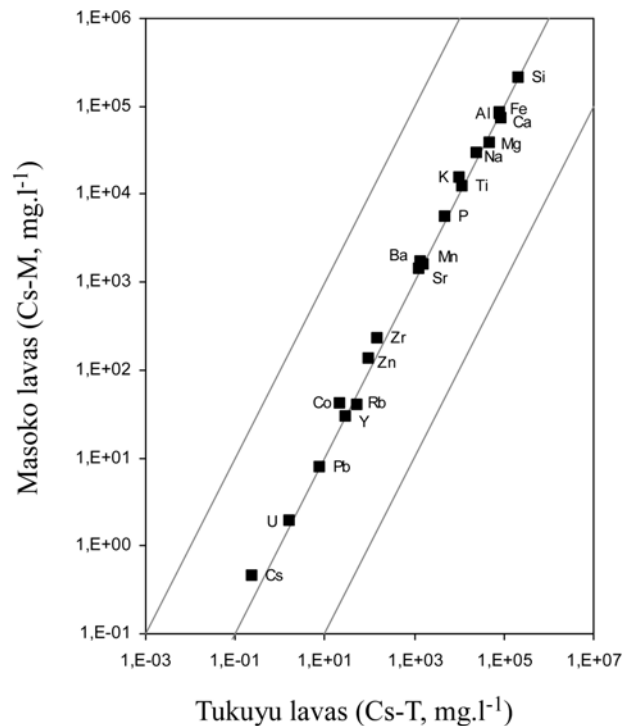


Fig. 3.14 : Chimie comparative des éléments majeurs et en traces présents dans les laves situées aux environs de Masoko (Cs-M) et de Tukuyu (Cs-T).

3.3.1.3 Chimie comparative de la nappe de subsurface et des roches environnantes

La comparaison de la chimie de la nappe et des roches environnantes s'appuie sur l'étude des éléments chimiques disponibles dont les teneurs sont récapitulées en Table 3.7 ci-après. Les Figures 3.15 et 3.16 confrontent les concentrations moyennes des éléments chimiques présents dans les parties "amont" (Cugw) et "aval" (Cdwg) de la nappe de subsurface ainsi que dans les laves (Cs-M) environnantes à Masoko. La relative bonne corrélation ($r = 0.84$ pour $n = 20$) existant entre ces deux variables suggère que la composition de la roche joue un rôle majeur déterminant dans la géochimie des eaux de subsurface. Il apparaît également que la répartition des éléments entre la roche et la nappe dépend du comportement chimique de chaque élément. L'aluminium et le fer, qui se concentrent préférentiellement sous la forme de minéraux secondaires (oxydes, argiles), sont en relatives plus faibles concentrations dans la nappe. Le fer, le zirconium et le titane sont également des éléments constitutifs de minéraux primaires résistant aux processus d'altération du fait de leur haute stabilité tels que les oxydes de Fe-Ti ou de Zr présents dans les roches. Des alcalins et alcalino-terreux majeurs tels que Na, K, Ca, Mg et mineurs (Ba, Rb, Sr, Cs) sont quant à eux, préférentiellement redistribués vers la solution au cours de l'altération. D'autres éléments comme Mn, U, Pb et P présentent des positions intermédiaires. Aux regards de la Figure 3.17 relative aux rapports des éléments chimiques des précipitations, de la nappe et de la roche, il apparaît que les rapports des éléments tels que Mg/Na, Ca/Na voire K/Na de la nappe évoluent selon les lignes d'écoulement, à partir de ceux des pluies vers ceux propres aux roches locales et régionales où un seuil limite semble atteint. Ce plateau pourrait impliquer la stabilité du faciès chimique de la nappe de subsurface. Néanmoins, les roches environnantes constitueraient la principale source de la minéralisation en cations des eaux de la nappe. Par ailleurs, la tendance vers une légère diminution des rapports Si/Na et Al/Na de la nappe semble indiquer l'existence d'un facteur limitant comme la formation de phases secondaires (Kaolinite, ...) ou encore une modification du pH. En effet, une augmentation du pH, observée d'ailleurs d'amont en aval, pourrait avoir notamment pour conséquence une diminution de la solubilité de l'aluminium (Langmuir 1997). Les processus d'interactions eau roche semblent principalement contrôler la minéralisation de la nappe de subsurface.

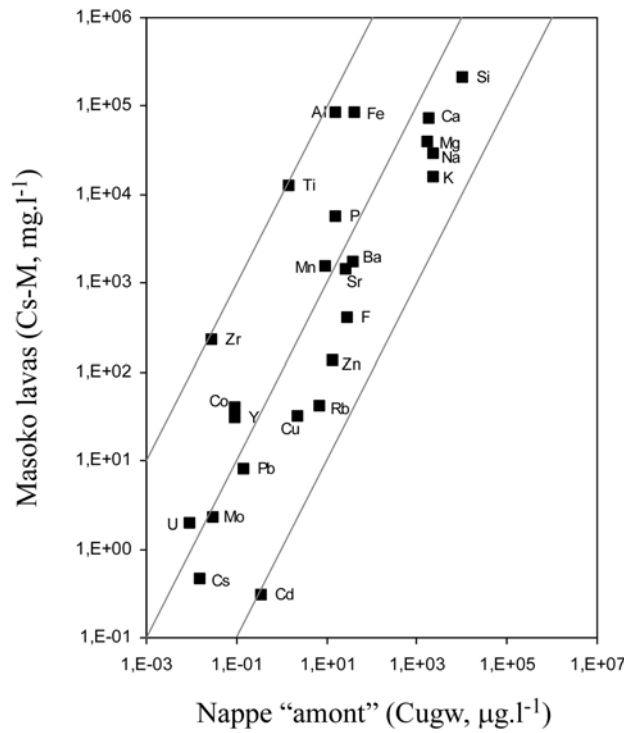


Fig. 3.15 : Relations entre les concentrations moyennes des éléments chimiques disponibles (Table 3.7) présents dans la partie "amont" de la nappe (Cugw) et les laves de Masoko (Cs-M).

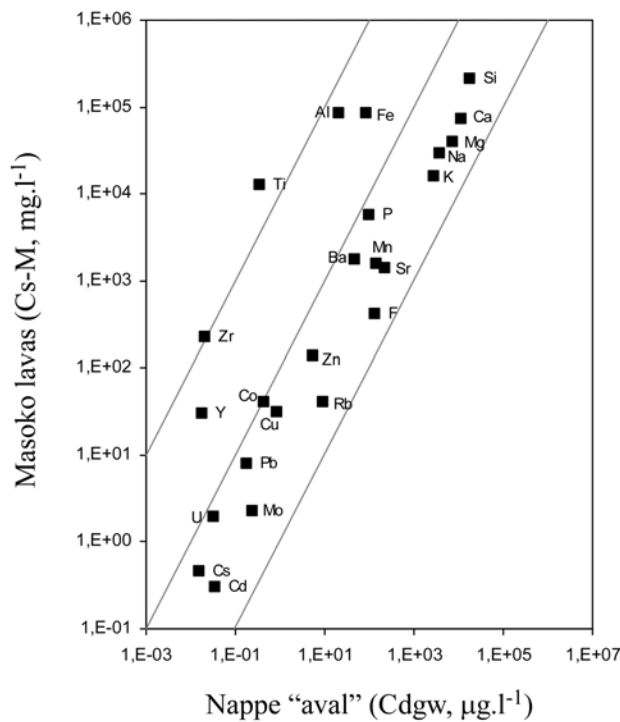


Fig. 3.16 : Relations entre les concentrations moyennes des éléments chimiques disponibles (Table 3.7) présents dans la partie "aval" de la nappe (Cdgw) et les laves de Masoko (Cs-M).

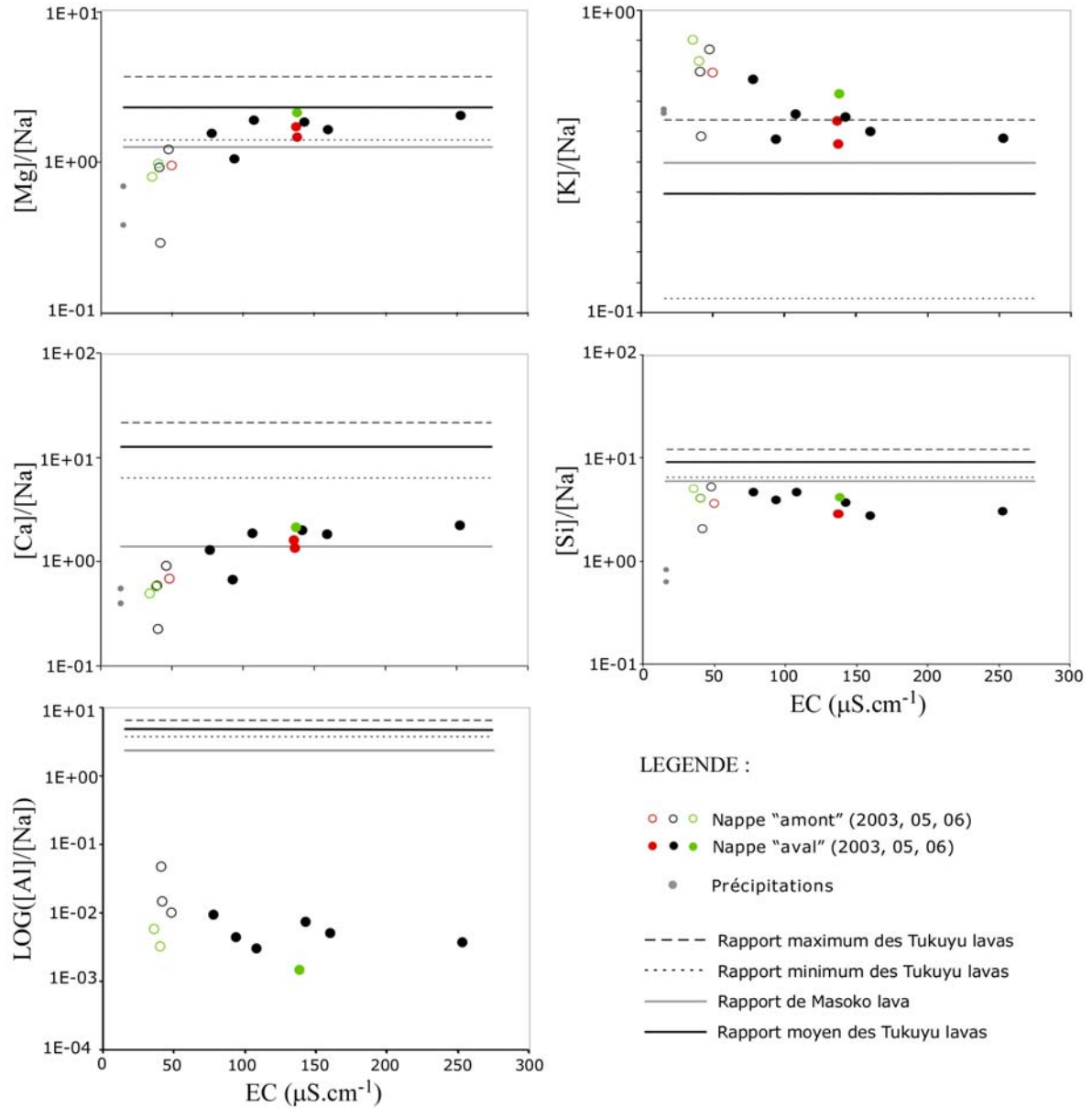


Fig. 3.17 : $[X]/[\text{Na}]$ versus EC des précipitations, des sources "amont" et "aval" (2003, 2005 et 2006 excepté Masoko-BV(03)) et des roches de la région de Masoko.

3.3.1.4 Chimie comparative des portions amont et aval de la nappe de subsurface

La Figure 3.18 compare la chimie des parties "amont" et "aval" de la nappe. Bien que de relatives plus fortes concentrations en aval du lac Masoko soient observées, l'alignement des points suggère que la chimie de la nappe, sur cette ligne

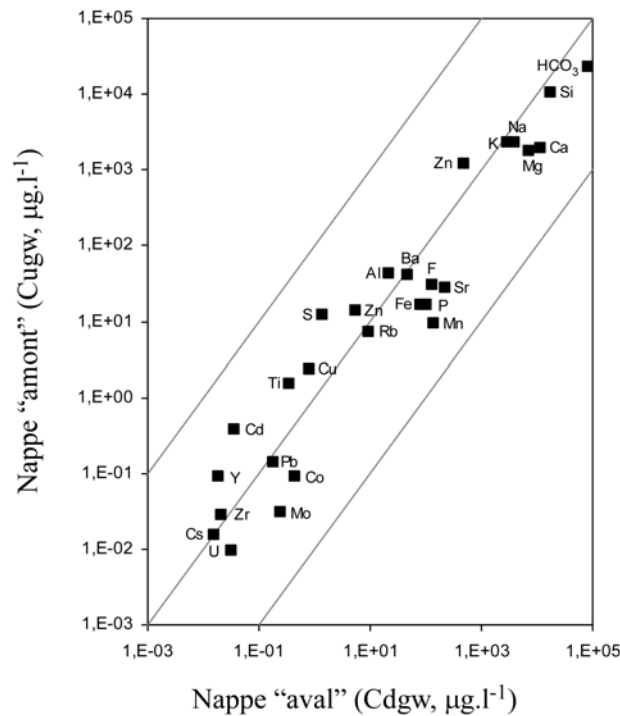


Fig. 3.18 : Relations entre les concentrations moyennes des éléments chimiques (Table 3.7) présents dans les eaux de subsurface situées en amont (Cugw) et en aval (Cdgw) du lac Masoko.

d'écoulement, est relativement homogène. Néanmoins, il apparaît que les concentrations en sodium et potassium prédominent en amont tandis que les teneurs en calcium et magnésium sont majoritaires en aval. Ce changement semble davantage induit par une augmentation des teneurs en Ca et Mg (ainsi que Sr) que par une modification significative des concentrations en Na et K (cf valeurs maximales et minimales reportées en Table 3.7). La prédominance de mono puis bivalents qui, s'accompagne de la hausse des concentrations en bicarbonates (HCO_3), peut être reliée, sous l'influence du CO_2 , à l'altération des roches plus intense dans la partie "aval". L'hypothèse d'un changement lithologique local et tout particulièrement de la minéralogie de l'aquifère ainsi qu'une diminution des phénocristaux contenus dans les laves (Hoareau et al. 2005), pourrait également être à l'origine de la dominance des bivalents majeurs en aval. Toutefois, aux vues des faibles variations de compositions entre les laves de Masoko et Tukuyu, la première hypothèse semble la plus probable.

Ces processus d'altération plus intenses pourraient être induits par des pressions de CO_2 relativement élevées dans cette région volcanique. Pendant la dégradation des basaltes, le CO_2 serait progressivement converti en bicarbonates dont les concentrations sont ici, positivement corrélées avec celles en calcium et magnésium ($r = 0.99$, $n = 9$; Fig. 3.19). L'acidité des eaux acquise à partir de la dissolution du CO_2 dans l'aquifère, serait alors, neutralisée via le

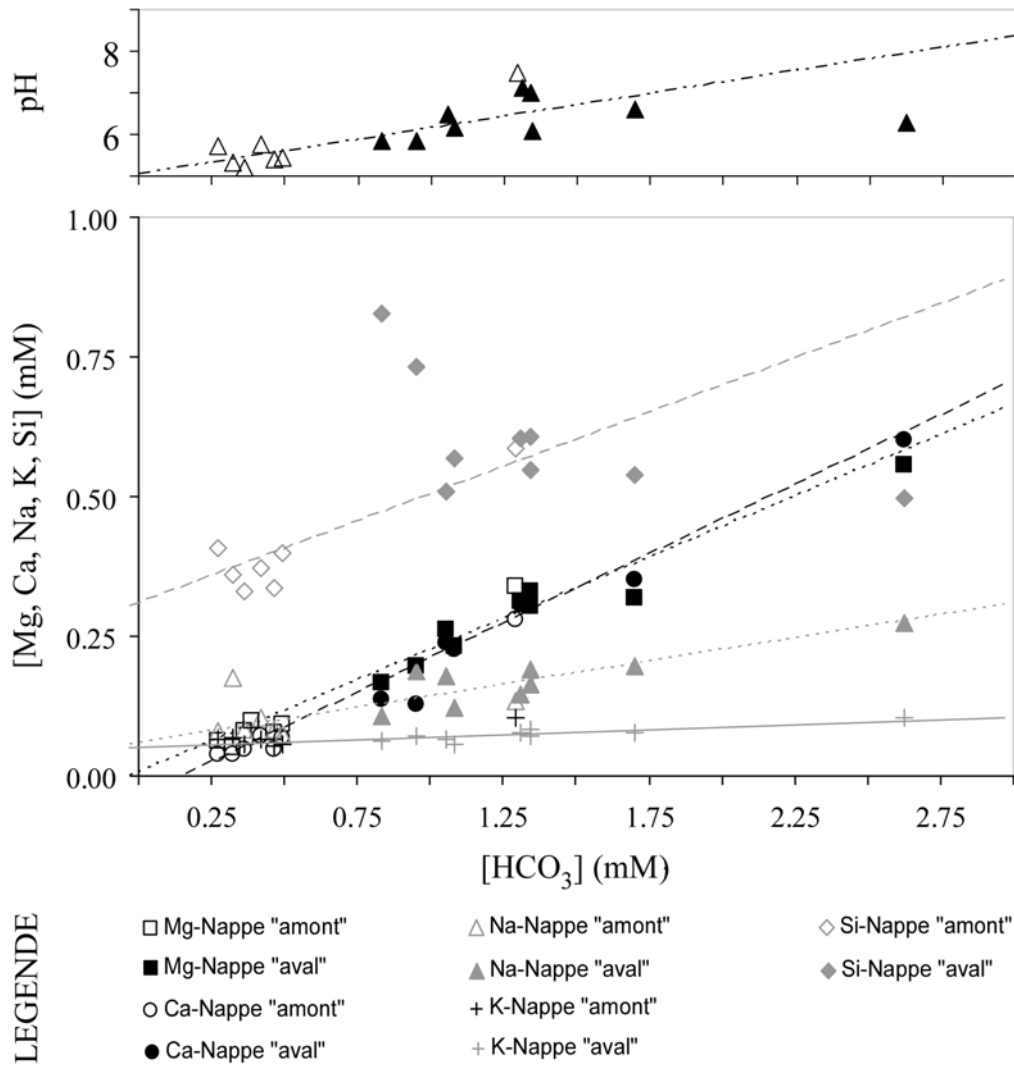


Fig. 3.19 : Diagramme des concentrations en Mg, Ca, Na, K, Si et pH versus $[HCO_3]$ des sources situées en amont et en aval du lac Masoko prélevées lors des campagnes de 2003, 2005 et 2006. Les différentes droites correspondent aux droites de tendance respectives à chaque élément.

lessivage des laves et particulièrement, des phases cristallines constituées de clinopyroxènes, plagioclases et olivines (Ivanov et al. 1998). Comme l'attestent leur relative bonne corrélation avec les concentrations en bicarbonates (Fig. 3.19), les teneurs en Mg, Ca mais aussi Na, K, Sr, Rb, U, Mo seraient alors contrôlées par l'intensité et l'étendue de l'attaque acide des minéraux contenus dans les basaltes et basanites, via des eaux chargées en gaz comme l'attestent les relatives fortes pressions partielles de CO_2 calculées au sein de l'aquifère (Table 3.6). Les concentrations en silicium augmentent de la zone amont vers l'aval si on écarte de la tendance celles relatives aux sources Manyogopa et Mbeté. D'autre part, l'aquifère semble soumis, dans sa partie "aval" à des conditions moins oxydantes (Table 3.6) ce qui pourrait expliquer les teneurs plus fortes de certains éléments sensibles aux conditions d'oxydo-réduction tels que le fer et le manganèse puisque des conditions réductrices peuvent

évidemment augmenter sensiblement leur mobilité lors de l'altération. D'autre part, il peut être remarqué, à partir des Figures 3.15, 3.16, 3.18 et des Tables 3.6, 3.6bis et 3.7 que des éléments tels que Zn, Cu ou encore Cl, hautement volatiles lors du dégazage de corps magmatiques à haute température (Symonds et al. 1992 ; Gauthier & Le Cloarec 1998 ; Aiuppa et al. 2000) ne sont pas présents en fortes concentrations dans l'aquifère au regard des éléments lithophiles (Na, Mg, Ca, Sr). Seul le puits Mwandapile en 2005 présente des concentrations légèrement plus élevées de ces composés volatiles (Tables 3.6 et 3.6bis). Des apports de métaux en trace en provenance de dégazages d'origine magmatique seraient donc, s'ils existent, négligeables. Le lessivage des roches environnantes constituerait alors la principale source des éléments chimiques dissous de la nappe de subsurface.

3.3.1.5 Caractéristiques thermodynamiques des processus d'interaction eau-roche

Les flux d'éléments chimiques pendant les processus d'interaction dépendent de l'instabilité des minéraux primaires (en respect de la solution) et de la formation des minéraux secondaires. Aux vues des hauts débits observés de la rivière Mbaka ($0.7 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$; Bergonzini 1998), des potentielles émissions discontinues de gaz et des basses températures auxquelles les processus ont lieu, il est difficile de concevoir que l'équilibre thermodynamique entre l'eau et la roche soit atteint. Toutefois, les calculs thermodynamiques permettent d'indiquer la direction dans laquelle tendent les réactions chimiques au sein de l'aquifère. Les calculs d'équilibre rendent compte des minéraux primaires et secondaires susceptibles de se dissoudre et de se former, respectivement. Les indices de saturation (IS) des minéraux primaires principalement présents dans les roches sont exprimés en fonction de la conductivité (EC) des sources prélevées en 2005. La base de données du programme Phreeqc se référant aux pôles purs des olivines (Fayalite, Forstérite), des plagioclases (Albite, Anorthite) et aux clinopyroxènes de type calcique ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) a été utilisée pour leur calcul. Les minéraux ferromagnésiens (olivine, clinopyroxène) et alcalin (Albite, Anorthite) sont sous-saturés dans les eaux de la nappe de subsurface et montrent pour la plupart des IS fortement dépendants des valeurs de EC (Fig. 3.20) et du pH. Ces relations confirment que les eaux acides échantillonnées sont titrées par la dissolution des minéraux primaires. Les eaux de la nappe de subsurface apparaissent fortement sous-saturée au regard de la Forstérite et

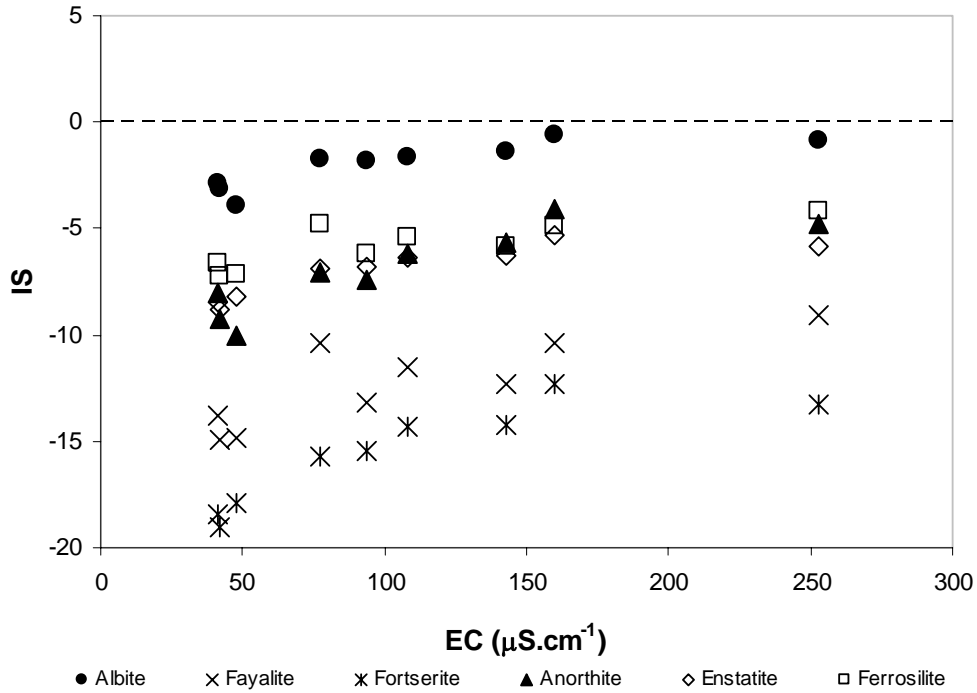


Fig. 3.20: Indices de saturation (IS) des sources collectées en 2005, relatives à la nappe de subsurface, des minéraux primaires (olivine, clinopyroxène, plagioclase) contenus dans les laves environnantes (basaltes alcalins et basanites) en fonction de la minéralisation retranscrite ici par les valeurs de conductivités (EC).

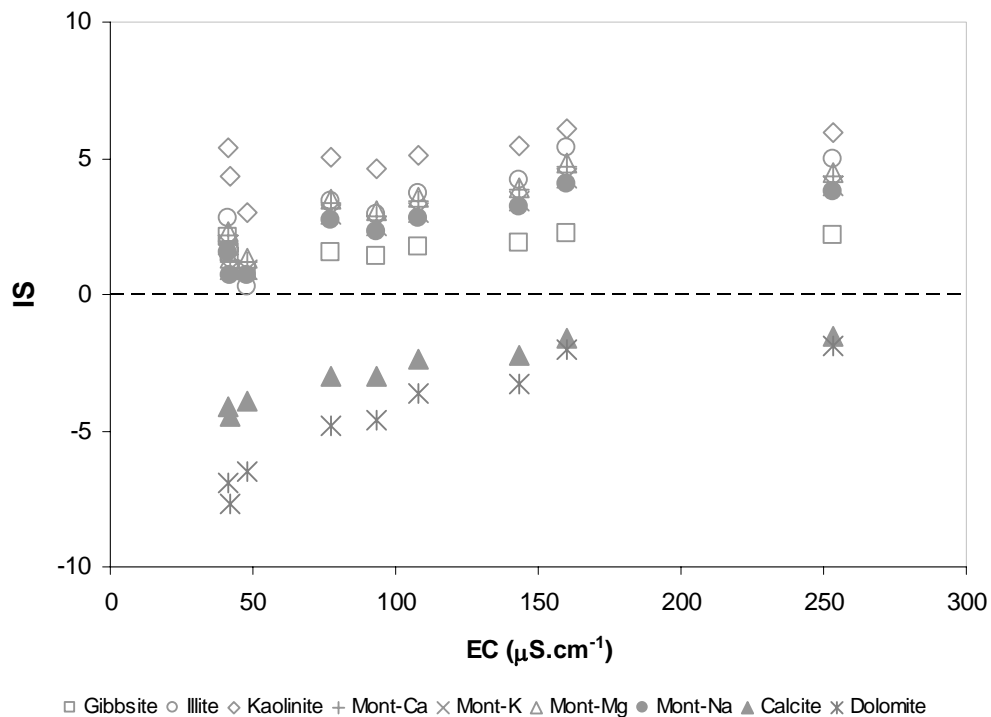


Fig. 3.21 : Indices de saturation (IS) des sources collectées en 2005, relatives à la nappe de subsurface, des minéraux secondaires susceptibles d'être formés au cours des processus d'interaction eau-roche en fonction de la minéralisation retranscrite ici par les valeurs de conductivités (EC).

proche de l'équilibre avec l'Albite pour les sources dont le pH est voisin de la neutralité. En accord avec l'étude d'autres auteurs (Gislason & Arnórsson 1993 ; Arnórsson et al. 2002), ceci laisse supposer une séquence de dissolution des minéraux primaires d'ordre préférentiel suivant : Forstérite > Fayalite > Enstatite > Ferrosilite > Anorthite > Albite. Etant donné que l'altération des basaltes n'est pas un processus congruent, les éléments libérés dans la solution via la dissolution des phénocristaux et des verres volcaniques peuvent être remobilisés par la précipitation de minéraux secondaires. Dans la littérature (Gislason et al. 1996 ; Aiuppa et al. 2000 ; Hoareau et al. 2005), suite à l'altération de basaltes à faible température, les minéraux néoformés suivants sont classiquement mentionnés : Calcite, Silice (amorphe, Quartz), argiles (notamment Kaolinite, Illite, Smectites), Zéolites (Analcime), Gibbsite, Goethite, Allophanes (minéraux silicatés hydratés mal cristallisés), hydroxydes et oxydes de fer et aussi de manganèse. D'après les calculs établis par le logiciel Phreeqc, la nappe de subsurface serait sursaturée vis-à-vis des minéraux secondaires tels que X-Montmorillonites, X-Smectites, Illite, Kaolinite, Gibbsite, Hématite et parfois Goethite, Quartz et Calcédonie (Fig. 3.21). Toutefois elle reste systématiquement sous-saturée en respect de la Calcite. La Kaolinite et la Smectite sont probablement les deux phases néominérales les plus stables (Aiuppa et al. 2000). Toutefois, malgré la complexité des argiles et la faible probabilité pour que l'équilibre chimique des minéraux argileux soit atteint à faible température, il peut être envisagé que d'autres phases (instables du point de vue thermodynamique) telles que des argiles riches en potassium et, ou en magnésium, peu cristallisées ou de fines granulométries, précipitent.

3.3.1.6 Mobilité relative des éléments des eaux de la nappe de subsurface

La dissolution incongruente des basaltes implique que les minéraux primaires présents dans les roches encaissantes ne se dissolvent pas à la même vitesse, et que les différents éléments chimiques produits se répartissent entre la solution et les minéraux secondaires néoformés. Une manière d'approcher les processus d'altération réside dans l'étude de la mobilité relative (MR) des éléments qui se définit comme le rapport des concentrations des éléments (X) dissous dans l'eau (w) et présents dans la roche (r), normalisé par rapport au sodium (Na), généralement considéré comme le cation le plus mobile (Gislason et al. 1996 ; Aiuppa et al. 2000) :

$$MR = (X/Na)_w / (X/Na)_r$$

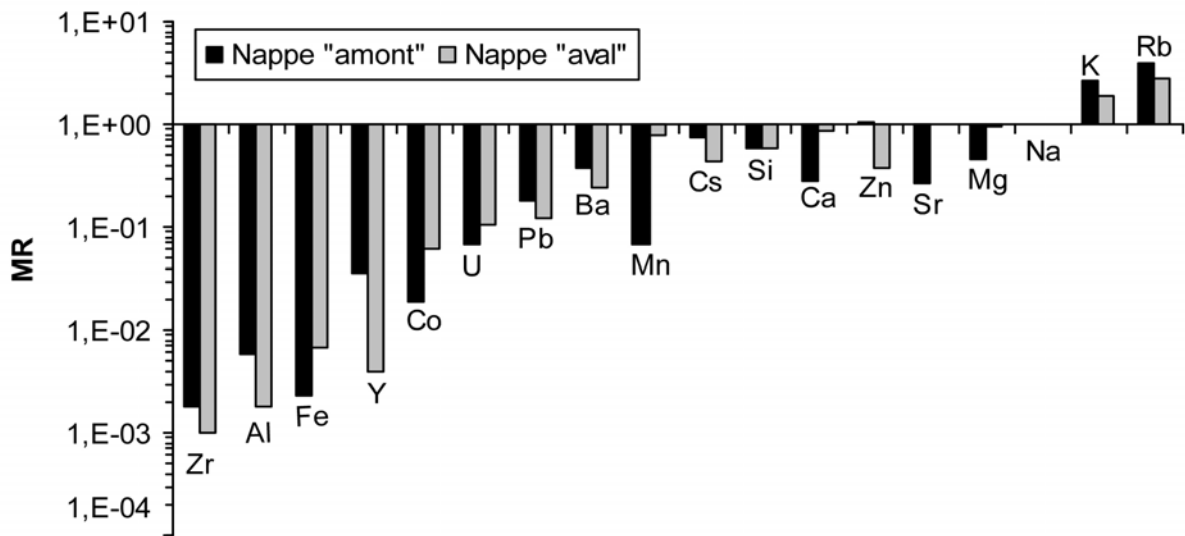


Fig. 3.22 : Mobilité relative (MR) moyenne des éléments majeurs et en trace des sources collectées en 2005 et en 2006, relatives à la nappe de subsurface dans ses parties "amont" et "aval".

La Figure 3.22 récapitule les résultats obtenus à partir de la chimie plus exhaustive des sources "amont" et "aval" prélevées en 2005 et 2006. Une MR inférieure à 1 indique soit que les éléments sont fixés plus efficacement que le sodium via la formation de minéraux secondaires soit, qu'ils sont préférentiellement retenus au niveau des interstices du réseau cristallin des minéraux primaires. Excepté le potassium et le rubidium qui montrent des comportements proches, tous les autres éléments présentent des mobilités plus faibles que celle du sodium ($MR = 1$). En accord avec la forte sous-saturation de la nappe de subsurface vis-à-vis de la Forstérite et des pyroxènes, le magnésium apparaît comme l'un des éléments les plus mobiles. D'après les calculs des IS, les conditions thermodynamiques ne sont pas favorables à la précipitation de minéraux secondaires tels que calcite et dolomite. Seule la néoformation d'argiles de type magnésien pourrait constituer un facteur limitant à la hausse des concentrations en Mg dans la nappe. Au cours des lignes d'écoulement, le magnésium s'accumule dans la solution puis semble d'ailleurs atteindre rapidement un seuil limite (Fig. 3.17). Comme l'aluminium, le fer (et le zirconium) peuvent être qualifiés d'éléments immobiles. En moindre abondance, ces métaux de transitions (Fe, Zr) sont généralement associés à des minéraux primaires de plus forte résistance (magnétite) et retenus dans les roches résiduelles limitant ainsi leur mobilité. La formation de complexes d'hydroxydes pourrait également favoriser ce comportement. De plus, la mobilité relative du Fe, Co, U, Mn, Ca, Sr et du Mg apparaît relativement supérieure dans la partie "aval" de la nappe. Ceci

permet de conclure soit, à une intensification des processus d'interaction eau-roche soit, à la présence de coulées de laves plus anciennes en aval de l'aquifère, comme en réfère l'étude géochimique de rivières en Islande (Gislason et al. 1996). D'après la carte géologique (Fig. 1.2 ; Harkin 1960 ; Ebinger et al. 1993) où les différentes sources sont repérées sur la même formation et aux vues de la relative homogénéité de la chimie des roches (Fig. 3.14), la première conclusion semble toutefois, la plus probable.

3.3.1.7 Conclusion

La composition chimique de la nappe de subsurface semble essentiellement induite par l'altération des laves basaltiques environnantes sous l'effet de la dissolution de CO₂ probablement pour partie d'origine magmatique. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ équilibrant et A¹⁴C du carbone inorganique dissous obtenus sur les échantillons d'eau des sources Mapengwe et Seibha, prélevés en 2003 (-14.4‰ et 57.7 pMC ; -20.3‰ et 84.5 pMC, respectivement), tendent à confirmer cette hypothèse. Bien que peu minéralisées, les eaux de subsurface s'enrichissent en certains éléments chimiques majeurs et en traces selon une ligne d'écoulement NNO-SSE comme l'attestent les sources situées en amont et en aval du lac Masoko. Cet enrichissement dépend de plusieurs facteurs incluant : l'état de saturation des minéraux primaires, la précipitation de phases minérales secondaires et le comportement chimique propre à chaque élément (mobile ou immobile, sensible aux conditions d'oxydo-réduction tels que Fe et Mn). Aux vues de son degré de minéralisation comparable aux sources "amont" et des flux mineurs d'eau lacustre impliqués (Delalande et al. 2005), le lac Masoko ne semble pas majoritairement influencer la minéralisation des sources situées à l'aval. La mobilité relative des éléments calculée présente une large gamme de valeurs ($10^{-3} < \text{MR} < 10$) et atteste que l'altération des basaltes n'est pas issue de réactions de type congruent. Les processus d'interaction eau-roche mis en évidence semblent indiquer que les eaux de la nappe de subsurface évolueraient vers un faciès de plus en plus bicarbonaté calcique et magnésien (Fig. 3.11). Le taux d'érosion chimique moyen peut être approché sur la base du TDS lié à l'altération des basaltes (TDS_{bl}) comme proposé par Aiuppa et al. (2000). Il suffit de retrancher au TDS les éléments issus d'autres sources telles que les chlorures et les bicarbonates d'origines météorique, biologique et, ou magmatique. En considérant les sources dites "aval", dont les conductivités sont comparables à celles des autres sources et rivières de la zone d'étude, comme représentatives, un TDS_{bl} moyen de 43.7 mg.l⁻¹ est estimé. Si un débit

maximal de l'aquifère régional de $0.74 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, correspondant au débit de la rivière Mbaka drainant le bassin versant nord du lac Malawi d'une surface de 645 km^2 (Bergonzini 1998), est supposé, un taux moyen d'érosion chimique d'environ $3.2 \cdot 10^4 \text{ t} \cdot \text{an}^{-1}$ ainsi qu'un taux d'érosion chimique spécifique de $50 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ sont estimés. Cette première estimation est comparable avec les taux d'érosion chimique globaux moyens considérés à la surface terrestre ($26 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$) et au niveau des bassins fluviaux majeurs ($5\text{-}100 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$).

3. 3. 2 Caractérisation géochimique des fluides profonds : Gaseous and hot springs geochemical features of South Rungwe (SW Tanzania)

Les caractéristiques géochimiques des sources thermales, localisées au Sud de la province volcanique du Rungwe, jusqu'alors peu connues, sont présentées sous la forme d'un article en préparation. Les spécificités isotopiques et chimiques de ces émergences sont ici étudiées et les géothermomètres chimiques classiques appliqués dans le but de définir l'origine et les traits géochimiques des apports profonds influençant notamment la minéralisation des lacs Ilamba, Kingiri et Ngozi.

GASEOUS AND HOT SPRINGS ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL FEATURES OF SOUTH RUNGWE (SW TANZANIA)

Delalande Manuëlla ^{1*}, Bergonzini Laurent ¹, Guidi Maximo ², Andre Luc ³, Williamson David ⁴

1: UMR-CNRS 8148 IDES, Université Paris-Sud, Bât 504, 91405 Orsay cedex, France.

2: Istituto di geocronologia e Geochimica Isotopica, CNR, via C. Maffi 36, 56127 Pisa, Italy

3: Royal Museum for Central Africa, Department of Geology and Mineralogy, Leuvensesteenweg 13, B-3080 Tervuren, Belgique

4: UMR-CNRS 6635 CEREGE, Université Paul Cézanne, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France.

- Corresponding author E-mail: manuella.delalande@u-psud.fr

Keywords: Tanzania, Rungwe, Geothermal springs, Deep fluids, Stable isotopes, Geothermomètres, Mantle gasses

3. 3. 2. 1 Introduction

The activity of the East African Rift System (EARS), which stretches out from the Red Sea to Mozambique, is indicated by seismic, tectonic and volcanic manifestations largely well expressed on both occidental and oriental rift branches. The EARS contains many areas of geothermal activity, usually found in association with Late-Quaternary volcanic centres and essentially represented by the ascent of derived magmatic fluids, which are expressed in surface by the presence of hot springs, geysers and fumaroles. Several large widespread geothermal fields (Afar depression and triple point, Ethiopian and Kenyan rifts, North Tanzanian Divergence, Western Rift) and their geochemistry were mainly studied, especially for geothermal potential (Allen et al. 1989; Sanjuan et al. 1990; Darling & Talbot 1991; Cioni et al. 1992; Pflumio et al. 1994; Darling 1998; Hochstein et al. 2000).

At the scale of Tanzania, many geothermal spring provinces occur, and are again associated with Quaternary volcanism in two regions, namely in North Tanzania, at the southern end of eastern branch of EARS, and in South Tanzania around the Rungwe volcanic field, which defined a rift-rift-rift triple junction between the Usangu-Ruaha depression, and both Rukwa and Malawi rifts (Fig. 3.23; Ebinger et al. 1993 a&b; Delvaux & Khan 1998; Branchu et al. 2005). Geothermal activity in the Rungwe volcanic field, occurs in both North and South flank of the Rungwe Poroto ridge and is expressed at the surface by two sparse sorts of manifestations: (i) hot mineralised thermal and (ii) carbon gaseous springs, both with scattered and low water flows.

The presented study deals with hydrothermal manifestations on the Karonga basin, Southern Rungwe flank (Northern Lake Malawi basin) and associated plain, an area which exhibits a particularly well expressed down-to-the-East half-graben asymmetry and where seismic, tectonic and Quaternary volcanic manifestations give evidence of a relative strong activity. These springs were first investigated by Harkin (1960) but, because they were considered without potential commercial development interest (Hochstein et al. 2000), they were less investigated and studied than other EARS regions. Nevertheless, supported by a new sampled set, and other recently discovered springs, this study, based on isotopic and chemical water or gas signatures, deals with geothermic, hydrology and fluid origins as well as geological implications related to local hydrology with the objective of understanding the

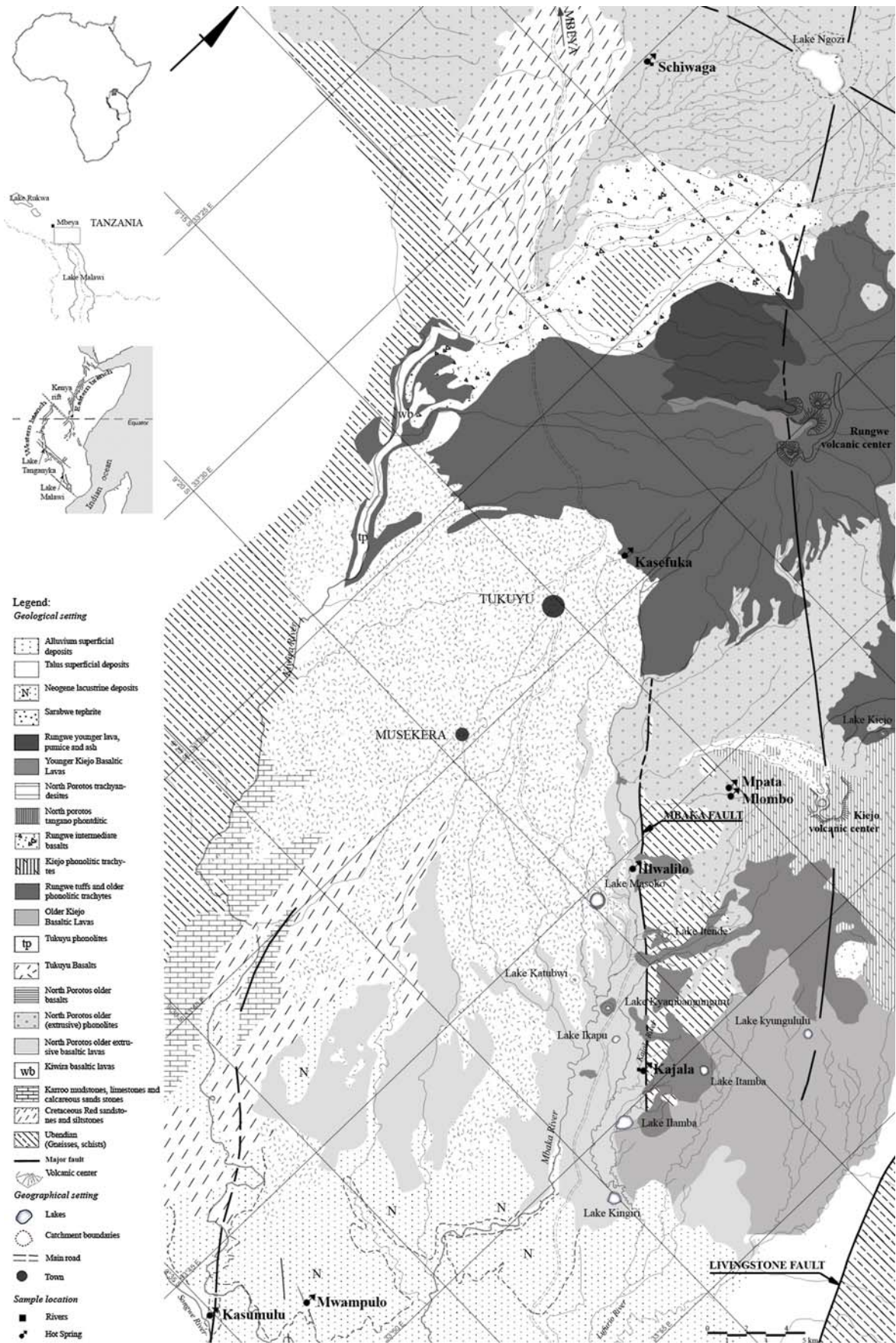


Fig. 3.23: Simplified location and geological map reproduced from Harkin 1960 and Ebinger et al. 1989.

distribution and the origin of the observed great geochemical variability of these manifestations. As discussed in this paper, mixing of fluids and water-rock interactions in the presence of CO₂ are the main processes that may change the chemical and isotopic compositions of such fluids. The main purpose of this paper is to identify such processes in order to discuss the chemical and isotopic characteristics of the deep reservoir fluids.

3. 3. 2. 2 First considerations about geothermal provinces in regard to field setting and direct measurements

Geology of the region

The Karonga basin corresponds to a relay active zone accommodating the Usangu-Ruaha depression, and both Rukwa and Malawi rifts (Fig. 3.23; Ebinger et al. 1993 a&b; Delvaux & Khan 1998) defining a rift-rift-rift triple junction, in the middle of which is developed the Poroto-Rungwe volcanic centre considered as resulting from a potential continental hot spot activity (Ebinger et al. 1989). This area exhibits significant seismic and tectonic activities locally supporting a WSW-ENE extension direction (Ebinger et al. 1989; Iranga 1992) and shows a geological structure characterised by asymmetric half-graben architecture and active SW tilting as underlined by the NW-SE striking Mbaka or Livingstone normal fault segments (Fig. 3.23). The Rungwe volcanic zone is composed by four main eruptive centres: Ngozi (2600 m), Rungwe (3000 m), Tukuyu (1300 m) and Kyejo (or Kiejo; 2200 m). The eruptive materials, mainly basaltic, overlie Precambrian basement and Permo-Triassic to Neogene sediments (Harkin 1960; Ebinger et al. 1989). The volcanic activity began in late Miocene time and continued to still Quaternary, with, during Holocene and early historical times a series of eruptions from the Rungwe and Kyejo centres (Harkin 1960; Ebinger et al. 1989; Williams et al. 1993). Geothermal activities typically occurring in streambeds or banks also characterise the region.

The investigated geothermal provinces

Geothermal activity and vents in this region are widespread associated with scattered, low water fluxes (few l.s⁻¹), emergences. In order to characterise these manifestations, from North to South, the seven Schiwaga, Kasefuka, Mpata-Mlombo, Ilwalilo, Kajala, Mwampulo and Kasumulu provinces (Fig. 3.23 and Table 3.8), were investigated in field campaigns of 2003, 2005 and 2006. All these provinces are located at proximity of the hydrological surface

network, which is regionally recognised as connected to groundwater system (Delalande et al. 2005), and are characterised (i) by Na(Ca-Mg)-HCO₃ or Na-HCO₃ water facies (Harkin 1960; Branchu et al. 2005 and below), and (ii) visible CO₂ bubbling emissions. In view of field, temperature (T), electric conductivity (EC) and pH measurements (Table 3.8), two types of provinces are distinguished, first freshwater gaseous spring (with low EC and slightly acid pH) and secondly less gaseous hot-spring (with high EC and neutral or slightly basic pH) provinces.

The Northern provinces

The first type regroups the cold intensive gaseous provinces of Schiwaga, Kasefuka and Mpata-Mlombo, which are located in the high altitude upstream (between 1700 and 1500 m) on the North volcanic area mainly formed by trachytic, phonolitic and basaltic rocks as important ash deposits. The Northernmost Schiwaga province, flowing through Precambrian basement, Ngozi phonolitic and ash materials, shows important bubbling activity and intensive gas emanations known by local people for causing human and animal sleepiness and death. To Northwestern, Kasefuka centre, located between Tukuyu and Rungwe volcanic material outcrops, is widespread in a swampy area with low discharge rates and few bubble emanations. Few dozen-km at South, on the Kyejo volcano flank, two resurgences, at few meters away from each other, were found at Mpata-Mlombo. Mlombo spring occurs on the Mlombo River whereas Mpata is located in a mud hole where intensive multi-centimetric bubble emissions occur without water flow. Few dozen meters above, the manufactory of Kyejo Carbon Dioxide Plant conditions and commercialises these natural CO₂ leakages in particular for soda industries. All these springs show low temperature, between 15 and 23°C, and are characterised by low mineralised freshwater (EC between 100 and 500 $\mu\text{S cm}^{-1}$), Na(Ca-Mg)-HCO₃ type and slightly acid waters (with pH between 5.2 and 6.7).

The Southern provinces

The second group, of hot gaseous springs Ilwalilo, Kajala, Mwampulo and Kasumulu provinces is located Southernmost at lower downstream altitudes (between 800 and 500 m) and coincides with major well-known active NW-SE faults (Fig. 3.23).

These tectonic accidents are interpreted as favoured sites where the upraised of heat, volatiles and deep waters occur (Ebinger et al. 1993). Ilwalilo and Kajala provinces are both located on the Mbaka fault line where gneiss basement and basalt formations outcrop. At the latitude of Lake Masoko, Ilwalilo province, which flowing into the nearby Mbaka River, shows several

small hot resurgences surrounding by calcareous and travertine concretions. The downstream and Southerly Kajala hot spring, which was artesian in the 50', issues from a swampy and calcareous area (Harkin 1960). Furthermore, Harkin (1960) reported, more to the North along the Soma River, some sinter coating indicative of some hot spring activity in the past, along the Mbaka fault. Southwestern and above the Kiwira River, at the Tanzanian-Malawi boundary, the Mwampulo and Kasumulu provinces are located in sedimentary plain on NW-SE relay faults (Fig. 3.23). The Mwampulo hot springs lie in a swampy area covered by calcareous and other precipitate crusts. Located between the Songwe and Kiwira Rivers, Kasumulu also shows calcareous concretions but apparently lower water discharge than Mwampulo. All these hot present highly salty (EC between 5000 and 10,000 $\mu\text{S cm}^{-1}$) flowing water and are of Na-HCO₃ type with neutral or slightly basic pH (between 7.0 and 7.9). Local people use them as cattle "pubs" called Kilambo, of salt-rich nutritional drinking waters. The measured maximum temperature (63°C, Mwampulo 2006; Table 3.8) is in accordance with the maximal temperature of 63°C obtained in the 50's by Harkin (1960) and superior to about 40°C to the mean annual surface ones, which suggest a low enthalpy thermal activity (Arnórsson 2000). Furthermore, these provinces sound present less intensive gas activity, by both number and size of bubbles, compared to the first group.

Plan

The above considerations give evidence for the first time of two types of manifestations (i) cold intense gaseous and low mineralised provinces located in the volcanic upper area and (ii) hot highly mineralised provinces located downstream on major tectonic accidents, at the regional scale. In order to characterise fluid origins as well as processes involved in these two kinds of manifestations, waters and gasses had been sampled from the different provinces for both stable isotopic and chemical analyses. Isotopic compositions of water ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ in ‰ vs SMOW), Dissolved Inorganic Carbon ($\delta^{13}\text{C}$ in ‰ vs PDB) and gas bubbles CO₂ ($\delta^{18}\text{O}$ in ‰ vs SMOW, $\delta^{13}\text{C}$ in ‰ vs PDB), which can be used as an indicator of the degree of water-rock interaction, boiling, mixing processes and fluid origins (Pauwels et al. 1997; Arnórsson 2000; Cartwright et al. 2002), are first introduced. Latter, water chemistry will be used to investigate mineralisation processes, which are involved in each province.

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.8: Physical, chemical (major elements), and isotopic data of sampled waters.

Provinces, sites, altitude (Alt.), temperatures (T), electric conductivity (EC), pH, Alkalinity (Alc.), major element contents (Na, K, Ca, Mg, Si, Cl, SO₄) as water and DIC isotopic compositions ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$) of waters sampled during the 2003, 2005 and 2006 field campaigns. Each province is located on Figure 1. T, EC, pH and Alc. were measured on the field with a LF-330, pH315i WTW electronic metres and colorimetric titration, respectively. Chemical analyses samples were filtered through 0.45 μm cellulose nitrate membranes. Cation analyses were performed on acidified samples by ICP-AES (Finnigan, Iris Advantage type) at the MRAC (Tervuren, Belgium) whereas anion analyses were made by ionic chromatography (Dionex, ICS-1000) at IDES laboratory (Orsay, France). Analytical errors are of 0.15‰, 2‰ and 0.2‰, respectively. "-" means "not determined". "SbW pole" corresponds to the subsurface pole determined from several springs surrounding Lake Masoko (not shown here).

Provinces	Sites	Campaigns	Physical parameters		Chemical compositions									Isotopic compositions				
			Alt. m	T °C	EC $\mu\text{S.cm}^{-1}$	pH	Alc. mM	Na mg.l ⁻¹	K mg.l ⁻¹	Ca mg.l ⁻¹	Mg mg.l ⁻¹	Si mg.l ⁻¹	Cl mg.l ⁻¹	SO ₄ mg.l ⁻¹	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}$ - DIC ‰	$\delta^{13}\text{C}$ - CO ₂ ‰
Schiwaga	a	2006	1715	15.3	229	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-8.0	-27	-	-
	b	2006	1715	14.8	110	5.24	1.7	14.8	10.9	9.3	3.8	26.9	3.0	0.8	-5.6	-30	-	-
Kasefuka	a	2005	1500	23.1	575	6.70	5.6	72.3	22.9	27.1	16.7	57.9	8.1	2.7	-5.3	-25	-1.0	-6.3
Mpata-Mlombo	Mlo-a	2005	1468	20.9	89	6.05	0.9	12.7	5.4	4.0	1.7	21.7	3.3	0.9	-5.0	-25	-	-
	Mlo-b	2006	1465	20.7	99	5.97	1.0	-	-	-	-	-	1.1	0.5	-4.9	-26	-	-
	Mpa-a	2005	1475	16.0	546	5.91	16.3	-	-	-	-	-	-	-	-12.0	-27	-	-
	Mpa-b	2006	1475	15.0	57	6.24	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-12.5	-27	-0.6	-3.9
Ilwalilo	a	2006	785	51.8	-	7.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.2	-28	-	-
	b	2006	783	42.7	5340	7.93	42.4	1343.0	64.6	51.0	16.9	36.5	604.0	217.0	-5.1	-27	-2.8	-8.8
	c	2006	785	61.5	-	7.20	48.3	1634.0	77.0	54.3	16.5	40.6	761.0	286.0	-5.5	-29	-	-
Kajala	a	2003	607	60.0	9000	7.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.7	-28	-	-
	b	2005	607	35.0	5420	7.20	32.2	768.5	54.1	85.2	29.7	47.7	326.6	179.0	-5.2	-25	0.2	-5.7
	c	2005	605	31.5	2440	7.00	15.4	388.9	28.7	30.4	18.6	32.4	171.5	96.0	-4.6	-24	-	-
Mwampulo	a	2006	523	62.8	9630	7.20	44.6	1255.0	67.4	36.3	17.7	54.2	252.0	328.0	-5.1	-27	-2.9	-6.5
Kasumululu	a	2006	505	41.3	7200	7.40	47.1	1270.0	77.1	48.6	19.4	52.8	216.0	390.0	-5.1	-26	-2.5	-8.2
	b	2006	505	39.5	7040	7.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-5.1	-25	-	-
	c	2006	505	36.8	5890	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-4.7	-24	-	-
SW pole		2003-05-06	850	24	102	6.4	0.6	3.3	2.8	8.0	5.3	14.4	1.0	0.1	-4.5	-25	-	-

3. 3. 2. 3 Fluid stable isotopic signatures

Stable isotope signatures of cold gaseous provinces

Water ^{18}O and ^2H isotopic compositions of cold gaseous provinces range between -4.9 and -12.5‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between -25 and -30‰ for $\delta^2\text{H}$ (Table 3.8). In the $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram (Fig. 3.24a) all these water plot above (on the left of) both Regional and Global Meteoric Water Lines (RMWL and GMWL; Rozanski et al. 1996; Delalande et al. 2005). If the deuterium compositions appear relatively stable from one cold province to the other and in the same range than the regional precipitation ones, the ^{18}O contents show larger variations. In detail and in agreement with the precipitation $\delta^2\text{H}$ signature, a $\delta^2\text{H}$ slight decrease seems to be measured (Table 3.8) with increasing province altitudes, suggesting their meteoric origin. The $\delta^{13}\text{C}$ -DIC values measured at Kasefuka (-1.0‰) and Mpata (-0.6‰) are associated, in accordance with $\delta^{13}\text{C}$ measured at the CO_2 gas collected at the Kyejo Carbon Dioxide Plant manufactory (-4.3‰), with equilibrating CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ values of respectively -6.3 and -3.9‰ (Table 3.8) indicating a ^{13}C equilibrium between independently sampled water DIC and gas bubbling CO_2 . Furthermore, this range of measured (from gas samples; Table 3.9) and reconstructed (from DIC; Table 3.8) $\delta^{13}\text{C}$ - CO_2 seems to suggest a mantle-originated CO_2 , even if it does not allow us to clearly distinguish between a mantle ($\delta^{13}\text{C}$ ranging between -6‰ and -3‰) or a little enriched deep-crustal ($\delta^{13}\text{C}$ ranging between -7‰ and -5.5‰) originated- CO_2 (Minissale et al. 1997; Cartwright et al. 2002; Fiebig et al. 2004).

In this context, and assuming a mantle or magmatic origin for the CO_2 , which classically correspond to a $\delta^{18}\text{O}$ value close to 6‰ (Cartwright et al. 2002) and a meteoric water initial composition between -4.9 and -4.6‰ for the $\delta^{18}\text{O}$, the observed water $\delta^{18}\text{O}$ depletion can be interpreted as resulting from the ^{18}O equilibration between H_2O and CO_2 (with, at spring temperature, a $\Delta^{18}\text{O}(\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O})$ value around 41‰; Bottinga 1968), and must induce an increase of $\delta^{18}\text{O}$ - CO_2 . This scenario had already been proposed for other world CO_2 -rich hydrothermal systems (Fritz & Frape 1982; Batard et al. 1982; Vuataz & Goff 1986; Matthews et al. 1987; Fouillac et al. 1991; Pauwels et al. 1997; Cartwright et al. 2002). If at spring temperature, ^{18}O isotopic equilibrium is assumed between CO_2 and H_2O , the $\delta^{18}\text{O}$ - CO_2 must then increase from the assumed initial composition of 6 to around 29-36‰, an increase, which will principally be an indicator of the H_2O and CO_2 relative importance implicated at emergences. As for ^{13}C , the independent measured $\delta^{18}\text{O}$ - CO_2 on nearby Kyejo manufactory

collected gas of $35\% \pm 2\%$, seems confirm the ^{18}O equilibrium between upraising rich- CO_2 gas and H_2O of the sources. Furthermore, calculations indicate that the molar ratio between CO_2 and H_2O may reach around 0.01 at Mlombo, 0.11 at Shiwaga, to 0.32 at Mpata springs. Reinforcing these interpretations, it appears that the very large Mpata-Mlombo and Schiwaga ^{18}O depletion can be related to the field observations of the CO_2 and H_2O emanation production ratio. Compared to the local ones, the lower temperatures observed for these provinces could then correspond to the upraised CO_2 dissolution (Maisonneuve and Risler 1979). Furthermore, given that the magmatic water is characterised by low $\delta^2\text{H}$ (ranging from -50 to -80‰; Giggenbach 1992; Birkle et al. 2001), their $\delta^2\text{H}$ signature close to the local precipitation one sounds underline the absence of important magmatic water contribution for these cold spring provinces.

Stable isotopes signatures of hot gaseous provinces

Water ^{18}O and ^2H compositions of hot gaseous provinces range from -4.6 and -5.7‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between -24 and -29‰ for $\delta^2\text{H}$ (Table 3.8) and then show larger $\delta^2\text{H}$ variations than the cold provinces. In view of regional altitudinal gradient, the $\delta^2\text{H}$ signatures of downstream hot provinces are not especially higher than the upstream cold ones and appear even lower, indicating that these water cannot only result from local recharge. In the $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram (Fig. 3.24b), as for cold provinces, all these waters plot above (on the left of) both RMWL and GMWL. Nevertheless, the observed $\delta^{18}\text{O}$ depletions in regard to R and GMWL are lower and more homogeneous than those pronounced ones measured in the Mpata-Mlombo and Shiwaga cold provinces and seems to exclude that an important source of water had been exchanged with silicate rocks. Furthermore, in the $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram (Fig. 3.24b), the distribution of all hot provinces as in particular for Kajala, Ilwalilo or Kasumulu samples, sounds show a straight-line relationship where, for each province, the temperature as well as the conductivity increase with the isotopic depletion importance (Table 3.8, Fig. 3.25). For example, the increasing of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ between Kajala-a, -b and -c or Kasumulu-a, -b and -c samples is associated to both temperature and conductivity decreases (Table 3.8). Their measured $\delta^{13}\text{C}$ -DIC values (Table 3.8) vary from -2.9‰ (Mwampulo) to 0.2‰ (Kajala) and correspond to an equilibrating $\delta^{13}\text{C}$ - CO_2 ranging between -8.8‰ (Ilwalilo) and -5.7‰ (Kajala), values more or less comparable with those measured on CO_2 bubbling

gas (between -5.6‰ and -6.1‰ at Ilwalilo; Table 3.9) and interpreted as igneous activity-originated CO₂.

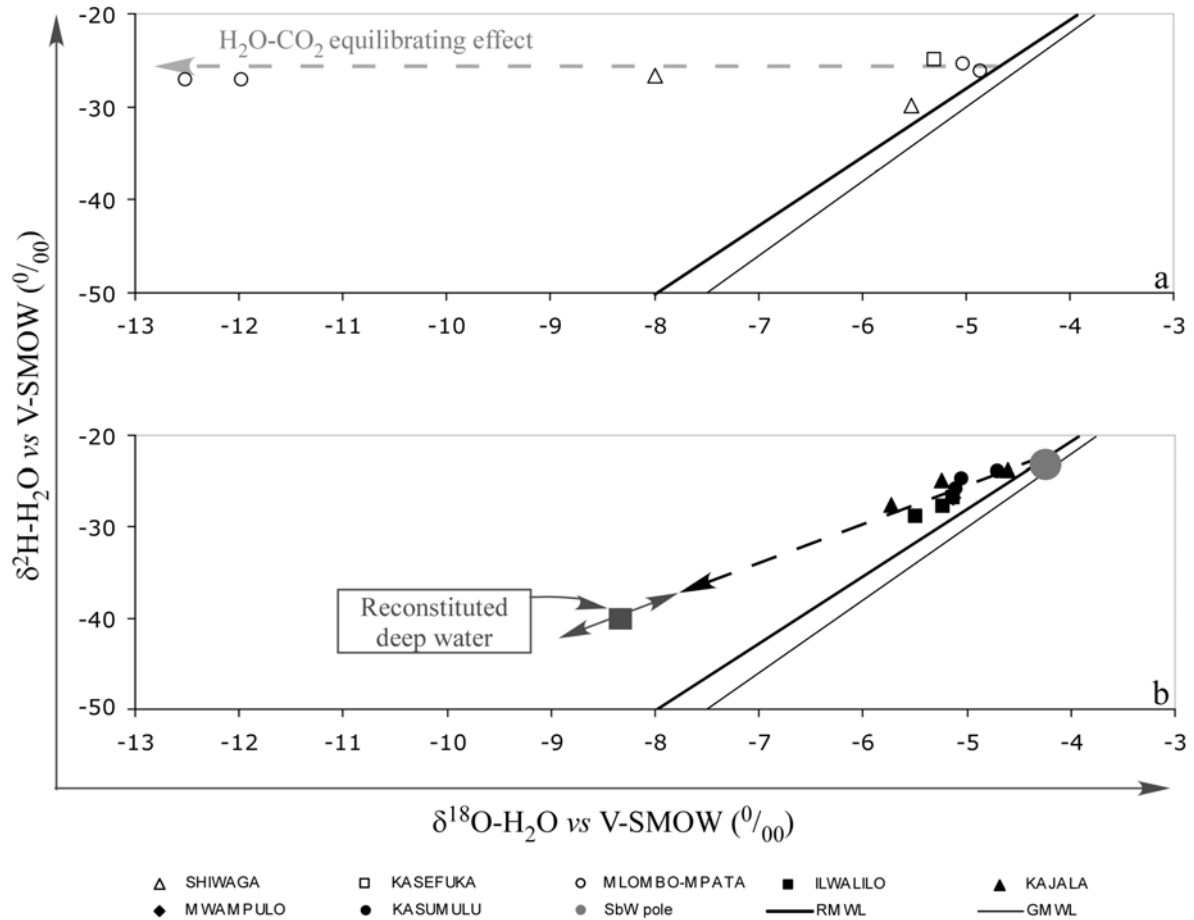


Fig. 3.24: $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram of cold (a) and hot (b) gaseous provinces listed in Table 3.8.

The accordance between temperature, conductivity and isotopic $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ depletion is here, interpreted as resulting from a mixing between (i) a low mineralised cold subsurface meteoric water and (ii) hot mineralised water with a relatively depleted and above the GMWL isotopic signature (Fig. 3.24 and 3.25). As for cold provinces, a magma-origin of CO₂ is indicated by the $\delta^{13}\text{C}$ contents but in agreement with temperature a deep origin is strongly suspected for the depleted and mineralised hot waters. According to lower gaseous activity the, less pronounced, ^{18}O depletion due to isotope exchange between magma derived CO₂ and H₂O seems also affect the invoked above deep hot pole.

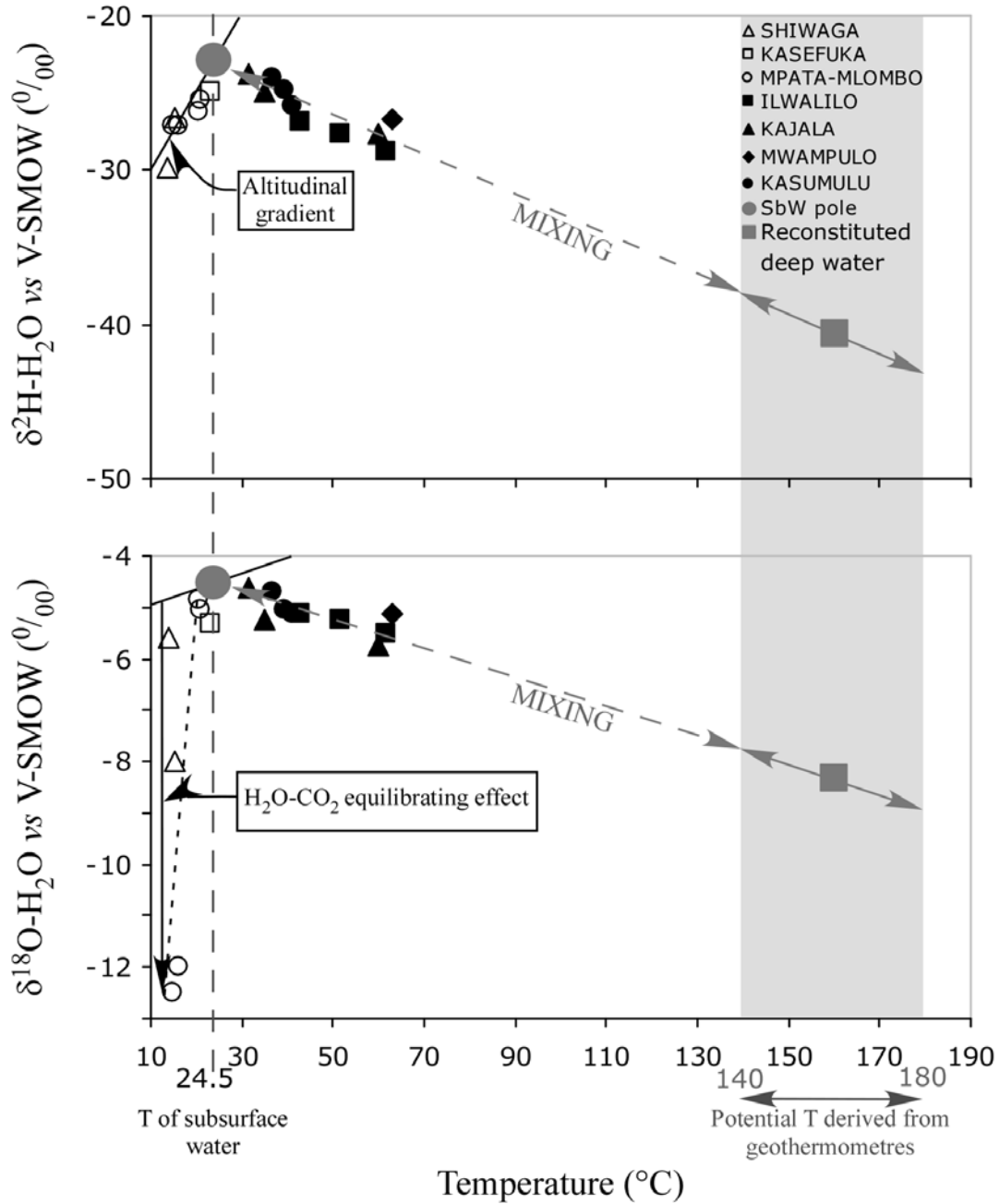


Fig. 3.25: $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ versus Temperature(T) diagram of cold and hot gaseous provinces.

Main hydrological features resulting from stable isotopes approach

The CO_2 "carrier gas" occurring in all provinces appears from its $\delta^{13}\text{C}$ content and geological context to have a mantle or crustal deep source as in northern hydrothermal field of the EARS (Darling et al. 1995). The absence of important atmospheric or soil CO_2 contamination, in this system must be noted. From the standard plot of $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 3.24a and b) the water appears to be originated from a local meteoritic subsurface reservoir in

the Northern province whereas, in the Southern part, it appears originated from a mixing between deep hot depleted water pole and meteoritic originated local subsurface freshwater one. Furthermore, the $\delta^{18}\text{O}$ depletion and the $\delta^{18}\text{O}$ values of H_2O and CO_2 (Tables 3.8 and 3.9) indicate important exchange and ^{18}O equilibration between water and important amount CO_2 at emergence temperatures. This result supports the idea that isotope exchange between CO_2 and H_2O are implicated in the mineralised hot fluids of the investigated area. In this schema, the Northern provinces isotopic compositions appear to correspond essentially to the up rising of deep CO_2 through the surface and subsurface freshwater reservoir, whereas Southern provinces appear result from the mixing between gaseous hot deep-water and subsurface freshwater ones.

Table 3.9: First measured isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}$) and ^{14}C activities ($A^{14}\text{C}$) of gas samples. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $A^{14}\text{C}$ are expressed in ‰ V-SMOW, ‰ V-PDB and pMC, respectively. "-" means "not determined". Gasses were sampled via small glass phials, a funnel, a Y-shape pipe and a hand pump in order to analyse CO_2 isotopic compositions measured at IDES and ARTEMIS. The graphitisation of $A^{14}\text{C}$ samples were performed at IDES laboratory while carbon atoms were counted with the accelerator mass spectrometer of ARTEMIS (Gif-sur-Yvette, France). The isotopic contents are expressed in ‰ versus V-SMOW ($\delta^{18}\text{O}$), in ‰ versus V-PDB ($\delta^{13}\text{C}$ -DIC) and in pMC (percentage of Modern Carbon; $A^{14}\text{C}$). Analytical errors are of 0.15‰, 0.2‰ and inferior to 0.2 pMC, respectively.

Provinces	Sites	Campaigns	Latitude	Longitude	Alt. m	$\delta^{13}\text{C}$ - CO_2 ‰	$A^{14}\text{C}$ %
Ilwalilo	b	2006	9°18.65'	33°45.35'	783	-5.6	0.5
Ilwalilo	d	2006	9°18.68'	33°45.39'	773	-6.1	0.4
Mwampulo	b	2006	9°32.98'	33°47.73'	523	-5.9	-
Kasumulu	a	2006	9°35.14'	33°46.23'	505	-6.0	0.4
Kyejo Manufactory		2006	9°15.50'	33°45.94'	1468	-4.3	-
		2006	9°15.50'	33°45.94'	1468	-4.3	<0.3

3. 3. 2. 4 Chemical compositions of cold and hot gaseous provinces

Chemical characteristics

According to their chemical concentrations and types (Table 1, Fig. 3.26), the investigated springs can be divided in two same groups. The first group of cold springs,

defines as low mineralised freshwater (EC between 100 and 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) corresponds to a Na(Ca-Mg)- HCO_3 type and slightly acid water, which may result from a low temperature weathering stage of volcanic soil and rocks. These solutions appear at (or over) saturation in respect to some silica and clay species as supported by saturation index calculated with PhreeqC computer code (Parkhurst & Appelo 1999). In the Giggenbach triangular type diagram (1988; Fig. 3.28), they plot on the regional rock dissolution straight line. The chemical composition of subsurface water, also called subsurface pole ("SbW pole"; Table 3.8 and Fig. 3.28), defined from fresh springs surrounding Lake Masoko, would interact with surface volcanic rocks at low temperature implicating slow dissolution kinetics. This process would be accentuated with the adsorption of CO_2 -bearing gasses known in high proportion at the considered sources. With clearly different chemical composition (Table 3.8; Fig. 3.26) and concentration (EC between 5000 and 10,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), the neutral or highly basic hot water of the second group are of a Na- HCO_3 -(Cl) type. These springs have higher concentrations in major elements but especially in mono-valent cations which are more concentrated by a factor 100 compared to bivalent ones or to Si, which are in the same order of magnitude than the cold provinces. This is interpreted, in accordance with TAC and pH increasing, as resulting from a more intensive rock weathering, which is favoured by the temperature and the important amount of CO_2 , to a stage allowing the formation of secondary silicates and/or carbonate minerals. These water may have interacted with metamorphic or igneous rocks as volcanic volatiles, which contain appreciable amounts of Na, K and Cl. In Giggenbach (1988; Fig. 3.28) triangular type diagrams, their chemical compositions are aligned according to a straight line suggesting mixing processes between two components: (i) subsurface and (ii) deep-originated thermal waters and confirming the above deductions established from isotopes, temperature and geological structural evidences. The correlation coefficients (r) between major chemical constituents and bicarbonate (Table 3.8) range from 0.87 to 0.99, respectively. In accordance with their high mobility, the best correlation coefficients are attributed to Na and K. This suggests water rock interaction from a homogeneous rock reservoir or/and mixing processes. On the basis of the relatively constant Na/K mass ratio of the hot gaseous springs (Mwampulo and Kasumulu), Branchu et al. (2005) proposed the existence of a homogeneous deep fluid at depth. Relatively low Na/K ratios (<15) tend to occur in high temperature waters that have rapidly reached the surface (Nicholson 1993). The Na/K values of studied hot gaseous springs are around 10-21, which allow to conclude that they are more or less associated with the upflow structure (Gemici &

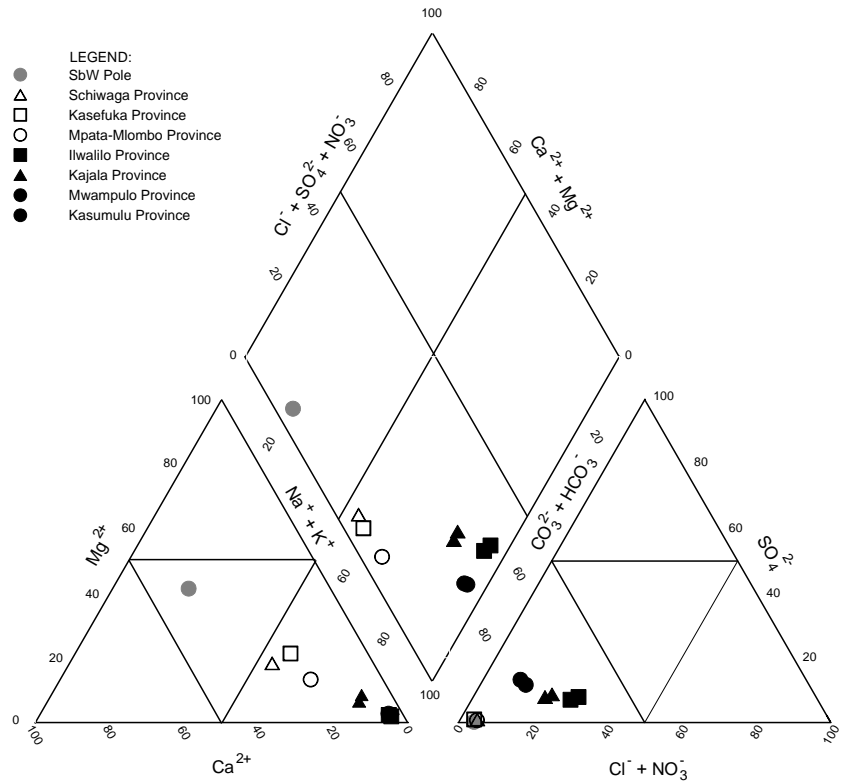


Fig. 3.26: Piper diagram of cold and hot gaseous provinces.

Tarcan 2002). Similarly, high Na/Ca ratios are also indicative of direct feed from the reservoir and less cold groundwater contribution. Na/Ca values for hot gaseous springs are relatively high (between 10 and 35). However, it can be noted that some constituents appear removed from solutions as for example, Ca and Mg, which could be incorporated into clay minerals and calcareous or travertine as observed in surface.

In regards of some trace elements, Rb, Cs, Sr and Ba (Table 3.10) show a significant correlation with bicarbonates and traces of Li are detected in hot gaseous springs. According to Pisarskii et al. (1998), Li, Rb and Sr would come from a magma chamber at depth linked to the Rungwe Massif. Otherwise, Fe and Al concentrations of hot springs are lower than the cold ones suggesting precipitation processes favoured by pH increasing. From their isotopic and chemical compositions as well as the physical and structural evidences, the hot gaseous springs sound be associated with high-temperature reservoirs but diluted by meteoric-originated subsurface water as suggested by the isotopic evidence. In view of these considerations and in order to characterise the displayed deep pole, the chemical geothermometres are next used to estimate the temperature of the reservoir at depth.

Table 3.10: Chemical trace elements of studied provinces.

Analyses were performed by HR-ICP-MS (Finnigan, Iris Advantage type) at the MRAC (Tervuren, Belgium). Only Lithium data were obtained by ICP-OES (Perkin Elmer OPTIMA 2000DV) at the CNR (Pisa, Italy).

Provinces	Sites	Campaigns	Rb μg.l ⁻¹	Ba μg.l ⁻¹	Fe μg.l ⁻¹	Mn μg.l ⁻¹	Mo μg.l ⁻¹	Cs μg.l ⁻¹	Sr μg.l ⁻¹	Al μg.l ⁻¹	Li μg.l ⁻¹
Schiwaga	b	2006	55.5	5.6	96.6	4939.9	0.0	0.2	91.6	235.8	-
Kasefuka	a	2005	65.4	9.4	2.7	19.6	3.9	0.9	197.8	13.0	-
Mpata-Mlombo	Mlo-a	2005	20.5	17.9	6.5	12.1	0.9	0.4	74.8	90.2	-
Ilwalilo	b	2006	225.5	182.1	0.9	1.3	2.6	16.8	2710.3	10.2	775
Ilwalilo	c	2006	282.7	144.4	4.0	25.7	3.1	21.2	3606.6	3.7	950
Kajala	b	2005	196.3	163.5	2.0	3.6	11.7	11.7	3283.3	17.3	-
Kajala	c	2005	94.0	136.8	22.2	41.4	7.0	4.2	1320.0	54.8	-
Mwampulo	a	2006	189.0	89.8	7.0	0.2	1.5	13.4	2835.1	3.4	450
Kasumulu	a	2006	203.4	87.4	6.6	0.1	0.7	8.4	2958.9	4.2	445
SW pole		2005-06	8.4	44.7	55.3	86.5	0.2	0.0	143.1	30.4	-

3. 3. 2. 5 Deep-water pole temperatures and signatures

Objectives and methods

Water chemical compositions can be used to determine processes affecting the fluids during their rise to the surface. These processes include, dissolution, precipitation of minerals and cations exchange. Following the above interpretation of a subsurface mixing at the hot emergences, and with the objective of characterising the deep-water pole, the geothermometres approach (based on the thermodependence of chemical equilibrium between water and rock phases) is used to investigate its potential temperature and then, from stable isotopic compositions and temperature relationship (Fig. 3.25), its ratio at each respective spring. Because of this evidence of subsurface mixing, which corresponds more or less to the dilution of deep-water, the classical chemical geothermometres, based on elemental concentrations (as for example the geothermometres based on the fluid SiO₂ concentration; Michard 1979) or in a lesser way cations ratio (Na/K for example) applied to individual samples, appear as inappropriate methods, or must be taken account with cautious. This implies that approaches based on mixing may be preferred in this case and others using the chemical concentration of individual samples should be carefully used. Therefore, two

complementary approaches, (i) the silica geothermometers and (ii) the Na/K/Mg ones (Giggenbach 1988), had been chosen. In order to better characterise the deep pole and the potential tendency between the hot-springs, chemical analyses available in literature for the studied provinces (Harkin 1960; Branchu et al. 2005) had been incorporated to the presented data set.

Silica geothermometres

The silica geothermometre is based on the equilibrium at depth between either quartz or chalcedony suspected contained in rocks, and water (Giggenbach et al. 1994; Pauwels et al. 1997). It is the most commonly used because of its high kinetic of dissolution and its low kinetic of precipitation (Michard 1979) even if the SiO_2 can be rapidly removed from the solution by silicate mineral precipitation (Pauwels et al. 1997). Considering that the acquired

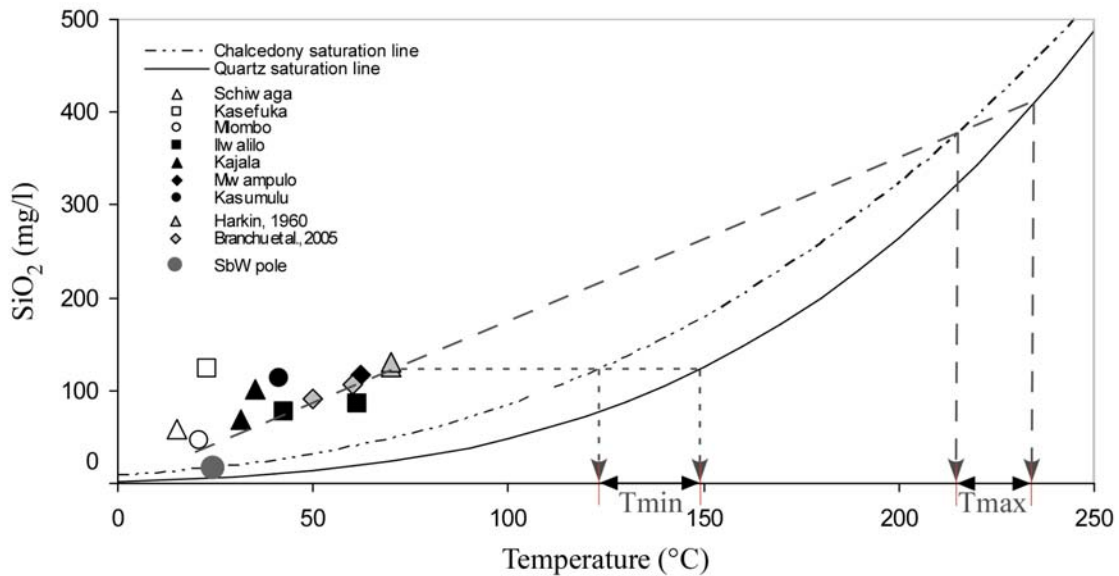


Fig. 3.27: $[\text{SiO}_2]$ versus Temperature (T) of cold and hot gaseous provinces. The grey diamonds and triangular symbols correspond to Kasumulu and Mwampulo data published in Branchu et al. (2005) and Harkin (1960), respectively.

concentrations from the deep reservoir would be preserved during the fluid rise up to the surface and its eventual cooling, only mixing process with subsurface freshwater will induce a $[\text{SiO}_2]$ decrease also associated with a temperature cooling. In the plot of $[\text{SiO}_2]$ versus T (Fig. 3.27), waters are more or less aligned according to a straight line. If an important loss of heat, during the deep-water rising, could be responsible of a shift of Kasumulu and Kajala-b samples to the left of this line. This line crosses the saturation curves of chalcedony and quartz (Henley et al. 1984), and supports the assumption of a mixing between subsurface cold

diluted water and deep-originated geothermal mineralised ones. Then the intersection between the mixing line, defined by samples, and the chalcedony and quartz saturation curves correspond to deep-water extreme maximal temperature around respectively 215 and 235°C associated with SiO₂ concentrations of 380 and 420 mg/l. Inversely, considering a relatively homogeneous deep-water, the maximal SiO₂ contents observed at the emergences (60.8 mg/l at Kajala; Harkin 1960) correspond to the extreme minimal [SiO₂] of this deep pole, and indicate then minimal temperatures of 125°C with chalcedony and 150°C with quartz (Henley et al. 1984). From above discussed [SiO₂] versus T diagram, the temperature of the deep-water pole must be between 125-150 and 215-235°C.

Na-K-Mg Giggenbach and Na-K geothermometres

The Na-K-Mg Giggenbach geothermometres (Giggenbach 1988), as well as classical Na/K or K/Mg classical geothermometres (Arnórsson 2000), are based on the equilibrium between alumino-silicates (calco-sodic and potassic feldspars) and water within deep reservoir. Because K values lacked, the Harkin's data can not be used in this section. In the Na/1000-K/100-Mg^{0.5} ternary diagram (Fig. 3.28) proposed by Giggenbach (1988) as a method to make a clear distinction between the thermal waters that are suitable for estimating deep reservoir temperature, it appears that the hot gaseous springs (Ilwalilo, Kasumulu, Mwampulo) of the Rungwe field fall into the partially equilibrated or mixed water zone whereas Kajala available sampled water and the coldest springs (Schiwaga, Kasefuka, Mpata-Mlombo) plot in the immature water field as expected. The latter are close to the fresh subsurface water pole located in the Mg^{0.5} corner and are clearly influenced by water-rocks interactions at low temperature. The hot springs samples are aligned according to a mixing line between cold subsurface freshwater and suspected hot deep-water end-members. This combination geothermometre diagram shows that the deep reservoir temperature would be close to 180°C, a value which sounds as a relative maximum because of potential suspected Mg lost during the hot fluid rising. As Ilwalilo, Kasumulu, Mwampulo provinces correspond to partially equilibrated or mixed waters (Fig. 3.28), the use of this geothermometre is allowed.

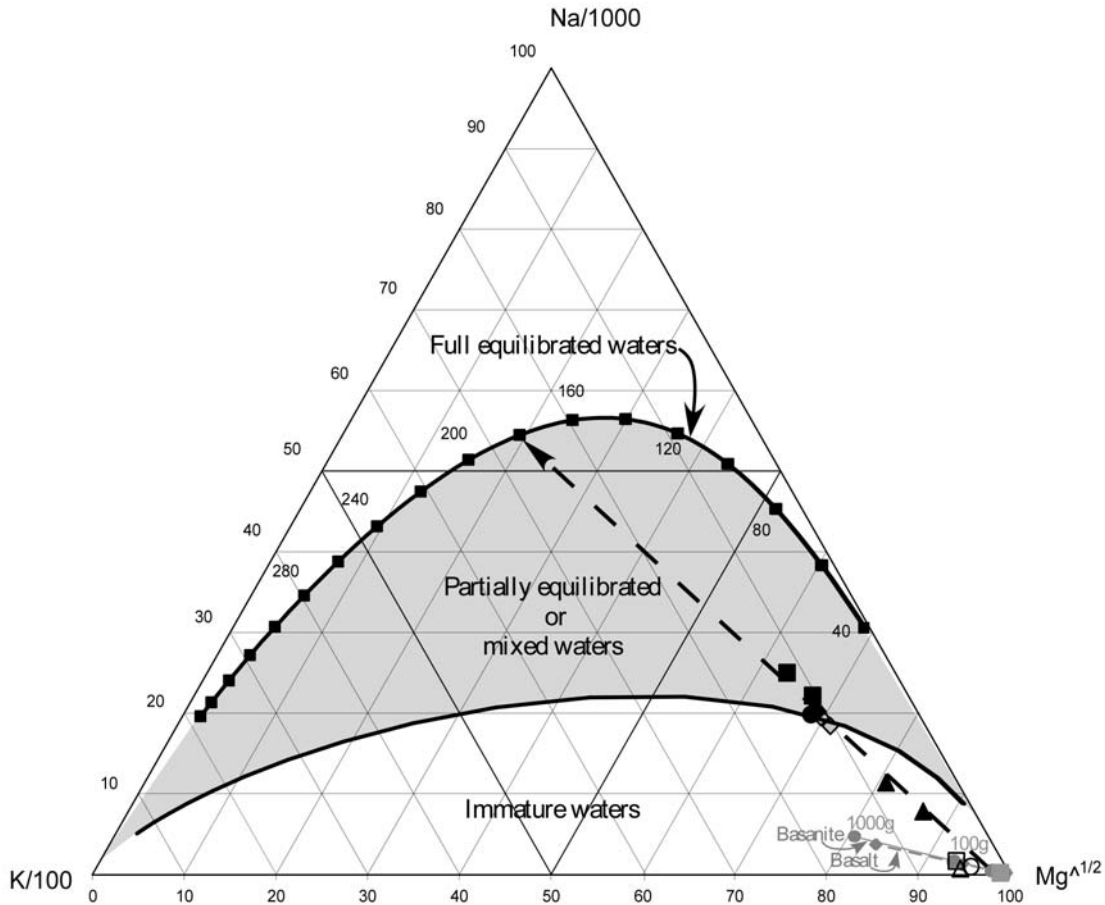


Fig. 3.28: Distribution of cold and hot gaseous provinces in a Na-K-Mg trilinear diagram (Giggenbach, 1988). The grey diamonds correspond to Kasumulu and Mwampulo data published in Branchu et al. (2005).

Geothermometres based on cation ratio are not sensible to concentration and dilution processes and the variations of alkali compositions linked to the contact with the deep originated rocks are low. For example, the Na/K ratio can only be governed by the relative kinetic of calco-sodic and potassic feldspar dissolution as especially in volcanic area (Arnórsson 2000). However, these geothermometres suppose that equilibrium is reached, which can be rarely tested. Moreover, given that carbonated mineral precipitation occurs at these emergences, the geothermometres based on Ca and Mg concentrations are not appropriate as they upper estimate deep temperature. In our case, given that the surface freshwater Na and K concentrations, which are considered as more or less identical to the cold spring ones (Table 1) and to other regional freshwater samples (not shown here), are one or two orders less concentrated than the hot spring waters, the mixing processes displayed for hot springs essentially correspond to a dilution and only induce small Na/K ratio decrease. From above SiO₂ deduced temperatures range (Fig. 3.27) and Giggenbach diagram (Fig.

3.28), the Fournier (1979) and Arnórsson (1998) Na/K geothermometres appear applicable for Ilwalilo, Kasumulu, Mwampulo hot gaseous provinces. The Na/K geothermometre gives a range of deep reservoir temperatures between 135-150°C and 150-160°C from Fournier (1979) and Arnórsson (1998) expression, respectively. Higher values (around 160 and 205°C) are obtained for Kajala-a and -b samples but are not considered given that important mixing is here suspected as responsible of the Na/K ratio decrease and then an overestimation of initial T.

Estimated deep-water pole temperature

The results obtained from SiO₂ geothermometres allow to estimate the range of maximal and minimal potential deep reservoir temperatures between respectively 120-145 and 215-235°C. From Giggenbach (1988) diagram, this temperature is estimated around but below to 180°C, whereas from classical Na/K methods (Fournier 1979; Arnórsson et al. 1998) it is ranging from 140 to 180°C. This fixed at 160 ± 20°C relative large range is considered as characterising the Rungwe deep-water temperature and appears consistent with, the 180-190°C, previous estimation of Hochstein et al. (2000). Nevertheless this estimate is lower than the 220°C established by Branchu et al. (2005) for the same provinces as from the one of the Northern Rungwe Songwe province (255°C Hochstein et al. 2000 and 250°C Branchu et al. 2005) but higher than the ones estimated for other Tanzanian region (110°C at Ivuna and 107-135°C at Mussuma Hochstein et al. 2000). At the EARS scale, these reservoir temperatures are lower than those estimated at Asal (Djibouti, T = 264°C; Darling 1998), Langanoo (Ethiopia, 254 < T < 309°C; Darling 1998), Olkaria (Kenya, 245 < T < 313°C, Darling 1998). Located on the Gregory rift considered as the main active branch of the Kenya rift system, Lake Bogoria study displayed deep pole temperatures ranging from 163-170°C by mixing boiling model to 194-223°C with $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O})$ geothermometre (Cioni et al. 1992). Deep reservoir temperatures of 214 and 171°C were proposed for thermal sites surrounding Lake Tanganyika as Pemba and Cape Banza, respectively (Pflumio et al. 1994). The deep reservoir temperatures estimated along the EARS appear globally decreasing from North to South. Nevertheless relatively high and significant deep temperatures occur in Karonga basin.

Deep hot water pole isotopic signature and origin

The significant correlation between temperature (T), and $\delta^{18}\text{O}$ or $\delta^2\text{H}$ ($r = 0.85$ and 0.87 respectively with $n = 10$; Fig. 3.25) and electric conductivity (Tab. 3.8) obtained from

hot springs samples, display mixing processes between meteoric cold, low mineralised subsurface water and depleted, hot and highly mineralised deep water. From hot springs tendency (Fig. 3.25), and considering an isoenthalpic system as the established above range of deep-water pole temperatures ($160 \pm 20^\circ\text{C}$) the, involved in the mixing, deep-water pole mean isotopic signature is approached and fixed at $-7.7 \pm 0.4\text{‰}$ in ^{18}O -oxygen and at $-40 \pm 3\text{‰}$ in deuterium; values, which plot above and to the left of the G and RMWL (Fig. 3.24) and, which show a deuterium composition lower than any regional sampled water (-39‰ in more than 2000 m altitude Rungwe and Ngozi streams and springs; not shown). If the large ^{18}O depletion of the reconstructed deep-water compositions could be certainly, due, as it is observed in cold provinces, to the equilibration with a magmatic originated CO_2 , the deuterium signature cannot only result from the infiltration of higher altitude meteoric water. Furthermore compared to the theoretical magmatic water compositions (between $-65 \pm 15\text{‰}$ for $\delta^2\text{H}$ and $8.0 \pm 2.0\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$; Giggenbach 1992; Birkle et al. 2001), the isotopic signature of this defined deep pole is enriched in deuterium. From these considerations, the proposed origin of this deep-water, is a mixing at depth between magmatic and infiltrated meteoric water, which had been equilibrated with an important amount of magmatic CO_2 . It is clear that others *scenari* can be invoked to account for this deep-water signature and origin, as water rock isotopic exchanges, silicate hydration, participation of paleo-waters, partial vaporisation... Nevertheless all these potential processes cannot clearly explained the deuterium signature of this deep-water pole without involving magmatic derived water. Furthermore the above evidenced, from $\delta^{13}\text{C}$, of magmatic CO_2 contribution in the system allows us to consider and to be confident in the participation of magmatic water to this pole.

3. 3. 2. 6 Discussion and conclusion

Deep-water contribution at surface hot spring provinces

From the isotopic signatures of the subsurface and deep-water poles isotopic signatures (Fig. 3.25), the reconstituted mixing parts of the hottest and so less mixed samples of each provinces (Ilwalilo-c, Kajala-a, Mwampulo-a and Kasumulu-a) are easily determined. Because of evidencing at regional scale of the importance of CO_2 and H_2O interaction on water ^{18}O compositions, the mixing part calculation is based on deuterium signature. The

maximal deep-water contribution is then estimated at $31 \pm 5\%$ for Ilwalilo-c, $23 \pm 4\%$ for Kajala-c, $18 \pm 3\%$ for Mwampulo and $12 \pm 2\%$ for Kasumulu. It can be noted that comparable mixing parts are also obtained from temperature and even ^{18}O compositions. It is obvious that for all provinces lower deep-water amount can be observed for colder samples, indicating that this cooling is essentially due to a higher freshwater dilution and not to an atmospheric surface cooling. These colder samples may correspond to a further from the deep-water uprising centre. At regional scale it is interesting to note that higher deep water contributions are displayed for, nearby Kyejo-Rungwe volcanic centre, hot spring provinces (Fig. 3.23) an area where historical magmatic activity has been clearly shown (Harkin 1960).

Origin of gasses

The isotopic composition of carbon gas collected from hot spring bubbles ranges between -6.1 to -5.6‰ (Table 3.10) and the $\delta^{13}\text{C}$ of CO_2 sampled from the Kyejo manufactory surrounding the Mpata-Mlombo provinces, is about -4.3‰ . The same content was measured on Tanzanian Coca-Cola CO_2 bubbles (-4.3‰ ; $\delta^{13}\text{C}\text{-CO}_2$ of Orsay's Coca-cola presented lower values -35‰). These $\delta^{13}\text{C}$ -values indicate a magmatic-originated CO_2 with a mean isotopic composition of -5.6‰ . Others tracers as $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios are required for making an unambiguous discrimination of the gasses sources. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios measured on bottom water of Lake Tanganyika (Craig et al. 1974, Pflumio et al. 1994) give evidence of a contamination by mantle-derived fluids. Others, measured (not yet published data) in Lake Ngozi (Fig. 3.23) bottom water, around -70 m, located to the North of Rungwe, show high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios (R/Ra about 8.3), which support, in accordance with $\delta^{13}\text{C}$ values, the assumption of a mantle-originated CO_2 although $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio of spring gasses may confirm that. Furthermore, the A^{14}C data obtained from extracted CO_2 of hot spring gasses as well as Kyejo manufactory indicate relative old ($>43,000$ years) CO_2 emanation sources as shown by the low percents of modern carbon ($\text{A}^{14}\text{C} < 0.5\%$; Table 3.9).

Deep thermal water chemical compositions reconstituted from obtained mixing parts

On the basis of the estimated above mixing parts at 140 and 180°C as well as the chemistry of the hottest Ilwalilo(c) spring and SW pole, a mean deep thermal water chemical compositions can be then, proposed (Table 3.11). This deep pole is of Na- HCO_3 type. From the saturation index (SI) calculations with Phreeqc computer code, this solution would be theoretically at equilibrium or oversaturated with some silica, silicate and calc-magnesium

minerals as well as chalcedony, enstatite, forsterite, diopside and calcite. Nevertheless, it is obvious that precipitates of travertin observed in surface suggest a non conservative compartment of Ca, Mg and carbonate ions. However, more confidence can be allowed about the obtained concentrations of Si, Na, K, Cl and SO₄.

Table 3.11: Mean reconstituted major element concentrations of the deep pole on the basis of the mixing parts established from isotopic compositions for the hottest gaseous Ilwalilo(c) spring and from the estimated reservoir temperatures (T₁ = 140°C, T₂ = 180°C) at depth. "C_T" means "Total Carbon".

Provinces	Deep T	Reconstituted chemical composition of the deep pole							
		Na ppm	K ppm	Ca ppm	Mg ppm	Si ppm	Cl ppm	SO ₄ ppm	C _T ppm
Ilwalilo (c)	T1	5245	241	157	41	98	2444	919	10709
Ilwalilo (c)	T2	7060	324	208	54	128	3290	1237	14397
Mean deep pole		6152	283	183	47	113	2867	1078	12553
σ		1284	58	36	9	21	598	225	2608

Conclusion

Two types of hydrothermal manifestations occurring in the Rungwe region and particularly in active fault zones have been displayed on the basis of common (usually mentioned in literature) and firstly discovered sites. At North of the studied area, the (i) cold provinces emit intensive mantle-originated CO₂ gas emanations which infer on their isotopic and chemical compositions. At South, the (ii) hot gaseous provinces, clearly of Na-HCO₃ type and more concentrated than the first type, are influenced by two sorts of geothermal fluids: (i) mantle-originated CO₂ and (ii) deep thermal water. The first group only derives from meteoric water and gives evidence of interaction with mantle volatiles causing in particular high ¹⁸O depletion. The Southernmost hot gaseous springs, as for them, derive from mixing between meteoric and magmatic or meteoric-originated thermal water. However, it appears that these springs are highly diluted by meteoric water preferentially infiltrated through fractured volcanic rocks. From classical geothermometric methods taking into account mixing processes, the minimum and maximum temperatures of deep-originated geothermal water are respectively, estimated at 160 ± 20°C. Minimum and maximum conductive heat flows, measured at the North-Eastern border of Lake Malawi, were estimated between 30 and 90 mW.m⁻² (Branchu et al. 2005) whereas Ebinger et al. (1987) previously defined this average

heat flow at $75 \pm 35 \text{ mW.m}^{-2}$. Using these geothermal gradient values as well as the range of estimated temperatures at depth and considering rock thermic conductivity of $3.5 \text{ W.m}^{-1}.\text{°C}^{-1}$, the reservoir depth would be estimated at $5 \pm 2 \text{ km}$. In view of this estimated depth and in particular the highly depleted compositions of the deep water pole ($\delta^{18}\text{O} = -7.7 \pm 0.4\text{‰}$; $\delta^2\text{H} = -40 \pm 3\text{‰}$), the assumption of the contribution of magmatic rather than unlikely meteoric-originated thermal water is favoured in this paper. Supported by asthenospheric upwelling (Ebinger et al. 1989) and the presence of mantle plume (Furman 1995) evidences, this specific deep-seated magmatic source as well as the strongly suspected mantle-originated CO_2 would be linked to the Rungwe Massif (Pisarkii et al. 1998; Branchu et al. 2005) and would supply most of elements in the hot gaseous emergences although the magmatic thermal water contribution appears inferior to 30 % in the compositions of most of the hot springs discovered in the South Rungwe geothermal field. This study displays the contribution of magmatic and mantle-originated fluids, which flow through the regional hydrological network and are not without influencing the hydrochemistry of subsurface water (Delalande et al. 2008b) used as natural resources by local population. Although they are of low volumes, their contribution could be responsible of largely significant pollutant supplies in subsurface water. In order to better constrain the origin of fluids as well as their potential toxicity, additional analyses (noble gasses, arsenic contents...) and an inventory of all geothermal sites existing in this region, which are not so well studied because of their low accessibility, are required. Furthermore, that would allow to confirm the geographical repartition of cold and hot gaseous springs as well as the increasing contribution of deep water pole in the hot spring compositions to the Kyejo and Rungwe volcanic centres. A comparison of geothermal sites located on the North and South Poroto-Rungwe sides could allow to better characterise the deep geothermal field and define the still not well known geothermic potential of this active volcanic region.

Acknowledgements:

We acknowledge the scientific support of the Institute of Resource Assessment of University of Dar es Salaam. Lionel Mercury, Jean-Luc Michelot, Alban Duriez, Elisabeth Mbede and Damien Delvaux are warmly thanked for many discussions, comments and informations. Cecile Quantin, Damien Cardinal, Jacques Navez as Nourine Dahkani are thanked for their help and their analytical work contribution. Stephen Kadjula, Amos Majule, Ezekiel Mwandapile, Abdallah Issah, Mwenge Jenk and the Masoko Lwifwa community are thanked for assisting us during fieldwork. This research was supported by the CLEHA project of the

ECLIPSE program (Institut National des Sciences de l'Univers) and the Tanzanian Commission of Science and Technology (COSTECH). This is a publication of the Rungwe Environmental Science Observatory Network (RESON).

3. 4 Essai de bilans chimiques en phase dissoute des lacs Masoko et Ilamba

Comme précédemment mis en évidence (section 3.2), les sources potentielles d'éléments chimiques sous forme dissoute aux lacs étudiés sont multiples : précipitations, apports en provenance de la nappe de subsurface dont la minéralisation apparaît influencée par les processus d'interaction eau-roche et les apports hydrothermaux résultant d'un mélange entre des eaux de subsurface et d'origine profonde (voire magmatique). La quantification des apports chimiques dissous aux lacs, qui n'a jamais été réalisée, fait l'objet de cette partie. Une manière de caractériser les apports chimiques aux lacs consiste à exprimer l'état d'équilibre chimique du système par rapport au système hydrique, soit à calculer le taux de rétention (tr) de chaque élément :

$$tr = ((M_{a,x} - M_{e,x}) / M_{a,x}) * 100$$

avec, $M_{a,x}$, la quantité de l'élément x annuellement apportée au lac et $M_{e,x}$, la quantité de l'élément x annuellement exportée du lac.

En effet, la quantité d'élément apportée annuellement au lac n'est pas forcément égale à la quantité qui en est exportée. Ce terme est donc un bon indicateur de la réactivité des éléments dans les systèmes lacustres. Un taux de rétention fort indique que l'espèce chimique considérée intervient dans des processus bio-physico-chimiques qui le soustraient à la solution. Au contraire, un élément qui présente un taux de rétention faible n'est pas impliqué dans de tels processus; c'est ce que l'on appelle un élément conservé. D'autres éléments peuvent avoir des taux de rétention négatifs signifiant qu'il existe une source non prise en compte à l'extérieur ou à l'intérieur du système étudié. Aux vues de l'échantillonnage exhaustif des sources et rivières situées au voisinage des lacs Masoko et Ilamba, seuls leurs bilans chimiques inédits moyens annuels sont ici, établis.

3. 4. 1 Bilan chimique du lac Masoko

Bilan chimique et Taux de rétention

L'établissement des bilans hydrologiques, isotopiques et en chlorures du lac Masoko a permis de mettre en évidence l'importance relative des apports des précipitations et du bassin ainsi que des pertes par évaporation et souterraines dans le fonctionnement hydrologique du lac. Afin d'élaborer le bilan chimique du lac et les taux de rétention, les divers termes du bilan hydrologique moyen annuel sont associés aux concentrations des espèces chimiques considérées représentatives des différents types d'apports et de pertes à cette échelle. Les taux de rétention de chaque élément sont ainsi appréciés :

Soit,

$$tr = ((P.[P] + Qi.[Qi] - Qo.[Qo]) / (P.[P] + Qi.[Qi])) * 100$$

La composition chimique des précipitations ([P]) définie à partir de l'échantillonnage en bordure du lac Malawi est empruntée à la littérature (Bootsma et al. 1996). Les données des éléments en traces et de la silice étant manquantes, des teneurs nulles leurs sont attribuées en première approximation ce qui implique que les taux de rétention obtenus sont donc des minima. La composition chimique moyenne des eaux en provenance des bassins ([Qi]) est déterminée ici, sur la base du puits et des sources environnant non contaminés par les eaux du lac (moyenne des points Mwandapile, Mwangobole, Mapengwe, Lwifwa et Mbete ; Fig. 1.2 et 3.13). Dans le but d'obtenir un taux de rétention nul pour les éléments conservés tels que les chlorures, un facteur multiplicateur a été attribué à la composition des apports représentatifs du bassin. En considérant une colonne d'eau lacustre relativement homogène dans le temps et en fonction de la profondeur (cf section 1.2.3), la composition moyenne des pertes souterraines ([Qo]) est déterminée à partir de la concentration en éléments chimiques dissous dans les eaux du lac. L'ensemble de ces données ainsi que le bilan chimique moyen annuel et les taux de rétention sont récapitulés dans la Table 3.12. Afin d'obtenir un taux de rétention nul pour les chlorures, le coefficient f est fixé à 0.98, valeur qui reste proche de 1 et permet d'être confiant quant aux estimations proposées de la composition des apports en provenance du bassin. Au vue de la faible variabilité interannuelle des termes du bilan hydrologique et de la plus grande fiabilité accordée aux données chimiques, les moyennes des bilans hydro-

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.12 : Essai de bilan chimique annuel moyen et taux de rétention des principaux éléments (x) chimiques du lac Masoko. La composition chimique des pluies ([P]) est empruntée à Bootsma et al. 1996. La composition des apports en provenance du bassin ([Qi]) est déterminée à partir des sources environnantes et non contaminées par le lac (cf texte). Un facteur multiplicateur ($f = 0.98$) a été affecté aux apports en provenance du bassin considérés afin que le taux de rétention (tr) des chlorures soit proche de 0. Aux vues de la relative homogénéité des colonnes d'eau échantillonnées, la composition moyenne du lac a été attribuée à celle de l'exutoire souterrain ([L]). Etant donné leur sensibilité aux conditions d'oxydo-réduction, la composition de surface du lac a été également considérée pour les éléments Fe* et Mn*.

	Unité	Eléments chimiques considérés														
		Ca	Mg	Si	K	Na	Cl	S	Rb	Ba	Sr	Al	Mn	Fe	Mn*	Fe*
[P]	mg.l ⁻¹	0.20	0.03	0.00	0.02	0.07	0.05	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
[Qi]	mg.l ⁻¹	3.34	2.70	12.27	2.38	2.42	0.50	0.11	0.01	0.04	0.05	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02
σ		2.59	1.61	3.94	0.26	0.92	0.29	0.10	0.00	0.01	0.04	0.04	0.00	0.02	0.00	0.02
[Qi] considérés (f=0.98)	mg.l ⁻¹	3.29	2.66	12.08	2.34	2.38	0.49	0.11	0.01	0.04	0.05	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
[L]	mg.l ⁻¹	2.69	1.86	2.92	1.00	1.35	0.43	0.02	0.00	0.02	0.04	0.01	0.04	0.19	0.00	0.00
Flux moyen d'x apportés par P	mg.an ⁻¹	1.9E+08	2.8E+07	0	1.9E+07	6.5E+07	4.7E+07	2.2E+08	0	0	0	0	0	0	0	0
Flux moyen d'x apporté par le bassin	mg.an ⁻¹	2.3E+09	1.8E+09	8.4E+09	1.6E+09	1.7E+09	3.4E+08	7.5E+07	5.1E+06	2.8E+07	3.2E+07	2.4E+07	5.4E+06	1.1E+07	5.4E+06	1.1E+07
Flux moyen d'x exporté du lac	mg.an ⁻¹	2.4E+09	1.7E+09	2.6E+09	9.0E+08	1.2E+09	3.9E+08	1.8E+07	3.0E+06	1.8E+07	4.0E+07	1.2E+07	3.5E+07	1.7E+08	3.4E+05	1.4E+06
Flux moyen d'x piégés (+) ou produits (-)	mg.an ⁻¹	4.0E+07	1.9E+08	5.8E+09	7.4E+08	5.0E+08	0.0E+00	2.8E+08	2.1E+06	9.4E+06	-7.8E+06	1.2E+07	-3.0E+07	-1.6E+08	5.0E+06	9.1E+06
tr moyen	%	2	10	69	45	29	0	94	42	34	-24	50	-554	-1551	94	86

logiques et des compositions chimiques, calculés sur la base des campagnes de 2005 et 2006, ont été retenues pour rendre compte du bilan chimique moyen annuel du lac Masoko.

Si les précipitations représentent environ 57% des apports en cations, en terme de flux hydrique, la contribution des pluies en terme d'apports chimique au lac reste mineure (Table 3.12). Les apports du bassin constituent majoritairement entre 88 et 100% des apports annuels au lac Masoko en espèces chimiques ; les proportions maximales étant liées au fait qu'une concentration nulle en silice et des éléments en traces ait été attribuées faute d'informations complémentaires, aux apports via les précipitations. Seuls les apports en soufre et en chlorures par les pluies ne sont pas négligeables (75 et 12%, respectivement). Globalement, les termes du bilan chimique présentés dans la Table 3.12 indiqueraient que l'apport chimique par les pluies est très faible par rapport aux apports en provenance du bassin. Les taux de rétention de chaque élément sont indiqués en Table 3.12. Les forts taux de rétention qui caractérisent le silicium, le soufre et l'aluminium indiquent une très forte réactivité de ces espèces dans le lac à l'échelle annuelle. Il est donc probable que ces éléments soient fixés par une phase organique ou minérale dans la colonne d'eau du lac. Les taux de rétention calculés pour le potassium, le sodium, le rubidium, le baryum varient de 29 à 45% et indiquent que ces éléments ont une réactivité moyenne dans le lac mais qu'ils y sont fixés à l'échelle annuelle. Les taux de rétention des éléments bivalents (Ca et Mg), compris entre 0 et 10%, révèlent une réactivité faible de ces éléments qui seraient alors plutôt bien exportés hors de la cuvette lacustre. Les taux de rétention du fer, manganèse et strontium négatifs révèlent qu'une source (externe ou interne) au lac n'a pas été prise en compte pour expliquer les quantités de ces éléments mises en jeu dans le système. En accord avec les conditions rédox de l'hypolimnion (cf. section 1.2.2.5), il semblerait alors que ces espèces chimiques soient libérées dans le milieu aquatique. Comme semble l'indiquer les taux de rétention obtenus ($tr(Fe^*) = 86$ et $tr(Mn^*) = 94$) en considérant uniquement, pour le lac, les concentrations moyennes de surface, une redistribution de ces éléments de la phase particulaire et ou sédimentaire vers les eaux anoxiques de la colonne d'eau est à prendre en compte.

Comparaison des éléments chimiques piégés reconstitués à partir du bilan chimique et observés dans les sédiments

Afin de déterminer si les concentrations des éléments en solution suffisent à expliquer les teneurs des éléments observées dans les sédiments du lac Masoko (Garcin 2006 ; Table 3.13 et Fig. 3.29), les rapports et les flux des éléments piégés reconstitués et observés sont

comparés. Les rapports et les flux des éléments observés dans les sédiments sont obtenus à partir de l'analyse chimique de la carotte MKJ03 (Garcin 2006), d'une longueur de 50 cm environ sur laquelle 65 points de mesure ont été effectués. Les rapports élémentaires dans les sédiments superficiels sont fixés sur la base des concentrations des éléments mesurées sur la portion de la carotte datée à 2002 (Table 3.13). L'estimation des flux des éléments est réalisée en considérant des taux de sédimentations moyens et une surface de sédiments proche 0.16 km² (Fig. 3.29), soit 50% de la surface lacustre correspondant au fond de la cuvette, zone dans laquelle les carottages sont productifs.

Table 3.13 : Rapports des éléments chimiques piégés au sein du lac Masoko reconstitués à partir du bilan chimique moyen annuel proposé à l'actuel et observés dans les sédiments de subsurface datés à 2002 (d'après l'analyse de la carotte MKJ03 ; Garcin 2006).

	Rapports des éléments chimiques piégés				
	Ca/Mg	(Ca+Mg)/(K+Na)	K/Na	Si/Al	Mn*/Fe*
Reconstitués à partir du bilan chimique proposé	0.21	0.19	1.48	476	0.55
Observés dans les sédiments en 2002	1.34	1.62	1.46	1.42	0.01

Aux vues des résultats disponibles (Table 3.13), il apparaît que seuls les rapports K/Na (éléments les plus mobiles par rapport à la roche mère) piégés à partir de la phase dissoute et observés sont similaires ce qui présume de la fiabilité du bilan proposé en phase dissoute pour ces éléments ; si toutefois, une autre source de rapport K/Na identique, est exclue. Les rapports des autres éléments reconstitués et observés sont différents et indiquent que l'apport des autres éléments aux sédiments serait contrôlé par d'autres phases que la phase dissoute en provenance du bassin versant comme celles particulières d'origine minérale et organique (Al, Mn, Fe, Si, Ca, Mg). D'après les rapports Ca/Mg et (Ca+Mg)/(K+Na) observés au niveau des sédiments superficiels, supérieurs à 1 et à ceux reconstitués, il semble que les bivalents et surtout Ca soient préférentiellement véhiculés via les phases particulières bio-organo-minérales. Les rapports Si/Al et Mn/Fe observés sont quand à eux, inférieurs d'1 à 2 ordres de grandeur à ceux reconstitués à partir du bilan proposé en phases dissoutes. Bien que la silice dissoute soit notamment utilisée pour la fabrication des tests de diatomées et contrôlée par son degré de solubilité, ces faibles rapports sont surtout induits par des concentrations plus élevées en Al et Fe (éléments de faible mobilité) au sein des sédiments suggérant l'importance

des phases particulières minéralo-détritiques constituées de phases réfractaires à l'altération comme, la titanomagnétique et des silicates d'alumine, ainsi que de phases secondaires de nature argileuse.

D'après leur flux respectif estimé (Fig. 3.29), le flux reconstitué des éléments Na et K à partir du bilan chimique en phase dissoute, est du même ordre de grandeur que celui estimé pour les éléments des sédiments subactuels. La phase dissoute constituerait un apport non négligeable de ces éléments aux sédiments ; aucune autre source ne s'avérant nécessaire. Toutefois, en accord avec leur mobilité relative (Fig. 3.29 et 3.22), d'autres sources ou phases, précédemment suspectées, apparaissent nécessaires pour expliquer les flux estimés des autres éléments. En effet, les éléments piégés à partir du bilan en phase dissoute permettent de reconstituer moins de 20% des flux de Mg et Si, moins de 5% de ceux de Ca et Mn et moins de 1% des flux de Fe et Al. Ces résultats soulignent l'importance de la contribution des phases détritiques en provenance du bassin dans la reconstitution des enregistrements sédimentaires.

Comparaison des flux des éléments chimiques piégés de 1511 à l'actuel

A partir de l'analyse de la carotte MKJ03 retraçant une période d'environ 500 ans (1511 à 2002 ; Garcin 2006), le flux des éléments chimiques dissous piégés à l'actuel, reconstitué à partir du bilan chimique moyen annuel proposé, est comparé à celui des éléments sédimentés à différents intervalles de temps (de 1511 à 1802, 1813 à 1940, 1940 à 1980 et de 1980 à 2002 ; Fig. 3.29). Ces périodes ont été sélectionnées afin de rendre compte de la stabilité du fonctionnement hydrochimique du lac Masoko sous divers changements environnementaux. En effet, sur la base de proxies polléniques, de susceptibilités magnétiques et chimiques, Garcin et al. (2006c) distinguent globalement pendant cet intervalle de temps, une période sèche (de 1500 à 1800 correspondant globalement au "petit âge glaciaire") et une période humide (de 1800 à l'actuel) pendant laquelle un changement de couverture végétale du bassin versant lié à l'activité anthropique et au développement des activités agricoles, s'opère à partir de 1940. Une diminution des strates arborées sur le bassin est observée de manière évidente à partir de 1980. D'autre part, aux regards de taux pluviométriques annuels enregistrés à Tukuyu de 1902 à 2006 (Fig. 1.8), une baisse des hauteurs d'eaux précipitées est constatée à partir des années 1980 environ justifiant ainsi l'étude de la période 1980-2002.

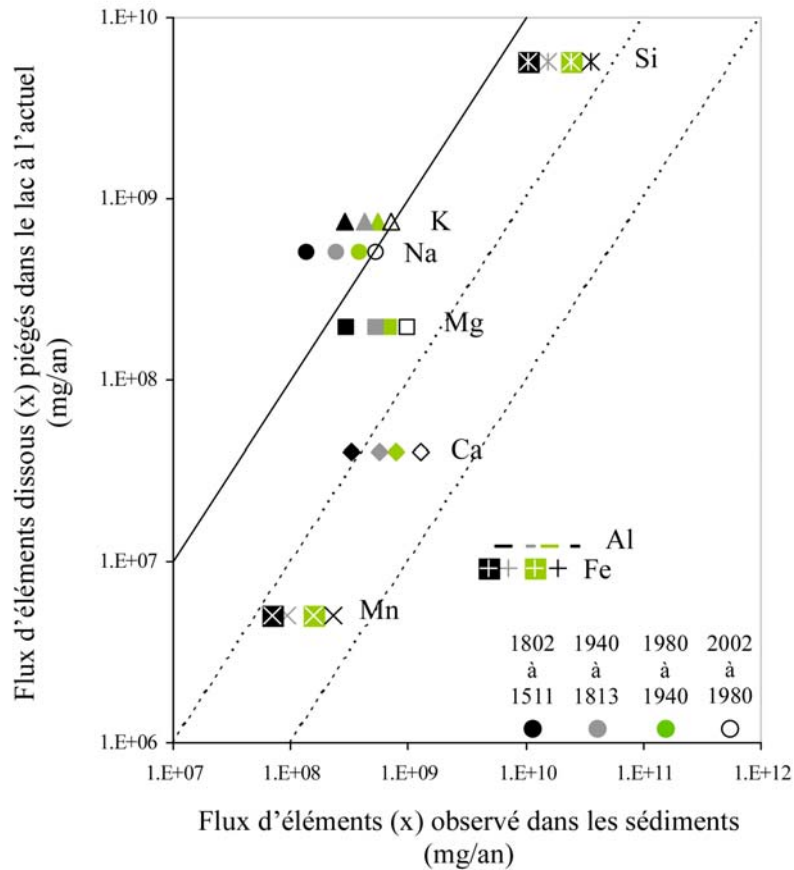


Fig. 3.29 : Flux d'éléments chimiques (x) reconstitué et observé sur les périodes de 1511 à 1802, de 1813 à 1940, de 1940 à 1980 et de 1980 à 2002. Les masses d'éléments observées dans les sédiments ont été estimées à partir de la concentration des éléments (carotte MKJ03 ; Garcin 2006), de leur masse volumique moyenne de 500 kg.cm^{-3} (Garcin et al. 2006b) et d'une surface de sédiments proche de 160000 m^2 .

De la période la plus ancienne à la plus récente, le flux d'éléments chimiques piégés dans les sédiments croît (Fig. 3.29). En période sèche (1511-1802), le flux d'éléments piégés dans les sédiments est inférieur à celui observé à l'actuel. En considérant que les périodes sèches correspondent à des phases de décélération du cycle hydrologique impliquant alors une augmentation du temps de résidence et du taux de dilution des eaux lacustres (Delalande et al. 2008b), ce type de période est associé à une diminution du piégeage des éléments en phase dissoute dans les sédiments voire des phases particulaires. Ce flux moindre observé dans les sédiments, de 1511 à 1802, atteste qu'une décélération du cycle hydrologique peut entraîner une baisse de la minéralisation des phases dissoutes et particulaires lacustres. En période humide (1813 à l'actuel), une accélération du cycle hydrologique semble quant à lui, générer une augmentation de la minéralisation des eaux lacustres et donc, des éléments piégés sous

forme sédimentaire. Le changement de couvert végétal à partir de 1940 semble d'ailleurs renforcer ce processus. Toutefois, bien que relativement plus sèche, le flux d'éléments piégés dans les sédiments durant la période 1980-2002 reste légèrement supérieur à celui observé de 1940 à 1980. La disparition des strates arborées du bassin évidente à partir de 1980 pourrait néanmoins expliquer l'absence des effets alors attendus (soit une chute du flux des éléments présents dans les sédiments). Bien que cette étude comparative devrait être étendue à d'autres intervalles de temps, ces résultats semblent déjà corroborer les particularités du fonctionnement hydrologique du lac Masoko précédemment mises en évidence (Delalande et al. 2008b).

3. 4. 2 Bilan chimique du lac Ilamba

Dans le cas du lac Ilamba, l'établissement des bilans hydriques et en chlorures, a précédemment montré (section 3.1) que les sources d'éléments chimiques sont multiples, précipitations, apports de surface et subsurface peu minéralisés mais aussi hydrothermaux. La même démarche que pour le lac Masoko a été utilisée pour l'élaboration du bilan chimique du lac Ilamba et le calcul des taux de rétention des espèces chimiques en solution. La composition chimique des précipitations a été empruntée à Bootsma et al. (1996), celle des apports en provenance des bassins est fixée, dans un premier temps, à partir de la composition des apports considérés dans le bilan du lac Masoko et, celle des apports hydrothermaux est définie à partir des sources chaudes et gazeuses Kasumulu, Mwampulo et Kajala (Fig. 3.23 ; Table 3.14) à un facteur de pondération près ($f = 1.02$). La composition chimique moyenne des eaux lacustres échantillonnées en 2005 et 2006 est attribuée à celle de l'exutoire. Des simulations avec la composition de l'exutoire lui-même et celle de l'épilimnion montrent peu de différence avec les résultats présentés (Table 3.14) et ne change en rien l'interprétation suivante proposée.

Les apports hydriques par les pluies, les apports de surface peu minéralisés en provenance des bassins et hydrothermaux représentent environ 25, 72 et à peine 3% des apports totaux, respectivement. Bien que la contribution hydrique des pluies au lac soit importante, les apports chimiques par ces mêmes pluies sont très faibles (< 2%). Inversement, si les apports hydrothermaux ne constituent qu'une faible part des apports hydriques au lac, leur contribution en terme d'apports chimiques est loin d'être négligeable (jusqu'à 98% selon les

éléments). Les apports en provenance des bassins et hydrothermaux semblent ici, influencer la composition chimique des eaux lacustres.

Toutefois, les taux de rétention obtenus (Table 3.14) à partir de ce modèle sont tous négatifs excepté ceux relatifs au soufre, à l'aluminium et au chlorure considéré comme espèce conservée. Tous les éléments ne feraient alors que transiter par la cuvette lacustre ? Ces taux négatifs impliquent la non prise en compte de certaines sources comme les phases particulières et les sédiments qui, sous des conditions d'oxydo-réduction réductrices ou encore via l'altération diagénétique d'argiles détritiques comme proposé pour le lac Malawi (Hecky & Bugenyi 1992 dans Branchu 2001), libèrent des éléments dans le milieu aquatique. Toutefois, aux vues du grand nombre d'éléments présentant des taux de rétention négatifs, il pourrait également être envisagé que la contribution hydrothermale au lac Ilamba en terme de flux hydriques soit sous-estimée.

Divers scénarios ont alors été entrepris en considérant les apports directs au lac Ilamba observés. Le modèle présenté (Table 3.15) repose sur l'hypothèse que les affluents et la source se déversant dans le lac Ilamba, sont représentatifs d'un mélange entre les eaux peu minéralisées et hydrothermales. La composition de ces apports en provenance des bassins est alors déterminée à partir de la teneur des éléments des rivières Ngota et Ilamba (Fig. 1.2) et de la source "Ilamba" auxquelles des coefficients de 1, 2 et $\frac{1}{2}$ ont été attribués afin de rendre compte de leur contribution respective en terme de flux hydrique. Les apports ainsi considérés ont été affectés d'un facteur de pondération ($f = 1.98$) permettant d'appliquer une valeur nulle au taux de rétention des chlorures, présumés dans ces travaux comme éléments conservés. Il peut être remarqué que les apports en provenance des bassins ainsi, considérés, présentent une contribution hydrothermale, sur la base des chlorures, de 3.7% alors quelle avait été précédemment estimée à 2.7% des apports en provenance des bassins (Q_i ; Delalande et al. 2008b). Ceci implique déjà une légère sous-estimation soit, des concentrations du pôle hydrothermal soit, plus probablement de sa contribution dans le bilan hydrologique du lac Ilamba. Aux regards du sodium et du potassium, éléments de forte mobilité relative, cette contribution est de 5 et 16%, respectivement. Ces pourcentages permettent d'être relativement confiant quant au scénario proposé. Les apports chimiques par les pluies au lac restent faibles ($< 1\%$). En revanche, les taux de rétention des espèces considérées sont maintenant pour la plupart positifs. Les éléments tels que le calcium, le silicium, le soufre, l'aluminium sont réactifs dans le lac et s'y accumulent à l'échelle annuelle. Ces éléments peuvent être fixés par des microorganismes à tests siliceux ou carbonatés (diatomées, bivalves) ou encore par la précipitation de phases siliceuses et carbonatées corroborant les premières observations

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.14 : Essai de bilan chimique annuel moyen et taux de rétention des principaux éléments chimiques du lac Ilamba. La composition chimique des pluies ([P]) est empruntée à Bootsma et al. 1996. La composition des apports du bassin de subsurface ([Qis]) correspond à celle établie pour le bilan du lac Masoko. La composition des apports en provenance du réservoir profond ([Qith]) est déterminée à partir des sources chaudes gazeuses prélevées en 2003, 2005, et 2006 (cf texte). Les apports considérés ont été affectés d'un facteur de pondération ($f = 1.02$) afin que le taux de rétention (tr) des chlorures soit nul. La composition chimique moyenne des colonnes d'eau du lac investiguées en 2005 et 2006, a été attribuée à celle de l'exutoire ([L]).

	Eléments chimiques considérés													
	Unité	Ca	Mg	Si	K	Na	Cl	S	Rb	Ba	Sr	Al	Mn	Fe
[P]	mg.l ⁻¹	0.20	0.03	0.00	0.02	0.07	0.05	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
[Qi] considérés (f=0.98)	mg.l ⁻¹	3.29	2.66	12.08	2.34	2.38	0.49	0.11	0.01	0.04	0.05	0.03	0.01	0.02
[Qith]	mg.l ⁻¹	55.49	22.06	46.35	66.96	1146.79	308.40	274.50	0.22	0.13	3.08	0.01	0.01	0.00
[Qith] considérés (f=1.02)	mg.l ⁻¹	56.67	22.53	47.34	68.38	1171.18	314.96	280.34	0.22	0.14	3.14	0.01	0.01	0.00
[L]	mg.l ⁻¹	21.78	17.28	25.00	9.36	47.45	11.06	1.22	0.02	0.11	0.42	0.01	0.52	0.11
Flux moyen d'x apports par P	mg.an ⁻¹	2.1E+08	3.1E+07	0	2.1E+07	7.2E+07	5.2E+07	2.5E+08	0	0	0	0	0	0
Flux moyen d'x apports par le bassin de subsurface	mg.an ⁻¹	9.5E+09	7.7E+09	3.5E+10	6.8E+09	6.9E+09	1.4E+09	3.1E+08	2.1E+07	1.2E+08	1.3E+08	1.0E+08	2.2E+07	4.4E+07
Flux moyen d'x apports par le réservoir profond	mg.an ⁻¹	6.2E+09	2.5E+09	5.2E+09	7.5E+09	1.3E+11	3.4E+10	3.1E+10	2.4E+07	1.5E+07	3.4E+08	8.7E+05	6.9E+05	4.6E+05
Flux moyen d'x exportés du lac	mg.an ⁻¹	7.1E+10	5.6E+10	8.1E+10	3.0E+10	1.5E+11	3.6E+10	4.0E+09	7.7E+07	3.7E+08	1.4E+09	4.6E+07	1.7E+09	3.7E+08
Flux moyen d'x piégés (+) ou produits (-)	mg.an ⁻¹	-5.5E+10	-4.6E+10	-4.1E+10	-1.6E+10	-1.9E+10	0.0E+00	2.7E+10	-3.1E+07	-2.3E+08	-8.9E+08	5.5E+07	-1.7E+09	-3.2E+08
tr moyen	%	-343	-449	-102	-112	-14	0	87	-67	-178	-186	55	-7131	-727

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Table 3.15 : Essai de bilan chimique annuel moyen et taux de rétention des principaux éléments chimiques du lac Ilamba. La composition chimique des pluies ([P]) est empruntée à Bootsma et al. 1996. La composition moyenne des apports en provenance des bassins ([Qi]) est déterminée à partir des affluents (Input et R. Ngota) et de la source se déversant directement dans le lac (cf texte). Les apports considérés ont été affectés d'un facteur de pondération ($f = 1.98$) afin que le taux de rétention (tr) des chlorures soit nul. Il est ici considéré que la contribution hydrothermale est véhiculée par les apports en provenance des bassins observés. La composition chimique moyenne des colonnes d'eau du lac investiguées en 2005 et 2006, a été attribuée à celle de l'exutoire ([L]). Aux vues de leur sensibilité aux conditions d'oxydo-réduction, la composition de surface du lac a été également considéré pour les éléments Fe* et Mn*.

	Unité	Eléments chimiques considérés														
		Ca	Mg	Si	K	Na	Cl	S	Rb	Ba	Sr	Al	Mn	Fe	Mn*	Fe*
[P]	mg.l ⁻¹	0.20	0.03	0.00	0.02	0.07	0.05	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
[Qi]	mg.l ⁻¹	22.05	12.19	26.14	6.51	30.42	6.02	5.91	0.02	0.08	0.33	0.10	0.01	0.04	0.01	0.04
σ		2.91	0.61	3.73	2.12	16.39	3.90	3.49	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02
[Qi] considérés ($f=1.98$)	mg.l ⁻¹	43.56	24.09	51.66	12.86	60.10	11.89	11.67	0.03	0.15	0.66	0.19	0.01	0.08	0.01	0.08
[L]	mg.l ⁻¹	21.78	17.28	25.00	9.36	47.45	11.06	1.22	0.02	0.11	0.42	0.01	0.52	0.11	0.00	0.01
Flux moyen d'x apportés par P	mg.an ⁻¹	2.1E+08	3.1E+07	0	2.1E+07	7.2E+07	5.2E+07	2.5E+08	0	0	0	0	0	0	0	0
Flux moyen d'x apportés par les bassins	mg.an ⁻¹	1.3E+11	7.3E+10	1.6E+11	3.9E+10	1.8E+11	3.6E+10	3.5E+10	9.8E+07	4.6E+08	2.0E+09	5.7E+08	3.1E+07	2.4E+08	3.1E+07	2.4E+08
Flux moyen d'x exportés du lac	mg.an ⁻¹	7.1E+10	5.6E+10	8.1E+10	3.0E+10	1.5E+11	3.6E+10	4.0E+09	7.7E+07	3.7E+08	1.4E+09	4.6E+07	1.7E+09	3.7E+08	1.4E+07	4.7E+07
Flux moyen d'x piégés (+) ou produits (-)	mg.an ⁻¹	6.1E+10	1.7E+10	7.4E+10	8.4E+09	2.7E+10	0.0E+00	3.1E+10	2.2E+07	9.1E+07	6.2E+08	5.2E+08	-1.6E+09	-1.3E+08	1.8E+07	1.9E+08
tr moyen	%	46	23	48	22	15	0	89	22	20	31	92	-5255	-57	57	80

(présence de carbonates) des sédiments du lac dont les résultats d'analyses sont actuellement non disponibles. Toutefois, aux vues de la productivité du lac Ilamba, un taux de rétention du silicium plus important était attendu.

Les taux de rétention du magnésium, potassium, sodium, rubidium, sodium et du strontium sont quant à eux, faibles (< 30%) et indiquent que ces éléments sont relativement bien exportés hors de la cuvette lacustre. Les taux de rétention du manganèse et du fer, sont négatifs et impliquent la non prise en compte de certaines sources. Comme semble l'indiquer les taux de rétention obtenus ($\text{tr}(\text{Fe}^*) = 80$ et $\text{tr}(\text{Mn}^*) = 57$) à partir des concentrations moyennes à la surface du lac Ilamba, il semble que les sédiments ou des phases particulières libèrent ces éléments dans le milieu aquatique. Les conditions réductrices et anoxiques de l'hypolimnion (section 1.2.2.5) favorisent cette hypothèse puisque la solubilité du fer et du manganèse augmente sous de telles conditions.

D'autre part, il est à noter que les concentrations de certains éléments chimiques (Mg et Si) des apports au lac ainsi fixées sont supérieures à celles estimées des apports hydrothermaux (Tables 3.14 et 15). Il semble que, et ce, quels que soient les scénarii envisagés, la part hydrothermale en terme de flux hydriques soit sous-estimée et, ou encore qu'une autre source de minéralisation non prise en compte soit impliquée. Il apparaît ici, nécessaire de caractériser plus rigoureusement les apports au lac Ilamba.

Conclusion sur l'essai des bilans chimiques en phase dissoute des lacs Masoko et Ilamba

Ces résultats sont importants pour comprendre en première approximation, la réponse d'un lac en cas de pollution (Branchu 2001). En effet, si une pollution aura peu de conséquence pour des éléments inactifs ou peu réactifs (tr faible) qui seront rapidement dilués et évacués par l'exutoire, il n'en sera pas de même pour des éléments dits hautement réactifs (tr élevé) tels que le sulfate et l'aluminium qui seront alors fortement retenus dans la cuvette lacustre de Masoko et Ilamba.

Bien que l'établissement de ces bilans chimiques inédits soit une première étape dans la réalisation d'un modèle des systèmes lacustres étudiés, il permet de rendre compte du fonctionnement hydrochimique des lacs. Si la contribution hydrothermale mise en évidence au sein du lac Ilamba constitue la principale distinction entre ces deux systèmes, la quantification des apports chimiques ont permis de montrer que la contribution des pluies au lac Masoko est nettement supérieure à celle au lac Ilamba où elle apparaît insignifiante en terme d'apports chimiques. Toutefois la contribution des pluies reste faible au regard des

apports en provenance des bassins dans les deux cas. D'autre part, aux vues des essais de bilan chimique du lac Ilamba, il est probable que la contribution hydrothermale en terme de flux hydrique ait été sous-estimée. Néanmoins, si une plus grande confiance est accordée au second scénario proposé pour établir le bilan chimique du lac Ilamba, les apports hydrothermaux au lac semblent avoir une influence sur les taux de rétention des éléments bivalents (Mg et Ca surtout) qui s'accumuleraient davantage dans les sédiments du lac Ilamba que dans ceux du lac Masoko.

Enfin, il apparaît nécessaire pour aller plus avant de déterminer les concentrations des éléments en traces et en silicium dans les apports par précipitation et de caractériser les phases particulières en suspension aussi bien dans la colonne d'eau des lacs que dans les apports.

3. 5 Origine des fluides lacustres

L'intérêt d'identifier l'origine des fluides impliqués dans la salinité des eaux lacustres étudiées a conduit à s'intéresser aux compositions isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$, A^{14}C) du carbone inorganique dissous (DIC) ainsi qu'aux rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R). En effet, si la minéralisation de la nappe de subsurface et des sources thermales (section 3.3) de la région d'étude semblent notamment contrôler par l'émission de CO_2 pour partie d'origine magmatique et mantellique, qu'en est-il des flux de CO_2 mis en évidence au niveau des colonnes d'eau lacustres (chapitre 1.2.2.4) ? Afin de déterminer les sources de CO_2 en jeu, le $\delta^{13}\text{C}$ du DIC mesuré est transformé sous la forme de $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 équilibrant. La composition d'un CO_2 d'origine mantellique ($\delta^{13}\text{C}\text{-CO}_2$) varie de -8 à -5‰ alors que celle d'un CO_2 d'origine crustale présente une gamme de variations entre -6 et -3‰ (Cartwright et al. 2002). Les seules données de $\delta^{13}\text{C}$ ne suffisant pas à la discrimination des différentes sources potentielles de CO_2 (Ballentine et al. 2001), quelques échantillons ont été prélevés en vues de l'analyse des gaz rares (éléments inertes) comme le rapport R/Ra (Ra = $^3\text{He}/^4\text{He}$ atmosphérique = $1.4 \cdot 10^{-6}$; Minissale et al. 1997). L'utilisation d'espèces chimiques comme les isotopes de l'hélium interagissant peu avec leur environnement est un moyen sûr pour identifier la source d'émission des gaz (Dunai & Baur 1995). Leur rapport d'abondance diffère selon que l'hélium provienne du manteau (R/Ra = 8.0) ou de la désintégration d'éléments instables présents dans la croûte inférieure (R/Ra = 0.2). Les résultats ainsi que les

divers paramètres nécessaires au calcul du $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ équilibrant sont reportés en Table 3.16. Ils se basent essentiellement sur des échantillons collectés lors des campagnes de 2001 et 2003 et quelques échantillons prélevés en 2005, une contamination en laboratoire ayant rendu non fiables les résultats obtenus pour la plupart des eaux prélevées en 2005 et 2006. Ainsi seule l'origine des fluides des lacs Masoko, Kyambangunguru, Ilamba, Kingiri et Ngozi a pu être investiguée.

Le lac Masoko présente des compositions en $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ variant de -21.7 à -15.2‰ (Table 3.16). Comme l'atteste la position du lac Masoko dans le diagramme A^{14}C versus $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ (Fig. 3.30), ces compositions intermédiaires semblent résulter d'un mélange entre des pôles d'origine biogénique, reflétant l'activité d'un couvert végétal composé majoritairement de plantes à cycle de type C3 ($\delta^{13}\text{C} \approx -25\text{‰}$; Deines 1980) et, profonde, dont la teneur en ^{13}C moyenne a été mesurée à -5.6‰ (cf. section 3.3.2.6). Ces compositions apparaissent plus appauvries lors de la saison sèche et froide de novembre 2003 qu'en novembre 2001. Il est possible que ces deux sources de carbone dissous agissent en proportions variables au cours du temps, le flux de CO_2 magmatique émis par le réservoir profond étant probablement discontinu. L'unique valeur du rapport R/Ra (0.95 ; Table 3.16 et Fig. 3.31) obtenue sur des eaux lacustres prélevées à -34m de profondeur en 2005 exclut la participation d'un CO_2 d'origine mantellique.

Les lacs Kyambangunguru, Ilamba et Kingiri montrent quant à eux, des compositions en $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ de -16.4, -11.9 et -20.1‰ (Table 3.16), respectivement. Leur position dans le diagramme A^{14}C versus $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ (Fig. 3.30) met en évidence la contribution de deux sources potentielles de CO_2 , l'une d'origine biogénique et l'autre d'origine magmatique. Si le lac Ilamba apparaît plus influencé par la composante profonde, la valeur du rapport R/Ra (0.98 ; Table 3.16 et Fig. 3.31) obtenue sur les eaux lacustres prélevées à -21m de profondeur, couplée à la composition en $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ indique, une composition de fluides d'origine pour partie crustale (Allard et al. 1997) et bio-atmosphérique.

Comparé à tous les hydrosystèmes étudiés, le lac de caldeira Ngozi présente les teneurs en $\delta^{13}\text{C-CO}_2$ les plus appauvries variant de -7.5 (échantillon de surface prélevé en 2003 ; Table 3.16) à -0.2‰ (2005 ; Table 3.16). Ces compositions indicatrices de CO_2 dissous

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

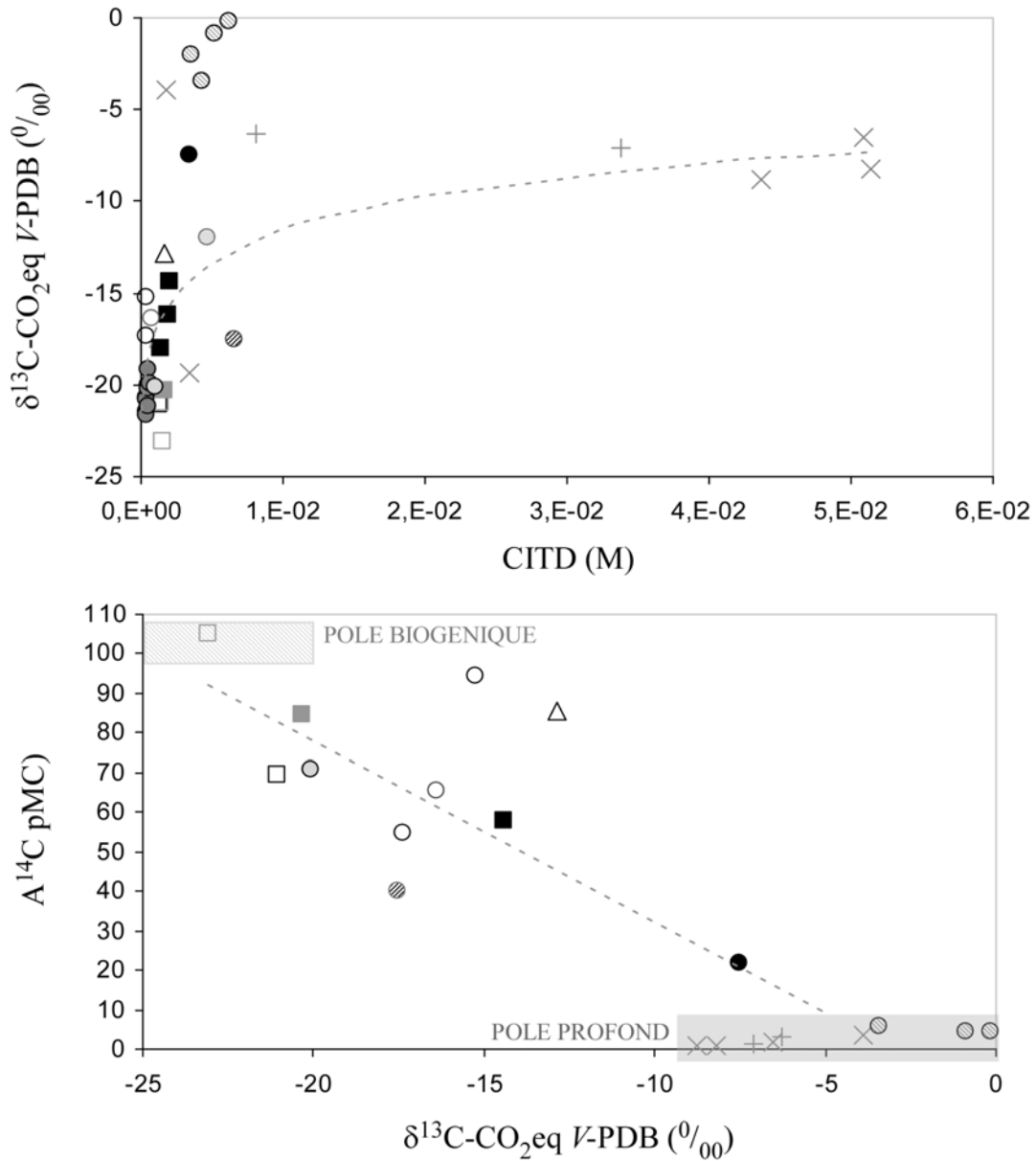
Table 3.16 : Température (T), pH, Titre Alcalimétrique Complet (TAC), composition isotopique du carbone inorganique dissous ($\delta^{13}\text{C}$ -DIC et $A^{14}\text{C}$) et du CO_2 équilibrant ($\delta^{13}\text{C}$ - CO_2eq), concentrations en carbone inorganique dissous total (CITD), chlorures ($[\text{Cl}^-]$), $\text{Log}([\text{Cl}^-])$, et rapports isotopiques de l'hélium ($^3\text{He}/^4\text{He}$ et R/Ra ; cf texte) des eaux relatives à la nappe de subsurface (Sources : S : "amont" : Masoko-BV, Mapengwe, Lwifwa et "aval" : Seibha, Katunduru), au réservoir profond (Sources thermales : STh) et aux systèmes lacustres étudiés (Lacs Masoko, Kyambangunguru, Ilamba, Kingiri et Ngozi : L). Se référer à la Fig. 1.2 pour la localisation géographique des différents points échantillonnés. Les $\delta^{13}\text{C}$ sont exprimées en ‰ *versus* V-PDB et l'activité en ^{14}C en % de Carbone moderne. "nd" signifie "non déterminé" et "*" repère les données manquantes qui ont alors étaient empruntées à d'autres campagnes. Les mesures de compositions isotopique du carbone ont été réalisées aux laboratoire IDES (Orsay) et ARTEMIS (Gif-sur-Yvette) tandis que celles des compositions isotopiques de l'hélium ont été effectuées à l'institut EAWAG (Suisse).

Echantillon	Date	Type	T °C	pH	TAC mM	$\delta^{13}\text{C}$ -DIC ‰	CITD M	$\delta^{13}\text{C}$ - CO_2eq ‰	$A^{14}\text{C}$ %	$[\text{Cl}^-]$ mM	$\text{Log}([\text{Cl}^-])$ mM	$^3\text{He}/^4\text{He}$	R/Ra
Masoko-BV	2001	S	23.8*	7.61	1.25	-13.45	1.32E-03	-21.04	69.5	0.04	-1.38	nd	nd
MASOKO-L-1m	2001	L	27.0*	7.43	0.38	-10.32	4.12E-04	-17.37	54.9	0.02	-1.76	nd	nd
MASOKO-L-5/3m	2001	L	27.0*	7.22	0.32	-8.56	3.63E-04	-15.24	94.4	0.02	-1.76	nd	nd
Katunduru	2001	S	24.3*	8.01	1.45	-15.25	1.49E-03	-23.06	105.3	0.01	-2.12	nd	nd
Seibha	2001	S	24.5*	7.81	1.33	-13.25	1.38E-03	-20.94	nd	0.03*	-1.55	nd	nd
Mbaka	2001	R	24.5*	8.21	1.61	-4.99	1.64E-03	-12.85	85.4	0.16	-0.79	nd	nd
Mapengwe	2003	S	24.4	5.75	0.42	-13.65	2.08E-03	-14.41	57.7	0.06	-1.21	nd	nd
Masoko-BV	2003	S	24.1	7.48	1.30	-10.63	1.39E-03	-18.04	nd	0.04	-1.41	nd	nd
Lwifwa	2003	S	24.3	6.48	1.06	-12.08	1.84E-03	-16.23	nd	0.06	-1.24	nd	nd
MASOKO-L-2m	2003	L	27.0	7.95	0.41	-13.16	4.21E-04	-20.66	nd	0.02	-1.63	nd	nd
MASOKO-L-4m	2003	L	27.0	7.95	0.39	-13.93	4.03E-04	-21.44	nd	0.014	-1.86	nd	nd
MASOKO-L-8m	2003	L	26.5	7.77	0.38	-13.31	3.91E-04	-20.76	nd	0.02	-1.67	nd	nd
MASOKO-L-14m	2003	L	25.1	8.01	0.33	-13.94	3.33E-04	-21.67	nd	0.02	-1.81	nd	nd
MASOKO-L-20m	2003	L	23.8	7.14	0.40	-14.39	4.65E-04	-21.18	nd	0.03	-1.50	nd	nd
MASOKO-L-25m	2003	L	23.4	6.91	0.38	-13.88	4.90E-04	-20.01	nd	0.02	-1.80	nd	nd
MASOKO-L-28m	2003	L	23.4	6.77	0.38	-13.59	5.19E-04	-19.17	nd	0.03	-1.58	nd	nd
MASOKO-L-33m	2003	L	23.4	6.75	0.38	-14.76	5.37E-04	-20.26	nd	0.02	-1.68	nd	nd

III. Minéralisation des eaux lacustres et essai de bilans chimiques en phase dissoute

Echantillon	Date	Type	T °C	pH	TAC mM	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	CITD M	$\delta^{13}\text{C}_{\text{eq}}$ ‰	A ¹⁴ C %	[Cl ⁻] mM	Log ([Cl ⁻]) mM	³ He/ ⁴ He	R/Ra
MASOKO-L-36m	2003	S	24.9	7.00	1.34	-14.01	1.65E-03	-20.31	84.5	0.03	-1.55	nd	nd
MASOKO-L-34m	2005	L	23.4	6.71	0.58	nd	8.28E-04	nd	nd	0.01	-2.02	1.32E-06	0.95
KYAMBANGUNGURU-L-0m	2003	L	24.8	6.04	0.25	-14.47	7.57E-04	-16.37	65.5	0.04	-1.45	nd	nd
ILAMBA-L-1m	2003	L	30.0	8.44	4.64	-4.61	4.73E-03	-11.93	nd	0.34	-0.46	nd	nd
ILAMBA-L-21m	2005	L	25.5	7.09	5.52	-11.03	6.53E-03	-17.54	40.0	0.28	-0.55	1.36E-06	0.98
KINGIRI-L-1m	2003	L	32.8	7.73	1.02	-13.29	1.07E-03	-20.08	70.8	0.06	-1.22	nd	nd
Kasefuka	2005	STh	23.1	6.70	5.60	-0.99	8.10E-03	-6.28	3.1	0.23	-0.64	nd	nd
Kajala	2005	STh	35.0	7.20	32.20	0.23	3.68E-02	-5.69	1.3	9.20	0.96	nd	nd
Iwalilo-b	2006	STh	42.7	7.93	42.40	-2.83	4.37E-02	-8.78	1.0	17.01	1.23	nd	nd
Mpata	2006	STh	15.0	6.24	0.80	-0.56	1.83E-03	-3.90	3.6	nd	nd	nd	nd
Mlombo	2006	RTh	20.7	5.97	1.00	-17.60	3.40E-03	-19.31	nd	0.03	-1.52	nd	nd
Kasumulu	2006	STh	41.3	7.40	47.08	-2.53	5.13E-02	-8.22	0.7	6.08	0.78	nd	nd
Mwampulo	2006	STh	62.8	7.20	44.60	-2.86	5.09E-02	-6.54	1.8	7.10	0.85	nd	nd
NGOZI-L-1m	2003	L	21.8	6.95	2.78	-1.09	3.47E-03	-7.50	21.9	43.46	1.64	nd	nd
NGOZI-L-1m	2005	L	20.6	6.88	3.36	2.83	4.35E-03	-3.42	5.9	38.08	1.58	nd	nd
NGOZI-L-12m	2005	L	20.8	6.67	2.40	3.31	3.55E-03	-2.02	nd	40.39	1.61	nd	nd
NGOZI-L-25m	2005	L	21.0	6.41	2.80	3.08	5.24E-03	-0.90	4.6	40.62	1.61	nd	nd
NGOZI-L-55m	2005	L	20.7	6.40	2.64	nd	4.99E-03	nd	nd	40.31	1.61	1.15E-05	8.27
NGOZI-L-70m	2005	L	20.8	6.42	3.36	3.87	6.22E-03	-0.17	4.5	41.46	1.62	3.27E-06	6.99

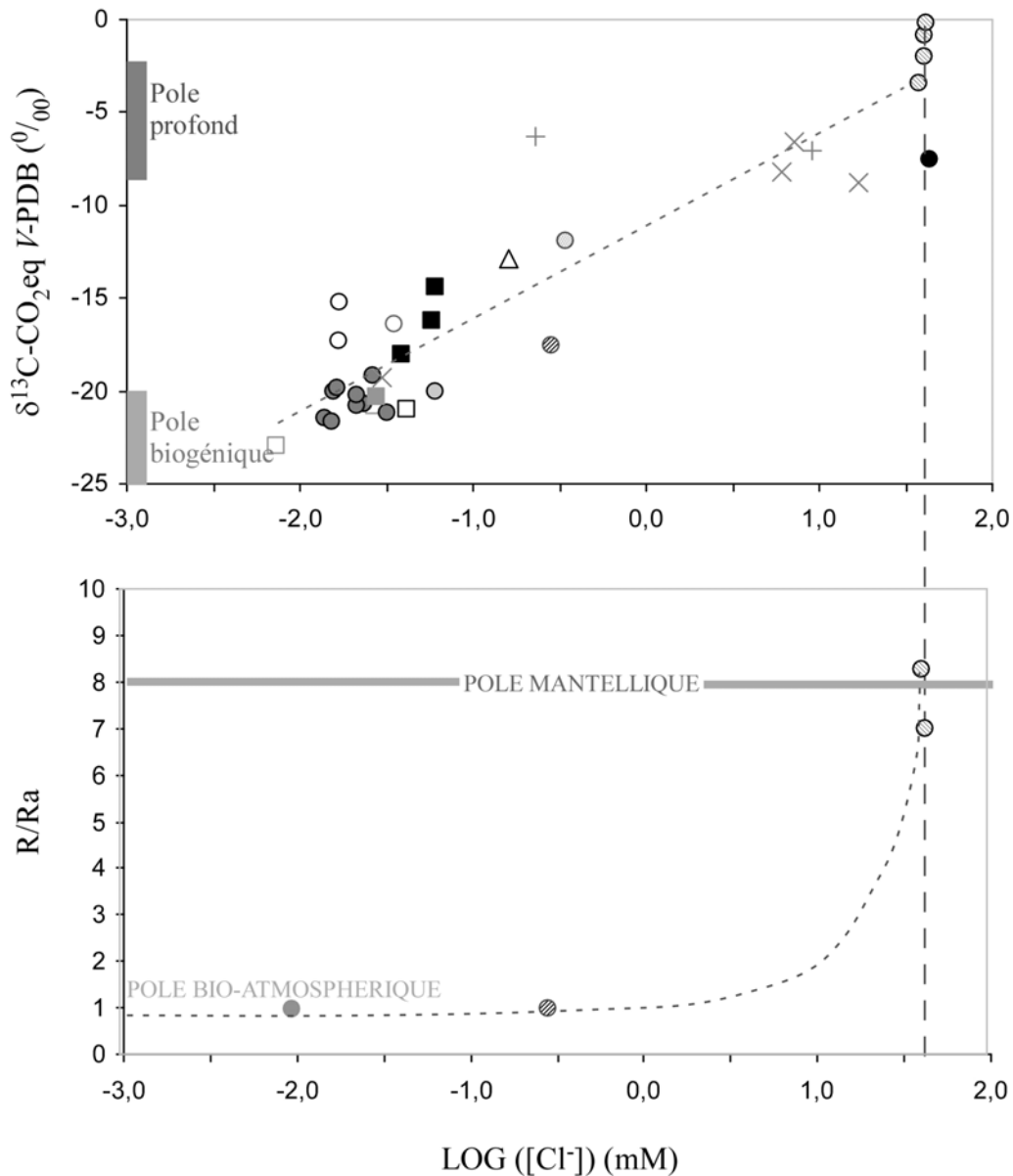
(suite Table 3.16)



LEGENDE :

- | | |
|--------------------------|-----------------------------|
| □ Masoko-BV (2001) | ○ Lac Masoko (2001) |
| □ S. aval Masoko (2001) | ● Lac Masoko (2003) |
| △ R. Mbaka (2001) | ○ Lac Kyambangunguru (2003) |
| ■ S. amont Masoko (2003) | ○ Lac Ilamba (2003) |
| ■ S. aval Masoko (2003) | ● Lac Ilamba (2005) |
| + STh (2005) | ○ Lac Kingiri (2003) |
| × STh (2006) | ● Lac Ngozi (2003) |
| | ○ Lac Ngozi (2005) |

Fig. 3. 30 : Diagrammes $\delta^{13}\text{C-CO}_2\text{eq}$ versus CITD (en haut) et A^{14}C versus $\delta^{13}\text{C-CO}_2\text{eq}$ (en bas) des eaux relatives à la nappe de subsurface (Sources "amont" et "aval"), au réservoir profond (Sources thermales) et aux systèmes lacustres étudiés (cf aussi légende Table 3.16). Les courbes en tirets représentent des tendances.



LEGENDE :

- | | |
|--------------------------|-----------------------------|
| □ Masoko-BV (2001) | ○ Lac Masoko (2001) |
| ○ Lac Masoko (2001) | ● Lac Masoko (2003) |
| □ S. aval Masoko (2001) | ● Lac Masoko (2005) |
| △ R. Mbaka (2001) | ○ Lac Kyambangunguru (2003) |
| ■ S. amont Masoko (2003) | ○ Lac Ilamba (2003) |
| ■ S. aval Masoko (2003) | ● Lac Ilamba (2005) |
| + STh (2005) | ○ Lac Kingiri (2003) |
| × STh (2006) | ● Lac Ngozi (2003) |
| | ○ Lac Ngozi (2005) |

Fig. 3.31: Diagrammes $\delta^{13}\text{C-CO}_2\text{eq}$ (en haut) et R/Ra (en bas) versus Log ($[\text{Cl}^-]$) des eaux relatives à la nappe de subsurface (Sources "amont" et "aval"), au réservoir profond (Sources thermales) et aux systèmes lacustres étudiés (cf aussi légende Table 3.16). Les courbes en tirets représentent des tendances.

d'origine profonde et, ou minérale (minéraux carbonatés), sont associées à des activités ^{14}C très faibles ($4.5\% < \Delta^{14}\text{C} < 22\%$; Table 3.16 et Fig. 3.30) qui ne permettent pas de dissocier ces deux sources potentielles de carbone dissous. Les valeurs des rapport R/Ra obtenues sur des eaux prélevées à -50 et -70m de profondeur en 2005 (R/Ra proche de 8 ; Table 3.16 et Fig. 3.31) révèlent de manière catégorique, l'origine mantellique des fluides gazeux présents dans ce système lacustre (Tedesco et al. 1995 ; Allard et al. 1997 ; Minissale et al. 1997 ; Ballentine et al. 2001).

Ces rapports isotopiques de l'hélium indiquent que ces fluides proviennent d'un dégazage du manteau supérieur. Des valeurs comparables ont été répertoriées au niveau du rift kenyan (Darling et al. 1995) tandis que des rapports largement supérieurs à 8, associés à une contribution du manteau inférieur, ont été mesurés au niveau du rift éthiopien (Marty et al. 1996). Cette organisation met, une fois encore en évidence, l'intensité croissante de l'ouverture du rift Est-Africain selon une direction générale de propagation NE-SO. Par ailleurs, les compositions en ^{13}C relatives à une source carbo-minérale associées à de forts rapports isotopiques de l'hélium peuvent paraître en contradiction. Toutefois, de tels résultats ont déjà été enregistrés au niveau des régions volcaniques actives en Italie par Tedesco (1997) qui explique ces mesures en apparente contradiction via la contribution de matériels sédimentaires carbonatés liée à la subduction de la plaque africaine sous la mer Thyréniennne, constituant alors une source d'apports carbo-minérale aux gaz d'origine magmatique. Etant donné l'existence de laves de natrocarbonatites émises par le volcan Oldoinyo Lengai (Nord Tanzanie), riches en minéraux carbonatés (Simonetti et al. 1997 ; Zaitsev & Keller 2006), une telle contamination des gaz du manteau supérieur sous Ngozi ne semble pas totalement improbable.

Conclusion

Les fluides et notamment le carbone dissous présents dans les systèmes lacustres étudiés (lacs Masoko, Kyambangunguru, Ilamba et Kingiri) sont majoritairement d'origine pour partie crustale et biogénique comme l'attestent les teneurs en ^{13}C , ^{14}C et He. Seul le lac Ngozi présente des fluides d'origine mantellique dont l'afflux au système serait notamment responsable des fortes pressions partielles de CO_2 enregistrées (section 1.2.2.4). Ce lac aujourd'hui, polymictique, dégaze progressivement les flux de CO_2 profonds entrants mais un changement des processus de micticité de ces masses d'eaux pourrait provoquer l'accumulation de CO_2 dans l'hypolimnion jusqu'à un niveau tel qu'un brusque dégazage du

système puisse générer des catastrophes environnementales du même type que celle vue au lac Nyo (Tanyileke et al. 1996 ; Schmid et al. 2004). Par ailleurs, la position du lac Ngozi dans le diagramme de Giggenbach (1988 ; Fig. 3.32) semble indiquer que sa minéralisation serait associée à un hydrothermalisme de plus haute température (~ 240°C) que celui mis en évidence via l'étude des sources thermales localisées dans la partie Sud du bassin du Karonga (section 3.3.2). Les anomalies de températures enregistrées au lac (section 1.2.2.1) seraient alors liées à une source de chaleur externe d'origine hydrothermale.

Néanmoins, une relation linéaire significative ($r = 0.93$; $n = 36$; Fig. 3.31) semble exister entre le degré de minéralisation, exprimé ici en fonction de la concentration en chlorures, des diverses eaux lacustres investiguées et la contribution du réservoir profond. Le degré et le type de minéralisation des lacs volcaniques tanzaniens étudiés apparaissent majoritairement contrôlés par l'activité géologique et tectonique régionale ainsi que leur proximité aux failles majeures actives comme le confirme et illustre le diagramme log ([Cl⁻]) versus Distance d'éloignement à la faille normale et active Mbaka (Fig. 3.33). Toutefois, si cette influence est bien marquée pour les sources, rivières et lacs du compartiment inférieur de la faille, elle semble toute relative pour les rivières et lacs échantillonnés sur son compartiment supérieur.

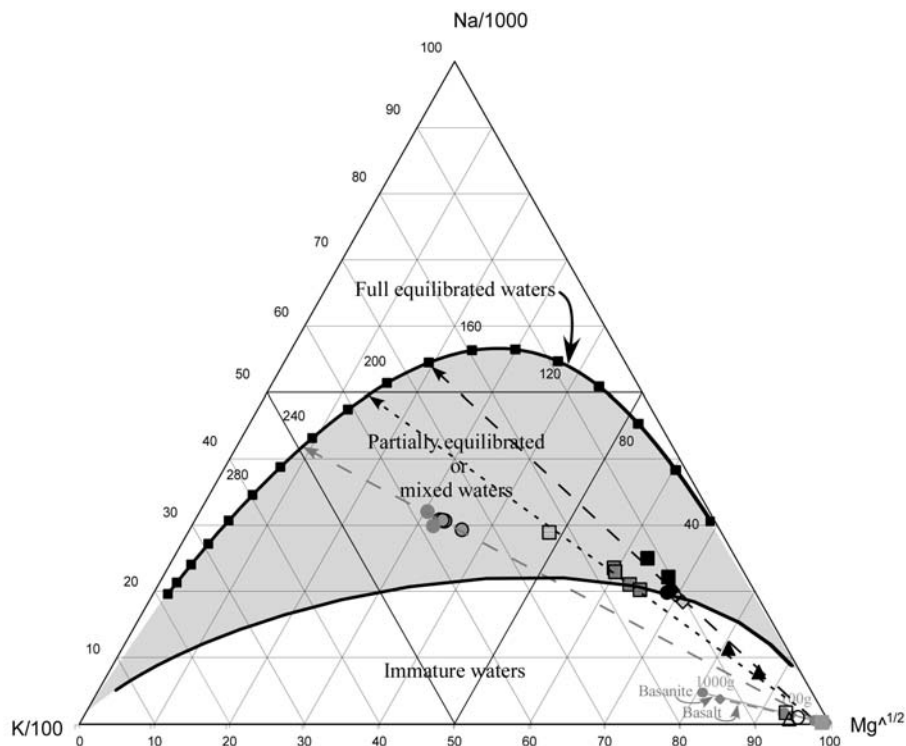


Fig. 3.32 : Diagramme triangulaire de Giggenbach (1988). Les disques gris sont relatifs aux eaux du lac Ngozi prélevées en 2005 et 2006 (cercles noirs). Les carrés hachurés correspondent aux eaux de la Songwe et de Rambo (Branchu et al. 2005) situées plus au Nord que les sources thermales étudiées (cf légende Fig. 3.20).

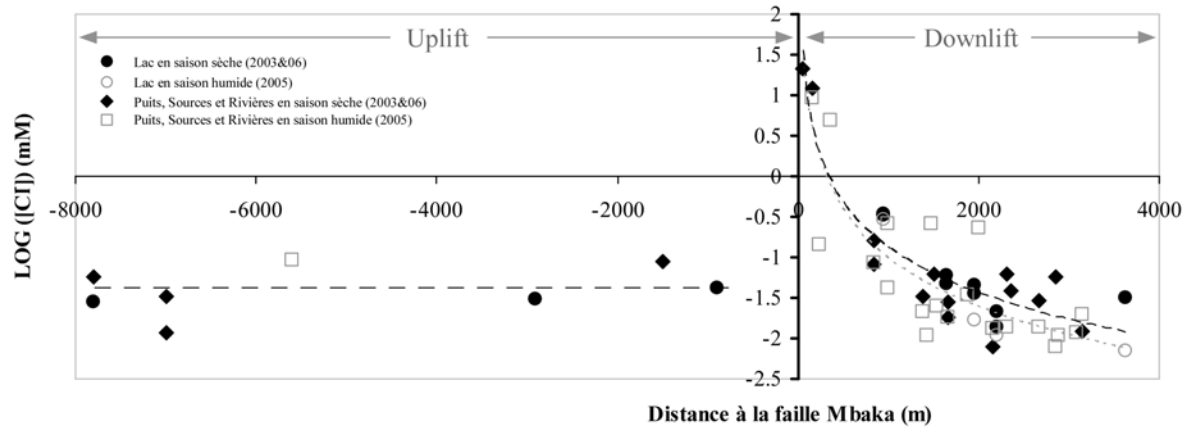


Fig. 3.33 : Log ([Cl⁻]) versus Distance d'éloignement à la faille normale active Mbaka de diverses sources, puits et eaux lacustres, localisés sur les compartiments inférieur et supérieur de la faille, prélevés lors des campagnes de 2003, 2005 et 2006.

3. 6 Conclusion

Les lacs étudiés présentent différents degrés de minéralisation que les processus évaporatoires, causes principalement impliquées dans les processus de minéralisation des lacs, ne suffisent pas à expliquer. Ceci peut avoir pour conséquence que l'interprétation des paleoconductivités reconstituées à partir des enregistrements sédimentaires lacustres pour retracer les conditions paleoclimatiques, soient biaisée. De plus, l'établissement des bilans hydrologiques a permis de rendre compte que les flux hydriques mis en jeu ne suffisent pas non plus, à expliquer les divers degrés de minéralisation en jeu.

Dans ce chapitre, les bilans couplés aux bilans en chlorures ont permis de montrer que le degré de minéralisation des lacs est principalement contrôlé par la proximité des failles majeures, siège de résurgences hydrothermales. La minéralisation des lacs Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Kiejo, Kyungulu, systèmes les plus distants, semble gouverner par les échanges avec l'atmosphère (E, P) et les apports en provenance de la nappe de subsurface caractérisée via l'étude des sources froides environnant le lac Masoko dont la chimie résulterait de l'interaction eau-roche sous l'action de la dissolution de CO₂ probablement pour partie d'origine magmatique et biogénique. La minéralisation des lacs Ilamba, Kingiri, Itende et Itamba proches quant à eux, de la faille Mbaka, est influencée par une contribution

d'origine hydrothermale caractérisée via l'étude des sources thermales gazeuses froides et chaudes situées au sud de la province volcanique du Rungwe. Cette contribution est à la limite significative pour les lacs Kingiri et Itende et semble principalement influencer les apports au lac Itamba. Aux vues des quelques mesures en ^{13}C , ^{14}C et He, les fluides gazeux de ces systèmes lacustres composés majoritairement de CO_2 seraient pour partie d'origines biogénique et magmatique. Le lac Ngozi, de loin le système le plus salé, serait quant à lui, directement lié à une source hydrothermale de plus haute température (240°C) que celle étudiée via les sources thermales du Rungwe ($160 \pm 20^\circ\text{C}$). De plus, les processus hydrothermaux auxquels seraient soumis ce lac serait associé à des remontées de fluides gazeux en provenance du manteau supérieur. Le degré de minéralisation des lacs de cratère tanzaniens semble majoritairement contrôlé par la plus ou moins forte contribution hydrothermale dont l'intensité s'accroît avec la proximité aux accidents géologiques majeurs.

Les bilans hydro-chimiques des lacs Masoko et Ilamba ont été pour la première fois établis et constituent la première étape dans la réalisation d'un modèle de système lacustre. Ils sont en fait eux-mêmes un modèle simplifié dans lequel ne sont uniquement considérés les arrivées et les sorties, le lac étant alors considéré comme un puits ou une source pour les éléments chimiques pris en compte et caractérisé par un taux de rétention spécifique. Ils constituent alors une première étape dans la compréhension du fonctionnement hydro-chimique des lacs et leur sensibilité à d'éventuelle pollution. Toutefois, aux vues de la compartimentation chimique de la colonne d'eau du lac Ilamba marquée et peut-être permanente (présence d'un hypolimnion anoxique ; section 1.2.2.5), un modèle en boîte dans lequel sa colonne d'eau serait caractérisée par deux compartiments et des échanges verticaux de type advectif ou diffusif entre ces boîtes serait à envisager pour mieux appréhender le cycle des éléments. De même, une étude complémentaire basée sur l'analyse des phases particulières, des sédiments et des eaux interstitielles permettrait d'accroître la compréhension des processus hydro-chimiques au sein des colonnes d'eau. Néanmoins, aux vues des difficultés rencontrées pour l'établissement du bilan du lac Ilamba, il apparaît nécessaire de notamment caractériser avec plus de certitude les apports en provenance des bassins.

Comme pour les grands lacs Est Africain, Tanganyika et Malawi (Branchu 2001), l'hydrothermalisme semble fortement influencer la salinité des lacs de cratère tanzaniens étudiés. Enfin, les fortes pressions partielles de CO_2 mis en jeu dans la colonne d'eau du lac Ngozi constituent un risque environnemental potentiel dans l'hypothèse d'une modification des processus de micticité de la colonne d'eau lacustre ce qui pourrait avoir de lourdes

conséquences pour les populations situées en contrebas, la ville Mbeya et ses alentours comprenant deux millions d'habitants.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Les objectifs de ce travail ont été de caractériser les fonctionnements hydrologique et géochimique des lacs Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba, Kingiri, Itende, Kyungululu, Itamba, Kiejo et Ngozi, jusqu'alors peu ou jamais investigués. Il a été mis en évidence que, les niveaux et bilans de ces systèmes lacustres, pour la plupart fermés, sont notamment régis par des échanges avec l'atmosphère positifs ($P-E > 0$) dont résultent d'importants flux souterrains et que ces lacs à première vue, endoréiques, constituent des lieux de dilution. Ces hydro-systèmes présentent également divers degrés et types de minéralisation qui semblent en premier lieu, contrôlés par la contribution d'apports hydrothermaux aux lacs et secondairement par les temps de résidence des eaux lacustres. Ces résultats, et les considérations qui les ont accompagnées, ont permis d'explicitier des enregistrements sédimentaires sur lesquels se basent les interprétations paléoclimatiques en apparentes contradictions et d'améliorer, à des fins de gestion et de préservation de la ressource, les connaissances des fonctionnements hydrologique et géochimique du lac Masoko et des autres lacs volcaniques du Sud-Ouest tanzanien présentés.

Cette étude pionnière débute par la caractérisation hydrochimique des systèmes lacustres. L'établissement des bilans hydrologiques et isotopiques, à l'échelle annuelle, testés et précisés par la mesure de compositions isotopiques de vapeur atmosphérique mettant en évidence une contribution de masses d'eau pour partie continentale en provenance du lac Malawi, a permis de confirmer l'existence d'apports et de pertes souterrains et, de les quantifier. Les pertes souterraines des lacs Masoko et Ilamba ont également, par évidences isotopiques, pu pour partie, être repérées au niveau des résurgences S-SE situées sur les flancs externes des bassins. Deux types de comportements hydrologiques majeurs ont pu être mis en évidence. Les lacs peu profonds ($\leq 2\text{m}$), Katubwi, Kyambangunguru, Itende et Kiejo, dont les compositions isotopiques révèlent des systèmes non à l'équilibre, sont caractérisés par des temps de résidence de l'eau inférieurs à l'année (quelques mois) tandis que les lacs profonds, Masoko, Ilamba, Kingiri, Kyungulu, Itamba et Ngozi, à l'équilibre isotopique, présentent des temps de séjour supérieurs à l'année. Aux vues des fortes variabilités inter-saisonnière et

interannuelle des bilans hydriques des systèmes peu profonds, une étude à l'échelle mensuelle apparaît plus appropriée.

Si l'établissement des bilans hydrologiques a permis de mettre en évidence d'importants flux souterrains, dont les estimations sont en direct relation avec les facteurs de pertes par évaporation calculés, il ne permet pas d'expliquer les différences de minéralisation lacustres observées sur le bassin du Karonga. En effet, la modélisation de l'évolution des teneurs isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) et en chlorures (éléments conservés) des eaux lacustres étudiées, sous des conditions hydro-climatiques actuelles, a montré que les compositions des lacs faiblement minéralisés tels que Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Kyungulu, et Kiejo, résultent de l'évaporation d'apports totaux constitués d'un mélange entre des eaux de précipitation et de subsurface. Les compositions des autres lacs, Ilamba, Kingiri, Itamba, Itende et Ngozi découlent quant à elles, de l'évaporation d'apports totaux composés à la fois d'eaux de précipitation, de subsurface et hydrothermales. Ainsi, le couplage des bilans hydriques, isotopiques et en chlorures a permis de quantifier les apports hydrothermaux en provenance du réservoir profond. Une contribution thermo-minérale, pour partie responsable de la minéralisation de ces hydrosystèmes, situés à proximité d'accidents géologiques majeurs comme la faille normale Mbaka, sièges de résurgences hydrothermales, de l'ordre de 3% des apports hydriques totaux au lac Ilamba et à la limite significative pour les lacs Kingiri, Itende et Itamba, a été alors estimée. Si elle apparaît faible en terme hydrologique, cette contribution représenterait, sur la base des sources thermales situées au Sud de la province volcanique du Rungwe, 35 à 90% (lacs Itende et Ilamba, respectivement) environ des sources de minéralisation aux lacs. Toutefois, cette contribution hydrothermale ainsi définie, apparaît même insuffisante pour expliquer le degré de minéralisation supérieur du lac Ngozi qui, serait contrôlé par un système hydrothermal de plus haute enthalpie associé à des fluides gazeux d'origine mantellique.

Dans l'objectif d'établir les bilans hydrochimiques des lacs, les apports en provenance de la nappe de subsurface et hydrothermaux (qualifiés régionalement par la présence de sources gazeuses froides et chaudes) ont été à leurs tours, caractérisés. L'interaction eau-roche sous l'influence de la dissolution de CO_2 d'origine pour partie magmatique, semble constituer le principal processus de la minéralisation de ces apports. Toutefois, la chimie des sources gazeuses chaudes résulterait d'un mélange entre des eaux en provenance de la nappe de

subsurface et du réservoir profond dont la température et la profondeur ont été respectivement estimées à $160 \pm 20^\circ\text{C}$ et $5 \pm 2\text{km}$.

Sur la base des taux de rétention des éléments, les bilans hydrochimiques des lacs Masoko et Ilamba, première étape dans la réalisation de modèles des systèmes lacustres, ont ensuite été proposés. Ce modèle simple qui prend uniquement en compte les arrivées et les sorties, consiste à considérer les lacs comme des puits ou des sources pour les espèces chimiques étudiées. Il permet également de rendre compte de la sensibilité des systèmes à d'éventuelles pollutions. Aux vues de certains taux de rétention négatifs obtenus, il est apparu que les phases particulières notamment des sédiments lacustres, non prises en compte dans ces premiers travaux, pourraient constituer une source d'éléments non négligeable aux lacs. Dans le cas du lac Ilamba, une sous-estimation de la fraction thermo-minérale serait aussi probable. Afin de mieux comprendre la distribution des éléments et d'évaluer leur disponibilité au sein des colonnes d'eau ainsi que de déterminer les processus biogéochimiques qui y prennent place, un modèle plus élaboré, composé de deux ou trois boîtes afin de simuler les divers compartiments lacustres (épilimnion oxique, hypolimnion anoxique évoluant sous conditions réductrices), devrait être envisagé. Toutefois, pour un lac tel que Masoko, où les stratifications thermiques et chimiques ne présentent pas de caractères permanents, il n'est pas certain qu'un tel modèle permette d'approfondir considérablement nos connaissances du système.

Enfin, l'étude des fonctionnements hydrologique et géochimique des lacs volcaniques du Sud-Ouest tanzanien, sous les conditions hydroclimatiques régionales actuelles ($P-E > 0$), a permis de montrer que le degré de minéralisation des systèmes présentés pourrait s'accroître sous l'influence d'une augmentation de la pluviométrie ou d'une diminution des taux d'évaporation en faveur de la contribution des apports en provenance des bassins hydrologiques aux lacs. Cet état de fait engendre d'importantes répercussions sur les interprétations paléoclimatiques basées sur l'étude des enregistrements sédimentaires lacustres. Ainsi, des augmentations de la minéralisation lacustre seraient, dans cette région volcanique et tectoniquement active, reliées à des conditions climatiques humides alors qu'elles donnent préférentiellement lieu à des interprétations contraires. Le lac Masoko ayant fait l'objet de telles considérations, ces travaux, qui se sont attachés à la caractérisation du fonctionnement hydrochimique des systèmes actuels, indispensable à toutes études paléoenvironnementales et paléoclimatiques, ont notamment réconciliés les interprétations de

proxies à l'origine opposées. L'étude des sédiments subactuels du lac Masoko, tend d'ailleurs, à confirmer ces fortes suggestions.

Ces travaux inédits, portant sur une zone d'étude peu investiguée en terme d'hydrologie et de géochimie, ouvrent de larges perspectives. En effet, essentiellement basés sur des prélèvements ponctuels, tous les aspects abordés de cette étude pourraient être idéalement approfondis à partir de la mise en place de suivis réguliers menés sur long terme. Ainsi, un suivi des conditions hygrométriques accompagné d'un échantillonnage long et régulier des compositions isotopiques et, ou chimiques des précipitations, de la vapeur atmosphérique, des sources, des lacs ainsi qu'un relevé des niveaux lacustres et la mise en place de piézomètres, permettraient de mieux contraindre et d'affiner les bilans proposés et d'évaluer la réponse des hydrosystèmes aux variations saisonnières. En ce qui concerne la mesure des compositions isotopiques de la vapeur atmosphérique, il apparaît nécessaire de poursuivre les tests en laboratoire et de développer la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ sur les microquantités d'eau (Majzoub 1965) afin de valider la fiabilité de la méthode alternative proposée. L'obtention de telles chroniques hydrologiques et chimiques permettrait d'établir les bilans hydrologiques à l'échelle mensuelle afin de préciser les termes des bilans et leur variabilité. Ceci apparaît notamment indispensable pour les lacs peu profonds Katubwi, Kyambangunguru, Itende et Kiejo dont les temps de séjour de l'eau sont estimés à quelques mois.

D'autre part, il apparaît nécessaire de poursuivre l'investigation des sources thermales dispersées sur le bassin du Karonga dans le but d'approfondir la caractérisation de l'hydrothermalisme régional fortement impliqué dans les processus de minéralisation des systèmes lacustres. L'exploration des sources thermales qui seraient notamment présentes au Nord des chaînes Porotos, associée à un échantillonnage des gaz émis au lac Ngozi, pourrait notamment aider à la compréhension du fonctionnement hydro-chimique de ce système qui constitue un risque géologique et environnemental potentiel.

Enfin, dans l'objectif d'améliorer le modèle simple sur lequel les bilans chimiques reposent, des études minéralogique et, ou chimique des sédiments et des eaux interstitielles lacustres devraient être menées. Il serait également intéressant de tenir compte de l'impact des sols sur la chimie des eaux de pluie infiltrées afin d'affiner les bilans. Des modèles hydro-bio-chimiques plus élaborés (à plusieurs boîtes) pourraient alors être utilisés afin de caractériser l'évolution des compositions de ces lacs volcaniques tanzaniens.

BIBLIOGRAPHIE

- AIEA, Vienna (1992) Statistical Treatment of Data on Environmental Isotopes in Precipitation ; Technical reports series n° 331: 781 p
- Aiuppa A, Allard P, D'Alessandro W, Michel A, Parello F, Treuil M, Valenza M (2000) Mobility and fluxes of major, minor and trace metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt. Etna (Sicily). *Geochim Cosmochim Acta* 64(11): 1827-1841
- Allard P, Jean-Baptiste P, D'Alessandro W, Parello F, Parisi B, Flehoc C (1997) Mantle-derived helium and carbon in groundwaters and gases of Mount Etna, Italy. *Earth and Planet Sci Lett* 148(3-4): 501-516
- Allen DJ, Darling WG, Burgess WG (1989) Geothermics and hydrogeology of the southern part of the Kenya Rift Valley. *British Geol Surv Res Rep* SD/89/1
- Araguás-Araguás L, Froehlich K, Rozanski K (2000) Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological Processes*, 14(8): 1341-1355
- Arnórsson S, Andrésdóttir A, Gunnarsson I, Stefánsson A (1998) New Calibration for the Quartz and Na/K Geothermometers - Valid in the Range 0-350°C. *Proc Geoscience Society of Iceland Annual Meeting*, April 1994. Icelandic: 42-43
- Arnórsson S (2000) Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use: Sampling Methods, Data Handling, Interpretation. I.A.E.A., Vienna: 351 p
- Arnórsson S, Gunnarsson I, Stefánsson A, Andrésdóttir A, Sveinbjörnsdóttir A (2002) Major element chemistry of surface- and ground waters in basaltic terrain, N-Iceland. I. Primary mineral saturation. *Geochim Cosmochim Acta* 66(23): 4015-4046
- Ballentine CJ, Schoell M, Coleman D, Cain BA (2001) 300-Myr-Old Magmatic CO₂ in Natural Gas Reservoirs of the West Texas Permian Basin. *Nature* 409: 327-330
- Barjaktarovic L & Bendell-Young LI (2002) Factors contributing to the salinity of lakes, Riske Creek region, south-central British Columbia, Canada. *Applied Geochem* 17: 605-619
- Barker P, Telford R, Merdaci O, Williamson D, Taieb M, Vincens A, Gibert E (2000) The sensitivity of a Tanzanian crater lake to catastrophic tephra input and four millennia of climate change. *Holocene* 10 (3): 303-310

- Barker P, Williamson D, Gasse F, Gibert E (2003) Climatic and volcanic forcing revealed in a 50,000-year diatom record from Lake Masoko, Tanzania. *Quat Res* 60: 368-376
- Basalirwa CPK, Odiyo JO, Mngodo RJ, Mpeta EJ (1999) The climatological regions of Tanzania based on the rainfall characteristics. *Int J Climatology* 19(1): 69-80
- Batard F, Baubron JC, Bosch B, Marce A, Risler JJ (1982) Isotopic identification of gases of a deep origin in French thermomineral waters. *J of Hydrol* 56(1-2):1-21
- Béal F (2004) Le lac Masoko (Tanzanie) dans son contexte régional. Apports des isotopes stables de la molécule d'eau à la caractérisation de son fonctionnement hydrologique. Rapport DEA, Université Paris Sud, Laboratoire IDES, Orsay: 56 p
- Bellefontaine R, Gaston A, Petrucci Y (1997) Aménagements des forêts naturelles des zones tropicales sèches. FAO Rome 1997, Cahiers FAO, conservation-32: 315 p
- Benson L & Paillet F (2002) HIBAL: a hydrologic-isotopic-balance model for application to paleolake systems. *Quaternary Sci Rev* 21: 1521-1539
- Bergonzini L (1998) Bilans hydrologiques de lacs (Kivu, Tanganyika, Rukwa et Nyassa) du Rift Est-Africain. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren (Belgique), Annales, série Sciences géologiques 103: 183 p
- Bergonzini L (1999) Eléments d'hydrologie isotopique au nord du lac Malawi (Afrique de l'Est); premiers résultats et enseignements. Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Département de Géologie et Minéralogie, Rapport Annuel 1997-1998: 167-176
- Bergonzini L, Gibert E, Winckel A, Merdaci O (2001) Bilans hydrologique et isotopique (^{18}O et ^2H) du lac Massoko, Tanzanie. Quantification des échanges lac-eaux souterraines. *C R Acad Sci Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* 333: 617-623
- Birkle P, Merkel B, Portugal E, Torres-Alvarado IS (2001) The origin of reservoir fluids in the geothermal field of Los Azufres, Mexico — isotopical and hydrological indications. *Applied Geochem* 16:1595-1610
- Bonnefille R, Chalié F, Guiot J, Vincens A (1992) Quantitative estimates of full glacial temperatures in equatorial Africa from palynological data. *Clim Dyn* 6: 251-257
- Boostma HA, Bootsma MJ, Hecky RE (1996) The chemical composition of precipitation and its significance to the nutrient budget of Lake Malawi. In *Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*, Johnson, T.C. and Odada, E.O. (Eds), Gordon and Breach, Amsterdam, The Netherlands: 251-266

- Bottinga Y (1968) Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen in the system calcite – carbon dioxide – water. *J Phys Chem* 72: 800-808
- Branchu P (2001) Cycle des éléments majeurs et traces dans les grands lacs de rift tropicaux (Lacs Tanganyika et Malawi). Processus et enregistrements biogéochimiques. Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren (Belgique), Annales, série Sciences géologiques 106: 374 p
- Branchu P & Bergonzini L (2004) Chloride concentrations in Lake Tanganyika: an indicator of the hydrological budget? *Hydrology and Earth Syst Sci* 8(2): 256-265
- Branchu P, Bergonzini L, Delvaux D, De Batist M, Golubev V, Benedetti M, Klerckx J (2005) Tectonic, climatic and hydrothermal control on sedimentation and water chemistry of northern Lake Malawi (Nyasa), Tanzania. *J Afr Earth Sci* 43: 433-446
- Camelbeeck T & Iranga MD (1996) Deep crustal earthquakes and active faults along the Rukwa trough Eastern Africa. *Geophys J Int* 124: 612–630
- Cartwright I, Weaver T, Tweed S, Ahearne D, Cooper M, Czapnik K, Tranter J (2002) Stable isotope geochemistry of cold CO₂-bearing mineral spring waters, Daylesford, Victoria, Australia: sources of gas and water and links with waning volcanism. *Chem Geol* 185: 71-91
- Chapman JD & White F (1970) The Evergreen Forests of Malawi. Commonwealth Forestry Institute, University of Oxford, Oxford. In: www.worldwildlife.org/wildworld/profiles/terrestrial/at/at1014_full.html
- Cioni R, Fanelli G, Guidi M, Kinyariro JK, Marini L (1992) Lake Bogoria hot springs (Kenya): geochemical features and geothermal implications. *J volcanol Geotherm Res* 50: 231-246
- Coleman ML, Shepard TJ, Durham JJ, Rouse JE, Moore GR (1982) Reduction of water with zinc for hydrogen analysis. *Anal Chem* 54: 993–995
- Craig H (1961) Isotopic Variations in Meteoric waters. *Science* 133:1702-1703
- Craig H & Gordon LI (1965) Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, Spoleto, Pisa: 337 p
- Craig H, Dixon F, Craig V, Edmond J, Coulter G (1974) Lake Tanganyika geochemical and hydrographic study: 1973 expedition. *Publ Scripps Inst Oceanogr Ser* 75(5): 1-83

- Cribb PJ & Leedal GP (1982) *The Mountains Flowers of Southern Tanzania: A field Guide to the Common Flowers*. A. A. Balkema, Rotterdam: 244 p
- Crowe AS (1993) The application of a coupled water-balance-salinity model to evaluate the sensitivity of a lake dominated by groundwater to climatic variability. *J of Hydrol* 141: 33-73
- Darling WG, Allen DJ, Armannsson H (1990) Indirect detection of subsurface outflow from a Rift Valley Lake. *J of Hydrol* 113: 297-305
- Darling WG & Talbot JC (1991) Evaluation and development of gas geothermometry for geothermal exploration in the East African Rift System. *Brit Geol Surv Tech Rep* WD/91/72
- Darling WG, Griesshaber E, Andrews JN, Armannsson H, O'Nions RK (1995) The origin of hydrothermal and other gases in the Kenya Rift Valley. *Geochim cosmochim Acta* 59(12): 2501-2512
- Darling WG, Gizaw B, Arusei MK (1996) Lake-groundwater relationships and fluid-rock interaction in the East African Rift Valley: isotopic evidence. *J of Afri Earth Sci* 22(4): 423-431
- Darling WG (1998) Hydrothermal hydrocarbon gases: 2, Application in the East African Rift System. *Applied Geochem* 13(7):825-840
- Deines P (1980) The isotopic composition of reduced organic carbon. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry* (eds: Fritz P & Fontes J Ch) vol 1 *The terrestrial Environment*, A, Elsevier: 329-406
- Delalande M, Bergonzini L, Béal F, Garcin Y, Majule A, Williamson D (2005) Contribution to the detection of Lake Masoko (Tanzania) groundwater outflow: isotopic evidence (^{18}O , D) / Contribution à la détection des pertes souterraines du Lac Masoko (Tanzanie): évidences isotopiques (^{18}O , D). *Hydrol Sci J* 50(5): 867-880
- Delalande M (2008) Hydrologie et géochimie isotopique du lac Masoko et d'autres lacs volcaniques de la province active du Rungwe (Sud-Ouest Tanzanie). PhD Thesis, University of Paris XI (Orsay)
- Delalande M, Bergonzini L, Massault M (2008a) Mbaka Lakes isotopic (^{18}O and ^2H) and water balances: discussion on the used atmospheric moisture compositions. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 44(1): 71-82
- Delalande M, Bergonzini L, Branchu P, Filly A, Williamson D (2008b) Hydroclimatic and geothermal controls on the salinity of Mbaka lakes (SW Tanzania): limnological and paleolimnological implications. *J of Hydrol* 359: 274-286

- Delvaux D & Hanon M (1993) Neotectonics of the Mbeya area, SW Tanzania. Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Département de Géologie et Minéralogie, Rapport Annuel 1991-1992: 87-97
- Delvaux D & Khan MA (1998) Tectonics, sedimentation and volcanism in the East African Rift System: introduction. *J Afri Earth Sci* 26: 343-346
- Deocampo DM (2004) Hydrogeochemistry in the Ngorongoro crater, Tanzania, and implications for land used in a world heritage site. *Applied Geochem* 19: 755-767
- Dinçer T (1968) The use of oxygen-18 and deuterium concentrations in water balance of lakes. *Water Resour Res* 4:1289-1305
- Dunai TJ & Baur H (1995) Helium, neon, and argon systematics of the European subcontinental mantle: Implications for its geochemical evolution. *Geochim Cosmochim Acta* 59(13): 2767-2783
- Ebinger CJ, Rosendahl BR, Reynolds DJ (1987) Tectonic model of the Malawi rift, Africa. *Tectonophysics* 141: 215-235
- Ebinger CJ, Deino AL, Drake RE, Tesha AL (1989) Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe volcanic province, East Africa. *J Geophys Res – Solid Earth and Planets* 94 (B11): 15785-15803
- Ebinger C, Klerkx J, Delvaux D, Wüest A (1993a) Evaluation of natural hazards in the northern part of the Malawi rift (Tanzania). *Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren (Belg.), Dépt Géol Min, Rapp Ann 1991-1992*: 83-86
- Ebinger CJ, Deino AL, Tesha AL, Becker T, Ring U (1993b) Tectonic Controls on Rift Basin Morphology – Evolution of the Northern Malawi (Nyasa) Rift. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 98: 17821-17836
- Ebinger CJ & Sleep NH (1998) Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *Nature* 395: 788-791
- Epstein S & Mayeda T (1953) Variations of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim Cosmochim Acta* 4: 213–224
- Fiebig J, Chiodini G, Caliro S, Rizzo A, Spangenberg J, Hunziker JC (2004) Chemical and isotopic equilibrium between CO_2 and CH_4 in fumarolic gas discharges: Generation of CH_4 in arc magmatic-hydrothermal systems. *Geochim Cosmochim Acta* 68(10): 2321-2334

- Fouillac C, Fouillac AM, Chery L (1991) Isotopic studies of deep and surface waters in the French Massif Central. In: Proc Intern Symp Isot Techn Water Resour Developm, IAEA, Vienna, Austria: 646-648
- Fournier RO (1979) A revised equation for the Na/K geothermometer. Geotherm Ressources Council Trans 3: 221-224
- Fritz P & Frappe SK (1982) Comments on the ^{18}O , ^2H , and the chemical composition of saline groundwaters in the Canadian Shield. In: Isotope Studies of Hydrologic processes (ed EC Perry), Northern Illinois University Press, De Kalb: 57-63
- Furman T (1995) Melting of metasomatized subcontinental lithosphere: undersaturated mafic lavas from Rungwe, Tanzania. Contrib Mineral Petrol 122: 97-115
- Furman T, Bryce JG, Karson J, Iotti A (2004) East African System (EARS) Plume Structure: Insights from Quaternary Mafic Lavas of Turkana, Kenya. J Petrology 45(5): 1069-1088
- Furman T (2007) Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. J Afri Earth Sci 48(2-3): 147-160
- Garcin Y, Vincens A, Williamson D, Guiot J, Buchet G (2006a) Wet phases in tropical southern Africa during the last glacial period. Geophys Res Letters 33: L07703.1-L07703.4
- Garcin Y, Williamson D, Taieb M, Vincens A, Mathé PE, Majule A (2006b) Centennial to millennial changes in maar-lake deposition during the last 45,000 years in tropical Southern Africa (Lake Masoko, Tanzania). Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol 239, issues 3-4: 334-354
- Garcin Y, Williamson D, Bergonzini L, Radakovitch O, Vincens A, Buchet G, Guiot J, Brewer S, Mathe' P-E, Majule A (2006c) Solar and anthropogenic imprints on Lake Masoko (southern Tanzania) during the last 500 years. J paleolimnol 37(4): 475-490
- Garcin Y (2006) Interactions entre l'érosion, l'hydrologie lacustre et la végétation en zone tropicale : application au bassin de Masoko durant les derniers 45000 ans. Thèse, Université Paul Cézanne Aix-Marseille AIX30026: 204 p
- Gasse F (2000) Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. Quat Sci Rev 19: 189-211
- Gat JR (1970) Environmental isotope balance of Lake Tiberias. Isotope Hydrology, IAEA, Vienna: 109-127 pp
- Gat JR (1981) The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In Handbook of Environmental Isotope Geochemistry vol 1, Fritz P, Fontes JCH (Eds). Elsevier, New York: 21-47

- Gat JR & Matsui E (1991) Atmospheric water balance in the Amazon Basin: an isotopic evapotranspiration model. *Geophys Res* 96: 13179-13188
- Gat JR, Bowser CJ, Kendall C (1994) The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: Estimate based on stable isotope data. *Geophys Res Lett* 21: 557-560
- Gauthier PJ & Le Cloarec MF (1998) Variability of alkali and heavy metal fluxes released by Mt Etna volcano, Sicily, between 1991 and 1995. *J Volcano Geotherm Res* 81: 311-326
- Gemici U & Tarcan G (2002) Hydrogeochemistry of the Simav geothermal field, western Anatolia, Turkey. *J Volcanol Geotherm Res* 116: 215-233
- George R, Rogers N, Kelley S (1998) Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. *Geology* 26: 923-926
- Gibbs RJ (1970) Mechanisms controlling world water chemistry. *Science* 170: 1088-1090
- Gibert E, Bergonzini L, Massault M, Williamson D (2002) AMS-¹⁴C chronology of 40.0 cal ka BP continuous deposits from a crater lake (Lake Massoko, Tanzania) – Modern water balance and environmental implications. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol* 187: 307-322
- Gibson JJ, Edwards TWD, Bursley GG, Prowse TD (1993) Estimating evaporation using stable isotopes: quantitative results and sensitivity analysis for two catchments in northern Canada. *Nordic Hydrol* 24: 79-94
- Gibson JJ, Edwards TWD, Prowse TD (1999) Pan-derived isotopic composition of atmospheric water vapour and its variability in northern Canada. *J Hydrol* 217: 55-74
- Gibson JJ (2002) Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. *J Hydrol* 264: 242-261
- Giggenbach WF (1988) Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochim Cosmochim Acta* 52: 2749-2765
- Giggenbach WF (1992) Isotopic shifts in water from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth Planet Sci Lett* 113:495-510
- Giggenbach WF, Sheppard DS, Robinson BW, Steward MK, Lyon GL (1994) Geochemical structure and position of the Waiotapu geothermal field, New Zealand. *Geothermics* 23: 599-644

- Gislason SR & Arnórsson S (1993) Dissolution of primary basaltic minerals in natural waters: saturation state and kinetics. *Chem Geol* 105(1-3): 117-135
- Gislason SR, Arnórsson S, Armannsson H (1996) Chemical weathering of basalt in Southwest Iceland: effects of runoff, age of rocks and vegetative/glacial cover. *Am J Sci* 296: 837-907
- Goldman CR & Horne AJ (1983) *Limnology*. New York Mc Graw Hill : 464 p
- Gonfiantini R, Borsi S, Ferrara G, Panichi C (1973) Isotopic composition of waters from the Danakil Depression (Ethiopia). *Earth and Planet Sci Letters* 18: 13-21
- Gonfiantini R (1986) Environmental isotopes in lake studies. In *Handbook of Environmental Isotopes Geochemistry* vol 2, Fritz, P, Fontes, JC (Eds.), Elsevier, New York 3: 113-168
- Gosselin M (2006) Optimisation d'un modèle pluie-débit simple pour le bassin versant de la Mbaka. Rapport Master 1, Université Paris Sud, Laboratoire IDES, Orsay: 21 p
- Gupta S & Deshpande R (2004) An insight into the dynamics of Lake Nainital (Kumaun Himalaya, India) using stable isotope data / Un aperçu de la dynamique du Lac Nainital (Himalaya Kumaun, Inde) à partir de données isotopiques stables. *Hydrological Sciences Journal* 49(6): 1099-1113
- Hamilton-Taylor J & Davidson W (1995) Redox-Driven Cycling of Trace Elements in Lakes. In: *Physics and Chemistry of Lakes*, Lerman A, Imboden D, Gat J (Eds) Springer-Verlag, 2nd edition: 334 p
- Harkin DA (1960) The Rungwe volcanics at the northern end of Lake Nyasa. Geological Survey of Tanganyika, Dodoma: 172 p
- Hecky RE & Bugenyi FWB (1992) Hydrology and chemistry of the African Great Lakes and water quality issues : Problems and solutions. *Mitt Internat Verein Limnol* 23: 45-54
- Helliker BR, Roden JS, Cook C, Ehleringer JR (2002) A rapid and precise method for sampling and determining the oxygen isotope ratio of atmospheric water vapor. *Rapid Commun Mass Spectrom* 16: 929-932
- Henley RW, Truesdell AH, Barton PBJ, Whitney JA (1984) Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, vol I, Society of economic Geologists: 267 p
- Hoareau JL, Nicolini E, Fritz B, Delcher E (2005) Signatures géochimiques des eaux souterraines en milieu basaltique tropical (île de la Réunion). *Approche expérimentale*. *Bull Soc géol Fr* 176(3): 257-267

- Hochstein MP, Temu EP, Moshy CNA (2000) Geothermal resources of Tanzania. Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu, Japan: 1233-1238
- Hsu C-PF & Wallace JM (1976) The Global Distribution of the Annual and Semiannual Cycles in Precipitation. *Monthly Weather Review* 104: 1093-1101
- Hutchinson GE (1957) *A Treatise on Limnology. Volume I. Geography, Physics, and Chemistry.* John Wiley and Sons, New York: 1015 p
- Iranga MD (1992) Seismicity of Tanzanian: distribution in time, space, magnitude, and strain release. *Tectonophysics* 209: 313-320
- Ivanov AI, Rasskazov SV, Boven A, Andre L, Maslovskaya MN, Temu EB (1998) Late Cenozoic alkaline-ultrabasic and alkaline basanite magmatism of the Rungwe province, Tanzania. *Petrology* 6(3): 208-229
- Johnson TC, Scholz CA, Talbot MR, Kelts K, Ricketts RD, Ngobi G, Beuning K, Ssemmanda I, McGill JW (1996) Late Pleistocene desiccation of Lake Victoria and rapid evolution of cichlid. *Science* 273: 1091-1093
- Johnson TC, Brown ET, McManus J, Barry S, Barker P, Gasse F (2002) A High-Resolution Paleoclimate Record Spanning the Past 25,000 Years in Southern East Africa. *Science* 296: 113-132
- Kebede S, Ayenew T, Umer M (2001) Application of isotope and water balance of hydrogeological regime of the Bishoftu crater lakes. *Ethiopia. Ethiop J Sci* 24(2): 151-166
- Kebede S, Lamb H, Telford R, Leng M, Umer M (2002) Lake-groundwater relationships, oxygen isotope balance and climate sensitivity of the Bishoftu crater lakes, Ethiopia. In: Odada EO and Olago DO (eds) *The East African Great Lakes: Limnology, Palaeolimnology and Biodiversity.* Advances in Global Change Research Series, Kluwer Academic Publisher 12: 261-275
- Kebede S, Travi Y, Rozanski K (2008) Application of stable isotopes of water in hydrological studies of Lakes: cases from Ethiopia. *J Hydrol*: submitted
- Kerr Cross D (1891) Notes on the Country Lying between Lakes Nyassa and Tanganyika. Proceedings of the Royal Geographical Society and Monthly Record of Geography, New Monthly Series 13(2): 86-99
- Kilham P (1990) Mechanisms controlling the chemical composition of lakes and rivers: Data from Africa. *Limnol Oceanogr* 35(1): 80-83

- Krabbenhoft DP, Bowser CJ, Anderson MP, Valley JW (1990) Estimating groundwater exchange with lakes, 1: The stable isotope mass balance method. *Water Resour Res* 26(10): 2445-2453
- Langmuir D (1997) *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice Hall: 600 p
- Lysak SV (1992) Heat flow variations in continental rifts. *Tectonophysics* 208: 309-323
- Maisonneuve J & Risler JJ (1979) La ceinture péri-alpine "carbo-gazeuse" de l'Europe occidentale. In: *Bulletin du BRGM (2^{ème} série) section III(2)*: 109-120
- Majoube M (1971) Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *J Chim Phys* 197: 1423-1436
- Majzoub M (1965) A method for isotopic oxygen analysis of microquantities of water. In: *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, Spoleto, Pisa: 143-154
- Markofky M, Harleman DRF (1971) Predictive model for Thermal Stratification and water Quality in Reservoirs. Technical Report 134, MIT, Boston, MA
- Marty B, Pik R, Gezahegn Y (1996) Helium isotopic variations in Ethiopian plume lavas: nature of magmatic sources and limit on lower mantle contribution. *Earth and Planet Sci Lett* 144: 223-237
- Matthews A, Fouillac C, Hill R, O'Nions RK, Oxburgh ER (1987) Mantle-derived volatiles in continental crust: the Massif Central of France. *Earth Planet Sci Lett* 85:117-128
- McKone D & Walzem V (1994) A brief survey of Mbeya Region catchment forest reserves. Government of Tanzania/EEC Agroforestry, Soil and Water Conservation Project/Regional Natural Resources Office, Mbeya. Retrieved (2001) from: <http://www.mckone.org/mbeyacfr.html>
- Merlivat L (1970) L'étude quantitative de bilans de lacs à l'aide des concentrations en deutérium et oxygène 18 dans l'eau. In *Isotope Hydrology*, IAEA, Vienne, Autriche: 89-117
- Michard G (1979) Géothermomètres Chimiques. *Bulletin du BRGM 2(III)*: 183-189
- Michard G, Viollier E, Jézéquel D, Sarazin G (1994) Geochemical study of a crater lake: Pavin Lake, France—Identification, location and quantification of the chemical reactions in the lake. *Chem Geol* 115: 103-115

- Minissale A, Evans WC, Magro G, Vaselli O (1997) Multiple source components in gas manifestations from north-central Italy. *Chem Geol* 142(3-4): 175-192
- Mook WG (2001) Lakes and reservoirs. In: *Environmental isotopes in the hydrological cycle*, Intern Hydrol Prog (ihp), surface water, UNESCO/IAEA Series, Paris, vol III 39: 59-92
- Nachiappan RM, Bhishm K, Manickavasagam RM (2002) Estimation of subsurface components in the water balance of lake Nainital (Kumaun Himalaya, India) using environmental isotopes. *Hydrological Sciences Journal* 47, special issue: Toward Integrated Water Resources Management for Sustainable Development, S41-54
- Nicholson K (1993) *Geothermal Fluids; Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg: 255 p
- Nicholson SE (1996) A review of climate dynamics and climate variability in eastern Africa. In: *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*, Johnson, T.C., Odada, E.O. (Eds), Gordon and Breach Publishers, Amsterdam: 25-56
- Parkhurst DL & Appelo CAJ (1999) User's guide to PHREEQC (version 2)-A computer program for speciation, reaction-path, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculation: US Geol Surv Water-Ressour Invest Rep: 99-4259
- Patterson JC, Hamblin PF, Imberger J (1984) Classification and dynamic simulation of the vertical density structure of lakes. *Limnol Oceanogr* 29(4): 845-861
- Pauwels H, Fouillac C, Goff F, Vuataz FD (1997) The isotopic and chemical composition of CO₂-rich thermal waters in the Mont-Dore region (Massif-Central, France). *Applied Geochem* 12: 441-427
- Payne B (1970) Water balance of Lake Chala and its relation to groundwater from tritium and stable isotope data. *Journal of Hydrology* 11: 47-58
- Pflumio C, Boulègue J, Tiercelin, J-J (1994) Hydrothermal activity in the Northern Tanganyika Rift, East Africa. *Chem Geol* 116: 85-109
- Pisarskii BA, Konev AA, Levi KG, Delvaux D (1998) Carbon dioxide-bearing alkaline hydrotherms and strontium-bearing travertines in the Songwe River Valley (Tanzania). *Russ Geol Geophys* 39 (7): 941-948

- Polissar PJ, Abbott MB, Shemesh A, Wolfe AP, Bradley RS (2006). Holocene Hydrologic Balance of Tropical South America from Oxygen Isotopes of Lake Sediment Opal, Venezuelan Andes. *Earth and Planetary Sci Lett* 242: 375-389
- Rietti-Shati M, Yam R, Karlen W, Shemesh A (2000) Stable isotope composition of tropical high-altitude freshwaters on Mt. Kenya, Equatorial East Africa. *Chem Geol*, 166(3-4): 341-350
- Ring U & Betzler C (1995) Geology of the Malawi Rift: kinematic and tectonosedimentary background to the Chiwondo Beds, northern Malawi. *J Hum Evol* 28: 7-21
- Rogers N, MacDonald R, Fitton JG, George R, Smith M, Barreiro B (2000) Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts. *Earth and Planetary Sci Lett* 176: 387-400
- Rogers NW (2006) Basaltic magmatism and the geodynamics of the East African Rift system. In: Part 2: Geochemical constraints on flood basalt and rift processes. Geological Society, London, special publications 259: 77-93
- Rozanski K, Araguas-Araguas L, Gonfiantini R (1996) Isotope patterns of precipitation in the East African region. In: *Limnology, Climatology and Palaeoclimatology of the East African Lakes*, Johnson, T., Odada, E. O. (Eds), Gordon and Breach Publishers, Amsterdam, The Netherlands: 79-94
- Sanjuan B, Michard G, Michard A (1990) Origine des substances dissoutes dans les eaux des sources thermales et des forages de la région Asal-Ghoubbet (République de Djibouti). *J Volcanol Geotherm Res* 43: 333-352
- Schmid M, Lorke A, Dinkel C, Tanyileke G, Wüest A (2004) Double-diffusive convection in Lake Nyos, Cameroon. *Deep-sea Research I* 51: 1097-1111
- Simonetti A, Bell K, Shradly C (1997) Trace- and rare-earth-element geochemistry of the June 1993 natrocarbonatite lavas, Oldoinyo Lengai (Tanzania): Implications for the origin of carbonatite magmas. *J Volcano Geotherm Res* 75(1-2): 89-106
- Symonds RB, Reed MK, Rose WI (1992) Origin, speciation and fluxes of trace-element gases at Augustine Volcano, Alaska: Insights into magma degassing and fumarolic processes. *Geochim Cosmochim Acta* 56: 633-657
- Talbot MR (1990) A review of the paleohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem Geol (Isotope Geoscience section)* 80: 261-279

- Talling JF (1992) Environmental regulation in African shallow lakes and wetlands. *Rev Hydrobiol Trop* 25(2): 87-144
- Tanyileke GZ, Kusakabe M, Evans WC (1996) Chemical and isotopic characteristics of fluids along the Cameroon Volcanic Line, Cameroon. *J Afri Sci Lett* 22(4): 433-441
- Tedesco D, Miele G, Sano Y, Toutain JP (1995) Helium isotopic ratio in Vulcano island fumaroles: temporal variations in shallow level mixing and deep magmatic supply. *J Volcano Geotherm Res* 64(1-2): 117-128
- Tedesco D (1997) Systematic variations in the $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio and carbon of fumarolic fluids from active volcanic areas in Italy: Evidence for radiogenic ^4He and crustal carbon addition by the subducting African plate? *Earth and Planet Sci Lett* 151(3-4): 255-269
- Telford RJ & Lamb HF (1999) Groundwater-mediated response to Holocene climatic change recorded by the diatom stratigraphy of an Ethiopian crater lake. *Quat Res* 52: 63-75
- Thevenon F, Williamson D, Taieb M (2002) A 22 kyr BP sedimentological record of Lake Rukwa (8°S, SW Tanzania): environmental, chronostratigraphic and climatic implications. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol* 187: 285-294
- Thevenon F, Williamson D, Vincens A, Taieb M, Merdaci O, Decobert M, Buchet G (2003) A late-Holocene charcoal record from Lake Masoko, SW Tanzania: climatic and anthropologic implications. *Holocene* 13: 785-792
- Thompson RO & Imberger J (1980) Response of a numerical model of a stratified lake to wind stress. In *Stratified flows. Proc 2nd Int Symp Trondheim* (1): 562-570
- Tiercelin JJ (1991) Natural resources in the lacustrine facies of the Cenozoic rift basins of East Africa. *Spec Publs Int Ass Sediment*: 3-37
- Touchard L (2001) De la température de l'eau à la géographie des lacs. Thèse HDR. Université de Limoges : 480 p
- Trenberth KE & Caron JM, (2001) Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. *Journal of Climate* 14: 3433-3443
- Vallet-Coulomb C, Gasse F, Robinson L, 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). *J Geochem Explor* 88: 153-156

- Vincens A, Williamson D, Thevenon F, Taieb M, Buchet G, Decobert M, Thouveny N (2003) Pollen-based vegetation changes in southern Tanzania during the last 4200 years: climate change and/or human impact. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol* 198: 321–334
- Viollier E, Michard G, Jézéquel D, Pèpe M, Sarazin G (1997) Geochemical study of a crater lake: Lake Pavin, Puy de Dôme, France. Constraints afforded by the particulate matter distribution in the element cycling within the lake. *Chem Geol* 142: 225-241
- Vuataz FD & Goff F (1986) Isotope geochemistry of thermal and nonthermal waters in the Valles caldera Jemez Mountains, northern New Mexico. *J Geophys Res* 91(B2): 1835-1853
- White F (1983) The vegetation of Africa. A descriptive Memoir to Accompany the UNESCO/AETFAT/UNSO Vegetation Map of Africa. In: UNESCO (Ed.), Paris: 356 p
- Williams TM, Henney PJ, Owen RB (1993) Recent eruptive episodes of the Rungwe volcanic field (Tanzania) recorded in lacustrine sediments of the Northern malawi rift. *J Afri Earth Sci* 17: 33-39
- Williams D (1996) What future for saline lakes? *Environment* 38: 12-23
- Williamson D, Jackson MJ, Barnejee, SK, Marvin J, Merdaci O, Thouveny N, Decobert M, Gibert-Massault E, Massault M, Mazaudier D, Taieb M (1999) Magnetic Signatures of Hydrological Change in a Tropical Maar-Lake (Lake Massoko, Tanzania): Preliminary Results. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 24(9): 799-803
- Winkel A (1996) Essai d'établissement des bilans hydrologique et isotopique de lacs tanzaniens (lacs Rukwa et Masoko). Rapport de DEA, Univ Paris-Sud, Orsay: 46p
- Yechieli Y, Wood WW (2002) Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes. *Earth-Sci Reviews* 58: 343-365
- Zaitsev AN & Keller J (2006) Mineralogical and chemical transformation of Oldoinyo Lengai natrocarbonatites, Tanzania. *Lithos* 91(1-4): 191-207
- Zuber A (1983) On the environmental isotope method for determining the water balance components of some lakes. *J Hydrol* 61: 409-427

ANNEXE 1 relative au Chapitre 1

1. 1 Tables de données de températures enregistrées aux stations météorologiques de Mbeya et Karonga

Station Mbeya (8°93' S ; 33°50' E à 1704 m d'altitude)

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy/an
1961	19.1	18.1	18.7	18.1	17.3	15.8	15.1	15.1	18	19.9	19.1	17.9	17.68
1962	17.1	18.3	18.7	18.3	15.5	15.6	15.2	16.7	18.1	19.5	20.1	18.9	17.67
1963	18	18.3	18.1	17.3	14.9	13.3	13.9	13.9	17.7	19.7	19.3	18.4	16.90
1964	18.7	18.5	18.5	17.3	14.7	13.7	12.3	14.6	15.5	18.4	19.5	18.9	16.72
1965	18.1	18.3	18.1	17.1	14.5	12.7	12.7	14.3	17.3	19.5	20.1	18.5	16.77
1966	18.3	18.5	18.1	17.2	16.1	13.7	13.1	14.9	18	18.6	19.3	18.9	17.06
1967	18.4	18.5	18.1	17.9	15.9	14.3	13.5	14.5	16.9	19.3	19.2	18.1	17.05
1968	18.3	18.3	17.9	17.5	15.1	14.1	13.3	13.7	17.3	19.1	19.7	19.2	16.96
1969	18.3	18.7	18.9	18.7	15.9	13.8	13.3	15	17.2	19.9	19.7	19.7	17.43
1970	18.3	18.7	18.5	17.7	15.1	14.1	13.8	15.3	17.1	19.1	19.9	18	17.13
2004	19.5	18.9	19.1	18	16.5	14.6	14.8	16.3	18.6	19.7	20.4	19.3	17.98
2005	19.4	20.3	19.9	19.2	17.9	17	14.2	16.6	18.8	20.6	21.4	20.6	18.83
2006	19.2	19.5	19	18.4	17.1	15	14.9	17	17.1				
Moy/mois	18.52	18.68	18.58	17.90	15.88	14.44	13.85	15.22	17.51	19.44	19.81	18.87	17.39

Station Karonga (9°95' S ; 33°90' E à 529 m d'altitude)

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy/an
1952	26.2	25.1	24.9				20.7	21.3	21.6	25.4	25.9	27.3	
1953	25.7	26.2	25.1	24.9	23.4	20.7	21.3	21.6	23.1	25.7	28.1	25.4	24.27
1954	24.8	25.3	25.1	24.2	23.2	20.9	20.5	21.7	23.6	25.8	27.4	25.9	24.03
1955	25.6	24.4	24.6	24.4	23.4	21.5	20.8	20.4	23	25.2	21.5	25.6	23.37
1956	23.4	24.3	24.3	24.1	22.7	21.1	19.6	21.4	22.9	25	25.9	25.1	23.32
1957	24.3	24.1	24.4	24.2	22.8	20.8	20.7	22.3	23.4	26.2	27.4	25.9	23.88
1958	26	25.6	24.9	25.1	22.9	21.8	20.2	21.1	24.2	26	27.5	25.8	24.26
1959	25.7	24.8	24.7	25.1	23.7	22.8	21.8	22.3	23.8	25.4	25.5	25.6	24.27
1960	24.8	24.4	24	24.4	23.2	22.3	20.6	21.6	23.6	25.7	26.2	26.5	23.94
1961	25.4	24.3	24.7	25.3	24	22.1	21.8	21.1	23.3	25.7	25.9	24.5	24.01
1962	24.3	24.5	24.2	24.3	22.1	21.6	21.7	22.2	23.8	25.4	26.4	25.3	23.82
1963	24.1	24.7	24.3	24.3	22.8	21.4	21.4	21.4	23.3	25.3		23.3	
1964	24.8	25.3	24.9	24.9	23	21.8	20.7	21.6	22.6	24.8	26.1	25.7	23.85
1965	24.8	24.8	24.1	24.1	22.6	21.1	20.8	21.8	23.4	24.5	26.8	25.1	23.66
1966	25.4	25.4	24.5	24.8	23.8	22.2	21.4	21.5	23.9	25.4	26.1	25.6	24.17
1967	25.6	25.3	24.8	24.4	23.4	22.4	21.3	22.1	23.4	25.6	25.6	24.1	24.00
1968	25	24.6	24.2	24	23.1	21.9	21	21.8	23.4	25.4	27	25.5	23.91
1969	25.3	24.9	25.6	24.7	23.8	22.4	21.9	22.9	24.3	27.3	27.7	26.2	24.75
1970	24.6	24.8	24.2	24.6	23.4	22.6	22.2	22.9	20.9	26.8	27.2	24.4	24.05
Moy/mois	25.04	24.88	24.61	24.54	23.18	21.74	21.07	21.74	23.24	25.61	26.34	25.52	23.96

1. 2 Tables de données relatives aux colonnes d'eaux lacustres étudiées

LAKE	Date	Latitude	Longitude	Altitude	Prof.	T	EC	[O ₂]	Eh	pH	Alc.	δ ¹⁸ O	δ ² H	[Ca]	[Mg]	[Na]	[K]	[Si]	[Cl]	[S]	[Fe]	[Mn]	
		(°)	(°)	m	m	°C	μS.cm ⁻¹	%	mV		mM	‰	‰	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	
MASOKO	01/11/03	9°20.03	33°45.98	840	2	27.0	45			7.95	0.4	3.2	13	2.75	2.03	1.68	1.37	2.85	0.83	-			
	01/11/03	"	"	840	4	27.0				7.95	0.4	3.1	12	2.73	2.00	1.54	1.05	2.93	0.49	-			
	01/11/03	"	"	840	8	26.5	39			7.77	0.4	3.0	12	2.57	1.94	1.51	1.12	2.69	0.76	-			
	01/11/03	"	"	840	14	25.1	37			8.01	0.3	2.7	9	2.68	1.96	1.46	1.09	2.70	0.55	-			
	01/11/03	"	"	840	20	23.8	37			7.14	0.4	2.6	9	2.64	1.93	1.55	1.12	2.70	1.13	-			
	01/11/03	"	"	840	25	23.4	37			6.91	0.4	2.6	10	2.52	1.94	1.43	1.02	2.81	0.56	-			
	01/11/03	"	"	840	28		38			6.77	0.4	2.6	10	2.62	1.95	1.58	1.12	2.87	0.93	-			
	01/11/03	"	"	840	33	23.4	41			6.75	0.4	2.6	10	2.77	2.11	1.58	1.22	3.25	0.75	-			
	01/11/03	"	"	840	36	23.3	43			6.53	0.4	2.7	10	2.84	2.21	1.48	1.19	3.42	0.59	-			
	16/04/04	9°19.98	33°45.35	840	1	28.2	34			6.80	0.7	2.6	9										
	21/06/04				1		41			7.45	0.4	2.6	12	2.52	1.83	1.57	1.12	2.62	0.69	-			
	13/03/05	09°20.04'	33°45.41'	861	0	28.1	39	80	425	6.50													
	13/03/05	"	"	"	1	28.3	39	64	327														
	13/03/05	"	"	"	2	28.0	40	54	363	6.78													
	13/03/05	"	"	"	3	27.8	39	65	324	6.86													
	13/03/05	"	"	"	5	29.8	41	59	296	6.54													
	13/03/05	"	"	"	7	29.1	38	69	312	6.51													
	13/03/05	"	"	"	9	30.7	39	67	286	6.54													
	13/03/05	"	"	"	10	28.9	39	60	271	6.59													
	13/03/05	"	"	"	12	27.8	38	71	362	6.61													
	13/03/05	"	"	"	14	27.9	39	54	285	6.81													
	13/03/05	"	"	"	16	27.1	38	65	342	6.66													

LAKE	Date	Latitude	Longitude	Altitude	Prof.	T	EC	[O ₂]	Eh	pH	Alc.	δ ¹⁸ O	δ ² H	[Ca]	[Mg]	[Na]	[K]	[Si]	[Cl]	[S]	[Fe]	[Mn]	
		(°)	(°)	m	m	°C	μS.cm ⁻¹	%	mV		mM	‰	‰	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	
	13/03/05	"	"		17	26.5	39	54	321	6.75													
	13/03/05	"	"		18	25.9	39	50	299	6.84													
	13/03/05	"	"		20	24.9	39	42	320	6.70													
	13/03/05	"	"		22	24.2	39	17	307	6.71													
	13/03/05	"	"		23	24.6	39	33	343	6.75													
	13/03/05	"	"		24	24.4	39	10	299	6.70													
	13/03/05	"	"		26	23.8	40	10	302	6.76													
	13/03/05	"	"		28	24.5	40	9	267	6.91													
	13/03/05	"	"		30	23.7	45	4	236	6.89													
	13/03/05	"	"		32	24.1	55	10	262	6.91													
	13/03/05	"	"		34	23.4	62	9	279	6.73													
	13/03/05	"	"		35	23.4	65	9	270	6.71													
	14/03/05	09°19.94'	33°45.39'		1	28.0	38	73	5.96	0.2	2.7	11	2.68	1.80	1.34	1.00	2.76	0.34	-	1.70	0.34		
	14/03/05	"	"		2	28.0	38	57	363	6.78	0.4	2.8	10	2.68	1.83	1.34	0.99	2.74	0.48	-	1.11	0.24	
	14/03/05	"	"		4	28.1	38	53	6.39	0.3	2.8	11	2.66	1.84	1.35	0.98	2.78	0.41	-	2.76	0.57		
	14/03/05	"	"		6	27.9	38	54	5.80	0.4	2.8	11	2.65	1.84	1.36	0.90	2.74	0.58	-	1.27	0.36		
	14/03/05	"	"		8	27.9	38	53	5.73	0.4	2.8	11	2.68	1.83	1.47	1.00	2.74	0.36	-	2.12	0.95		
	14/03/05	"	"		10	27.6	38	54	271	6.59													
	14/03/05	"	"		12	27.6	38	49	362	6.61	0.3	2.8	11	2.66	1.83	1.40	0.93	2.72	0.58	-	1.15	0.34	
	14/03/05	"	"		14	27.1	37	52	285	6.81													
	14/03/05	"	"		16	27.4	38	53	342	6.66	0.4	2.7	10	2.65	1.83	1.35	1.03	2.70	0.56	-	0.99	1.51	
	14/03/05	"	"		18	24.9	38	47	299	6.84													
	14/03/05	"	"		20	25.3	39	42	320	6.70	0.4	2.7	12	2.65	1.85	1.34	0.98	2.81	0.35	-	0.61	0.29	
	14/03/05	"	"		22	24.1	38	21	307	6.71													
	14/03/05	"	"		24	24.8	38	27	299	6.70	0.4	2.7	11	2.73	1.82	1.34	0.92	2.86	0.37	-	0.82	0.26	
	14/03/05	"	"		26	24.0	38	3	302	6.76													

LAKE	Date	Latitude	Longitude	Altitude	Prof.	T	EC	[O ₂]	Eh	pH	Alc.	δ ¹⁸ O	δ ² H	[Ca]	[Mg]	[Na]	[K]	[Si]	[Cl]	[S]	[Fe]	[Mn]
		(°)	(°)	m	m	°C	μS.cm ⁻¹	%	mV		mM	‰	‰	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹
	14/03/05	"	"		28	24.0	41	10	267	6.91	0.4	2.7	11	2.82	1.92	1.37	1.02	3.25	0.20	-	3.32	111.38
	14/03/05	"	"		30	24.3	40	16	236	6.89												
	14/03/05	"	"		32	23.6	49	3	262	6.91	0.4	2.7	11	3.05	2.04	1.42	1.02	3.84	0.30	-	467.47	226.16
	14/03/05	"	"		35	23.4	57	7	270	6.71	0.6	2.8	12	3.06	2.04	1.42	1.04	4.21	0.34	-	2795.46	315.83
	31/08/06	9°19.95'	33°45.34'	858	0	23.5	34		306	7.43												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	2	23.0	36		303	7.43												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	4	23.1	36		301	7.40												
	31/08/06	9°19.95'	33°45.34'	858	6	23.2	36		301	7.40	0.4	3.0	13	2.60	1.81	1.26	1.09	2.62	0.48	0.02	1.42	0.12
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	8	22.8	36		301	7.40												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	10	23.1	36		299	7.38												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	12	23.0	36		299	7.32												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	14	22.9	40		362	7.24												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	14	22.8	36		304	7.31												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	16	23.1	36		305	7.23	0.4	3.0	13	2.60	1.80	1.26	0.99	2.59	0.48	0.01	1.32	0.13
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	18	22.9	37		302	6.93												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	21	22.8	36		313	6.91												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	24	22.7	36		305	6.77	0.4	2.9	14	2.50	1.82	1.28	0.95	2.63	0.48	0.02	0.80	0.25
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	27	22.7	36		322	6.66												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	30	22.7	36		324	6.48												
	31/08/06	9°19.99'	33°45.35'	861	34	22.6	37		322	6.41	0.4	3.0	14	2.56	1.91	1.33	1.05	2.95	0.48	0.03	2.22	3.17
ILAMBA	16/03/05	09°23.58'	33°50.22'	580	1	31.1	501	73		8.73	3.9	0.1	-1	17.49	16.44	47.91	9.16	24.44	9.43	2.09	2.09	0.65
	16/03/05	"	"		1	30.6	493	64														
	16/03/05	"	"		2	30.1	486	58														

LAKE	Date	Latitude	Longitude	Altitude	Prof.	T	EC	[O ₂]	Eh	pH	Alc.	δ ¹⁸ O	δ ² H	[Ca]	[Mg]	[Na]	[K]	[Si]	[Cl]	[S]	[Fe]	[Mn]	
		(°)	(°)	m	m	°C	μS.cm ⁻¹	%	mV		mM	‰	‰	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	
	16/03/05	"	"		3	29.9	484	60		8.71	3.7	0.2	-2	17.84	16.68	47.97	9.29	24.65	11.40	2.56	3.03	0.57	
	16/03/05	"	"		4	29.8	483	58															
	16/03/05	"	"		5	29.6	481	59															
	16/03/05	"	"		6	29.5	483	50		8.71	4.6	0.2	-1	17.88	16.39	47.89	9.20	24.43	9.00	2.01	4.55	0.45	
	16/03/05	"	"		7	29.7	485	43															
	16/03/05	"	"		8	29.3	488	12															
	16/03/05	"	"		9	29.2	490	15		7.98	4.0	0.1	-2	19.40	16.46	47.18	9.19	24.19	8.80	1.85	11.50	72.79	
	16/03/05	"	"		10	28.3	486	5															
	16/03/05	"	"		11	27.7	489	5															
	16/03/05	"	"		12	27.3	506	4		7.35	4.4	0.0	-2	22.17	17.33	48.39	9.58	24.38	9.02	0.99	84.98	760.09	
	16/03/05	"	"		14	26.0	523	4															
	16/03/05	"	"		15	25.7	528	3		7.18	4.2	0.1	-2	23.59	18.04	50.17	9.79	25.01	12.88	0.50	3.61	1.24	
	16/03/05	"	"		16	25.3	537	3															
	16/03/05	"	"		18	25.3	564	3		7.05	5.1	0.0	-1	25.20	18.51	49.83	9.74	25.17	13.24	0.48	1070.54	1697.89	
	16/03/05	"	"		20	25.1	616	2															
	16/03/05	09°23.54'	33°50.21'		21	25.5	613	2		7.09	5.5	0.1	0	27.05	19.11	49.98	10.00	24.76	10.03	0.29	218.89	2307.73	
	01/09/06	"	"		0	27.6	516			254	8.55												
	01/09/06	"	"		0	26.1	486			213	8.38												
	01/09/06	"	"		1	25.6	481			209	8.40												
	01/09/06	"	"		2	25.4	478			182	8.35												
	01/09/06	"	"		2	25.6	481			202	8.37	4.9	-0.1	-1	22.74	17.03	45.19	9.07	25.47	11.63	1.51	2.56	72.18
	01/09/06	"	"		4	25.4	479			174	8.19	4.8	-0.1	-1	22.71	16.85	44.85	9.01	25.21	11.81	1.40	3.25	93.17
	01/09/06	"	"		6	25.2	481			134	7.95		-0.1	-1									
	01/09/06	"	"		8	24.8	481			3	7.52	4.8	-0.2	-2	21.81	17.23	46.34	9.18	25.32	11.83	1.54	39.80	410.26
	01/09/06	"	"		10	25.1	484			-2	7.59												

LAKE	Date	Latitude	Longitude	Altitude	Prof.	T	EC	[O ₂]	Eh	pH	Alc.	δ ¹⁸ O	δ ² H	[Ca]	[Mg]	[Na]	[K]	[Si]	[Cl]	[S]	[Fe]	[Mn]
		(°)	(°)	m	m	°C	μS.cm ⁻¹	%	mV		mM	‰	‰	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹
	01/09/06	"	"		12	26.1	494		-68	7.51												
	01/09/06	"	"		12	24.8	481		-17	7.50	4.8	-0.2	-1	22.62	17.16	45.59	9.23	25.60	11.98	1.16	36.95	414.89
	01/09/06	"	"		14	25.5	489		-50	7.43												
	01/09/06	"	"		14	25.1	487		-31	7.51		-0.2	-3									
	01/09/06	"	"		16	25.4	489		-41	7.41	5.0	-0.2	-2	22.04	16.72	44.73	8.93	24.69	11.81	0.53	35.37	528.44
	01/09/06	"	"		18	25.0	494		-11	7.26												
	01/09/06	"	"		20	24.8	509		-12	7.10	5.1	-0.2	-3	22.32	18.01	48.23	9.65	26.65	11.98	0.20	77.63	875.11
ITAMBA	02/09/06	9°21.20'	33°50.70'	821	0	25.8	133		224	7.73	1.2											
	02/09/06	"	"		0	25.6	131		237	7.91												
	02/09/06	"	"		1	25.6	131		238	7.95	1.4	4.0	16	9.13	5.91	18.74	5.11	2.12	4.65	3.88	6.56	5.44
	02/09/06	"	"		2	25.3	130		233	7.87												
	02/09/06	"	"		4	25.1	130		233	7.89												
	02/09/06	"	"		6	24.9	129		233	7.79												
	02/09/06	"	"		7	25.0	129		237	7.91	1.4	3.9	15	8.96	5.90	6.36	4.47	1.41	1.14	-	3.18	0.61
	02/09/06	"	"		8	25.2	130		229	7.81												
	02/09/06	"	"		10	25.5	131		225	7.74												
	02/09/06	"	"		12	24.5	128		235	7.78	1.4	4.0	16	8.99	6.02	6.60	4.47	1.44	0.93	-	4.74	2.23
	02/09/06	"	"		13	25.1	130		229	7.46												
	02/09/06	"	"		15	24.7	130		236	7.01												
	02/09/06	"	"		16	25.5	140		220	7.05												
	02/09/06	"	"		18	24.6	131		234	6.88												
	02/09/06	"	"		18	24.5	131		238	6.99	1.4	3.9	14	9.31	6.35	6.45	4.66	2.28	1.12	0.08	6.86	119.03

LAKE	Date	Latitude	Longitude	Altitude	Prof.	T	EC	[O ₂]	Eh	pH	Alc.	δ ¹⁸ O	δ ² H	[Ca]	[Mg]	[Na]	[K]	[Si]	[Cl]	[S]	[Fe]	[Mn]		
		(°)	(°)	m	m	°C	μS.cm ⁻¹	%	mV		mM	‰	‰	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹		
KYUNGULULU	04/09/06	9°18.47'	33°51.93'	913	0		151		236	8.12														
	04/09/06	9°18.37'	33°51.87'	917	0		150		208	8.03														
	04/09/06	9°18.37'	33°51.87'	917	1		148		203	7.94	1.6	-7	11.41	6.50	7.76	3.96	23.69	1.13	0.06	1.71	0.60			
	04/09/06	9°18.38'	33°51.87'	908	4		150		207	7.59														
	04/09/06	"	"	908	8		147		196	7.72	1.6	-7	11.49	6.53	7.68	3.89	23.84	0.99	-	1.16	0.37			
	04/09/06	"	"	917	10		148		206	7.79														
	04/09/06	"	"	908	12		149		210	6.47														
	04/09/06	"	"	908	16		147		200	6.76	1.6	-7	11.47	6.64	7.54	3.89	23.55	0.97	-	1.03	4.70			
	04/09/06	"	"	908	20		148		208	6.49														
	04/09/06	"	"	908	24		148		179	6.71	1.6	-8	11.45	6.48	7.53	3.82	23.37	1.01	-	30.08	22.54			
	04/09/06	"	"	908	28		148		193	6.52														
	04/09/06	"	"	908	32		149		156	6.66	1.6	-8	11.54	6.75	7.31	3.83	23.11	0.98	-	70.32	56.10			
	04/09/06	"	"	908	36		158		161	6.31														
	04/09/06	"	"	908	39		201		142	6.07														
04/09/06	"	"	908	42		225		114	5.99	2.1	-10	12.43	6.62	7.41	3.91	23.77	0.94	-	3725.50	571.03				
NGOZI	18/03/05	08°59.95'	33°33.27'	2060	0		4600	-	6.90	3.1	-12	3.70	0.85	855.80	99.30	32.61	0.00	0.00	1.62	13.09				
	18/03/05	09°00.64'	33°32.99'	2060	0		4690	40																
	18/03/05	"	"		1		4570	-	6.88	3.4	-12	3.94	1.14	861.70	99.87	32.58	1352.00	233.00	2.26	4.65				
	18/03/05	"	"		6		4650	49	6.82	2.9	-11	3.82	0.91	873.50	101.60	33.51	1470.00	237.00	3.93	7.12				
	18/03/05	"	"		12		4600	46	6.67	2.4	-13	3.84	0.91	879.50	102.60	34.03	1434.00	243.00	1.89	15.00				
	18/03/05	"	"		18		4760	31	6.42	2.5	-12	3.86	0.92	879.70	102.50	33.95	1431.00	268.00	1.72	35.11				
	18/03/05	"	"		25		4670	32	6.41	2.8	-13	3.86	0.93	887.20	102.80	34.00	1442.00	247.00	3.53	45.00				
	18/03/05	"	"		40		4670	33	6.40	3.1	-12	3.84	0.91	900.20	105.50	34.09	1496.00	269.00	2.09	52.17				
18/03/05	"	"		55		4660	32	6.40	2.6	-14	3.91	0.91	891.70	103.80	34.21	1431.00	235.00	3.10	51.12					

LAKE	Date	Latitude	Longitude	Altitude	Prof.	T	EC	[O ₂]	Eh	pH	Alc.	δ ¹⁸ O	δ ² H	[Ca]	[Mg]	[Na]	[K]	[Si]	[Cl]	[S]	[Fe]	[Mn]
		(°)	(°)	m	m	°C	μS.cm ⁻¹	%	mV		mM	‰	‰	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹	μg.l ⁻¹
	18/03/05	"	"		70		4680	31	6.42	3.4		-12	3.89	0.91	894.90	104.60	34.14	1472.00	241.00	2.04	36.03	
	06/09/06	9°00.62'	33°33.56'	2050	0		4600		228	6.71	3.0	-12	4.09	1.16	1000.00	125.20	39.04	1511.00	288.00	177.99	22.21	
	06/09/06	9°00.61'	33°33.49'	2050	12		4670		231	6.71	2.9	-11	3.91	0.99	736.20	114.60	35.13	1470.00	291.00	1.89	10.64	
	06/09/06	9°00.61'	33°33.42'	2050	18		4680		231	6.72	3.0	-12	3.83	0.97	698.40	113.00	34.04	1462.00	295.00	2.58	10.86	
	06/09/06	9°00.69'	33°33.51'	2050	30		4690		232	6.70	3.0	-11	3.84	0.88	710.80	114.90	34.70	1456.00	290.00	3.53	10.85	
	06/09/06	9°00.66'	33°33.55'	2050	50		4690		230	6.71	3.0	-10	3.83	0.90	731.30	118.30	35.54	1486.00	286.00	1.90	12.25	
	06/09/06	9°00.57'	33°33.36'	2050	60		4690		229	6.68												
	06/09/06	9°00.61'	33°33.43'	2050	70		4690		230	6.69	2.8	-12	3.93	0.86	980.00	113.60	34.71	1477.00	295.00	2.59	16.23	

1. 3 Nombre de Wedderburn

Le nombre de Wedderburn (W , sans unité), créé par Thompson et Imberger en 1980, n'est autre que le rapport de la flottabilité par la possibilité de brassage. Il permet de quantifier la fragilité des stratifications lacustres. Il correspond au quotient entre la flottabilité et le brassage (Touchard 2001). S'il est égal à 1, ni l'un ni l'autre ne domine. Pour des valeurs inférieures à 1 c'est le brassage qui l'emporte, induit par des forces horizontales éoliennes. Pour des valeurs supérieures à 1, c'est au contraire la stratification qui domine, c'est-à-dire la stabilité verticale (Goldman & Horne 1994). Cependant, à l'intérieur des valeurs supérieures à 1, plusieurs seuils ont pu être définis, fondés sur le fait que le nombre de Wedderburn a été créé pour modéliser le fonctionnement thermique des plans d'eau peu profonds ou de la couche superficielle des lacs. Thompson & Imberger (1980) ont montré qu'une valeur de W supérieure à 10 correspondait à une forte stabilité de la stratification, que des valeurs comprises entre 3 et 10 indiquaient une stratification assez prononcée et que des valeurs situées entre 1 et 3 montraient que la stratification n'est pas entièrement détruite et que des processus de brassage sont déjà en place :

$$W = g' h^2 / u^{*2} L$$

Avec,

g' : accélération de la pesanteur, réduite au saut de densité à travers la base de la thermocline, en $m.s^{-2}$; $g' = g \cdot \Delta\rho / \rho$ (Patterson et al. 1984), avec $g = 9.81 m.s^{-2}$, $\Delta\rho$: différence entre la densité de la couche située en dessous de la thermocline et la densité de la couche située au-dessus (couche de mélange), ρ : densité de la couche située au-dessus de la thermocline (couche de mélange). Etant donné que le paramètre mesuré est la température, la formule de Markofsky et Harleman (1971) doit être utilisée, en eau douce : $\rho = 1000\{1-[6.63.10^{-6}(T-4)^2]\}$, où ρ : densité en $kg.m^{-3}$ et T : température en $^{\circ}C$.

h : épaisseur de la couche de mélange (en m).

u^* : vitesse de cisaillement caractéristique ou vitesse de frottement du vent à la surface de l'eau en $m.s^{-1}$. u^* est fonction de la vitesse du vent selon la formule $u^* = c u$ avec, u : vitesse du vent en $m.s^{-1}$ et c : coefficient de frottement augmentant avec la vitesse du vent dont l'estimation moyenne la plus souvent utilisée est de $1.3 \cdot 10^{-3}$ (Touchard 2001).

L : course du vent, en m.

Paramètres utilisés pour l'estimation du nombre de Wedderburn

Lake	P-Thermo.	h	ρ_1	ρ_2	g'	c	μ_{max}	μ_{min}	L	W_{max}	W_{min}
	m	m	$g.l^{-1}$	$g.l^{-1}$			$m.s^{-1}$	$m.s^{-1}$	m		
Masoko-05	12-20	8	996.329	997.445	0.0110	1.30E-03	13.888	8.333	700	3.08	8.56
Ilamba-05	9-15	6	995.792	997.071	0.0126	1.30E-03	13.888	8.333	700	1.98	5.52
Kyungulu	4-16	12	997.376	997.803	0.0042	1.30E-03	13.888	8.333	700	2.65	7.37
Itamba	10-12	2	996.973	997.266	0.0029	1.30E-03	13.888	8.333	700	0.05	0.14

Avec, P-thermo. = Profondeur de la Thermocline ; ρ_1 = densité de la couche supérieure ; ρ_2 = densité de la couche inférieure ; μ_{max} = vitesse moyenne du vent maximale considérée (50 km/h) ; μ_{min} = vitesse moyenne du vent minimale considérée (20 km/h). Ici, ρ est déterminée à partir de la conversion des mesures de conductivités des couches d'eau correspondantes.

ANNEXE 2 relative au Chapitre 2

Les compositions isotopiques des pluies, sources et rivières listées ci-après sont exprimées en $\delta\text{‰}$ vs V-SMOW (Vienna - Standard Mean Ocean Water) avec une incertitude analytique inter laboratoire de $\pm 0.15\text{‰}$ en ^{18}O et $\pm 2\text{‰}$ en D

2. 1 Compositions isotopiques des pluies mesurées à Masoko, Rungwe, Tukuyu, Kiejo et Ngozi (les lettres "U" et "C" correspondent respectivement à des événements pluvieux "Uniques" et à des épisodes "Cumulés")

Pluies	date	U	C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	exc-d ‰
Pluie Tukuyu (P1)	18/11/03	x		-1.33	3.2	13.9
Pluie Tukuyu (P4)	18/11/03	x		-2.31	-7.4	11.1
Pluie Masoko (P5)	18/11/03	x		-2.79	-8.2	14.1
Pluie Rungwe (P6)	19/11/03	x		0.94	19.6	12.2
Pluie Masoko	01/12/03		x	-4.42	-25.3	10.1
Pluie Masoko	03/12/03		x	-5.61	-31.6	13.3
Pluie Masoko (P2)	17/12/03	x		-1.59	-0.2	12.6
Pluviomètre-Masoko	18-30/12/03		x	-11.72	-83.5	10.3
Pluie Masoko	30/12/03		x	-3.88	-25.2	5.9
Pluviomètre-Masoko	13/01/04		x	-3.96	-22.3	9.4
Pluviomètre-Masoko	06/02/04		x	-3.92	-24.0	7.4
Pluviomètre-Masoko	23/02/04		x	-3.51	-17.3	10.8
Pluviomètre-Masoko	29/03/04		x	-3.42	-21.6	5.8
Pluviomètre-Masoko	04/04/04		x	-6.01	-38.2	9.8
Pluviomètre-Masoko	26/04/04		x	-2.89	-8.8	14.3
Pluviomètre-Masoko	19/05/04		x	-0.84	9.7	16.4
Pluie Masoko (P2)	11/03/05	x		-0.80	-1.7	4.7
Pluie Masoko (P3)	14/03/05	x		-3.82	-21.8	8.8
Pluie Masoko (P4)	15/03/05	x		-2.42	-12.2	7.2
Pluie Ngozi (P1)	17/03/05	x		-4.69	-21.0	16.5
Pluie Tukuyu (P5)	18/03/05	x		-7.17	-46.8	10.5
Pluie Ngozi (P2)	18/03/05	x		-4.87	-25.6	13.3
Pluviomètre-Masoko	18/03/05		x	-2.56	-9.4	11.1
Pluie Kiejo	19/03/05	x		-3.21	-9.7	16.0
Pluviomètre-Masoko	29/04/05		x	-2.58	-1.0	19.6
Pluviomètre-Masoko	07/04/05		x	-2.61	-4.5	16.4
Pluviomètre-Masoko	19/04/05		x	-2.97	-6.8	16.9
Pluviomètre-Masoko	21/05/05		x	-4.10	-17.4	15.4
Pluviomètre-Masoko	30/06/05		x	-0.64	1.6	6.7
Pluviomètre-Masoko	06/07/05		x	-1.96	2.2	17.9

Pluies	date	U	C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	exc-d ‰
Pluviomètre-Masoko	11/07/05		x	-1.98	4.4	20.3
Pluviomètre-Masoko	01/02/06		x	-4.36	-24.0	10.9
Pluviomètre-Masoko	18/02/06		x	-4.42	-25.7	9.7
Pluviomètre-Masoko	18/03/06		x	-3.32	-20.7	5.9
Pluviomètre-Masoko	07/04/06		x	-5.88	-36.0	11.1
Pluviomètre-Masoko	08/04/06		x	-4.94	-26.2	13.3
Pluviomètre-Masoko	16/04/06		x	-7.72	-53.0	8.8
Pluviomètre-Masoko	15/05/06		x	-2.26	-1.9	16.2
Pluviomètre-Masoko	01/06/06		x	-0.19	12.2	13.7
Pluviomètre-Masoko	01/07/06		x	-0.16	14.2	15.5
Pluviomètre-Masoko	31/08/06		x	-0.88	4.8	11.8
Pluie Masoko	31/08/06	x		-0.31	15.2	17.7

2. 2 Estimations des compositions isotopiques mensuelles des précipitations à Masoko (Béal 2004)

Résultats de la 1^{ère} méthode : Estimation par pondération par rapport à la distance au lac Masoko

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V vs SMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰ V vs SMOW)	Exc-d (‰)
Janvier	-4.1	-23.2	7.1
Février	-4.3	-22.6	9.2
Mars	-4.4	-22.2	10.4
Avril	-4.0	-21.3	8.3
Mai	-2.2	-9.3	7.0
Juin	-0.9	2.1	8.8
Juillet	-0.7	2.2	7.4
Août	-0.9	1.1	7.8
Septembre	-0.6	3.0	7.4
Octobre	-1.6	-3.3	8.5
Novembre	-3.5	-18.9	7.0
Décembre	-4.9	-27.7	8.6
<i>Moyenne annuelle pondérée</i>	-3.6	-18.5	10.3

Résultats de la 2^{ème} méthode : Estimation grâce aux relations hauteurs de pluies/compositions de la station située à Dar es Salaam

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V vs SMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰ V vs SMOW)	Exc-d (‰)
Janvier	-3.4	-18.0	7.2
Février	-3.1	-15.4	7.5
Mars	-4.6	-26.7	7.3
Avril	-6.6	-43.1	5.7
Mai	-4.1	-23.4	6.9
Juin	-2.1	-7.8	7.7
Juillet	-1.8	-5.0	8.3
Août	-1.4	-2.4	8.0
Septembre	-1.3	-1.5	8.1
Octobre	-1.6	-3.3	8.5
Novembre	-2.4	-9.6	8.2
Décembre	-3.4	-17.3	7.9
<i>Moyenne annuelle pondérée</i>	-4.2	-23.7	9.9

2. 3 Compositions isotopiques des eaux régionales de type 'non évaporé'

"R", "S" et "Pt" signifient respectivement "Rivière", "Sources" et "Puits". "Alt." et "T" correspondent à l'"Altitude" et à la "Température".

Nomination	Date	Type	Latitude (°)	Longitude (°)	Alt. m	T °C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰
<i>Région Masoko</i>								
Mapengwe	07/11/01	S	9°19.67' S	33°44.59' E	880	-	-4.61	-25.4
Masoko-BV	05/11/01	S	9°20.13' S	33°45.06' E	885	-	-4.40	-24.6
Kandyangile	01/11/03	S	9°19.63' S	33°44.82' E	910	24.4	-4.18	-21.7
Kapembo	01/11/03	S	9°19.48' S	33°44.70' E	950	24.1	-4.58	-23.5
Mwandapile	01/11/03	Pt	9°19.75' S	33°44.60' E	958	24.3	-4.40	-24.8
Mwangobole	01/11/03	S	9°19.75' S	33°44.67' E	908	23.7	-4.30	-25.2
Mapengwe	01/11/03	R	9°19.78' S	33°45.53' E	830	-	-4.13	-20.9
Mapengwe	01/11/03	S	9°19.72' S	33°44.98' E	877	24.4	-4.40	-24.1
Masoko-BV	01/11/03	S	9°20.00' S	33°45.14' E	855	24.1	-3.80	-19.9
Lwifwa	01/11/03	S	9°20.42' S	33°45.25' E	837	24.3	-4.30	-23.5
Itubwi	01/11/03	S	9°20.57' S	33°45.62' E	820	24.7	-4.30	-24.9
Itupi	01/11/03	S	9°19.75' S	33°44.60' E	900	-	-4.23	-22.1
Mbete	01/11/03	S	9°20.67' S	33°45.49' E	815	25.5	-4.40	-25.2
Itupi	01/11/03	R	9°20.67' S	33°45.49' E	815	-	-3.97	-21.3
Kigane	01/11/03	S	9°19.75' S	33°44.60' E	900	-	-4.36	-23.0

Nomination	Date	Type	Latitude (°)	Longitude (°)	Alt. m	T °C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰
Mwandapile	16/04/04	Pt	9°19.48' S	33°44.07' E	958	24.8	-4.26	-21.7
Mapengwe	16/04/04	S	9°19.72' S	33°44.98' E	877	25.0	-4.12	-22.3
Mwangobole	16/04/04	S	9°19.75' S	33°44.67' E	908	25.2	-4.16	-21.4
Mbete	16/04/04	S	9°20.67' S	33°45.49' E	815	25.0	-3.93	-23.9
Justin	12/04/04	S	-	-	-	25.8	-4.03	-22.1
Itupi	16/04/04	R	9°20.67' S	33°45.50' E	814	25.1	-4.37	-23.4
Mwandapile	01/03/05	S	9°19.48' S	33°44.07' E	958	24.5	-4.60	-24.7
Mapengwe	01/03/05	S	9°19.72' S	33°44.98' E	877	24.5	-4.38	-24.0
Mwangobole (amont)	01/03/05	S	9°19.75' S	33°44.67' E	908	24.0	-4.48	-24.0
Mwangobole (aval)	01/03/05	S	9°19.75' S	33°44.67' E	908	24.0	-4.33	-24.2
Lwifwa	01/03/05	S	9°20.42' S	33°45.25' E	837	24.2	-4.48	-23.9
Itubwi	01/03/05	S	9°20.57' S	33°45.62' E	820	24.9	-4.40	-25.6
Mbete	01/03/05	S	9°20.67' S	33°45.49' E	815	25.4	-4.51	-26.8
Itupi	01/03/05	R	9°20.67' S	33°45.49' E	814	24.7	-4.37	-23.3
Mwangobole	31/08/06	S	9°19.75' S	33°44.67' E	908	23.2	-4.51	-21.1
Mwandapile	31/08/06	Pt	9°19.48' S	33°44.07' E	958	23.6	-4.36	-21.8
<i>Région Kyambangunguru</i>								
Farida	01/03/05	S	9°21.76' S	33°47.04' E	670	25.1	-4.27	-22.2
<i>Région Ilamba</i>								
Ilamba	01/03/05	S	9°23.54' S	33°50.21' E	580	26.4	-4.0	-22.2
Ilamba	01/09/06	S	9°23.54' S	33°50.21' E	580	26.1	-4.05	-21.5
Ngota	01/03/05	R	9°22.92' S	33°49.95' E	615	26.2	-3.97	-20.6
Ngota	01/09/06	R	9°23.33' S	33°50.11' E	565	-	-3.93	-19.5
Mgowese	01/11/03	R	9°23.71' S	33°49.63' E	548	29.3	-4.01	-21.6
Mgowese	01/03/05	R	9°23.72' S	33°49.64' E	550	28.3	-4.30	-22.6
Mgowese	01/09/06	R	9°23.72' S	33°49.64' E	550	-	-4.33	-21.6
Ikapu	01/03/05	R	9°23.71' S	33°49.80' E	545	26.9	-4.02	-21.8
Ikapu	01/09/06	R	9°23.71' S	33°49.80' E	545	25.4	-4.06	-22.3
S-David	01/09/06	R	-	-	-	-	-4.30	-20.6
<i>Région Kyungulu</i>								
Nyibuko	04/09/06	S	-	-	915	23.0	-5.13	-29.9
<i>Région Itende</i>								
Itende	04/09/06	S	-	-	1010	-	-4.59	-26.5
Itende	04/09/06	R	-	-	1000	19.1	-4.70	-25.9
<i>Région Kiejo</i>								
Kiejo	05/09/06	R	9°11.11' S	33°47.42' E	1625	14.2	-4.97	-29.2

Nomination	Date	Type	Latitude (°)	Longitude (°)	Alt. m	T °C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰
<i>Autres régions</i>								
Mbeya	14/11/01	R	8°52.14' S	33°26.47' E	1960	-	-6.11	-38.7
Songwe	15/11/01	R	8°37.00' S	33°01.40' E	840	-	-4.17	-28.1
Shanzira	01/11/01	S	9°06.24' S	33°39.53' E	2500	13.0	-5.82	-31.7
Lusangaji	08/11/01	R	9°09.59' S	33°36.57' E	1630	-	-5.68	-34.2
Mwalisi	01/11/03	R	9°19.74' S	33°43.60' E	920	-	-4.25	-23.1
Landani	01/11/03	S	9°20.43' S	33°47.01' E	717	24.7	-4.10	-22.7
Mabwe	01/11/03	R	9°20.12' S	33°47.27' E	730	-	-4.58	-26.5
Kiwira	01/11/03	R	9°03.01' S	33°36.76' E	1920	-	-5.36	-31.6
Kiwira	01/03/05	R	9°16.65' S	33°33.24' E	1103	22.1	-5.52	-32.7
Mbaka	08/11/01	R	9°20.10' S	33°47.00' E	700	-	-4.76	-25.3
Mbaka	01/11/03	R	9°20.46' S	33°47.09' E	700	26.1	-4.75	-23.9
Mbaka	13/04/04	R	9°20.46' S	33°47.09' E	700	22.8	-4.72	-21.6
Mbaka	01/03/05	R	9°20.45' S	33°47.05' E	690	23.2	-4.78	-26.4
Mbaka	07/09/06	R	9°18.64' S	33°45.30' E	785	-	-4.96	-24.5
Mbozi	01/11/03	R	-	-	-	-	-4.77	-31.9
Lufirio	01/11/03	R	9°28.77' S	33°54.37' E	491	-	-5.12	-29.8
<i>Région Ngozi</i>								
cascade	01/03/05	R	9°00.31' S	33°32.42' E	2540	-	-5.63	-32.4
Itembele	01/03/05	R	9°00.71' S	33°33.05' E	2320	14.8	-5.65	-35.4
Gogozimba	01/03/05	R	9°03.78' S	33°32.34' E	1740	18.4	-5.52	-34.3
Mwatesi	01/03/05	R	9°02.01' S	33°36.04' E	1980	16.9	-5.91	-36.8
Mwambalizi	01/03/05	R	8°57.57' S	33°35.79' E	2140	17.4	-6.12	-39.1
Kwamana	01/03/05	R	8°55.53' S	33°33.90' E	1860	21.2	-6.00	-38.4

2. 4 Compositions isotopiques des eaux régionales de type hydrothermal

"R", "S" et "Pt" signifient respectivement "Rivière", "Sources" et "Puits". "Alt." Et "T" correspondent à l' "Altitude" et la "Température".

Provinces	Sites	Types	Campaigns	Alt. m	T °C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰
Schiwaga	a	S	2006	1715	15.3	-8.0	-27
	b	R	2006	1715	14.8	-5.6	-30
Kasefuka	a	R	2005	1500	23.1	-5.3	-25
Mpata-Mlombo	Mlo-a	R	2005	1468	20.9	-5.0	-25
	Mlo-b	R	2006	1465	20.7	-4.9	-26
	Mpa-a	S	2005	1475	16.0	-12.0	-27
	Mpa-b	S	2006	1475	15.0	-12.5	-27

Provinces	Sites	Types	Campaigns	Alt. m	T °C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰
Ilwalilo	a	S	2006	785	51.8	-5.2	-28
	b	S	2006	783	42.7	-5.1	-27
	c	S	2006	785	61.5	-5.5	-29
Kajala	a	S	2003	607	60.0	-5.7	-28
	b	S	2005	607	35.0	-5.2	-25
	c	R	2005	605	31.5	-4.6	-24
Mwampulo	a	S	2006	523	62.8	-5.1	-27
Kasumulu	a	S	2006	505	41.3	-5.1	-26
	b	S	2006	505	39.5	-5.1	-25
	c	S	2006	505	36.8	-4.7	-24

2. 5 Compositions isotopiques des eaux régionales de type 'évaporé'

"R", "S" et "Pt" signifient respectivement "Rivière", "Sources" et "Puits". "Alt." Et "T" correspondent à l' "Altitude" et la "Température".

Nomination	Date	Type	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude m	T °C	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰
<i>Région Masoko</i>								
Katunduru	05/11/01	S	9°20.26' S	33°45.35' E	827	-	-1.56	-9.9
Seibha	06/11/01	S	9°20.11' S	33°45.40' E	825	-	-3.46	-17.9
Masoko-R	01/11/03	S	9°19.78' S	33°45.53' E	845	22.7	-1.40	-8.2
Katunduru	01/11/03	S	9°20.23' S	33°45.62' E	827	25.2	-1.30	-9.6
Seibha	01/11/03	S	9°19.98' S	33°45.69' E	825	24.9	-3.30	-19.2
Masoko-R	12/04/04	S	9°19.78' S	33°45.53' E	845	23.4	-1.47	-9.6
Katunduru	12/04/04	S	9°20.23' S	33°45.62' E	827	23.0	-1.46	-10.2
Seibha	12/04/04	S	9°19.98' S	33°45.69' E	825	25.2	-3.32	-16.6
Manyogopa	13/04/04	S	9°19.84' S	33°45.70' E	815	24.6	-3.88	-22.3
Masoko-R	01/03/05	S	9°19.78' S	33°45.53' E	845	22.8	-1.65	-10.5
Katunduru	01/03/05	S	9°20.23' S	33°45.62' E	827	24.3	-1.73	-11.8
Seibha	01/03/05	S	9°19.98' S	33°45.69' E	825	24.5	-3.57	-20.5
Manyogopa	01/03/05	S	9°19.84' S	33°45.70' E	815	24.5	-4.12	-22.8
Seibha	30/08/06	S	9°19.98' S	33°45.69' E	825	24.5	-3.49	-19.0
<i>Région Ilamba</i>								
Affluent Ilamba	01/03/05	R	9°23.64' S	33°49.19' E	545	27.9	-3.06	-15.5
Exutoire Ilamba	01/03/05	R	9°30.22' S	33°50.30' E	568	30.0	0.26	-2.4
Betwer	01/03/05	S	9°24.60' S	33°50.31' E	540	26.4	-3.27	-19.0
Kambaylele	01/03/05	S	9°23.92' S	33°50.57' E	555	27.0	-3.60	-20.4

2. 6 Abstract proposed for the workshop on the Isotopic Effects in Evaporation (May 2006 (Pisa, Oral communication))

CRAIG-GORDON MODEL OF EVAPORATION AND CHLORIDE CONCENTRATIONS USED IN ESTABLISHING THE WATER BALANCES AND HYDROLOGICAL BEHAVIOURS OF KARONGA LAKES (SW TANZANIA)

DELALANDE Manuëlla & BERGONZINI Laurent

UMR 8148 CNRS-UPS, IDES, Université Paris-Sud, bât.504, 91405 Orsay cedex, France

During evaporation, the water vapour released from the liquid surface is depleted in heavy isotopes with respect to initial liquid. In this study, the Craig-Gordon model, which describes the fractionations accompanying the evaporation process, is used to investigate the water balances of Tanzanian Lakes (9-10° S and 33-34° E), and to allow the characterisation of regional hydrological features.

Located at the South West of Tanzania, the Rungwe volcanic centre, within the East African Rift (Ebinger, 1989), presents many small maar and caldera lakes. The study focuses on five crater lakes aligned along the Mbaka faults, and on the Ngozi caldera Lake which corresponds to the connection of three rift branches. The five studied maar Lakes Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba and Kingiri are located between 840 m and 540 m and present free water surface of less than one km² whereas Lake Ngozi which culminates at 2060 m, occupies a surface of almost 3 km².

Contrary to most world regions with an annual average precipitation rate of almost 2.4 m.yr⁻¹ and a maximal potential evapotranspiration of 2 m.yr⁻¹, the area presents a positive precipitation minus potential evapotranspiration value. This excess induces a positive balance in the lakes-atmosphere exchanges. This specificity is in agreement with the local high specific flow, which is around 1.1 m.s⁻¹. Considering that, except for Lake Ilamba, all the studied lakes are closed-in surfaces, and present relatively stable lake-levels, groundwater losses must compensate for this excess.

To investigate the hydrology of these lakes, water stable isotopic compositions ($\delta^{18}O$, δ^2H) as chloride concentrations of lakes, rivers, springs, wells and atmospheric vapour have been determined from samples on the 2003, 2004 and 2005 field campaigns. Furthermore, from October 2003 to December 2005, a monthly follow-up of Lakes Masoko and Kyambangunguru's surface waters had been obtained to apprehend the seasonal variations and to test the steady state conditions.

According to the regional precipitation line (Rozanski et al., 1996) and to local mean precipitation compositions (-4,1‰ in $\delta^{18}O$ and -21‰ in δ^2H), all the lakes (Table 1) present evaporative signatures and are, except for Lake Ngozi, aligned along a single "evaporative line" (Figure 1). From the follow-up of lakes surface, it appears that water compositions increase during the dry season and decrease during the rainy one, and that, except for very shallow Lake Kyambangunguru, seasonal variations are relatively small (lower than 1‰ in $\delta^{18}O$ and than 4‰ in δ^2H). Lakes chloride concentrations present a large range of variations from less than 0.3 mg.l⁻¹ (for Lake Katubwi) to more than 1500 mg.l⁻¹ (for Lake Ngozi), strangely the most evaporated Lakes are not the most concentrated. This specificity underlines that evaporation is not the predominant process of mineralisation.

In order to precise and to quantify the lakes water balances, the Craig-Gordon model (Gonfiantini, 1986) is applied to each lake to determine the fraction of the inflowing water lost by evaporation (E/Inflow). Its application requires the isotopic compositions of the

atmospheric vapour above lakes surface, these compositions had been determined from Lake Rukwa, a northern regional terminal lake ($\delta^{18}O = -10.4\text{‰}$, $\delta D = -64\text{‰}$; Bergonzini *et al.*, 2001). This used δ^2H value appears consistence with two measured samples. The fractions of the inflowing water lost by evaporation (E/Inflow) of each lake and for each campaign are reported in figure 1, and allow quantifying of the different terms of the lakes water balances. Except for shallow Lake Kyambangunguru, results appear relatively constant through time. The proposed water balances indicate that, in each system, groundwater outflow cannot be neglected, as they represent at least 50% of the water lost. In fact, the fractions of water lost by evaporation are maximum (50%) for Lake Kingiri and minimum (13%) for Lake Katubwi and are still not correlated to the water mineralisation contents. Furthermore, the comparison between the estimated inflow and the regional specific flow, suggests an outside catchments contribution. Finally, direct precipitations vary between 17 and 68% of the total inputs.

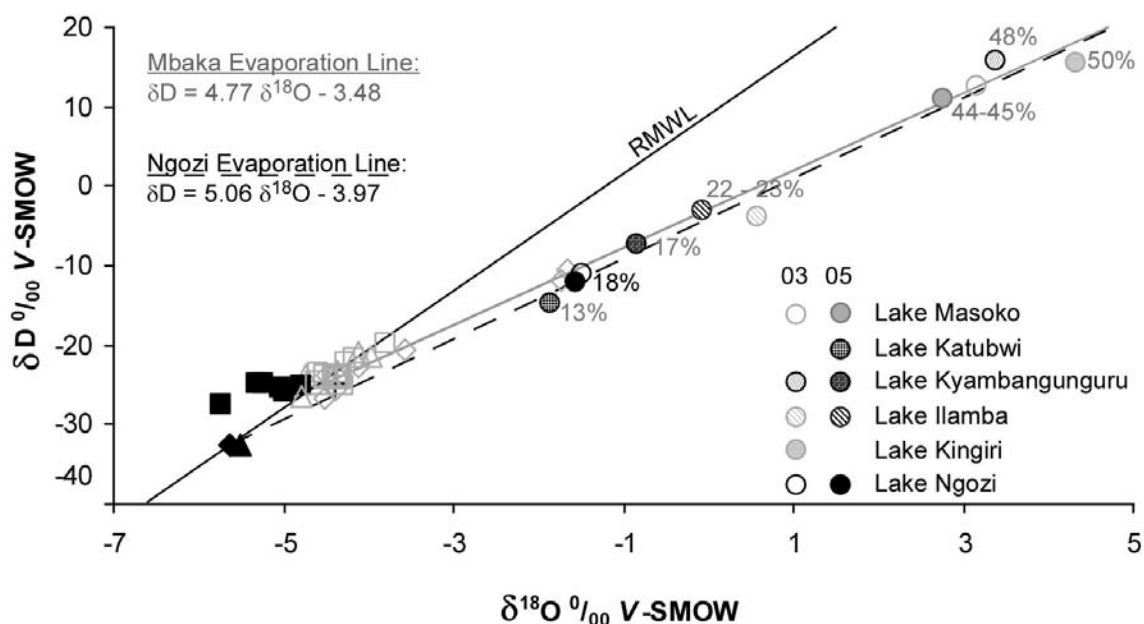


Figure 1: δD versus $\delta^{18}O$. The fractions of remaining water lost (E/Inflow), obtained for each campaign and lake, are reported and expressed in percent. The black squares are hydrothermal springs while grey symbols represent Mbaka springs of a local subsurface sheet of water. The black triangle and diamond-shaped symbols show the isotopic compositions of water inputs to the Lake Ngozi. The RMWL corresponds to the Regional Meteoric Water Line.

A field evidence of the modelled underground outflow from Lake Masoko is the isotopic compositions ($\delta^{18}O$, δ^2H) of its upper and downer springs, which allowed to identify and detect the contamination of the groundwater by evaporated lake waters (Delalande *et al.*, 2005). In fact, the ratios of the mixing between evaporated water and non evaporated groundwater can be calculated at each downer spring. The mixing rates appear not only constant through time, evidencing the inertia of the system but also decrease linearly with the distance from the lake, suggesting a homogeneous and continuous aquifer. These observations confirm the West to East groundwater flow, in agreement with the altitude of different potentials.

In order to understand the origins of the mineralisation and specially the chloride concentrations of the different systems, the isotopic compositions are compared to chloride contents. This evidences three types of water represented by: precipitations (with very low chloride content of 0.05 mg.l^{-1}), a cold surface sheet of water (with moderate chloride

contents varying from 1.28 mg.l⁻¹ in rainy season and 1.88 mg.l⁻¹ during the dry season) and by regional hot springs (with a high mineralisation of 268.73 in 2005 and 304.95 mg.l⁻¹ in 2003). The mixing and the evaporation of these waters permit to explain the composition of each lake. In this way, a hydrothermal contribution is evidenced for Lakes Ngozi and those closer to the Mbaka fault (Lakes Ilamba and Kingiri). The chloride balance allows then, to determine the importance of these hydrothermal inputs in regard to the total inflow. This thermo-mineral contribution appears negligible in Lakes Masoko, Katubwi and Kyambangunguru, which are the farthest from the Mbaka fault. From this, the most important factor in the lakes mineralisation pattern appears not to be its water budget and the importance of evaporation but the existence of this thermo-mineral contribution.

Lakes		$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	[Cl ⁻] mg.l ⁻¹	x %	P %	E %	Qi %	Qo %	Qsgw %	QTh %
Masoko	2003	3.2	13	0.73	45	61.7	45.3	38.3	54.7	38.3	0.0
	2005	2.7	11	0.40	44	59.3	43.6	40.7	56.4	40.7	0.0
Katubwi	2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2005	-1.9	-15	0.23	13	17.1	12.6	82.9	87.4	82.9	0.0
Kyambangunguru	2003	3.4	16	1.26	48	65.3	48.0	34.7	52.0	34.7	0.0
	2005	-0.8	-7	0.60	17	23.7	17.4	76.3	82.6	76.3	0.0
Ilamba	2003	0.6	-4	12.2	23	31.8	23.4	68.2	76.6	65.5	2.6
	2005	0.0	-3	10.3	22	30.5	22.4	69.5	77.6	67.1	2.4
Kingiri	2003	4.3	15	2.14	50	67.5	49.6	32.5	50.4	32.4	0.3
	2005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ngozi	2003	-1.5	-11	1543	18	24.1	17.7	75.9	82.3	-	-
	2005	-1.5	-12	1521	18	24.6	18.1	75.4	81.9	-	-

Table 1: Isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) and chemical ([Cl⁻]) compositions, fractions of remaining water lost ($x = E/\text{Inflow}$) deducted from the isotopic balances and terms of water balances of each lake during the dry (November, 2003) and wet (March, 2005) seasons. The terms P, E, Qi and Qo correspond respectively to Precipitation, Evaporation, Inflow and Outflow. The terms, Qsgw (sub-surface groundwater inflow) and QTh (hydrothermal inflow), are calculated since the water and chloride balances.

Furthermore, preliminary results of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ allow determining that this thermo-mineral pole has a deep origin (confirmed by $3\text{He}/4\text{He}$ analyses, Rolf Kipfer, personal communication).

To conclude, the hydrological processes of these systems are quantified and the mineralisation processes are characterised. In fact, it seems that lakes are in connection with the local sub-surface sheet of water and that the mineralisation is not here controlled by evaporation but by the influence or not of a hydrothermal contribution. The Craig and Gordon model appears to be a well adapted tool to establish and appreciate hydrological behaviours which affect these types of hydro-systems and this region. It constitutes also a first stage on which the understanding of the hydro geochemical cycle of other (chemical) elements rests.

References

- Bergonzini, L., Gibert, E., Winckel, A. & Merdaci, O., 2001. Bilans hydrologique et isotopique (18O et 2H) du Lac Massoko, Tanzanie. Quantification des échanges lac-eaux souterraines. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* 333, 617–623.
- Delalande, M., Bergonzini, L., Béal, F., Garcin, Y., Majule, A., Williamson, D., 2005. Contribution à la détection des pertes souterraines du Lac Masoko (Tanzanie): évidences isotopiques (18O, D). *Hydrol. Sci. J.*, 50(5), 867-879.
- Ebinger, C. J., Deino, A. L., Drake R. E., Tesha, A. L., 1989. Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe volcanic province, East Africa. *Journal of Geophysical research.*, 94, B 11. 15785-15803.
- Gonfiantini, R., 1986. Environmental isotopes in lake studies. In: Fritz, P., Fontes, J.C. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotopes Geochemistry*, 3. Elsevier, New York, 113-168.
- Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R., 1996. Isotope patterns of precipitation in the East African Region. In: Johnson X., Odada Y. (Eds.), *The Limnology, Climatology and Palaeoclimatology of the East African Lakes*, Gordon and Breach Publishers, pp. 79–93.

ANNEXE 3 relative au Chapitre 3

3. 1 Résumé proposé pour le colloque de la SFIS en septembre 2005 (Paris, Communication orale)

HYDROLOGIE ISOTOPIQUE DES LACS DE CRATERE DE LA RIVIERE MBAKA (SUD-OUEST TANZANIE)

Delalande M.^a, Beal F.^a, Williamson D.^b, Bergonzini L.^a

^a UMR 8148 IDES, Université Paris-Sud, bât.504, 91405 Orsay cedex, France

^b CEREGE, Université Aix-Marseille III, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex, France

Localisés au sud du Rungwe (Tanzanie), à l'intérieur du Rift Est Africain et sur le bassin versant du lac Malawi, des lacs de cratère phréatomagmatique (9-10° S 33-34°E, Tanzanie) s'alignent à l'Ouest de la faille Mbaka selon une direction NO-SE et de part et d'autre de la rivière du même nom. D'amont (740m) en aval (510m) se positionnent ainsi les lacs Masoko, Kyambangunguru, Ikapu, Ilamba et Kingiri.

La région présente un climat tropical, où à l'échelle annuelle les précipitations ($P \approx 2500$ mm) dépassent les estimations maximales de l'évapotranspiration potentielle ($E \approx 2100$ mm). A cet excédent des échanges avec l'atmosphère, s'ajoutent pour chaque lac, les apports en provenance des bassins versants (Q_i), ce qui devrait provoquer le débordement de ces plans d'eau. Toutefois, à l'exception du lac Ilamba, ils ne présentent pas d'exutoire de surface, impliquant que des pertes souterraines doivent compenser ces apports importants.

Afin de contraindre les bilans hydrologiques de ces hydro-systèmes, les compositions isotopiques (^{18}O et D) d'échantillons d'eaux lacustres, de rivières, de sources, de puits de la région ainsi que de vapeurs atmosphériques, prélevés lors de différentes campagnes en 1996, 2001, 2003, 2004 et 2005 sont déterminées et utilisées. La modélisation des fractionnements lors de l'évaporation et des bilans isotopiques permet alors de caractériser les facteurs de pertes (E/Pertes) des différents lacs, de quantifier les pertes souterraines et les apports en provenance des bassins et ainsi d'évaluer les différents termes des bilans hydrologiques de ces plans d'eau. Ainsi il apparaît que, pour chacun de ces objets, des pertes souterraines permettent la vidange de ces réservoirs et que des apports souterrains sont à prendre en compte dans leurs bilans hydriques respectifs.

Une étude plus fine du lac Masoko, caractérisant l'évolution saisonnière des compositions des eaux de surface a permis d'appréhender son fonctionnement limnologique. Elle a aussi contribué à identifier une continuité hydraulique entre le lac et les sources situées en aval. Les données obtenues révèlent ainsi des écoulements souterrains d'Ouest en Est et une influence lacustre décroissante et proportionnelle à la distance d'éloignement au lac. Le calcul des parts d'eau lacustre à ces émergences aide alors à définir le fonctionnement de la nappe de sub-surface qui pour partie soutient et draine ce lac. Elles suggèrent ainsi, à cette échelle, un aquifère aux propriétés relativement continues et homogènes.

Enfin, l'apport de données chimiques et spécialement des teneurs en chlorures, met en évidence, pour les lacs les plus proches de la faille Mbaka, une contribution d'origine hydrothermale dans leurs bilans hydrologiques et (surtout) chimiques ; contribution hydrothermale relative qui diminue en fonction de leur éloignement à la faille Mbaka.

Les processus hydrologiques de ces différents systèmes sont ainsi caractérisés, quantifiés et leurs particularités, propres à cette région, soulignées.

3. 2 Résumé proposé pour le colloque de la JDD en mars 2006 (Orsay, Communication orale)

FONCTIONNEMENT HYDROGEOCHIMIQUE DE LACS DE CRATERE TANZANIENS

DELALANDE Manuëlla & BERGONZINI Laurent
 UMR 8148 CNRS-UPS, IDES, Université Paris-Sud, bât.504, 91405 Orsay cedex, France
 manuella@geol.u-psud.fr

Localisé au Sud Ouest de la Tanzanie, à l'intérieur du rift Est-Africain, la région volcanique du Rungwe, présente une multitude de petits lacs de maar et de caldeira. Cette étude porte sur cinq lacs de cratère, alignés à l'Ouest de la faille normal Mbaka, et du lac de caldeira, Ngozi, situé au point d'intersection des trois branches du rift. Compris entre une altitude de 840 m et 540 m, les cinq lacs de cratère, Masoko, Katubwi, Kyambangunguru, Ilamba et Kingiri se constituent de surfaces d'eau libre de moins d'un km² alors que le lac Ngozi, qui culmine à 2060 m, occupe une surface de plus de 3 km².

La région présente un climat tropical où les précipitations annuelles ($P = \text{environ } 2500 \text{ mm.an}^{-1}$) dépassent les estimations maximales de l'évapotranspiration potentielle ($E = \text{environ } 2000 \text{ mm.an}^{-1}$). A cet excédent hydrique dans les échanges avec l'atmosphère, s'ajoutent des apports significatifs en provenance des bassins versants (Q_i), ce qui devrait donc normalement faire déborder ces systèmes. En considérant ces lacs fermés, excepté le lac Ilamba (pourvu d'un exutoire de surface), ainsi que des niveaux lacustres relativement stables, ces systèmes doivent donc compenser ces apports importants par des pertes souterraines.

Afin d'aider à la compréhension du fonctionnement hydrologique de ces lacs, les compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$), et chimiques (dont les teneurs en chlorures), des eaux lacustres, de rivières, de sources et de puits de la région ainsi que de la vapeur d'eau atmosphérique sont utilisées. La modélisation des fractionnements lors de l'évaporation et des bilans isotopiques permet alors de caractériser les facteurs de pertes (E/Pertes) des différents lacs, de quantifier les pertes souterraines et les apports en provenance des bassins et ainsi d'évaluer les différents termes des bilans hydrologiques de ces plans d'eau. Ainsi il apparaît que, pour chacun de ces systèmes, des pertes souterraines permettent la vidange de ces réservoirs et que des apports souterrains doivent être pris en compte dans leurs bilans hydriques respectifs. Une étude plus fine du lac Masoko et des sources environnantes, a d'ailleurs permis d'identifier et de détecter, par évidences isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$), des écoulements souterrains d'Ouest en Est, en accord avec l'altitude des différents potentiels.

Toutefois, ni les facteurs de pertes, ni les bilans hydrologiques ainsi établis, ne permettent d'expliquer les processus de minéralisation observés. En effet, les lacs les plus évaporés sont aussi les moins concentrés. Cette spécificité souligne que l'évaporation ne serait pas, ici, le seul facteur contrôlant les processus de minéralisation.

Les compositions isotopiques des différents types d'eau confrontées alors aux teneurs en chlorures, permettent d'établir les bilans en chlorures de chaque hydro système afin de décomposer les termes des apports. Ils mettent ainsi en évidence, pour le lac Ngozi et les lacs les plus proches de la faille Mbaka, Ilamba et d'une façon moindre Kingiri, l'existence d'une contribution d'origine hydrothermale qui semble ici, responsable des processus de minéralisation.

De plus, les premiers résultats en $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ et les rapports $^3\text{He}/^4\text{He}$ déterminent l'origine profonde de ce pôle thermo minéral.

Le facteur prédominant dans les processus de minéralisation de ces lacs apparaît ne pas être ici, les bilans hydriques ou l'évaporation mais, l'existence (ou non) de cette

contribution thermo minérale. Ainsi les particularités, propres à cette région, sont soulignées et mis en évidence et les fonctionnements hydrogéochimiques de ces différents systèmes, sont caractérisés et quantifiés.

3. 3 Résumé proposé pour le colloque de la JDD en mars 2007 (Orsay, Poster)

PREMIERS RESULTATS HYDRO-GEOCHIMIQUES DE DEUX LACS DE MAAR EXPLORÉS EN 2006 DANS LE CADRE DU RESEAU "RESON"

DELALANDE Manuëlla (1), BERGONZINI Laurent (1) & Williamson David (2)

(1) UMR 8148 CNRS-UPS, IDES, Université Paris-Sud, bât.504, 91405 Orsay cedex, France

(2) UMR-CNRS 6635 CEREGE, Université Paul Cézanne, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France
manuella.delalande@u-psud.fr

Dans le Cadre du programme ECLIPSE II - CLEHA et du "Rungwe Environmental Science Observatory Network" (premier laboratoire international naturel dédié aux interactions saisonnières à milléniales climat - environnement - homme en Afrique) et avec l'objectif d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrogéochimique des lacs et aquifères volcaniques en zone tropicale, deux lacs de cratère fermés ont été explorés et échantillonnés pour la première fois, en septembre 2006. Les résultats présentés ici, portent sur les lacs Kyungululu (9°18.47 ; 33°51.93 - 920 m) et Itamba (9°21.20 ; 33°50.70 - 820 m), localisés à l'intérieur du rift Est Africain, au Sud du Rungwe sur "l'uplift" de la Mbaka. Ces lacs présentent, comme ceux du bloc inférieur, des surfaces d'eau libre de moins de 1 km² (0,11 km², lac Kyungululu ; 0,12 km², lac Itamba) pour des profondeurs maximales respectives de 42 m et 18 m, mesurées lors de l'exploration de 2006.

Les profils CTD permettent de caractériser leurs structures thermique et chimique. Le lac Kyungululu présente une thermocline entre -10 et -16 m de profondeur alors que celle du lac Itamba se situe entre -8 et -12 m. Ils sont stratifiés et de type monomictique chaud. Les eaux du lac Kyungululu sont relativement plus réductrices (Eh ~ 180 mV) et acides (pH ~ 6, 5) que celles du lac Itamba (Eh ~ 240 mV ; pH ~ 7, 0). La colonne d'eau du lac Kyungululu présente une oxycline bien marquée (avec des eaux profondes réductrices) alors que celle du lac Itamba semble relativement plus homogène. Les conductivités moyennes de leur colonne d'eau sont de 148 ± 1 µS/cm (lac Kyungululu) et 130 ± 1 µS/cm (lac Itamba) ce qui atteste de leur relative faible minéralisation.

A partir des signatures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$), évaporées des eaux lacustres, une estimation quantitative de leurs bilans hydriques montre pour chacun de ces systèmes des flux souterrains entrant et sortant assurant le remplissage, la vidange et la stabilité de ces réservoirs. Rapportés à la surface lacustre, les apports en provenance des bassins des lacs Kyungululu et Itamba sont estimés respectivement à 8,0 m/an et 1,1 m/an et les pertes à 8,6 m/an et 1,7 m/an. De bassin versant de surface comparable, le bassin du lac Kyungululu (0,05 km²) apparaît beaucoup plus efficace au sens hydrologique du terme que celui du lac Itamba (0,06 km²).

Leurs compositions (éléments majeurs et traces), analysés au Musée Royal d'Afrique Central (Tervuren, Belgique) montrent des chimies relativement similaires, de type bicarbonaté calcique. Aux vues des bilans hydriques, la composition des apports au lac Itamba serait plus concentrée que celle du lac Kyungululu. En considérant un mélange tripolaire de type conservatif entre les eaux de pluies, de la nappe de subsurface reconstituée

pour Kyungululu et hydrothermales, la composition des apports au lac Itamba, permet de mettre en évidence une contribution thermo-minérale de l'ordre de 1 % (soit $< 0,01$ m/an).

Ainsi, cette première étude des lacs Kyungululu et Itamba a permis de caractériser leur morphologie, la structure de leur colonne d'eau, leur bilan hydrologique et les processus à l'origine de leur minéralisation. Ces premiers résultats permettront de cibler les études à venir et seront intégrés et comparés aux autres systèmes lacustres étudiés dans le cadre du projet RESOLVE.

ANNEXE 4 relative à la Méthodologie

Les données sur lesquelles s'appuient ces travaux, ont été acquises dans le cadre de trois principales campagnes d'échantillonnage (novembre 2003, mars 2005 et septembre 2006). Lors de ces différentes campagnes de terrain, plusieurs types de fluides, situés dans un périmètre plus étendu que le bassin versant de surface des lacs *sensu stricto*, ont été prélevés. Il s'agit d'eaux lacustres, de rivière, de sources, de puits et de pluie, des vapeurs d'eau atmosphérique ainsi que, les gaz émanant des sources thermales et présents au sein des systèmes lacustres. Une carte générale (Fig. 1.2) montrant le site d'étude permet de localiser les échantillons qui ont fait l'objet de prélèvement.

Divers paragraphes sont employés et disséminés dans ce manuscrit pour décrire le matériel et les méthodes d'échantillonnage et analytiques utilisées. Cette annexe sera donc essentiellement employée pour guider le lecteur.

4. 1 Les eaux lacustres, de rivières, de sources et de puits

Des informations concernant la mesure des paramètres physico-chimiques (Température, pH, Conductivité, Eh, [O₂] et alcalinité) sont données en début des parties relatives de la section 1.2.2 ainsi que dans l'article Delalande et al. 2005 (voir section 2.3.1). Dans cette dernière, le protocole employé pour la mesure des isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) est également précisé. La méthode employée pour l'obtention des quelques mesures de $\delta^{13}\text{C-DIC}$ est explicitée en section 3.5.

Des informations concernant la mesure des anions et des cations sont disponibles au début des sections 1.2.3 et 3.3.1 et dans la sous partie 3.2.1.3. Des informations complémentaires sont également introduites dans la légende des tableaux de l'article Delalande et al. en préparation (voir section 3.3.2).

4. 2 Les eaux de pluie

La méthode d'échantillonnage des eaux de pluie employée est discutée en section 2.2. Des analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) ont été effectuées sur ce type d'eau et sur la base du protocole employé pour les eaux lacustres et autres (voir point ci-dessus). Les échantillons prélevés se sont par contre avérés de piètre qualité aux vues des résultats chimiques obtenus (de ce fait non montrés ici). Un suivi et un entretien régulier du pluviomètre, installé sur le bassin versant du lac Masoko, apparaît primordial pour l'obtention de données significatives et de qualité.

4. 3 Les vapeurs d'eau atmosphérique

La méthode de prélèvement des vapeurs d'eau atmosphérique ainsi que l'analyse de leurs compositions isotopiques ont fait l'objet d'un article Delalande et al. 2008a (voir section 2.4).

4. 4 Les gaz associés aux sources thermales et aux lacs

Le protocole d'échantillonnage et analytique utilisé pour extraire le CO₂ des gaz prélevés au niveau des résurgences thermales est explicité dans l'article en préparation en section 3.3.2 (voir légende des tableaux).

Au sein des systèmes lacustres, quelques prélèvements en vues de l'analyse de gaz rares ont été effectués et ont apporté la connaissance de quelques rapports isotopiques de l'hélium (voir section 3.5).

ANNEXE 5 relative aux données complémentaires acquises pendant ces travaux

5. 1 Données relatives aux lacs étudiés

(Légende : Kyam. = Kyambangunguru et Kyun. = Kyungululu)

LAKE	Date	Latitude (°)	Longitude (°)	Prof. m	T °C	EC $\mu\text{S.cm}^{-1}$	pH	Alc. mM	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	[Ca] mg.l ⁻¹	[Mg] mg.l ⁻¹	[Na] mg.l ⁻¹	[K] mg.l ⁻¹	[Si] mg.l ⁻¹	[Cl] mg.l ⁻¹	[SO ₄] mg.l ⁻¹	[F] mg.l ⁻¹	[NO ₂] mg.l ⁻¹	[Br] mg.l ⁻¹	[NO ₃] mg.l ⁻¹	[PO ₄] mg.l ⁻¹	
MASOKO	01/11/03	9°20.027'	33°45.978'	2	27.0	45	7.95	0.4	3.2	13	2.75	2.03	1.68	1.37	2.85	0.83	<0.03					<0.00063	
	01/11/03	"	"	4	27.0		7.95	0.4	3.1	12	2.73	2.00	1.54	1.05	2.93	0.49	<0.03					<0.00063	
	01/11/03	"	"	8	26.5	39	7.77	0.4	3.0	12	2.57	1.94	1.51	1.12	2.69	0.76	<0.03					<0.00063	
	01/11/03	"	"	14	25.1	37	8.01	0.3	2.7	9	2.68	1.96	1.46	1.09	2.70	0.55	<0.03					<0.00063	
	01/11/03	"	"	20	23.8	37	7.14	0.4	2.6	9	2.64	1.93	1.55	1.12	2.70	1.13	<0.03					<0.00063	
	01/11/03	"	"	25	23.4	37	6.91	0.4	2.6	10	2.52	1.94	1.43	1.02	2.81	0.56	<0.03					<0.00063	
	01/11/03	"	"	28		38	6.77	0.4	2.6	10	2.62	1.95	1.58	1.12	2.87	0.93	<0.03					<0.00063	
	01/11/03	"	"	33	23.4	41	6.75	0.4	2.6	10	2.77	2.11	1.58	1.22	3.25	0.75	<0.03					<0.00063	
	01/11/03	"	"	36	23.3	43	6.53	0.4	2.7	10	2.84	2.21	1.48	1.19	3.42	0.59	<0.03					<0.00063	
	01/01/04			0-1		39			2.9	12						1.34	-	0.03	-	-		0.96	-
	01/02/04			0-1		38			3.0	11						1.11	-	0.05	-	-		-	-
	01/03/04			0-1		40			2.7	10						1.76	-	0.06	-	-		-	-
	01/04/04			0-1		56			2.7	9						1.26	-	0.06	-	-		20.51	-
	16/04/04	9°19.98	33°45.35	0-1	28.2	34	6.80	0.7	2.6	9													
	21/06/04			0-1		41	7.45	0.4	2.6	12	2.52	1.83	1.57	1.12	2.62	0.69	-						
	01/08/04			0-1		54			2.8	12						0.91	-	-	-	-		21.19	-
	01/05/04			0-1		65			2.4	10						1.14	-	-	-	-		-	-
	01/06/04			0-1		51			2.7	11						1.05	-	0.05	-	-		17.61	-

LAKE	Date	Latitude (°)	Longitude (°)	Prof. m	T °C	EC $\mu\text{S.cm}^{-1}$	pH	Alc. mM	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	[Ca] mg.l^{-1}	[Mg] mg.l^{-1}	[Na] mg.l^{-1}	[K] mg.l^{-1}	[Si] mg.l^{-1}	[Cl] mg.l^{-1}	[SO ₄] mg.l^{-1}	[F] mg.l^{-1}	[NO ₂] mg.l^{-1}	[Br] mg.l^{-1}	[NO ₃] mg.l^{-1}	[PO ₄] mg.l^{-1}	
	01/09/04			0-1		67			1.7	8						3.44	-	-	-	-	14.66	-	
	01/10/04			0-1		50			3.0	9						0.84	-	-	-	-	18.28	-	
	01/11/04			0-1		51	51		3.1	12						2.06	-	-	-	-	16.52	-	
	01/12/04			0-1		51	51		3.2	14						1.26	-	-	-	-	12.14	-	
	01/01/05			0-1		51	51		3.0	13						2.10	-	0.05	-	-	14.80	-	
	01/02/05			0-1		49	49		2.9	10						1.52	-	-	-	-	15.89	-	
	01/03/05			0-1		50	50		2.9	11						2.10	-	-	-	-	12.79	-	
KYAMB.	21/06/04	09°21.787'	33°47.727'	0-1		44	6.98	0.3	-0.6	1	2.55	1.46	1.82	2.43	3.62	1.25	<0.03					6.33	
	01/04/05	"	"	0-1		46			-0.3	-3						1.07	-	-	-	-	2.17	-	
	01/05/05	"	"	0-1		37			-0.9	0						0.14	-	-	-	-	-	-	
	01/06/05	"	"	0-1		41			-1.4	-4						1.05	-	-	-	-	0.89	-	
	01/07/05	"	"	0-1		33			0.1	2						0.41	-	-	-	-	0.18	-	
	01/08/05	"	"	0-1		39			0.4	6						1.59	-	-	-	-	1.93	-	
	01/09/05	"	"	0-1		50			1.4	12						1.86	-	-	-	-	-	-	
	01/10/05	"	"	0-1		51			2.0	14						2.90	-	-	-	1.07	-	-	
	01/11/05	"	"	0-1		46			1.7	14						1.30	-	-	-	-	2.74	-	
	01/12/05	"	"	0-1					0.9	11						2.93	0.18	0.02	-	0.02	8.27	1.03	
	01/01/06	"	"	0-1					0.5	8						1.53	0.16	0.03	0.01	0.02	4.37	2.52	
	01/02/06	"	"	0-1					0.5	3						4.65	0.03	0.02	-	-	9.65	1.07	
	01/03/06	"	"	0-1					-1.6	-9						0.50	0.10	0.03	0.00	-	1.52	0.16	
	01/04/06	"	"	0-1					-2.5	-12						0.77	0.06	0.04	-	-	2.97	1.27	
	01/05/06	"	"	0-1					-2.3	-11						0.69	0.03	0.03	-	0.01	0.95	0.29	
	01/06/06	"	"	0-1					-1.9	-6						0.78	0.05	0.04	0.01	0.01	2.93	0.16	
	01/07/06	"	"	0-1					-1.2	-3						0.78	0.05	0.04	0.06	0.01	1.56	0.13	
	01/08/06	"	"	0-1					-0.6	1						1.33	0.01	0.05	0.01	0.02	0.05	0.23	

LAKE	Date	Prof.	[Rb]	[Y]	[Zr]	[Mo]	[Cd]	[Cs]	[Ba]	[Pb]	[U]	[Al]	[Co]	[Cu]	[Zn]	[Sr]	[P]	[Ti]	[F]	[NO ₂]	[Br]	[NO ₃]	[PO ₄]
		m	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹
MASOKO	14/03/05	1	3.18	0.00	0.00	0.09	0.02	0.01	16.32	0.16	0.00	17.71	0.01	1.09	2.90	42.43	0.03	<0.002	0.01	-	-	-	-
	09°19.94'	14/03/05	2	3.32	0.00	0.01	0.09	0.02	16.62	0.08	0.00	15.51	0.01	0.42	3.23	42.01	0.04	<0.002	0.05	-	-	-	-
	33°45.39'	14/03/05	4	2.86	0.01	0.00	0.10	0.01	16.14	0.08	0.00	23.64	0.01	0.56	1.72	41.57	0.03	0.00	-	-	-	-	-
		14/03/05	6	2.88	0.00	0.00	0.09	0.01	16.11	0.07	0.00	22.29	0.01	0.83	1.81	41.97	0.04	<0.002	-	-	-	-	-
		14/03/05	8	3.46	0.00	0.01	0.11	0.03	17.71	0.15	0.00	24.75	0.02	0.94	3.47	43.35	0.03	<0.002	0.04	-	-	-	-
		14/03/05	12	2.82	0.00	0.00	0.09	0.01	16.38	0.07	0.00	18.15	0.01	0.41	1.56	39.19	0.04	<0.002	0.04	-	-	-	-
		14/03/05	16	3.31	0.00	0.00	0.09	0.01	16.69	0.09	0.00	21.22	0.01	0.46	2.08	40.76	0.04	<0.002	-	-	-	-	-
		14/03/05	20	3.12	0.00	0.00	0.08	0.01	19.97	0.10	0.00	14.47	0.01	0.50	6.67	44.36	0.03	<0.002	0.04	-	-	-	-
		14/03/05	24	3.36	0.00	0.00	0.11	0.01	20.08	0.13	0.00	12.55	0.01	0.73	4.49	45.12	0.02	<0.002	0.00	-	-	-	-
		14/03/05	28	3.55	0.00	0.00	0.09	0.02	20.70	0.10	0.00	13.98	0.19	0.75	9.13	42.65	0.04	<0.002	-	-	-	-	-
		14/03/05	32	3.77	0.00	0.00	0.12	0.02	31.83	0.10	0.00	13.65	0.32	0.42	4.96	47.94	0.04	<0.002	-	-	-	-	-
		14/03/05	35	3.59	0.00	0.00	0.16	0.02	40.38	0.08	0.00	15.13	0.35	0.45	9.36	48.28	0.11	<0.002	0.04	-	-	-	-
		31/08/06	1	3.19	0.00	0.00	0.01	0.09	21.07	0.05	0.00	2.10	0.01	0.18	1.92	46.63	<0.01	<0.002	0.09	-	-	0.04	0.03
		31/08/06	6	3.35	0.00	0.00	0.01	0.05	13.30	0.12	0.00	3.54	0.01	0.29	4.23	47.26	<0.01	<0.002	0.09	-	-	0.08	-
		31/08/06	16	3.29	0.00	0.00	0.01	0.11	20.55	0.18	0.00	1.56	0.01	0.09	1.59	46.65	0.00	<0.002	0.09	0.01	0.01	0.03	-
		31/08/06	24	3.22	0.00	0.00	0.01	0.04	20.59	0.04	0.00	1.38	0.02	0.23	2.71	47.93	<0.01	<0.002	0.08	-	0.01	0.11	0.00
		31/08/06	34	3.29	0.00	0.00	0.01	0.17	23.34	0.09	0.00	2.63	0.02	0.19	3.46	45.96	<0.01	<0.002	0.07	0.01	-	0.47	0.00
KATUBWI	01/03/05	1	3.86	0.07	0.10	0.12	0.01	0.02	33.58	0.07	0.01	22.62	0.14	0.83	1.54	12.92	0.08	0.00	0.08	-	-	-	-
	09°21.935'- 33°46.497'	31/08/06	0	14.12	0.03	0.00	0.02	0.04	32.15	0.10	0.01	7.22	0.19	1.36	1.48	20.46	0.01	<0.002	0.12	0.05	-	0.12	-
KYAMB.	01/03/05	1	14.99	0.14	0.23	0.06	0.05	0.02	32.14	0.29	0.01	36.88	0.19	3.18	9.80	44.85	0.17	<0.002	0.01	-	-	-	0.18
	09°21.787'- 33°47.727'	01/09/06	0	7.82	0.05	0.01	0.01	0.25	19.11	0.29	0.00	20.87	0.34	1.96	4.42	25.23	0.22	<0.002	0.03	-	-	0.08	-

LAKE	Date	Prof.	[Rb]	[Y]	[Zr]	[Mo]	[Cd]	[Cs]	[Ba]	[Pb]	[U]	[Al]	[Co]	[Cu]	[Zn]	[Sr]	[P]	[Ti]	[F]	[NO ₂]	[Br]	[NO ₃]	[PO ₄]
		m	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹
ILAMBA	16/03/05	1	21.83	0.03	0.03	0.58	0.06	0.03	93.05	0.37	0.28	21.22	0.13	1.37	5.03	311.99	<0.010	<0.002	0.26	-	-	0.08	-
09°23.58'	16/03/05	3	23.26	0.05	0.04	0.59	0.02	0.03	90.71	0.13	0.25	21.50	0.11	0.72	2.34	394.48	<0.010	<0.002	0.35	-	-	0.11	-
33°50.22'	16/03/05	6	23.96	0.10	0.19	0.57	0.02	0.03	84.92	0.09	0.25	32.13	0.11	0.36	2.14	384.05	0.03	<0.002	0.22	-	-	-	-
	16/03/05	9	24.36	0.06	0.04	0.52	0.02	0.03	107.13	0.21	0.26	23.33	0.23	1.02	3.74	378.58	0.01	0.00	0.22	-	-	-	-
	16/03/05	12	25.17	0.03	0.04	0.43	0.02	0.03	150.47	0.10	0.20	21.47	0.74	0.69	2.40	402.91	0.04	<0.002	0.26	-	-	0.06	-
	16/03/05	15	24.65	0.02	0.03	0.33	0.02	0.04	139.85	0.11	0.09	25.00	0.06	0.51	1.89	426.94	0.06	<0.002	0.29	-	0.04	-	-
09°23.54'	16/03/05	18	25.70	0.01	0.02	0.26	0.01	0.04	139.34	0.08	0.03	16.46	2.39	0.22	1.75	473.67	0.02	<0.002	0.34	0.13	0.05	-	-
33°50.21'	16/03/05	21	25.60	0.01	0.04	0.31	0.01	0.05	127.63	0.09	0.02	21.38	3.06	0.55	1.64	476.57	0.00	<0.002	0.28	-	0.06	-	-
	01/09/06	2	22.33	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	89.77	0.12	0.12	2.42	0.05	0.16	1.80	441.40	0.01	<0.002	0.38	0.08	0.05	-	-
	01/09/06	4	22.92	0.01	0.00	0.03	0.05	0.03	91.16	0.12	0.11	2.92	0.07	0.54	1.75	450.97	0.05	<0.002	0.33	-	0.01	-	-
	01/09/06	8	22.89	0.01	0.00	0.03	0.06	0.04	109.22	0.13	0.14	2.94	0.07	0.34	1.48	437.09	0.05	<0.002	0.28	-	0.05	-	-
	01/09/06	12	22.38	0.01	0.00	0.03	0.04	0.04	113.75	0.10	0.14	2.36	0.07	0.33	1.84	452.98	0.01	<0.002	0.32	-	-	-	-
	01/09/06	16	22.83	0.01	0.00	0.03	0.03	0.04	118.52	0.06	0.13	1.59	0.09	0.09	0.45	441.55	0.02	<0.002	0.31	-	-	0.01	-
	01/09/06	20	22.43	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	122.10	0.07	0.09	2.65	0.16	0.18	1.15	436.85	0.06	<0.002	0.28		0.02		
KINGIRI 9°25.047'- 33°51.657'	03/09/06	0	7.83	0.01	0.00	0.02	0.12	0.01	21.01	0.12	0.02	8.46	0.04	0.51	3.82	150.16	0.01	<0.002	0.15	-	-	0.21	-
ITAMBA	02/09/06	1	14.69	0.01	0.00	0.07	0.02	0.19	23.03	0.03	0.02	6.26	0.02	0.17	1.11	193.82	0.03	<0.002	0.16	-	-	-	-
9°21.20'	02/09/06	7	13.17	0.00	0.00	0.06	0.03	0.03	21.57	0.04	0.01	4.61	0.01	0.18	0.86	160.21	<.0000	<0.002	0.15	-	-	-	-
33°50.70'	02/09/06	12	12.88	0.02	0.00	0.06	0.06	0.03	22.58	0.12	0.02	10.09	0.01	0.26	3.14	156.81	<.0000	<0.002	0.15	-	-	-	-
	02/09/06	18	13.10	0.00	0.00	0.06	0.06	0.02	24.28	0.02	0.01	2.15	0.03	0.19	2.28	155.96	0.03	<0.002	0.16	-	-	-	-
KYUNG.	04/09/06	1	14.34	0.01	0.00	0.06	0.04	0.03	1.17	0.03	0.02	4.78	0.01	0.22	0.79	248.11	0.05	<0.002	0.28	-	-	-	-
9°18.47'	04/09/06	8	14.75	0.01	0.00	0.07	0.03	0.04	0.93	0.03	0.02	2.92	0.01	0.08	7.84	239.80	0.05	<0.002	0.28	-	-	-	-
33°51.93'	04/09/06	16	14.41	0.00	0.00	0.07	0.03	0.03	9.99	0.04	0.02	1.99	0.02	0.11	2.94	247.45	0.09	<0.002	0.27	-	-	-	0.07

LAKE	Date	Prof.	[Rb]	[Y]	[Zr]	[Mo]	[Cd]	[Cs]	[Ba]	[Pb]	[U]	[Al]	[Co]	[Cu]	[Zn]	[Sr]	[P]	[Ti]	[F]	[NO ₂]	[Br]	[NO ₃]	[PO ₄]
		m	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	µg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹
	04/09/06	24	14.44	0.00	0.00	0.07	0.01	0.03	9.67	0.04	0.02	3.62	0.07	0.13	1.53	246.96	0.12	<0.002	0.27	-	-	-	-
	04/09/06	32	14.59	0.01	0.00	0.07	0.04	0.04	6.93	0.04	0.02	3.19	0.11	0.11	1.62	247.04	0.10	<0.002	0.28	-	-	-	-
	04/09/06	42	15.80	0.01	0.00	0.04	0.02	0.05	42.27	0.02	0.00	1.08	1.14	0.09	1.98	340.43	0.91	<0.002	0.27	-	-	-	-
NGOZI	18/03/05	0	1172.42	0.02	0.12	40.76	0.06	101.26	7.39	0.06	0.16	114.49	0.01	0.20	0.73	80.05	0.17	0.00	7.00	-	-	-	-
09°00.64'	18/03/05	1	472.85	0.10	0.80	21.26	0.69	100.59	8.70	0.77	0.06	97.70	0.06	0.73	4.98	76.63	0.15	<0.002	7.00	-	2.00	-	-
33°32.99'	18/03/05	6	1197.20	0.02	0.24	43.15	0.66	105.08	8.39	0.26	0.21	134.29	0.01	0.88	4.81	84.38	0.15	<0.002	6.00	-	-	-	-
	18/03/05	12	1210.82	0.03	0.12	43.71	0.20	103.91	8.72	0.17	0.18	124.62	0.01	0.79	3.36	82.09	0.17	<0.002	5.00	3.00	1.00	0.00	1.00
	18/03/05	18	1199.22	0.01	0.10	43.98	0.33	105.68	8.63	0.09	0.17	135.91	0.01	0.45	2.94	84.18	0.17	<0.002	4.00	-	4.00	-	-
	18/03/05	25	1195.83	0.03	0.15	43.81	0.45	105.15	9.60	0.11	0.19	136.55	0.01	0.58	5.11	84.44	0.15	<0.002	6.00	-	3.00	-	-
	18/03/05	40	582.95	0.03	0.78	27.71	0.88	101.88	10.26	0.94	0.02	103.50	0.09	0.84	4.81	76.37	0.15	<0.002	6.00	-	-	-	-
	18/03/05	55	1221.12	0.01	0.10	43.62	0.82	105.18	14.58	0.07	0.18	124.70	0.03	0.69	3.62	84.23	0.16	<0.002	7.00	-	4.00	-	-
	18/03/05	70	1226.42	0.03	0.09	43.12	0.65	105.79	8.86	0.07	0.17	131.45	0.01	0.90	5.64	84.13	0.17	<0.002	6.00	-	5.00	-	-
9°00.62'	06/09/06	0	1196.10	0.18	0.15	3.55	0.16	89.90	10.08	0.16	0.14	543.81	0.10	0.40	1.27	97.41	0.16	<0.002	8.00	0.00	4.00	7.00	0.00
33°33.56'	06/09/06	12	1201.36	0.02	0.01	3.60	0.10	90.92	6.70	0.06	0.12	116.00	0.00	0.30	2.81	91.36	0.13	<0.002	8.00	-	4.00	-	-
	06/09/06	18	1171.77	0.02	0.01	3.60	0.17	87.51	7.07	0.08	0.12	122.07	0.00	0.24	3.49	90.50	0.13	<0.002	7.00	-	4.00	12.00	-
9°00.66'	06/09/06	30	1170.10	0.05	0.01	3.53	0.15	88.52	6.82	0.17	0.12	123.52	0.01	0.75	2.03	90.93	0.17	<0.002	7.00	-	3.00	-	-
33°33.55'	06/09/06	50	1224.70	0.02	0.01	3.71	0.14	90.03	7.18	0.20	0.12	121.42	0.01	0.20	2.31	92.68	0.14	<0.002	10.00	-	5.00	1.00	-
	06/09/06	70	1163.59	0.02	0.01	3.57	0.21	88.34	8.82	0.17	0.12	119.86	0.00	0.35	4.98	89.97	0.13	<0.002	7.00	-	1.00	1.00	-

5. 2 Données relatives aux sources et rivières

(Légende : Alt. = Altitude ; T = Type ; Sth = Source thermique, R = Rivière, S = Source, Pt = Puits)

AREA	SAMPLE	Date	Latitude (°)	Longitude (°)	Alt. m	Type	T °C	EC $\mu\text{S.cm}^{-1}$	[O ₂] %	Eh mV	pH	Alc. mM	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	[Ca] mg.l ⁻¹	[Mg] mg.l ⁻¹	[Na] mg.l ⁻¹	[K] mg.l ⁻¹	[Si] mg.l ⁻¹	[Cl] mg.l ⁻¹	[SO ₄] mg.l ⁻¹	[Fe] mg.l ⁻¹	[Mn] mg.l ⁻¹
MASOKO	Mapengwe	07/11/01	9°19'67"	33°44'59"	880	S		224			6-6.5		-4.6	-25									
	Masoko-BV	05/11/01	9°20'125"	33°45'06"	885	S		123			7.61	1.2	-4.3	-25	10.38	7.65	2.87	2.77	17.10	1.48	0.04		
	Katunduru	05/11/01	9°20'26"	33°45'35"	827	S		138			8.01	1.5	-1.6	-10	12.85	7.15	4.94	2.84	15.35	0.27	<0.03		
	Seibha	06/11/01	9°20'11"	33°45'40"	825	S		137			7.81	1.3	-3.5	-18	12.37	7.82	4.82	3.14	15.80				
	Mbaka	08/11/01	9°20'10"	33°47'	~600	R		473			8.21	1.6	-4.8	-25	10.30	3.08	13.71	7.59		5.73	0.57		
	Kandyangile	01/11/03	9°19.633'	33°44.818'	910	S	24.4						-4.2	-22									
	Kapembo	01/11/03	9°19.475'	33°44.701'	950	S	24.1						-4.6	-24									
	Mwandnapile	01/11/03	9°19.752'	33°44.603'	958	Pt	24.3	37			5.52		-4.4	-25									
	Mwangobole	01/11/03	9°19.746'	33°44.672'	908	S	23.7	40			5.70		-4.3	-25									
	Mapengwe	01/11/03	9°19.717'	33°44.977'	877	S	24.4	50			5.75	0.4	-4.4	-24	2.84	2.37	2.39	2.52	10.40	2.18	0.09		
	Masoko-BV	01/11/03	9°20.00'	33°45.14'	855	S	24.1	125			7.48	1.3	-3.8	-20	11.19	8.24	3.10	4.11	16.38	1.38	0.10		
	Lwifwa	01/11/03	09°20.420'	33°45.250'	837	S	24.3	138			6.48	1.1	-4.3	-24	9.58	6.38	4.12	2.52	14.26	2.05	0.06		
	Itubwi	01/11/03	9°20.572'	33°45.618'	820	S	24.7	257			7.20		-4.3	-25									
	Mbete	01/11/03	9°20.67'	33°45.49'	815	S	25.5	85			7.22		-4.4	-25									
	Masoko-R	01/11/03	9°19.782'	33°45.526'	845	S	22.7	270			5.52		-1.4	-8									
	Katunduru	01/11/03	09°20.230'	33°45.615'	827	S	25.2	145			7.85		-1.3	-10									
	Seibha	01/11/03	09°19.975'	33°45.687'	825	S	24.9	137			7.00	1.3	-3.3	-19	12.19	8.01	4.40	3.21	15.36	0.99	<0.03		
	Itupi	01/11/03	9°20.668'	33°45.494'	815	R							-4.0	-21									
	Mapengwe	01/11/03	9°19.782'	33°45.526'	830	R							-4.1	-21									
	Mwandnapile	16/04/04	9°19.484'	33°44.074'	958	Pt	24.8	45			5.73	0.5	-4.3	-22									
	Mwangobole	16/04/04	9°19.746'	33°44.672'	908	S	25.2	44			5.63	0.5	-4.2	-21									
	Mapengwe	16/04/04	9°19.717'	33°44.977'	877	S	25.0	57			5.39	0.5	-4.1	-22									
	Masoko-BV	16/04/04	9°20.00'	33°45.14'	855	S	24.8	139			6.80	0.6											

AREA	SAMPLE	Date	Latitude (°)	Longitude (°)	Alt. m	Type	T °C	EC μS.cm ⁻¹	[O ₂] %	Eh mV	pH	Alc. mM	δ ¹⁸ O ‰	δ ² H ‰	[Ca] mg.l ⁻¹	[Mg] mg.l ⁻¹	[Na] mg.l ⁻¹	[K] mg.l ⁻¹	[Si] mg.l ⁻¹	[Cl] mg.l ⁻¹	[SO ₄] mg.l ⁻¹	[Fe] mg.l ⁻¹	[Mn] mg.l ⁻¹
	Itubwi	16/04/04	9°20.572'	33°45.18'	820	S	25.8	271			7.09	0.6											
	Mbete	16/04/04	9°20.67'	33°45.49'	815	S	25.0	86			6.46	0.5	-3.9	-24									
	Masoko-R	12/04/04	9°19.782'	33°45.526'	845	S	23.4	251			7.25	0.6	-1.5	-10									
	Katunduru	12/04/04	9°20.230'	33°45.615'	827	S	23.0	156			7.73	0.5	0.0	0									
	Seibha	12/04/04	9°19.975'	33°45.687'	825	S	25.2	138			6.97	0.6	-3.3	-17									
	Manyogopa	13/04/04	9°19.84'	33°45.70'	815	S	24.6	212			5.96	0.2	-3.9	-22									
	Itupi	16/04/04	9°20.668'	33°45.494'	814	R	25.1	62			6.63	0.5	-4.4	-23									
	Mwandapile	01/03/05	09°19.484'	33°44.074'	958	S	24.5	42	-	502	5.33	0.3	-4.6	-25	1.57	1.22	4.03	2.62	10.12	3.82	0.12	15.33	12.94
	Mwangobole	01/03/05	09°19.746'	33°44.672'	908	S	24.0	41	-	497	5.40	0.5	-4.5	-24	1.96	1.87	1.93	2.05	9.43	0.28	-	48.10	7.21
	Mapengwe	01/03/05	09°19.717'	33°44.977'	877	S	24.5	48	-	538	5.46	0.5	-4.4	-24	2.74	2.23	1.74	2.19	11.14	0.53	-	9.13	8.55
	Masoko-BV	01/03/05	09°20.000'	33°45.140'	855	S	23.8	128	-	-	-	-	-4.4	-24									
	Lwifwa	01/03/05	09°20.420'	33°45.250'	837	S	24.2	108	-	362	6.15	1.1	-4.5	-24	9.09	5.63	2.83	2.18	15.90	0.28	-	18.94	5.27
	Itubwi	01/03/05	09°20.572'	33°45.618'	820	S	24.9	271	-	344	6.60	-	-4.4	-26									
	Mbete	01/03/05	09°20.670'	33°45.490'	815	S	25.4	94	-	317	5.84	1.0	-4.5	-27	5.07	4.81	4.33	2.75	20.52	0.40	0.27	8.69	2.76
	Masoko-R	01/03/05	09°19.782'	33°45.526'	845	S	22.8	253	-	472	6.30	2.6	-1.7	-10	24.04	13.49	6.31	4.03	13.89	0.89	-	295.24	196.56
	Katunduru	01/03/05	09°20.230'	33°45.615'	827	S	24.3	160	-		6.59	1.7	-1.7	-12	14.08	7.74	4.48	3.02	15.12	0.45	-	11.63	30.81
	Seibha	01/03/05	09°19.975'	33°45.687'	825	S	24.5	143	-	392	6.10	1.3	-3.6	-21	13.03	7.35	3.77	2.83	17.02	0.64	-	10.14	9.22
	Manyogopa	01/03/05	09°19.840'	33°45.700'	815	S	24.5	78	-	257	5.82	0.8	-4.1	-23	5.53	4.05	2.47	2.47	23.16	0.02	-	233.16	738.30
	Itupi	01/03/05	09°20.668'	33°45.494'	814	R	24.7	-	-	312	7.13	0.7	-4.4	-23	4.62	3.56	2.59	2.08	11.97	0.41	0.03	92.39	25.59
	Mwandapile	31/08/06	09°19.484'	33°44.074'	958	Pt	23.6	36		384	5.70	0.3	-4.4	-22	1.59	1.55	1.86	2.53	11.43	0.44	0.04	6.01	15.89
	Mwangobole	31/08/06	09°19.746'	33°44.672'	908	S	23.2	41		380	5.20	0.4	-4.5	-21	1.89	1.93	1.89	2.17	9.26	1.05	0.01	2.08	2.52
	Katunduru	30/08/06	09°20.230'	33°45.615'	827	S	24.3	171		279	7.88		-2.7	-15									
	Seibha	30/08/06	09°19.975'	33°45.687'	825	S	24.5	138		345	7.12	1.3	-3.5	-19	12.31	7.58	3.36	3.03	16.88	0.65	0.09	5.62	8.32
KYAMB.	Farida	01/03/05	09°21.758'	33°47.037'	670	S	25.1	104	-	441	6.77		-4.3	-22	7.58	6.93	2.71	2.19	22.02	0.70	-	1.87	0.86

AREA	SAMPLE	Date	Latitude (°)	Longitude (°)	Alt. m	Type	T °C	EC µS.cm ⁻¹	[O ₂] %	Eh mV	pH	Alc. mM	δ ¹⁸ O ‰	δ ² H ‰	[Ca] mg.l ⁻¹	[Mg] mg.l ⁻¹	[Na] mg.l ⁻¹	[K] mg.l ⁻¹	[Si] mg.l ⁻¹	[Cl] mg.l ⁻¹	[SO ₄] mg.l ⁻¹	[Fe] mg.l ⁻¹	[Mn] mg.l ⁻¹	
ILAMBA	Input	01/03/05	09°23.642'	33°49.187'	545	R	27.9	394	69		7.77	3.2	-3.1	-15	19.68	11.93	37.94	7.17	23.03	9.08	7.66	43.72	7.61	
	Ilamba	01/03/05	09°23.540'	33°50.210'	580	S	26.4	239	51		7.18	2.2	-4.0	-22	22.24	11.91	6.27	3.44	30.70	0.72	0.70	33.45	1.63	
	Outflow	01/03/05	09°30.218'	33°50.300'	568	R	30.0	439	-		6.89	3.8	0.3	-2	17.55	16.37	47.42	9.19	24.86	9.04	2.06	14.58	4.18	
	Betwer	01/03/05	09°24.600'	33°50.310'	540	S	26.4	96	-		6.14	0.8	-3.3	-19	6.34	4.92	6.37	2.95	21.07	1.20	-	71.82	7.45	
	Kambaylele	01/03/05	09°23.920'	33°50.573'	555	S	27.0	98	-		6.44	0.7	-3.6	-20	6.80	4.52	3.15	1.21	20.06	1.47	-	90.96	37.07	
	Ngota	01/03/05	09°22.922'	33°49.948'	615	R	26.2	421	-		6.50	3.6	-4.0	-21	25.65	13.10	39.92	8.27	28.05	4.98	7.63	53.89	4.91	
	Mgowese	01/03/05	09°23.722'	33°49.640'	550	R	28.3	615	-		8.22	4.4	-4.3	-23	15.21	9.05	86.08	9.48	20.58	39.73	18.50	8.07	0.92	
	Ikapu	01/03/05	09°23.710'	33°49.800'	545	R	26.9	293	-		-	-	-4.0	-22										
	Ilamba	01/09/06	09°23.540'	33°50.210'	580	S	26.1	252		241	7.26	2.3	-4.1	-22	24.12	11.70	5.48	3.41	30.23	1.16	0.66	0.98	0.22	
	Ngota	01/09/06	9°23.330'	33°50.110'	565	R		472			6.46	5.0	-3.9	-19	31.99	19.22	45.97	9.65	32.94	17.38	12.82	0.49	0.49	
	Mgowese	01/09/06	09°23.722'	33°49.640'	550	R							-4.3	-22										
	Ikapu	01/09/06	09°23.710'	33°49.800'	545	R	25.4	293		247	8.45	3.6	-4.1	-22	18.70	13.49	15.85	9.22	35.03	2.21	1.37	32.26	10.39	
	S-David	01/09/06				R		149			7.70	1.7	-4.3	-21	17.38	7.28	5.95	1.11	12.04	0.81	3.10	2.95	1.37	
KYUNG.	Nyibuko	04/09/06				S	23.0	222		227	6.49	2.2	-5.1	-30	21.61	10.08	8.60	6.06	26.96	2.07	0.37	1.21	0.38	
	Itende	04/09/06				S							-4.6	-26										
ITENDE	Itende	04/09/06				R	19.1	101		230	7.91	1.2	-4.7	-26	4.04	2.13	14.58	4.95	19.61	3.09	0.62	52.94	2.80	
KIEJO	Kiejo	05/09/06	9°11.114'	33°47.421'	1625	R	14.2	84		218	7.68	1.0	-5.0	-29	4.21	1.79	11.11	5.48	23.32	1.17	0.54	12.29	10.43	
NGOZI	Cascade	01/03/05	09°00.311'	33°32.420'	2540	R	-	-	-		8.11	1.2	-5.6	-32	1.80	0.91	15.58	8.26	28.95	1.61	0.43	686.47	24.54	
	Itembele	01/03/05	09°00.708'	33°33.050'	2320	R	14.8	109	-		7.46	1.1	-5.6	-34	5.02	1.30	18.67	6.82	31.55	3.08	3.14	58.21	9.82	
	Gogozimba	01/03/05	09°03.782'	33°32.343'	1740	R	18.4	358	-		7.86	2.6	-5.5	-34	2.08	1.13	73.02	13.79	33.34	30.01	6.99	305.23	17.96	
	Mwatesi	01/03/05	09°02.010'	33°36.037'	1980	R	16.9	177	-		8.07	1.6	-5.9	-37	1.42	0.63	41.36	6.09	29.65	3.59	2.25	235.69	47.95	
	Mwambalizi	01/03/05	08°57.572'	33°35.788'	2140	R	17.4	55	-		7.39	0.6	-6.1	-39	1.88	0.84	7.69	5.29	20.31	0.80	0.52	155.20	27.63	
	Kwamana	01/03/05	08°55.525'	33°33.903'	1860	R	21.2	184	-		8.08	1.8	-6.0	-38	6.99	3.87	35.01	13.95	31.76	26.02	4.40	210.08	23.04	

AREA	SAMPLE	Date	Latitude (°)	Longitude (°)	Alt. m	Type	T °C	EC μS.cm ⁻¹	[O ₂] %	Eh mV	pH	Alc. mM	δ ¹⁸ O ‰	δ ² H ‰	[Ca] mg.l ⁻¹	[Mg] mg.l ⁻¹	[Na] mg.l ⁻¹	[K] mg.l ⁻¹	[Si] mg.l ⁻¹	[Cl] mg.l ⁻¹	[SO ₄] mg.l ⁻¹	[Fe] mg.l ⁻¹	[Mn] mg.l ⁻¹
	Shiwaga-a	07/09/06	9°3' 6.35"	33°30'6.11"	1715	R	15.3	229		335	5.24	1.7	-8.0	-27									
	Shiwaga-b	07/09/06	"	"	1715	R	14.8	110			0.00		-5.6	-30	9.27	3.76	14.77	10.87	26.93	2.99	0.79	96.58	4931.90
	Tendi	01/03/05	09°02.873'	33°35.573'	1949	T	24.5	140	-		-	-	-4.7	-13									
OTHERS	Kajala-a	01/11/03	09°22.229'	33°49.398'	607	Sth	60.0	9000			7.6		-5.7	-28									
	Kasefuka-a	01/03/05	09°12.810'	33°39.278'	1500	Sth	23.1	575	-		6.70	5.6	-5.3	-27	27.05	16.69	72.25	22.90	57.85	8.10	2.66	2.67	19.58
	Mlombo-a	01/03/05	09°15.498'	33°45.940'	1468	Sth	20.9	89	-		6.05	0.9	-5.0	-25	4.02	1.66	12.67	5.42	21.68	3.30	0.89	6.51	12.09
	Mpata-a	01/03/05	09°15.178'	33°45.765'	1475	Sth	16.0	546	-		5.91	16.3	12.0	-27									
	Kajala-b	01/03/05	09°22.229'	33°49.398'	607	Sth	35.0	5420	-		7.20	32.2	-5.2	-25	85.17	29.66	768.50	54.11	47.66	326.60	179.00	1.96	3.58
	Kajala-c	01/03/05	"	"	605	Rth	31.5	2440	-		~7	15.4	-4.6	-24	30.37	18.63	388.90	28.74	32.36	171.50	96.00	22.18	41.38
	Kajala-d	01/03/05	"	"	607	Sth	56.2	8880	-		~8	39.2											
	Ngubwisi- amont	01/03/05	09°22.235'	33°49.376'	595	Rth	-	-	-		-	-	-4.6	-25									
	Ngubwisi- aval	01/03/05	"	"	595	Rth	-	-	-		-	-	-4.5	-24									
	Ilwalilo -a	07/09/06	9°18.644'	33°45.347'	785	Sth	51.8			252	7.04		-5.2	-28									
	Ilwalilo-b	07/09/06	9°18.650'	33°45.354'	783	Sth	42.7	5340		352	7.93	42.4	-5.1	-27	50.96	16.87	1343.00	64.57	36.49	604.00	217.00	0.90	1.26
	Ilwalilo-c	07/09/06	9°18.650'	33°45.367'	785	Sth	61.5			233	7.20	48.3	-5.5	-29	54.34	16.45	1634.00	77.02	40.55	761.00	286.00	4.01	25.72
	Ilwalilo-d	07/09/06	9°18.679'	33°45.386'	780	Sth	58.9			227	7.07												
	Mlombo-b	05/09/06	09°15.498'	33°45.940'	1465	Rth	20.7	99		302	5.97	1.0	-4.9	-26						1.06	0.54		
	Mpata-b	05/09/06	09°15.178'	33°45.765'	1475	Sth	15.0	57			6.24	0.8											
	Kasumulu-a	03/09/06	9°35.139'	33°46.235'	505	Sth	41.3	7200		219	7.40	47.1	-5.1	-26	48.62	19.39	1270.00	77.06	52.80	216.00	390.00	6.63	0.14
	Kasumulu-b	03/09/06	9°35.139'	33°46.235'	505	Sth	39.5	7040		192	7.10		-5.1	-25									
	Kasumulu-c	03/09/06	9°35.139'	33°46.235'	505	Sth	36.8	5890					-4.7	-24									
	Mwampulo-a	03/09/06	9°32.978'	33°47.730'	523	Sth	62.8	9630		92	7.20	47.1	-5.1	-27	36.26	17.72	1255.00	67.40	54.24	252.00	328.00	6.98	0.24
	Kiwira	01/11/03	9°03.005'	33°36.756'	1920	R							-5.4	-32									

AREA	SAMPLE	Date	Latitude (°)	Longitude (°)	Alt. m	Type	T °C	EC $\mu\text{S.cm}^{-1}$	[O ₂] %	Eh mV	pH	Alc. mM	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	[Ca] mg.l ⁻¹	[Mg] mg.l ⁻¹	[Na] mg.l ⁻¹	[K] mg.l ⁻¹	[Si] mg.l ⁻¹	[Cl] mg.l ⁻¹	[SO ₄] mg.l ⁻¹	[Fe] mg.l ⁻¹	[Mn] mg.l ⁻¹
	Kiwira	01/03/05	09°16.651'	33°33.235'	1103	R	22.1	334	6,4	492	6.35	1.9	-5.5	-33	3.80	3.02	49.57	15.63	28.99	42.04	5.55	136.95	14.02
	Mbaka	01/11/03	9°20.456'	33°47.089'	700	R	26.1	166			8.92		-4.8	-24									
	Mbaka	13/04/04	9°20.456'	33°47.089'	700	R	22.8	85			7.60	0.5	-4.7	-22									
	Mbaka	01/03/05	09°20.450'	33°47.047'	690	R	23.2	144	-	262	6.56	1.4	-4.8	-26	7.19	3.73	13.76	5.62	21.87	3.00	1.19	31.04	5.22
	Mbaka	07/09/06	9°18.636'	33°45.298'	785	R	19.6	125		249	8.35	1.3	-5.0	-24	3.86	1.86	17.76	6.97	25.77	2.86	1.25	183.60	100.00
	E02-Muya Visi Rivu	1996				R							-4.3	-30									
	Lusangaji	08/11/01	9°09'59"	33°36'57"	1630	R					6,5-7		-5.7	-34									
	Mbeya	14/11/01	8°52'14"	33°26'47"	1960	R							-6.1	-38									
	Songwe	15/11/01	8°37'	33°01'40"	840	R							-4.2	-28									
	Londoni	08/11/01	9°21'05"	33°46'51"	711	S					6.50		-3.4	-17									
	Shanzira	01/11/01	9°06.240'	33°39.530'	2500	S	13.0	115			7.79	0.7	-5.8	-32	0.46	0.14	16.66	3.34	16.62	2.11	0.26		
	Landani	01/11/03	9°20.430'	33°47.008'	717	S	24.7	101			6.45		-4.1	-23									
	Kigane	01/11/03	9°19.752'	33°44.603'	900	S							-4.4	-23									
	Lufirio	01/11/03	9°28.772'	33°54.366'	491	R							-5.1	-30									
	Mwalisi	01/11/03	9°19.744'	33°43.604'	920	R							-4.3	-23									
	Mwagwese	01/11/03	9°23.709'	33°49.630'	548	R	29.3	353			7.60		-4.0	-22									
	Mabwe	01/11/03	9°20.117'	33°47.266'	730	R							-4.6	-27									
	Mbozi	01/11/03				R							-4.8	-32									

AREA	SAMPLE	Date	T	[Rb]	[Y]	[Zr]	[Mo]	[Cd]	[Cs]	[Ba]	[Pb]	[U]	[Al]	[Co]	[Cu]	[Zn]	[Sr]	[P]	[Ti]	[F]	[NO ₂]	[Br]	[NO ₃]	[PO ₄]
				mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹
MASOKO	Masoko-BV	05/11/01	S																					0.88
	Katunduru	05/11/01	S																					<0.03
	Mbaka	08/11/01	R																					0.13
	Mapengwe	01/11/03	S																					3.83
	Masoko-BV	01/11/03	S																					<0,03
	Lwifwa	01/11/03	S																					1.37
	Seibha	01/11/03	S																					0.23
	Mwandapile	01/03/05	S	8.20	0.11	0.07	0.11	1.62	0.02	29.21	0.37	0.01	68.74	0.12	7.75	55.15	20.58	0.00	<0.002	0.04	-	-	1.30	-
	Mwangobole	01/03/05	S	7.16	0.22	0.05	0.02	0.02	0.02	47.36	0.12	0.02	104.86	0.10	0.40	1.95	26.54	0.01	0.01	-	-	-	0.04	-
	Mapengwe	01/03/05	S	6.73	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	48.65	0.09	0.00	20.62	0.06	0.45	2.46	39.05	0.07	<0.002	0.01	-	-	1.19	-
	Lwifwa	01/03/05	S	8.12	0.01	0.02	0.15	0.02	0.02	44.68	0.04	0.00	9.98	0.07	0.93	3.19	133.04	0.17	0.00	0.08	-	-	-	0.41
	Mbete	01/03/05	S	7.34	0.02	0.02	0.17	0.02	0.01	36.32	0.14	0.00	22.05	0.04	0.70	6.27	56.83	0.07	<0.002	0.12	0.06	0.11	0.73	0.31
	Masoko-R	01/03/05	S	11.71	0.05	0.03	0.40	0.05	0.01	62.36	0.74	0.10	27.44	1.08	0.83	2.98	545.37	0.14	<0.002	0.14	-	-	-	0.21
	Katunduru	01/03/05	S	9.74	0.01	0.01	0.43	0.01	0.02	36.71	0.06	0.07	26.34	0.08	0.35	1.17	282.59	0.04	<0.002	0.15	-	-	0.04	0.12
	Seibha	01/03/05	S	9.86	0.02	0.02	0.20	0.04	0.02	45.11	0.07	0.03	32.49	0.06	1.55	19.77	244.72	0.12	<0.002	0.18	-	-	-	0.30
	Manyogopa	01/03/05	S	8.06	0.02	0.05	0.32	0.05	0.01	58.97	0.09	0.01	27.31	1.77	0.93	3.71	62.12	0.02	<0.002	0.10	-	-	-	-
	Itupi	01/03/05	R	7.38	0.04	0.11	0.29	0.01	0.01	35.72	0.06	0.02	46.44	0.13	0.59	1.04	59.34	0.04	<0.002	0.12	-	-	-	-
	Mwandapile	31/08/06	Pt	7.59	0.05	0.00	0.00	0.13	0.02	32.54	0.09	0.00	12.41	0.15	2.54	8.52	25.00	0.01	<0.002	0.05	-	-	0.52	-
	Mwangobole	31/08/06	S	7.06	0.06	0.00	0.00	0.07	0.02	46.41	0.05	0.01	7.05	0.03	0.70	1.59	29.15	<0.01	<0.002	0.05	-	-	0.19	0.06
	Seibha	30/08/06	S	9.38	0.01	0.00	0.02	0.07	0.02	48.02	0.11	0.02	5.70	0.05	0.54	2.29	252.32	0.15	<0.002	0.16	-	-	-	0.08
KYAMB.	Farida	01/03/05	S	7.14	0.01	0.02	0.07	0.01	0.03	45.61	0.08	0.00	14.05	0.01	0.96	2.67	92.15	0.15	<0.002	0.07	-	-	0.16	0.33
ILAMBA	Input	01/03/05	R	19.02	0.09	0.17	1.17	0.02	0.02	89.26	0.08	0.50	117.03	0.08	1.13	1.52	302.39	0.43	0.01	0.26	-	0.30	0.32	1.51
	Ilamba	01/03/05	S	9.51	0.08	0.32	0.53	0.07	0.01	21.64	0.24	0.08	137.06	0.03	0.89	6.48	324.79	0.54	0.00	0.20	-	-	1.80	-

AREA	SAMPLE	Date	T	[Rb]	[Y]	[Zr]	[Mo]	[Cd]	[Cs]	[Ba]	[Pb]	[U]	[Al]	[Co]	[Cu]	[Zn]	[Sr]	[P]	[Ti]	[F]	[NO ₂]	[Br]	[NO ₃]	[PO ₄]
				mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	
	Outflow	01/03/05	R	22.49	0.04	0.10	0.53	0.01	0.03	84.23	0.07	0.26	27.35	0.16	0.37	1.40	396.07	0.00	<0.002	0.25	-	-	-	-
	Betwer	01/03/05	S	8.02	0.21	0.14	0.10	0.32	0.01	18.95	0.22	0.05	297.13	0.05	0.70	14.92	101.61	0.09	0.01	0.26	-	-	3.22	-
	Kambaylele	01/03/05	S	3.55	0.15	0.15	0.10	0.06	0.01	72.15	0.12	0.02	113.28	0.23	1.92	7.89	70.79	0.21	0.01	0.11	-	-	-	0.47
	Ngota	01/03/05	R	18.88	0.11	0.24	1.37	0.07	0.07	106.67	0.20	0.59	76.87	0.10	4.53	5.59	414.10	0.32	0.01	0.34	-	-	-	0.62
	Mgowese	01/03/05	R	20.33	0.11	0.06	1.86	0.01	0.12	77.63	0.11	0.58	35.19	0.06	1.18	1.54	360.78	0.17	<0.002	0.47	-	0.33	0.21	1.01
	Ilamba	01/09/06	S	8.73	0.01	0.00	0.04	0.03	0.01	22.36	0.09	0.09	3.76	0.01	0.23	5.44	354.44	0.57	<0.002	0.29	0.03	-	1.77	1.41
	Ngota	01/09/06	R	27.93	0.01	0.00	0.14	0.02	0.07	38.73	0.03	0.48	1.48	0.01	0.12	0.39	529.38	0.48	<0.002	0.33	-	0.06	-	1.17
	Ikapu	01/09/06	R	14.73	0.04	0.01	0.14	0.03	0.02	37.49	0.07	0.17	20.03	0.07	0.37	0.71	260.65	0.37	<0.002	0.35	0.18	-	-	0.83
	S-David	01/09/06	R	1.25	0.01	0.00	0.06	0.05	0.01	25.07	0.07	0.06	10.36	0.02	0.50	0.87	152.63	0.05	<0.002	0.23	-	-	-	-
KYUNG.	Nyibuko	04/09/06	S	19.03	0.02	0.00	0.05	0.10	0.03	25.66	0.03	0.16	2.40	0.01	0.21	0.87	458.61	0.14	<0.002	0.23	-	-	-	0.10
ITENDE	Itende	04/09/06	R	14.32	0.03	0.01	0.17	0.11	0.03	18.94	0.12	0.14	39.15	0.03	2.34	4.04	67.46	0.08	<0.002	0.29	-	-	-	-
KIEJO	Kiejo	05/09/06	R	17.62	0.05	0.00	0.07	0.12	0.09	26.48	0.05	0.15	73.14	0.03	0.31	1.90	83.68	0.08	<0.002	0.22	-	0.01	-	-
NGOZI	Cascade	01/03/05	R	42.41	5.73	6.84	1.21	0.07	0.37	8.18	0.69	0.67	533.72	0.07	0.86	4.97	12.72	0.11	0.03	0.31	-	-	-	-
	Itembele	01/03/05	R	17.20	0.56	1.60	3.29	0.03	0.04	2.32	0.26	0.15	79.22	0.03	1.73	3.75	15.80	0.09	0.01	0.73	-	-	-	-
	Gogozimba	01/03/05	R	45.81	1.34	15.93	19.17	0.04	0.09	1.61	0.71	0.82	332.05	0.04	1.02	3.74	8.84	0.27	0.05	9.05	-	-	-	0.59
	Mwatesi	01/03/05	R	25.32	1.78	17.06	10.16	0.05	0.10	2.10	0.50	0.61	312.70	0.06	0.87	3.33	7.30	0.18	0.04	8.32	-	-	-	-
	Mwambalizi	01/03/05	R	24.02	0.40	0.91	0.84	0.01	0.06	2.53	0.20	0.10	302.40	0.04	0.87	2.28	16.12	0.11	0.01	0.24	-	-	-	0.14
	Kwamana	01/03/05	R	53.97	0.72	2.66	2.53	0.02	1.49	5.26	0.45	1.02	784.42	0.05	1.02	2.91	47.17	0.08	0.03	0.56	-	0.06	1.47	-
	Shiwaga-b	07/09/06	R	55.52	0.35	0.08	0.04	0.21	0.17	5.58	0.43	0.16	235.76	2.26	13.04	15.51	91.62	0.00	<0.002	0.25	-	-	-	-
OTHERS	Kasefuka	01/03/05	Sth	65.41	0.06	0.18	3.89	0.40	0.88	9.45	0.11	2.80	36.73	0.01	0.64	8.80	197.85	0.25	<0.002	0.33	-	-	-	-
	Mlombo	01/03/05	Sth	20.51	0.02	0.05	0.94	0.06	0.38	17.86	0.08	0.07	90.20	0.02	0.28	4.92	74.80	0.07	0.00	0.15	-	-	1.90	-
	Kajala-b	01/03/05	Sth	196.27	0.17	1.38	11.70	0.06	11.68	163.55	0.07	2.75	17.26	0.03	0.36	3.56	3283.33	0.14	<0.002	2.50	-	-	2.00	-
	Kajala-c	01/03/05	Rth	94.04	0.18	0.54	7.00	0.03	4.19	136.85	0.07	1.20	54.76	0.17	0.59	3.52	1319.97	0.15	0.00	1.50	-	-	-	-

AREA	SAMPLE	Date	T	[Rb] mg.l ⁻¹	[Y] mg.l ⁻¹	[Zr] mg.l ⁻¹	[Mo] mg.l ⁻¹	[Cd] mg.l ⁻¹	[Cs] mg.l ⁻¹	[Ba] mg.l ⁻¹	[Pb] mg.l ⁻¹	[U] mg.l ⁻¹	[Al] mg.l ⁻¹	[Co] mg.l ⁻¹	[Cu] mg.l ⁻¹	[Zn] mg.l ⁻¹	[Sr] mg.l ⁻¹	[P] mg.l ⁻¹	[Ti] mg.l ⁻¹	[F] mg.l ⁻¹	[NO ₂] mg.l ⁻¹	[Br] mg.l ⁻¹	[NO ₃] mg.l ⁻¹	[PO ₄] mg.l ⁻¹
	Ilwalilo-b	07/09/06	Sth	225.54	0.23	0.04	2.63	0.07	16.77	182.12	0.04	1.05	10.24	0.02	0.20	0.55	2710.26	0.02	<0.002	8.00	-	-	9.00	-
	Ilwalilo-c	07/09/06	Sth	282.75	0.03	0.01	3.12	0.08	21.22	144.45	0.06	1.09	3.75	0.59	0.87	0.66	3606.62	0.01	<0.002	8.00	-	3.00	6.00	-
	Mlombo	05/09/06	Rth																	0.18	-	-	0.40	-
	Kasumulu -a	03/09/06	Sth	203.39	0.55	0.57	0.73	0.48	8.44	87.37	0.23	0.37	4.21	0.01	0.25	1.85	2958.93	0.05	<0.002	8.00	-	-	10.00	-
	Mwampulo-a	03/09/06	Sth	189.02	0.07	0.03	1.49	0.17	13.38	89.78	0.12	0.59	3.38	0.01	0.24	0.49	2835.10	0.10	<0.002	6.00	-	2.00	10.00	-
	Kiwira	01/03/05	R	38.46	0.34	5.21	8.96	0.05	0.14	7.15	0.38	1.15	618.67	0.04	2.57	3.90	28.68	0.13	0.02	1.93	-	-	1.29	0.36
	Mbaka	01/03/05	R	13.36	0.03	0.09	1.71	0.01	0.04	16.53	0.08	0.15	53.62	0.03	0.95	1.23	94.54	0.08	0.00	0.26	-	-	-	-
	Mbaka	07/09/06	R	18.75	0.41	0.15	0.35	0.06	0.09	15.95	0.25	0.31	355.90	0.14	0.43	1.63	51.01	0.10	<0.002	0.48	-	-	-	0.07

ANNEXE 6 relative à la liste des illustrations

6. 1 CHAPITRE 1

FIGURES :

Fig. 1.1 : Cartes de localisation générale.....	1
Fig. 1.2 : Carte simplifiée géologique et de localisation reconstituée à partir des données de Harkin 1960 et Ebinger et al. 1989.....	3
Fig. 1.3 : Structure simplifiée du rift Est africain.....	5
Fig. 1.4 : Coupe géologique SO-NE du bassin Nord Karonga passant par le lac Masoko et illustrant la géométrie des failles.....	6
Fig. 1.5 : Coupe géologique NO-SE passant notamment par les centres volcaniques Ngozi, Rungwe et Kiejo.....	6
Fig. 1.6 : Cartes de localisation du domaine phytogéographique zambézien.....	8
Fig. 1.7 : Cartes d'Afrique (à gauche) des vents dominants et de localisation approximative de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) ainsi que de la confluence inter-océanique (IOC). Carte d'Afrique de l'Est (à droite ; extraite de la thèse de Garcin 2006) accompagnée des diagrammes des précipitations (histogrammes en mm) sur un transect Nord-Sud.....	9
Fig. 1.8 : Chronique des taux pluviométriques annuels de 1902 à 2006 enregistrée à Tukungu.....	10
Fig. 1.9 : Covariabilité des précipitations à Tukungu et à Masoko à l'échelle mensuelle.....	11
Fig. 1.10 : Taux mensuels moyens ($\text{mm}\cdot\text{mois}^{-1}$) des précipitations (P) aux stations Tukungu et Musekera, de l'évaporation (E) à Karonga et au niveau des lacs Nyassa et Rukwa ainsi que des lames d'eau écoulées (H) des rivières principales Mbaka et Kiwira.....	13
Fig. 1.11 : Chronique journalière des niveaux du lac Masoko et des précipitations aux stations Tukungu et Masoko de décembre 2001 à juin 2007.....	15
Fig. 1.12 : Chroniques des niveaux du lac Masoko associées à celles des précipitations enregistrées à Masoko et Tukungu.....	17
Fig. 1.13 : Taux de Précipitations (P), d'Evaporation (E), des apports moyens en provenance des bassins (Qi Mbaka), des pertes du lac Masoko calculées (cf texte) et fluctuations du niveau lacustre, exprimés en $\text{mm}\cdot\text{mois}^{-1}$, à partir des chroniques disponibles de 2002 à 2007 (diagrammes a, b et c). Taux mensuels des précipitations à Tukungu <i>versus</i> Variations du niveau du lac Masoko (diagramme d).....	19
Fig. 1.14 : Planche photos illustrant l'environnement et la morphologie des différents systèmes lacustres tanzaniens étudiés.....	22
Fig. 1.15 : A_L / A_{BV} <i>versus</i> A_{BV}	23
Fig. 1.16 : Profils des températures (m <i>versus</i> °C) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage (en saison sèche en 1994, 2003, 2006 et en saison des pluies en 2005).....	27
Fig. 1.17 : Altitude <i>versus</i> Température : décroissance de la température de l'hypolimnion des lacs Ngozi (Ng), Masoko (Mas), Kyungulu (Kyun), Ilamba (Il) et Itamba (It) en fonction de leur altitude et, comparaison au gradient altitudinal moyen, saisonnier et local.....	28
Fig. 1.18 : Profils de températures des hypolimnions des lacs Masoko et Ilamba en saison des pluies (mars 2005).....	30
Fig. 1.19 : Profils de conductivités (m <i>versus</i> $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage (en saison sèche en 1994, 2003, 2006 et en saison des pluies en 2005).....	34
Fig. 1.20: A_L/A_{BV} <i>versus</i> EC.....	35
Fig. 1.21 : Profils d'oxygène dissous ($[\text{O}_2]$; m <i>versus</i> %) des lacs Ngozi, Masoko et Ilamba obtenus lors de la mission de mars 2005 (saison des pluies).....	37
Fig. 1.22 : Profils de Eh (m <i>versus</i> mV) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors de la campagne d'échantillonnage de septembre 2006 (saison sèche).....	38
Fig. 1.23 : Profils de pH des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage en saison sèche (novembre 2003, septembre 2006) et en saison des pluies (mars 2005).....	42
Fig. 1.24 : Profils d'Alcalinité (m <i>versus</i> mM) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage en saison sèche (novembre 2003, septembre 2006) et en saison des pluies (mars 2005).....	43

Fig. 1.25 : Profils des P_{CO_2} reconstituées à partir des données de pH et d'alcalinités (m <i>versus</i> nPatm) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungulu, Ilamba et Itamba obtenus lors des différentes campagnes d'échantillonnage en saison sèche (septembre 2006) et en saison des pluies (mars 2005).....	44
Fig. 1.26 : Diagramme de Piper des eaux de surface lacustres prélevées lors des campagnes de novembre 2003 et septembre 2006 (en saison sèche) ainsi qu'en mars 2005 (en saison des pluies).....	46
Fig. 1.27 : Profils d'éléments majeurs (Ca, Mg, Na, K, Si, Cl, SO_4 , en $mg.l^{-1}$), fer et manganèse (en $\mu g.l^{-1}$) des lacs Ngozi, Masoko, Kyungululu, Ilamba et Itamba en saison sèche (novembre 2003 et septembre 2006) et en saison des pluies (avril 2004 et mars 2005).....	51
Fig. 1.28 : Diagramme δ^2H <i>versus</i> $\delta^{18}O$ des eaux de surface lacustres échantillonnées lors de différentes campagnes (en saison sèche : octobre 1996, novembre 2001, novembre 2003 et septembre 2006 ; en saison des pluies : avril 2004, mars 2005).....	52
Fig. 1.29 : Profils des compositions isotopiques en oxygène-18 et deutérium des lacs Ngozi, Masoko, Kyungululu, Ilamba et Itamba en novembre 2003, mars 2005 et septembre 2006.....	54
Fig. 1.30 : Chronique des compositions isotopiques (^{18}O et 2H ; courbes en pointillés gris) des eaux de surface du lac Masoko, associée aux fluctuations de niveaux (courbe noire), de octobre 2003 à août 2006.....	55
Fig. 1.31: $\delta^{18}O-H_2O$ <i>versus</i> Log (EC).....	57
Fig. 1.32: A_L/A_{BV} <i>versus</i> $\delta^{18}O-H_2O$	57

TABLES :

Table 1.1 : Taux de précipitations (mm) mensuels enregistrés aux stations Tukuyu et Masoko de 2002 à 2007..	12
Table 1.2 : Variations (Δh) du niveau du lac Masoko, Précipitations (P) à Tukuyu et à Masoko, Evaporation (E) à Karonga (Bergonzini 1998) et corrigée (E corr) afin que le total annuel soit équivalent à $1.9 m.an^{-1}$, lames d'eau écoulées de la Mbaka (Qi) (Bergonzini 1998) et pertes potentielles à l'exutoire calculées à partir de $Q_o = P + Q_i - E - \Delta h$, à l'échelle mensuelle, de 2002 à 2007.....	18
Table 1.3 : Caractéristiques géographiques et morphologiques des différents systèmes lacustres présentés.....	20
Table 1.4 : Paramètres physico-chimiques des eaux de surface des systèmes lacustres étudiés, prélevées lors des saisons sèches de 2003 et 2006 et de la saison des pluies de 2005.....	31

6. 2 CHAPITRE 2

FIGURES :

Fig. 2.1 : Représentation schématique des diverses composantes des bilans hydrologiques et isotopiques d'un système lacustre.....	62
Fig. 2.2 : Diagramme δ^2H <i>versus</i> $\delta^{18}O$ des précipitations.....	64
Fig. 2.3 : Chroniques mensuelles des compositions isotopiques en oxygène-18, deutérium et des excès en deutérium (d-excess) des précipitations mesurées à l'échelle de Masoko.....	65
Fig. 2.4 : (a) Carte de localisation de la zone d'étude, (b et c) Compositions isotopiques en ^{18}O et D des eaux échantillonnées en nov. 2001, nov. 2003 et avr. 2004 (en pointillés: les limites du bassin versant de surface.....	70
Fig. 2.5 : Profils thermique et isotopiques (^{18}O et D en ‰ <i>vs</i> V-SMOW) du lac Masoko (en pointillés les compositions moyennes attribuées au lac).....	73
Fig. 2.6 : Diagramme δD <i>vs</i> $\delta^{18}O$ en ‰ <i>vs</i> V-SMOW des eaux considérées dans cette étude.....	74
Fig. 2.7 : Relation entre les parts d'eau du lac aux émergences et leur éloignement à la rive la plus proche.....	78
Fig. 2.8 : Diagramme δ^2H <i>versus</i> $\delta^{18}O$ des eaux régionales de type non évaporé (groupe A), hydrothermal (groupe B) et évaporé (groupe C).....	84
Fig. 2.9 : Diagramme δ^2H <i>versus</i> $\delta^{18}O$ des eaux régionales de type non évaporé.....	85
Fig. 2.10 : Diagrammes Altitude <i>versus</i> $\delta^{18}O$ et δ^2H réalisés à partir des eaux de type non évaporé.....	86

Fig. 2.11 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des rivières régionales de type non évaporé ayant fait l'objet d'un échantillonnage latitudinal.....	88
Fig. 2.12 : (a) Carte de localisation. (b) et (c) Compositions isotopiques en ^{18}O et ^2H des eaux échantillonnées en novembre 2001 et 2003, avril 2004, mars 2005 et septembre 2006.....	89
Fig. 2.13 : Composition en $\delta^{18}\text{O}$ et contribution d'eau lacustre (en %) du puits (Mwandapile) et des sources rencontrés d'amont en aval selon une coupe NO-SE passant par le lac Masoko.....	90
Fig. 2.14: (a) Carte de localisation. (b) et (c) Compositions isotopiques en ^{18}O et ^2H des eaux échantillonnées en novembre 2003, mars 2005 et septembre 2006.....	91
Fig. 2.15 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des eaux environnant le lac Ilamba.....	92
Fig. 2.16 : Comparaison des compositions en deutérium de la vapeur atmosphérique échantillonnée au-dessus des plans d'eau libre étudiés, obtenues à partir des méthodes de prélèvement via (1) les ampoules et (2) les sacs GAV-200.....	95
Fig. 2.17: Location map.....	99
Fig. 2.18: $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram.....	104
Fig. 2.19 : Influence de la température (T) considérée sur l'estimation des facteurs de pertes par évaporation (x) en fonction des compositions isotopiques des eaux lacustres (δL).....	112
Fig. 2.20 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des apports en provenance des bassins (δQi) respectifs, des vapeurs évaporantes mesurées (δAm) et dérivées (δAtl) ainsi que des lacs Itende, Kyungululu, Itamba, Kiejo et Ngozi prélevés en saisons sèche (novembre 2003 et septembre 2006) et des pluies (mars 2005).....	115
Fig. 2.21 : Facteurs de pertes par évaporation (x) versus A_L/A_{BV} des lacs de la Maka, de l'uplift, Kiejo et Ngozi.....	120
Fig. 2.22 : Facteurs de pertes par évaporation (x) et des apports en provenance des bassins ($Q_i/(P+Q_i)$) et temps de résidence des eaux (tr) versus LOG(EC) des lacs de la Maka, de l'uplift, Kiejo et Ngozi.....	121

TABLES :

Table 2.1 : Noms, positions, altitudes, températures et compositions isotopiques (^{18}O et D) des différents types d'eaux (avec : L. surface du lac, P. puits, R. rivière, et S. sources), échantillonnées lors des trois campagnes de nov. 2001, nov. 2003 et avr. 2004.....	72
Table 2.2 : Parts d'eau lacustre aux différentes émergences Masoko-R, Katundururu, Seibha et Manyogopa, obtenues avec chaque traceur isotopique ainsi que leurs moyennes et entre parenthèses les moyennes obtenues par tirages aléatoires (cf. discussion) et les précisions associées (considérées à deux écarts types).....	78
Table 2.3 : Compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) des rivières de type non évaporé échantillonnées à différentes latitudes selon les campagnes.....	87
Table 2.4: Geographical and morphological features of the Mbaka lakes.....	100
Table 2.5: Isotopic compositions (expressed in ‰ vs V-SMOW) of Mbaka lakes, sampled at the end of the dry season in November, 2003 and September, 2006 ("03" and "06") and at the end of the rainy season in March, 2005 ("05").....	104
Table 2.6: Measured ($\delta^2\text{H-H}_2\text{Ov}$) and reconstituted ($\delta^{18}\text{O-H}_2\text{Ov}$) from equilibrium with $\delta^{18}\text{O-CO}_2\text{g}$, atmospheric vapour compositions (δAm).....	106
Table 2.7: Mbaka lake water balances established for both measured mean atmospheric moisture compositions (δAm) and Lake Rukwa derived ones (δAtl) with both respective relative humidity of 55% (hm) and 60% (htl) determined from the REL slope.....	108
Table 2.8 : Compositions isotopiques (exprimées en ‰ vs V-SMOW) des lacs de l'uplift de la Mbaka (Itende, Kyungululu, Itamba et Kiejo) et du lac Ngozi.....	114
Table 2.9 : Bilans hydrologiques des lacs de l'uplift (Itende, Kyungululu, Itamba et Kiejo) et du lac Ngozi établis à partir des compositions atmosphériques moyennes mesurées (δAm ; Delalande et al. 2008a) et dérivées du bilan du Rukwa (δAtl ; Bergonzini et al. 2001) avec des humidités moyennes respectives calculées à 57% (hm) et 62% (htl) pour les lacs de l'uplift, et à 66% (hm) et 54% (htl) pour le lac Ngozi.....	117
Table 2.10 : Table relative au temps de résidence (tr = $V/(E+Q_0)$) moyen de l'eau et aux apports souterrains moyen (Q_i) calculés à partir de δAtl et rapportés à la surface des bassins versants de surface des lacs Masoko (MAS), Katubwi (KAT), Kyambangunguru (KYAM), Ilamba (ILA), Kingiri (KIN), Itende (ITE), Kyungulu (KYU), Itamba (ITA), Kiejo (KIE) et Ngozi (NGO).....	120

6. 3 CHAPITRE 3

FIGURES :

Fig. 3.1 : x versus $\delta^{18}\text{OL}$. " x " et $\delta^{18}\text{OL}$ correspondent respectivement, aux facteurs de pertes par évaporation et à la composition des eaux superficielles lacustres.....	123
Fig. 3.2 : $\text{Log}([\text{Cl}^-])$ versus $\text{Log}(\text{EC})$ des eaux lacustres, thermo-gazeuses froides et chaudes ainsi que des sources et rivières de la région d'étude.....	124
Fig. 3.3: Simplified location and geological map (based on Harkin 1960).....	127
Fig. 3.4: Climatic and hydrological feature. (a) Mean monthly temperature (T in °C) records at Tukuyu (9°15 S - 33°38 E; 1500 m.a.s.l), (b) Mean monthly precipitation (P) records at Tukuyu (black area) and at Musekera (9°20 S - 33°41 E; 1160 m.a.s.l; white area) and estimated monthly evaporation rates (E, black line), expressed in mm month^{-1} , (c) Mean monthly Mbaka discharge (Q) expressed in mm month^{-1} over its catchment.....	130
Fig. 3.5: $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (a) and Zoom b).....	137
Fig. 3.6: $\delta^{18}\text{O}$ versus $\text{Log}([\text{Cl}^-])$	138
Fig. 3.7: Dilution factor (d) obtained from the chloride budget versus fraction of inputs lost by evaporation (x) calculated from the stable isotope balances of Mbaka lakes.....	145
Fig. 3.8: Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ versus $[\text{Cl}^-]$ des eaux des régions de l'uplift.....	154
Fig. 3.9: Diagramme " d " versus " x " des lacs étudiés.....	156
Fig. 3.10 : Diagramme " d " versus " tr " des lacs étudiés.....	156
Fig. 3.11 : Diagramme de Piper des sources (carrés) et rivières (triangles) de la région d'étude classées en fonction de leur conductivité.....	158
Fig. 3.12 : $\text{LOG}([\text{X}])$ versus $\text{LOG}(\text{EC})$ des sources et rivières de la région d'étude.....	159
Fig. 3.13 : Cartes de localisation (a), de conductivités (b) et de pH (c) des sources et rivières de la région de Masoko.....	161
Fig. 3.14 : Chimie comparative des éléments majeurs et en traces présents dans les laves situées aux environs de Masoko (Cs-M) et de Tukuyu (Cs-T).....	166
Fig. 3.15 : Relations entre les concentrations moyennes des éléments chimiques disponibles (Table 3.7) présents dans la partie "amont" de la nappe (Cugw) et les laves de Masoko (Cs-M).....	168
Fig. 3.16 : Relations entre les concentrations moyennes des éléments chimiques disponibles (Table 3.7) présents dans la partie "aval" de la nappe (Cdgw) et les laves de Masoko (Cs-M).....	168
Fig. 3.17 : $[\text{X}] / [\text{Na}]$ versus EC des précipitations, des sources "amont" et "aval" (2003, 2005 et 2006 excepté Masoko-BV(03)) et des roches de la région de Masoko.....	169
Fig. 3.18 : Relations entre les concentrations moyennes des éléments chimiques (Table 3.7) présents dans les eaux de subsurface situées en amont (Cugw) et en aval (Cdgw) du lac Masoko.....	170
Fig. 3.19 : Diagramme des concentrations en Mg, Ca, Na, K, Si et pH versus $[\text{HCO}_3^-]$ des sources situées en amont et en aval du lac Masoko prélevées lors des campagnes de 2003, 2005 et 2006.....	171
Fig. 3.20: Indices de saturation (IS) des sources collectées en 2005, relatives à la nappe de subsurface, des minéraux primaires (olivine, clinopyroxène, plagioclase) contenus dans les laves environnantes (basaltes alcalins et basanites) en fonction de la minéralisation retranscrite ici par les valeurs de conductivités (EC).....	173
Fig. 3.21 : Indices de saturation (IS) des sources collectées en 2005, relatives à la nappe de subsurface, des minéraux secondaires susceptibles d'être formés au cours des processus d'interaction eau-roche en fonction de la minéralisation retranscrite ici par les valeurs de conductivités (EC).....	173
Fig. 3.22 : Mobilité relative (MR) moyenne des éléments majeurs et en trace des sources collectées en 2005 et en 2006, relatives à la nappe de subsurface dans ses parties "amont" et "aval".....	175
Fig. 3.23: Simplified location and geological map reproduced from Harkin 1960 and Ebinger et al. 1989.....	179
Fig. 3.24: $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram of cold (a) and hot (b) gaseous provinces listed in Table 3.8.....	186
Fig. 3.25: $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ versus Temperature(T) diagram of cold and hot gaseous provinces.....	187
Fig. 3.26: Piper diagram of cold and hot gaseous provinces.....	190
Fig. 3.27: $[\text{SiO}_2]$ versus Temperature (T) of cold and hot gaseous provinces.....	192
Fig. 3.28: Distribution of cold and hot gaseous provinces in a Na-K-Mg trilinear diagram (Giggenbach, 1988).....	194

Fig. 3.29 : Flux d'éléments chimiques (x) reconstitué et observé sur les périodes de 1511 à 1802, de 1813 à 1940, de 1940 à 1980 et de 1980 à 2002.....	206
Fig. 3. 30 : Diagrammes $\delta^{13}\text{C-CO}_2\text{eq}$ versus CITD (en haut) et A^{14}C versus $\delta^{13}\text{C-CO}_2\text{eq}$ (en bas) des eaux relatives à la nappe de subsurface.....	216
Fig. 3.31 : Diagrammes $\delta^{13}\text{C-CO}_2\text{eq}$ (en haut) et R/Ra (en bas) versus Log ([Cl ⁻]) des eaux relatives à la nappe de subsurface (Sources "amont" et "aval"), au réservoir profond (Sources thermales) et aux systèmes lacustres étudiés.....	217
Fig. 3.32 : Diagramme triangulaire de Giggenbach (1988).....	219
Fig. 3.33 : Log ([Cl ⁻]) versus Distance d'éloignement à la faille normale active Mbaka de diverses sources, puits et eaux lacustres, localisés sur les compartiments inférieur et supérieur de la faille, prélevés lors des campagnes de 2003, 2005 et 2006.....	220

TABLES :

Table 3.1: Geographical and morphological features of the Mbaka lakes.....	132
Table 3.2: Geographic, physical, chemical and isotopic features of Mbaka waters.....	135
Table 3.3: Summarized lake water budgets.....	142
Table 3.4 : Caractéristiques géographiques, physiques, chimiques et isotopiques des eaux des sources et rivières situées aux voisinages des lacs de la Mbaka , Kiejo et Ngozi.....	151
Table 3.5: Premières considérations (a), bilans hydrologiques (b) et isotopiques (c) des lacs de la Mbaka, de l'uplift (Kyungululu, Itamba et Itende), Kiejo et Ngozi.....	152
Table 3.6 : Paramètres géographiques et physico-chimiques des sources et du puits (Mwandapile) caractérisant la nappe de subsurface en "amont" et en "aval" du lac Masoko.....	162
Table 3.6bis : Concentrations des éléments chimiques en trace des sources et du puits (Mwandapile) caractérisant la nappe de subsurface en "amont" et en "aval" du lac Masoko.....	163
Table 3.7 : Concentrations moyennes des éléments chimiques présents dans la nappe de subsurface en "amont" (Cuw, en $\mu\text{g.l}^{-1}$) et en "aval" (Cdw, en $\mu\text{g.l}^{-1}$) du lac Masoko ainsi que dans les basaltes alcalins (Tukuyu lavas, Cs-T ; en mg.kg^{-1} ; Furman 1995 ; Ivanov et al. 1998) et basanite (Masoko lavas, Cs-M ; en mg.kg^{-1}) environnants.....	164
Table 3.8: Physical, chemical (major elements), and isotopic data of sampled waters.....	183
Table 3.9: First measured isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}$) and ^{14}C activities (A^{14}C) of gas samples.....	188
Table 3.10: Chemical trace elements of studied provinces.....	191
Table 3.11: Mean reconstituted major element concentrations of the deep pole on the basis of the mixing parts established from isotopic compositions for the hottest gaseous Ilwalilo(c) spring and from the estimated reservoir temperatures ($T_1 = 140^\circ\text{C}$, $T_2 = 180^\circ\text{C}$) at depth. "C _T " means "Total Carbon".....	198
Table 3.12 : Essai de bilan chimique annuel moyen et taux de rétention des principaux éléments (x) chimiques du lac Masoko.....	202
Table 3.13 : Rapports des éléments chimiques piégés au sein du lac Masoko reconstitués à partir du bilan chimique moyen annuel proposé à l'actuel et observés dans les sédiments de subsurface datés à 2002 (d'après l'analyse de la carotte MKJ03 ; Garcin 2006).....	204
Table 3.14 : Essai de bilan chimique annuel moyen et taux de rétention des principaux éléments chimiques du lac Ilamba.....	209
Table 3.15 : Essai de bilan chimique annuel moyen et taux de rétention des principaux éléments chimiques du lac Ilamba.....	210
Table 3.16 : Température (T), pH, Titre Alcalimétrique Complet (TAC), composition isotopique du carbone inorganique dissous ($\delta^{13}\text{C-DIC}$ et A^{14}C) et du CO_2 équilibrant ($\delta^{13}\text{C-CO}_2\text{eq}$), concentrations en carbone inorganique dissous total (CITD), chlorures([Cl ⁻]), Log([Cl ⁻]), et rapports isotopiques de l'hélium ($^3\text{He}/^4\text{He}$ et R/Ra ; cf texte) des eaux relatives à la nappe de subsurface (Sources : S : "amont" : Masoko-BV, Mapengwe, Lwifwa et "aval" : Seibha, Katundururu), au réservoir profond (Sources thermales : STh) et aux systèmes lacustres étudiés (Lacs Masoko, Kyambangunguru, Ilamba, Kingiri et Ngozi : L).....	214