

## **Contrôles géochimiques de la minéralisation des sources thermales de Soamanarivo (Itasy, Madagascar) : rôle du CO<sub>2</sub> dissous et du dégazage (2018 - 2022)**

**Liva Harimanana RANDRIAMAMPINANINA<sup>1,3,4\*</sup>, Raymond RAKOTONDRAZAFY<sup>1</sup>,  
Njararivelo Louisa RAMIANDRISOA<sup>1</sup>, Alfred RANAIVOARISOA<sup>2</sup>  
et Zafitafika Tahirimamonjy RAKOTOMALALA<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> *Université d'Antananarivo, Faculté des Sciences, Mention Géologie Appliquée au Développement à l'Environnement, BP906 Antananarivo 101, Madagascar*

<sup>2</sup> *Université d'Antananarivo, Faculté des Sciences, Mention Sciences de la Terre et l'Environnement, Laboratoire d'Hydrogéologie*

<sup>3</sup> *Compagnie Jiro sy Rano Malagasy (JIRAMA), Département Gestion Qualité Eau Laboratoire National de la JIRAMA, Mandrozeza, BP200 Antananarivo 101, Madagascar*

<sup>4</sup> *Royal Spirit et Compagnie, Laboratoire d'Analyse Physico-Chimique, Behoririka, Antananarivo 101, Madagascar*

(Reçu le 20 Janvier 2026 ; Accepté le 23 Février 2026)

---

\* Correspondance, courriel : [hariliva@live.fr](mailto:hariliva@live.fr)

### **Résumé**

Cette étude analyse le fonctionnement hydrochimique de la source thermale de Soamanarivo (Itasy, Madagascar) via un suivi pluriannuel (2018 - 2022). L'approche méthodologique repose sur des campagnes semestrielles de prélèvements (saisons humide et sèche) sur trois points d'émergence, couplant des mesures physico-chimiques in situ à des analyses par chromatographie ionique et colorimétrique en laboratoire. La cohérence des données a été validée par calcul de bilans ioniques et modélisée sous PHREEQC pour évaluer les indices de saturation (IS). Les résultats révèlent un système hydrothermal mature et stable, marqué par une température constante (52–54 °C) et un faciès chimique Na–HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub> pérenne. La minéralisation, plus intense en hiver, est principalement régie par la dissolution des carbonates et l'altération des silicates. La modélisation thermodynamique démontre un contrôle critique du CO<sub>2</sub> : les eaux, proches de l'équilibre in situ, deviennent nettement sursaturées après dégazage et refroidissement, expliquant la précipitation active de travertins à l'émergence. Cette stabilité et ce potentiel thermique confirment l'intérêt du site pour une exploitation géothermique de basse enthalpie.

**Mots-clés :** *géothermie, Soamanarivo, eaux thermales hydrochimie, CO<sub>2</sub>, indices de saturation, faciès Na–HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub>, interaction eau–roche.*

## Abstract

### **Geochemical controls on mineralization of the Soamanarivo thermal spring (Itasy, Madagascar), role of dissolved CO<sub>2</sub> and degassing (2018 - 2022)**

This study investigates the hydrogeochemical functioning of the Soamanarivo thermal spring (Itasy, Madagascar) through a multi-year monitoring program (2018–2022). The methodological approach is based on semi-annual sampling campaigns (wet and dry seasons) conducted at three emergence points, combining in situ physicochemical measurements with ion chromatography and colorimetric speciation methods. Data consistency was validated through ionic balance calculations and subsequently modeled using PHREEQC to assess saturation indices (SI). The results delineate a mature, low-enthalpy hydrothermal system characterized by stable discharge temperatures (52-54°C) and a persistent Na-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Cl hydrochemical facies. Mineralization, more pronounced during the dry season, is primarily governed by carbonate dissolution and silicate weathering. Thermodynamic modeling highlights critical CO<sub>2</sub> control : waters close to equilibrium under in situ conditions become significantly oversaturated following degassing and cooling, accounting for active travertine precipitation at the spring outlets. This stability and thermal potential confirm the site's suitability for low-enthalpy geothermal exploitation.

**Keywords :** *Soamanarivo, thermal waters, hydrochemistry, CO<sub>2</sub>, saturation indices, Na-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> facies, water-rock interaction; geothermal energy.*

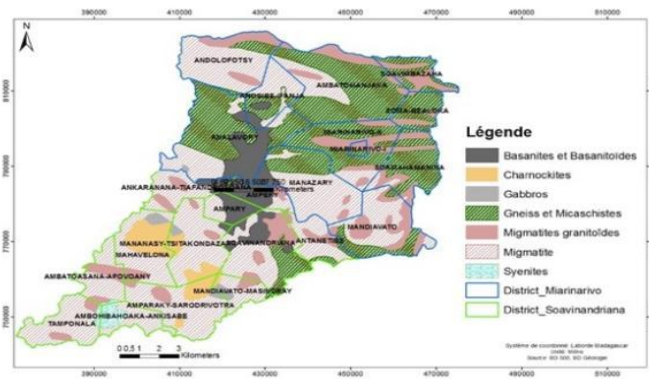
## 1. Introduction

Les sources hydrothermales des rifts continentaux sont des indicateurs majeurs des interactions fluides-roches en contexte géodynamique. À Madagascar, le couloir volcanique Antsirabe-Itasy lié à l'extension du rift est-africain héberge des systèmes thermaux dont les températures excèdent souvent 50 °C [1, 2]. Ces systèmes se distinguent par des dégazages massifs de CO<sub>2</sub> d'origine profonde qui dictent l'acidification des eaux et les processus de minéralisation [3, 4]. Bien que doté d'un fort potentiel, le secteur d'Itasy demeure moins documenté qu'Antsirabe concernant l'évolution hydrogéochimique pluriannuelle [5, 6]. Les recherches antérieures se sont focalisées sur la cartographie et les caractérisations physico-chimiques initiales [7, 8], laissant sans réponse la question des variations saisonnières, du rôle précis du CO<sub>2</sub> dans la précipitation des travertins et de l'origine de la minéralisation entre socle et intrusions basaltiques. La source de Soamanarivo (Mandiavato-Masindray) constitue un site de référence pour combler ces lacunes. Ses caractéristiques *in situ* et ses dépôts carbonatés actifs permettent d'analyser les mécanismes de dissolution en régime de dégazage continu [9, 10]. Sa localisation stratégique permet également d'apprécier l'influence des structures tectono-volcaniques sur la remontée des fluides [11, 12]. Cette étude répond à des enjeux scientifiques sur la compréhension des systèmes en socle fracturé et à des impératifs appliqués pour le développement de la géothermie de basse enthalpie [13, 14]. Une caractérisation précise est en effet indispensable pour garantir l'exploitation durable de ces ressources [15, 16]. L'objectif principal est de définir les contrôles géochimiques de la minéralisation à Soamanarivo, avec un accent sur le rôle du CO<sub>2</sub> dissous. Le travail s'attache à évaluer la stabilité de la source entre 2018 et 2022, à modéliser les équilibres carbonatés via PHREEQC, à discriminer les sources des ions majeurs et à proposer un modèle conceptuel global. Ce suivi pluriannuel, mêlant mesures de terrain et thermodynamique, offre une vision intégrée des ressources du couloir Antsirabe-Itasy [17, 18].

## 2. Matériel et méthodes

### 2-1. Zone d'étude et description du site

La source thermique de Soamanarivo est située dans la commune de Mandiavato-Masindray, district de Soavinandriana, région d'Itasy, Madagascar (coordonnées GPS : 46,6834°E ; -18,9573°S ; altitude : 1 074 m). Elle se manifeste en surface par un bassin naturel d'émergence associé à des dépôts carbonatés (travertins) actifs, témoignant d'une précipitation minérale secondaire. Le site est localisé dans le couloir volcanique Antsirabe—Itasy, un contexte géodynamique actif marqué par un socle cristallin fracturé (migmatites, granitoïdes) et des intrusions basaltiques alcalines récentes, favorable à la circulation de fluides hydrothermaux profonds [1, 2]. La **Figure 1** présente le contexte géologique et structural du district de Soavinandriana, illustrant la localisation de la source dans un environnement migmatitique et basaltique, traversé par des structures tectoniques actives.



**Figure 1 :** Carte géologique du district de Soavinandriana

### 2-2. Stratégie d'échantillonnage et mesures in situ

Un suivi pluriannuel a été réalisé entre 2018 et 2022, avec deux campagnes par an couvrant les saisons humide (été) et sèche (hiver). Trois points d'échantillonnage (notés S, S' et S'') ont été définis à proximité immédiate de l'émergence afin d'évaluer la représentativité spatiale locale du fluide. Les prélèvements d'eau ont été effectués directement à la sortie de l'émergence, en respectant un protocole standardisé visant à minimiser le dégazage et la contamination atmosphérique. Les flacons en polyéthylène haute densité (PEHD) ont été rincés trois fois avec l'eau de la source avant remplissage. Les paramètres physico-chimiques (température, pH, conductivité électrique) ont été mesurés *in situ* à l'aide d'un multiparamètre portable WTW Multi 3430, étalonné quotidiennement avec des solutions tampons de pH 4, 7 et 10 et des solutions de conductivité normalisées (1413 µS/cm et 12,88 mS/cm). Les conditions de prélèvement et de conservation sont résumées dans le **Tableau 1**.

**Tableau 1 :** Protocole d'échantillonnage et conditions de conservation des échantillons

Paramètre	Description
Période	Campagnes semestrielles, 2018-2022 (3 échantillons S, S' et S'')
Fréquence	Deux prélèvements par an : saison sèche et humide.
Lieu	Source thermique de Soamanarivo, commune de Mandiavato—Masindray
Type de flacons	Polyéthylène haute densité (PEHD), rincés trois fois avec l'eau de la source
Conservation	Anions : flacons réfrigérés à 4 °C ; Cations : acidification à HNO <sub>3</sub> suprapur (pH < 2)
Appareils <i>in situ</i>	Multiparamètre WTW Multi 3430 (pH, température, conductivité)
Étalonnage	Calibrage quotidien (tampons pH 4, 7 et 10 ; solutions de conductivité 1413 µS/cm et 12,88 mS/cm)

### 2-3. Analyses chimiques en laboratoire

Concernant les analyses aux laboratoires, les ions majeurs suivants ont été dosés : pour les cations, calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ), magnésium ( $\text{Mg}^{2+}$ ), sodium ( $\text{Na}^+$ ), potassium ( $\text{K}^+$ ). concernant les anions : bicarbonate ( $\text{HCO}_3^-$ ), sulfate ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), chlorure ( $\text{Cl}^-$ ), nitrate ( $\text{NO}_3^-$ ). La silice dissoute ( $\text{SiO}_2$ ) a aussi été mesurée. Les cations et anions ont été quantifiés par chromatographie ionique et par photomètre palintest 7100. La silice dissoute a été déterminée par méthode colorimétrique au molybdate. Afin de préserver l'intégrité chimique des échantillons, les flacons destinés à l'analyse des cations ont été acidifiés à  $\text{pH} < 2$  à l'aide d'acide nitrique suprapur, tandis que les échantillons destinés aux anions ont été conservés à  $4^\circ\text{C}$  jusqu'à leur analyse. La qualité analytique a été vérifiée par des contrôles internes de répétabilité et par le calcul du bilan ionique.

### 2-4. Traitement des données et validation analytique

Les concentrations mesurées en  $\text{mg.L}^{-1}$  ont été converties en milléquivalents par litre ( $\text{meq/L}$ ) afin de permettre l'établissement des bilans ioniques et la comparaison des contributions relatives des cations et des anions majeurs. La conversion a été effectuée selon la relation classique [2, 5, 19] :

$$\text{meq.L}^{-1} = \frac{(\text{mg.L}^{-1}) \times Z}{M (\text{mg.mmol}^{-1})} \quad (1)$$

où,  $Z$  est la valence de l'ion et  $M$  sa masse molaire exprimé en  $\text{mg.mmol}^{-1}$ .

Le bilan ionique a été calculé pour chaque échantillon afin de vérifier la cohérence analytique et la fiabilité des mesures, selon l'expression standard recommandée dans les études hydrochimiques [2, 5, 19] :

$$\% \text{Déséquilibre} = \frac{\Sigma \text{Cations} - \Sigma \text{Anions}}{\Sigma \text{Cations} + \Sigma \text{Anions}} \times 100 \quad (2)$$

Un déséquilibre inférieur à  $\pm 5\%$  a été considéré comme acceptable, conformément aux standards couramment admis en hydrochimie des eaux naturelles [2, 5].

### 2-5. Modélisation géochimique (PHREEQC)

La modélisation géochimique des eaux thermales a été réalisée à l'aide du logiciel PHREEQC version 3.7.3 [19], en utilisant la base de données thermodynamique *phreeqc.dat*. Les objectifs étaient de calculer la spéciation ionique des eaux et de déterminer les indices de saturation (IS) vis-à-vis des phases minérales et gazeuses pertinentes, notamment en matière de carbonates : calcite, aragonite, dolomite, pour les silicates : quartz, calcédoine et concernant les gaz :  $\text{CO}_2(\text{g})$ . Les calculs ont été effectués selon l'expression générale [19, 26] :

$$IS = \log\left(\frac{IAP}{K}\right) \quad (3)$$

où,  $IAP$  est le produit d'activité ionique et  $K$  la constante d'équilibre thermodynamique à la température considérée.

Pour l'analyse, deux conditions ont été considérées. D'abord, les conditions *in situ*, calculées avec les paramètres mesurés sur site : température et pH. Puis, les conditions de laboratoire où la température a été ramenée à  $25^\circ\text{C}$  après dégazage. Cette approche permet de distinguer les effets de la température et du dégazage sur les équilibres géochimiques.

**2-6. Représentations graphiques et interprétation**

La classification des faciès chimiques a été réalisée à l'aide du diagramme de Piper [20]. L'évolution ionique a été visualisée via les diagrammes de Stiff [21] et de Schoeller–Berkaloff [22, 23]. Les sources géogéniques des éléments dissous ont été identifiées par des diagrammes de corrélation ionique [24, 25]. Les états d'équilibre minéral ont été analysés via les représentations des indices de saturation en fonction du pH, de la température et de la pression partielle de CO<sub>2</sub> [19, 26]. Ces outils ont permis d'interpréter les processus de minéralisation, les contrôles géochimiques et la dynamique du CO<sub>2</sub> dissous, selon les approches classiques en hydrogéochimie [20 - 26].

**3. Résultats**

Cette section présente et discute les résultats des analyses physico-chimiques et géochimiques.

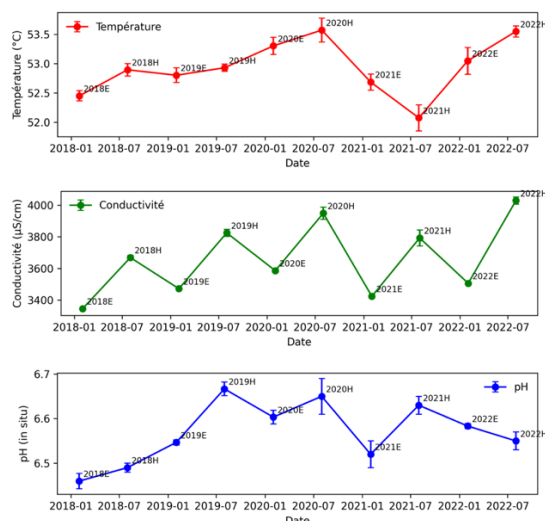
**3-1. Paramètres physico-chimiques in situ : stabilité thermique et minéralisation élevée**

Les paramètres mesurés *in situ* (température, pH et conductivité électrique) sont globalement stables sur la période 2018–2022 [1, 11, 12]. La température reste élevée et peu variable. Elle suggère une alimentation thermique durable du système [1, 2, 6]. Le pH varie peu. Il reste faiblement acide à neutre. Ce comportement est compatible avec un système tamponné, sous influence possible d'un CO<sub>2</sub> dissous [3, 4, 16, 26]. La conductivité électrique varie davantage selon la saison. Elle est plus élevée en hiver qu'en été. Cela indique une minéralisation plus forte en saison sèche et/ou une dilution en saison humide [5, 17, 24, 25]. Les statistiques descriptives (moyenne, écart-type, minimum, maximum), séparées par saison, sont présentées dans le **Tableau 2**.

**Tableau 2 :** Paramètres moyen (moy), minimum (min), maximum (max) et écart type (ET) in situ en été et en hiver de la source thermique de Soamanarivo entre 2018 à 2022

	été				hiver			
	Moy	ET	Min	Max	Moy	ET	Min	Max
T°C	52,9	0,3	52,4	53,5	53,0	0,6	51,9	53,8
pH in situ	6,5	0,1	6,5	6,6	6,6	0,1	6,5	6,7
Cond. (µS/cm)	3467,0	83,7	3337,7	3600,0	3853,0	132,7	3656,2	4042,8

La dynamique temporelle de la température, du pH et de la conductivité montrée en **Figure 2** confirme la stabilité thermique et la variabilité saisonnière de la conductivité.



**Figure 2 :** Variations temporelles des paramètres in situ (2018–2022) : (a) température, (b) conductivité électrique, et (c) pH. Les points représentent la moyenne des triplicats S/S'/S'' pour chaque campagne (Été/Hiver) et les barres d'erreur l'écart-type (ET).

### 3-2. Composition chimique : hiérarchie ionique et cohérence des triplicats

#### 3-2-1. Ions majeurs ( $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ) : signature très minéralisée

Les eaux sont fortement minéralisées et dominées par  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  (**Tableau 3**). La constance de cette hiérarchie ionique d'une année à l'autre (et entre saisons) indique un faciès stable, typique d'un système hydrothermal contrôlé par l'interaction eau–roche à température élevée [2, 6, 12, 15]. L'interprétation géochimique des associations ioniques est présentée plus loin via les corrélations (section 3.6), conformément aux cadres de lecture de la géochimie des eaux [24 - 26]. Les valeurs (moyenne, écart-type, minimum, maximum) par saison sont présentées dans le **Tableau 3**.

**Tableau 3 :** Paramètres chimiques moyens (moy), minimum (min), maximum (max) et écart-type (ET) des ions majeurs en  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$  mesurés au laboratoires en été et en hiver de la source thermale de Soamanarivo entre 2018 à 2022

Ions majeurs	été				hiver			
	Moy	ET	Min	Max	Moy	ET	Min	Max
$\text{Ca}^{2+}$	33,2	0,6	32,3	34,6	34,0	0,7	32,6	35,2
$\text{Mg}^{2+}$	70,6	3,3	65,2	76,0	71,7	4,5	65,7	79,3
$\text{Na}^+$	463,3	23,4	427,3	501,8	472,0	29,4	429,0	519,5
$\text{K}^+$	14,5	1,0	12,8	15,6	14,7	1,6	12,2	16,5
$\text{HCO}_3^-$	1061,1	25,9	1009,5	1100,2	1091,0	24,8	1058,5	1153,5
$\text{Cl}^-$	48,1	1,8	45,5	50,5	49,7	2,1	47,0	52,8
$\text{SO}_4^{2-}$	470,6	8,5	451,4	483,5	471,7	5,2	463,3	479,8
$\text{NO}_3^-$	12,5	0,2	12,0	12,8	12,6	0,6	10,9	13,1
$\text{SiO}_2$	39,7	1,0	38,2	41,5	39,0	1,1	37,5	40,9
%déséquilibre	-1,4	1,4	-3,4	1,2	-1,5	2,2	-4,8	1,5

Le sodium est l'ion cationique principal si le potassium est le plus faible. Cette dominance suggère un contrôle par l'interaction eau–roche et/ou des apports profonds [24 - 26]. Le calcium et le magnésium sont secondaires. Leur variabilité reste limitée par rapport à  $\text{Na}^+$ . Ce profil est cohérent avec des eaux thermales du centre de

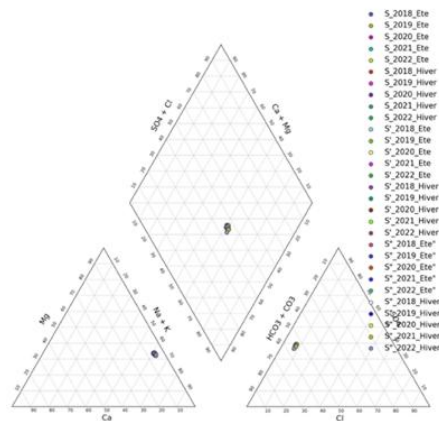
Madagascar [2, 5, 17]. Du côté des anions, les bicarbonates dominent, suivis par les sulfates, compatibles avec un système hydrothermal influencé par le CO<sub>2</sub> dissous et des réactions d'altération [3, 4, 16, 24 - 26]. Enfin, le bilan ionique reporté dans le **Tableau 3** indique une cohérence analytique globalement satisfaisante pour l'interprétation hydrochimique [24, 25].

**3-2-2. Triplicats S, S', S'' : faible dispersion intra-date**

Les triplicats (S, S', S'') présentent des écarts limités pour la plupart des ions majeurs, soutenant la répétabilité analytique et/ou une homogénéité chimique au point de prélèvement. Cette robustesse est importante pour l'exploitation des tendances saisonnières [5] et pour la modélisation PHREEQC (section 3-5) [19].

**3-3. Faciès hydrochimique : Diagramme de Piper**

Le diagramme de Piper permet de classer les eaux selon leur faciès [20]. Les échantillons se regroupent dans un faciès dominant Na-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> (**Figure 3**).

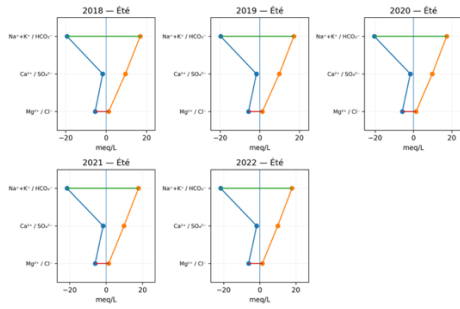


**Figure 3 :** Diagramme de Piper (meq%) des eaux thermales de Soamanarivo (n = 30 ; été/hiver ; S/S'/S'').  
Méthode : Piper [20]

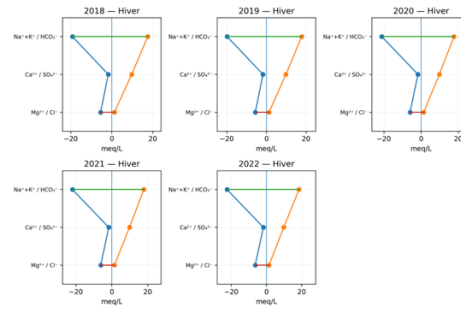
Dans le triangle des cations, la position des points confirme la dominance du sodium [20, 24, 25]. Dans le triangle des anions, les bicarbonates dominent, avec une contribution notable des sulfates [24 - 26]. Ce faciès est compatible avec une circulation hydrothermale contrôlée par l'interaction eau-roche et un apport de CO<sub>2</sub> dissous [3, 4, 16, 24 - 26].

**3-4. Profils hydrochimiques : Diagrammes de Stiff**

Les diagrammes de Stiff (**Figures 4 et 5**) résument la composition ionique sous forme de profils. Ils facilitent la comparaison entre saisons et années [21 - 24]. Les profils d'été sont proches les uns des autres. La forme reste stable d'une année à l'autre, indiquant un contrôle géochimique similaire au cours du temps [24, 25]. Les profils d'hiver conservent la même forme générale, mais avec une ouverture plus large, traduisant des concentrations plus élevées en saison sèche et une dilution plus faible [5, 17, 24, 25].



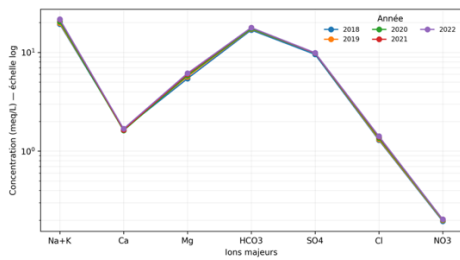
**Figure 4 : Diagramme de Stiff (moyennes annuelles des 3 échantillons) en été**



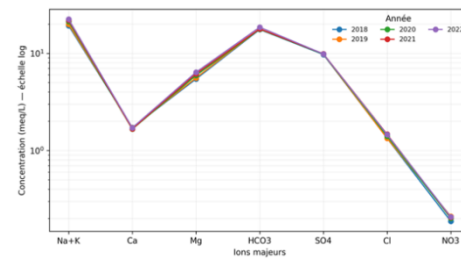
**Figure 5 : Diagramme de Stiff (moyennes annuelles des 3 échantillons) en hiver**

**3-5. Profils semi-logarithmiques : diagrammes de Schoeller-Berkaloff**

Les diagrammes de Schoeller–Berkaloff (*Figures 6 et 7*) permettent de comparer les ions majeurs sur une échelle semi-logarithmique [21 - 23]. Ils mettent en évidence les rapports ioniques et l’homogénéité des processus [24, 25]. Les courbes d’été sont globalement parallèles, témoignant d’un même contrôle géochimique, avec des variations surtout liées à la dilution [24, 25]. Les courbes d’hiver restent parallèles avec des niveaux plus élevés, ce qui confirme une minéralisation renforcée en saison sèche [5, 17, 24, 25].



**Figure 6 : Diagramme de Schoeller-Berkaloff (semi-log) [22,23] - été**



**Figure 7 : Diagramme de Schoeller-Berkaloff (semi-log) [22,23] - hiver**

**3-6. Indices de saturation et rôle du CO<sub>2</sub> (PHREEQC)**

Les indices de saturation (SI) ont été calculés avec PHREEQC afin d’évaluer l’état d’équilibre des eaux vis-à-vis des phases minérales [19]. Les résultats sont présentés pour les conditions *in situ* et au laboratoire dans le **Tableau 4**.

**Tableau 4 : Indices de saturations (SI) : synthèse *in situ* vs au laboratoire (n = 30)**

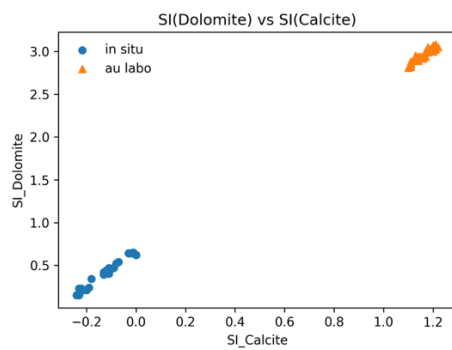
Condition	in situ				au labo			
	Moy	ET	Min	Max	Moy	ET	Min	Max
Aragonite	-0,3	0,1	-0,5	-0,2	1,0	0,0	1,0	1,1
Calcite	-0,1	0,1	-0,2	0,0	1,2	0,0	1,1	1,2
Calcédoine	0,1	0,0	0,1	0,1	0,4	0,0	0,3	0,4
CO2(g)	-0,4	0,1	-0,5	-0,3	-2,4	0,0	-2,4	-2,3
Dolomite	0,4	0,2	0,2	0,7	3,0	0,1	2,8	3,1
Quartz	0,4	0,0	0,4	0,5	0,8	0,0	0,8	0,8

**3-6-1. Conditions in situ**

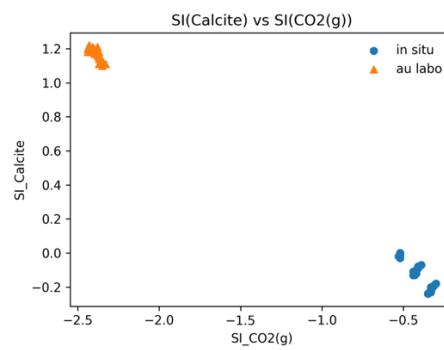
En conditions in situ, les eaux sont proches de l'équilibre ou légèrement sous-saturées vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite. La dolomite est plus proche de la saturation. Cela indique un système carbonaté contrôlé par le CO<sub>2</sub> dissous [3, 15, 16, 19, 25, 26]. La silice (quartz/chalcédoine) montre des indices compatibles avec une interaction eau-roche durable [24 - 26].

**3-6-2. Conditions au laboratoire**

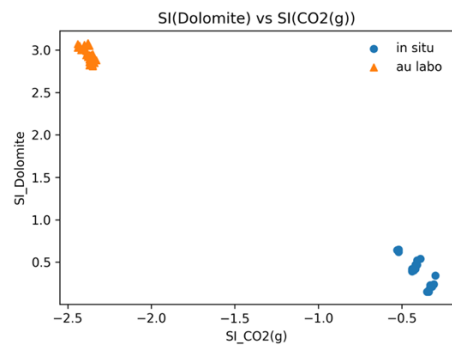
Au laboratoire, les IS des carbonates deviennent positifs. Cette évolution est cohérente avec un dégazage du CO<sub>2</sub> après l'échantillonnage, qui augmente le pH et favorise la sursaturation des carbonates [3, 15, 16, 19, 26]. Les relations entre SI(calcite), SI(dolomite), SI(CO<sub>2</sub>(g)) et le pH sont illustrées en **Figures 8 à 11**.



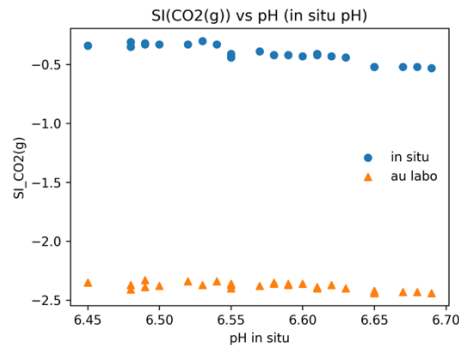
**Figure 8 :** Relations entre indices de saturation (IS) obtenues avec PHREEQC : IS(dolomite) vs IS(calcite). Référence méthode : PHREEQC [19].



**Figure 9 :** Relations entre indices de saturation (IS) obtenues avec PHREEQC : IS(calcite) vs IS(CO<sub>2</sub>(g)). Référence méthode : PHREEQC [19].



**Figure 10 :** Relations entre indices de saturation (IS) obtenues avec PHREEQC : IS(dolomite) vs IS(CO<sub>2</sub>(g)). Référence méthode : PHREEQC [19].



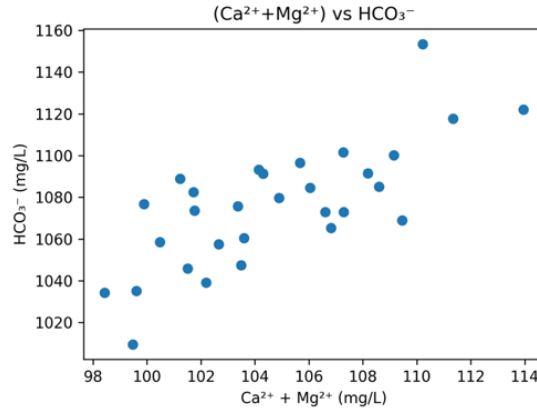
**Figure 11 :** Relations entre indices de saturation (IS) obtenues avec PHREEQC : IS(CO<sub>2</sub>(g)) vs pH. Référence méthode : PHREEQC [19].

**3-7. Diagrammes de corrélation : identification de l'origine des ions et des processus dominants**

Afin d'identifier les processus contrôlant la minéralisation, des diagrammes de corrélation (**Figures 12 à 16**) ont été examinés en s'appuyant sur les cadres classiques de la géochimie des eaux et de la chimie aquatique [24 - 26], et en cohérence avec l'interprétation hydrochimique et la modélisation [19].

### 3-7-1. $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ et $HCO_3^-$

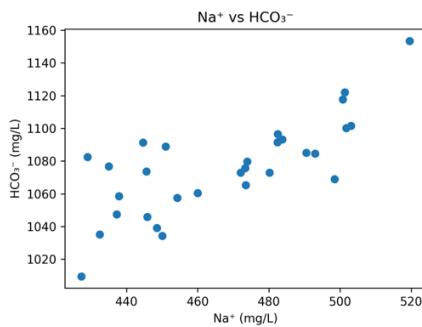
Les relations entre  $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$  et  $HCO_3^-$  montré dans la **Figure 12** montre que dans les systèmes où le  $CO_2$  profond joue un rôle, l'alcalinité tend à augmenter avec la minéralisation, et la saturation carbonatée varie fortement entre conditions in situ et après dégazage [3, 4, 16, 25, 26].



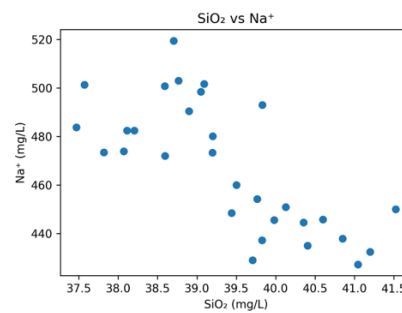
**Figure 12 :** Diagramme binaire  $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$  vs  $HCO_3^-$

### 3-7-2. $Na^+$ et $HCO_3^-$ et $SiO_2$ vs $Na^+$

Des relations positives entre  $Na^+$  et  $HCO_3^-$  ainsi qu'entre  $SiO_2$  et  $Na^+$ , illustrées dans les **Figures 13 et 14**, soutiennent une contribution de l'altération des silicates et/ou d'échanges eau-roche prolongés à température élevée [12, 15, 24, 25]. La sursaturation en quartz/calcedoine (**Tableau 4**) renforce l'idée d'un contrôle de la silice dissoute par l'équilibre avec des phases siliceuses [15, 24, 25].



**Figure 13 :** Diagramme binaire  $Na^+$  vs  $HCO_3^-$



**Figure 14 :** Diagramme binaire  $SiO_2$  vs  $Na^+$

### 3-7-3. Apport chloruré et/ou mélange : $Na^+$ vs $Cl^-$

Le diagramme  $Na^+$  vs  $Cl^-$  (**Figure 15**) permet de distinguer une simple contribution chlorurée (mélange ou apport salin) d'une dominance de  $Na^+$  par altération silicatée. Un excès relatif de  $Na^+$  par rapport à  $Cl^-$  est généralement compatible avec des processus eau-roche (altération silicatée, échanges ioniques) plutôt qu'avec un apport uniquement chloruré [24 - 26].

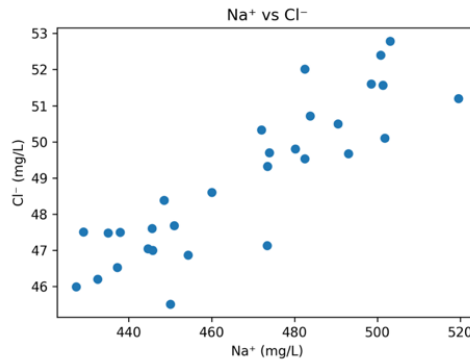


Figure 15 : *Diagramme binaire Na<sup>+</sup> vs Cl<sup>-</sup>*

**3-7-4. Sulfates : SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> vs (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>)**

Les relations impliquant SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (avec Ca<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup>) montrées dans la **Figure 16** aident à discuter une contribution sulfatée (dissolution de minéraux sulfatés et/ou oxydation de sulfures, selon le contexte géologique). Dans un système hydrothermal, la présence de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> peut aussi refléter des transformations redox et des interactions eau–roche spécifiques [15, 24 - 26].

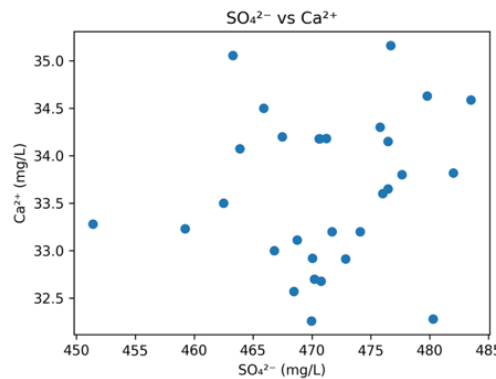


Figure 16 : *Diagramme binaire SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> vs (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>)*

**4. Discussion**

**4-1. Stabilité hydrochimique et intérêt du suivi pluriannuel**

Le suivi 2018–2022 montre une stabilité marquée de la source de Soamanarivo. La température reste proche de 52–54 °C (**Tableau 2 ; Figure 2**). Cette constance suggère un réservoir profond bien alimenté [1, 2, 11, 12]. La faible variation du pH (**Tableau 2 ; Figure 2**) indique un système tamponné, malgré la présence de CO<sub>2</sub> dissous [3, 4, 16, 26]. La valeur plus élevée de la conductivité en hiver qu'en été (**Tableau 2 ; Figure 2**) traduit une modulation saisonnière de la minéralisation. Un effet de dilution en saison humide est plausible. Ce comportement est cohérent avec la variabilité saisonnière déjà décrite dans le centre de Madagascar [5, 17, 24, 25]. Cette stabilité sur cinq ans renforce l'idée d'un système hydrothermal mature et peu sensible aux apports superficiels [11, 12, 24, 25]. Un tel comportement est favorable à une valorisation géothermique de basse enthalpie. La ressource paraît plus prévisible [13, 14].

#### 4-2. Faciès et cohérence du réservoir

Le diagramme de Piper (*Figure 3*) montre un faciès dominant Na–HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub>. Ce regroupement net traduit une signature chimique commune [20, 24, 25]. Les diagrammes de Stiff (*Figures 4 et 5*) confirment cette homogénéité par la stabilité de la forme entre années [21 - 24]. Les diagrammes de Schoeller–Berkaloff (*Figures 6 et 7*) montrent des courbes globalement parallèles suggérant des processus dominants identiques dans le temps [22 - 25]. Ces résultats indiquent une alimentation par un réservoir unique ou très bien connecté. La circulation est probablement contrôlée par des structures tectoniques actives du couloir Antsirabe–Itasy [1, 11, 12]. Ce cadre tectonique est compatible avec un transfert de chaleur et de gaz profonds vers la surface [1, 3, 4, 11].

#### 4-3. Origine et contrôle des ions dissous : Carbonates, silicates et dynamique de l'alcalinité

Les corrélations ioniques (*Figures 12 à 16*) précisent l'origine des ions.

- La relation (Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup>)–HCO<sub>3</sub><sup>–</sup> (*Figure 12*) est compatible avec un apport par dissolution carbonatée sous l'action d'un CO<sub>2</sub> dissous [24 - 26].
- Les relations Na<sup>+</sup>–HCO<sub>3</sub><sup>–</sup> (*Figure 13*) et SiO<sub>2</sub>–Na<sup>+</sup> (*Figure 14*) soutiennent une contribution importante de l'altération des silicates et de l'interaction eau–roche en profondeur [24 - 26].
- La relation Na<sup>+</sup>–Cl<sup>–</sup> (*Figure 15*) permet de discuter un apport chloruré. Ici, l'interprétation la plus cohérente est un contrôle eau-roche dominant, plutôt qu'un simple mélange chloruré [24 - 26].

Ainsi, la minéralisation résulte partiellement d'un **couplage** entre la dissolution carbonatée et l'altération silicatée. Ce schéma est classique pour des systèmes hydrothermaux en socle fracturé [11, 12, 24-26].

#### 4-4. Rôle du CO<sub>2</sub> : contrôle des équilibres carbonatés et formation des travertins

Les indices de saturation calculés par PHREEQC (*Tableau 4*) sont centraux pour comprendre le site [19]. En conditions *in situ*, les eaux sont proches de l'équilibre ou légèrement sous-saturées vis-à-vis de la calcite et de l'aragonite et suggère que le CO<sub>2</sub> maintient le système dans un état où la précipitation est limitée dans le réservoir [3, 15, 16, 19]. Après refroidissement et dégazage (conditions laboratoire), les carbonates deviennent nettement sursaturés. Ce basculement est attendu lorsque le CO<sub>2</sub> s'échappe, le pH augmente, et la saturation carbonatée croît [3, 15, 16, 26]. Les relations entre IS(calcite), IS(dolomite), IS(CO<sub>2</sub>(g)) et le pH (*Figures 8-11*) illustrent ce contrôle. Elles appuient un mécanisme simple :

dégazage → hausse du pH → précipitation carbonatée [3, 15, 16, 19, 26].

Ce mécanisme explique la présence de travertins actifs observés à l'émergence. Il donne un cadre clair pour la dynamique dépôt–fluide [15, 16, 26]. La comparaison *in situ* et au laboratoire montre que le CO<sub>2</sub> est un facteur pilote. C'est un point clé pour interpréter correctement la chimie [3, 4, 16, 19].

#### 4-5. Silice dissoute : équilibre partiel et maturation hydrothermale

Les indices de saturation de la silice (quartz et calcédoine) proches de l'équilibre ou légèrement positifs (*Tableau 4*) suggère un temps de résidence suffisant pour approcher un équilibre avec des phases siliceuses [24 - 26]. Ce signal renforce l'idée d'un système mature. Les réactions eau–roche ont eu le temps d'opérer [24 - 26]. Il est aussi cohérent avec une circulation profonde contrôlée par fractures dans un socle cristallin [11, 12].

#### 4-6. Implications régionales et perspectives

Les résultats indiquent un système stable, cohérent, et contrôlé par la tectonique du couloir Antsirabe–Itasy [1, 11, 12]. Ils complètent les connaissances régionales sur les eaux thermales malgaches [2, 5, 6, 17]. La

stabilité thermique et chimique favorise une exploitation de basse enthalpie car la ressource est régulière [13, 14]. Pour l'avenir, une mesure directe du CO<sub>2</sub> permettrait de mieux lier le dégazage à la formation des travertins [3, 4, 16]. L'ajout de traceurs isotopiques de l'eau et du carbone identifierait l'origine des fluides pour affiner le modèle conceptuel [15, 16]. Enfin, un suivi temporel prolongé testerait la robustesse du système face aux perturbations éventuelles [5, 17].

## 5. Conclusion

Le suivi 2018–2022 montre que la source de Soamanarivo présente une stabilité thermique et chimique marquée, compatible avec une alimentation profonde durable. La minéralisation varie surtout selon la saison, avec des niveaux plus élevés en saison sèche, ce qui suggère un effet de dilution en saison humide plutôt qu'un changement de réservoir. La composition ionique reste constante et dominée par Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, confirmant un faciès stable de type Na–HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub>. L'homogénéité entre S, S' et S'' renforce l'idée d'un fluide commun au point d'émergence. La modélisation met en évidence un contrôle majeur du CO<sub>2</sub> : les eaux sont proches de l'équilibre carbonaté in situ, puis deviennent sursaturées après dégazage et refroidissement, expliquant la précipitation des travertins observés. Les relations ioniques indiquent une contribution conjointe de la dissolution carbonatée et de l'altération des silicates, avec une influence chlorurée secondaire. Ainsi, l'objectif de l'étude est atteint : le système est stable à l'échelle pluriannuelle et sa minéralisation est principalement contrôlée par l'interaction eau–roche et la dynamique du CO<sub>2</sub>. Ces résultats constituent une base solide pour un modèle conceptuel et pour l'évaluation d'usages géothermiques de basse enthalpie.

## Références

- [1] - M. RAJAABELISON, R. RANDRIAMAHAVALISOA et A. ANDRIAMAMONJY, "Caractérisation géothermique et structurale du couloir volcanique Antsirabe–Itasy (Madagascar)", *J. Afr. Earth Sci.*, 169 (2020) 103903
- [2] - F. RAKOTONDRABE et R. MAMIHARIJAONA, "Hydrogeochemical characteristics of thermal springs in the Antsirabe region, Madagascar", *J. Afr. Earth Sci.*, 134 (2017) 257 - 268
- [3] - G. CHIODINI et L. MARINI, "Hydrothermal gas equilibria: The H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–CH<sub>4</sub> system", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 258 (2019) 1 - 16
- [4] - S. W. T. SAHRINA et R. D. P. PANGESTU, "CO<sub>2</sub>-rich geothermal systems : A review of their characteristics and worldwide distribution", *Geothermics*, 94 (2021) 102134
- [5] - T. RASOLOFOMANANA et F. RAKOTONDRABE, "Variabilité saisonnière de la composition chimique des eaux thermales du centre de Madagascar", *J. Hydrol.: Reg. Stud.*, 37 (2021) 100887
- [6] - A. ANDRIAMAMONJY et M. RAJAABELISON, "Apport des traceurs géochimiques et isotopiques à la compréhension des systèmes hydrothermaux de l'Itasy", *Afr. Sci.*, 18 (2) (2022) 45 - 58
- [7] - R. ANDRIANAIVO, "Évaluation du potentiel géothermique de la région d'Itasy (Madagascar)", Mémoire de Master, Université d'Antananarivo, (2018) 87 p.
- [8] - W. D'ALESSANDRO et K. KYRIAKOPOULOS, "Preliminary gas hazard evaluation in the geothermal area of Antsirabe, Madagascar", *Ann. Geophys.*, 59 (5) (2016) S0546
- [9] - A. M. BOULLIER et F. ROBERT, "Hydrothermal alteration and fluid-rock interaction in the Antsirabe geothermal field, Madagascar", *Geotherm. Energy*, 6 (1) (2018) 1 - 22
- [10] - T. RANDRIAMANANTENA et M. RAJAABELISON, "Geochemical and isotopic study of thermal waters from the Antsirabe region, Madagascar", *Procedia Earth Planet. Sci.*, 24 (2019) 112 - 119

- [11] - K. A. WHITTINGTON et J. M. G. SHEA, "Tectonic controls on hydrothermal circulation in fractured basement terrains", *J. Struct. Geol.*, 145 (2021) 104312
- [12] - J. L. P. MUTISO et R. N. M. MWANGI, "Hydrogeochemical processes in crystalline rock aquifers of the East African Rift System", *Appl. Geochem.*, 123 (2020) 104782
- [13] - E. BARBIER, "Geothermal energy technology and current status: An overview", *Renew. Sustain. Energy Rev.*, 6 (1-2) (2015) 3 - 65
- [14] - B. J. PURNAMO et W. SURYANTO, "Integrated geochemical and geophysical approach for low-enthalpy geothermal resource assessment: A case study from Indonesia", *Geothermics*, 85 (2020) 101758
- [15] - L. MARINI et B. GAMBARELLA, "Geochemical modeling of water-rock interaction in hydrothermal systems", *Rev. Mineral. Geochem.*, 86 (1) (2021) 389 - 430
- [16] - M. G. R. VETRANO et A. L. CARBONI, "The role of deep-seated CO<sub>2</sub> in the hydrogeochemistry of thermal springs: Case studies from Mediterranean volcanic areas", *Chem. Geol.*, 578 (2021) 120298
- [17] - F. RAKOTONDRABE et N. RANAIVOSON, "Hydrochemistry of thermal springs in the northern part of Madagascar", *Environ. Earth Sci.*, 75 (18) (2016) 1 - 15
- [18] - N. M. PÉREZ et P. A. HERNÁNDEZ, "Diffusive volcanic degassing and thermal energy release from Masaya caldera complex, Nicaragua", *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 298 (2015) 1 - 14
- [19] - D. L. PARKHURST et C. A. J. APPELO, "Description of input and examples for PHREEQC version 3—A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical modeling". *U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap.*, A43 (2013) 497 p.
- [20] - A. M. PIPER, *A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses*, Transactions, American Geophysical Union, 25 (1944) 914 - 923
- [21] - H. A. STIFF, Jr., *The interpretation of chemical water analysis by means of patterns*, *Journal of Petroleum Technology*, 3 (10) (1951) 15 - 17
- [22] - H. SCHOELLER, *Geochemie des eaux souterraines*, Revue de l'Institut Français du Pétrole, 10 (3) (1955) 181 - 213
- [23] - H. SCHOELLER, *Les eaux souterraines*, Masson, Paris, (1962) 642 p.
- [24] - J. D. HEM, Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254, 3rd ed., (1985) 263 p.
- [25] - C. A. J. APPELO & D. POSTMA, *Geochemistry, groundwater and pollution*, 2nd ed., Balkema, Rotterdam, (2005) 649 p.
- [26] - W. STUMM & J. J. MORGAN, *Aquatic chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters*, 3rd ed., Wiley-Interscience, New York (1996) 1022 p.