

Fonctionnement d'un système hydrothermal hyperminéralisé en contexte alpin: Salins-les-Thermes, Savoie (France): caractérisation hydrogéologique, hydrogéochimique et hydrodynamique en vue de la gestion de la ressource

Camille Doublet

▶ To cite this version:

Camille Doublet. Fonctionnement d'un système hydrothermal hyperminéralisé en contexte alpin : Salins-les-Thermes, Savoie (France) : caractérisation hydrogéologique, hydrogéochimique et hydrodynamique en vue de la gestion de la ressource. Hydrologie. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. NNT : 2016GREAA012 . tel-01419889

HAL Id: tel-01419889 https://theses.hal.science/tel-01419889

Submitted on 20 Dec 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers. L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Communauté UNIVERSITÉ Grenoble Alpes

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement

Hydrogéologie

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Camille DOUBLET

Thèse dirigée par Dominique Gasquet et Marc Dzikowski

préparée au sein du Laboratoire EDYTEM dans l'École Doctorale SISEO de l'Université Savoie Mont Blanc

Fonctionnement d'un système hydrothermal hyperminéralisé en contexte alpin : Salins-les-Thermes, Savoie (France)

Caractérisation hydrogéologique, hydrogéochimique et hydrodynamique en vue de la gestion de la ressource

Thèse soutenue publiquement le **30 septembre 2016** devant le jury composé de :

Mme Hélène CELLE-JEANTON

Professeur, Université Bourgogne Franche-Comté (Rapportrice)

M. Alain DUPUY Professeur, Université de Bordeaux INP, ENSEGID (Rapporteur)

Mme Sophie VIOLETTE Maître de conférences, Ecole Normale Supérieure (Examinatrice)

M. Emmanuel NAFFRECHOUX Professeur, Université Savoie Mont Blanc (Président)

M. Yves SIMEON Directeur régional du BRGM Auvergne-Rhône-Alpes (Examinateur)

M. Dominique GASQUET Professeur, Université Savoie Mont Blanc (Co-directeur de thèse)

M. Marc DZIKOWSKI Maître de conférences, Université Savoie Mont Blanc (Co-directeur de thèse)



Résumé

Les eaux des sources artésiennes de Salins-les-Thermes (vallée de la Tarentaise, Savoie) sont thermales (39°C) et hyperminéralisées (19,4g/l) contenant du NaCl (14,6g/l) et du CaSO₄ (3,6g/l), ainsi que de nombreux éléments mineurs et traces (Sr, Si, Br, Fe, Li, As, Rb, Mn, U...) et du CO₂ (230mg/l). Cette étude a pour objectifs d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement global du système hydrothermal en contexte alpin et plus précisément de la zone d'émergence située en fond de vallée. Une approche interdisciplinaire associant la géologie, l'hydrodynamique et l'hydrogéochimie a été menée.

À partir de données bibliographiques et des reconnaissances de terrain, l'étude géologique a permis de caractériser les potentiels hydrogéologiques des formations du secteur et d'identifier la structure drainante pour l'ascension des eaux souterraines. Celle-ci se fait le long de la bordure SE du contact chevauchant divisant l'extrémité sud de l'unité de Moûtiers et recoupant la vallée de Salins au niveau des sources.

L'étude hydrodynamique repose sur une analyse des variations, à long terme et lors de perturbations provoquées, des paramètres hydrodynamiques (débit et niveau d'eau) et physico-chimiques (température et conductivité) des eaux de l'ensemble des sources du site et des réservoirs de surface. Le fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence consiste en un équilibre de pression entre la remontée thermominérale et les réservoirs de surface (système alluvial et réservoir de versant). Cet équilibre est sensible au système d'exploitation et contrôle la répartition des flux aux différentes émergences.

Une étude des interactions eaux-roches et eaux-gaz a été menée à partir d'analyses sur les éléments majeurs, mineurs et traces des eaux et des précipités de boues, ainsi que des analyses isotopiques sur les eaux ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ et $\delta^{13}C_{CMTD}$), pour l'ensemble des eaux thermominérales et froides présentes sur le site. La minéralisation des eaux souterraines est acquise au sein des calcaires dolomitiques et des quartzites de l'unité de Moûtiers, en bordure des évaporites (anhydrite, gypse et halite) qui jalonnent le contact chevauchant. Le circuit souterrain atteindrait une profondeur de 2km environ, ce qui permettrait aux eaux d'acquérir une température de 60°C et de drainer du CO₂ magmatique issu du socle. La faible minéralisation des eaux du système alluvial et du versant n'a pas permis de les distinguer dans les phénomènes de mélange avec les eaux thermominérales.

Cette thèse apporte de nouvelles hypothèses sur la zone d'alimentation et des connaissances complémentaires sur le fonctionnement du système. Les apports sur la zone d'émergence ont permis d'évaluer la sensibilité de la ressource thermominérale et de proposer des préconisations pour la mise en place d'un forage profond aux acteurs de l'activité thermale (propriétaire et exploitant) menant un projet de développement pour une gestion durable de l'exploitation de cette ressource thermominérale.

Mots-clefs : Hydrothermalisme amagmatique ; Hyperminéralisation ; Alpes occidentales françaises ; Salins-les-Thermes.

Abstract

Artesian springs waters of Salins-les-Thermes (Tarentaise Valley, Savoie) are thermal (39°C) and hypermineralized (19,4g/l) with NaCl (14,6g/l), CaSO₄ (3,6g/l), many minor and trace elements (Sr, Si, Br, Fe, Li, As, Rb, Mn, U...) and CO₂ (230mg/l). This study aims to improve knowledge on the functioning of the hydrothermal system in alpine setting and more precisely on the springs area in the valley. An interdisciplinary approach associating geology, hydrogeochemistry, and hydrodynamic was carried out.

The literature data and geological field work allowed to determine the hydrogeological potential of local rock formations and to identify the deep tectonic fault which drains thermal groundwater towards the surface. Thermal groundwater rises along the thrust fault which divides the south of the Moûtiers unit and intersects the Salins valley in the spring area.

The hydrodynamic study is built on variation analysis of hydrodynamic (water level, flow rate) and of physico-chemical (temperature, conductivity) parameters in water from thermal springs and subsurface aquifers, in long-term and during induced disturbance. The hydrodynamic functioning of the springs area consists of a pressure balance between the hydrothermal upwelling and subsurface aquifers (alluvial system and valley side rocks). This relationship is sensitive to the exploitation process of the thermal water and controls mixing processus at springs.

Study of water-rock and water-gas interactions was carried out from analysis of major, minor and trace elements in water and in precipitated muds in addition with isotopic analyses (δ^{18} O, δ^{2} H et δ^{13} C_{CMTD}), for deep thermal and cold shallow groundwaters. The mineralization of deep groundwater results of interaction with dolomitic limestone and quartzite of the Moûtiers unit and evaporites (anhydrite, gypsum and halite) present along thrusts. The deep circuit would reach 2km depth, allowing groundwater to acquire a temperature of 60°C and CO₂ magmatic from basement. The poorly mineralized both alluvial and valley side waters have not been differenciated in mixing processes with thermal groundwaters.

This thesis provides news hypotheses about the infiltration area and additional knowledge on the functioning of the hydrothermal system. Contributions on the springs area allowed to estimate the sensitivity of resource and to propose recommendations to operators of the thermal activity to develop a deep borehole for sustainable management of the resource.

Keywords: Amagmatic hydrothermalism; hypermineralization; Western French Alps; Salins-les-Thermes.

Remerciements

Avec la fin de ces années de thèse, l'achèvement du manuscrit et après la soutenance, voici le moment de remercier toutes les personnes, collègues, amis, familles qui y ont contribué de prêt ou de loin, par leur aide, soutien ou rencontre, à enrichir ce projet et cette partie de ma vie.

Je tiens à remercier en premier ceux qui ont attendu mon retour de *field trip dans l'Outback australien* pour un entretien d'embauche sur skype et qui m'ont permis de concrétiser mon souhait de réaliser une thèse à la fois interdisciplinaire, appliquée et avec du terrain. Ils sont à l'origine de mon arrivée dans ce projet, dans le laboratoire EDYTEM et en Savoie. Marc, je te remercie pour ta disponibilité, ta bonne humeur et ton optimisme sans faille lors des nombreuses heures de discussion à tenter de démêler « CE casse-tête ». Dominique, malgré vos responsabilités administratives, vous avez toujours pris le temps de répondre à mes questions et nombreuses incertitudes. Merci aussi de votre soutien surtout lors des moments difficiles de la rédaction. Je vous remercie tous deux pour votre patience mise à rude épreuve et de m'avoir soutenu, encouragé et remotivé plusieurs fois pour mener à bien cette thèse. Merci également pour les discussions et les conseils au-delà de l'encadrement, concernant entre autres les meilleurs stations de ski de la région, la botanique (encore merci pour le legs du superbe *Beaucarnea*), les boissons alcoolisées préférées par la « gente » féminine en fonction de leur génération… et bien d'autres !

J'adresse toute ma gratitude aux membres de mon jury qui ont accepté de lire, juger et valider mon travail. Merci à Hélène Celle-Jeanton et Alain Dupuy pour leur lecture et rapport estivaux, à Yves Siméon et à Emmanuel Naffrechoux qui a également accepté de présider le jury. De sincères remerciements plus particuliers à Sophie Violette, pour m'avoir tout d'abord transmis sa passion pour cette discipline fascinante qu'est l'hydrogéologie, pour ses conseils et son soutien dès mes premières années de licence, et de m'avoir accompagnée dans cette toute fin de « formation universitaire ». Merci à vous tous pour vos remarques constructives et bienveillantes, pour l'intérêt et les différents regards que vous avez porté sur ce sujet, qui ont enrichi la discussion lors de la soutenance et les perspectives de recherche pour ce système hydrothermal bien particulier de Salins.

Notre travail sur ce site a bien sûr été possible grâce aux élus des mairies de Brides-les-Bains (M.Briland, M.Muraz) et de Salins-les-Thermes (M.Sylvestre), co-financeurs de la thèse, et grandement facilité par l'ensemble de l'équipe technique de la SET (M.Mailler, M.Mermoz, Xavier...) ; merci pour la confiance que vous nous avez accordée, les échanges constructifs et au-delà des problématiques appliquées de la curiosité scientifique que vous avez montrée.

La réalisation de ce travail n'aurait aussi pas été possible sans les soutiens à la fois technique, professionnel, amical et moral de nombreux collègues.

Manu Malet, un sincère et grand merci pour toutes ses « visites » sur le site où j'ai beaucoup appris en électronique, de ton positivisme à toutes épreuves et ingéniosité pour rebondir aux disfonctionnements incessants des sondes ; merci d'avoir rendu ses sorties agréables même dans mes moments de ras-le-bol. Bernard Fanget, je suis très reconnaissante pour ton aide en chimie et d'avoir réussi à réaliser des dosages

d'une telle précision dans les conditions un peu particulières du site et de ses eaux thermominérales. Merci à Stéphane Jaillet, accompagné de Grégoire M., pour les relevés topo et altitudinaux d'une précision au pouillème de mm grâce à la fameuse méthode des niveaux à eau, et pour la bonne humeur de ses journées malgré leur rigueur hivernale ! Je n'oublierai pas non plus l'aide d'un géographe curieux, Christophe Gauchon, et la visite mémorable de la galerie d'évacuation. Parmi les géologues, je tiens particulièrement à remercier Roger (rdag) de m'avoir montré et rapporté avec passion toutes les subtilités géologiques du secteur, et Gilles Ménard pour sa curiosité passionnée, ses idées et son aide à différentes échelles (géologique, bien sûr !). Merci également à Serge Fudral et Gérard Nicoud pour leur expertise et bienveillance.

L'aide de collègues chimistes a particulièrement été précieuse pour la novice en hydrochimie que j'étais. Je tiens particulièrement à remercier Emmanuel Naffrechoux pour ses très nombreux conseils et ses explications toujours claires, précises et bienveillantes, ainsi que Violaine Naffrechoux pour son aide lors de mes passages furtifs au LCME et Marie Elodie Perga pour le prêt de l'analyseur de gaz du CARRTEL. Un grand merci à Christophe Renac pour ses analyses, ses recommandations et mon initiation à Phreecq, et à Philippe Négrel pour ses quelques conseils à distance.

J'ai eu la chance de réaliser cette thèse dans le cadre exceptionnel offert par le laboratoire EDYTEM, à la fois pour la richesse scientifique et culturelle qu'apporte l'interdisciplinarité de l'ensemble de ses membres et pour l'ambiance conviviale, chaleureuse et sportive qui le fait vivre ! Merci à Magali R. de m'avoir montré les ficelles du métier d'enseignant et guidé dans mes premiers cours que j'ai eu beaucoup de plaisir à donner, à Yves P. pour ses conseils avisés et pas seulement scientifiques, à Anne-Lise D. pour entre-autres le déchiffrage des ACP et ses « mots réconfortants » même à quelques minutes de la soutenance ! Merci particulièrement à Estelle P. (grande connaisseuse des thermes !), Vincent B., Christine C. et Carole D. pour le soutien logistique, technique et administratif. Merci à Fayçal pour nos conversations, dans le bus ou la salle thé, les plus diverses et variées avec toujours bonne humeur et beaucoup d'humour. Très sincèrement merci à vous tous, Geneviève G., Emilie C., Jérôme P., Georges-Marie S., Christine M., Marie F., Fabien H. et A., Philip D., Nathalie C., Jean-Jacques D., Antoine, Estelle... à l'ensemble des membres permanents ou temporaires du labo ; les moments partagés durant ces quelques années ont été pour moi un soutien quotidien et un réel plaisir.

Ceci ne serait pas complet sans remercier l'équipe choc des doctorants qui a créé une ambiance de bureau chaleureuse, motivante et d'un soutien quotidien incroyable ! Je pense aussi bien aux anciens (Greg, Jean-Phi, Carole, Leïla...) qu'aux nouveaux (un petit clin d'œil à Pierre-Allain et Kim, sympathiques cobureaux de quelques semaines) et plus particulèrement à la « team savoyarde » pour leur bon acceuil d'une parisienne et de m'avoir fait découvrir et aimer leur région, la beauté et les subtilités des paysages montagnards, de ces habitants, leurs passions (surtout sportives) et aussi leur vocabulaire spécifique (« J'y fais », « l'iso », « ça pose »...). Grégoire, au-delà du partage enrichissant d'une discipline et d'un directeur de thèse, merci entre autres pour tes premiers enseignements sur les conditions d'enneigement. Florence, Anouk et Eve, merci pour vos attentions et vos forces de caractère revigorantes. Merci aussi à Charlotte, Manon, Camille, Haixing, Véronica...pour contribuer à la bonne ambiance de l'équipe. Mélanie, merci pour ta bonne humeur et ton énergie débordante à en faire frémir nos bureaux. Merci Laurent, pour pouvoir toujours compter sur ton aide, pour nos discussions botaniques et le soin que tu as apporté à mes plantes lors de mes absences prolongées. Johan, je me souviendrais de tes bons conseils sur illustrator et de conduite (si si il y a eu des deux !). Un merci spécial à Lise et Gégé, « les copines du bus » et bien plus..., pour nos discussions quotidiennes diverses et variées, vos attentions personnelles, pour la bonne humeur communicative d'une surricate et pour le soutien avisé d'une belle personnalité cachée. Encore mille mercis pour votre aide inestimable particulièrement lors des derniers moments difficiles et fastidieux. J'associe d'ailleurs ici mes remerciements à Landry. Et bien sûr merci Marine, d'avoir partagé ton enthousiasme et énergie quotidienne durant toutes ces années, pour tout ton soutien permanent aussi bien au labo qu'à l'extérieur, pour tous les supers moments partagés qui m'ont permis d'émerger (les randonnées, les soirées colocs, concerts, et tant d'autres choses) et pour tous les prochains ! À cette équipe s'ajoute Benjamin, merci pour bien des choses dont ton écoute et tes bons conseils ; je garde en tête les soirées (JAM) à l'Arbre à bière et les soirées jeux (et rires) avec Marine, à reprendre dès ton retour ! Milles merci à vous tous pour votre soutien quotidien indispensable, chacun à votre façon, et pour tous les bons moments au labo mais aussi au lac, en soirées bières ou concerts...

Mon bien-être à Chambéry a aussi été renforcé par la vive quotidienne et bien d'autres bons moments avec les colocs du Funkyflat ; merci Clément, Marion, Fabien, Clairette, Julie, Fred, Flo, et aussi Aymie bien sûr. Dans ce cadre régional, je tiens également à remercier Gentiane et la grande famille D., basée à Hauteluce, ainsi que leurs amis, pour leur accueil et soutien chaleureux.

Je pense aussi aux amis qui, même de loin, ont suivi mes projets et m'ont soutenue dans cette expérience (que beaucoup ont aussi vécue), merci Vincent, Florent, Kévin, Céline, Wilfried, Gaby, Louis, Yasin, Aurélie, Alice, Annie.... Aux bons souvenirs des années fac ! Des pensées particulières pour Lisa, merci pour ta bonne humeur communicative (tout en étant sérieuse sur les bancs de la fac !), tes conseils clairvoyants et notre amitié qui persiste même lorsqu'on se suit (un peu en décalé) à travers le monde ; et pour ma So, merci d'être toujours là pour moi, quelques soient les distances et les moments que nous vivons, merci pour ta présence, tout ton soutien et bien plus...

Enfin, il m'est cher de remercier profondément ma famille qui m'a toujours soutenue et encouragée avec forces de caractère, pour les précieux moments de détente et de ressourcement en leur compagnie, du nid familial comme de la mer à la montagne ; merci à Gaby, Alex ainsi qu'Amélie et les filles, Tonton et Cinda, et plus particulièrement merci à ma mère, pour toutes ses attentions quotidiennes, son écoute et son soutien stimulant dans mes différents projets... pour notre goût partagé des sciences et de la recherche.

Je remercie du fond du cœur Fabrice, pour beaucoup... pour tout... merci pour la fantaisie que tu m'apportes chaque jour !

Table des matières

Cha	apitre	I Ir	ntroduction générale	1
1.	Conte	exte et o	bjectifs de l'étude	3
2.	Généralités sur les systèmes hydrothermaux			
	2.1.	Les eau	ix thermales et minérales	5
	2.2.	Fonctio	onnement des systèmes hydrothermaux en domaine continental	5
	2.3.	Particu	larités des systèmes hydrothermaux en domaine alpin	7
		2.3.1.	Rôle majeur des structures tectoniques	8
		2.3.2.	Rôle des formations évaporitiques triasiques	9
		2.3.3.	Les mélanges d'eaux dans les zones d'émergence	11
3.	Le si	te thern	nal de Salins-les-Thermes	13
	3.1.	Contex	te géographique et géologique	13
	3.2.	Contex	te historique	15
		3.2.1.	Les eaux thermales salées	15
		3.2.2.	Les premiers aménagements sur le site des émergences des Vieux-Bains	18
	3.3.	L'activi	ité thermale	20
	3.4.	État des connaissances hydrogéologiques sur le système		22
		3.4.1.	Propositions de schéma de circulation	22
		3.4.2.	Cas de la Source Massiago	24
		3.4.3.	Contexte hydrogéologique de la zone d'émergences	25
		3.4.4.	Prospections pour un captage souterrain de la ressource thermominérale	27
	3.5.	Situatio	on actuelle de l'exploitation	33
		3.5.1.	Captage, transport et réception des eaux exploitées	
		3.5.2.	Mode d'exploitation	
		3.5.3.	Cadre réglementaire	
	3.6.	Les rise	ques de détérioration de la ressource thermominérale	40
		3.6.1.	Contexte environnemental	40
		3.6.2.	Les risques quantitatifs	42
		3.6.3.	Les risques qualitatifs	43
		3.6.4.	Les mesures de protection	44
4.	Bilan	et moy	ens mis en œuvre	

Ch	apitre	e II Contexte géologique	
5.	Cont	texte géologique général	51
	5.1.	Localisation du site de Salins dans l'arc alpin	51
	5.2.	Contexte paléogéographique de la zone valaisanne dans l'arc alpin	
	5.3.	Contexte structural du secteur d'étude	54
6.	Desc	cription des unités du secteur d'étude Salins-Moûtiers	55
	6.1.	- L'unité du Quermoz	
		6.1.1. Lithostratigraphie	
		6.1.2. Structure tectonique	
		6.1.3. Potentiel hydrogéologique des formations	
	6.2.	La zone valaisanne - Unité de Moûtiers	60
		6.2.1. Lithostratigraphie	61
		6.2.2. Structure tectonique	64
		6.2.3. Potentiel hydrogéologique des formations	66
	6.3.	La zone subbriançonnaise	67
		6.3.1. Lithostratigraphie	67
		6.3.2. Structure tectonique	67
		6.3.3. Potentiel hydrogéologique des formations	69
	6.4.	Précisions géologiques apportées sur le secteur d'étude	69
	6.5.	Conclusion	73
7.	Le re	emplissage quaternaire du fond de vallée	73
	7.1.	Caractéristiques des dépôts des vallées glaciaires	73
	7.2.	Nature du remplissage et potentiel hydrogéologique	74
	7.3.	Réinterprétation de données de tomographie électrique sur le secteur d'étude	76
	7.4.	Le contact du remplissage avec les roches du versant sur le site des Vieux-Bains	79
		7.4.1. Formations géologiques observées sur le site	79
		7.4.2. Nouvelles données de tomographie électrique	
		7.4.3. Conclusion	
8.	Cone	clusion	
	8.1.	Structure géologique du secteur de Salins-Moûtiers	
	8.2.	Hypothèses sur les remontées hydrothermales	86
Ch	apitre	e III Fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence	
9.	Rapi	pel du contexte hydrogéologique et objectif de l'étude	
	9.1.	Rappel du contexte hydrogéologique de la zone d'émergence des Vieux-Bains	
	9.2.	Objectif de l'étude hydrodynamique	
	9.3.	Moyens mis œuvre	
		9.3.1. Suivi <i>in situ</i>	

		9.3.2.	Test hydrodynamique	96
10.	Cont	extes hy	drologique et climatique	
	10.1.	Bassin	versant du Doron-de-Bozel	96
	10.2.	Occup	ation des sols	97
	10.3.	Condit	ions climatiques	98
	10.4.	Régime	e hydrologique du Doron	98
11.	Fonc	tionnen	nent des aquifères souterrains peu profonds	
	11.1.	Le syst	ème alluvial	99
		11.1.1.	Le Doron-de-Bozel à Salins	99
		11.1.2.	Caractéristiques des eaux du remplissage quaternaire de fond de vallée	100
		11.1.3.	Les conditions d'alimentation du remplissage quaternaire de fond de vallée	101
	11.2.	Le rése	rvoir de versant	102
		11.2.1.	Suivi de la Source Froide (SF)	102
		11.2.2.	Caractéristiques générales de la SF	102
		11.2.3.	Réponse aux précipitations	103
		11.2.4.	Influence de la remontée thermominérale	104
		11.2.5.	Les conditions d'alimentation	104
	11.3.	Conclu	sion	105
12.	Com	porteme	ent des émergences du site des Vieux-Bains	109
	12.1.	Suivi d	es émergences thermominérales	109
	12.2.	Caracté	ristiques des émergences thermominérales	110
	12.3.	Influen	ce de l'exploitation sur les émergences	118
		12.3.1.	En saison thermale	118
		12.3.2.	Lors d'arrêts complets des pompages	120
		12.3.3.	Interprétations et conclusion	122
	12.4.	Test hy	/drodynamique	124
		12.4.1.	Objectifs	124
		12.4.2.	Mise en œuvre de la perturbation	124
		12.4.3.	Suivis réalisés	124
		12.4.4.	Résultats	125
		12.4.5.	Interprétations et conclusion	
	12.5.	Compo	ortement des émergences en régime d'exploitation stabilisé	132
		12.5.1.	Variations temporelles	132
		12.5.2.	Influence des réservoirs de surface sur la remontée thermominérale	133
13.	Conc	lusion.		137

Cha	apitre	IV Etude hydrogéochimique	
14.	Géné	ralités	143
	14.1.	Généralités sur l'hydrochimie des eaux souterraines	143
		14.1.1. L'origine de la minéralisation des eaux thermominérales	143
		14.1.2. Les méthodes et outils hydrochimiques	144
	14.2.	Données existantes sur le système hydrothermal de Salins	144
	14.3.	Plan d'échantillonnage de l'étude	147
	14.4.	Méthodes analytiques	147
		14.4.1. Les mesures in situ	147
		14.4.2. Echantillonnages	
		14.4.3. Les analyses en laboratoire	
	14.5.	Critique des données	152
15.	Cara	ctéristiques physico-chimiques des eaux	154
	15.1.	Les paramètres physico-chimiques	154
		15.1.1. Eh et pH	154
		15.1.2. Températures et conductivités	154
	15.2.	Les faciès hydrochimiques	156
	15.3.	Les variations au cours du temps	158
		15.3.1. Les variations saisonnières en 1978-1979	158
		15.3.2. Les variations à long terme	161
16.	Les é	éléments chimiques en solution	167
	16.1.	Etat de saturation	
	16.2.	Les géothermomètres	
	16.3.	Les éléments majeurs	
		16.3.1. Origine des éléments	171
		16.3.2. Les processus secondaires	171
	16.4.	Les éléments mineurs et traces	174
		16.4.1. Données	174
		16.4.2. Association d'éléments traces spécifique aux aquifères alpins	176
		16.4.3. Origines des autres éléments	
		16.4.4. Les éléments mineurs et traces dans les eaux froides	
	16.5.	Calcul de flux massiques	
17.	Les i	sotopes de l'eau	185
	17.1.	Le tritium (³ H)	
	17.2.	L'oxygène 18 (¹⁸ O) et le deutérium (² H)	
		17.2.1. L'origine des eaux et les processus d'échanges isotopiques	
		17.2.2. Les altitudes moyennes des aires d'infiltration et les mélanges	

18.	3. Les dégagements gazeux		
	18.1. Composition élémentaire des gaz		
	18.2. Dosage du CO ₂ dissous		
	18.3. Les sources du carbone dans les eaux souterraines		
	18.4. Composition isotopique du δ^{13} C dans les phases dissoute et gazeuse	193	
	18.4.1. Le $\delta^{13}C_{CMTD}$ dans les eaux	193	
	18.4.2. Le $\delta^{13}C_{CO2}$ de la phase gazeuse		
19.	Les précipités de boues	195	
	19.1. Les éléments majeurs	195	
	19.2. Les éléments traces	196	
	19.3. Les terres rares	196	
20.	Les phénomènes de mélange	199	
21.	Conclusion : synthèse de l'étude hydrogéochimique		
Cha	apitre V Conclusion générale		
22.	Synthèse	211	
	22.1. Alimentation	211	
	22.2. Parcours souterrain	214	
	22.3. Émergence	215	
23.	Exploitation et gestion de la ressource	216	
	23.1. Vulnérabilité de la ressource et de l'exploitation actuelle	216	
	23.2. Conditions de réalisation d'un forage d'exploitation		
	23.2.1. Investigations complémentaires		
	23.2.2. Forage d'exploitation	219	

Bibliographie	223
Table des figures	233
Table des tableaux	239

Annexes	. 24	1

Chapitre I

Introduction générale

Chapitre I Introduction générale

1. Contexte et objectifs de l'étude

Les sources de Salins-les-Thermes (vallée de la Tarentaise, Savoie) sont reconnues depuis l'Antiquité pour leur propriété thermale et leur exceptionnelle salinité (39°C et 14,6g/l de NaCl). Cette ressource d'eau hyperminéralisée a été utilisée du XVI^{ème} au XIX^{ème} siècle pour l'extraction et le commerce du sel, « l'or blanc » indispensable et rare en zone de montagne (Figure 1-1a). L'activité thermale s'est développée à partir de 1840, grâce à l'exploitation des deux sources artésiennes du site d'émergence (Figure 1-1b). Aujourd'hui, la station de Salins est une des dernières a encore exploiter la ressource thermominérale aux émergences artésiennes, sans forage d'exploitation profond. En effet, ces dernières décennies, le projet de développement de l'exploitation de la ressource par forage a rencontré des difficultés, dont l'échec d'une reconnaissance en profondeur par forage, et a mis en évidence l'absence d'une réflexion précise sur le système hydrothermal de Salins-les-Thermes.



Figure 1-1 : Exploitation de la ressource thermominérale de Salins-les-Thermes, de l'extraction du sel (a. les Salines Royales de Moûtiers vers 1870 ; Lapostolle, 1989) à l'activité thermale (b. l'établissement thermal et la piscine thermale extérieure en 2013).

Cette étude sur le système hydrothermal de Salins-les-Thermes a donc débuté à la demande de la mairie de Brides-les-Bains, propriétaire des sources thermominérales de Salins-les-Thermes, en vue d'aider à la mise en place de la protection de la ressource en eau souterraine. Le travail de recherche s'intègre dans les recherches menées par le laboratoire EDYTEM sur la compréhension du fonctionnement des systèmes hydrothermaux amagmatiques dans le contexte des contacts structuraux majeurs des Alpes du Nord. Il fait suite aux thèses sur les systèmes d'Evian (Guyomard, 2006), d'Aix-les-Bains (Gallino, 2007) et de La Léchère (Thiébaud, 2008). Cette recherche doctorale a fait l'objet d'une allocation de l'Assemblée des Pays de Savoie (APS) co-financée par les mairies de Brides-les-Bains et Salins-les-Thermes. Elle a également été possible grâce à la collaboration de la Société des Etablissements Thermaux de Brides-les-Bains et de Salins-les-Thermes (SET Brides), exploitante des sources.

Chapitre I Introduction générale

1. Contexte et objectifs de l'étude

Les sources de Salins-les-Thermes (vallée de la Tarentaise, Savoie) sont reconnues depuis l'Antiquité pour leur propriété thermale et leur exceptionnelle salinité (39°C et 14,6g/l de NaCl). Cette ressource d'eau hyperminéralisée a été utilisée du XVI^{ème} au XIX^{ème} siècle pour l'extraction et le commerce du sel, « l'or blanc » indispensable et rare en zone de montagne (Figure 1-1a). L'activité thermale s'est développée à partir de 1840, grâce à l'exploitation des deux sources artésiennes du site d'émergence (Figure 1-1b). Aujourd'hui, la station de Salins est une des dernières a encore exploiter la ressource thermominérale aux émergences artésiennes, sans forage d'exploitation profond. En effet, ces dernières décennies, le projet de développement de l'exploitation de la ressource par forage a rencontré des difficultés, dont l'échec d'une reconnaissance en profondeur par forage, et a mis en évidence l'absence d'une réflexion précise sur le système hydrothermal de Salins-les-Thermes.



Figure 1-1 : Exploitation de la ressource thermominérale de Salins-les-Thermes, de l'extraction du sel (a. les Salines Royales de Moûtiers vers 1870 ; Lapostolle, 1989) **à l'activité thermale** (b. l'établissement thermal et la piscine thermale extérieure en 2013).

Cette étude sur le système hydrothermal de Salins-les-Thermes a donc débuté à la demande de la mairie de Brides-les-Bains, propriétaire des sources thermominérales de Salins-les-Thermes, en vue d'aider à la mise en place de la protection de la ressource en eau souterraine. Le travail de recherche s'intègre dans les recherches menées par le laboratoire EDYTEM sur la compréhension du fonctionnement des systèmes hydrothermaux amagmatiques dans le contexte des contacts structuraux majeurs des Alpes du Nord. Il fait suite aux thèses sur les systèmes d'Evian (Guyomard, 2006), d'Aix-les-Bains (Gallino, 2007) et de La Léchère (Thiébaud, 2008). Cette recherche doctorale a fait l'objet d'une allocation de l'Assemblée des Pays de Savoie (APS) co-financée par les mairies de Brides-les-Bains et Salins-les-Thermes. Elle a également été possible grâce à la collaboration de la Société des Etablissements Thermaux de Brides-les-Bains et de Salins-les-Thermes (SET Brides), exploitante des sources.

CHAPITRE I. Introduction générale

Dans l'obejctif d'améliorer la gestion à long terme de l'exploitation, les questions des acteurs de l'activité thermale (propriétaire et exploitant) sont :

- Quelle est la pérennité de l'exploitation sous sa forme actuelle ?
- Quelle est la possibilité d'une exploitation de la ressource par forage profond ?

Une compréhension générale du système hydrothermal est nécessaire pour répondre à cet enjeu socioéconomique ; elle constitue l'intérêt scientifique de cette recherche. L'étude a donc été menée dans l'objectif d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement global du système hydrothermal et plus précisément au niveau de la zone d'émergence, ainsi que d'apporter des éléments de réponse pour une gestion durable de la ressource thermominérale.

Afin de répondre à ces objectifs, une approche interdisciplinaire associant la géologie, l'hydrodynamique et l'hydrogéochimie a été menée dans cette étude. Ce manuscrit s'articule ainsi autour de ces disciplines en 5 chapitres :

- Le chapitre I présente le fonctionnement général des systèmes hydrothermaux en domaine alpin et établit un bilan des études scientifiques et des données techniques (presque exclusivement de surface) sur le secteur de Salins-les-Thermes. Cela a permis d'établir les moyens à mettre en œuvre pour cette étude.
- Le chapitre II précise la géologie régionale et locale de la zone d'étude, en caractérisant les potentiels hydrogéologiques des formations et les structures tectoniques du contexte d'émergence.
- Le chapitre III est consacré au comportement hydrodynamique des aquifères présents dans la zone d'émergence (réservoir hydrothermal, réservoir de versant et système alluvial) et leur interaction.
- Le chapitre IV est une étude hydrogéochimique visant à caractériser les différents types d'eau (eaux thermominérales des différentes sources et eaux de subsurface) et les mélanges entre les aquifères.
- Le chapitre V est une synthèse de l'ensemble des interprétations apportant de nouvelles connaissances et hypothèses sur le fonctionnement du système hydrothermal et permettant d'évaluer les conditions d'une exploitation durable de la ressource en réponses aux questions des acteurs de l'activité thermale.

2. Généralités sur les systèmes hydrothermaux

L'hydrothermalisme en France se manifeste par l'existence de plus de 100 sources thermales, dont les eaux ont des températures et minéralisations très variées (Pomerol et Ricour, 1992). Cette diversité a permis l'essor du thermalisme – utilisation thérapeutique des eaux – au début du XX^{ème} siècle. L'activité thermale, principale exploitation des ressources thermominérales souterraines en France actuellement, compte 105 établissements thermaux en activité.

Les sources se localisent principalement dans les régions volcaniques ou affectées par les orogénèses pyrénéenne et alpine. Les structures tectoniques complexes de ces régions permettent, en effet, une remontée rapide des eaux souterraines vers la surface. Ces eaux ont acquis leurs caractéristiques au contact des formations géologiques rencontrées tout au long de leur parcours souterrain – dit circuit ou système hydrothermal – plus ou moins profond. Des circuits hydrothermaux existent aussi bien en contexte magmatique actif (dorsale océanique, site volcanique) ou récent (volcanique, mise en place d'un pluton) qu'en contexte sédimentaire. La diversité des eaux de source est donc liée au contexte géologique et tectonique (régional ou local) spécifique à chaque système hydrothermal. Nous nous intéresserons dans cette étude uniquement aux systèmes hydrothermaux en domaine continental amagmatique et, plus spécifiquement, en contexte alpin (cristallin et sédimentaire) où les sources émergeant en fond de vallées sont pour la plupart exploitées par des stations thermales.

2.1. Les eaux thermales et minérales

Il n'existe pas définition officielle aux eaux thermales et minérales. D'un point de vue hydrogéologique, elles sont considérées par différents auteurs (Castany et Margat, 1977 ; Pomerol et Ricour, 1992 ; Marjat, 1998) comme des eaux qui se distinguent des autres eaux locales par leur composition chimique et/ou leur température. Les eaux thermales doivent avoir une température supérieure à celle des eaux de nappes phréatiques locales ou à la température moyenne annuelle de l'air (Blavoux, 2009). Les définitions associent couramment ces deux caractères ainsi que leurs propriétés thérapeutiques ou sanitaires (Canellas et Blavoux, 1995). D'un point de vue légal, les eaux thermales sont considérées comme des eaux de source ou des eaux minérales naturelles soumises aux normes de potabilité uniquement bactériologique et qui doivent conserver des caractéristiques physico-chimiques constantes et identiques à celles définies lors de l'autorisation d'exploitation.

Les eaux minérales froides sont principalement exploitées pour l'embouteillage et les eaux thermales et minéralisées, dites thermominérales, sont exploitées depuis des siècles pour le thermalisme (bains, piscine, spa thermal) et, plus récemment, pour leur potentiel géothermique (chauffage, élevage, agriculture...). Les réservoirs géothermaux de haute température (>180°C) sont également utilisés pour la production d'électricité comme sur les sites expérimentaux de Bouillante en Guadeloupe (Lachassagne *et al.*, 2009), de Soultz-sous-Forêts en France métropolitaine (Jacquot, 2000) et de Landau en Allemagne (Schindler *et al.*, 2010). L'Islande est un leader mondial dans le développement de la géothermie (Elders *et al.*, 2014).

2.2. Fonctionnement des systèmes hydrothermaux en domaine continental

Un circuit hydrothermal correspond à un écoulement d'eau à travers des structures géologiques souterraines qui lui permet d'acquérir une température et une minéralisation élevées. En domaine continental, ce parcours peut être décomposé en trois grandes étapes (Blavoux, 1998; Blavoux, 2009; Vuataz, 1982 *in* Sonney, 2010) :

- L'infiltration d'eau de pluie sur une aire d'alimentation, aussi appelée impluvium, à partir de laquelle l'eau peut circuler à travers le sol jusqu'à des structures conductrices ;

- L'enfoncement de l'eau infiltrée jusqu'à une grande profondeur se fait grâce à un réseau de percolation perméable (fissures et fractures dans les roches cristallines ou couche sédimentaire poreuse et/ou microfissurée et captive). Un écoulement lent dans ces structures permet à l'eau d'atteindre un équilibre thermique et géochimique avec la roche encaissante, ce qui est à l'origine de l'élévation de sa température et de sa minéralisation ;

- La remontée de l'eau profonde vers la surface est permise par la présence d'un drain ascendant (couche redressée, grande fracture-faille verticale, surface de chevauchement...) qui vient interrompre le

CHAPITRE I. Introduction générale

parcours souterrain. La température et la minéralisation des eaux acquises en profondeur sont conservées si la remontée des eaux est rapide et si ces eaux ne sont pas mélangées avec des eaux plus superficielles dans la zone d'émergence.

Le principal moteur de l'écoulement est la différence d'altitude entre les aires d'alimentation et d'émergence. Un dénivelé important permet en effet la poussée de l'eau à une grande profondeur puis sa remontée en surface, en compensant la perte de charge au cours du parcours souterrain. La baisse de la densité de l'eau, due à l'augmentation importante de sa température, et les dégagements de gaz carbonique, provoqués par une baisse de pression de l'eau lors de la remontée, sont d'autres facteurs pouvant accentuer l'effet moteur.

La température atteinte par les eaux souterraines dépend de la profondeur maximale du circuit et du gradient géothermique local. En effet, les formations géologiques de la croûte continentale sont soumises à un flux de chaleur issu du manteau (30%) et de la désintégration radioactive des minéraux des roches magmatiques (70%) (Blavoux, 2009). Une activité magmatique active ou récente, un amincissement local de la croûte, un métamorphisme profond et/ou une circulation de flux profonds peuvent être à l'origine d'anomalies du flux géothermique (Finizola, 2002). Le gradient géothermique entre la surface et la profondeur dépend donc du flux géothermique local ainsi que de la conductivité des roches traversées et, dans une moindre mesure, de la topographie et des variations paléoclimatiques (Kolh *et al.*, 2001). Le gradient géothermique moyen en France est de 1°C/31m (Blavoux, 2009) et de 1°C/30,3m en Rhône-Alpes (Bernon *et al.*, 2012).

Les caractéristiques minérales d'une eau souterraine dépendent principalement des roches rencontrées au cours du circuit souterrain et des particularités de son fonctionnement. Dans ce sens, le schéma hydrogéologique des Pyrénées (Figure 2-1) illustre les principaux types de circuit en fonction du contexte géologique (cristallin ou sédimentaire) et la minéralisation des eaux associée.



Figure 2-1 : Schéma hydrogéologique synthétique des différents types d'eau thermominérale des Pyrénées (Roux, 2006, « Aquifères et eaux souterraines en France » tome 2, BRGM éd. in Blavoux, 2009).

En domaine cristallin, la majorité des eaux infiltrées s'écoulent dans la zone d'altération superficielle des roches. Ce sont les réseaux de fractures extensives, liés aux différents épisodes orogéniques, qui permettent des écoulements profonds pouvant atteindre 5 à 7km. Ils émergent en bordure de massif au contact d'un encaissant imperméable (chaîne axiale pyrénéenne, Figure 2-1) ou le long de failles bordières au contact ou sous la couverture sédimentaire (Massif Central, graben de la Limagne...). Les eaux circulant dans les granites sont peu minéralisées et sulfurées sodiques, et bicarbonatées sodiques ou calciques en présence de dégagements de CO₂ mantellique issus des grandes fractures du socle (eaux gazeuses Badoit à Saint-Galmier et Montrond dans la Loire sous couverture sédimentaire).

En domaine sédimentaire, une formation perméable affleurant en surface et rapidement captive grâce à une structure subverticale de type synclinal permet de conduire les eaux infiltrées à grande profondeur, en assurer l'étanchéité du circuit. Une continuité des couches aquifères, comme dans les bassins sédimentaires, permet l'existence de réservoirs de grande taille, à l'échelle régionale, où différents niveaux aquifères peuvent aussi se superposer grâce à des couches imperméables intercalées (zone sous-pyrénéenne Figure 2-1, Bassin Aquitain, Bassin de Paris). Les émergences se localisent aux points de plus basse altitude en bordure de bassin lorsque les structures sont continues ou le long des failles ou surfaces de chevauchement dans les bassins plus déformés (système des Rennes-les-Bains dans l'Aude). La minéralisation de l'eau dépendra des formations aquifères traversées (calcaire, dolomie, marne, grès...) et des structures rencontrées lors du parcours. Par exemple, les eaux thermominérales de Dax, circulant dans les formations dolomitiques aquifères du Bas Adour, acquièrent un faciès chloruré sodique lors de leur ascension verticale le long d'un diapir salifère (Figure 2-2). Le plissement et redressement des formations du Crétacé supérieur de ce bassin est aussi dû à la montée de ce diapir (Le Fanic, 2005).



Figure 2-2 : Schéma hydrogéologique du circuit thermominéral de Dax, Bas Adour - Landes (Blavoux, 2009).

2.3. Particularités des systèmes hydrothermaux en domaine alpin

En domaine alpin, les systèmes hydrothermaux sont complexes à cause des importantes déformations subies par les structures géologiques lors de l'orogénèse alpine. Les circulations souterraines peuvent ainsi être continues entre les massifs cristallins et les formations fortement plissées et faillées de la couverture sédimentaire. Les eaux thermominérales émergeant dans les vallées alpines subissent également des mélanges complexes avec des eaux froides plus superficielles.

2.3.1. Rôle majeur des structures tectoniques

En zone de montagne, les formations du socle et de la couverture sédimentaire sont fortement déformées et discontinues suite aux orogénèses successives (hercynienne, pyrénéenne ou alpine). Les failles majeures et surfaces de chevauchement ont un rôle primordial dans les circulations profondes car elles permettent une continuité hydraulique et la remontée des eaux vers la surface (Blavoux, 2009).

Ces structures servent principalement de drain ascendant aux systèmes hydrothermaux. En effet, les émergences thermominérales alpines se situent en bordure des massifs cristallins ou le long des fronts de chevauchement et des failles majeures, au croisement des vallées. Le système hydrothermal d'Aix-les-Bains illustre bien ce cas en domaine Préalpin. Les eaux infiltrées au niveau du chaînon jurassien de l'Épine circulent jusqu'en profondeur au sein de l'aquifère calcaire du Jurassique supérieur (Figure 2-3). La structure en U de ce réservoir est interrompue par le chevauchement de l'anticlinal d'Aix. La remontée des eaux en surface se fait à l'aplomb de ce chevauchement à travers les formations calcaires du compartiment chevauchant (Carfantan *et al.*, 2003 ; Gallino, 2007).



Figure 2-3 : Schéma hydrogéologique du système thermominéral d'Aix-les-Bains, Savoie (Carfantan *et al.*, 2003 *in* Gallino, 2007).

En domaine sédimentaire fortement déformé (zone nord-pyrénéenne Figure 2-1 et domaine pennique des Alpes internes), les failles et fractures subverticales affectant, voire décalant, les formations aquifères peuvent néanmoins assurer la continuité hydraulique des écoulements au sein du réservoir. Ces structures constituent des relais entre les formations aquifères adjacentes, permettant aux eaux de circuler de l'une vers l'autre (Bagnères-de-Bigorre, Levet *et al.*, 2002). Elles sont maintenues ouvertes ou réactivées grâce à la tectonique active des chaînes alpine et pyrénéenne (Blavoux, 2009). Les écoulements souterrains ne se font donc pas forcément à travers une formation aquifère unique. L'identification de la géométrie des systèmes aquifères est donc souvent difficile à cause de la complexité des structures et des relais potentiels impliqués dans le circuit hydrothermal.

L'extension des systèmes hydrothermaux est très dépendante des structures tectoniques locales. Les systèmes hydrothermaux des Alpes du Nord, dont la géométrie des circuits en profondeur est relativement bien identifiée (Aix-les-Bains, La Léchère, Val d'Illiez), ont une distance courte entre l'impluvium et les sources, inférieure à 25km (Gallino, 2007 ; Thiebaud, 2008 ; Sonney, 2010). La circulation profonde des eaux (plusieurs kilomètres) est néanmoins possible grâce aux importants dénivelés entre les zones d'infiltration situées sur les versants et les sites d'émergence en fond de vallées. Selon le modèle de fonctionnement des systèmes hydrothermaux, c'est cette profondeur importante qui permet aux eaux de se réchauffer tout au long du parcours souterrain, sous l'effet du flux géothermique normal en contexte nord alpin (Sonney, 2010). Des études récentes basées sur des simulations numériques couplées hydrodynamiques-thermiques de systèmes hydrothermaux de montagne (Maréchal et al., 1999; Lazear, 2006; Lemieux et al, 2008; Gallino et al., 2009; Thiébaud et al., 2010; Dzikowski et al., 2015) ont montré qu'un régime transitoire soumis aux variations paléoclimatiques du Quaternaire est nécessaire pour reproduire les températures observées aux émergences. Ainsi, le flux géothermique pourrait réchauffer les eaux profondes et les versants en période glaciaire, lorsque les infiltrations et circulations sont limitées par la présence des glaciers et du permafrost. Par contre, la reprise de l'infiltration en période interglaciaire aurait pour conséquence de refroidir les versants et de chasser les eaux chaudes vers les exutoires en fond de vallée.

2.3.2. Rôle des formations évaporitiques triasiques

Les roches évaporitiques et carbonatées du Trias sont à l'origine des fortes minéralisations sulfatées (ou sulfurées par réduction bactérienne) calciques et magnésiennes dans la majorité des eaux thermominérales dans les Alpes du Nord (Brides-les-Bains, Aix-les-Bains, La Léchère, Allevard, Uriage). Elles ne constituent, cependant, pas nécessairement l'aquifère souterrain. Les roches évaporitiques (gypse, anhydrite, halite et cargneule), qui ont servi de surface de décollement aux chevauchements, jalonnent les grands contacts structuraux alpins (Vuataz, 1983 ; Zuppi *et al.*, 2004 ; Blavoux, 2009 ; Sonney, 2010). Les eaux thermominérales peuvent ainsi acquérir cette minéralisation lors de leur parcours le long de ces contacts. Par exemple, les eaux du système hydrothermal d'Aix-les-Bains se minéralisent au contact du front de chevauchement, après avoir circulé dans les calcaires du Jurassique supérieur (Figure 2-3 ; Carfantan *et al.*, 2003 ; Gallino, 2007). Dans le système d'Allevard (Figure 2-4), comme celui d'Uriage, les eaux souterraines ayant circulé dans les micaschistes fracturés interceptent lors de leur ascension les sédiments évaporitiques de la bordure du massif cristallin de Belledonne (Dazy et Razack, 1989 ; Courtois et Vigouroux, 2005a et b).

Les études sur la caractérisation des aquifères alpins (Mandia, 1991 ; Kilchmann *et al.*, 2004) associent dans le type « aquifère évaporitique » la séquence carbonatée du Trias avec les roches évaporitiques. La perméabilité de ces roches dépend, en domaine alpin, principalement de l'extension des réseaux de fractures (liée au contexte géotectonique local) favorisant les écoulements. Les gypses (à faible profondeur et le long des contacts structuraux) et les formations calcaires et/ou dolomitiques sont ainsi, de par leur solubilité, plus favorables à la mise en place de circulations souterraines (Parriaux *et al.*, 1990 *in* Mandia, 1991 ; Perello, 1997 in Pastorelli *et al.*, 1999). Dans le cas du système hydrothermal de Val d'Illiez, situé dans le domaine helvétique à la limite des Préalpes suisses, Sonney (2010) propose une circulation dans les formations dolomitiques et gypseuses du Trias à la base de la couverture autochtone du massif cristallin des Aiguilles Rouges (Figure 2-5). La zone d'infiltration a été localisée dans les formations hautement perméables triasiques (les dolomies en particulier) de la zone de Salanfe (« Jorat pass » sur la Figure 2-5), grâce à une relation dynamique entre la mise en eau du lac de barrage et le flux hydrothermal dans la vallée.

Des circulations partielles dans formations subjacentes du Malm et du Crétacé inférieur pourraient également contribuer aux écoulements profonds.



a : Couverture sédimentaire ; b : Trias profond (halite) ; c : Trias en bordure (anhydrite et gypse) ; d : socle.

Figure 2-4 : Coupe géologique des réservoirs à l'origine de la minéralisation des eaux de la source d'Allevard (Isère), d'après programme ECORS (Dazy et Razack, 1989).



Figure 2-5 : Schéma hydrogéologique du système hydrothermal de Val d'Illiez, canton du Valais Suisse (Pantet, 2004 in Sonney, 2010).

D'autre part, les aquifères évaporitiques du Trias ont des compositions chimiques différentes en fonction de l'unité tectonique (Jura, Préalpes, nappes Helvétique, Ultrahelvétique, Pennique...) dans laquelle ils se situent. Ceci est particulièrement mis en évidence par la présence ou non de halite (sel gemme NaCl, très soluble) dans les eaux de sources, indépendamment des temps de séjour et des profondeurs des circuits (Mandia, 1991). En effet, la halite serait présente en niveaux discontinus dans les formations d'anhydrite et gypse en profondeur, particulièrement dans les nappes ultrahelvétiques et penniques alpines

(Vuataz, 1982 *in* Mandia, 1991). Les eaux thermominérales les plus remarquables dans ce contexte en France sont celles de Salins-les-Bains (Jura). Par dissolution des couches de sel gemme du Keuper inférieur (Trias germanique), la minéralisation totale des eaux atteint 325 g de sel/l, soit proche de la saturation en chlorure de sodium (Javey, 1992). Ces eaux ont été exploitées durant plusieurs siècles pour l'extraction du sel et aujourd'hui pour le thermalisme.

2.3.3. Les mélanges d'eaux dans les zones d'émergence

Les eaux thermominérales émergeant dans les vallées alpines subissent des mélanges complexes avec des eaux froides plus superficielles. En effet, lorsque le contact tectonique drainant des écoulements souterrains intercepte le fond de vallée, la fin de la remontée des eaux peut se faire à travers les dépôts fluvio-glaciaires quaternaires. Dans ce cas, les eaux thermominérales ascendantes se diffusent et se mélangent aux eaux froides du remplissage. De nombreux systèmes hydrothermaux dans les Alpes ont leur remontée entièrement masquée par les sédiments quaternaires et ont été découvert lors d'événements majeurs tels qu'une débâcle (Brides-les-Bains ; Gros, 1996) ou lors d'un effondrement dans le remplissage sédimentaire (La Léchère ; Thiébaud, 2008).

Les mélanges se complexifient lorsque les vallées alpines très encaissées drainent également les écoulements souterrains peu profonds issus des versants. Les systèmes situés en bordure des massifs cristallins dans les Alpes externes sont de bons exemples. Sur le site thermominéral de La Léchère, le remplissage quaternaire dans l'ombilic glaciaire est le lieu de mélange de trois types d'eau (Figure 2-6). Le contact de La Léchère draine les eaux circulant dans les formations triasiques de la zone décomprimée (i) et les eaux thermales profondes des formations triasiques longeant l'accident à la base de la couverture sédimentaire aux contacts des micaschistes du massif cristallin de Belledonne (ii). À l'intersection de la vallée, ces eaux souterraines rejoignent les sédiments fluvio-glaciaires par l'intermédiaire d'un écroulement ancien et se mélangent avec les eaux de la nappe alluviale (iii) (Thiébaud, 2008).



Figure 2-6 : Schéma hydrogéologique de la zone d'émergence du système hydrothermal de La Léchère (Savoie), mélange des eaux des trois aquifères (Thiébaud, 2008).

CHAPITRE I. Introduction générale

Les eaux thermales du site de Saint-Gervais-les-Bains subissent également des mélanges avec des eaux froides au cours de leur remontée. L'ascension des eaux thermales (provenant du socle des Aiguilles Rouges) se ferait au niveau de la zone de chevauchement et faillée à grande profondeur de la vallée du Bon Nant (Figure 2-7). Les eaux thermales sont ainsi mélangées avec les eaux froides circulant dans les dolomies et les gypses du Trias de la couverture autochtone puis avec les eaux froides des dépôts Quaternaires (Sonney, 2010).



Figure 2-7 : Modèle conceptuel des processus de mélange du système hydrothermal de Saint-Gervais-les-Bains, Haute-Savoie (Sonney, 2010).

Ainsi, sur les sites hydrothermaux, peuvent cohabiter plusieurs sources thermominérales présentant des caractéristiques physico-chimiques différentes en relation avec les mélanges subis par les eaux souterraines lors de leur ascension du réservoir profond jusqu'à la zone d'émergence. La présence de forages interceptant des eaux à différentes profondeurs sur un site hydrothermal aide à la compréhension des écoulements souterrains et des processus de mélange entre les eaux thermominérales ascendantes et les eaux plus superficielles.

3. Le site thermal de Salins-les-Thermes

3.1. Contexte géographique et géologique

Contexte géographique

Salins-les-Thermes se situe au cœur de la vallée de la Tarentaise en Savoie (73), au S de Moûtiers et à une altitude de 490m au niveau de la vallée du Doron-de-Bozel (Figure 3-1). Les sources thermominérales exploitées et les bâtiments thermaux sont en rive droite du Doron-de-Bozel au centre du village de Salins. La vallée est à cet endroit très encaissée et orientée N-S entre Moûtiers et la confluence des Dorons de Bozel et de Belleville. Les Dorons, prenant leur source dans le massif de la Vanoise, ont un régime nival et le Doron-de-Bozel alimente l'Isère à Moûtiers, 2,5km en aval de la confluence avec le Doron-de-Belleville.



Figure 3-1 : Localisation géographique (a.) et altitudinale (b.) du site hydrothermal de Salins-les-Thermes et des autres sites régionaux ; source des données : BD topo v2 ign, complété.

Contexte géologique général

Le contexte géologique général est présenté ici succinctement pour aider la compréhension de l'historique des connaissances sur le système hydrothermal de Salins.

Le secteur de Salins-Moûtiers est caractérisé à l'E du Front pennique par de nombreux chevauchement rapprochés (de direction N30°E à pendage vers l'est) et des fractures subverticales (de direction générale N120°E). Ces chevauchements et ces fractures sont généralement jalonnés par les roches évaporitiques du Trias (cargneule, gypse, anhydrite et halite) qui ont servi de surface de décollement aux chevauchements (Figure 3-2).

Salins se situe à l'extrémité S de l'unité de Moûtiers dans la zone valaisanne. En rive droite du Doron-de-Bozel, cette unité est principalement constituée de formations du Trias (quartzites et dolomies) ; elles formeraient un pli anticlinal redressé à cœur permien et fortement fracturé (Debelmas *et al.*, 1989). Les sources thermominérales exploitées sur le site des Vieux-Bains se situent au pied d'un escarpement de calcaires dolomitiques, dans une excavation de 6 à 8m de profondeur par rapport au niveau du remplissage quaternaire du fond de vallée. En rive gauche, séparées par une bande de gypse, les formations d'âge Crétacé de l'unité de Moûtiers (schistes noirs et quartzites) chevauchent l'unité du Quermoz.

Au S de Salins, à la confluence avec le Doron-de-Belleville, une écaille de houiller (grès et schistes noirs anté-permien) dont les bordures sont jalonnées de gypse sépare la zone valaisanne de la zone subbriançonnaise (d'âge principalement liasique au contact). Une autre émergence thermominérale, dite Source Massiago, se situe également au pied de l'escarpement de calcaires dolomitiques en rive droite du Doron-de-Bozel, au niveau de ce contact avec le houiller.



Figure 3-2: Carte structurale de la région de Salins-les-Thermes; source des données: extrait de la carte géologique numérique vecteur de Moûtiers (n°751), Debelmas *et al.* (1989), et notice explicative de la feuille de Bourg-Saint-Maurice (n°727), Antoine *et al.* (1992).

3.2. Contexte historique

3.2.1. Les eaux thermales salées

Les villes de Salins et de Moûtiers ont une histoire riche, indéniablement liée aux eaux salées et chaudes émergeant à Salins. Elles se sont développées autour de l'extraction et du commerce du sel (les Salines de Tarentaise), des invasions successives et des désastres naturels. La ville de Salins, plus importante avant le XV^{ème} siècle qu'actuellement, s'est tournée depuis 1838 vers l'activité thermale grâce aux rares particularités de ces eaux. Seuls les événements majeurs et pertinents pour cette étude sont présentés cidessous.

Les eaux de Salins, connues probablement avant l'antiquité, ont certainement toujours été utilisées pour l'extraction du sel, « l'or blanc » indispensable à l'alimentation et la conservation des aliments. L'existence de salines au lieu même des émergences, mentionnée par l'abbé Garin (Laissus, 1869), est nuancée par Baud (1937) qui considère possible une exploitation par la population locale mais que l'approvisionnement en sel à l'échelle régionale est issu de la mine du roc d'Arbonne, à Bourg-Saint-Maurice. Vers 1450, un éboulement considérable du versant W de la gorge de Salins, probablement la partie gypseuse, aurait détruit une partie de Salins et enfoui les sources à 6-8m de profondeur (Mougin, 1914; Garin ? in Laissus, 1869; Lapostolle, 1989). Cet événement majeur reste cependant discuté par les historiens, dont Paul Baud (1937) à cause de « l'absence de preuve du recouvrement du fond de la vallée». Néanmoins, les eaux salées ne seront exploitées de nouveau qu'un siècle plus tard, en 1559, lors de l'établissement des Salines Royales à Moûtiers sur la décision du duc de Savoie Emmanuel-Philibert (Figure 3-3). L'exploitation des salines fut concédée à des nombreux gestionnaires successifs et elles fonctionnèrent jusqu'en 1866, malgré les périodes de guerres et les nombreuses destructions causées par l'Isère et le Doron-de-Bozel, des incendies, tempêtes, inondations ou éboulements. Les bâtiments et aménagements le long du Doron, permettant le transport de l'eau salée des sources aux salines, ont plusieurs fois été reconstruits et les techniques d'extraction du sel ont évolué au cours du temps.



Figure 3-3 : Moûtiers et les Salines Royales : a. gravure vers 1850 ; b. bâtiment de graduation le « Saint-Antoine » et le bâtiment à cordes vers 1870 (Lapostolle, 1989).

En 1838, la Société des Bains de Salins est créée et acquiert du gouvernement sarde (la Savoie appartenait alors au royaume de Piémont-Sardaigne) la concession de la plus petite des deux sources thermales ; seule les eaux de la grande source étant utilisées pour les Salines de Moûtiers. Un établissement de bains, dit aujourd'hui « les Vieux-Bains », est alors construit (de 1839 à 1841) sur le site même des émergences (Figure 3-4a et b). Une autorisation de dérivation des eaux de la grande source est néanmoins obtenue en 1840 par nécessité (Laissus, 1869 ; Baud, 1937 ; Gros, 1996). Les sources d'eaux minérales qui alimentent les établissements thermaux de Brides et de Salins sont déclarées « D'Intérêt Public » par un décret en Conseil d'État du 21 juin 1878. L'intérêt économique et touristique autour des stations thermales grandissant, le gouvernement engage un désenclavement des vallées alpines étroites. Dans la vallée de la Tarentaise, la route de Moûtiers à Brides passant par Salins est élargie en 1870, le chemin de fer est prolongé jusqu'à Moûtiers en 1893 et une ligne de tramway électrique desservant Salins et Brides à partir de Moûtiers est construite en 1900 pour faciliter l'accès aux curistes. En 1893, afin de répondre à l'accroissement de la fréquentation des thermes, un nouveau bâtiment bien plus grand - l'établissement thermal actuel – est construit 100m en aval au centre du village de Salins (Figure 3-4c). En face de celui-ci, la piscine thermale extérieure a été construite en 1928 (Gros, 1996 ; Figure 3-4d et e), et restaurée en 1987 en même temps que l'établissement thermal (Pasqualini, 1987). L'ensemble des bâtiments thermaux et les terrains rattachés aux sources de Salins-les-Thermes sont rachetés par la commune voisine de Brides-les-Bains en 1970. La gestion des établissements de Salins et de Brides (Figure 3-4e) est concédée depuis 1989 à la société SET Brides (Société des Établissements Thermaux de Brides-les-Bains et Salins-les-Thermes). Les deux établissements forment ainsi une seule station thermale.



Figure 3-4 : Évolution de la station thermale de Salins ; a. et b. Le bâtiment des Vieux-Bains vers 1900 (Gros, 1996) : a. entrée extérieure, b. escalier menant aux cabines de bains au niveau de la cour intérieure ; c. l'établissement thermal entre 1893 et 1928 ; d. et e. la piscine thermale, dénommée la plage, face à l'établissement thermal : d. vue du dessus entre 1928 et 1987, e. vue de l'avenue des thermes avec ligne électrique du tramway entre 1900 et 1928 (Pasqualini, 1987) ; f. tract publicitaire pour les établissements thermaux de Brides et Salins *avant 1926 ?* (Pasqualini, 1987 ; figure non datée).

3.2.2. Les premiers aménagements sur le site des émergences des Vieux-Bains

Les aménagements sur le site des émergences, dit site des Vieux-Bains, ont évolué au cours de son exploitation. Les informations étant peu précises et souvent incertaines, la description est ici synthétisée.

Les travaux de recherche des griffons de Salins, suite à leur enfouissement vers 1450, débutent vers 1559. L'excavation de 6-8 mètres de profondeur par rapport au niveau du sol, et le creusement manuel de premières galeries, auraient permis de mettre à jour de nombreuses petites arrivées d'eaux chaudes et salées. Celles-ci auraient été réunies dans **deux bassins de récupération** distincts, dénommés depuis **Grande Source Chaude** et **Petite Source Chaude** (Figure 3-5 ; Laissus, 1869 ; Gros, 1996). Le réseau de drainage des **galeries de protection** aurait été mis en place entre 1730 et 1776, afin d'évacuer les eaux issues de différentes sources présentes dans les galeries (Lapostolle, 1989). Le niveau du site d'émergence étant plus bas que celui du Doron, un **canal d'évacuation souterrain** est construit jusqu'à Moûtiers, ce qui permet aux eaux de se déverser par gravité dans le Doron. À l'époque, une **source froide** d'eau douce, se trouvant à 3 mètres environ au-dessus du plan d'eau des sources thermales, aurait déjà posé des problèmes à l'exploitation des eaux salées : « *l'afflux d'eaux froides rejoint le Petite Source dont le captage n'a pas été prolongé dans la roche dure et atteint les fissures jusqu'alors remplies d'eaux chaudes ». En 1818, le creusement d'une galerie longue d'une cinquantaine de mètres permet de remonter au griffon de la source, aujourd'hui nommée la Source Froide (Baud, 1937).*

Le bâtiment des Vieux-Bains a été édifié en 1839 à proximité immédiate des sources afin d'exploiter les eaux de la Petite Source par un écoulement gravitaire et continu dans des bains. L'établissement, dont la taille est restreinte par son emplacement dans l'excavation, comprenait un rez-de-chaussée avec neuf cabinets de bains (baignoire en marbre de Carrare taillée à la main), une salle de douche, une piscine (bassin de 60 cm de profondeur) et un séchoir, et un étage supérieur avec des salles d'attente et le logement des employés (Laissus, 1869; Gros, 1996). Des descriptions, issues de Baud (1937), permettent de mieux appréhender l'évolution des aménagements d'exploitation : « à l'extrémité de la galerie d'accès de la Grande Source se dressait alors un portail en pierres taillées, portant l'inscription : « Etiam in montibus aquae marinae » [Même dans les montagnes, de l'eau de mer] et fermant un bassin de six mètres de longueur pour cinq de largeur que bordait un chemin de larges dalles, à quarante centimètres au-dessus des eaux bouillantes » (Garin, 1866 in Baud, 1937) ; « [...] la salle de captage de la Petite Source qui alimente la piscine, face à l'établissement thermal, n'est pas accessible au public et, dans celle de la Grande Source, dont le bassin est caché sous un épais plancher, un dôme vitré correspond à l'ouverture du puits. [...] Les eaux de la Petite Source sont captées dans le bassin de recette même ; celles de la Grande Source, destinée aux baignoires, arrivent par une conduite en prise sur leur bassin de recette, dans un réservoir particulier, à l'issue de la grande galerie d'accès. Enfin, l'eau de la source froide, utilisée aussi par l'établissement [...] est puisée dans un bassin séparé, alimenté par une canalisation de grès qui aboutit à un radier incliné, en communication directe avec le griffon » (Baud, 1937).

Dès le début des aménagements, de grands travaux d'endiguement ont été entrepris le long du Doron pour assurer la protection du transport des eaux salées vers Moûtiers. Une digue de 3m d'épaisseur commençait 63 mètres en aval de la prise d'eau et se prolongeait jusqu'aux Salines avant la confluence avec l'Isère. À chaque nouvelle crue, la digue devait être renforcée. Elle fut de nouveau reconstruite en 1824 à Salins grâce à d'énormes blocs de rochers solidement cimentés entre eux (Pasqualini, 1987).


Figure 3-5 : Plan des émergences du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes, avec les aménagements d'exploitation des années 1950 (complété d'après R.Michel, 1959 ? *in* Siméon, 1980).

3.3. L'activité thermale

Les cures thermales à Salins semblent avoir été appréciées de tout temps. Le Dr Desprez précise en 1879 : « Les eaux de Salins (Savoie) sont [donc] à la fois chlorurées-sodiques fortes, ferrugineuses, iodurées, arsenicales et lithinées ; elles sont chargées d'acide carbonique ; elles sont thermales et enfin elles ont un débit assez considérable pour permettre de donner des bains à eaux courantes : telles sont les qualités qui les mettent à la tête des eaux similaires et qui leur font faire chaque année des cures si remarquables. Leur supériorité est si appréciable, qu'elle est immédiatement signalée par les baigneurs qui ont fait dans d'autres stations des cures antérieures et qui, nulle part, n'avaient éprouvé cette sensation de bien-être que produit l'immersion dans ces eaux à la fois si vivantes et si vivifiantes [...]».

Dès le début de l'activité thermale, le Dr Savoyen, cofondateur des Bains de Salins, prône une spécialisation des soins en fonction des propriétés minérales des eaux thermales (Pasqualini, 1987). Les observations des médecins successifs (Dr Savoyen, Dr Trésal, Dr Desprez et Dr Laissus entre autres) et les analyses effectuées par ces médecins, des chimistes (Berthier, 1807 ; Calloud vers 1840 et Langrognet, 1874 *in* Laissus, 1881) ou pharmaciens (Reverdy, 1838 *in* Laissus, 1881) ont contribué tout au long des XIX^{ème} et XX^{ème} siècles à définir les orientations thérapeutiques des eaux de Salins. Au XIX^{ème} siècle, elles concernaient ainsi le traitement des affections asthéniques (anémie), du système lymphatique, du système nerveux, du système génito-urinaire, les affections chirurgicales et cutanées ainsi que la rhumatologie (Dr Laissus, 1869 et 1881 ; Dr Trésal, 1863 et 1876 ; Dr Desprez, 1879). Des cures de boisson étaient prescrites mais l'usage externe était plus réputé. Il consistait en bain en eaux courantes en particulier (température naturelle proche de 33°C), en douche et en bain de vapeur. À partir de 1931, les boues issues des eaux thermales de Salins étaient récupérées et utilisées contre les séquelles de traumatisme et les lésions osseuses.

Les découvertes scientifiques et médicales dans l'ensemble des stations thermales françaises ont aidé à la reprise du thermalisme national après 1945. Les stations agréées par la Sécurité Sociale de 1947 à 1951 acquièrent ainsi leur réputation grâce à la spécialisation médicale. Aujourd'hui, les thermes de Brides et Salins sont ainsi réputés pour leur orientation thérapeutique distincte et complémentaire. Les thermes de Brides sont reconnus dans les traitements de l'appareil digestif, en particulier l'obésité et les affections résultant de la surcharge pondérale telles que le diabète. Les thermes de Salins sont réputés en rhumatologie pour le traitement des douleurs articulaires telles que l'arthrose, les affections du dos ou les rhumatismes. Les soins actuels utilisent les eaux de Salins uniquement en usage externe, en bain en eau courante, en piscine pour la mobilisation articulaire, et associée à de la boue – qui n'est plus issue des eaux de Salins – en illutation.

Alors que la fréquentation médicalisée (sous prescription médicale) nationale des établissements thermaux est en baisse depuis 1994 (environ 18%), celle de la station Brides-Salins est restée relativement stable. Les curistes conventionnés étaient au nombre de 10 234 en 1994, 14 881 en 2004 et 11 863 en 2013 (Blaise et Vigouroux, 2005 ; Laslaz *et al.*, 2015). Cette station doit son 13^{ème} rang dans les stations thermales françaises (Figure 3-6 ; Laslaz *et al.*, 2015) grâce à sa renommée pour les cures d'amaigrissement, lors des saisons thermales de mars à novembre (8 mois). Pour s'adapter au changement du thermalisme traditionnel, la station de Brides-Salins a comme de nombreuses autres stations thermales diversifié son offre en proposant, notamment aux clients des stations de ski proches, des séjours en spa et des soins de beauté, de bien-être et de remise en forme (le Grand Spa des Alpes, ouvert 10 mois par an de fin décembre à octobre). La fréquentation des curistes libres est ainsi en constante augmentation et représente environ 30% de curistes supplémentaires à la station Brides-Salins.



Figure 3-6 : Le poids national des stations thermales savoyardes (Laslaz et al., 2015).

Un important programme de restructuration des établissements est aujourd'hui en cours grâce à la décision de la mairie de Brides-les-Bains, en janvier 2014, de prolonger la concession à la SET Brides jusqu'en 2034 et, aux investissements de la Compagnie Lebon et Thala Invest pour le rachat, en avril 2014, des sociétés SET Brides (établissements thermaux) et SET Hôtels. Concernant le site de Salins-les-Thermes (Figure 3-7), les soins effectués dans l'établissement thermal seront transférés à Brides-les-Bains en mars 2018, et seule la piscine thermale sera gardée en activité et réhabilitée (Communiqué de presse du 20 janvier 2014 de la mairie de Brides-les-Bains).



Figure 3-7 : L'établissement thermal et la piscine thermale extérieure de Salins-les-Thermes, en 2013.

3.4. État des connaissances hydrogéologiques sur le système

Dès le début du XX^{ème} siècle, les recherches scientifiques s'intéressent plus précisément au contexte géologique des systèmes hydrothermaux et posent les grands principes des circulations souterraines, avec par exemple les travaux de De Launay (1899) et de Révil (1908) sur les sources thermominérales de Savoie. Les projets d'aménagement hydroélectrique dans les vallées alpines sont à l'origine de nouvelles études hydrogéologiques sur le site de Salins avec pour objectif de mieux comprendre le fonctionnement du système hydrothermal et les interactions avec les réservoirs de surface.

3.4.1. Propositions de schéma de circulation

La première étude hydrogéologique retrouvée est celle de Moret en 1950. Il suggère une circulation des eaux souterraines dans les cargneules et gypses du Trias, avec une infiltration en haute altitude dans le prolongement de la bande de Trias vers le SW (Haut Doron de Belleville) et une remontée dans une zone de fissures en fond de la vallée (point de moindre charge hydraulique). Les eaux enfouies à environ 1 000m de profondeur seraient minéralisées aux contacts des roches triasiques et réchauffées grâce au gradient géothermique.

Le travail de thèse de doctorat de Siméon en 1980 constitue la première étude hydrogéologique pluridisciplinaire sur les eaux thermominérales de Salins-les-Thermes. Les données géologiques, hydrodynamiques et hydrochimiques seront utilisées et discutées dans la suite de ce travail. Cependant, cette étude s'est intéressée à l'ensemble des sources thermominérales de la vallée de la Tarentaise (Brides-les-Bains, Salins-les-Thermes, La Léchère, La Coche ainsi que Échaillon en Maurienne) afin d'identifier l'origine des eaux et les structures constituants les drains ascendants. Le schéma de circulation du système de Salins est donc intégré dans un schéma conceptuel global de la vallée de la Tarentaise, le long d'une coupe E-W perpendiculaire aux fronts de chevauchement N30°E (Figure 3-8). Siméon (1980) suggère que l'origine des eaux thermominérales est liée soit (hypothèse 1) aux plans de chevauchement avec une circulation des eaux d'E en W, soit (hypothèse 2) aux grands accidents de vallées où les eaux circuleraient en profondeur le long des réseaux de fractures (N160) et remonteraient à la surface aux intersections avec les chevauchements. Les eaux thermominérales des stations de Tarentaise auraient une origine commune, avec une aire d'alimentation dans les zones plus internes (à l'E des sources) à une altitude moyenne de 2 800m et une température maximale atteinte par les eaux de 180°C, d'après l'étude chimique. La distinction hydrochimique des eaux serait alors liée aux remontées dans les différentes surfaces de chevauchement et aux mélanges avec des eaux froides plus superficielles à proximité des zones d'émergence.



Figure 3-8 : Schéma conceptuel de l'origine des eaux thermales de Tarentaise, selon les hypothèses de départ des travaux de recherche de Siméon (1980).

Le BRGM mène en 1988 une nouvelle étude structurale et hydrochimique à l'échelle du site hydrothermal de Salins, et en parallèle sur celui de Brides (Barat, 1988). L'objectif est de mieux comprendre ces circuits souterrains et de proposer des sites d'implantation de forage permettant l'exploitation en profondeur des ressources thermales. Des travaux de cartographie et de mesures de fracturation ont mis en évidence que les sources thermominérales se localisent préférentiellement aux intersections des contacts tectoniques N30°E à N40°E et des fractures transverses N80°E à N120°E. Sur le site de Salins, un contact structural entre les calcaires dolomitiques du versant E et les gypses à l'W se situerait alors dans le fond de la vallée du Doron-de-Bozel, recouvert par le remplissage. Le schéma de remontée des eaux chaudes (Figure 3-9) propose une circulation ascendante des eaux au niveau de la fracturation croisée, préférentiellement dans les calcaires dolomitiques en longeant le contact broyé avec les gypses. Il est suggéré que les eaux des sources des Vieux-Bains, émergeant à la base de l'escarpement des calcaires dolomitiques masqué par des alluvions indurées, circulent dans les plans de stratification ou de schistosité karstifiés (N30 80°E).



Figure 3-9 : Schéma de remontée des eaux thermominérales de Salins-les-Thermes d'après Barat (1988).

À partir d'une étude hydrochimique, Barat (1988) a montré que les sources de Salins et Brides sont alimentées par deux circuits hydrothermaux distincts (composition des réservoirs, profondeurs, températures et trajets ascendants différents) et a posé de nouvelles hypothèses sur le circuit de Salins. Il est estimé que les eaux atteignent une température de 70°C en profondeur et qu'elles doivent se refroidir lors de la remontée afin d'acquérir la minéralisation observée (Na, Cl et Ca, Mg, SO₄). La zone d'infiltration se situerait à une altitude de 2 400m environ ; le Mont Jovet, sommet le plus proche atteignant cette altitude, est suggéré. Il est proposé à partir de l'analyse des teneurs en tritium soit (i) un circuit rapide (inférieur à 25ans) et un refroidissement des eaux par conduction lors de la remontée, soit (ii) un circuit plus long avec un refroidissement principalement lié à un mélange avec des eaux froides plus superficielles (35% dans les Sources Chaudes de Salins). Nous remarquons que, dans ce dernier cas, le calcul de l'altitude d'infiltration est erroné à cause des mélanges. La suggestion d'une alimentation au niveau du Mont Jovet nous semble peu probable, à la vue des formations peu perméables devant être traversées (houiller de la zone briançonnaise, gypses) et des nombreux fronts de chevauchement qui pourraient interrompre les écoulements souterrains (Figure 3-2). Aucun schéma conceptuel plus précis du circuit hydrothermal de Salins n'a été proposé.

3.4.2. Cas de la Source Massiago

La Source Massiago se situe environ 620m au S des Vieux-Bains sur la commune de Salins-les-Thermes, juste en amont de la confluence avec le Doron-de-Belleville. Elle se localise plus précisément dans une dépression topographique (5-6m) au pied de l'escarpement de calcaires dolomitiques, en rive droite du Doron-de-Bozel. L'eau thermominérale se trouve dans une large vasque correspondant à un puits subvertical d'une quinzaine de mètres de profondeur, selon une plongée de Nicolas Schiavon, spéléologue du CAF d'Albertville, en 2012 (Figure 3-10). L'étude du BRGM a identifié sur ce site deux fractures (N50, 70°E et N110 vertical) dont l'intersection forme un dièdre karstifié.



Figure 3-10 : La Source Massiago à Salins-les-Thermes ; a. vue du dessus, du bord de route b. vue de la dépression topographique au pied de l'escarpement de calcaires dolomitiques fracturés.

L'eau thermominérale de la Source Massiago présente des caractéristiques chimiques similaires à celle des Vieux-Bains mais elle est moins minéralisée (cf. chapitre IV). Les études scientifiques ont donc tenté de déterminer si ces eaux avaient une origine commune. À partir de données hydrochimiques et isotopiques, l'étude de Siméon (1980) a démontré que l'eau de la Source Massiago ne correspond pas à une dilution de l'eau thermominérale des Vieux-Bains avec des eaux froides plus superficielles. L'étude suggère que l'eau thermominérale de la Source Massiago serait issue d'une branche terminale distincte au circuit des Vieux-Bains et que la minéralisation moins élevée serait liée à un contact plus court avec les roches de la surface de chevauchement (Figure 3-8). L'étude du BRGM (Barat, 1988) suggère quant à elle, à partir d'une étude hydrochimique moins approfondie, que la Source Massiago appartient au système thermominéral des Vieux-Bains et que l'eau thermominérale serait diluée avec des eaux superficielles. Nous discuterons donc de ces hypothèses au cours de cette étude, ainsi que du fonctionnement hydrodynamique de cette source.

3.4.3. Contexte hydrogéologique de la zone d'émergences

Siméon (1980) a mis en évidence la présence de deux types d'eaux de subsurface dans la zone des émergences thermominérales des Vieux-Bains de Salins : (i) des eaux alluviales contenues dans les formations quaternaires constituant le replat alluvionnaire en rive droite du Doron-de-Bozel et (ii) des eaux circulants dans les formations triasiques constituant le versant E de la vallée. Dans son étude, Siméon s'est donc particulièrement intéressée aux interactions hydrodynamiques et aux mélanges potentiels entre le réservoir thermominéral et les aquifères peu profonds (remplissage quaternaire et versant).

En effet, plusieurs études (Rollin et Borel, 1925-1927 et Michel, 1959 *in* Siméon, 1980 ; Moret, 1950) ont mis en évidence sur le site de Brides-les-Bains une influence dynamique du Doron sur les sources chaudes. Par un jeu de pression, la charge du Doron créé un « bouchon » hydraulique sur certaines émergences, ce qui refoule les eaux thermales vers les captages et augmente leur débit. Sur le site des Vieux-Bains de Salins, Moret (1950) observe que les débits des Sources Chaudes ne sont pas influencés par les crues du Doron, mais suppose plutôt un rôle des eaux de fonte sans préciser leur origine. L'étude de Siméon (1980) prouve que les hausses de débit des sources ne sont pas liées à des phénomènes de mélange. Un essai de pompage dans la nappe alluviale est réalisé afin d'étudier les conséquences d'une variation rapide de la pression exercée par la nappe, alimentée par le Doron, sur les émergences (cf. chapitre III.9.1).

Le rabattement obtenu dans la nappe n'a cependant pas entrainé une baisse des débits suffisamment significative pour confirmer l'hypothèse d'une interaction hydrodynamique.

D'autre part, l'étude de Siméon (1980) déduit une possible contamination des eaux thermominérales par des eaux infiltrées sur le versant à partir d'un essai de traçage réalisé sur le plateau à 100m de la zone d'émergence (Figure 3-11 ; cf. chapitre III.9.1). Les temps de parcours relativement court (deux heures vers les sources chaudes des Vieux-Bains et deux jours vers la Source Massiago) et la restitution des traceurs en très faible concentration et par vagues successives sont expliqués par des cheminements complexes et multiples des eaux au sein des calcaires dolomitiques très fracturés et possiblement karstifiés. Cette hypothèse d'une contamination potentielle des eaux thermominérales par des eaux infiltrées sur le plateau peut être remise en question. En effet, en 2007-2008, une fuite de la cuve à fioul du complexe scolaire situé à 150m au SE au-dessus des Vieux-Bains, a contaminé en hydrocarbures les eaux de la Source Froide mais pas celles des Sources Chaudes (Beaujean et Duchêne, 2009). Le temps de transfert à la Source Froide a été estimé à moins d'une heure à partir d'un traçage à la fluorescéine au droit de la cuve. Cet incident met en évidence un risque sanitaire sur la zone environnant les émergences (cf. chapitre I.3.6), mais ne soutient pas l'hypothèse d'une contamination potentielle des eaux thermominérales par des eaux infiltrées sur le plateau. Elle sera donc discutée dans la suite de cette étude (cf. chapitre III).

Pour la suite de cette étude, nous utiliserons le terme de réservoir de versant pour définir les formations triasiques du versant E à travers lesquelles se font les écoulements de subsurface, distincts des potentielles circulations d'eaux thermominérales plus profondes dans ces mêmes formations. La Source Froide serait donc alimentée par ce réservoir de versant mais également par des eaux thermominérales selon Siméon (1980).



Figure 3-11: Localisation des sources et des points d'injection des traçages de 1980 (Siméon) et du complexe scolaire sur la commune de Salins-les-Thermes (2008).

3.4.4. Prospections pour un captage souterrain de la ressource thermominérale

Dès les années 1980, la société thermale SET a souhaité développer l'exploitation de la ressource thermale tout en assurant une meilleure protection face aux pollutions de surface. Dans ce but, il est généralement d'usage de réaliser un forage à grande profondeur (plusieurs centaines de mètres) interceptant le drain thermal avant la dispersion des eaux dans la zone d'émergence et leur dilution avec des eaux plus superficielles. Sur le site de Salins, différentes méthodes de prospection ont donc été réalisées pour définir les zones favorables à l'implantation de forages de reconnaissance.

Les premières prospections indirectes

Une campagne de détection d'anomalies en gaz radon du sol a été effectuée par le BRGM en 1988 (Barat, 1988). Le radon étant issu de roches de la croûte terrestre par désintégration radioactive de l'uranium, il migre vers la surface sous forme gazeuse ou dissoute grâce aux eaux souterraines. Deux nouvelles prospections ont été réalisées par la société ANTEA en 2001 : des mesures thermiques du sol et des mesures en CO_2 dans les gaz du sol (Mercier, 2001). Ces trois méthodes de prospections indirectes (radon, thermique, CO_2) sont susceptibles de mettre en évidence les zones privilégiées de remontées d'eau profonde thermale et gazeuse le long de grandes failles.

Les interprétations du BRGM et ANTEA indiquent plusieurs zones d'anomalies en radon (>700 pCi/l), en CO₂ (> 1%) et thermique (> 25°C) qui s'aligneraient dans une direction N30 sur le plateau à l'E des Vieux-Bains vers le lieu-dit « le Château » et la pointe S de la falaise puis au niveau de la Source Massiago (Figure 3-12a, b et c). Cet alignement localiserait le prolongement du contact structural calcaires dolomitiques/gypses vers le SW en suivant la direction N30 et confirmerait le schéma de remontée des eaux proposé par Barat (1988 ; Figure 3-9). Au niveau de la source Massiago, il représenterait le contact par faille entre le trias dolomitique et le houiller briançonnais selon l'étude ANTEA (Mercier, 2001). Barat (1988) suggère également que les anomalies en radon perpendiculaires de direction N110 vers les Vieux-Bains et N150 à la source Massiago représentent les fractures transverses et mettent en évidence les zones de fractures croisées. Elles ne sont cependant pas observées par les autres méthodes. La localisation des anomalies est néanmoins critiquable car les roches calcaires dolomitiques du versant sont très perméables et le lieu d'écoulements descendants dans les réseaux de fractures plus ou moins denses et possiblement karstifiés. Au niveau du Doron, les émissions sont probablement diffuses dans le remplissage et sont à l'origine d'anomalies non significatives en radon et CO₂ ou d'anomalies thermiques très étendues comme à la source Massiago.

Face au manque de connaissances sur les roches en profondeur et sur l'orientation et la profondeur du contact calcaires dolomitiques/gypses, les deux études ont proposé l'implantation d'un forage de reconnaissance dans des zones ciblées grâce au contexte géologique et aux anomalies mesurées (Figure 3-12a, b, c et d). Un tel forage de petit diamètre a pour objectif d'aller suffisamment en profondeur (minimum de 400m selon Barat (1988) et de 150m selon Mercier (2001)) pour localiser les écoulements profonds ascendants le long de la zone de contact. Les sites de forage proposés sur le plateau ont pour contraintes techniques la grande profondeur de forage à travers les calcaires dolomitiques et le risque important de contamination des eaux thermominérales captées par les importantes circulations d'eau froide dans le versant. Il est aussi suggéré que les circulations ascendantes d'eaux profondes dans ces roches sont potentiellement très localisées dans des « conduits ». L'étude de Barat (1988) déconseillait également

l'implantation d'un forage à proximité immédiate de la source Massiago au niveau du Doron car un pompage à cet endroit pourrait provoquer un afflux d'eau de la source, qui est soumise à des contaminations bactériennes issues des infiltrations du plateau. Par contre, l'étude ANTEA (Mercier, 2001) suggère que cette zone est plus intéressante que le plateau pour éviter les contraintes et favoriser une exploitation artésienne sans pompage de la ressource. Elle précise cependant la nécessité de prendre en compte une foration en milieux instables (remblais, alluvions, colluvions) et d'envisager un forage d'exploitation incliné pour capter la ressource plus en profondeur, si le contact était recoupé trop proche de la surface pour assurer une protection sanitaire de la ressource.



Figure 3-12 : Prospections indirectes sur le site de Salins-les-Thermes ; a. teneur en radon du sol (Barat, 1988), b. teneur en CO_2 du sol (Mercier, 2001),



Figure 3-12 suite : c. température du sol (Mercier, 2001) et d. profils géophysiques électriques et sismique réflexion (Barat, 2003) sur la carte géologique du BRGM (Barat, 1988).

Forages de reconnaissance

Suite à ces investigations et en considérant les contraintes techniques, foncières et administratives, des forages de reconnaissance ont été réalisés début 2002 à proximité de la Source Massiago, entre le Doron-de-Bozel et la route (parcelle 1296 ; Figure 3-12d), par la méthode du marteau fond de trou à l'air et sans adjuvant. L'importante fissuration et fracturation des formations traversées n'a pas permis d'exploration à grande profondeur puisqu'un premier forage de reconnaissance sans tubage s'est comblé à moins de 25m de profondeur et un second forage, avec tubage provisoire à l'avancement, a été stoppé à 83m pour la même raison (rapport ANTEA Mercier, 2002 ; Annexe A.1).

L'interprétation des cutting de forages (Figure 3-13) a mis en évidence que le contact gypseux n'est pas atteint à 83m de profondeur (Mercier, 2002). Seul un niveau de gypse de 50cm d'épaisseur a été traversé à 70m de profondeur ; il peut s'agir de gypses injectés dans une fracture. En effet, la coupe lithologique (Figure 3-13) montre, sous 15m de remblais et d'alluvions, une intercalation de schistes et de calcaires (dominant en profondeur) durs à très fracturés. Des venues d'eau souterraine ont été observées au-delà de 40m de profondeur au niveau des contacts calcaires/schistes, des niveaux fracturés ou d'une cavité dans les calcaires. Des essais de pompage et des analyses d'eau (Figure 3-13) ont mis en évidence la relation hydraulique avec la Source Massiago ; les eaux ont des compositions physico-chimiques similaires (chlorurées sodiques) et la source a subi un rabattement d'au moins 20cm pendant les pompages. Par contre, les forages et pompages n'ont pas eu de conséquence sur les sources thermominérales des Vieux-Bains, situées environ 620m au N. Ces observations, la hausse des températures ainsi que la stabilisation des niveaux dans le forage et la source Massiago lors des pompages, nous permettent de suggérer contrairement aux études précédentes (cf. chapitre I.3.4.2) que la Source Massiago fait partie d'un système hydrothermal distinct de celui des Vieux-Bains. Ceci sera discuté dans la suite de l'étude (cf. chapitre II.7.3) et confirmé par l'étude hydrogéochimique (cf. chapitre IV ; Doublet, 2013).

La ressource atteinte par le forage n'a pas été considérée satisfaisante pour l'exploitation thermale, puisque qu'elle n'est pas captée suffisamment en profondeur pour être protégée des pollutions de surface et que les eaux sont moins minéralisées que celles du site d'exploitation des Vieux-Bains.



Figure 3-13 : Synthèse des données lithologiques et du suivi hydrogéologique du forage destructif profond (F2), à proximité de la Source Massiago à Salins-les-Thermes, d'après l'étude ANTEA (Mercier, 2002).

Reconnaissance géophysique

Une étude géophysique a été réalisé en 2002 et 2003 par la société Horizons-Centre afin de préciser le contexte structural de la zone, en particulier la position et le plongement du contact anormal calcaires dolomitiques/gypses (Barat, 2003). Deux méthodes complémentaires ont été mises en œuvre : des panneaux électriques haute résolution et des profils sismiques réflexion, localisés sur la Figure 3-12d. La prospection électrique a permis une profondeur d'investigation de 100 à 150m et la sismique de 400 à 500m.

Cette étude mentionne que les interprétations sont conditionnées par les limites de validité des méthodes et les perturbations engendrées par l'urbanisation et la topographie du site. Il est néanmoins nécessaire de préciser qu'une telle méthode sismique est peu adaptée au contexte alpin à cause des déformations complexes des couches géologiques. Les structures ayant de forts pendages sont par exemple difficilement repérables ou sont à l'origine d'artefacts. Les interprétations de l'étude sur le site de Salins (Barat, 2003; Figure 3-14 et complément en annexe A.2) – suggérant que le contact calcaires dolomitiques/gypses au niveau de la vallée est caractérisé par une zone faillée subverticale à orientée vers l'W et la présence de grandes structures subverticales pendage vers l'W sur le versant – sont donc difficiles à valider. De plus, l'identification de bancs calcaires dolomitiques plongeant de 20 à 30° vers l'E, sur le versant E du Doron, n'est pas cohérente avec les observations et données de surface. Les pendages aux affleurements des formations triasiques sont en effet subverticaux (Debelmas *et al.*, 1989; Barat, 1988; Lu, 1985; cf. chapitre II.6.2.2).

Les profils électriques de cette campagne géophysique seront réinterprétés dans la suite de cette étude pour préciser la géométrie et la composition du remplissage quaternaire de la vallée (cf. chapitre II.7.3 et Figure 7-2). Ils pourront également fournir des indications sur la position des remontées d'eaux thermominérales dans les derniers 100m des circuits.



Figure 3-14 : Coupe sismique réflexion en profondeur du profil S3 interprétée par la société Horizons (Barat, 2003).

Conclusion

Les différentes études menées ont tenté de mieux comprendre le fonctionnement du système hydrothermal de Salins-les-Thermes. Elles ne présentent cependant pas d'hypothèses solides aussi bien sur la zone d'infiltration (altitude et structure permettant l'enfouissement des eaux) que sur le parcours souterrain (aquifère profond). Les connaissances sur la zone d'émergence sont plus approfondies. Les différents aquifères présents sur le site d'étude ont été identifiés et des premières hypothèses ont été posées sur les mélanges et les interactions hydrodynamiques entre ces réservoirs. Les différentes prospections (radon, CO₂, thermique, forages de reconnaissance), ayant eu pour objectif de définir l'orientation et la profondeur du contact structural à l'origine des remontées d'eaux thermominérales, ont donné des interprétations contradictoires. De manière générale, ces études n'ont donc pas permis une compréhension précise de la zone d'émergence et globale du système hydrothermal de Salins.

3.5. Situation actuelle de l'exploitation

L'exploitation de la ressource aux émergences artésiennes est à l'origine de la mise en place d'un système d'exploitation bien particulier sur le site des Vieux-Bains de Salins, qui n'a connu que quelques modifications au cours du temps. Ce n'est qu'en 2005 que d'importants travaux de modernisation et sécurisation des captages et des réseaux de transport ont été faits suite à une étude de faisabilité de l'entreprise Gaudriot (2004 ; Figure 3-15 et Figure 3-16). Le schéma de réhabilitation avait pour objectif d'améliorer et garantir des conditions sanitaires optimales en minimisant les risques de développement bactérien, et de maintenir l'équilibre hydrostatique du système. Ce système d'exploitation bien particulier est présenté ci-dessous dans son état actuel. Le cadre réglementaire de l'exploitation est ensuite précisé.



Figure 3-15 : Plan du site des émergences thermominérales des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes.



Figure 3-16 : Photos des installations sur le site des Vieux-Bains ; a. piscine thermale, b. une salle de bains, c. galerie d'évacuation, d. galerie d'accès à la Petite Source Chaude (PSC) et canalisation de transport de ces eaux, e. entrée de la salle de captage de la Grande Source Chaude (GSC), f. canalisation de transport des eaux de la GSC vers le bac de mélange, g. bac de mélange des eaux thermominérales, h. cheminée d'équilibre réaménagée dans galerie de la GSC, i. zone des cheminées d'équilibre dans la galerie de la Source Froide, j. émergence de la Source Froide (SF), k. captage des eaux de la SF et l. galerie de protection.

3.5.1. Captage, transport et réception des eaux exploitées

Captage de la Grande Source Chaude (GSC)

Le bassin de captage de la GSC a été redécouvert sous la dalle de la salle lors des travaux de réhabilitation en novembre 2005 (Figure 3-15 et Figure 3-16e). Il mesure en moyenne 6m de long pour 3m en largeur et une profondeur moyenne de 3m (Figure 3-17a). Les eaux thermominérales artésiennes émergent dans le premier réservoir, initialement surmonté d'une verrière (Figure 3-17b). Les eaux se déversent dans un second réservoir, supposé être un bac de décantation (Blaise et Vigouroux, 2005), puis un troisième à partir duquel part la canalisation de transport des eaux vers le bac de mélange. L'utilité et la destination de la canalisation en fond de cuve n'ont pas été identifiées.

Une diagraphie du griffon à la sonde multiparamètres a mis en évidence une très bonne homogénéité de la colonne d'eau (d'environ 9m), ce qui permet de suggérer que les mélanges potentiels auraient lieu avant les émergences (Gaudriot, 2004). Une vidange du bassin par pompage s'est avérée difficile à cause de l'important débit – possiblement du fait d'une interaction avec la seconde source principale – et a été interrompue pour ne pas risquer de déstabiliser le système. La reconnaissance et le nettoyage des réservoirs ont été réalisés mais l'aménagement d'un capot en PEHD (Polyéthylène Haute Densité) et de tubages pour dégazage et filtre bactériologique, préconisés par l'expertise Gaudriot n'ont pas pu être faits. Le bassin de captage de la GSC a donc été isolé, dans son état initial, par un couvercle hermétique en PEHD à l'aplomb du griffon (Figure 3-17c ; Dzikowski, 2010).



Figure 3-17 : Bassin de captage de la Grande Source Chaude ; a. coupe schématique des réservoirs (complété d'après Dubuard, 2005), b. verrière à l'aplomb griffon avant 2005 et c. couvercle hermétique en PEHD mis en place lors des travaux de 2005.

Captage de la Petite Source Chaude (PSC)

Le bassin de captage de la PSC est de plus petite taille (environ 2,3m de longueur pour 2,2m de largeur et 2,7m de profondeur) et maçonné. Une reconnaissance du bassin lors de l'expertise de 2004 (Gaudriot, 2004) a permis de distinguer deux venues d'eau thermominérale ; le griffon principal est à l'angle SE et la seconde venue est à l'angle NW à proximité de la canalisation de captage (Figure 3-18a). L'épais dépôt de boue n'a pas permis de mettre à jour d'autres venues mais une diagraphie multiparamètre a

également montré une bonne homogénéité de la colonne d'eau. Les pompages dans le bassin n'ont pas permis d'isoler la venue principale et de mettre en place la structure de captage en PEHD préconisés par l'expertise Gaudriot (2004). Le bassin a donc aussi été isolé dans son état initial (Figure 3-18b) avec un couvercle hermétique en PEHD (Figure 3-18c ; Dzikowski, 2010).



Figure 3-18 : Bassin de captage de la Petite Source Chaude ; a. coupe transversale du bassin avant travaux de 2005 (Gaudriot, 2004), b. bassin découvert avant 2005 et c. couvercle hermétique en PEHD mis en place lors des travaux de 2005.

Transport et réception des eaux thermominérales

La réhabilitation des canalisations à la sortie des deux bassins de captage et du bassin de mélange (Figure 3-15 et Figure 3-16) a été contrainte par la nécessité de conserver l'équilibre hydrostatique fragile du système.

Il existe, en effet, dans les galeries du site de nombreuses émergences secondaires présentant des températures froides à chaudes, équivalentes aux sources thermales. Certaines de ces émergences sont canalisées dans des **cheminées d'équilibre** (Figure 3-16h et i), qui semblent d'expérience essentielles au maintien du débit des sources principales. L'étude Gaudriot (2004) fut la première à étudier précisément la distribution géographique de ces émergences par rapport à leurs caractéristiques physico-chimiques (température et conductivité) et leur altitude de débordement. Les interactions et l'équilibre hydrostatique entre ces émergences et les sources principales n'étant pas bien compris et établi, l'étude Gaudriot a préconisé une réhabilitation des canalisations des eaux thermominérales en conservant les niveaux d'eaux dans les bassins afin d'éviter un changement des conditions d'équilibre et l'infiltration d'eaux froides vers les eaux thermominérales.

Ainsi, les canalisations d'origine, en terre cuite pour la GSC et en PVC pour la PSC, ont été remplacées par des canalisations en PEHD, permettant leur nettoyage et désinfection. Elles ont été calibrées légèrement plus petites pour assurer un écoulement gravitaire en charge et à une vitesse plus

importante permettant une évacuation des gaz et de minimiser les risques bactériologiques. Chaque canalisation est équipée d'un regard hermétique et d'un robinet de prélèvement. Le bac de mélange dans lequel les eaux des GSC et PSC sont réceptionnées a également été remplacé. Le nouveau bac, installé au même endroit que l'ancien, est en PEHD avec un couvercle hermétique et un trop-plein déversant l'excès d'eaux thermominérales dans le réseau de drainage (Figure 3-16g). C'est à partir de ce bac de mélange que les eaux thermominérales sont pompées et transportées vers l'établissement thermal et la piscine extérieure, le long de la galerie d'évacuation (Figure 3-16c).

Captage et transport des eaux de la Source Froide (SF)

La Source Froide est située au S des Sources Chaudes (à 22m de la GSC et 30m de la PSC), au bout de la galerie W prolongée vers le versant, et émerge environ 2m au-dessus des couvercles des bassins de captages des PSC et GSC.

Les eaux sont partiellement captées à proximité de l'émergence et s'écoulent gravitairement dans une canalisation longeant la galerie de la Source Froide (Figure 3-16i et k). Cette canalisation est en terre cuite en amont et en PVC avec un trop-plein en aval. Cette eau, utilisée comme eau industrielle, est acheminée par pompage vers l'établissement thermal. Le trop-plein est drainé par la galerie d'évacuation.

Le réaménagement du captage de la SF préconisé par l'expertise Gaudriot (2004) n'a pas pu être réalisé à cause de l'accès difficile et l'espace restreint de cette galerie. La création d'un seuil maçonné et l'installation d'une nouvelle canalisation captant l'ensemble des eaux froides de cette source auraient permis d'assainir la galerie et la réhabilitation en cheminée d'équilibre des émergences secondaires.

Les galeries d'accès et de protection

Les cheminées d'équilibre des galeries d'accès aux sources chaudes ont été réaménagées avec des tubages en PEHD, comprenant une vanne de régularisation du débit de fuite pour ajuster le niveau hydrostatique (Figure 3-16h). Les galeries ont été également nettoyées au cours des travaux de réhabilitation de 2005, et les réseaux de drainage des eaux améliorés.

Les galeries de protection constituent des drains naturels aux eaux d'infiltration et permettent leur écoulement, ainsi que celui des eaux thermominérales issues d'émergences sauvages, vers la galerie d'évacuation (Figure 3-15 et Figure 3-16l). Ces galeries, creusées à même la roche, sont maçonnées à certains endroits, et avec des dépôts de boues à la surface du sol. Aucun travail n'a été fait sur ces galeries mais l'expertise Gaudriot (2004) a préconisé un maintien opérationnel du drainage pour conserver l'équilibre hydrostatique du système et éviter les infiltrations vers les captages.

3.5.2. Mode d'exploitation

Les eaux thermominérales sont utilisées pour les soins thermaux, le remplissage des piscines (intérieure et extérieure) et le maintien hors gel des bâtiments. Le pompage s'effectue à partir du bac de mélange. Une première pompe, située sur le site des Vieux-Bains, fonctionne de façon permanente toute l'année et à un débit constant. Une seconde pompe, localisée au niveau de la salle des machines de la piscine extérieure, permet d'augmenter et réguler le débit d'exploitation en fonction de la demande. En période d'ouverture de la station thermale, la demande varie au cours d'une journée en raison de l'exploitation en

flux continu, particulièrement pour les bains en eaux courantes. Ainsi, en 2012, le débit maximal d'exploitation a été estimé à 90 m³/h par la SET à partir du remplissage hebdomadaire de la piscine intérieure de l'établissement thermal.

Les canalisations conduisant les eaux thermominérales et froides des Vieux-Bains à la salle des machines de la piscine passent par la galerie d'évacuation sous l'avenue des thermes. Les eaux thermominérales sont ensuite déversées dans un bac et distribuées, après avoir été traitées au chlore selon la réglementation. Les rejets d'eaux de la station sont redirigés dans le canal d'évacuation vers le Doron.

3.5.3. Cadre réglementaire

Suivi réglementaire

Les eaux exploitées (GSC, PSC, SF) sont soumises aux contrôles sanitaires réglementaires. Des analyses physico-chimiques et bactériologiques sont ainsi réalisées 3 à 4 fois par an en période d'exploitation thermale par l'ARS (Agence Régionale de Santé). Cependant, du point de vu réglementaire, il n'existe pas d'analyse physico-chimique de référence pour juger de la conformité des eaux. Vigouroux (1999) et le rapport BRGM (Blaise et Vigouroux, 2005) mettent en évidence une relative stabilité des paramètres physico-chimiques mais préconisent un suivi à long terme des variations éventuelles afin de mieux appréhender le comportement de la ressource. Concernant la bactériologie, des contaminations ponctuelles de Legionella non pneumophila ont été enregistrées aux sources chaudes entre 2000 et 2003. Ces événements, non synchrones entre les deux sources, ne reflètent pas une contamination de la ressource mais ont mis en évidence la nécessité d'assurer de meilleures conditions sanitaires de l'exploitation aux émergences. Suite aux travaux de 2005, aucune contamination bactériologique n'a été observée. L'accès aux bassins de captage est en effet interdit en période d'exploitation thermale et les caractéristiques physico-chimiques des eaux (présence de NaCl) sont très probablement défavorables au développement bactérien.

Les différentes expertises (Gaudriot, 2004 ; Blaise et Vigouroux, 2005 ; Dzikowski, 2010) ont de plus conseillé l'installation d'un équipement *in situ* de suivi en continu des paramètres physico-chimiques (température et conductivité), des débits et des niveaux d'eau afin d'assurer un meilleur contrôle du comportement de la ressource. Au début de cette étude (fin 2011), les sondes de température et conductivité en place dans les canalisations de la PSC et de la GSC étaient défectueuses et les mesures de débit avant pompage étaient faites ponctuellement au niveau des canalisations par un débitmètre à ultrason.

Régularisation de l'autorisation d'exploitation

L'exploitation des eaux thermominérales de Salins-les-Thermes est faite sur la base de l'autorisation permanente définie par la DIP de 1878. Dans le cadre de nouvelles procédures réglementaires relatives aux sources exploitées, une régularisation de l'autorisation d'exploitation est obligatoire pour la réalisation de travaux sur le réseau d'exploitation (article L1322-1 du code de la santé publique). Elle permet d'assurer une exploitation répondant aux exigences sanitaires.

En ce qui concerne l'utilisation d'eaux de source minérale à des fins thérapeutiques dans un établissement thermal, les risques de détérioration qualitative et quantitatif de la ressource doivent être identifiés sur l'ensemble de la chaine gisement-captage-transport-soins et un schéma d'amélioration des conditions d'exploitation les prenant en compte doit être proposé aux autorités sanitaires. Dans le cas de Salins, une telle régularisation permettrait d'intégrer nominativement les sources exploitées et de disposer de

valeurs de référence, ainsi que de demander la mise en place de périmètres de protection pour assurer la sécurité sanitaire de la ressource (Blaise et Vigouroux, 2005 ; Dzikowski, 2010).

En 1994, face à l'absence de travaux majeurs de modernisation de l'exploitation et de sécurisation de l'environnement des sources, les autorités sanitaires ont demandé que la régularisation du dossier soit faite. La mairie de Brides-les-Bains a entamé cette procédure suite aux travaux de réhabilitation des captages en 2005.

3.6. Les risques de détérioration de la ressource thermominérale

Les risques de détérioration quantitative et qualitative de la ressource thermominérale dépendent de la vulnérabilité du système face aux aléas environnementaux naturels ou anthropiques. La reconnaissance de chaque risque est indispensable pour une gestion durable de la ressource.

3.6.1. Contexte environnemental

Le site des émergences des Vieux-Bains se situe dans la zone urbaine de Salins-les-Thermes, au niveau du replat alluvionnaire en rive droite du Doron-de-Bozel (Figure 3-19). Les sources se trouvent dans une excavation par rapport à la topographie générale et au Doron, et au pied d'un escarpement subvertical (70m de haut environ) du versant constitué de calcaires dolomitiques (Figure 3-20). Ce dernier forme à l'E du site un plateau qui est aujourd'hui majoritairement urbanisé, sans activité agricole, artisanale ou industrielle. La rive gauche du Doron plus escarpée est principalement recouverte de forêt (Figure 3-21).

Il n'y a pas eu d'importante activité minière dans la région de Moûtiers à Brides-les-Bains. De petites mines artisanales ont été creusées, dans les formations du Houiller particulièrement, mais elles ne sont pas des sources de pollution potentielles. Une ancienne carrière de gypse, à ciel ouvert et souterraine, a été répertoriée (Durand, 2010) à l'W de Salins au lieu-dit Léchaud, en rive gauche du Doron-de-Bozel (Figure 3-19). Elle comprend 4 niveaux superposés avec un développement de 1 390m de galeries. Cette carrière ne présente pas de sources de pollution pour la ressource thermominérale. Seule la carrière Claraz-Eynard, à l'E de Moûtiers en rive gauche de l'Isère, extrait encore actuellement des matériaux dans les bancs massifs de calcaires et de quartzites du Trias par foration puis minage à l'explosif.

L'activité hydroélectrique est importante dans la vallée de la Tarentaise avec, entre autres, en amont de Salins de nombreuses centrales installées le long des dorons de Bozel et de Belleville, avec des prises d'eau et conduites forcées en amont. À proximité de Salins, seule la retenue de La Coche est située en haut du versant W avec le réseau de conduites forcées associé (Figure 3-19), en amont au S et à l'W vers Belleville et Celliers et, en aval vers l'usine et le barrage d'Aigueblanche. Les aménagements hydroélectriques ne se sont jamais révélés être à l'origine de risques pour la ressource thermominérale de Salins.



Figure 3-19 : Contexte environnemental de la ressource thermominérale de Salins-les-Thermes ; source des données : BD topo v2 ign, correspondant à la carte IGN 3532 OT, complété.



Figure 3-20 : Le bâtiment des Vieux-Bains, site d'exploitation de sources thermominérales de Salins-les-Thermes en 2012 ; a. l'entrée principale avec l'escarpement de calcaires dolomitiques en arrière-plan et b. la cour intérieure et l'escalier d'accès.



Figure 3-21 : La vallée de Salins-les-Thermes ; a. les versants E et W de la vallée de Salins, vue de Villarlurin vers le N ; b. Extrémité occidentale du chaînon du Mont-Jovet, vue du versant W de Moûtiers vers le SE.

3.6.2. Les risques quantitatifs

Vulnérabilité

La vulnérabilité quantitative de la ressource thermominérale de Salins est essentiellement liée à l'équilibre hydrodynamique fragile entre la remontée thermominérale et les réservoirs de surface (système alluvial et réservoir de versant). Elle est cependant difficile à évaluer car les processus contrôlant cet équilibre (par exemple les phénomènes de pression, de densité de fluide) et les mélanges aux émergences secondaires sont mal définis et/ou mal compris. En effet, il est supposé que la nappe alluviale impose une pression hydraulique sur la remontée thermale, sans qu'il n'y ait de mélange aux sources chaudes principales (Siméon, 1980). Les émergences secondaires sont elles le lieu de mélange entre les eaux thermominérales et des eaux froides dont le (ou les) réservoir(s) n'est pas identifié. L'aménagement de certaines de ces émergences secondaires en cheminée d'équilibre est indispensable au maintien des débits des sources principales. La gestion de la ressource consiste donc aujourd'hui au maintien des niveaux d'eau dans les différents bassins et à l'entretien des cheminées d'équilibre afin de préserver l'équilibre hydrodynamique existant, à l'origine de l'artésianisme des eaux profondes (Figure 3-22).

Les aléas

Un changement majeur dans les conditions d'exploitation de la ressource thermale ou une modification des écoulements de subsurface, en particulier dans la nappe du Doron (rabattement du niveau d'eau par pompage ou creusement d'une excavation), peuvent conduire à une modification de l'équilibre des pressions. Les événements naturels ou anthropiques pouvant causer une modification du cheminement des eaux souterraines (séisme, tir de mine, glissement de terrain) sont aussi à considérer comme des aléas (Figure 3-22).

Les risques

Une déstabilisation de l'équilibre hydrostatique du système aurait des conséquences quantitatives mais aussi qualitatives sur la ressource. Une diminution de la pression du réservoir thermal, permettant la remontée des eaux souterraines, serait à l'origine d'une diminution du débit des sources. Si cette pression devenait inférieure à celle des réservoirs de surface, une infiltration des eaux froides dans les sources thermominérales provoquerait une modification des paramètres physico-chimiques et une pollution en cas de contamination de ces eaux froides.



Figure 3-22 : Schéma systémique des risques de détérioration de la ressource exploitée aux sources thermominérales de Salins-les-Thermes.

3.6.3. Les risques qualitatifs

Vulnérabilité

La vulnérabilité qualitative du système hydrothermal de Salins est difficile à évaluer en absence de connaissances précises sur son fonctionnement, en particulier le temps de parcours des eaux souterraines et la localisation de la zone d'alimentation. Néanmoins, les systèmes hydrothermaux ont généralement des temps de parcours de plusieurs milliers d'années ce qui constitue une protection naturelle face aux éventuelles contaminations sur la zone d'alimentation (dégradation progressive des polluants par différents processus chimiques lors du parcours). La vulnérabilité des eaux thermominérales est par contre très forte en fin de parcours à cause des phénomènes de mélanges avec les eaux plus superficielles (alluviale ou de versant) dans l'aquifère terminal jusqu'à la zone des émergences (Figure 3-22).

Les aléas

Les aléas qualitatifs sont principalement liés aux pollutions anthropiques, à l'origine de contaminations potentielles des eaux de ruissellement, du versant ou alluviale. Ils ont été répertoriés par les études de Rampnoux (1994), du BRGM (Blaise et Vigouroux, 2005) et de SOGREAH (Beaujean et Duchêne, 2009).

Dans la partie basse de Salins et sur le plateau, les sources de pollutions potentielles sont les réseaux communaux d'assainissement des eaux usées et des eaux pluviales, et les cuves de stockage de produits polluants (hydrocarbures, produits chimiques). Sur la zone basse de Salins au S des émergences, plusieurs

entreprises à risque ont été identifiées. L'une d'entre elles est soumise à la réglementation pour la protection de l'environnement, pour l'application de vernis sur bois (Blaise et Vigouroux, 2005). L'expertise SOGREAH (Beaujean et Duchêne, 2009) a aussi identifiée une zone de stockage de déchets (bidons de vernis et peintures) à l'arrière de l'entreprise RVS.

La topographie particulière du site des émergences est à l'origine d'écoulements de surface vers l'excavation. Rampnoux (1994) a mis en évidence que les eaux de ruissellement de la route derrière le site (rue du colonel Duboin) peuvent s'infiltrer sur la parcelle au-dessus des galeries des Vieux-Bains, et que les infiltrations aux niveaux des parkings "sauvages" à proximité peuvent aussi constituer un risque de contamination. Au sein du site, les eaux thermominérales et froides issues des trop-pleins et des galeries de protection, ainsi que les eaux pluviales, sont drainées vers le Doron grâce au canal d'évacuation. Les anciens bâtiments techniques et de stockage au-dessus des galeries ont été détruits et le bâtiment des Vieux-Bains n'est plus habité ni utilisé. L'accès au site étant actuellement restreint à la maintenance de l'exploitation, les bâtiments ne présentent plus un risque de pollution. La réhabilitation des captages et des canalisations en 2005 constitue également une amélioration importante face aux pollutions bactériologiques.

Les risques

La réhabilitation des captages a réduit les risques de contaminations bactériologiques mais n'a pas permis d'isoler les griffons thermaux des eaux froides. Les eaux thermominérales des sources principales semblent néanmoins être protéger des mélanges avec les eaux froides issues des réservoirs de surface (système alluvial et versant) ou des écoulements de surface (y compris ceux dans les galeries) grâce aux conditions hydrodynamiques. Cependant, le risque de contamination des sources exploitées par des eaux froides affectées par une pollution anthropique (rétro-contamination) n'est pas négligeable, notamment en cas de déstabilisation hydrodynamique du système.

3.6.4. Les mesures de protection

Les différentes expertises sur l'exploitation (Rampnoux, 1994 ; Gaudriot, 2004 ; Blaise et Vigouroux, 2005 ; Dzikowski, 2010) ont préconisé comme mesures de protection la mise en place de périmètres de protection et la réalisation d'un forage de sécurité.

Les périmètres de protection ont été définis par Rampnoux en 1994. Le périmètre de protection immédiate comprend l'ensemble des parcelles entourant le site des Vieux-Bains, propriété de Brides-les-Bains ; toute activité serait interdite sur cette zone. Les conditions d'exploitation ont été clairement améliorées depuis cette étude dans l'objectif de protéger la ressource. Seule la séparation nette des eaux chaudes et froides au droit des captages n'a pas pu être réalisée lors des travaux de réhabilitation de 2005. L'étude du BRGM (Blaise et Vigouroux, 2005) mentionne de nouveau la nécessité d'une vérification de l'étanchéité des réseaux d'eaux usées et pluviales situés dans le secteur des Vieux-Bains et particulièrement à proximité des galeries de protection. Un maintien du drainage de ces galeries est également préconisé par l'expertise Gaudriot (2004).

Les périmètres de protection rapprochée et éloignée ont été regroupés. Ils s'étendent de l'établissement thermal au S de la ville dans la partie basse et sur une partie du plateau du versant E (Figure 3-23). Nous notons que ces limites dépassent les propriétés de Brides-les-Bains sur la commune de Salins-les-Thermes. Rampnoux (1994) préconise :

- entre le Doron et l'escarpement à l'E, l'interdiction de creusement d'excavation dans le matériel alluvionnaire en rive droite (projet immobilier sans sous-sol enterré), de forages ou puits rabattant le niveau de la nappe et des tirs de mine susceptibles de modifier les écoulements souterrains;
- pour éviter tout risque de contamination à partir du plateau, la vérification des raccordements des réseaux d'eaux usées et de ruissellement au réseau d'épuration et, des lieux ou cuves de stockage de produits polluants (hydrocarbures, produits chimiques), ainsi que la conformité des entreprises existantes et des constructions pouvant être sources de pollution par leur activité.

La mise en place de ces périmètres de protection s'avère d'autant plus nécessaire qu'elle aurait probablement permis d'éviter la contamination de la Source Froide en 2007-2008 en hydrocarbures (issus de la cuve de fioul du complexe scolaire), et que les conditions hydrodynamiques permettant le maintien de l'artésianisme des sources thermominérales sont fragiles et mal comprises.

Le projet de réalisation d'un forage profond mené depuis les années 1980, dans l'objectif d'une exploitation de la ressource protégée des contaminations de surface, est à l'origine des différentes études de prospection présentées ci-dessus (Barat, 1988 ; Mercier, 2001 et 2002 ; Barat, 2003 ; cf. chapitre I.3.4.4). Suite à l'échec des forages de reconnaissance et à cause du manque de connaissance sur la géologie complexe du site et sur le fonctionnement du système hydrothermal, le projet n'a pas encore abouti. Le site des émergences des Vieux-Bains a, quant à lui, été réhabilité en 2005 afin d'améliorer les conditions sanitaires de l'exploitation (cf. chapitre I.3.5).



Figure 3-23 : Périmètres de protection des émergences thermominérales de Salins-les-Thermes établis par l'expertise de Rampnoux (1994).

4. Bilan et moyens mis en œuvre

À l'issue de cet état des connaissances sur le site, nous remarquons d'une part qu'aucun schéma conceptuel global de la circulation hydrothermale (impluvium, parcours souterrain, émergence) n'a pu être établi par les études précédentes. Les hypothèses posées sur l'aire d'alimentation ne nous semblent pas cohérentes avec le contexte géologique local. D'autre part, ces études s'accordent sur l'origine de la minéralisation des eaux (trias dolomitique et gypseux) et le rôle des contacts structuraux majeurs dans leur parcours souterrain et, plus particulièrement, en tant que drain ascendant. Le schéma de remontée des eaux pourra être complété en confrontant, entre autres, les données des différentes études.

L'état des lieux sur l'exploitation a mis en évidence la vulnérabilité actuelle de la ressource exploitée ; elle est liée aux équilibres hydrodynamiques fragiles entre émergences et aux mélanges d'eaux thermominérales et froides dans les émergences secondaires. Les processus contrôlant ces phénomènes ne sont pas compris. Les hypothèses posées par les études précédentes sur les interactions entre les aquifères de surface et la remontée thermominérale nécessitent d'être validées.

Les moyens mis en œuvre pour répondre aux objectifs de cette étude, en fonction de l'état des connaissances, sont présentées ci-dessous selon les trois thématiques structurant ce travail de recherche.

- Le contexte géologique régional et local de la zone d'émergence (Chapitre II) a fait l'objet d'une étude bibliographique et de reconnaissances de terrain, centrées sur les contacts structuraux majeurs et les caractéristiques lithostratigraphiques et structurales des formations du secteur. Les caractéristiques du remplissage quaternaire ont été étudiées à partir de la réinterprétation des résultats des études géophysiques existantes, de nouvelles reconnaissances lithologiques sur le site et de l'acquisition de données tomographiques de faible profondeur. Ces travaux ont pour objectif de déterminer le potentiel hydrogéologique des formations et d'identifier les structures permettant la remontée des eaux thermominérales jusqu'à la surface.
- Le fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence (Chapitre III) a été déterminé grâce à la mise en place d'un suivi *in situ* complet de l'ensemble des eaux des sources du site des Vieux-Bains et des aquifères de surface, intégrant les paramètres physico-chimiques des eaux (température et conductivité électrique) et les paramètres hydrodynamiques des sources ou réservoirs (hauteur d'eau et débit). Le comportement de ces paramètres aux sources a été étudié vis-à-vis des conditions d'exploitation, de perturbations imposées au système et des interactions avec les aquifères de surface. L'objectif de ce chapitre est d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence, en précisant les processus de transfert (pression et flux) entre la remontée thermominérale et les aquifères de surface, et si possible sur le fonctionnement hydrodynamique du système hydrothermal.
- L'étude hydrogéochimique (Chapitre IV) est basée sur la création d'une base de données des paramètres hydrochimiques et l'acquisition de nouveaux jeux d'analyses des éléments majeurs, mineurs et traces des eaux et des précipités de boues, ainsi que sur les analyses isotopiques sur les eaux (δ¹⁸O, δ²H et δ¹³C_{CMTD}), pour l'ensemble des eaux thermominérales et froides présentes sur le site de Salins-les-Thermes. L'étude des interactions eaux-roches et eaux-gaz a pour objectif d'identifier les roches réservoirs à l'origine de la minéralisation des différents types d'eau et des

caractéristiques sur le système de circulation souterrain (conditions et altitude d'infiltration, température et profondeur atteintes par les eaux...). Elle permettra également d'identifier et/ou caractériser les phénomènes de mélange entre les eaux des différents aquifères sur le site des émergences.

La synthèse de l'ensemble des interprétations (Chapitre V) permettra d'apporter des éléments de réponse aux objectifs de l'étude et de faire des propositions aux acteurs de l'activité thermale pour sécuriser la ressource et son exploitation.

Chapitre II

Contexte géologique

Chapitre II Contexte géologique

Le chapitre II précise le contexte géologique régional et local de la zone d'émergence. Une description succincte du contexte géologique général, en bordure orientale du front pennique, introduit ce chapitre. La seconde partie présente une étude bibliographique et de reconnaissances de terrain, centrée sur les caractéristiques lithostratigraphiques et structurales des formations des unités du secteur de Salins-Moûtiers. Les caractéristiques du remplissage quaternaire sont ensuite étudiées à partir de la réinterprétation des résultats des études géophysiques existantes, de nouvelles reconnaissances lithologiques et de l'acquisition de données tomographiques de faible profondeur sur le site. Cette approche a pour objectif de déterminer le potentiel hydrogéologique des formations et d'identifier les structures permettant la remontée des eaux thermominérales jusqu'à la surface.

5. Contexte géologique général

5.1. Localisation du site de Salins dans l'arc alpin

Salins-les-Thermes est situé dans les Alpes occidentales en bordure E du front pennique qui marque, à l'échelle de l'arc alpin, le chevauchement majeur des zones internes (zone valaisanne, zone briançonnaise...) sur les zones externes (massifs cristallins externes, zone dauphinoise...) (Figure 5-1 et Figure 5-2). Salins est localisé plus précisément à l'extrémité S de l'unité de Moûtiers dans la zone valaisanne. Cette dernière zone, faisant partie de l'ensemble pennique (composé également des zones subbriançonnaise, briançonnaise et des Schistes Lustrés), est la plus externe des Alpes internes et sa terminaison SW dans les Alpes occidentales se localise au niveau de Moûtiers.



Figure 5-1 : Carte structurale des Alpes Occidentales (Rossi et al., 2005, complétée).





Figure 5-2 : Coupe interprétée du profil ECORS-CROP (extrait de la carte tectonique des Alpes, Bousquet *et al.*, 2012). Le Versoyen correspond à la croûte océanique de la zone valaisanne et la zone houillère fait partie de la zone briançonnaise.

5.2. Contexte paléogéographique de la zone valaisanne dans l'arc alpin

La constitution de l'orogène alpine a débuté au Trias supérieur-Lias inférieur par une distension de l'ancienne croûte continentale à l'origine de l'ouverture et de l'océanisation de l'océan Liguro-Piémontais (ou océan alpin) puis de l'océan Valaisan au Crétacé inférieur (Figure 5-3a, b et c). Durant l'ère tertiaire, la collision des trois blocs continentaux a conduit à la structure actuelle des alpes, schématisée dans la Figure 5-3d.

Du point de vu paléogéographique (Fudral, 1998 ; Agard et Lemoine, 2003), la zone valaisanne correspond à une zone de rift qui n'aurait été que partiellement océanisée (roches vertes du Versoyen) au Crétacé au niveau des Alpes centrales actuelles. Dans les Alpes occidentales, la partie externe du domaine valaisan (unité de Moûtiers) correspond à une marge continentale passive (blocs basculés délimités par des failles normales). Le substratum est composé qu'un socle cristallin pré-alpin et d'une succession sédimentaire pré-rifting d'âge Carbonifère au Lias. Il est recouvert par une série détritique épaisse, dite des Flysch de Tarentaise d'âge discuté (Crétacé inférieur à Paléocène), mise en place de manière discordante et transgressive suite à l'inversion des contraintes tectoniques.

Les différentes phases de déformation de l'orogénèse alpine sont à l'origine de déformations ductiles importantes affectant l'ensemble du socle et sa couverture sédimentaire dans les zones internes. Les roches subissent une évolution métamorphique de haute pression lors des subductions. Des plis serrés et des structures chevauchantes majeures (dont le front pennique) se forment lors des phases compressives, notamment grâce à l'inversion de failles héritées du rifting (Fudral, 1998; Agard et Lemoine, 2003). Les structures tectoniques en bordure du front pennique sont caractérisées par une succession de nappes et d'écailles résultant de compressions ESE-WNW. Ces chevauchements permettent une remontée des unités valaisannes sur les unités dauphinoises (Loprieno *et al.*, 2011). L'évolution dynamique des déformations tectoniques est ainsi à l'origine de la juxtaposition des différentes zones paléographiques dans la structure actuelle des Alpes occidentales.



Figure 5-3 : Reconstitution paléogéographique en coupe des grandes unités structurales des Alpes (Agard et Lemoine, 2003).

5.3. Contexte structural du secteur d'étude

Le contexte structural du secteur de Salins-Moûtiers, à l'E du front pennique, est caractérisé par de nombreux chevauchements de direction N30°E à pendage vers l'E (Figure 5-4 et Figure 5-5). Le découpage des zones paléogéographiques et des compartiments tectoniques des unités de la zone valaisanne et du Quermoz a beaucoup été discuté (Antoine, 1971 ; Antoine et Barbier, 1978 ; Fudral, 1980 ; Lu, 1985). La définition des zones structurales s'appuie ici principalement sur les notices et les cartes géologiques de Moûtiers (Debelmas *et al.*, 1989) et de Bourg-Saint-Maurice (Antoine et al, 1992). La description de la succession des zones du secteur est faite ci-dessous de l'W vers l'E (Figure 5-4 et Figure 5-5).

- La **zone dauphinoise** est formée au NW de Salins par le massif cristallin externe de Belledonne et sa couverture sédimentaire fortement redressée à la bordure W du front pennique.
- La zone ultradauphinoise affleure uniquement au SW de Salins sous la forme d'écailles composées de sédiments détritiques d'âge Crétacé-Eocène.
- L'unité du Quermoz, chevauchant les zones dauphinoises et chevauchée par la zone valaisanne, est considérée par certains auteurs (Antoine et al, 1992; Fudral, 1998) faisant partie d'un domaine de transition entre les unités ultradauphinoises et valaisannes. Elle se termine en biseau à l'W de Salins et Moûtiers, là où commence la zone ultradauphinoise.
- La zone valaisanne (anciennement dénommée des Brèches de Tarentaise) est représentée dans ce secteur par l'unité de Moûtiers. Elle se termine en biseau au S de Salins et se développe vers le N.
- Une lame de Houiller dit de Salins, bordée de part et d'autre de gypses, chevauche de manière discontinue l'unité de Moûtiers.
- La zone subbriançonnaise est, à l'E de l'unité de Môutiers, étroite (2-3km) et injectée de gypses triasiques, qui la séparent également de la zone briançonnaise.
- La zone houillère briançonnaise est masquée au N du Doron-de-Bozel par la klippe des schistes lustrés (liguro-piémontais) du Mont Jovet reposant sur une épaisse nappe de gypses (Figure 5-5).

Les chevauchements sont généralement jalonnés par les roches évaporitiques du Trias (cargneule, gypse, anhydrite et halite) qui ont servi de surface de décollement. Les prolongements de ces structures en profondeur sont cependant mal connus dans le secteur d'étude. Ces nombreux contacts tectoniques majeurs sont toutefois à l'origine de la richesse en sources thermominérales des vallées de la Tarentaise et du Doron-de-Bozel (La Léchère, Salins-les-Thermes, Massiago, Brides-les-Bains).


Figure 5-4 : Carte structurale de la région de Salins-les-Thermes ; source des données : extrait de la carte géologique numérique vecteur de Moûtiers (n°751), Debelmas *et al.* (1989), et notice explicative de la feuille de Bourg-Saint-Maurice (n°727), Antoine *et al.* (1992).



Figure 5-5 : Coupe géologique de la région de Salins-les-Thermes (extrait de la carte géologique de Moûtiers (n°751), Debelmas *et al.*, 1989).

6. Description des unités du secteur d'étude Salins-Moûtiers

L'étude lithostratigraphique et structurale des formations du secteur des émergences thermominérales de Salins-les-Thermes a été réalisée dans l'objectif d'évaluer les potentiels hydrogéologiques de ces formations. Nous nous intéressons ici principalement à la zone valaisanne (dans laquelle se situent les sources thermominérales) et aux unités adjacentes à celle-ci (l'unité du Quermoz et la zone subbriançonnaise) (Figure 6-1). Les descriptions ci-après sont synthétisées à partir de la bibliographie (voir texte) et des levés de terrain de De Ascenção Guedes (comm. pers.) complétés par nos propres observations et mesures structurales.



QUATERNAIRE

E	Eboulis

- E1 Eboulis à gros blocs
- Tufs calcaires
- Jz Cônes de déjection actuels
- Fz Alluvions récentes
- G Glaciaire indifférencié

ZONE DAUPHINOISE

j1	Bajocien : calcaire gréseux ou microbréchique
jO	Aalénien : argilites brunes ou noires à nodules
ls	Lias supérieur indifférencié (marneux)
li	Lias inférieur indifférencié (calcaire)

t Trias indifférencié : dolomies, gypses, cargneules

ZONE ULTRADAUPHINOISE I.s.

eG	Grès de Crève-Tête (Eocène ?)
c-eBr	Brèches de Crève-Tête (Crétacé-Eocène)
c-eR	Permien reconstitué (Crétacé-Eocène ?) : schistes rouge foncé à galets carbonatés
jm	Jurassique moyen (?) : calcaires siliceux ou gréseux
1	Lias calcaire
tK	Trias : cargneules

DOMAINE DE TRANSITION

Unité du Quermoz

- eq Formation détritique supérieure (Eocène ?)
- eQ-1 Formation détritique supérieure (Eocène ?) : conglomérat polygénique
- □ Formation détritique inférieure (Crétacé ?)
- Ja Série du Quermoz s.s. (Lias-Jurassique moyen) : schistes noirs et brèches à éléments dolomitiques

ZONE VALAISANNE (ou DES BRECHES DE TARENTAISE) Unité du Moûtiers

cFT	Flysch de Tarentaise (Crétacé supérieur-Paléocène ?)	<u></u>	Stratificat
	🖞 grès de base	+	Stratificat
cFQ	Schistes noirs et quartzites (Crétacé supérieur)	+	Stratificat
CER	Formation détritique de base (Turonien-Santonien)	-	Stratificat
CI D	ronnation detritique de base (raronnen santomen)	5	Charnière
1	Trias supérieur schisteux et Lias de Tarentaise	Ku w	Niches d'
tG	Gypses triasiques		
XIKX	Cargneules triasiques	\mathbf{v}	Carrière à
tS	Schistes versicolores triasiques	٥	Exploitati
tD	Dolomies triasiques	*	Ancienne
tQ	Quartzites triasiques	۲	Entonnoi
rt	Permo-trias	"⊡+	Source th
r	Permien : schistes violacés		- /
			Tracé co
h	Houllier : gres micaces et schistes noirs		
ξ-δ	Cristallin indifférencié		

Figure 6-1: Extrait de la carte géologique de la région de Salins-les-Thermes; source des données : carte géologique numérique vecteur de Moûtiers (n°751), Debelmas *et al.* (1989), et BD topo v2 ign, complétée.

ZONE SUBBRIANCONNAISE

	cs-e	Crétacé supérieur-Eocène (?) 1 - brèches et olistolites
	cm	Crétacé moyen : "black shales"
	ci	Crétacé inférieur : calcaire bleu noir 1 - lentilles de brèches
	js	Tithonique : <i>calcaire noir compact</i> Oxfordien : <i>schistes noirs</i>
	jm	Jurassique moyen indifférencié : calcschistes et brèches
	jO	Aalénien : schistes argileux
	ls	Lias supérieur (Toarcien) : calcschistes gris
	lm	Lias moyen (Sinémurien moyen à Domérien) : calcaires marneux noirs et calcschistes gris
	li	Lias inférieur (Héttangien-Sinémurien inférieur) : calcaires sombres en bancs massifs
	tS	Keuper : schistes versicolores
	tG	gypses
	tK	cargneules
ZONE BRIANCONNAISE		
	Trias	
	tG	Gypses du Trias attribués au Carnien
	t K	Cargneules du Trias attribuées au Carnien
	tC	Trias moyen carbonaté indifférencié

Permien

cié
í

Houiller	
h5-r	Assise de Courchevel (Stéphanien moyen-Autunien) :
1	schistes, gres et conglomerats
h4-5	Assise de Tarentaise (Westphalien supérieur-Stéphanien) : schistes noirs, grès fins arkosiques
111	Westphalien inférieur et moyen :

h4 schistes noirs et grès micacés

ELEMENTS STRUCTURAUX

	Contour géologique observé
	Contour géologique supposé
	Faille observée
	Faille supposée
-	Stratification So avec pendage
+	Stratification So à pendage horizontal
+	Stratification So à pendage vertical
4	Stratification So, pendage de série inversée
S	Charnière de pli de type indéterminé
× · · · · · ·	Niches d'arrachement
v	Carrière à ciel ouvert
٥	Exploitation souterraine abandonnée
*	Anciennes exploitations artisanales
Ŧ	Entonnoir, puits d'absorpsion
'⊡+	Source thermale captée
	Tracé coupe (Lu, 1985)

6.1. L'unité du Quermoz

6.1.1. Lithostratigraphie

jQ. La série du Quermoz (Jurassique inf. et moy.) comprend des alternances caractéristiques de schistes noirs et des bancs ou lentilles d'épaisseur parfois plurimétrique de brèches à éléments dolomitiques principalement dans un ciment calcaire (Debelmas *et al.*, 1989 ; Antoine et Barbier, 1978). Elle affleure uniquement en bordure W de l'unité (Figure 6-1).

cQ. La formation détritique inférieure du Quermoz (Crétacé inf. ?) est constituée d'un ensemble de microbrèches ; des bancs conglomératiques à ciment carbonaté en plaquettes avec du matériel principalement dolomitiques (Lu, 1985) voir cristallin (Debelmas *et al.*, 1989) alternent avec des schistes noirs (Figure 6-2a). Cette formation contient de nombreuses veines minéralisées en quartz et/ou en calcite fibreuse. Localement, ces veines sont dénommées « fentes alpines » ; elles ont été étudiées notamment dans le massif du Mont Blanc (Rossi *et al.*, 2005) et dans le massif de la Lauzière (Gasquet *et al.*, 2010).

eQ. La formation détritique supérieure du Quermoz n'affleure qu'au N de Moûtiers, au contact de la zone valaisanne (Figure 6-1). C'est une série épaisse calcaréo-dolomitique litée de type flysch. Elle contient un niveau de conglomérat polygénique (eQ-1) à éléments siliceux (socle cristallin, schistes permien, quartzites triasiques) ou carbonatés (Trias dolomitique) (Debelmas *et al.*, 1989 ; Antoine et Barbier, 1978).

6.1.2. Structure tectonique

L'ensemble de l'unité du Quermoz est chevauchante sur la zone dauphinoise et se termine, au SE de Salins, contre le faisceau faillé du col de la Coche au contact avec les unités ultradauphinoises (Figure 6-1).

Cette unité est caractérisée, à proximité de Moûtiers, par une épaisseur importante de la série du Quermoz (*jQ*) surmontée par les formations détritiques (cQ et eQ). L'ensemble présente une structure globalement isoclinale à pendage vers le SE, affectée par de nombreux plis complexes et multiples visibles en rive gauche de l'Isère dans les gorges de Pont Séran (Figure 6-2 b et c). Les axes sont subméridiens et les plans axiaux fortement inclinés de 70 à 90°E (Lu, 1985). Selon Antoine et Barbier (1978) et Lu (1985), cette unité présenterait à sa base des écailles très laminées de terrains divers (entre autres des schistes du Permien et des écailles de calcaires marmoréens du Lias). Des intercalations de gypse et de cQ au niveau du contact avec l'unité de Moûtiers ont également été observées le long de la route de Léchaud (Figure 6-9).

6.1.3. Potentiel hydrogéologique des formations

Du point de vu lithologique, les formations de l'unité du Quermoz sont peu perméables. Ces roches détritiques, ayant subi un métamorphisme faible (faciès à la limite anchizone et schistes verts, selon Debelmas *et al.*, 1989), présentent des faciès cimentés, indurés, et d'aspect compact. Les affleurements en bordure E de l'unité montrent néanmoins des fractures (Figure 6-2a). Il est difficile d'estimer l'importance et l'étendue de ces factures à cause du couvert forestier sur le versant W de Salins. Cependant, les différents événements tectoniques de l'orogénèse alpine sont à l'origine de fractures et de micro-fissures à l'échelle des couches mais aussi des déformations plicatives importantes subies par ces formations. Ces fissures se développent plus particulièrement dans les bancs à ciment carbonaté soluble.

Une source pérenne a été identifiée sous le rocher Dagan dans les gorges de Pont Séran, au contact entre les formations jQ et cQ de l'unité. Des dépôts de travertin sont observés sur la paroi au niveau de cette source, ainsi que le long de la rive droite des gorges jusqu'au village d'Aigueblanche au sein de la série du Quermoz

(jQ) (Figure 6-2d et e; Figure 6-9). Aucun écoulement de surface significatif n'a été observé sur le versant W de Salins au niveau des formations du Quermoz, ce qui pourrait suggérer une infiltration profonde des eaux. Ainsi, des circulations d'eaux sont possibles dans ces formations, plus probablement au sein de fractures, de micro-fissures, de joints stratigraphiques (dans les schistes en particulier) et au niveau des contacts tectoniques. Il est cependant difficile d'estimer le potentiel de ces formations à laisser pénétrer les eaux en profondeur, dans un schéma de circulations hydrothermales profondes.



a. Affleurement de la **formation détritique inférieure du Quermoz** (cQ), alternance de microbrèches et de schistes noirs, fracturée, le long de la route de Léchaud.



b. Pli aigu dans les couches de jQ à proximité du chevauchement sur les unités dauphinoises (gorges de Pont Séran, barrage Aigueblanche), pouvant être un plis-faille de style pennique à charnière étirée (crédit photo : De Ascencao Guedes).



d. Encroûtements de travertins (1-2m) sur d'anciens éboulis en rive droite des gorges de Pont Séran (crédit photo : De Ascencao Guedes).



c. Plissement dans l'**unité du Quermoz** en rive gauche de l'Isère dans les Gorges de Pont Séran (crédit photo : De Ascencao Guedes).



e. **Barre de travertins** recouvrant les alluvions anciennes indurés au bord de l'Isère, rive droite, au niveau d'Aigueblanche (crédit photo : De Ascencao Guedes).

Figure 6-2 : Photos des formations aux affleurements et des structures tectoniques de l'unité de Quermoz dans le secteur de Salins-Moûtiers.

6.2. La zone valaisanne - Unité de Moûtiers

La série lithostratigraphique de l'unité de Moûtiers est synthétisée sur la Figure 6-3 et décrite plus précisément ci-dessous.



Les épaisseurs des formations sont difficiles à estimer en raison de la tectonique affectant le secteur. Principaux aquifères potentiels

Figure 6-3 : Log stratigraphique des formations composant l'unité de Moûtiers dans le secteur de Salins-Moûtiers (complété à partir de Debelmas *et al.*, 1989).

6.2.1. Lithostratigraphie

 ξ - δ . L'unité contient sur le versant de Hautecour (N de Moûtiers) un **noyau cristallin** avec des faciès variés de micaschistes. L'affleurement au pied du versant au NE de Moûtiers présente des micaschistes plissés (plis très serrés) avec des veines de quartz métriques (fentes alpines), en contact scellé avec la formation détritique intermédiaire de l'unité du Quermoz (cFQ).

h. Le **Houiller** du Carbonifère supérieur affleure principalement sur le versant de Hautecour. Il est composé d'une alternance de schistes noirs et de grès micacés à passées conglomératiques, avec du quartz et de la pyrite (Figure 6-4a). La schistosité est parallèle à la stratigraphie moyenne de cette formation.

r. La formation du **Permien** est constituée à sa base par des schistes gris-verdâtres argentés, fins et quartzeux, en alternance avec des quartzites grossières et des psammites. Des veines alpines composées de quartz, albite, sidérite et/ou ankérite recoupent la schistosité. La formation passe progressivement à des schistes violacés avec des veines d'ankérite parallèles à la schistosité. Les fentes alpines contiennent de la calcite, de la chlorite et de l'hématite (± sidérite).

rt. Le **Permo-Trias** (Figure 6-4b) est constitué, dans la partie inférieure, d'un banc épais très déformé de grès blanc-verdâtres à galets de quartz rose et de rhyolite. La partie supérieure, qui contient moins d'éléments détritiques, correspond à un quartzite blanc-verdâtre avec des fentes minéralisées en calcite et quartz. Elle présente un aspect massif très cassant avec de nombreuses fractures. Un schiste verdâtre à galets de quartz rose fait la transition avec le Trias. La succession des faciès de cette formation est bien observable au N de Moûtiers entre la gare et le réservoir (Figure 6-9).

tQ. Le **Trias quartzitique** (inf.) correspond à des niveaux massifs très fracturés de quartzites blancs purs à grain fin pouvant contenir des muscovites et, dans les veines, de la tourmaline. La partie terminale est constituée de petits niveaux de quartzites rubanés et verdâtres, en alternance avec des schistes verts (faciès observable au N de Moûtiers entre la gare et le réservoir). L'aspect massif de ces quartzites est bien observable à la carrière de Claraz-Eynard (E de Moûtiers ; Figure 6-5a).

tD. Le **Trias dolomitique** correspond à des bancs massifs de dolomie rousse à patine blanchâtre et de calcaire dolomitique, avec à la base de cette formation des schistes dolomitiques jaunes-roux (Figure 6-5b). Les bancs massifs forment le mont Galdan au N de Moûtiers et la Grande Roche à l'E de Salins, ainsi que l'escarpement de Salins en rive droite du Doron-de-Bozel (Figure 6-1 ; cf. Figures 3-20 et 3-21). Les calcaires dolomitiques de l'escarpement le long du Doron sont particulièrement fracturés et non continus à cause de déformations importantes.

tS. Le Trias supérieur est composé de schistes gris-verts mats, dit versicolores, avec des minéralisations de manganèse (pyrolusites ; Figure 6-5c). Ils sont peu développés dans ce secteur.

tG et tK. Le **Trias évaporitique** correspond aux gypses et à des cargneules associées aux masses de gypses. Ces roches évaporitiques ductiles ont servi de niveau de décollement pour les chevauchements. Elles sont donc particulièrement déformées et les cargneules (roches calcaires vacuolaires, résiduelles du gypse ou de l'altération chimique des dolomies) se trouvent généralement dans les brèches tectoniques de failles qu'elles peuvent cimenter. Une importante masse de gypses affleure, au sein même de l'unité de Moûtiers, au SW de Salins en rive gauche (exploitée par une ancienne carrière à Léchaud; Durand, 2010).





a. **Houiller (Carbonifère sup.)** de l'unité de Moûtiers, alternance de schistes noirs micacés et de bancs plus gréseux à passées conglomératiques (au NW de Moûtiers, terrain de foot derrière la gare).

b. Séquence Permo-Trias de l'unité de Moûtiers (au NW de Moûtiers, derrière la gare) ; i. à la base, faciès de grès blanc-verdâtre avec des galets de quartz rose et de rhyolite, ii. Faciès de quartzite blanche-verdâtre avec des éléments détritiques et des veines minéralisées en calcite et quartz, dans la partie supérieure, iii. Niveau de schistes verts avec des galets de quartz rose dans la transition avec le Trias.

Figure 6-4 : Photos des formations du Houiller et Permo-Trias de l'unité de Moûtiers affleurant dans le secteur de Salins-Moûtiers.



a. Vue générale de la carrière de Moûtiers (quartzites et Trias moyen principalement dolomitique).



b. Affleurement des **calcaires dolomitiques triasiques** de l'unité de Moûtiers (tD) sous le réservoir au NW de Moûtiers, schistes dolomitiques jaune-roux à la base.



c. **Schistes gris-verts** avec minéralisation de manganèse (dendrite de pyrolusite) du Trias supérieur de l'unité de Moûtiers (tS, au NW de Moûtiers, vers le réservoir).



d. Affleurement de la formation détritique de base (cFB) du « Flysch de Tarentaise » : conglomérat à matrice calcaire gris-noire avec des blocs et galets bréchiques polygéniques (dont cristallin, houiller, dolomie), au NW de Moûtiers.



e. Affleurement de schistes noirs siliceux et de quartzites en rubanement fin, **terme intermédiaire du « Flysch de Tarentaise »** (cFQ), au NW de Moûtiers.



f. Affleurement des **formations cFQ fracturés**, le long de la route de Léchaud.

Figure 6-5 : Photos des formations du Trias et du Crétacé de l'unité de Moûtiers affleurant dans le secteur de Salins-Moûtiers.

l. Le Lias de Tarentaise ou « calcaires du Siaix », n'a pas été observé dans la zone d'étude. Il n'affleure qu'au NE de Moûtiers le long de l'Isère. Il s'agit d'un calcaire gris à blanc, massif, subrécifal, daté du Lias inférieur-moyen par encadrement. Cette formation serait toutefois écaillée et fortement replissée avec les formations l'encadrant, et une lacune est mentionnée à sa base par Debelmas *et al.* (1989).

Le Crétacé détritique de Tarentaise, dit « Flysch de Tarentaise », est transgressif et discordant sur toutes les unités précédentes (post-rifting). Il comprend trois formations, dont les deux premières sont plus particulièrement présentes à proximité de Salins.

cFB. La formation détritique de base est constituée d'un conglomérat à matrice calcaire gris-noire, avec des blocs et galets bréchiques polygéniques (dont cristallin, houiller, dolomie) (Figure 6-5d). Fudral (1998) mentionne que la particularité de cette formation dans l'unité de Moûtiers est l'importance des brèches et conglomérats à blocs à ciment carbonaté ou pélitique (âge controversé : Dogger à Tertiaire).

cFQ. Le terme intermédiaire, identique aux « Couches de Marmontains » du flysch valaisan, est caractérisé par un rubanement très fin de schistes noirs siliceux, de quartzites, et de rares calcschistes. Les bancs de quartzites ont une patine rousse à vert olive et présentent des veines plissées de calcite ou quartz (Figure 6-5e). Cette série affleure principalement à l'W de Salins, où elle apparait fracturée (Figure 6-5f).

cFT. La formation dénommée « **Flysch de Tarentaise** » affleure presque exclusivement sur l'écaille la plus interne de la zone valaisanne, au NE de Moûtiers. Elle est constituée de calcaires plus ou moins gréseux, bien lités, en bancs décimétriques, alternant avec des calcschistes et des schistes noirs. La base est plus gréseuse et il peut y avoir des faciès grossiers conglomératiques. Cette formation est souvent comparée aux « Couches de Saint-Christophe » du flysch valaisan, mais elle est qualifiée à tort de flysch à cause de la monotonie et la rythmicité de ces alternances (Debelmas *et al.*, 1989 ; Fudral, 1998).

Du point de vue métamorphique, les roches de l'unité de Moûtiers ont atteint lors de leur enfouissement le faciès des schistes verts (Debelmas *et al.*, 1989 ; Fudral, 1998).

6.2.2. Structure tectonique

L'unité de Moûtiers a une structure tectonique complexe caractérisée par des plis très redressés découpés en plusieurs écailles subverticales, et recoupée par des fractures transverses.

Cette unité est constituée de deux anticlinaux parallèles écrasés l'un contre l'autre, d'orientation générale NNE-SSW. Le plus occidental, sur le versant de Hautecour, est à cœur cristallin avec une voûte anticlinale visible dans les barres calcaires triasiques dominant au N de Hautecour (Le Villard). Le second, à cœur de permien, est plus étiré et continu de part et d'autre de l'Isère, du NE de Hautecour (forêt des Gollards) jusqu'au S de Salins (Antoine et Barbier, 1978 ; Debelmas *et al.*, 1989 ; Figure 6-1).

Selon Lu (1985), une phase de fracturation tardive (postérieure au plissement généralisé) est à l'origine du découpage « à l'emporte-pièce » de ces édifices plissés. Cette fracturation de direction générale NS est subverticale et peut être décrochante ; certaines fractures sont injectées de gypses et cargneules. L'anticlinal cristallin de Hautecour est ainsi caractérisé par deux écailles encadrées de lames allongées de terrains très divers (houiller, permien, trias, crétacé) (Antoine et Barbier, 1978 ; Lu, 1985). Des structures plissées sont néanmoins observables dans le permien au pied du versant (terrain de foot au N de Moûtiers) ; une charnière isoclinale est reprise par un pli droit (Lu, 1985 ; Figure 6-9). La coupe établie par Lu (1985 ;

Figure 6-6) met plus particulièrement en évidence, sur le versant E de Moûtiers, une répétition des formations redressées du trias dolomitique (tD) et du crétacé (cFT), ainsi que des bandes verticalisées de gypses de largeur plurimétrique. Les mesures de fracture faites par Lu (1985) dans la partie basse de la carrière de quartzites suggèrent que cette fracturation serait liée à deux directions de raccourcissement (NE-SW et SE-NW). Cet auteur conclut sur l'hypothèse que cette fracturation tardive serait responsable du redressement des séries et, du compartimentage tectonique de la zone valaisanne et sa juxtaposition avec la zone subbriançonnaise.



a quaternare, b. penes et senstes, c. senstes a blocs, d. gres, quartznes, c. congromerats sinceux, r. congromerats calcares, g. brèches dolomitiques; h calcares gréseux; i : calcaires et schistes calcaires; j : dolomies et calcaires dolomitiques; k : micaschistes et gneiss; l : évaporitiques. 1 à 20 : numérotation des niveaux décrits dans le texte LU (1986).

l : Zone des Brèches de Tarentaise, avec pour anciennes sous-unités l1 : Zone du Quermoz, l2 : Zone de Hautecour, l3 : Unité de Salins. Il : Zone subbriançonnaise.

Figure 6-6 : Coupe géologique du secteur d'étude d'après Lu (1985), complétée et modifiée (voir trait de coupe et légende des formations sur carte géologique, Figure 6-1).

Antoine et Barbier mentionnent dès 1978 de grandes fractures transverses de direction générale SE-NW recoupant les massifs du secteur. Siméon (1980) a défini les principales directions de fracturation de la zone d'étude (entre Salins-les-Thermes et Brides-les-Bains) à partir d'environ 800 mesures de fractures, affectant les différentes formations houillères (grès), triasiques (calcaires dolomitiques ou quartzites) et liasiques (calcaires marneux ou schisteux) (Figure 6-7). La direction moyenne de la schistosité est dans ce secteur de N30°E, mais elle semble varier de façon importante entre les zones structurales. Les fractures de direction N20 à N40°E, parallèles à la schistosité, correspondent alors à des failles d'extension. Les fractures de direction N100 à N170°E sont ainsi considérées dans l'ensemble comme des fractures transverses (sécantes par rapport à la schistosité). Un tel écart de direction est supposé lié aux comportements distincts des différents matériaux lors des contraintes tectoniques (Siméon, 1980) ou aux rotations des contraintes au cours du temps. L'étude des fractures réalisée par le BRGM (Barat, 1988) dans les calcaires dolomitiques au pied du versant E de Salins s'accorde avec les résultats de Siméon (1980). Ces deux études mettent clairement en évidence une fracturation importante de l'ensemble des formations du secteur d'étude et particulièrement plus dense dans les formations triasiques de l'unité de Moûtiers. Les calcaires dolomitiques et les quartzites du Trias sont en effet des roches plus compétentes que les grès du Houiller et les calcaires schisteux du Lias.



A : Unité de Moûtiers secteur de Salins, B : Unité de Moûtiers et Houiller à la confluence des Dorons de Bozel et de Belleville, C : Zone subbriançonnaise en rive droite du Doron-de-Bozel, D: Zone subbriançonnaise en rive gauche du Doron-de-Bozel.

Figure 6-7 : Diagrammes en roses montrant les directions principales de fracturation du secteur Salins-Brides, d'après l'étude de Siméon (1980).

6.2.3. Potentiel hydrogéologique des formations

Les études sur les aquifères alpins (Mandia, 1991 ; Kilchmann *et al.*, 2004) ont mis en évidence un rôle majeur des calcaires dolomitiques et des quartzites du Trias dans les unités penniques de par les importants réseaux de fractures qui constituent des chemins préférentiels pour les circulations d'eaux souterraines. La répartition de la perméabilité serait homogène dans ces deux formations et permettrait une pénétration des eaux en profondeur. Les roches évaporitiques triasiques (gypse et anhydrite), bien que plus solubles, constituent des aquifères uniquement sous certaines conditions. À proximité de la surface, des écoulements de type karstique peuvent se développer dans des chenaux de dissolution au sein des gypses ; des dolines sont généralement observables en surface. Dans les unités penniques, de tels conduits seraient faiblement perméables à cause d'un remplissage sablo-limoneux provenant des parties insolubles de la roche (Mandia, 1991). En profondeur, les anhydrites sont peu perméables. Des circulations d'eau dans les fractures sont à l'origine d'une transformation de l'anhydrite en gypse, qui par gonflement referme les discontinuités. Des écoulements sont toutefois possibles en présence de fluides à fort pouvoir de dissolution et d'un important réseau de fractures. Ces écoulements se feraient surtout en bordure des panneaux d'anhydrite (Parriaux *et al.*, 1990 *in* Mandia, 1991).

Au sein de l'unité de Moûtiers, l'importante fracturation observée permet de considérer les quartzites et les calcaires dolomitiques du Trias comme des aquifères potentiels. C'est en effet au sein de ces formations que des écoulements de subsurface ont été mis en évidence dans le versant (cf. chapitre I.3.4.3). Ces formations sont aussi très verticalisées (Figure 6-6), ce qui favorise également une circulation profonde des eaux infiltrées. Les gypses jalonnant les écailles de cette série pourraient également favoriser une infiltration des eaux en surface. Les formations pré-triasiques (socle hercynien, carbonifère supérieur et permien) et crétacées (« Flysch de Tarentaise ») de l'unité de Moûtiers semblent moins favorables à des écoulements souterrains significatifs vis-à-vis de systèmes hydrothermaux. Les formations pré-triasiques, principalement composées de schistes, sont très peu perméables ; les écoulements potentiels dans les fractures sont probablement réduits et lents, voire absents en profondeur. Dans les formations crétacées, l'intercalation de schistes et des niveaux détritiques cimentés présente un aspect compact. Des écoulements se feraient donc plus probablement dans les inter-bancs, les fractures, et localement dans les niveaux calcaires en présence de micro-fractures.

6.3. La zone subbriançonnaise

6.3.1. Lithostratigraphie

Dans le secteur de Salins-Moûtiers, le front W de la zone subbriançonnaise est surtout liasique au contact de la zone valaisanne et présente une lame discontinue de Houiller.

b4. Cette formation de **Houiller** dit **de Salins** (Carbonifère) est facilement observable au S de Salins, en rive gauche du Doron-de-Bozel (au début de la route D96). Son faciès présente une alternance de schistes noirs et de grès micacés avec des veines charbonneuses (anthracite, graphite), des placages de carbonates (calcite, aragonite), et des veines alpines contenant sidérite et ankérite (Figure 6-8a). La formation, pouvant être très friable à l'affleurement, montre une stratification fortement plissée. Une écaille de schistes verts Permien a été observée au sein du Houiller en rive gauche du Doron-de-Bozel (Figure 6-8b et Figure 6-9).

Lias subbriançonnais. À la base de la série liasique, le Lias inférieur (lz) est caractérisé par des bancs massifs de calcaires sombres à patine grise, contenant des rognons ou des bandes siliceuses blanchâtres (Figure 6-8c). Le Lias moyen (lm) est constitué d'une alternance régulière de petits bancs décimétriques de calcaires marneux noirs et de calcschistes gris (Figure 6-8d). Le Lias supérieur (ls) est composé de calcschistes gris, très friables selon Debelmas *et al.* (1989). Nos observations de terrain ont montré, entre autres, une schistosité isoclinale et très compacte.

6.3.2. Structure tectonique

La zone subbriançonnaise est formée par des plis serrés et isoclinaux (identifiés au S du Doron-de-Bozel) qui sont, au niveau du Doron et au N, découpées en écailles à l'origine d'une répétition des séries. Selon Fügenschuh *et al.* (1999), les schistes seraient également fortement plissés, en lien avec la mise en place des nappes de charriage (NNW). Siméon (1980) a déduit les directions principales de fractures N40°E et N130-140°E en rive gauche du Doron et seulement la direction N120°E en rive droite (Figure 6-7). Cette dernière direction représente les fractures transverses, sécantes par rapport à la schistosité. Les écailles et les fractures sont de plus jalonnées de gypse triasique (tG), très présent dans cette zone.

La lame de Houiller (parfois dénommée unité du Roc de l'Enfer, ex-faisceau de Salins) affleure le long du contact de chevauchement de la zone subbriançonnaise sur la zone valaisanne de manière discontinue, en écailles, et ses bordures sont jalonnées de gypse (Figure 6-8e). Les roches montrent des plissements et une schitosité importante (Figure 6-9). L'origine de ce Houiller est discutée ; il pourrait s'agir soit d'une pincée de houiller briançonnais soit du substratum d'une écaille subbriançonnaise ou valaisanne (Debelmas *et al.*, 1989 ; Antoine *et al.*, 1992).



a. **Houiller de Salins** fortement plissé, composé d'une alternance de schistes noirs et de grès micacés, avec des placages de carbonates ; affleurement sur la route de Melphe, Salins-les-Thermes.



c. Calcaire du Lias inférieur (li) subbriançonnais, constitué de bancs calcaires sombres à patine grise avec des rognons ou bandes siliceuses, affleurant au-dessus de la Grande Roche à Salins-les-Thermes.



e. Contact entre le **Houiller de Salins et** du **gypse** (roche blanchâtre au-dessus du panneau routier) à la sortie de Melphe, Salins-les-Thermes.



b. Affleurement de l'écaille de Permien (schistes verts) dans le Houiller de Salins carbonifère, au départ de la route de Saint-Laurent de la côte, en rive gauche du Doron-de-Bozel.



d. Calcaires marneux et calcschistes gris du Lias moyen (lm) subbriançonnais, au-dessus de la Grande Roche à Salins-les-Thermes.

Figure 6-8 : Photos des formations aux affleurements de la zone subbriançonnaise dans le secteur de Salins-Moûtiers.

6.3.3. Potentiel hydrogéologique des formations

Les formations liasiques de l'unité subbriançonnaise, composées de schistes fortement plissés intercalés dans les niveaux calcaires compacts, sont peu perméables. Malgré la présence de fractures, la structure de cet ensemble découpé en de nombreuses écailles jalonnées de gypses suggère un faible potentiel hydrogéologique vis-à-vis de circulations hydrothermales souterraines.

Le houiller de Salins est très peu perméable par sa nature principalement schisteuse, même en présence de fractures dans ce contexte. Un prolongement de la lame de Houiller en profondeur pourrait constituer une barrière hydrogéologique entre la zone subbriançonnaise et l'unité de Moûtiers.

6.4. Précisions géologiques apportées sur le secteur d'étude

La Figure 6-9 présente une synthèse des relevés de terrain effectués dans le cadre de cette étude (relevés de De Ascenção Guedes complétés par nos propres observations) sur le secteur de Salins-Moûtiers, centré sur le site des émergences de Salins-les-Thermes. Les affleurements de roches en place sont rares à cause de l'importante couverture forestière des versants escarpés et de l'urbanisation du fond de vallée (cf. Figure 3-21).

Cette étude a permis de préciser la position du contact tectonique injecté de gypses à l'extrémité S de l'unité de Moûtiers. Il était déjà clairement délimité en rive gauche du Doron-de-Bozel sur le versant de Léchaud et, dans la continuité, le long de la vallée du Doron-de-Belleville (Figure 6-1 ; Debelmas et al., 1989). Sur ce versant, nous supposons que le gypse est en plaquage sur les formations sous-jacentes. Ce plaquage présente une épaisseur importante puisque les galeries de l'ancienne carrière de Léchaud s'enfoncent de 120m dans le versant (Durand, 2010). Des niches d'arrachement sont également observables au sud de la carrière. Nos observations de terrain ont mis en évidence, au niveau du village de Salins (rive droite du Doron), un contact anormal qui vient interrompre l'escarpement de calcaires dolomitiques au N. Des gypses affleurent à ce niveau jusqu'au N à Champoulet. Cette lame de gypses se termine en biseau, en longeant la vallée de l'Isère au SE de Moûtiers. La présence de différentes formations, principalement détritiques du Crétacé mais aussi des quartzites triasiques et du Permien, longeant le biseau de gypse de part et d'autre confirme qu'il s'agit d'un contact tectonique et non stratigraphique. Ainsi, ce contact tectonique recoupe l'extrémité S l'unité de Moûtiers avec une direction NNE-SSW, correspondant à la phase de fracturation tardive proposée par Lu (1985), et intercepte la vallée au niveau du village de Salins. Le site des émergences thermominérales des Vieux-Bains se situe donc en bordure de ce contact tectonique injecté de gypses, au pied des calcaires dolomitiques.

Nous n'avons pas pu apporter des précisions sur le prolongement au S de Salins de la structure anticlinale orientale de l'unité de Moûtiers. L'importante fracturation des calcaires dolomitiques le long de l'escarpement en rive droite du Doron n'a pas permis d'obtenir des données structurales mettant en évidence une telle structure anticlinale ou même un découpage en écailles. Nous supposons néanmoins que la terminaison périclinale S de cet anticlinal n'est pas simple. Elle pourrait avoir été découpée par le contact tectonique injecté de gypses au niveau de la vallée.



QUATERNAIRE

QL	JATERN	AIRE
	Е	Eboulis
	E 1	Eboulis à gros blocs
	Ŭ	Tufs calcaires
	Jz	Cônes de déjection actuels
	Fz	Alluvions récentes
	G	Glaciaire indifférencié
zo	NE DAU	IPHINOISE
	j1	Bajocien : calcaire gréseux ou microbréchique
	jO	Aalénien : argilites brunes ou noires à nodules
	ls	Lias supérieur indifférencié (marneux)
	li	Lias inférieur indifférencié (calcaire)
	t	Trias indifférencié : dolomies, gypses, cargneules
zc	NE ULT	RADAUPHINOISE I.s.
	eG	Grès de Crève-Tête (Eocène ?)
	c-eBr	Brèches de Crève-Tête (Crétacé-Eocène)
	c-eR	Permien reconstitué (Crétacé-Eocène ?) : schistes rouge foncé à galets carbonatés
	jm	Jurassique moyen (?) : calcaires siliceux ou gréseux

- Lias calcaire
- tK Trias : cargneules

DOMAINE DE TRANSITION

Unité du Quermoz

eQ	Formation détritique supérieure (Eocène ?)
eQ-1	Formation détritique supérieure (Eocène ?) : conglomérat polygénique
cQ	Formation détritique inférieure (Crétacé ?)
	of : 1 o

ja Série du Quermoz s.s. (Lias-Jurassique moyen) : schistes noirs et brèches à éléments dolomitiques

ZONE VALAISANNE (ou DES BRECHES DE TARENTAISE)

Unité du Moûtiers

cFT	Flysch de Tarentaise (Crétacé supérieur-Paléocène ?) grès de base
cFQ	Schistes noirs et quartzites (Crétacé supérieur)
cFB	Formation détritique de base (Turonien-Santonien)
1	Trias supérieur schisteux et Lias de Tarentaise
tG	Gypses triasiques
tK	Cargneules triasiques
tS	Schistes versicolores triasiques
tD	Dolomies triasiques
tQ	Quartzites triasiques
rt	Permo-trias
r	Permien : schistes violacés
h	Houiller : grès micacés et schistes noirs
ξ-δ	Cristallin indifférencié

ZONE SUBBRIANCONNAISE

cs-e	Crétacé supérieur-Eocène (?) 1 - brèches et olistolites
cm	Crétacé moyen : "black shales"
ci	Crétacé inférieur : calcaire bleu noir 1 - lentilles de brèches
js	Tithonique : <i>calcaire noir compact</i> Oxfordien : <i>schistes noirs</i>
jm	Jurassique moyen indifférencié : calcschistes et brèches
jO	Aalénien : schistes argileux
Is	Lias supérieur (Toarcien) : calcschistes gris
Im	Lias moyen (Sinémurien moyen à Domérien) : calcaires marneux noirs et calcschistes gris
li	Lias inférieur (Héttangien-Sinémurien inférieur) : calcaires sombres en bancs massifs
tS	Keuper : schistes versicolores
tG	gypses
 K 	cargneules
ZONE BRIA	NCONNAISE
Trias tG	Gypses du Trias attribués au Carnien

- Cargneules du Trias attribuées au Carnien
- tC Trias moyen carbonaté indifférencié

Permien r

Permien indifférencié

Houiller h5-r

Assise de Courchevel (Stéphanien moyen-Autunien) : schistes, grès et conglomérats

- Assise de Tarentaise (Westphalien supérieur-Stéphanien) : schistes noirs, grès fins arkosiques
- Westphalien inférieur et moyen : schistes noirs et grès micacés

ELEMENTS STRUCTURAUX

	Contour géologique observé
	Contour géologique supposé
	Faille observée
	Faille supposée
<u> </u>	Stratification So avec pendage
+	Stratification So à pendage horizontal
+	Stratification So à pendage vertical
4	Stratification So, pendage de série inversée
S	Charnière de pli de type indéterminé
KU IN	Niches d'arrachement
v	Carrière à ciel ouvert
\diamond	Exploitation souterraine abandonnée
*	Anciennes exploitations artisanales
+	Entonnoir, puits d'absorpsion
' 0 +	Source thermale captée
rh	Rhétien

Figure 6-9 : Minute de terrain complétée et redessinée à partir des données de R. De Ascenção Guedes (comm. pers.) ; légende correspondant aux formations régionales (cf. Figure 6-1) qui ne sont pas toutes représentées sur cette minute locale.

Par ailleurs, les observations de terrain ont mis en évidence que le contact tectonique entre l'unité de Moûtiers et du Quermoz, à l'W de Salins, est bien marqué par des écailles injectées de gypses (cf. § 6.1.2 de ce chapitre). De plus, entre l'unité de Moûtiers et de la zone subbriançonnaise, les affleurements de houiller (h4) s'étendent de manière discontinue sur le versant, au niveau du plateau de Melphe et à l'E de la Grande Roche. La largeur de cette lentille est très restreinte (inférieure à 200m dans la zone d'étude) et sa bordure E est bien marquée par les affleurements de gypses. La Source Massiago se situe précisément au niveau de ce contact tectonique entre les calcaires dolomitiques triasiques de l'unité de Moûtiers et la lentille de Houiller (h4).

Nous disposons, au niveau cette dernière zone de contact, de données de forages de reconnaissance (destructifs) réalisés en 2002 pour l'extension de l'exploitation thermale (cf. chapitre I.3.4.4; Annexe A.1). Ils ont été positionné à quelques mètres de l'escarpement de calcaires dolomitiques entre la Source Massiago et le Doronde-Bozel (cf. Figure 3-12d) et, seul le second atteint 83m de profondeur. Les cuttings de ce forage ont été décrits dans le rapport ANTEA (Mercier, 2002 ; Figure 6-10) mais il est difficile d'établir des corrélations avec la série stratigraphique du secteur. Sous les 15 premiers mètres de remblais et d'alluvions, un niveau de schistes gris (5m) pourrait correspondre aux schistes de la lentille de houiller (h4) ou à ceux du Trias supérieur (tS). La suite de la coupe lithologique montre une dominance de calcaires jaunes à orangés (probablement des calcaires dolomitiques) avec des intercalations de schistes verts à violets (supposés Permien). Il est probable qu'il s'agisse de formations de l'unité de Moûtiers, avec un dédoublement des séries par failles. Ainsi, sur les 83m de profondeur, aucun contact tectonique majeur avec du houiller (h4) ou du gypse n'a été observé. Ceci peut être expliqué par le pendage général vers l'E-SE des chevauchements des unités structurales dans ce contexte géologique.

COUPE LITHOLOGIQUE F2



Figure 6-10 : Synthèse des données lithologiques et du suivi hydrogéologique du forage destructif profond (F2), à proximité de la Source Massiago à Salins-les-Thermes, d'après l'étude ANTEA (Mercier, 2002).

6.5. Conclusion

Le secteur géologique de Salins-Moûtiers est caractérisé par une forte diversité de roches et une fracturation régionale importante affectant les structures fortement plissées et découpées en écailles verticalisées des différentes unités. Dans l'unité de Moûtiers, les calcaires dolomitiques et les quartzites du Trias, particulièrement fracturés (directions générales N20°E et N100-140°E), sont les plus propices à des écoulements d'eaux significatifs vers la profondeur, susceptibles d'alimenter des systèmes hydrothermaux. Les bordures des formations évaporitiques (anhydrite et gypse) pourraient également constituer des chemins de circulation préférentielle. Les roches schisteuses (Houiller, Permien) et/ou détritiques faiblement métamorphisées (Crétacé et Jurassique des unités de Moûtiers et du Quermoz) ont probablement des écoulements réduits au sein des fractures. Les formations liasiques subbriançonnaises et le Houiller de Salins sont ainsi certainement imperméables.

Les observations de terrain ont permis de préciser la position du contact anormal, injecté de gypses, recoupant l'extrémité S de l'unité de Moûtiers. Il intercepte la vallée de Salins, avec une direction NNE-SSW, au pied de l'escarpement des calcaires dolomitiques, soit à proximité immédiate du site des émergences des Vieux-Bains. La Source Massiago, également au pied des calcaires dolomitiques, se situe en bordure de la lentille de Houiller de Salins marquant le contact tectonique, plongeant vers l'E-SE, entre l'unité de Moûtiers et la zone subbriançonnaise.

7. Le remplissage quaternaire du fond de vallée

L'étude du remplissage du fond de vallée a pour objectif de caractériser le potentiel aquifère des formations quaternaires et d'identifier les structures permettant la remontée des eaux thermominérales vers la surface au niveau de ce fond de vallée.

7.1. Caractéristiques des dépôts des vallées glaciaires

La vallée du Doron-de-Bozel, bien qu'étroite et sinueuse, est une ancienne vallée glaciaire associée au glacier de l'Isère. Des dépôts morainiques recouvrant les versants sont en effet observables sur le plateau de Salins (Figure 6-9). Le remplissage du fond des vallées glaciaires alpines est généralement constitué d'un mélange complexe de dépôts glaciaires, d'alluvions et de dépôts de versant.

Au niveau des gorges de Pont Séran (à l'W de Moûtiers), les formations bréchiques de l'unité du Quermoz ont constitué un verrou glaciaire en amont duquel s'est probablement formé un lac proglaciaire. Des dépôts fluvio-glaciaires et fluviatiles se seraient ensuite mis en place dans la dépression de Moûtiers. Salins se positionnerait au niveau de l'extrémité de la branche S de l'ombilic glaciaire. À la suite du retrait du glacier, les versants déstabilisés sont généralement affectés par des phénomènes gravitaires tels que des écroulements, des paquets glissés, des éboulis et des cônes de déjection, ces derniers se déposant au pied des versants. À ceux-ci s'ajoutent, dans le remplissage, des alluvions anciennes et récentes ainsi que des dépôts torrentiels, qui ont pu être remaniés de manière plus ou moins importante lors d'événements de débâcle glaciaire par exemple (cf. synthèse Thiébaud, 2008). La vallée de Salins a une morphologie favorable à de tels phénomènes gravitaires puisque les versants sont pentus et fracturés. En effet, les calcaires dolomitiques et quartzites très fracturés en rive droite du Doron sont à l'origine d'éboulements plus ou

moins importants et les affleurements de gypses en rive gauche montrent des niches d'arrachement. Un éboulement considérable, probablement du gypse issu du versant W au Doron, aurait d'ailleurs détruit une partie de Salins vers 1450 (cf. chapitre I.3.2.1). Les dépôts de fond de vallée ont également été plusieurs fois remaniés par des crues historiques importantes (Mougin, 1914). L'ensemble de ces phénomènes est certainement à l'origine d'une imbrication complexe des dépôts quaternaires au pied des versants dans le remplissage de la vallée du Doron à Salins.

7.2. Nature du remplissage et potentiel hydrogéologique

Siméon (1980) a présenté la première étude synthétique sur la composition et l'épaisseur des formations quaternaires de la vallée du Doron-de-Bozel au niveau de Salins-les-Thermes. Elle est basée sur des prospections géophysiques de 20 à 30m de profondeur d'investigation faites en 1977 (3 sondages électriques et 1 sondage sismique réfraction) et des relevés lithologiques de 4 forages (piézomètres de 15m de profondeur maximum) positionnés entre l'escarpement de calcaires dolomitiques et le Doron, en rive droite et en amont du site des Vieux-Bains (Figure 7-1A et B). À partir de ces données, Siméon (1980) a proposé la série lithologique suivante :

- de la terre végétale peu épaisse (0,50m environ) et discontinue,
- des remblais à blocs de nature variée (quartzites, calcaires et gypse) sur une épaisseur de 3m maximum et,
- un niveau épais de gros blocs de quartzites, de calcaires et de gypse, au sein d'une matrice sabloargileuse.

Le niveau inférieur a été identifié par Siméon (1980) comme une formation aquifère de par sa composition et sa continuité latérale. Les coupes interprétatives (Figure 7-1C; Siméon, 1980) suggèrent néanmoins une importante hétérogénéité lithologique de cette formation liée à la présence de lentilles de sables grossiers ou fins et de galets, ainsi que des lentilles argileuses en moindre importance. Siméon (1980) a estimé que ce niveau aquifère atteint 15 à 20m de profondeur à partir d'une corrélation des niveaux lithologiques avec quatre autres forages de 50m de profondeur, réalisés en amont à la limite des communes de Salins et Moûtiers par EDF en 1965. Dans ces forages, le niveau à blocs repose à partir de 16 à 25m de profondeur sur un substratum composé d'un niveau de gypse d'environ 5m d'épaisseur et d'un niveau d'anhydrite à partir de 30 à 50m de profondeur.

Les cotes piézométriques des niveaux d'eau des forages de Salins en 1980 (Siméon) ont été reportées sur la Figure 7-1. Il est difficile d'établir une carte piézométrique avec ces quelques points mais Siméon (1980) a pu déterminer que ces niveaux représentent une nappe alluviale alimentée par le Doron, grâce aux paramètres physico-chimiques. La perméabilité moyenne du réservoir a été estimée à 10⁻⁴ m/s à partir d'essais de pompage dans les piézomètres (Siméon, 1980). Seul le piézomètre F1, le plus proche du site des Vieux-Bains (50m), existe encore actuellement. Les caractéristiques actuelles de l'eau de ce remplissage quaternaire et la notion de nappe alluviale seront discutées dans la suite de cette étude (cf. chapitre III.11.).



Figure 7-1 : Synthèse des données lithologiques et piézométriques des piézomètres de Salins-les-Thermes d'après Siméon (1980) ; cotes en mètre NGF, en rouge le piézomètre F1 existant actuellement.

À titre comparatif au niveau de la Source Massiago (à 650m des Vieux-Bains), le niveau aquifère à gros blocs peut être associé au niveau d'alluvions composé des sables avec gravillons, argileux et limoneux, identifié entre 10 et 15m de profondeur (cote d'environ 500m NGF) dans le forage profond ANTEA (83m ; Mercier, 2002 ; Figure 6-10). Le rapport de forage (Mercier, 2002) mentionne des eaux liées aux alluvions, sans plus de détails.

Ainsi, le remplissage de fond de vallée, au niveau de Salins en rive droite du Doron-de-Bozel, est principalement composé d'une formation à blocs et matrice sablo-argileuse (de 3m à 15-20m de profondeur environ). Bien que cette formation contienne des hétérogénéités lithologiques importantes, elle permet une circulation d'eaux de subsurface qui serait liée au système alluvial du Doron.

7.3. Réinterprétation de données de tomographie électrique sur le secteur d'étude

Trois panneaux électriques ont été réalisés dans la vallée de Salins en 2002-2003 par la société Horizons-Centre (Barat, 2003). Les annexes du rapport fournissent deux types résultats : les panneaux bruts avec les résistivités apparentes (profondeur non interprétable) et les panneaux interprétés automatiquement avec le logiciel Abem (programme d'inversion de panneau RES2DINV) (Figure 7-2). Pour ces derniers panneaux, la résistivité apparente calculée est la plus proche possible de celle acquise sur le terrain, ce qui permet une interprétation des profondeurs. Dans cette étude, la profondeur d'investigation atteint 100 à 150m.

Nous ne décrirons ici que brièvement ces résultats car ils semblent fournir des informations intéressantes en ce qui concerne la localisation des remontées d'eaux thermominérales. La reconnaissance des faciès géologiques à partir des gammes des résistivités ne sera pas discutée car elle serait trop imprécise par manque des données brutes. Pour rappel, dans de tels profils électriques, les roches imperméables ont des résistivités électriques élevées alors que les formations ou roches perméables (porosité ou fracturation intense) contenant des eaux ont des résistivités plus faibles. La résistivité électrique d'une formation perméable est d'autant plus faible que les eaux qu'elle contient sont minéralisées.

Le secteur de Salins est caractérisé par une zone de très faible résistivité électrique localisée au fond de la vallée et encadrée par des versants plus résistants (Figure 7-2). Cette zone présente un pendage subvertical à forte inclinaison vers l'E. Au nord des Vieux-Bains (P5), elle se situe plus près du pied de versant en rive droite du Doron. Cette zone peut être reliée, en surface, au contact tectonique injecté de gypses recoupant la vallée de Salins (Figure 6-9).

Au niveau du fond de vallée, le panneau P3 (Figure 7-2) situé à la confluence des Dorons et en aval de la Source Massiago présente une résistivité très faible par rapport à celle du panneau P4, localisé en aval dans un contexte géologique identique. Cette différence peut être expliquée par une dispersion d'eaux hyperminéralisées issues du système hydrothermal de la Source Massiago. En effet, le forage situé à proximité immédiate de la Source Massiago a mis en évidence des circulations d'eaux thermominérales dans les formations fracturées profondes (de 47 à 83m de profondeur, Barat, 2003 ; Figure 6-10). Ce système ne présentant pas de résurgence active, il peut être raisonnablement suggéré que les eaux souterraines se dispersent, avant d'atteindre la surface, dans une zone fracturée du substratum drainée par le système alluvial du Doron. Le panneau P5 montre, à l'aplomb du versant en rive droite, une zone également moins



Figure 7-2 : Résultats de la campagne de tomographie électrique réalisée dans la vallée de Salins en 2002-2003 par la société Horizons-Centre (Barat, 2003) ; les panneaux ont été interprétés automatiquement avec le logiciel Abem (programme d'inversion de panneau RES2DINV).

résistante que sur le panneau P4, qui peut être ici reliée au panache thermominéral du système hydrothermal des Vieux-Bains situé quelques mètres en amont. Ces observations suggèrent que la remontée d'eaux thermominérales n'est pas continue le long du contact tectonique mais localisée à proximité des sources (Vieux-Bains et Massiago). La réalisation de nouveaux profils électriques longitudinaux au Doron pourrait confirmer cette hypothèse.

D'après Barat (2003), les variations de résistivité sur le versant E, à l'extrémité des panneaux interprétés P3c et P4c (Figure 7-2), correspondent à un changement de faciès à proximité du contact entre les calcaires dolomitiques et les gypses (bordure de la lentille de Houiller de Salins). Les autres zones de faible résistivité sur ce versant pourraient correspondre à des changements de faciès ou plus probablement à des failles, non cartographiés.

Sur le panneau interprété P5c (Figure 7-2), la zone de forte résistivité au fond de la vallée pourrait être interprétée comme le profil du remplissage quaternaire. Il n'est pas observé dans les panneaux interprétés P4c et P3c, situés au niveau du contact, probablement parce que la zone fracturée du substratum est le lieu de circulation d'eaux hyperminéralisées. La forte conductivité de ces eaux pourrait masquer dans les panneaux électriques les changements lithologiques entre le substratum et le remplissage de fond de vallée. Dans le panneau interprété P5c, la faible résistivité de cette zone de remplissage de fond de vallée pourrait être liée à la dispersion des eaux hyperminéralisées du système hydrothermal des Vieux-Bains dans des formations perméables quaternaires (alluvions grossières). L'épaisseur du remplissage atteindrait environ 30m au pied du versant W et 50m à l'E, ce qui est en accord avec les données des forages EDF réalisés en 1965 à proximité (cf. § 7.2 de ce chapitre). Les premiers mètres (environ 7m) du remplissage montrent des résistivités plus élevées et hétérogènes latéralement. Il pourrait s'agir d'alluvions plus indurées ou colmatées avec des intercalations de zones plus conductives (anciens chenaux probables). Des variations verticales des résistivités sont également observées au niveau du substratum dans les panneaux P4 et P3; celles-ci peuvent être dues à une hétérogénéité des formations (liée à la lithologie ou aux fractures) et donc à des circulations hydrothermales discontinues. Il est néanmoins nécessaire de mentionner que certaines des hétérogénéités peuvent être liées aux contraintes techniques dues à l'urbanisation du site, comme l'impossibilité de placer les électrodes de mesures au niveau du Doron, des routes et des escarpements rocheux.

Ces profils électriques profonds mettent ainsi en évidence que le substratum de la vallée de Salins est très conductif, ce qui est à relier à une fracturation importante due au contact tectonique identifié à ce niveau et à la présence d'eaux minéralisées. La remontée des eaux thermominérales profondes, à travers ce substratum fracturé, ne semble cependant pas continue le long de ce contact tectonique mais localisée au niveau des Vieux-Bains. En amont de la vallée, les eaux du système hydrothermal de la Source Massiago, située au contact tectonique entre les zones valaisanne et subbriançonnaise, pourraient se disperser dans le substratum fracturé et être drainées par le système alluvial du Doron.

7.4. Le contact du remplissage avec les roches du versant sur le site des Vieux-Bains

7.4.1. Formations géologiques observées sur le site

Le site des émergences des Vieux-Bains se situe au niveau du remplissage de fond de vallée, au pied de l'escarpement de calcaires dolomitiques. Les galeries d'accès aux sources ont été creusées à 6-8m de profondeur dans le remplissage et se prolongent jusqu'aux calcaires dolomitiques du versant E. Selon Moret (1950) et Michel (1959 *in* Siméon, 1980), le contact entre les terrains meubles et la roche en place (calcaire dolomitique du Trias) se fait selon une direction N40°E au niveau de la Petite Source Chaude (cf. Figure 3-5). Les terrains meubles sont décrits comme un mélange d'éboulis de pente, d'alluvions du Doron et de formations morainiques avec une matrice argileuse.

Les observations faites dans le cadre de cette étude ne confirment pas la localisation et la direction N40°E du contact, bien que seules les parois des galeries non maconnées ou bétonnées aient pu être observées (cf. plan du site Figure 7-5a). La roche calcaire dolomitique, massive peu fracturée (Figure 7-3a), est clairement reconnue dans la galerie E du site et à l'émergence GS.04, ainsi qu'à proximité de l'émergence de la Source Froide. Vers l'W, à partir de la cheminée karstique et du muret, respectivement dans chacune des galeries de protection, nous avons observé une zone de calcaires dolomitiques très fracturés et de plus en plus bréchiques vers l'W (Figure 7-3b et c). Cette zone de brèches dolomitiques présente une matrice siliceuse, argileuse et carbonatée (Figure 7-4; données en annexe A.3). Une zone à blocs est ensuite clairement identifiable dans la partie W des galeries de protection (Figure 7-3d à f) et semble présente au niveau de l'émergence de la Source Froide (cf. Figure 3-16j). Les éléments sont de taille centimétrique à métrique et de forme arrondie ou anguleuse. Sous différents encroûtements blanchâtres (sulfates de Ca et ± de Sr; comm. pers. G.Ménard) et rougeâtres (oxydes et hydroxydes de Fe), se retrouve une matrice orangée également riche en SiO₂, CaO, Fe₂O₃ et Al₂O₃ (quartz, argiles, carbonates) et présentant des teneurs notables (jusqu'à 0,5 %) en As (Figure 7-4; Annexe A.3). Elle présente des hétérogénéités dues à des poches argileuses. Cette matrice colmate les éléments entre eux et donne un aspect induré à cette formation à blocs. Cette formation quaternaire est ainsi certainement constituée d'éléments de moraine, d'éboulis et d'alluvions indurés par une matrice plus ou moins argileuse, riche en oxydes de fer et silice.

L'émergence de la Grande Source Chaude (GSC) se situe à proximité de la zone de brèches dolomitiques observée dans les galeries (Figure 7-5a). Une reconnaissance vidéo du griffon de la GSC, réalisée lors de l'étude Gaudriot (2004), a également mis en évidence que les parois du conduit naturel vertical (de 6,60m profondeur à partir du fond du réservoir) sont très fissurées, avec des blocs de roche décrochés. La remontée des eaux thermominérales vers la GSC est ainsi probablement associée à la zone très fracturée de calcaires dolomitiques ; les phénomènes d'écroulement de versant ont aussi certainement favorisé l'ouverture des joints de stratification verticaux dans les formations triasiques. En ce qui concerne la Petite Source Chaude, nous ne disposons pas de données pour vérifier sa position (mentionnée au contact entre les calcaires dolomitiques et la zone à blocs ; cf. chapitre I.3.2.2 et Figure 3-5) vis-à-vis des formations observées.



Figure 7-3 : Formations géologiques dans les galeries du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes ; a. calcaire dolomitique massif, b. et c. brèche à éléments dolomitiques à matrice argileuse orangée, d. à f : formation quaternaire à blocs (centimétrique à métrique, arrondis ou anguleux) cimentés par une matrice argileuse orangés, avec des encroûtements blanchâtres et rougeâtres.



Figure 7-4 : Composition élémentaire des matrices des formations des galeries du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes ; analyses à la fluorescence X (cf. Annexe A.3).

7.4.2. Nouvelles données de tomographie électrique

Afin de préciser la position, à l'échelle du site, du contact entre calcaires dolomitiques (massifs et bréchiques) et la formation quaternaire à blocs, nous avons réalisé 4 panneaux électriques en surface (coll. G. Menard ; Figure 7-5).

Description des panneaux électriques

L'acquisition des mesures a été réalisée dans une configuration WENNER avec des distances d'électrodes variant entre 1,5 et 2,5m, soit des profondeurs d'investigation de 6 à 10m. La Figure 7-6 présente le résultat d'inversion automatique pour chacun des 4 panneaux.

Sur le panneau SAL2, les résistivités apparaissent fortement influencées par l'importante urbanisation du site. La morphologie de certaines zones de forte résistivité (> 800 Ω .m) laisse supposer une origine anthropique, pouvant correspondre aux sous-sols d'anciens bâtiments pour lesquels nous ne disposons pas d'informations précise. Ainsi, la zone au SE du panneau (points cotés, pk, 32 à 38) correspond à la cave semi-enterrée (C1) présente à proximité du bâtiment des Vieux-Bains (VB). Au NW, la zone à 3m de profondeur (pk 10 à 20) pourrait, quant à elle, être liée à un sous-sol de l'ancien bâtiment (AB1) localisé au niveau du jardin actuel de l'établissement des Vieux-Bains. En dehors des bâtiments, le panneau électrique montre que les formations du remplissage auraient une résistivité moyenne (300 à 500 Ω .m).

Sur le panneau SAL3, à l'W du bâtiment VB, la zone de forte résistivité mise en évidence sur le panneau SAL2, pouvant correspondre au sous-sol de l'ancien bâtiment (AB1), n'apparait pas alors que le panneau le surplombe. À ce niveau, la résistivité des formations du remplissage est moyenne et légèrement hétérogène. Nous n'observons cependant pas de variation verticale de résistivité significative qui aurait mis en évidence le niveau piézométrique d'une nappe, correspondant au niveau d'eau relevé dans le piézomètre



Figure 7-5 : Localisation des panneaux électriques réalisés sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes ; a. sur le plan du site d'exploitation, en souterrain, et b. par rapport aux bâtiments actuels et anciens.



Figure 7-6 : Interprétation des résultats de la tomographie électrique réalisée sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes.

F1 situé quelques mètres à l'W. Les zones de plus forte résistivité proche de la surface correspondent à un muret en béton (pk 15 à 20) et probablement aux fondations du bâtiment VB (pk 22 à 26). Nous remarquons cependant que les galeries du site, recoupées également par le panneau SAL5, ne sont pas mises en évidence ; elles devraient être représentées par des zones à forte résistivité. À l'E du bâtiment VB, les deux zones de forte résistivité dans les 5 premiers mètres de profondeur (pk 30 à 40 et 47 à 53) pourraient correspondre à des remblais ou des écroulements ; la zone à l'E du panneau (pk 47 à 53) ne semblant pas se positionner au niveau des calcaires dolomitiques observés dans les galeries. Au pied E du bâtiment VB, une zone de très faible résistivité (pk 28 à 35) est observée à partir d'environ 5m de profondeur, soit sous le niveau des galeries. Cette zone étant positionnée à l'aplomb de la PSC, nous suggérons qu'il s'agit de formations saturées en eau minéralisée.

Sur le panneau SAL5 du NNE vers le SSW, la première zone de forte résistivité de pk 6 à pk 20 est supposée liée au sous-sol d'un ancien bâtiment du site (AB2) situé 2m à l'W du panneau, et la seconde zone de pk 20 à 30 a été identifiée comme un sous-sol potentiel de l'ancien moulin (M1). Sous cette dernière zone et vers le SSW du panneau, la variation des résistivités suggère un milieu hétérogène avec de possibles zones saturées en eaux (résistivité < 100 Ω .m). La zone de faible résistivité sous les galeries (pk 18 à 30) pourrait être associée à la remontée thermominérale. Sachant que le système hydrothermal a une cote imposée par l'exploitation sur le site des Vieux-Bains, nous suggérons que les deux zones de faible résistivité électrique (pk 32 à 35 et 45 à 49) situées à des cotes supérieures aux émergences peuvent être associées à des eaux de subsurface présentes dans les formations quaternaires. Dans ce cas, les écoulements d'eaux de subsurface ne seraient pas continus latéralement.

Sur le panneau SAL1, la partie NW est fortement anthropisée. Au SE, la zone de forte résistivité (pk 25 à 31) pourrait correspondre à des remblais ou un écroulement, au sein d'une formation de résistivité moyenne à plus faible en profondeur. La faible résistivité du milieu en profondeur peut marquer, à cette altitude, une zone saturée en eaux de subsurface.

Synthèse des interprétations

Les panneaux électriques réalisés en surface du site des Vieux-Bains mettent en évidence une importante urbanisation avec de nombreux remaniement dans les premiers mètres du sol (remblais, anciens bâtiments avec de potentiels sous-sols). Outre ces zones anthropiques, les panneaux électriques suggèrent une importante hétérogénéité des résistivités du sous-sol ; des zones de très forte résistivité (à l'E du panneau SAL3 et au SE du panneau SAL1) et des zones de faible résistivité à plus grande profondeur (sur les panneaux SAL1, SAL3 et SAL5), se distinguent au sein d'une zone plus étendue de résistivité moyenne.

Les différentes zones de résistivité ne correspondent pas aux différents faciès géologiques identifiés dans les galeries (calcaires dolomitiques, brèches dolomitiques, formation quaternaire à blocs). Les zones de forte résistivité pourraient correspondre à des remblais ou des écroulements, au sein des dépôts quaternaires du remplissage (de résistivité moyenne). Les zones de faible résistivité pourraient mettre en évidence des zones saturées en eau. Elles ne montrent pas, dans ces panneaux, de différence significative permettant de distinguer les eaux hyperminéralisées d'origine souterraine des eaux peu minéralisées de subsurface. Cependant, la zone située à l'aplomb de la PSC (pk 28 à 35 sur le panneau SAL3), sous le niveau des galeries (environ 486m), est probablement saturée en eaux thermominérales. Les zones de faible résistivité à plus haute altitude (pk 32 à 35 et 45 à 49 sur panneau SAL5, pk 21 à 27 sur panneau SAL1) sont supposées correspondre à des écoulements d'eaux de subsurface dans les formations quaternaires.

Cependant, le panneau SAL3 ne présente pas, à l'W du bâtiment des VB, de variation verticale de résistivité mettant en évidence le niveau piézométrique de la nappe relevé dans le piézomètre F1, situé quelques mètres seulement à l'W. Ces résultats tendent à supposer que les écoulements d'eau de subsurface dans ce remplissage quaternaire ne seraient pas continus latéralement mais suivraient d'anciens chenaux.

7.4.3. Conclusion

Les panneaux électriques réalisés dans le cadre de cette étude ont confirmé une importante hétérogénéité lithologique du sous-sol, cohérente avec un remplissage de fond de vallée complexe composé d'alluvions, de moraines, ainsi que d'écroulements à proximité des versants. La position du contact entre les calcaires dolomitiques (massifs et bréchiques) et les dépôts quaternaires du remplissage, identifié dans les galeries, n'a cependant pas pu être étendue à l'échelle du site.

Nous proposons néanmoins l'hypothèse que la partie terminale de la remontée des eaux thermominérales sur le site des Vieux-Bains est associée à la zone très fracturée des calcaires dolomitiques, au contact des dépôts quaternaires du remplissage. Les matrices plus ou moins argileuses, observées dans les galeries du site, colmatent ou indurent les brèches dolomitiques et les dépôts quaternaires. Toutefois, la présence de fer et d'arsenic dans la matrice des dépôts quaternaires permet de suggérer que des circulations d'eaux thermominérales actuelles ou passées sont possibles au sein de cette formation. En profondeur, une zone de dépôts quaternaires indurés au contact des calcaires dolomitiques fracturés pourrait expliquer l'absence de dispersion des eaux thermominérales dans le remplissage quaternaire lors de leur remontée. Les eaux thermominérales seraient de ce fait partiellement isolées des eaux de subsurface circulant dans le remplissage, à quelques mètres seulement des émergences.

8. Conclusion

8.1. Structure géologique du secteur de Salins-Moûtiers

Le site de Salins-les-Thermes se situe en bordure occidentale des unités penniques dans les zones internes des Alpes. Le secteur de Salins-Moûtiers est caractérisé par une succession rapprochée des unités internes sous forme d'écailles et de chevauchements de direction N30°E à pendage vers l'E-NE, jalonnés par des évaporites triasiques qui ont servi de surface de décollement. L'unité de Moûtiers (zone valaisanne) et les unités adjacentes à celle-ci (l'unité du Quermoz et le Subbriançonnais) sont fortement plissées (plis de direction générale N30°E parallèles aux chevauchements). Ces plis sont découpés en écailles verticalisées et sont affectés par une fracturation régionale importante caractérisée par des fractures de direction N20 à N40°E parallèles à la schistosité et des fractures transverses de direction N100 à N170°E.

Au sein de l'unité de Moûtiers, les formations du Houiller au Trias supérieur forment, à l'E-NE de la vallée de Salins, une structure anticlinale, découpée en écailles verticalisées, au pied de laquelle émergent les eaux thermominérales de Salins. Les calcaires dolomitiques et les quartzites du Trias sont, de par leur compétence, particulièrement affectés par les fractures régionales et constituent ainsi des aquifères potentiels, pouvant permettre des circulations profondes et/ou de subsurface (écoulement de versant défini dans la partie I.3.4.3). À l'W-NW de la vallée de Salins, les formations détritiques du Crétacé et du Jurassique des unités de Moûtiers et du Quermoz, affectées par le métamorphisme alpin faible, sont le siège

d'écoulements souterrains probablement réduits. Les formations liasiques subbriançonnaises et le Houiller de Salins imperméables constituent certainement une barrière hydrogéologique à l'E de l'unité de Moûtiers.

Le remplissage quaternaire de fond de vallée est principalement composé d'une formation à blocs (alluvions, moraines, d'éboulis) et matrice sablo-argileuse permettant, malgré les hétérogénéités, une circulation d'eau froide liée au système alluvial du Doron. La base de cet aquifère est estimée à 15-25m de profondeur. Au N de Salins, le remplissage quaternaire repose sur des gypses et anhydrites (forages EDF de 1965).

8.2. Hypothèses sur les remontées hydrothermales

La cartographie du secteur a permis d'observer que le contact tectonique, injecté de gypses, recoupant l'extrémité S de l'unité de Moûtiers, intercepte la vallée de Salins au niveau du site des émergences des Vieux-Bains avec une direction NNE-SSW. D'autre part, nous associons la zone subverticale de faible résistivité électrique à l'aplomb de la vallée au S de Salins (données de tomographie électrique, Barat, 2003) à un drain ascendant pour les eaux thermominérales profondes dans une zone fracturée du substratum. Cette zone peut être reliée à la bordure SE du contact tectonique (Figure 8-1). Les formations évaporitiques (anhydrite et gypse) formant en profondeur des barrières imperméables, les circulations profondes ne peuvent donc se faire, dans ce contexte, qu'en bordure des évaporites. Dans la partie terminale, la remontée des eaux thermominérales sur le site des Vieux-Bains est associée à une zone fracturée dans les calcaires dolomitiques du versant au contact du remplissage quaternaire. La présence de sources thermominérales au niveau de la vallée serait possible grâce à une zone des dépôts quaternaires colmatés et indurés, limitant la dispersion des eaux thermominérales dans le remplissage lors de leur ascension.

La Source Massiago, localisée également au pied des calcaires dolomitiques, se situe en bordure de la lentille de Houiller de Salins marquant le contact tectonique, plongeant vers l'E-SE, entre l'unité de Moûtiers et la zone subbriançonnaise. Cette résurgence est inactive en surface; les eaux issues de ce système hydrothermal se dispersent à plus de 40m de profondeur dans les formations fracturées (probablement calcaires dolomitiques) du substratum et peuvent être drainées par le système alluvial du Doron.



Figure 8-1 : Coupe géologique schématisée de la vallée de Salins-les-Thermes au niveau des émergences thermominérales des Vieux-Bains (complétée et redessinée d'après une idée de S. Fudral, comm. pers.).

Chapitre III

Fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence
Chapitre III Fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence

L'état des lieux sur l'exploitation a mis en évidence un fonctionnement hydrodynamique particulier de la zone d'émergence, dont les processus d'interaction entre la remontée hydrothermale et les réservoirs de surface ne sont pas compris. En introduction de **ce chapitre III**, un rappel du contexte hydrogéologique et des hypothèses précédemment émises permet de définir les objectifs et l'approche choisie pour cette étude hydrodynamique. Après la présentation des conditions hydrologique et climatique du secteur, le fonctionnement des deux aquifères souterrains peu profonds (système alluvial et réservoir de versant) est étudié en premier. Cela permet d'analyser, dans un second temps, le comportement des émergences thermominérales vis-à-vis des conditions d'exploitation, des perturbations imposées aux émergences et des interactions avec les aquifères de surface. L'objectif de ce chapitre est ainsi d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence, en précisant les processus de transfert (pression et flux) entre la remontée thermominérale et les aquifères de surface. Il s'agira aussi d'essayer de préciser le fonctionnement hydrodynamique du système hydrothermal.

9. Rappel du contexte hydrogéologique et objectif de l'étude

9.1. Rappel du contexte hydrogéologique de la zone d'émergence des Vieux-Bains

Le site des émergences thermominérales des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes se situe au niveau du replat alluvionnaire de fond de vallée, en bordure de l'escarpement du versant Est. Les sources se trouvent dans des galeries creusées à 6-8m de profondeur. Le système d'exploitation particulier permet de réceptionner les eaux thermominérales, émergeant de manière artésienne, dans deux bassins distincts, dénommés Grande Source Chaude (GSC) et Petite Source Chaude (PSC). Elles s'écoulent ensuite gravitairement dans des canalisations en charge jusqu'à un bac de mélange commun. C'est à partir de ce dernier que les eaux thermominérales sont pompées et transportées vers l'établissement thermal.

Il existe également, le long des galeries du site, de nombreuses émergences secondaires dont les eaux sont froides à chaudes, sans organisation évidente. La majorité de ces émergences sont aménagées en cheminées d'équilibre (canalisations verticales ouvertes), dont certaines seraient indispensables au maintien du débit des Sources Chaudes exploitées (PSC et GSC). L'exploitation à long terme du site a, de ce fait, mis en évidence un équilibre fragile entre les niveaux d'eau des bassins d'exploitation et des émergences secondaires.

En outre, deux réservoirs aquifères de surface sont présents à proximité immédiate de la zone d'émergence :

- (i) le remplissage quaternaire de fond de vallée contenant une nappe qui serait liée au système alluvial du Doron,
- (ii) les formations triasiques du versant E de la vallée dans lesquelles circulent des eaux infiltrées sur le plateau.

L'étude de Siméon (1980) s'est particulièrement intéressée aux interactions possibles entre la remontée hydrothermale et chacun de ces réservoirs. Ses hypothèses, expériences et conclusions sont présentées ci-dessous et discutées au regard d'autres données et études scientifiques ou techniques réalisées ultérieurement sur le site.

Interaction avec le système alluvial

Le suivi des sources thermominérales réalisé par Siméon en 1978-79 a mis en avant que les paramètres physico-chimiques des eaux (température et conductivité électrique) étaient constants au cours du temps, alors que les débits variaient de manière importante. L'augmentation des débits ne peut pas être due à un mélange des eaux thermominérales avec des eaux de subsurface, plus froides et peu minéralisées, puisque les proportions de mélange auraient induit une diminution significative des températures et des conductivités aux sources.

Siméon (1980) propose donc l'hypothèse – émise par des études similaires réalisées sur le site thermominéral de Brides-les-Bains (Rollin et Borel, 1925-1927 et Michel, 1959 *in* Siméon, 1980; Moret, 1950) – selon laquelle : « *par sa pression, le Doron provoquait le refoulement de l'eau chaude des griffons sauvages vers les griffons principaux qui, de ce fait, augmentaient de débits* ». Il est ainsi supposé qu'une variation de pression dans la nappe alluviale, liée au niveau du Doron, peut modifier le débit de la remontée thermominérale aux Sources Chaudes. Une hausse de la charge hydraulique de la nappe pourrait en effet diminuer le débit d'arrivées d'eaux thermominérales souterraines dans le remplissage, ce qui augmenterait le débit des Sources Chaudes. Cette hypothèse a été schématisée dans l'étude GAUDRIOT (2004) par la Figure 9-1.



Axe de coupe Ouest - Est

Figure 9-1 : Schéma du rôle potentiel de la pression hydrostatique du système alluvial sur la pression aux sources thermominérales, d'après GAUDRIOT (2004).

Siméon (1980) avait réalisé au cours de son étude un essai de pompage dans la nappe alluviale du Doron afin de conforter son hypothèse. L'objectif de l'essai était d'obtenir un rabattement rapide de la nappe pour étudier le comportement des sources thermominérales lors d'une variation rapide de la pression exercée par le Doron et la nappe. L'essai a été réalisé en effectuant des pompages simultanés dans 3 piézomètres du site (F1, F2 et F4) pendant environ 4 jours, avec un suivi des débits des PSC et GSC, et des paramètres physico-chimiques des eaux de sources des Vieux-Bains et de la nappe. Le rabattement de la nappe aurait atteint une moyenne de 2m, soit environ 1,70m sous le niveau d'émergence des PSC et GSC. Les débits des PSC et GSC n'ont pas significativement diminué lors de l'essai, mais les jours qui ont suivi une légère baisse du volume d'eau thermominérale disponible pour les usages de l'établissement thermal a été remarquée. Siméon (1980) conclut que le rabattement de 2m obtenu a probablement été trop localisé pour influencer significativement les débits des sources thermominérales par rapport aux variations naturelles de la nappe de 1m d'amplitude, qui sur une plus grande étendue et une plus grande période provoquent des variations nettes des débits aux sources. D'autre part, les paramètres physico-chimiques des eaux de nappe et des sources sont restés constants lors de l'essai. Siméon (1980) en déduit qu'il n'y a pas de mélange notable entre les eaux, en particulier de remontée d'eaux thermominérales dans le piézomètre F1 situé à environ 50m des sources thermominérales des Vieux-Bains lors des pompages.

Cet essai n'apporte donc pas d'élément pour confirmer un rôle de la pression hydraulique du système alluvial sur les sources thermominérales mais il permet de suggérer l'absence de remontée d'eaux thermominérales dans la nappe alluviale, au piézomètre F1.

Interaction avec le réservoir du versant

Siméon (1980) a réalisé la première étude sur les circulations dans le versant à l'E du site des Vieux-Bains, afin d'évaluer les risques d'infiltration vers les émergences thermominérales. En effet, les calcaires dolomitiques de ce versant sont alors supposés à caractère karstique ou fortement fracturés.

Un essai de traçage a été réalisé à partir de 2 points d'injection, positionnés 100m à l'E de la zone d'émergence sur le plateau (cf. Figure 3-11), avec deux traceurs distincts (fluorescéine et rhodamine¹). Les eaux des sources chaudes et froides des Vieux-Bains ainsi que celles de la Source Massiago ont été échantillonnées au pas de temps horaire pendant 4 jours. Les deux traceurs sont ressortis dans toutes les sources en très faible concentration (très proche des limites de détection en spectrofluorimétrie²) et par vagues successives. Les temps de parcours ont été estimés à 1h30 aux sources des Vieux-Bains et à 54h à la Source Massiago. Siméon (1980) suggère que les faibles concentrations restituées peuvent être dues à une importante dilution des traceurs, leur destruction par les gaz aux émergences thermominérales ou à un bruit de fond. La restitution par vagues successives est, quant à elle, expliquée par des cheminements complexes et multiples des eaux au sein des calcaires dolomitiques très fracturés voire karstifiés. Cette étude conclut qu'une infiltration des eaux du versant dans les sources chaudes est possible mais que cet apport en très faible quantité ne modifierait pas significativement les paramètres physico-chimiques des eaux thermominérales.

Nous considérons les résultats de cette première étude discutables pour les Sources Chaudes car les teneurs mesurées sont trop proches des limites de détection. De plus, l'hypothèse d'une contamination potentielle des eaux thermominérales par des eaux infiltrées sur le plateau est remise en question suite à une pollution qui a affecté le site d'exploitation des Vieux-Bains entre 2007 et 2009. En effet, une pollution en hydrocarbures (de type C10-C40) a contaminé les eaux de la Source Froide (47,4mg/l de février 2008) mais elle n'a pas atteint les Sources Chaudes. L'origine de cette pollution était une fuite de la cuve à fioul du

¹ Quantités injectées : 1kg de fluorescéine en solution à 200g/l et 1kg de rhodamine en solution à 320g/l.

² Limite de détection indiquée à 0,1mg/m³.

complexe scolaire situé 150m au SE au-dessus des Vieux-Bains, soit à 50m des points d'injection des traçages réalisés par Siméon (1980). Le temps de transfert a été estimé à moins d'une heure à partir d'un traçage à la fluorescéine au droit de la cuve. Après le scellage de celle-ci, les teneurs en hydrocarbures ont significativement baissé et les teneurs résiduelles ont été attribuées à des résidus piégés temporairement dans les fractures et les fissures de la roche. Dans cette seconde étude, les traceurs sont en concentration significative et mettent clairement en évidence l'absence d'infiltration d'eaux contaminées issues du plateau vers les Sources Chaudes. Du point de vue des circulations au sein du versant, il est peu envisageable qu'à partir des sites de traçage des deux études les écoulements soient totalement déconnectées en raison de leur proximité et de la fracturation dans le versant. Les résultats de ces deux traçages similaires se contredisent et ne permettent donc pas de confirmer l'hypothèse d'une infiltration des eaux du versant vers les Sources Chaudes.

9.2. Objectif de l'étude hydrodynamique

Le système d'exploitation de la ressource thermominérale actuel sur le site des Vieux-Bains à Salinsles-Thermes est sensible aux équilibres hydrodynamiques entre les émergences exploitées et les émergences secondaires. La présence d'eaux froide à chaude dans les émergences secondaires suggère des interactions entre la remontée thermominérale et les réservoirs de surface identifiés à proximité (système alluvial et réservoir de versant). Les conditions hydrodynamiques et les processus à l'origine des interactions, ainsi que du maintien des équilibres, entre ces réservoirs n'ont pas été identifiés par les études antérieures.

L'objectif de cette étude est ainsi d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence, en précisant les processus de transfert (pression et flux) entre la remontée thermominérale et les réservoirs de surface, et si possible, sur le fonctionnement hydrodynamique du système hydrothermal.

Pour cela, nous avons étudié les variations des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques des eaux de l'ensemble des sources du site, à court et long termes, avec la contrainte du système d'exploitation, ainsi que des réservoirs de surface. Un nouveau jeu de données actualisées a été acquis en considérant distinctement les deux émergences thermominérales principales (PSC et GSC) et, pour la première fois, les différentes émergences secondaires. Les hypothèses précédemment posées sur les interactions entre les réservoirs ont été prises en compte et discutées dans cette étude. Il a été nécessaire, dans un premier temps, de préciser le fonctionnement des réservoirs de surface.

Nous verrons dans la suite de l'étude que la Source Massiago est bien indépendante du système hydrothermal des Vieux-Bains (cf. chapitre I.3.4.4 et chapitre IV) ; elle n'a donc pas fait l'objet d'un suivi hydrodynamique. Les principales caractéristiques du fonctionnement hydrodynamique de cette source sont présentées dans Doublet (2013).

9.3. Moyens mis œuvre

9.3.1. Suivi in situ

Cette étude hydrodynamique a nécessité la mise en place d'un suivi *in situ* complet de l'ensemble des eaux des sources du site et des réservoirs de surface, intégrant les paramètres physico-chimiques des eaux (température T et conductivité électrique C.E.) et les paramètres hydrodynamiques des sources ou réservoirs (hauteur d'eau et débit).

Ce suivi in situ comprend :

- Des mesures ponctuelles de la température (T en °C) et de la conductivité électrique (C.E. en mS/cm) de l'ensemble des sources, effectuées avec un conductimètre de terrain (*Cond 315i WTW*, conductivité électrique corrigée à 25°C) à chaque visite sur le site (Annexe CD-ROM D.2; Figure 12-5);
- Des mesures en continu de l'ensemble des paramètres (T, C.E., hauteur d'eau et débit) réalisées grâce à une plate-forme de mesures mise en place pour ce travail et détaillée dans le Tableau 9-1 (ensemble des données en annexe CD-ROM D.1).

Pour l'interprétation des données dynamiques, nous avons dû réaliser une nouvelle topographie et cartographie des galeries du site ainsi qu'un nivellement précis des installations d'exploitation et des niveaux de débordement des émergences secondaires aménagées en cheminée d'équilibre. Les points de mesures extérieurs au site (piézomètre et sonde au Doron) ont également été nivelés.



Tableau 9-1: Plate-forme de mesures du suivi en continu *in situ* du site de Salins-les-Thermes, avec les paramètres et les périodes de mesure de 2012-2014 ; les pas de temps de mesure sont de 1h pour le Doron et le piézomètre et, de 15mn aux autres points du suivi.

Difficultés rencontrées

Le Tableau 9-1 présente pour chaque point de mesures (sources et réservoirs de surface) les périodes de suivi et les périodes de résultats effectifs, par paramètres. En effet, de nombreux problèmes techniques ont été rencontrés. D'une part, des coupures de courant sur le site d'exploitation des Vieux-Bains sont à l'origine de 3 périodes d'interruption d'alimentation de la station d'acquisition et d'enregistrement des données. D'autre part et principalement, les sondes de suivi des deux Sources Chaudes exploitées ont subi de nombreux disfonctionnements, à court et à long termes, et ont dû être plusieurs fois remplacées et déplacées (cf. détail des sondes en annexe B.1). À court terme, certaines sondes ont donné des mesures erronées et des variations très importantes, pouvant être dues à la position des sondes (par rapport aux installations et dans le courant d'eau) et aux dégagements gazeux. Les disfonctionnements majeurs d'autres

sondes sont apparus, à long terme, plusieurs mois après leur installation sous forme de variations de mesures plus importantes, incohérentes ou en sauts brusques et par des interruptions de mesures.

Nous supposons que les disfonctionnements des sondes sont principalement liés aux caractéristiques chimiques des eaux. En effet, les dégagements gazeux forment des remous d'eau importants dans les bassins de réception et les regards des canalisations, qui peuvent perturber les mesures. La formation d'une gaine de boues d'oxydes de fer sur les sondes conduit certainement à une corrosion des matériaux et la présence de NaCl dans les eaux pourrait également être à l'origine de dérives progressives des mesures de C.E.

Corrections appliquées

Pour les deux Sources Chaudes exploitées, nous avons déterminé pour chaque sonde et paramètres (T et C.E.) les périodes où le signal est peu bruité et où les mesures varient de manière cohérente avec le suivi ponctuel au WTW.

Pour le suivi à long terme des conductivités aux PSC, GSC et SF, les dérives progressives observées entre les périodes de nettoyage des sondes (avant et après chaque saison thermale) ont été corrigées. Les corrections ont consisté en un simple réajustement linéaire par rapport aux données du suivi ponctuel.

En ce qui concerne les émergences secondaires, les mesures de conductivité du suivi en continu qui peuvent différer des mesures ponctuelles au WTW mais les variations à long terme sont cohérentes ; aucune correction n'a donc été appliquée.

Ainsi, vis-à-vis des difficultés rencontrées et des corrections appliquées, les mesures du suivi en continu sur le site des Vieux-Bains doivent être considérées d'un point de vue qualitatif pour l'étude des variations à long terme des paramètres physico-chimiques.

9.3.2. Test hydrodynamique

Un test hydrodynamique a été réalisé, en collaboration avec la SET, le 18 février 2013 sur le site d'émergence des Vieux-Bains pour étudier le comportement des sources sans l'influence du système d'exploitation.

10. Contextes hydrologique et climatique

Les contextes hydrologique et climatique sont présentés dans ce chapitre afin d'évaluer, par la suite, leur influence sur les circulations de subsurface et hydrothermale de la zone d'étude. Nous prenons ici en référence les conditions sur le bassin versant du Doron-de-Bozel, représentatives du contexte alpin de moyenne et haute altitudes.

10.1. Bassin versant du Doron-de-Bozel

Le Doron-de-Bozel draine une grande partie du massif de la Vanoise et rejoint l'Isère à l'W de Moûtiers (Figure 10-1). Nous notons que Salins-les-Thermes se situe à seulement 1,8km en amont de la confluence et 685m en aval de son dernier affluent, le Doron-de-Belleville. Le bassin versant du Doron-de-Bozel à la confluence avec l'Isère a ainsi une surface de 663km² et une altitude moyenne élevée de 2088m (BD topo v2 ign, MNT). L'altitude minimale de la vallée est de 470m alors que les hauts sommets atteignent 3836m.



Figure 10-1 : Carte du bassin versant du Doron-de-Bozel à Moûtiers et installations hydroélectriques ; source des données : BD topo v2 ign, BD Carthage, modifié.

10.2. Occupation des sols

Le bassin versant du Doron-de-Bozel présente un important couvert végétal en basse et moyenne altitudes (Figure 10-2). Les bas de versant sont majoritairement recouverts de forêts. De 2 000 à 3 000m d'altitude environ, la végétation devient principalement constituée de prairies et de broussailles. Les roches affleurent ainsi surtout à haute altitude et peuvent être recouvertes dès 2500m et en moyenne à partir de 3000m, de névés et de glaciers (BD RGD 73-74 et BD topo v2 ign MNT).



Figure 10-2 : Carte d'occupation du sol sur le bassin versant du Doron-de-Bozel à Moûtiers ; source des données : BD RGD 73-74, BD topo v2 ign, BD Carthage.

10.3. Conditions climatiques

La région est soumise au climat montagnard caractérisé par des hivers froids et neigeux et, des étés doux avec des orages violents.

La complexité topographique des reliefs (la pente, l'aspect et l'exposition des versants, la couverture de glace ou neige...) est à l'origine d'une importante variation spatiale des températures et des précipitations, ainsi que des changements locaux rapides (entre massifs et altitudes ; Delannoy, 2010). Avec l'altitude, les températures diminuent et les précipitations sont plus intenses. Les températures dépendent aussi de l'exposition des versants au soleil (adrets et ubacs) et sont marquées par un contraste diurne-nocturne important. Les précipitations sont également influencées par l'orientation du versant aux vents et ont une variabilité spatiale plus importante. Ces caractéristiques sont à l'origine de la répartition, principalement altitudinale, des précipitations sous forme de pluie ou de neige, et du maintien du manteau neigeux jusqu'à 6 mois dans l'année (de décembre à mai) à partir de 2 000m d'altitude. Les vallées de la Maurienne et de la Tarentaise sont, de plus, marquées par des précipitations annuelles faibles à l'échelle régionale. Les précipitations se déchargent, en effet, principalement sur les massifs préalpins formant une barrière aux vents d'ouest, ce qui réduit les précipitations dans les vallées internes.

À l'échelle de la zone d'étude, les données météorologiques de 5 stations situées dans la vallée du Doron-de-Bozel (Moûtiers, Brides-les-Bains, Bozel) et sur le versant N (Champagny-en-Vanoise et Peisey-Nancroix (hors bassin versant)) ont été récupérées (source Météo-France). Elles mettent en évidence une répartition plutôt homogène des précipitations mensuelles et annuelles pour l'année 2012 (Figure B.2.1 et tableau B.2.1 en annexe B). L'étude de Blaise et Vigouroux (2005, BRGM) a également montré des influences climatiques comparables aux stations de Moûtiers, Brides et Méribel sur la période 1995-2005, malgré les différences d'altitude. De plus, de 1995 à 2005 comme en 2012, les précipitations cumulées à la station de Moûtiers sont supérieures à celles des stations de Brides et Bozel. Ces dernières stations cumulées annuelles à Moûtiers sont proches de la précipitation annuelle moyenne de 911,3mm/an (estimée entre 1995 et 2005 par Blaise et Vigouroux, 2005), alors que l'année 2012 a été particulièrement pluvieuse avec 1084,4mm de précipitations cumulées (cf. tableau B.2.2).

Les données de température aux stations de Moûtiers et de Champagny (cf. tableau B.2.3), situées respectivement à 480m et 3000m d'altitude, ont permis d'estimer un gradient thermique altitudinal de -0,52°C/100m, soit proche du gradient thermique moyen de -0,5°C/100m.

10.4. Régime hydrologique du Doron

Le Doron-de-Bozel est soumis à un régime nival, caractéristique des rivières alpines influencées par les conditions climatiques des moyennes et hautes altitudes. Les débits sont maximaux en période estivale lors de la fonte du manteau neigeux et ils sont réduits en période hivernale lorsque les précipitations sont stockées sous forme de neige pendant plusieurs mois. Les données de la station hydrométrique du Doronde-Bozel à Moûtiers (W0244010), arrêtée depuis 1980, indiquent des débits moyens mensuels minimum et maximum respectivement de 8,09m³/s en janvier et de 49,9m³/s en juillet (avec un module de 21,3 m³/s calculé sur 36 ans). De nombreuses centrales hydroélectriques sont installées le long du Doron-de-Bozel et de ses affluents (Figure 10-1). Elles fonctionnent « au fil de l'eau », sans bassin de retenue, grâce à des prises d'eau en amont et des conduites forcées. Ces aménagements n'influencent théoriquement pas le régime hydrologique du Doron-de-Bozel à Salins et Moûtiers (Mourembles, 2003).

11. Fonctionnement des aquifères souterrains peu profonds

11.1. Le système alluvial

11.1.1. Le Doron-de-Bozel à Salins

Suivi

En absence de suivi actuel du Doron-de-Bozel à Moûtiers, nous avons mis en place pour cette étude un suivi automatique du Doron à Salins-les-Thermes. La station de mesure a été installée en amont du site thermal des Vieux-Bains à l'extrémité S de l'avenue de Thermes (le long des bâtiments des entreprises artisanales ; Figure 11-1). La hauteur d'eau, la température et la conductivité électrique de l'eau ont été mesurées au pas de temps horaire (cf. Annexe B.1 pour le détail des sondes). L'altitude du Doron au niveau du site des Vieux-Bains a été déterminée par un nivellement de la hauteur d'eau entre la station de mesure et le pont de la D915 (extrémité N de l'avenue des Thermes). Les mesures sont présentées avec l'ensemble des suivis en Figure 11-4 (p. 107 à déplier).



Figure 11-1 : Station de mesure du Doron-de-Bozel à Salins-les-Thermes, installé pour cette étude entre 2012 et 2014.

Variations de la hauteur d'eau et des paramètres physico-chimiques

D'après les mesures de cette étude (Figure 11-4), en 2012-2014, l'altitude moyenne du Doron à Salins est de 490,1m NGF. L'amplitude des variations saisonnières est de l'ordre de 50cm et d'environ 1m au maximum lors des pics de crue. En période de basses eaux, de novembre-décembre à mars-avril, le niveau du Doron est stable à une altitude moyenne de 490,03m et peu influencé par les précipitations. Les hautes eaux débutent en avril et sont maximales en mai-juin. Le niveau d'eau varie fortement sur cette période. La majorité des pics de crue est corrélée avec les événements orageux estivaux et les périodes pluvieuses de l'automne. Les périodes de hausse de la température atmosphérique au printemps peuvent aussi être à l'origine d'une fonte accélérée de la neige et d'une crue dans le Doron ; la crue de juin 2013 pourrait illustrer un tel événement.

Les variations de la conductivité électrique (C.E.) du Doron sont anti-corrélées au niveau d'eau. En période de basses eaux, la C.E. de l'eau est très stable et de 1,04mS/cm en moyenne (maximum de 1,17mS/cm). Lors des hautes eaux, elle diminue significativement jusqu'à 0,4mS/cm et fluctue de manière importante. En effet, chaque événement de crue est à l'origine d'une diminution liée à l'apport des eaux de précipitation ou de fonte dans l'écoulement de base. La C.E. moyenne annuelle de l'eau en 2013-14 a été de 0,79mS/cm.

La température (T) du Doron est influencée par la température atmosphérique. En hiver, la T journalière moyenne de l'eau est d'environ 3°C et peut atteindre 0,4°C. Elle augmente progressivement jusqu'en juillet-août, avec un maximum de 11,6°C en juillet 2013. La température moyenne annuelle de l'eau entre 2012 et 2014 a été de 6,6°C.

11.1.2. Caractéristiques des eaux du remplissage quaternaire de fond de vallée

Suivi

Les caractéristiques des eaux contenues dans le remplissage de fond de vallée ont été suivies dans cette étude uniquement à partir du piézomètre du jardin des Vieux-Bains (F1 dans l'étude de Siméon, 1980) ; les autres piézomètres n'ayant pas été retrouvés. Une sonde de mesure de température, conductivité et hauteur d'eau a été mise en place à 10m de profondeur à partir de la tête de tube. Les données sont enregistrées au pas de temps horaire. La tête du piézomètre a été nivelée à 492,414m NGF.

Le niveau piézométrique

L'altitude annuelle moyenne du niveau piézométrique au F1, en 2012-2014, est de 487,7m ; soit à une profondeur moyenne de 4,7m par rapport au niveau topographique et de 2,4m en-dessous du niveau moyen du Doron.

Les variations du niveau d'eau (Figure 11-4, p. 107) sont parfaitement corrélées à celles du Doron et l'amplitude des variations saisonnières est également d'environ 50cm. Les pics de crue sont atténués dans le milieu poreux et présentent un décalage de l'ordre du jour par rapport au Doron. Le niveau piézométrique a, en effet, une altitude moyenne de 487,66m en période de basses eaux et il atteint un maximum de 488,10m lors de la crue de juin 2013. Ces caractéristiques confirment une connexion hydrodynamique entre le niveau piézométrique et le Doron.

Les paramètres physico-chimiques

Contrairement au niveau piézométrique, les variations saisonnières des paramètres physicochimiques se distinguent de celles du Doron (Figure 11-4).

La C.E. de l'eau dans le piézomètre présente des variations saisonnières dont les minimums sont atteints aux mois de décembre-janvier et les maximums en juin-juillet. Ces extremums ont cependant varié entre 2012 et 2014 ; les minimums étaient de 1,17mS/cm en 2012 et de 1,33mS/cm en 2013 et les maximums de 1,82mS/cm en 2013 et de 1,54mS/cm en 2014. La conductivité annuelle moyenne des eaux du piézomètre sur cette période a été de 1,44mS/cm.

La T de l'eau dans le piézomètre est minimale à 7,5°C aux mois de mai-juin et maximale à 10,1°C en novembre-décembre. La température annuelle moyenne a été de 9°C en 2012-2014. Elle est ainsi inférieure à la température atmosphérique annuelle moyenne de Moûtiers (11°C) mais supérieure à celle du Doron (6,6°C).

Ainsi, les variations saisonnières des T et C.E. des eaux du piézomètre sont en opposition de phase entre elles avec un décalage d'environ un mois, et ne paraissent pas exactement liées au niveau piézométrique. Les variations de ces paramètres physico-chimiques sont aussi respectivement inversées par rapport à celles du Doron avec un décalage de quelques mois.

11.1.3. Les conditions d'alimentation du remplissage quaternaire de fond de vallée

Les données de notre étude se distinguent de celles de Siméon (1980). Les T et C.E. moyennes actuelles du piézomètre (9°C et 1,44mS/cm) sont plus élevées qu'en 1978-79 (7,2°C et 0,98mS/cm) et les variations saisonnières sont décalées dans le temps. Ceci suggère une modification des conditions d'alimentation du réservoir quaternaire entre les années 1980 et 2012. En effet, Siméon a défini en 1980 l'existence d'une nappe alluviale d'accompagnement du Doron grâce au suivi des 4 piézomètres implantés sur le replat alluvionnaire dans le village de Salins. Il a été observé en 1978-79 que les variations des niveaux d'eaux, des T et des C.E. dans ces piézomètres suivaient respectivement celles du Doron. Le suivi des teneurs en éléments majeurs des eaux des piézomètres et du Doron a mis en évidence un décalage d'un mois (cf. Annexe C.1.2), permettant à Siméon (1980) de déduire une alimentation de la nappe par le Doron. Les conductivités légèrement supérieures dans la nappe sont expliquées par un écoulement lent dans les formations du remplissage quaternaire à l'origine de l'augmentation de la minéralisation de l'eau. Néanmoins, nous remarquons que dans le cas d'une connexion directe entre le Doron et la nappe, la différence de charge entre ce dernier et les piézomètres est importante (cf. Figure 7-1) et non cohérente avec une perméabilité des formations quaternaires de 10⁻⁴m/s estimée dans cette même étude. Il faut donc envisager que le Doron soit en position perchée par rapport à la nappe au droit et à l'amont du site.

Les variations saisonnières actuelles du niveau piézométrique et des paramètres physico-chimiques des eaux au F1 ne peuvent pas être expliquées par les conditions d'alimentation définies en 1980. En effet, dans l'hypothèse d'une alimentation de la nappe par le Doron, le temps de transfert actuel serait de 5 à 6 mois (estimé à partir des variations saisonnières des conductivités) – et non plus de 1 mois – avec une réaction hydrodynamique de la nappe instantanée aux variations du Doron de l'ordre du jour. Avec un décalage de temps aussi important, il faut envisager un milieu hétérogène et un transfert indirect entre le Doron et le piézomètre F1.

En tenant compte de ces conditions et du contexte topographique de fond de vallée, nous pouvons également poser l'hypothèse que le réservoir quaternaire est alimenté par les écoulements du versant. Du point de vu hydrodynamique, le niveau piézométrique pourrait être contrôlé par le Doron grâce à une connexion hydraulique des eaux du remplissage avec le Doron en aval du piézomètre. Sachant que le fond du Doron au droit du site est plus élevé de 2 m que le niveau piézométrique, la connexion devrait alors se faire en aval de la vallée par rapport au site ; probablement au N du village de Salins (pont de la D915) d'après le nivellement du Doron effectué. L'hypothèse d'une alimentation de la nappe par le versant sera discutée à partir d'analyses chimiques dans la suite de cette étude (cf. chapitre IV).

11.2. Le réservoir de versant

Les formations calcaires dolomitiques et quartzitiques fortement fracturées constituant le versant E de la vallée de Salins ont été identifiées comme des réservoirs potentiels. Des circulations d'eau à partir du plateau de Salins vers la Source Froide du site des Vieux-Bains ont été confirmées en 2007 lors de la pollution en hydrocarbures (cf. § 9.1 de ce chapitre). L'étude de Siméon (1980) a cependant démontré que les eaux de cette source sont issues d'un mélange entre des eaux froides de surface et les eaux thermominérales. Aucune autre source froide n'est connue ou n'a été trouvée au pied de ce versant. Nous tenterons donc de caractériser ce réservoir à partir du suivi des paramètres physico-chimiques de la Source Froide (SF).

11.2.1. Suivi de la Source Froide (SF)

Pour ce suivi, les sondes de mesure de température et conductivité électrique (cf. Annexe B.1 pour le détail des sondes) ont été positionnées dans la canalisation de la SF, à l'entrée de la galerie (Figure 11-2). Le débit important dans la canalisation permet de considérer que la température de l'eau n'est pas modifiée entre l'émergence et le point de mesure. Cependant, nous n'avons pas pu mettre en place un suivi du débit car l'ensemble de l'eau émergeant de la SF n'est pas canalisé, et la conduite en place a de nombreuses fuites et n'est pas toujours en charge.



Figure 11-2 : Trop-plein de la canalisation de la Source Froide à l'entrée de la galerie sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes.

11.2.2. Caractéristiques générales de la SF

L'altitude de l'émergence

La SF émerge à une altitude de 489,37m ; elle est donc située 1,62m en moyenne au-dessus du niveau piézométrique et environ 2m au-dessus du niveau d'eau des Sources Chaudes (PSC et GSC).

Les débits (données bibliographiques)

Pour indication, l'étude de Siméon (1980) montre qu'en 1978-79 les débits de la SF varient de 3 à 13l/s (10,8 à 46,8 m³/h) en suivant les variations du Doron ; ils seraient maximaux au début du printemps et diminueraient du mois d'août jusqu'à fin février. Nous retenons que les variations de la C.E. de l'eau seraient anti-corrélées à celles du débit. L'étude du BRGM (Barat, 1988) cite des débits variant de 18 à 30l/s (64,8 à 108 m³/h). Une telle différence pourrait être liée à la difficulté de la mesure des débits de la SF.

Un ordre de grandeur de la surface d'alimentation des écoulements du versant alimentant la SF peut être estimé à partir des débits moyens des deux références précédentes, soit 28,8m³/h selon Siméon (1980) et 86,4 m³/h selon Barat (1988), en considérant que le flux d'eau thermominérale est négligeable (< à 10%). Nous considérons une précipitation annuelle moyenne équivalente à celle de Moûtiers, soit 911,3mm/an, et une pluie efficace (part de la pluie qui s'infiltre) représentant 60% des précipitations brutes. Cette dernière valeur a été calculée par Thiébaud (2008) à La Léchère, environ 5km au N de Moûtiers. La surface d'alimentation a ainsi une superficie de l'ordre de 0,5 à 1,4km².

Les paramètres physico-chimiques

En 2012-14, les T et C.E. annuelles moyennes des eaux de la SF sont respectivement de 12,4°C et de 3,5mS/cm. Elles présentent des variations saisonnières opposées entre elles et décalées par rapport à celles du Doron et de la nappe (Figure 11-4).

Nous remarquons que les valeurs actuelles de ces paramètres sont supérieures à celles de 1978-79, qui étaient respectivement de 9,8°C et 2,5mS/cm. Néanmoins, les variations saisonnières et leur amplitude sont similaires entre les deux périodes d'observation.

11.2.3. Réponse aux précipitations

La Figure 11-3 présente un zoom du suivi des paramètres physico-chimiques de la SF sur l'année 2013 en regard des conditions météorologiques. Elle met en évidence que ces paramètres sont peu affectés par les précipitations. En effet, les événements de précipitation peuvent être suivis d'une baisse simultanée de la conductivité de l'eau et, en moindre mesure, de la température. Le temps de réponse du système est de l'ordre du jour. Néanmoins, les événements ponctuels de précipitation intense (hauteur d'eau cumulée > 20mm/j), tels que les orages d'été, sont à l'origine d'une baisse de la conductivité de l'ordre de 2% seulement. Les pluies faibles cumulées sur plusieurs jours induisent des variations plus faibles des paramètres, inférieures à 1%.



Figure 11-3 : Extrait du suivi des conditions météorologiques (précipitation et température de l'air, source Météo-France) à Moûtiers et des paramètres physico-chimiques (température et conductivité électrique) des eaux de la Source Froide du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes, sur l'année 2013 ; en grisé, périodes de précipitation intense (hauteur d'eau cumulée > 20mm/j).

Ces observations mettent en évidence que les eaux précipitées peuvent s'écouler rapidement à travers les roches du versant vers la SF mais que cet apport est particulièrement faible par rapport au débit de base du réservoir.

11.2.4. Influence de la remontée thermominérale

La température moyenne des eaux ayant circulé dans un réservoir de surface tel que le versant dépend de la température atmosphérique annuelle de la zone d'infiltration. La température moyenne de la SF est actuellement supérieure à la température atmosphérique annuelle moyenne de la zone d'émergence, soit à 11°C à la station de Moûtiers (480m d'altitude) en 2012-14. Elle est donc, de ce fait, également supérieure à la température moyenne annuelle de la zone d'infiltration située à plus haute altitude. En posant l'hypothèse que la zone d'infiltration s'étend au moins sur le plateau de Salins (550-700m d'altitude) et potentiellement jusqu'à la Grande Roche (900-1000m d'altitude), la température annuelle est estimée à environ 9,5°C à partir d'un gradient thermique moyen de -0,5°C/100m. La température élevée à la SF suppose un réchauffement des eaux lors de leur parcours souterrain ou une influence du système hydrothermal à proximité de la zone d'émergence.

Une C.E. moyenne de 3,5mS/cm est également élevée pour des eaux froides circulant dans des calcaires dolomitiques. L'étude hydrochimique, dans le chapitre suivant, confirme un mélange entre les eaux du versant et les eaux thermominérales à l'émergence de la SF.

Néanmoins, les variations des T et C.E. de la SF ne présentent pas d'augmentation ou diminution simultanées significatives qui mettraient en évidence une modification de l'apport d'eaux thermominérales. Ceci suggère une alimentation thermominérale continue et faible par rapport aux eaux du versant, n'influençant pas ou peu leurs variations saisonnières.

11.2.5. Les conditions d'alimentation

Les variations saisonnières des paramètres physico-chimiques de la SF permettent de poser des hypothèses sur les conditions d'alimentation du réservoir de versant.

La conductivité de la SF est maximale aux mois de mars-avril ; elle diminue ensuite jusqu'en novembre (Figure 11-4). À partir des observations de Siméon (1980), nous pouvons poser l'hypothèse que les variations de la conductivité sont anti-corrélées à celles du débit. L'augmentation de la C.E. à partir de novembre-décembre, suggérant une diminution du débit, s'accorde avec le début du stockage des précipitations sous forme de neige et une diminution des infiltrations et des écoulements dans le versant. L'eau de la SF atteint ainsi une C.E. de 3,9mS/cm en avril 2013. La diminution progressive de la C.E. à partir d'avril peut correspondre à l'apport d'eau de fonte des neiges dans le réservoir du versant. Un décalage de l'ordre d'un mois est possible entre le début de la période de fonte à une altitude d'environ 600-800m (février-mars) et le début de la diminution de la C.E. à l'émergence. Les conductivités minimales, atteintes en novembre, sont de 2,5mS/cm en 2012 et 3mS/cm en 2013.

Les eaux de la SF ont une température maximale au mois d'octobre et minimale de mars à mai. L'amplitude des variations saisonnières est de l'ordre de 1,5°C bien que les extremums aient augmenté sur la période d'observation ; les minimums étaient de 11,4°C en 2012 et de 12,1°C en 2013 et les maximums de 13°C en 2012 et de 13,3°C en 2013. La variation saisonnière de 1,5°C des eaux circulant dans le versant peut être liée aux variations de la température atmosphérique. Un décalage d'environ 3 mois est alors observé au niveau de la SF. Ainsi, les variations saisonnières des paramètres physico-chimiques des eaux à la SF permettent de suggérer que ce réservoir est principalement alimenté par les eaux de fonte des neiges. Le décalage des variations par rapport aux conditions climatiques de surface peuvent correspondre à un temps de transit des eaux infiltrées vers la SF de l'ordre de 1 à 3 mois. Les eaux des précipitations locales rejoignent quant à elles très rapidement les écoulements (~1 à 2j) mais ne représentent qu'un apport faible. Ces caractéristiques mettent en évidence l'existence d'un réservoir de grande dimension, fracturé et/ou fissuré, dans lequel circulent les eaux infiltrées sur le versant. Ceci est en accord avec les débits élevés mentionnés et l'absence de réseau d'écoulement de surface sur le versant.

Les eaux du versant drainées jusqu'à la SF sont mélangées avec des eaux thermominérales, probablement à proximité de l'émergence. Néanmoins, cet apport thermominéral représente une très faible proportion et il est continu dans le temps. Les variations interannuelles des paramètres à la SF pourraient être dues à une variation à long terme de cet apport thermominéral mais elles peuvent aussi être liées à des conditions climatiques saisonnières spécifiques (hiver plus rigoureux avec forte accumulation de neige).

11.3. Conclusion

Le Doron-de-Bozel à Salins est soumis à un régime nival imposé par les conditions climatiques des moyennes et hautes altitudes de son bassin versant (jusqu'à 3 836m). Ainsi, au printemps, la fonte des neiges accumulées est à l'origine de la période annuelle des hautes eaux du Doron (maximales en mai-juin), qui s'accompagne d'une baisse de la conductivité électrique des eaux par dilution. La température des eaux suit, quant à elle, la température atmosphérique.

Le réservoir du versant E de la vallée de Salins a été identifié, dans cette étude, comme un réservoir de grande dimension, fracturé et/ou fissuré, sans conduit karstique majeur, et principalement alimenté par l'infiltration des eaux de fonte des neiges. De la même manière, les variations saisonnières des paramètres des eaux (débit et physico-chimie) dépendent donc des conditions climatiques locales (température et précipitation), avec un retard estimé de 1 à 3 mois à la Source Froide. D'autre part, au niveau de cette émergence – seul exutoire identifié à ce réservoir – les eaux du versant sont mélangées avec des eaux thermominérales.

En ce qui concerne le réservoir du remplissage quaternaire de fond de vallée, les eaux du piézomètre F1 présentent des paramètres physico-chimiques intermédiaires entre les eaux du Doron et de la SF. Les paramètres varient également selon un cycle annuel, où les températures et conductivités sont aussi en opposition de phases entre elles avec un décalage d'environ un mois. Ces variations ne paraissent pas liées au niveau piézométrique et présentent un décalage de 5 à 6 mois par rapport à celles du Doron. Il a de plus était mis en évidence que le Doron est en position perchée par rapport à la nappe au droit et à l'amont du site. Ces caractéristiques ne correspondent pas à une alimentation directe de la nappe par le Doron, avec un temps de transfert de l'ordre de 1 mois, comme l'avait défini Siméon en 1980. Ceci suggère une modification des conditions d'alimentation de ce réservoir entre 1980 et 2012, dont la cause reste indéterminée. Nous avons posé l'hypothèse d'une alimentation actuelle du remplissage par les eaux du versant, avec une connexion hydraulique des écoulements de nappe avec le Doron en aval de la vallée. Cependant, elle ne peut pas être raisonnablement discutée qu'à partir des paramètres physico-chimiques des deux réservoirs (valeurs et variations saisonnières), sachant d'autant plus que les eaux du versant sont mélangées à des eaux thermominérales à l'émergence de la SF. Cette hypothèse sera discutée grâce aux données hydrochimiques dans le chapitre suivant.

CHAPITRE III. Fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence



Figure 11-4: Suivi en continu in situ des paramètres hydrodynamiques et physicochimiques des eaux des réservoirs de surface de la zone d'étude et des conditions météorologiques à Moûtiers, en 2012-2014 ; précipitation et température journalières à Moûtiers (source Météo-France), température et conductivité électrique moyennes journalières des eaux du Doron, du piézomètre F1 et de la Source Froide et, altitude moyenne journalière des niveaux d'eau du piézomètre F1 et du Doron au droit du site des Vieux-Bains (données de cette étude).

CHAPITRE III. Fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence

12. Comportement des émergences du site des Vieux-Bains

12.1. Suivi des émergences thermominérales

La Figure 12-1 présente les principales sondes de mesure misent en place sur le site des Vieux-Bains pour le suivi en continu des paramètres hydrodynamiques et des paramètres physico-chimiques des eaux des sources thermominérales du site des Vieux-Bains. Les sondes sont reliées à la station d'acquisition et d'enregistrement des données (CR1000) et le pas de temps d'enregistrement des mesures est de 15mn. Des coupures de courant électrique sur le site sont à l'origine d'interruptions d'enregistrement. Seule la sonde OTT mise en place dans le bassin de la GSC est autonome.



Figure 12-1 : Matériels de suivi en continu *in situ* des sources thermominérales mis en place sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes en 2012-2014 ; a. station d'acquisition et d'enregistrement des données (Campbell CR1000), b. débitmètre à ultrason (sur les canalisations des PSC et GSC), c. sondes de mesure de température (Campbell Capteur 107) et de conductivité électrique (Georg Fischer 8850 ; sonde de suivi de la SET) dans la canalisation de la PSC, d. sonde de mesure de température et conductivité électrique (Campbell CS547A) pour les quatre émergences secondaires, e. sonde de mesure de pression et de température (Campbell PDCR1830) dans le regard du bac de mélange et f. sonde de mesure de pression, température et conductivité (OTT CTD) installée dans le regard du bassin de la GSC.

Le suivi ponctuel a été réalisé à partir de mesures de la température et de la conductivité électrique des eaux à chaque visite sur le site avec une sonde de terrain (WTW). Pour les Sources Chaudes, la sonde est placée dans un récipient sous écoulement continu au niveau des robinets de prélèvement des canalisations. Elle est plongée dans les cheminées d'équilibre pour les émergences secondaires.

12.2. Caractéristiques des émergences thermominérales

Les nombreuses émergences thermominérales du site des Vieux-Bains de Salins sont réparties dans les différentes galeries. Les résultats des campagnes topographiques et de nivellement ont permis d'établir une cartographie actualisée du site avec le positionnement précis des émergences et de préciser des cotes des niveaux de débordement de chaque cheminée d'équilibre et des installations d'exploitation (Figure 12-2). Les caractéristiques physico-chimiques des eaux de ces émergences sont ici définies à partir des données du suivi ponctuel au WTW (cf. annexe CD-ROM D.2).

Les deux sources thermominérales exploitées, la Petite Source Chaude (PSC) et la Grande Source Chaude (GSC), sont caractérisées par des températures (T) et conductivités électriques (C.E.) des eaux élevées et stables. Les eaux de la PSC sont en moyenne à 38,9°C et 29,1mS/cm et les eaux de la GSC, moins chaudes et moins minéralisées, sont à 33,9°C et 23,4mS/cm. Les coefficients de variation (c.v.) pour ces paramètres sont, en effet, de seulement 1 à 2%. Ces conductivités très élevées sont dues à la présence de NaCl dissous à une concentration de 14,6g/l à la PSC (cf. chapitre IV).

À titre comparatif, les eaux thermominérales de la Source Massiago (hors site, cf. chapitre I.3.4.2) ont montré lors de quelques visites à la source des variations de C.E. importantes (c.v. de 23,5%) pour une moyenne de 9,5mS/cm. La température de l'eau, qui s'est montrée relativement stable entre les différents relevés, est en moyenne de 27,1°C (cf. annexe CD-ROM D.2).

Les émergences secondaires présentent une grande diversité des T et C.E. des eaux, de 7,2°C et 0,9mS/cm à 38,2°C et 28,5mS/cm. Pour ces émergences aménagées en cheminée d'équilibre, nous avons distingué celles avec un débordement des eaux permanent de celles sans débordement ou occasionnel. L'ensemble des mesures relevées est présenté dans la Figure 12-3a et c respectivement pour ces deux types de cheminée, et synthétisé en Figure 12-3b et d pour chaque émergence par la moyenne des paramètres et leur gamme de variation (déterminée à partir des coefficients de variation). Les mesures ponctuelles des eaux à la SF sont également représentées, ainsi que les données des eaux du piézomètre F1 et du Doron relevées aux mêmes dates.

Nous observons que les émergences à écoulement continu (Figure 12-3a et b) présentent des valeurs de T et C.E. intermédiaires entre la PSC et des eaux froides peu minéralisées, proches des caractéristiques des eaux du système alluvial (piézomètre F1 et Doron). Les variations de ces paramètres ont également des amplitudes différentes pour chaque émergence. En effet, les eaux des émergences secondaires de la galerie de la GSC (GS.01, GS.03 et GS.04) ont des variations modérées, avec par exemple à GS.03 des coefficients de variation des T et C.E. de 6 et 9% pour des moyennes respectives de 27°C et 17,4ms/cm ; alors que l'émergence SF.05, dans la galerie de la SF, a des T et C.E. de l'eau en moyenne de 24°C et 16mS/cm avec des coefficients de variation respectifs de 33 et 44%. De plus, lorsque les eaux sont plus froides et peu minéralisées, elles présentent des variations de température plus importantes. C'est le cas de l'émergence SF.04, la plus froide (9,8°C en moyenne), dont la variation de température semble suivre celle du piézomètre ; elle montre aussi des eaux pouvant être moins minéralisées que celles du piézomètre. La SF se distingue des autres émergences froides par une plus grande stabilité de ces paramètres.

Les émergences secondaires sans débordement ou intermittent (Figure 12-3c et d) montrent une plus grande dispersion des paramètres. Lorsqu'il y a débordement, les T et C.E. des eaux (SF.01, SF.03, SF.06...) se rapprochent de valeurs intermédiaires entre les pôles précédemment mis en évidence ; une grande variation des données est aussi observée. Lorsque ces mêmes cheminées ne s'écoulent plus, les T et C.E.

diminuent en proportions différentes mais de manière plus importante en T. Les eaux des cheminées ne débordant jamais (PS.03, SF.08 et GS.02) présentent des C.E. élevées, avec des T proportionnellement plus froides. Malgré l'absence d'écoulement, les paramètres ont des variations significatives (c.v. de 10 à 25%).

Une telle répartition des paramètres physico-chimiques des eaux des émergences secondaires – entre ceux de la PSC et d'eaux froides peu minéralisées – met en évidence un phénomène de mélange entre les eaux thermominérales de la remontée thermale et des eaux de subsurface sur le site d'exploitation. Les paramètres de la SF, alimentée principalement par le réservoir de versant, et ceux des eaux alluviales (nappe et Doron) ne se distinguent pas ici significativement pour déterminer le ou les pôle(s) froid(s) de mélange. De plus, ce phénomène de mélange est caractérisé par des proportions différentes à chaque émergence (T et C.E. moyennes distinctes) et qui changent au cours du temps (c.v. des paramètres importants). Les variations de proportion de mélange au cours du temps pourraient être accompagnées par des variations de débit qui expliqueraient la mise en charge intermittente de certaines émergences secondaires.

La présentation des T et C.E. moyennes par émergence sur le plan du site des Vieux-Bains (Figure 12-2) montre l'absence de logique géographique de la dispersion de ces caractéristiques, par rapport à la position des PSC et GSC, de la SF, du versant à l'E ou de la nappe à l'W. Il n'y a pas non plus de hiérarchie claire par rapport aux niveaux de débordement (cotes reportées sur les Figure 12-3b et d) ; nous notons seulement que les émergences ne débordant jamais ont des cotes plus élevées, mais certaines cheminées à écoulement permanent ont des cotes supérieures à celles débordant par intermittence. Toutes les émergences secondaires ont par ailleurs un niveau de débordement à une cote inférieure ou proche de celle de la PSC ; ces cotes se situent néanmoins dans une gamme de seulement 16cm (Figure 12-4). Le niveau piézométrique au F1 (25m à l'E de la galerie de la SF) se positionne moins d' 1m au-dessus des niveaux d'eau moyen aux PSC et GSC. La SF, pouvant être considérée comme une source de débordement du réservoir de versant (trop-plein), émerge 1,5m au-dessus du niveau piézométrique moyen et environ 2m au-dessus des PSC et GSC. Les altitudes d'émergence des eaux thermominérales et des eaux froides peu minéralisées sont donc très proches sur ce site.



Figure 12-2 : Répartition géographique des paramètres physico-chimiques moyens des eaux des émergences du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes.



Figure 12-3 : Paramètres physico-chimiques des eaux thermominérales et des eaux des réservoirs de surface relevés ponctuellement entre 2012 et 2014 sur le site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes ; a. les données ponctuelles et b. les moyennes, les variations (ellipse construite à partir des coefficients de variation) et l'altitude de chaque l'émergence, pour les eaux des réservoirs de surface, des PSC et GSC et les émergences secondaires à débordement permanent ; c. les données ponctuelles et d. les moyennes, les variations et l'altitude de chaque l'émergence, pour les émergences secondaires à débordement intermittent ou absent.



Figure 12-4 : Altitudes des niveaux repères associés au système d'exploitation et des réservoirs de surface ; altitudes d'émergence de la Source Froide (SF), du niveau piézométrique de la nappe au F1 (avec variation saisonnière), des niveaux de débordement des cheminées d'équilibre, des niveaux d'eaux dans les bassins de réception des sources thermominérales (GSC et PSC) et du bac de mélange (avec la variation naturelle et la variation anthropique due au pompage).

Les résultats du suivi en continu, présentés en Figure 12-5 et Figure 12-6 mettent bien en évidence les variations temporelles des paramètres des eaux des émergences secondaires ; les T et C.E. évoluent de manière parallèle comme pour les eaux thermominérales exploitées. Nous observons aussi aux PSC et GSC de très faibles variations des T et C.E. en comparaison de celles des débits, comme l'avait décrit Siméon en 1980. La description des variations temporelles, faite ci-dessous, nous permettra d'étudier le comportement des sources thermominérales et le fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence.



Figure 12-5 : Suivi en continu *in situ* des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques des eaux des sources thermominérales du site de Vieux-Bains à Salins-les-Thermes en 2012-2014 ; les interruptions de données sont dues à des coupures de l'alimentation électrique de la station de mesure.

Pour chaque émergence secondaire

SF.01 Nom de l'émergence

Suivi de l'écoulement :

- + avec débordement de la cheminée d'équilibre
- sans débordement

Suivi ponctuel des paramètres (WTW) :

- – Température (°C)
 - Conductivité électrique (mS/cm à 25°C)
 - L'échelle des ordonnées est identique pour les deux paramètres

Suivi en continu

- /∿\√\ des paramètres (T et C.E.)
- Période d'arrêt des pompes







Figure 12-6 : Suivi ponctuel des paramètres physico-chimiques des eaux des émergences secondaires du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes, en 2012-2014 ; les échelles en ordonnées sont exprimées en °C pour la température et en mS/cm pour la conductivité électrique des eaux.

12.3. Influence de l'exploitation sur les émergences

Bien que les eaux thermominérales émergent de manière artésienne, les aménagements d'exploitation contraignent les écoulements en sortie. Pour rappel, les eaux réceptionnées dans les bassins distincts de la GSC et de la PSC s'écoulent gravitairement dans des canalisations en charge jusqu'au bac de mélange commun, équipé d'un trop-plein. À partir de ce bac de mélange (BM), un pompage à débit constant est maintenu toute l'année (correspondant à une « exploitation stabilisée » ci-après). Lors de la saison thermale (de mars à novembre, 6j/sem.), une seconde pompe permet d'augmenter et réguler le débit d'exploitation en fonction des besoins. Le débit maximal de pompage par le système d'exploitation est de 90m³/h. Les mesures en continu de la hauteur d'eau dans le BM nous ont donc permis de suivre les variations du débit d'exploitation de cette ressource et d'observer leurs répercussions sur les caractéristiques des sources.

12.3.1. En saison thermale

La Figure 12-7 présente un zoom du suivi sur une période de 10 jours d'exploitation en saison thermale. Les besoins journaliers en eaux thermominérales sont plus importants en début de matinée pour le remplissage de la piscine intérieure et les premiers bains puis diminuent au cours de la journée. Cette variation journalière du débit d'exploitation s'observe distinctement sur la hauteur d'eau du BM par une diminution matinale de 2 à 4cm maximum (distinct en 2012 et 2013) puis par un niveau stable intermédiaire, avant un retour rapide ou progressif à la hauteur initiale en fin d'après-midi.

Ces variations se répercutent instantanément sur les Sources Chaudes par une diminution des niveaux d'eau et une augmentation des débits. Dans le bassin de la GSC, le niveau d'eau baisse seulement de 2-3cm et le débit de la GSC augmente de 1 à 4m³/h (pour un débit moyen de 44m³/h). En parallèle, les paramètres physico-chimiques des eaux ne présentent pas de variations instantanées ou significatives.

Les eaux des cheminées d'équilibre SF.04 et SF.05, de la galerie de la SF, ont des diminutions instantanées et importantes de leurs paramètres en réponse aux variations du débit d'exploitation. Elles sont au maximum de l'ordre de 5°C et 4-5mS/cm à la SF.05 et, de 3°C et 2,5mS/cm à la SF.04 avec une C.E. minimale constante à 0,9mS/cm. Les eaux des cheminées GS.01 et GS.03 de la galerie de la GSC ne montrent pas de variation significative.



Figure 12-7 : Influence de l'exploitation en période de saison thermale sur les paramètres hydrodynamiques des bassins et physico-chimiques des eaux des émergences du site des Vieux-Bains ; exemple d'une période de 10 jours en mars 2013 à partir du suivi en continu *in situ*.

12.3.2. Lors d'arrêts complets des pompages

Au cours de la période de suivi, il y a eu plusieurs arrêts complets des pompages (entretien ou panne). Dans ce cas, les eaux thermominérales sont évacuées uniquement par le trop-plein du bac de mélange (BM). Nous constatons une hausse instantanée de la hauteur d'eau dans ce bac de 6 à 10cm, avec une cote maximale de 486,51m (Figure 12-5). Par répercussion, le niveau d'eau du bassin de la GSC augmente de 2,5 à 3,5cm avec une cote maximale de 487,325m en novembre 2013. Les variations de la hauteur d'eau dans le bassin de la PSC n'ont pas pu être suivies car son niveau est écrêté par le couvercle ; les eaux peuvent occasionnellement déborder. Ces variations des niveaux d'eau sont à l'origine d'une baisse de la différence de charge entre les bassins et la BM, qui conduit à une diminution instantanée et significative des débits des deux Sources Chaudes ; les débits minimaux atteints sont de 20,5m³/h à la PSC et de 35,6m³/h à la GSC. Ces arrêts de pompage ont de plus des conséquences sur les T et C.E. des eaux des émergences principales (PSC et GSC) et secondaires.

Lors de l'arrêt complet du 28 au 30 janvier 2013, demandé dans le cadre de notre étude avec un suivi en continu plus précis (Figure 12-8), les débits ont diminué de 31% à la PSC et de 11% à la GSC. Les diminutions des paramètres, instantanées à la PSC et progressives (qq. h) à la GSC, ont été inférieures à 0,5°C soit à 1% en T et inférieures à 0,5mS/cm soit à 2% en C.E. Nous remarquons que, lors des arrêts à plus long terme (nov. 2012 et 2013 ; 20 à 40j ; Figure 12-5), les diminutions des T et C.E. sont plus progressives et continues jusqu'à la reprise du pompage ; elles restent néanmoins de l'ordre de 2-3% en T et C.E. Les diminutions de T à la PSC peuvent être retardées de plusieurs jours.

Les eaux des émergences secondaires subissent des augmentations de T et C.E., plus ou moins importantes et instantanées entre les émergences, lors de ces arrêts de pompage. Les paramètres des eaux à la SF.04 augmentent instantanément en moyenne de 12°C et 13mS, puis diminuent progressivement. À la SF.05, les paramètres augmentent instantanément de 17°C et 16mS/cm en 2012, avec des valeurs maximales constantes à environ 36°C et 26mS/cm pendant la période d'arrêt. La cheminée GS.03 montre elle aussi des augmentations corrélées aux arrêts mais en plus faible importance, de l'ordre de 2°C et 1mS/cm. Le suivi ponctuel au WTW (Figure 12-6) permet d'observer de manière plus générale que les émergences de la galerie de la GSC réagissent pas ou peu comparativement à celles de la galerie de la SF. Pour ces dernières, les eaux les plus froides et moins minéralisées initialement ont tendance à avoir des hausses plus importantes.

En ce qui concerne la SF, une très légère baisse simultanée des T et C.E. est observée après la reprise du pompage (< à $0,1^{\circ}$ C et 0,1mS/cm). Ces baisses peuvent cependant être dues aux précipitations du jour même (6,6mm/j).



Figure 12-8 : Influence de l'exploitation en période d'arrêt des pompages sur les paramètres hydrodynamiques des bassins et physico-chimiques des eaux des émergences du site des Vieux-Bains ; exemple de l'arrêt du 28 au 30 janvier 2013 à partir du suivi en continu *in situ*.

12.3.3. Interprétations et conclusion

Les observations mettent en évidence une grande sensibilité des émergences du site aux débits d'exploitation. Il existe donc des connexions entre le système d'exploitation et les émergences principales et secondaires du site.

Ainsi, l'exploitation par pompage dans le BM contrôle la différence de charge hydraulique entre les bassins des PSC et GSC et le BM et, par conséquent, le débit dans les canalisations. Cela n'impacte pas directement le débit de la remontée thermominérale mais le cheminement des eaux vers les différentes émergences. En effet, lors des arrêts de pompage, la baisse de la différence de charge réduit les débits des PSC et GSC et entraîne une augmentation des T et C.E. aux émergences secondaires, que nous interprétons comme une augmentation du débit d'eau thermominérale dans ces émergences (Figure 12-9a et b). Il y aurait donc une dispersion du flux thermominéral vers les autres émergences du site. Par contre, une augmentation de la différence de charge (par hausse du débit d'exploitation) a pour conséquence d'augmenter le débit des eaux thermominérales dans les canalisations et réduit, de ce fait, l'apport d'eaux thermominérales dans les émergences secondaires (Figure 12-9a et c). Le flux thermal serait donc concentré vers les émergences exploitées, grâce au BM constituant le point de plus faible charge hydraulique du système.

De plus, pour expliquer les réponses instantanées des émergences de la galerie de la SF aux perturbations, nous suggérons que les eaux thermominérales se dispersent à l'aplomb du site préférentiellement à travers un milieu fissuré.

D'autre part, les variations des paramètres physico-chimiques des PSC et GSC, bien que très faibles et peu significatives vis-à-vis des fortes T et C.E. de ces eaux, sont bien corrélées aux variations de charge lors des arrêts de pompage. Trois hypothèses ont été formulées pour expliquer par quels processus, une variation des conditions hydrodynamiques pouvait impacter les caractéristiques chimiques des eaux thermominérales aux PSC et GSC :

- Les variations de charge hydraulique aux PSC et GSC pourraient modifier les équilibres de pression entre la remontée thermale et les réservoirs de surface et, donc, en cas de mélanges potentiels, changer les proportions d'eaux thermominérales et d'eaux de subsurface dans les bassins.
- Une modification des équilibres chimiques des eaux sans phénomène de mélange pourrait aussi être liée à une variation de la profondeur du point de bulle (équilibre des bicarbonates) par changement des pressions, ou aux conditions d'oxydation (brassage, débit...).
- Un changement des conditions de pression sur la remontée thermale pourrait conduire à un déplacement latéral du pôle thermominéral dans les différents chemins de remontée ; les remontées thermales se caractérisant, en effet, par un panache au centre duquel se situe le pôle le plus chaud et minéralisé, et avec un gradient thermique décroissant vers l'extérieur (Figure 12-10).

Dans l'objectif de mettre en évidence ces processus, nous avons réalisé un test hydrodynamique sur le site d'exploitation.



Figure 12-9 : Schéma synthétique des flux d'eaux alimentant les émergences du site des Vieux-Bains lors des variations du débit d'exploitation ; a. l'exploitation stabilisée correspondant à un état initial avec un débit de pompage constant, b. lors des arrêts de pompage et c. lors d'augmentations du débit d'exploitation comme en saison thermale.



Figure 12-10 : Schéma des flux contrôlés par la topographie et le gradient géothermique.

12.4. Test hydrodynamique

Nous avons réalisé le 18 février 2013, en collaboration avec la Société des Établissements Thermaux (SET), une nouvelle perturbation hydrodynamique du système afin d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement de la zone d'émergence et les processus de transfert entre réservoirs associés.

12.4.1. Objectifs

L'objectif est de perturber individuellement les deux Sources Chaudes principales (PSC et GSC) et d'observer les réponses dynamiques et physico-chimiques de chacune avec et sans la contrainte du pompage dans le BM.

Une telle perturbation devrait mettre en évidence une distinction ou un lien entre ces deux émergences et entre chacune d'elles avec les émergences secondaires. Un suivi hydrochimique lors de la perturbation permettra d'évaluer les évolutions chimiques potentielles des eaux. Ces observations pourraient ainsi permettre d'évaluer les processus de transfert (dynamique et mélange) entre la remontée thermale et les réservoirs de surface.

12.4.2. Mise en œuvre de la perturbation

Pour isoler hydrauliquement les sources exploitées du BM, les canalisations reliant les bassins de réception des PSC et GSC au BM ont été successivement obstruées pendant plusieurs heures (environ 3h chacune).

À partir d'un état initial, hors saison thermale, où le système est soumis à un pompage constant dans le BM, les étapes suivantes ont été réalisées :

- 1) Fermeture de la vanne de la canalisation de la PSC (état 1), afin d'observer :
 - le comportement de la PSC en absence de la contrainte du BM et,
 - le comportement de la GSC, en parallèle, seule soumise aux contraintes du BM ;
- 2) Remise à l'état initial, pendant 1h, afin de revenir à l'état d'équilibre du système d'exploitation ;
- 3) Obstruction de la canalisation de la GSC (**état 2**), grâce à un ballon vessie gonflable sous pression, afin d'observer :
 - le comportement de la GSC en absence de la contrainte du BM et,
 - le comportement de la PSC, en parallèle, seule soumise aux contraintes du BM.

12.4.3. Suivis réalisés

Le suivi *in situ* des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques des émergences équipées sur le site (pas de temps réduit à 1mn pour le test) a été complété par un suivi ponctuel des autres émergences secondaires, par des analyses hydrochimiques et par des mesures de flux de CO_2 à la surface des sources principales, lors des différents états. Plus précisément, les paramètres hydrodynamiques mesurés sont :

- les niveaux d'eau dans le BM et les bassins des PSC et GSC, en continu,
- les débits des PSC et GSC, en continu,
- les variations de débit ou de mise en charge dans les émergences secondaires par observation visuelle.

Les paramètres physico-chimiques (T et C.E.) ont été relevés :

- en continu aux Sources Chaudes exploitées (PSC et GSC), aux émergences GS.01 et GS.03 de la galerie de la GSC, aux émergences SF.04 et SF.05 de la galerie de la Source Froide et à la Source Froide (SF);
- ponctuellement avec la sonde WTW aux autres émergences secondaires du site (ensemble des données en annexe CD-ROM).

Les **flux de CO**₂ qui se dégagent à la surface des eaux thermominérales, considérés comme marqueur de la remontée thermominérale, ont été déterminés aux PSC et GSC à partir de mesures de pCO_2 par la méthode de la chambre flottante (analyseur de gaz infrarouge Lic-or Li820 ; données en annexe CD-Rom).

Le suivi hydrochimique des différentes eaux (GSC, PSC, GS.03, SF.04, SF.05 et SF) a consisté en :

- des mesures et dosages in situ des T, C.E., pH, HCO₃, CO_{2 libre} et,
- des dosages des éléments majeurs (Ca, Mg, Na, K, SO₄, Cl), le carbone (COD et COT) et l'alcalinité (TAC) en laboratoire (cf. annexe C.2.5 et chapitre IV.14.4 pour les méthodes analytiques).

12.4.4. Résultats

Nous précisons préalablement que lors des obstructions consécutives, l'alimentation du BM par une seule des deux émergences principales n'a pas été suffisante pour retrouver la hauteur d'eau initiale. Il a donc été nécessaire de réguler le débit de la pompe pour son bon fonctionnement. Le niveau dans le bac de mélange a été stabilisé de manière à ce que les canalisations soient en charge à leur arrivée dans le BM ; le niveau est donc inférieur de 5cm par rapport l'état initial lors des obstructions. Il a été précédemment constaté qu'une baisse du niveau dans le BM entraîne une baisse des hauteurs d'eau dans les bassins de captage des PSC et GSC.

Lors de l'état 1, la fermeture de la vanne de la canalisation de la PSC, et donc l'arrêt du débit d'évacuation par cette canalisation, a eu des conséquences sur l'ensemble des émergences (Figure 12-11 et Figure 12-12).

À la PSC :

- une hausse de 2,9cm du niveau d'eau ; la pression dans ce bassin n'a pas été beaucoup plus importante car il n'y a pas eu de débordement par le regard de la canalisation ;
- une faible diminution des paramètres physico-chimiques, atteignant -0,3°C en fin d'obstruction (valeurs de la C.E. erronées) ;

- une diminution du flux de CO₂ moyen estimé, de 1,5 $gCO_2/h/m^2$ à l'état initial à 1,02 $gCO_2/h/m^2$ à l'état 1.

À la GSC :

- une hausse du niveau d'eau de l'ordre de 1cm malgré la baisse du niveau dans le BM (l'augmentation de 6m³/h du débit est liée à cette différence de charge) ;
- une légère hausse des paramètres des eaux de +0,2°C et de +0,4mS/cm ;
- une augmentation du flux de CO₂ moyen estimé, de 3,7 gCO₂/h/m² à l'état initial à 5,5 gCO₂/h/m² à l'état 1.

Aux émergences secondaires :

- une augmentation significative des débits, bien que non quantifiable, aux émergences dans la galerie de la SF, qui s'accompagne d'augmentations simultanées et plus ou moins importantes des T et C.E. selon les émergences (globalement faibles pour les émergences initialement chaudes et minéralisées et pouvant atteindre +25mS/cm et +24°C aux autres, Figure 12-12);
- les variations sont absentes aux émergences de la galerie de la GSC sauf à GS.04 où elles sont très réduites.

L'état intermédiaire d'1h a permis un retour à l'équilibre hydrodynamique du système, mais n'a pas été suffisant pour que les paramètres physico-chimiques des eaux reviennent à leur valeur initiale.

Lors de l'état 2, l'obstruction de la canalisation de la GSC, et l'arrêt du débit d'évacuation par cette canalisation, a également eu des répercussions sur l'ensemble des émergences. (Figure 12-11 et Figure 12-12).

À la GSC :

- une hausse de 11,2cm du niveau d'eau ;
- une diminution des paramètres physico-chimiques des eaux atteignant au maximum +1°C (soit 0,8°C par rapport à l'état initial) et +1,5mS/cm (soit 1,1mS/cm par rapport à l'état initial) 2 heures après l'arrêt de l'obstruction ;
- une diminution du flux de CO₂ moyen estimé, de 3,7 gCO₂/h/m² à l'état initial à environ 2,6 gCO₂/h/m² à l'état 2.

À la PSC :

- une hausse de 2,9cm du niveau d'eau, malgré la baisse du niveau dans le BM (l'augmentation de 10,6m³/h du débit est liée à cette différence de charge);
- une diminution des paramètres physico-chimiques des eaux environ 30mn après le début de l'obstruction, atteignant -0,7°C (valeurs de la C.E. erronées);
- le flux de CO₂ moyen est estimé à 1,8 gCO₂/h/m² en début de l'état 2, soit plus élevé qu'à l'état initial (1,5 gCO₂/h/m²) ; il est certainement influencé par la période de retour à l'état d'équilibre qui s'est prolongé en début de l'état 2 à la PSC.


Figure 12-11 : Conséquences des obstructions successives des canalisations des sources chaudes sur les paramètres hydrodynamiques des bassins et physico-chimiques des eaux des émergences du site des Vieux-Bains ; les 18 et 19 février 2013, à partir du suivi en continu *in situ* (valeurs de la C.E. de la PSC erronées).



Pour chaque émergence secondaire SF.01 Nom de l'émergence

Suivi de l'écoulement :

- + avec débordement de la cheminée d'équilibre
- sans débordement

Suivi ponctuel des paramètres (WTW) :

- – Température (°C)
- Conductivité électrique (mS/cm à 25°C)

L'échelle des ordonnées est identique pour les deux paramètres

Suivi en continu

.

MWA des paramètres (T et C.E.)





Figure 12-12 : Suivi ponctuel des paramètres physico-chimiques des eaux des émergences secondaires du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes lors du test hydrodynamique effectué sur le site le 18 février 2013 ; les échelles en ordonnées sont exprimées en °C pour la température et en mS/cm pour la conductivité électrique des eaux.

Aux émergences secondaires :

- une augmentation significative des débits (non quantifiable) aux émergences dans la galerie de la SF, qui s'accompagne d'augmentations simultanées de T et C.E. similaires à celles de l'état 1 ;
- les variations sont très réduites aux émergences de la galerie de la GSC, avec une très faible hausse à GS.03 et GS.04.

À l'arrêt de la perturbation, les caractéristiques hydrodynamiques ont été rapidement rétablies à leur état initial. Il a cependant fallu plusieurs heures pour que les eaux des PSC et GSC retrouvent les T et C.E. initiales, environ 11h à la GSC et 2j à la PSC, alors que cela a été quasiment instantané aux émergences secondaires.

La SF semble également avoir été atteinte par la perturbation (Figure 12-11). Le suivi en continu a mis en évidence, 3-4h après la fin de la perturbation (soit 10h45 env. après le début), une baisse significative de la C.E. de 3,2mS/cm (soit de -91%) avec une valeur minimale d'environ 0,3mS/cm. La température a baissé simultanément de 0,4°C (soit -3,3%). Cette chute de la C.E. est trop importante pour correspondre à un événement pluvieux ; à cette période, les précipitations étaient de plus stockées sous forme de neige.

Cette perturbation par obstruction des PSC et GSC n'a pas entraîné de variations physico-chimiques de leurs eaux plus importantes que les perturbations d'exploitation. De plus, les prélèvements pour analyses chimiques ont été effectués aux débuts des états 1 et 2. De ce fait, les concentrations en éléments majeurs dans les eaux des PSC et GSC ne présentent pas de variation entre 2 états (initial, 1 et 2) (cf. annexe C.2.5). D'autre part, les variations de concentration en CO₂ dissous dosés *in situ* confirment les variations de flux observées à la surface de chacune des deux émergences lors des perturbations. Nous remarquons que le flux de CO₂ à la PSC est plus faible qu'à la GSC, malgré la teneur en CO₂ dissous plus forte (159mg/l à la PSC et 124mg/l à la GSC à l'état initial). Ceci peut être lié au débit plus faible mais aussi au fait que les mesures du flux n'ont pas pu être réalisées à la verticale du griffon principal de la PSC, contrairement à la GSC. Ces flux de CO₂, estimés à partir de 4-5 mesures, ont de plus des coefficients de variation de l'ordre de 10 à 20%, sauf à la GSC à l'état 2 où il atteint 69%.

Par contre, les analyses hydrochimiques sur les émergences secondaires SF.04 et SF.05 ont mis en évidence que l'augmentation des C.E. lors des perturbations est due à une augmentation des concentrations de l'ensemble des éléments majeurs, voire préférentiellement en Na et Cl (cf. annexe C.2.5). Les dosages en CO₂ dissous montrent que les concentrations sont également plus élevées qu'à l'état initial. Ceux-ci confirment un apport d'eau thermominérale dans les émergences secondaires.

12.4.5. Interprétations et conclusion

Les perturbations engendrées par ce test hydrodynamique ont créé une augmentation des charges hydrauliques dans les bassins des PSC et GSC et une dispersion du flux thermominéral dans les différentes émergences du site (Figure 12-13a et b). Cela induit une augmentation de la pression du réservoir hydrothermal. Les analyses chimiques réalisées au cours de ce test ont en effet confirmé l'apport d'eau thermominérale dans les émergences secondaires. Leur débit et les proportions de mélange avec des eaux peu minéralisées varient donc très sensiblement en fonction des conditions de pression du réservoir hydrothermal et des réservoirs de surface. Des variations de charge très faibles peuvent effectivement modifier de manière importante les caractéristiques physico-chimiques des eaux d'émergences secondaires (principalement dans la galerie de la SF). De plus, les augmentations du niveau d'eau et des paramètres physico-chimiques de la GSC lors de l'état 1 (fermeture canalisation PSC) prouvent que les chemins d'alimentation des PSC et GSC sont fortement connectés ; elles ne sont donc pas uniquement reliées hydrauliquement par le BM. Ces observations soutiennent l'hypothèse d'une connexion souterraine entre toutes les émergences, grâce à un milieu probablement fissuré dans lequel les eaux de la remontée thermale se dispersent.

D'autre part, ces perturbations n'ont pas été suffisamment importantes pour engendrer des variations chimiques des eaux significatives. Il n'a donc pas été possible de déterminer, à partir des analyses chimiques, le processus à l'origine des variations des paramètres physico-chimiques lors des changements de conditions hydrodynamiques. Cependant, la baisse des paramètres à la SF suggère une diminution ou un arrêt de l'alimentation de cette source par un apport hydrothermal et, la faible diminution des paramètres à la PSC lors de l'état 2 (obstruction GSC) pourrait être liée à une déviation des eaux alimentant initialement la GSC (Figure 12-13a et b). Ces deux observations permettent de suggérer un déplacement du pôle thermal du versant vers le centre de la vallée.



Figure 12-13 : Schéma synthétique des flux d'eaux alimentant les émergences du site des Vieux-Bains lors de la perturbation hydrodynamique isolant les émergences du système d'exploitation ; a. en exploitation stabilisée correspondant à un état initial et b. lors des obstructions successives des canalisations des PSC et GSC, isolant les émergences du système d'exploitation.

12.5. Comportement des émergences en régime d'exploitation stabilisé

12.5.1. Variations temporelles

Les observations précédentes nous ont permis d'identifier les variations anthropiques des paramètres des eaux liées aux conditions d'exploitation. Grâce à la régularité du pompage permanent et des prélèvements quotidiens en saison thermale, nous pouvons dégager dans le suivi en continu les variations en régime d'exploitation stabilisé, pouvant être associées à des variations naturelles. Pour cela, nous avons sélectionné les données quotidiennes à minuit pour les différentes émergences (PSC, GSC, SF et émergences secondaires) et le BM. Les périodes d'arrêt des pompages (accidentelles ou provoquées) sont également écartées. La Figure 12-14 (p. 135 à déplier) présente ainsi le suivi en continu des variations des paramètres aux émergences thermominérales en régime d'exploitation stabilisé.

Les variations saisonnières des paramètres semblent plus progressives et distinctes entre les deux Sources Chaudes (PSC et GSC) par rapport aux variations anthropiques provoquées. Elles sont décrites cidessous pour chaque émergence.

À la GSC, les variations des T et C.E. des eaux sont très faibles (c.v. respectivement de 0,8% et 2%) par rapport à celle du débit (c.v. de 11,7%). En effet, le débit de la GSC présente des variations saisonnières marquées par une augmentation distincte et significative des mois de mai à juillet, et une diminution d'abord brusque puis progressive jusqu'en novembre (Figure 12-14). Ces variations sont corrélées au niveau d'eau de la nappe ; le débit atteint 55 à 59m³/h en période de hautes eaux du système alluvial et est en moyenne de 44m³/h en début des basses eaux. Les variations du débit sont également marquées par une faible baisse hors saison thermale lorsque le niveau du BM est légèrement plus élevé ; cette hausse de niveau du BM hors saison thermale peut être liée à de légères variations du débit de pompage, bien qu'il soit théoriquement maintenu constant. D'autre part, les variations du niveau d'eau dans le bassin de la GSC se distinguent de celles du débit. Le niveau augmente progressivement de 10cm d'avril à août 2013, alors que le niveau du BM est stable, et sans que cela n'impacte parallèlement le débit. Le niveau d'eau reste ensuite relativement stable pendant l'année suivante.

Les T et C.E. des eaux de la GSC évoluent parallèlement, comme pour l'ensemble des eaux thermominérales et ne sont pas perturbées par les variations hydrodynamiques rapides. Néanmoins, les T et C.E. montrent de très faibles variations saisonnières accompagnant celles du débit ; elles sont légèrement plus faibles de novembre à mars, lorsque le niveau du BM est plus élevé hors saison thermale, et montrent une tendance à la hausse de mai à juillet.

Les deux événements de baisses importantes des niveaux d'eau et des paramètres physico-chimiques à la GSC, le 5 mars et 15 avril 2014, sont difficilement interprétables en absence de données aux autres émergences et des débits. Ils sont néanmoins liés à des perturbations sur le site d'exploitation, dont la rupture de la canalisation de la SF ayant nécessité de renforcer certaines cheminées d'équilibre à proximité. Ces perturbations pourraient être associées à la période sismique à l'origine du séisme du 7 avril 2014 en Haute Ubaye (le long du front pennique). En effet, différents auteurs (Laissus, 1881 ; Siméon, 1980) ont rapporté des variations du débit des sources et des paramètres physico-chimiques des eaux en lien avec des séismes, en novembre 1755 (Lisbonne) et en 1856.

À la PSC, le débit varie plus faiblement (c.v. 4,5%) et ne présente pas de variation saisonnière caractéristique (Figure 12-14). Le fait que la hauteur d'eau dans le bassin de captage soit contrainte par le

niveau du capot joue probablement un rôle sur l'écrêtement des valeurs de débit. Les faibles variations suivent donc uniquement le niveau d'eau du BM et le débit moyen est de 32,8m³/h.

Les T et C.E. des eaux varient également très faiblement, avec des coefficients de variation respectifs de 0,8% et 1,5%. Nous remarquons néanmoins deux périodes de diminution des paramètres plus significatives, de l'ordre de 1°C et 1mS/cm (Figure 12-14). De janvier à mars 2013, ces diminutions ont lieu lors d'une période de hausse de la pression sur la PSC, liée à l'augmentation de la hauteur d'eau dans le BM. Parallèlement, les T et C.E. des émergences de la galerie de la SF ont augmenté de façon importante, de l'ordre de 8-9°C et 8-9mS/cm à SF.04 et de 15°C et 15mS/cm à SF.05. D'avril à juillet 2013, les baisses de T à la PSC se corrèlent clairement avec la période de hautes eaux et des pics de crue dans la nappe. De nouveau, elles s'accompagnent d'une augmentation significative des T et C.E. à l'émergence secondaire SF.04 ; elles sont moins significatives à SF.05 puisque les eaux sont initialement chaudes et minéralisées. Des baisses de T, bien que moins significatives, sont observées lors des hautes eaux et des pics de crue de juin-juillet 2012 et 2014. La C.E. des eaux doit varier similairement.

Le suivi des **émergences secondaires** montrent d'autres variations des T et C.E. des eaux que celles décrites ci-dessus. Des hausses de T et C.E., non liées aux variations des émergences principales, peuvent être dues à une augmentation de charge dans le système alluvial, comme par exemple à la SF.05 lors de hautes eaux en 2012 (Figure 12-14). Des hausses de T et C.E. à long terme pourraient également être liées à la création d'un nouveau chemin préférentiel de remontée suite à une perturbation, comme par exemple à la SF.05 et GS.01 lors des arrêts de pompage de l'hiver 2012/2013.

Les périodes d'augmentation du débit de la remontée thermale (fort débit à la GSC) n'affectent pas significativement les apports d'eaux thermominérales à la SF puisque les T et C.E. des eaux tendent seulement à se stabiliser. Les variations saisonnières des T et C.E. des eaux de la nappe ne sont également pas perturbées.

À partir du débit moyen des PSC et GSC en régime d'exploitation stabilisé (soit un total de 78,8m³/h), nous pouvons faire une estimation de la surface d'alimentation minimum alimentant le réservoir hydrothermal ; les pertes de flux aux émergences secondaires ne pouvant être déterminées. En considérant la précipitation annuelle moyenne à Moûtiers (911,3mm/an) et une pluie efficace de 60% (Thiébaud, 2008 ; cf. § 11.2.2 de ce chapitre), cette surface a une superficie de l'ordre de 1,3km².

12.5.2. Influence des réservoirs de surface sur la remontée thermominérale

La proximité des réservoirs de surface au site des émergences est favorable à des processus de transfert (de pression et de flux) entre ces réservoirs et la remontée thermale. En régime d'exploitation stabilisé, les paramètres des eaux aux PSC et GSC ont montré des variations corrélées aux variations saisonnières du système alluvial. Ceci suggère une interaction entre le réservoir alluvial et la remontée thermominérale. Une influence du réservoir de versant sur la remontée thermale peut également être envisagée (Doublet *et al.*, 2014a).

Interaction avec le système alluvial

Le suivi des variations temporelles en régime d'exploitation stabilisé met en évidence une influence du réservoir alluvial sur les caractéristiques dynamiques des sources thermominérales exploitées et,

CHAPITRE III. Fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence

en moindre mesure, sur les paramètres physico-chimiques des eaux. En effet, lorsque la charge hydraulique est élevée dans le réservoir alluvial, le débit de la GSC augmente de manière importante et sans diminution des paramètres physico-chimiques des eaux. Cela confirme un processus de transfert de pression du réservoir alluvial vers la remontée thermale sous-jacente

Parallèlement, il y a une faible diminution des paramètres à la PSC et de fortes augmentations aux émergences secondaires qui induisent une dispersion du flux thermominéral avec un possible déplacement du pôle thermal de la PSC vers les autres émergences du site, comme observé lors des perturbations. Les variations à la PSC étant faibles, elles sont plus probablement liées à un déplacement du pôle thermal ; un mélange avec des eaux de subsurface aurait entraîné des variations plus importantes comme aux émergences secondaires.

Cette étude confirme ainsi l'hypothèse de Siméon (1980) selon laquelle le débit des sources exploitées est lié aux variations de la charge hydraulique dans le système alluvial (cf. § 9.1 de ce chapitre). Plus précisément, la hausse de la charge hydraulique dans le système alluvial augmente la pression exercée sur la remontée thermominérale sous-jacente, ce qui induit une augmentation de son débit et la dispersion du flux dans les différentes émergences du site. Il faut remarquer que la variation de charge saisonnière dans la nappe relativement faible (env. +50cm) entraîne une augmentation importante du débit de la remontée thermale (+22% à la GSC). Ceci met en évidence une grande sensibilité de la remontée thermale aux conditions de pression avec le réservoir alluvial. La pression du réservoir thermominéral permet aux eaux d'atteindre la SF (probablement grâce aux réseaux de fractures dans les calcaires dolomitiques) mais elles ne semblent pas se disperser dans la nappe alluviale au niveau du piézomètre F1. Cela peut être lié à une faible perméabilité du remplissage quaternaire.

Interaction avec le réservoir de versant

Nous avons précédemment mis en évidence que le versant constitue un réservoir de grande dimension (cf. § III.11.2) dont la Source Froide pourrait constituer une émergence de débordement (tropplein). Vue la proximité du versant avec la zone d'émergence, nous nous sommes demandé si ce réservoir est à l'origine de processus de transfert de flux et de pression sur la remontée thermale.

Concernant les flux, le mélange d'eaux de versant et thermominérales à la SF induit que la charge équivalente à la pression de la remontée thermale est supérieure à la cote d'émergence de la SF. Dans ces conditions de pression, les Sources Chaudes (situées 2m en-dessous de la SF) sont donc protégées de l'apport d'eau de subsurface du versant. Cette étude hydrodynamique ne corrobore donc pas l'interprétation des traçages réalisés, depuis le plateau du versant, par Siméon (1980 ; cf. § III.9.1 p.93).

D'autre part, les variations de charges saisonnières dans le réservoir de versant pourraient créer des variations de pression latérale sur la remontée thermale. Une hausse de la charge dans le versant au printemps, lors de l'infiltration des eaux de fonte, pourrait en effet induire une diminution de l'apport thermominéral dans la SF et un déplacement du pôle thermal vers le centre de la vallée. Pour étudier ce phénomène, nous reprenons l'hypothèse que le débit de la SF est anti-corrélé à la C.E. de l'eau. La diminution printanière de la C.E. marquerait alors une augmentation de la charge dans le versant. En comparant les variations de la C.E. de la SF avec celles des paramètres des Sources Chaudes (Q, T et C.E.), aucune relation particulière n'est mise en évidence. Une variation de pression exercée par le réservoir de versant sur la remontée thermale n'est ainsi pas démontrée mais elle pourrait être très faible et masquée par l'influence du système alluvial.



01/03/12 01/05/12 01/07/12 01/09/12 01/11/12 01/01/13 01/03/13 01/05/13 01/07/13 01/09/13 01/01/14 01/01/14 01/03/14 01/05/14 01/07/14

Figure 12-14: Variations naturelles des paramètres hydrodynamiques et physicochimiques des eaux des émergences thermominérales du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes ; données journalières à minuit et hors périodes d'arrêt des pompages.

CHAPITRE III. Fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence

13. Conclusion

Le site des émergences thermominérales des Vieux-Bains à Salins est caractérisé par la présence de nombreuses émergences présentant une grande diversité des températures et conductivités électriques des eaux, de 9,8°C et 0,9mS/cm à 38,9°C et 29,1mS/cm. En l'absence de forage d'exploitation, la ressource thermominérale est exploitée à partir des deux principales émergences artésiennes, la Petite Source Chaude (PSC) et la Grande Source Chaude (GSC). Le système d'exploitation, mis en place il y a plusieurs décennies, par écoulement gravitaire et pompage en aval des sources est à l'origine d'un fonctionnement hydrodynamique bien particulier de la zone d'émergence pour préserver la ressource exploitée des infiltrations d'eaux de subsurface.

Cette étude hydrodynamique a consisté à interpréter les variations des paramètres dynamiques (débit et niveau d'eau) et physico-chimiques (température et conductivité électrique) des eaux de l'ensemble des sources du site, à long terme et lors de perturbations hydrodynamiques. Nous avons mis en évidence un phénomène de mélange complexe entre les eaux thermominérales de la remontée thermale et des eaux de subsurface et des connexions hydrauliques entre toutes les émergences du site. L'étude simultanée du comportement des différentes sources du site ainsi que des aquifères de surface, nous a permis de comprendre le fonctionnement de la zone d'émergence, en lien avec le système d'exploitation et l'influence du système alluvial. L'hypothèse de transfert de pression entre les différentes réservoir alluvial et la remontée thermominérale est ainsi confirmée, et l'équilibre des pressions entre les différentes réservoirs peut être discuté. Les phénomènes de mélange sur le site d'émergences sont également mieux caractérisés.

Les variations des paramètres des émergences dépendent, d'une part, des conditions d'exploitation et, d'autre part, de la pression exercée par le réservoir alluvial sur la remontée thermale.

Le système d'exploitation actuel contrôle, par pompage dans le BM, la différence de charge hydraulique entre les bassins des PSC et GSC et le BM et, par conséquent, le débit dans les canalisations en aval des émergences. Cela impacte peu le débit de la remontée thermominérale mais a un rôle important dans le cheminement des eaux vers les différentes émergences. En effet, une hausse du débit d'exploitation augmente le débit aux Sources Chaudes et réduit l'apport d'eaux thermominérales dans les émergences secondaires, alors qu'une baisse du débit d'exploitation entraîne au contraire une dispersion du flux thermominéral plus importante vers les différentes émergences du site. En l'absence de la contrainte de charge imposée par le BM (cf. test hydrodynamique réalisé), le flux thermal se disperse également avec un possible déplacement du pôle thermal du pied de versant vers le centre de la vallée. Le BM, constituant le point de plus faible charge hydraulique du système d'exploitation, permet ainsi de favoriser le cheminement de la remontée thermale vers les Sources Chaudes exploitées. L'exploitation impose donc une charge au réservoir thermominéral et influence la pression exercée par la remontée thermale sur son environnement.

Les variations saisonnières de la charge hydraulique dans le réservoir alluvial sont à l'origine, en période de hautes eaux, d'une augmentation du débit de la remontée thermale et de la dispersion du flux thermal dans les différentes émergences du site. Le système alluvial exerce ainsi une pression sur la remontée thermominérale sous-jacente. La sensibilité de la remontée thermale à cette pression est d'autant plus remarquable que la charge hydraulique de la nappe est située à moins d' 1m au-dessus du niveau des émergences thermominérales. Le réservoir de versant pourrait également créer une pression latérale sur la

remontée thermale, expliquant un déplacement du pôle thermal du versant vers le centre de la vallée. Ce phénomène n'a cependant pas été mis en évidence et pourrait être très faible par rapport à l'influence du système alluvial.

La proximité des aquifères de surface avec la zone d'émergence favorise les processus de transfert de pression et de flux entre ces réservoirs et la remontée thermominérale.

Les charges équivalentes à la pression de la remontée thermale et du réservoir de versant ne peuvent pas être déterminées. Néanmoins, l'apport d'eaux thermominérales à la Source Froide (SF), alimentée principalement par le versant, prouve que la charge équivalente à la pression de la remontée thermale est supérieure à la cote d'émergence de la SF, soit seulement 2m au-dessus des Sources Chaudes (PSC et GSC). La charge de la remontée thermale est, de ce fait, également supérieure à celle du système alluvial. Aucun apport d'eau thermominérale n'a été mis en évidence dans la nappe au niveau du piézomètre F1, ce qui peut être lié à une faible perméabilité du remplissage quaternaire dans cette zone. En maintenant une charge de la remontée thermale supérieure à celles des réservoirs de surface, les conditions actuelles d'exploitation conservent l'artésianisme du réservoir hydrothermal, ce qui empêche l'infiltration d'eaux de subsurface vers les émergences exploitées. Cependant, les faibles variations de charge de la remontée thermale lors des perturbations hydrodynamiques (anthropiques ou saisonnières) sont à l'origine de variations importantes des débits et, en moindre mesure, des paramètres physico-chimiques aux PSC et GSC, ainsi que de variations importantes de ces paramètres aux émergences secondaires. Ceci met en évidence un système très sensible aux équilibres de pression entre les réservoirs.

Le phénomène de mélange complexe entre les eaux thermominérales de la remontée thermale et des eaux de subsurface sur le site d'exploitation est particulièrement mis en évidence par les caractéristiques des émergences secondaires. En effet, leurs eaux ont des valeurs de température et conductivité intermédiaires entre celles de la PSC et d'un pôle d'eau froide peu minéralisée. Ces paramètres peuvent également varier de manière importante et instantanée lors des perturbations hydrodynamiques affectant la remontée thermale. Le pôle froid de mélange ne peut pas être déterminé à partir des paramètres physico-chimiques car les eaux du système alluvial ne se distinguent pas clairement de celles de la SF; ces dernières étant elles-mêmes issues d'un mélange entre les eaux du versant et de la remontée thermominérale. Il ne ressort pas de logique géographique particulière par rapport aux réservoirs de surface, ni de hiérarchie précise avec les niveaux de débordement de ces émergences, expliquant la diversité de paramètres de chacune d'entre elles. Par ailleurs, l'aménagement de certaines de ces émergences secondaires en cheminée d'équilibre serait, par expérience des exploitants, indispensable au maintien du flux thermominéral vers les Sources Chaudes exploitées. Cela permet de contrôler le cheminement des eaux thermominérales grâce aux équilibres de charge entre les émergences. Les débits et proportions de mélange entre les eaux thermominérales et les eaux de subsurface dans ces émergences secondaires varient donc très sensiblement en fonction des conditions de pression du réservoir hydrothermal et des réservoirs de surface.

Nous suggérons qu'il y a, dans les derniers mètres de la remontée thermale, une dispersion souterraine des eaux thermominérales à travers un milieu préférentiellement fissuré. L'ascension des eaux thermominérales dans des conduits de perméabilité variable pourrait être à l'origine de perte de charge différente entre les émergences. Ceci pourrait conduire à des mélanges en proportions distinctes, ainsi qu'à des réponses différentes aux perturbations hydrodynamiques. La remontée hydrothermale se faisant dans la zone de contact entre les formations des réservoirs de surface (les calcaires dolomitiques du versant et le remplissage quaternaire), il est probable que le panache hydrothermal soit en contact avec les eaux de

subsurface. La proximité des différentes émergences implique un cœur du panache très localisé, ce qui expliquerait la sensibilité de sa position aux conditions hydrodynamiques. À ce stade de l'étude, il est cependant impossible de déterminer les processus exactes à l'origine des phénomènes de mélange sur le site d'exploitation. L'origine des eaux froides dans les mélanges aux émergences secondaires sera recherchée dans l'étude hydrochimique du chapitre suivant.

Chapitre IV

Etude hydrogéochimique

Chapitre IV Etude hydrogéochimique

L'étude hydrogéochimique présentée dans ce **chapitre IV** a pour objectifs de caractériser les eaux des aquifères reconnus sur le site de Salins-les-Thermes (thermominéral, alluvial et de versant), d'identifier les roches réservoirs à l'origine de leur minéralisation et des caractéristiques sur leur circulation souterraine (conditions et altitude d'infiltration, température et profondeur atteintes...). L'approche de cette étude est basée sur l'identification des processus d'interaction eaux-roches et eaux-gaz, à partir de l'interprétation des données d'analyses chimiques et isotopiques, bibliographiques et acquises lors de ce travail. Ce chapitre est donc structuré autour des différents éléments étudiés : les paramètres physico-chimiques (température, conductivité électrique, pH et Eh), les éléments chimiques en solution (majeurs, mineurs et traces), les isotopes de l'eau (¹⁸O, ²H et ³H), les dégagements gazeux (CO₂ dissous, ¹³C) et les précipités de boues (éléments majeurs, mineurs et traces). Cette étude permettra également de caractériser et/ou identifier les phénomènes de mélange entre les eaux thermominérales et celles des aquifères de surface sur le site des émergences, mis en évidence dans le chapitre précédent.

14. Généralités

14.1. Généralités sur l'hydrochimie des eaux souterraines

14.1.1. L'origine de la minéralisation des eaux thermominérales

La minéralisation d'une eau thermominérale est acquise durant son parcours souterrain, lors de l'infiltration des eaux météoriques, à travers les formations aquifères en profondeur et jusqu'à la remontée aux émergences.

Les eaux se minéralisent au contact du sol et des roches encaissantes grâce à des processus chimiques interagissant entre les phases liquide, solide et gazeuse, tels que la dissolution des minéraux et des gaz, les réactions d'oxydo-réduction, de sorption, les échanges cationiques avec les argiles, la décomposition bactériologique... La composition de l'eau peut ensuite évoluer au cours de la remontée en fonction des roches rencontrées et des variations de température, pH et pression, qui sont à l'origine de dégagements gazeux (principalement de CO_2 et H_2S) et de nouvelles dissolution ou précipitation de minéraux (par exemple de calcite dans les failles drainantes). Avant la décharge aux sources, le flux thermominéral peut également être mélangé avec des eaux souterraines peu profondes, généralement plus froides et moins minéralisées, issues d'un ou plusieurs réservoirs. Ainsi, la composition chimique des eaux aux émergences est souvent différente de celle du réservoir hydrothermal profond (Muralt, 1999; Arnórsson, 2000; Sigg *et al.*, 2000; Michard, 2002; Glynn and Plummer, 2005).

14.1.2. Les méthodes et outils hydrochimiques

Le développement de concepts et d'outils hydrochimiques depuis les années 1950 a permis d'améliorer la compréhension des systèmes hydrogéologiques. L'interprétation de données d'analyses chimiques et isotopiques permet ainsi d'identifier les processus d'interaction et de définir les roches aquifères ou en contact avec les eaux, ainsi que des caractéristiques du système d'écoulement souterrain (Vuataz, 1983 ; Blavoux, 1995 ; Arnórsson, 2000 ; Glynn and Plummer, 2005).

À partir de leur composition en éléments majeurs, les eaux souterraines peuvent être classées en différents faciès hydrochimiques et comparées sur divers diagrammes (Piper, Schoeller-Berkalov...). L'évolution des concentrations en éléments étant contrôlée par les équilibres cinétiques et thermodynamiques eau-minéral, la connaissance des états de saturation des phases minérales peut donner des indications sur les sources et puits des ions, voire des informations indirectes sur la durée de contact avec un minéral. Ils peuvent être calculés grâce à des logiciels de modélisation géochimique tels que PHREEQC ou NETPATH. La prise en compte des éléments traces et l'interprétation de l'ensemble des teneurs à partir de diagrammes binaires ou outils statistiques (Analyse en Composantes Principales par exemple) fournissent des indications sur la nature des roches en contact avec les eaux souterraines et les potentiels mélanges entre les eaux profondes et les eaux plus superficielles.

Les études sont généralement complétées par l'utilisation des géothermomètres chimiques (SiO₂, Na/K, Na/Li, Ca/Mg...) afin d'estimer la température atteinte par les eaux dans le réservoir profond et d'en déduire la profondeur des circulations souterraines. Les données sur les isotopes stables de l'eau (δ¹⁸O et δ^2 H) renseignent sur les conditions d'infiltration (altitude de l'impluvium, période...) et les échanges isotopiques avec les roches et les gaz. D'autres analyses isotopiques sont utilisées pour définir, entre autres, les origines des éléments considérés. Les plus communes sont, par exemple, les isotopes du carbone (δ^{13} C de la phase liquide ou gazeuse) qui permettent de distinguer les origines exogènes et endogènes, les isotopes des espèces soufrés (δ^{34} S) pour l'origine des sulfates et la mise en évidence d'oxydation de sulfures, et les isotopes de l'azote ($\delta^{15}N$) comme traceurs de pollutions organiques ou de phénomènes de dénitrification. Les isotopes radioactifs comme le tritium (3H) de la molécule d'eau, le 14C ou le 36Cl permettent des estimations de temps de résidence moyen, ou d'âge, grâce à la désintégration au cours du temps. Cela nécessite de déterminer l'activité initiale et de vérifier l'absence de production secondaire de ces éléments radioactifs ou de dilution par mélange affectant la décroissance radioactive. En présence d'échanges calco-carboniques dans le système (arrivée de CO₂ profond, dissolution de carbonates...), des corrections du ¹⁴C à partir de mesures du δ^{13} C sont nécessaires. L'utilisation des CFCs remplace maintenant celle du ³H et ils peuvent également être des indicateurs de mélange.

Des modélisations numériques, basées sur les principes chimiques et thermodynamiques indépendamment du contexte géologique, sont de plus en plus utilisées pour obtenir des interprétations quantitatives et évolutives des processus chimiques dans les systèmes eau-roche (Michard *et al.*, 1996; Castro *et al.*, 1998; André *et al.*, 2006; Di Napoli *et al.*, 2013).

14.2. Données existantes sur le système hydrothermal de Salins

Les travaux de thèse de Siméon (1980) présentent la première étude hydrochimique complète sur le système hydrothermal de Salins-les-Thermes. Les eaux thermominérales (Petite Source Chaude (PSC), Grande Source Chaude (GSC) et Source Massiago) ainsi que les eaux froides (Source Froide (SF), Nappe et Doron-de-Bozel) ont été analysées.

Les paramètres physico-chimiques et les éléments majeurs ont été suivis mensuellement pendant 14 mois, de mai 1978 à juin 1979, aux sources principales du site (PSC, GSC et SF) et pendant 10 à 12 mois, de juillet 1978 à juin 1979, dans les 4 piézomètres de la nappe, le Doron ainsi qu'à la source Massiago. Des analyses sur une large gamme d'éléments mineurs et traces ont également été réalisées. Cette étude a été complétée par des analyses sur la composition des précipités de boues, ainsi que des analyses isotopiques sur les eaux (δ^{18} O, δ^{2} H et δ^{3} H) et la phase gazeuse ($\delta^{13}C_{CO2g}$ et $\delta^{18}O_{CO2g}$). Les méthodes d'analyses pour l'ensemble des éléments étudiés dans les eaux sont synthétisées dans le tableau 14-1. Il est important de préciser que les prélèvements ont été faits dans les émergences pour les GSC et PSC et, pour la SF à l'arrivée de la conduite dans la cour du site des Vieux-Bains (comm. pers. Yvette Siméon).

Les investigations menées par le BRGM en 1988 (Barat, 1988) ont permis un nouvel échantillonnage simultané des eaux aux émergences des sources des Vieux-Bains, de la source Massiago et du Doron. Les éléments majeurs, mineurs, traces et les isotopes de l'eau ont été analysés dans les laboratoires du BRGM et des analyses bactériologiques ont été faites par l'Institut Pasteur de Lyon.

Le rapport de synthèse du BRGM de 2005 (Blaise et Vigouroux, 2005) contient une analyse de 1986 sur les eaux des Grande et Petite Sources Chaudes. Les caractéristiques physico-chimiques (température et conductivité électrique) et les éléments majeurs ont été analysés au Laboratoire National des Etudes Hydrologiques et Thermales (LNEHT), et la présence de quelques éléments mineurs et traces (Li, Fe, Sr, As) est aussi mentionnée. Néanmoins, l'absence de précision sur les conditions de prélèvements et d'analyses ne permet pas d'utiliser ces données pour les interprétations.

D'après une note technique rédigée par Vigouroux (1999), il existerait depuis 1967 un suivi des principaux paramètres physico-chimiques (température, résistivité, alcalinité totale, hydrogénocarbonates, chlorures) et bactériologiques des trois principales sources. Celui-ci semble discontinu et seules les données à partir de 1986 ont été retrouvées aux Archives départementales de la Savoie. Depuis 2000, dans le cadre du contrôle sanitaire réglementaire effectué par l'ARS (Agence Régionale de Santé), des analyses plus complètes (température, conductivité à 25°C, pH, TAC, concentrations en calcium, chlorure, hydrogénocarbonate, carbonate, potassium, magnésium, sodium, sulfate, silicates dissous et bactériologie) sont faites 3 à 4 fois par an sur les 3 sources exploitées par la station thermale (PSC, GSC et SF). Les eaux étaient initialement prélevées à la surface des bassins de réception. Depuis les travaux de réaménagement de 2005/2006, les prélèvements sont faits aux robinets installés sur les canalisations entre les bassins de réception et le bac de mélange. Les prélèvements et analyses sont effectués par le laboratoire Carso LSEHL (Laboratoire Santé Environnement Hygiène de Lyon).

Ces données bibliographiques (cf. annexe C.1 et annexe CD-ROM) constituent un suivi plus ou moins continu, de 1978 à l'actuel, des paramètres principaux servant à la caractérisation chimique des différents types d'eau. Elles permettront d'étudier les variations saisonnières et à long terme de la composition en éléments majeurs des eaux. Le suivi ARS sur la période 2012-2014 complétera les analyses réalisées dans le cadre de cette étude. Les données sur les éléments traces dans les eaux, la composition des précipités de boues et, les isotopes de l'eau et la phase gazeuse seront utilisées pour compléter et discuter les résultats et interprétations de cette étude.

	SIMEON (1 Relevé mensuel entre ma	980) ai 1978 et juin 1979
Mesure in situ	Appareil et méthode	Précision
Température	Thermomètre à mercure	± 0.5°C
Analyses en Laboratoire Laboratoire d'analyses	Institut Dolomieu Laboratoire d Laboratoire de Chimie Analytiq Centre de Recherches Gédodna Appareil	d'Hydrogéologie (1) * jue de la Faculté de pharmacie de Grenoble (2) amiques de Thonon (3)
Resistivite electrique Ha	R. Philips (electrode noir de Platii pH-mètre (élec, verre - calamel)	ne) mesure à 20°C
Cations		
Cations	Titrimétrie (1)	
Mg	"	
Na	Chromatographie ionique (2)	
ĸ		
Fe	Colorimetrie (1)	
Anions	T : : (.: (a)	
	litrimétrie (1)	
CO3	"	
504	Colorimétrie (1)	
NO3	"	
NO2	п	
PO4	п	
SiO2	Colorimétrie (1)	
Eléments mineurs		
Na	Spectrométrie de flamme (2)	
К	п	
Fe		
AI As		
A3 Mn		
Rb	п	
Sr	"	
Cu	"	
Ag	Spectrométrie de flamme (1)	
51		
Br	Electrodes spécifiques (2)	
I	"	
В	Colorimétrie	
lsotopes 8180		
δ²H		
δ³H		
$\delta^{_{13}}C_{_{CO2g}}$	Spectrographe à double collectio	on (3)
δ ¹⁸ Ο _{CO2#}	"	

* Description des méthodes dans le ménento Analyses physicochimiques des eaux de Armand et Delaquaize (1977)

Tableau 14-1 : Description des méthodes de mesures *in situ* et d'analyses en laboratoire effectuées sur les eaux de Salins-les-Thermes en 1978-1979 (Siméon, 1980).

14.3. Plan d'échantillonnage de l'étude

Pour cette étude hydrochimique, il est apparu nécessaire de faire un état des lieux actuel de la composition chimique des eaux des différents aquifères présents sur le site de Salins. Ainsi, les campagnes d'échantillonnages de 2012 et 2014 ont consisté en des prélèvements simultanés des eaux des sources thermominérales (PSC, GSC et Massiago), de la Source Froide et des eaux de la nappe et du Doron et, pour la première fois, de différentes eaux thermominérales issues d'émergences secondaires.

Pour les eaux thermominérales, l'objectif était d'obtenir des analyses les plus représentatives de la chimie initiale des eaux souterraines. Il a été décidé de faire les prélèvements des eaux des PSC et GSC au fond des bassins de réception à l'aide d'une pompe péristaltique; ceci devant permettre d'éviter une modification de la composition chimique des eaux par les processus secondaires se produisant à proximité de la surface (dégagements gazeux, précipitation d'oxydes...). Les teneurs en CO₂ dissous permettent de déduire que les prélèvements ont bien été faits sous le point de bulle (cf. § 18.2 de ce chapitre). Les eaux de la Source Massiago ont également été échantillonnées à une dizaine de mètres de profondeur avec la pompe péristaltique. Trois émergences secondaires, avant un écoulement permanent et suivies en continu, ont été sélectionnées : 1 dans la galerie de la Grande Source Chaude (GS.03) et 2 dans la galerie de la Source Froide, distantes de moins d'un mètre et avec des caractéristiques physico-chimiques bien distinctes (SF.04 et SF.05). La Source Froide est le seul exutoire connu ou visible du réservoir de versant (cf. chapitre III.11.2). L'accès à cette émergence étant difficile, les prélèvements ont été faits à partir du trop-plein de la canalisation à l'entrée de la galerie de la Source Froide. Les eaux de la nappe ont été prélevées dans le piézomètre du jardin des Vieux-Bains après un pompage de plusieurs dizaines de minutes afin de s'assurer du bon renouvellement de l'eau dans le tubage. La caractérisation chimique des eaux froides a été complétée par une analyse des eaux du Doron-de-Bozel.

Pour des raisons de sécurité sanitaire, l'accès aux bassins des PSC et GSC n'est possible qu'en dehors des périodes d'exploitation de la ressource thermale. De ce fait, les prélèvements devaient être fait de novembre à février et hors travaux de maintenance sur les pompes du site afin d'obtenir des analyses représentatives des conditions stables du système. Les campagnes d'échantillonnage ont ainsi été réalisées le 29 novembre 2012 et le 11 février 2014. Les échantillons de référence prélevés dans les mêmes conditions lors des tests hydrodynamiques du 18 février 2013 sur les sources des Vieux-Bains ont également été pris en compte dans l'étude des éléments majeurs.

14.4. Méthodes analytiques

14.4.1. Les mesures in situ

Les échantillonnages pour les analyses chimiques ou isotopiques sont toujours accompagnés de mesures *in situ* des paramètres physico-chimiques non stables (température, conductivité, pH, Eh et alcalinité). Les mesures ont été faites pour chaque point sur un second échantillon dès son prélèvement afin d'éviter une variation de la température et une modification chimique due par exemple aux dégagements gazeux.

La température, la conductivité électrique corrigée à 25°C et le pH ont été mesurés avec un pHconductimètre (pH/Cond 340i WTW) et le Eh avec une sonde redox MERCK. Les différents appareils ont été calibrés avant les mesures de terrain et les précisions sur les résultats sont données dans le tableau 14-2. Les mesures *in situ* du pH et Eh sont néanmoins délicates ; la principale source d'erreur sur la mesure du pH étant les dégagements de CO₂, qui sont à l'origine d'une augmentation du pH.

En 2012, la mesure de l'alcalinité a été faite avec une burette de terrain par titrage alcalimétrique à l'acide sulfurique $(1,6 \pm 0.08N)$ avec de l'hélianthine comme indicateur coloré et répétée 3 fois par échantillon (volume de 100ml). Une correction sur les mesures a été nécessaire ; elle a été définie à partir de tests effectués en laboratoire sur des solutions de concentrations connues. L'incertitude sur les résultats est estimée à 10%. En février 2013 et 2014, les titrages alcalimétriques ont été réalisés de façon très précise par Bernard Fanget (ingénieur chimiste, EDYTEM) avec du matériel de chimie de précision installé *in situ*. Ceci a également permis un dosage précis du CO₂ dissous. L'alcalinité a été mesurée par titrage alcalimétrique à l'acide chlorhydrique avec de l'hélianthine. La méthode a été répétée 3 fois pour valider la mesure obtenue et l'incertitude sur les résultats est de 5%. Le CO₂ dissous dans l'eau (CO₂ libre) a été dosé par la méthode titrimétrique normalisée (Rodier, 2009). Le CO₂ dissous est neutralisé par de l'hydroxyde de sodium et la solution est titrée à l'acide chlorhydrique à l'aide de phénolphtaléine. Les dosages ont été répétés trois fois par la méthode précision est titrée à l'acide chlorhydrique à l'aide de phénolphtaléine. Les dosages ont été répétés trois fois par point de mesure dès le prélèvement de l'eau et l'incertitude est estimée à 5%.

	ETAT DE 29/11	S LIEUX /2012		SUIVI TEST HYD 18/02	SUIVI TEST HYDRODYNAMIQUE ANALYSE COMPLETE 18/02/2013 11/02/2014			SUIVI TEST HYDRODYNAMIQUE 18/02/2013			ANALYSE COMPLETE 11/02/2014	
Mesure in situ	Appareil et méthode	Précision	Inc.	Appareil et méthode	Précision	Inc.	Appareil et méthode	Précision	Inc.			
Tempéture	WTW pH/Cond 340i	±0.1°C		WTW pH/Cond 340i	±0.1℃		WTW pH/Cond 340i	±0.1°C				
Conductivité électrique	"	± 0.5% mS/	cm à 25°C	"	± 0.5% mS/c	m à 25°C		±0.5% mS/d	:m à 25℃			
pH Eb	Sonda MERCK	±0.1 +2 mV		Sonde MERCK	±0.1 +2mV		Sanda MERCK	±0.1 ±2 mV				
HCO3	Titrage alcalimétrique	± 2 111V	10%	Titrage alcalimétrique	± 2 mv	5%	Titrage alcalimétrique	±2111V	5%			
CO2 lib				Titrage titrimétrique n	ormalisé	5%	Titrage titrimétrique no	ormalisé	5%			
Analyses en Laboratoire												
Laboratoire d'analyses	SCA	-ISA		Savoie	e Labo		Savoie	Labo				
Date analyse	février	2013		19/02	/2013		12/02/	2014				
	Appareil	L.D.	Inc.	Appareil	L.D.	Inc.	Appareil	L.D.	Inc.			
Cations												
Ca	ICP-MS et ICP- AES	0.05 mg/l	2%	ICP-MS	0.025 mg/l	20%	ICP-MS	0.025 mg/l	20%			
Mg		"		"	0.0025 mg/l	20%	"	0.0025 mg/	20%			
Na	"	"			"	"	n	"	"			
K NH4	n	"		" Micro-spectrométrie	0.0025 mg/l 0.01 mg/l	10% 10%	" Micro-spectrométrie	0.0025 mg/ 0.01 mg/l	l 10% 10%			
Anions												
cl	Chromato. ionique	0.2 mg/l	5%	Micro-spectrométrie	0.5 mg/l	20%	Chromato. ionique	0.01 mg/l	10%			
SO4	"	"	"	"	1 mg/l	20%	"	0.1 mg/l	10%			
Br	н											
I	п	"										
F	"	0.05 mg/l	5%									
Si	ICP-MS et ICP- AES	0.05 mg/l	5%				ICP-MS	0.025 mg/l	-			
Eléments traces							Labo. GéoAzur (Uni	iv.Nice) - Oct	2014			
В	ICP-MS et ICP- AES	0.05 mg/l	5%									
Fe	"											
Р		0.05 mg/l	10%									
AI							ICPMS type Quadrupol	e0.1 ppb	2%			
As												
IVIN												
CS Ph	п						"					
Li		0.05 ma/l	5%				"					
Sr	п	"	"				"		"			
Ti							"					
Co							"		"			
Cu							"		"			
Zn							"					
Мо							"					
Ag							"		"			
Cd							"	"				
W							"	"				
Ba							"	"				
Pb							"	"				
Isotopes							Spéctrométrie de mas	se				
δ ¹⁸ Ο							couplee avec pyrolyse	0,:	2‰ (2 sigma			
ዕ"ዘ አ ¹³ ር							"	1	∞ (1 sigma) 0.1∞			
COMTD									5,1700			

Tableau 14-2 : Description des méthodes de mesures *in situ* et d'analyses en laboratoire effectuées sur les eaux de Salins-les-Thermes échantillonnées pour cette étude (2012-2014).

14.4.2. Echantillonnages

Des eaux

Des flacons d'échantillonnages en PEHD ont été utilisés pour les analyses des éléments majeurs, mineurs, traces et métaux et des bouteilles en verre brun hermétiques pour les analyses isotopiques. Ils ont été au préalable nettoyés à l'acide puis rincés à l'eau de l'émergence avant le prélèvement.

Afin de minimiser les contacts avec l'atmosphère, les eaux thermominérales des sources principales (PSC, GSC, Massiago) ont été prélevées avec une pompe péristaltique au plus profond des bassins de réception (2,5m de profondeur d'eau à la PSC et 6-7m à la GSC) et à l'aplomb des flux ascendants. Les eaux sont délicatement versées dans les flacons, qui sont fermées directement sans bulle d'air. Pour les émergences secondaires, où ni la pompe péristaltique ni une canne à prélèvement n'ont pu être utilisées, les flacons ont été plongés dans les émergences et fermés sous le niveau d'eau. Les échantillons n'ont pas été acidifiés lors des prélèvements.

Des réactifs ont été ajoutés dans les échantillons d'eau pour les analyses isotopiques du ¹³C : i) 1 à 4 ml de solution de soude (20 N soit l'équivalent de 800 g/l) pour 500 ml d'eau prélevée et ii) 20 ml de solution de BaCl₂ saturée (> 350 g/l). Ceci permet de fixer le carbone sous forme de CO_3^{2-} et sa précipitation en carbonate de baryum (BaCO₃). Les jours suivants, la précipitation complète a été vérifiée par ajout de 3 ml de solution de BaCl₂ saturée puis les précipités ont été nettoyés à l'eau UHQ et centrifugés afin d'éliminer l'eau basique surnageant, et séchés.

Des précipités de boues

Sur le site des Vieux-Bains, les boues ont été prélevées à différentes périodes en 2012 selon l'accessibilité des sources. La difficulté des prélèvements est due au fait qu'elles se dispersent dans l'eau au moindre contact. Les précipités de boues de la GSC ont donc été récupérés sur une sonde immergée dans la canalisation en amont du bac de mélange et ceux de SF.05 dans et autour de l'émergence (aménagée en cheminée d'équilibre). Dans ces deux cas, il est estimé que les boues sont récentes, de quelques mois au plus. Les boues issues d'une eau thermominérale émergeant à faible débit à même le sol (source non aménagée) à l'entrée de la galerie de la PSC, nommées E.01, ont également été prélevées.

Une plongée de la Source Massiago par une équipe du CAF d'Albertville (Nicolas Schiavon) le 15 janvier 2012 a permis le prélèvement de boues dans le fond du puits, à environ 16m de profondeur.

14.4.3. Les analyses en laboratoire

L'ensembles méthodes et les éléments analysés à partir des échantillons prélevés pour cette étude sont synthétisés dans le tableau 14-2 et les résultats bruts sont reportés dans l'annexe C.2.

Sur les eaux

Les échantillons de novembre 2012 ont été analysés au Service Central d'Analyse de l'Institut des Sciences Analytiques (ISA - UMR 5280 - CNRS, Lyon), deux mois après leur prélèvement. Les cations majeurs (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Si⁴⁺) et éléments traces (B, Fe, Al, As, Mn, Cs, Rb, Li, Sr, P) ont été mesurés par ICP-MS et ICP-AES avec une limite de détection à 0,05 mg/l et, SO4²⁻ et les halogénures (Cl⁻, Br⁻, I⁻, F⁻)

par chromatographie ionique avec une limite de détection de 0,2 mg/l pour les premiers et de 0,05 mg/l pour le fluor.

En février 2013 et 2014, les analyses des éléments majeurs ont été faites dès le lendemain des prélèvements par Savoie Labo. Les cations majeurs (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Si⁴⁺) ont été dosés par ICP-MS, les anions majeurs (Cl⁻, SO₄²⁻) par micro-spectrométrie automatisée (technique colorimétrique) en 2013 et par chromatographie ionique en 2014. Des mesures d'ammonium (NH₄⁺) ont également été faites par micro-spectrométrie automatisée. Les limites de détection et incertitudes fournies par les laboratoires sont détaillées dans le tableau 14-2.

Les analyses sur les éléments traces de 2014 ont été réalisées par Christophe Renac, en octobre 2014, au laboratoire Géoazur (UMR 7329 CNRS, Université de Nice-Sophia Antipolis) par ICP-MS (*Elan II DRC*) avec une limite de détection de 0,001 ppm et une incertitude de \pm 2%; ceci a permis de doser une gamme plus large d'éléments traces (Al, As, Mn, Cs, Rb, Li, Sr, Ti, Co, Cu, Zn, Mo, Ag, Cd, W, Ba, Pb, U).

Isotopiques

Les analyses isotopiques sur les δ^{18} O, δ^{2} H et $\delta^{13}C_{CMTD}$ (carbone minéral total dissous) des eaux ont été faites par spectrométrie de masse (ISOPRIME 100) couplée à un analyseur élémentaire à pyrolyse (Vario) par Christophe Renac. Les résultats des δ^{18} O et δ^{2} H sont exprimés en ‰ par rapport au standard international SMOW (Craig, 1961a ; Baertschi, 1976) avec des incertitudes respectives de ± 0,2 ‰ (2 sigma) et ± 1 ‰ (2 sigma). Le $\delta^{13}C_{CMTD}$ est exprimé en ‰ par rapport au standard PDB avec une incertitude de ± 0,1 ‰ (2 sigma).

Des précipités de boues

Les boues prélevées ont été séchées à l'étuve (60°C) et broyées au laboratoire EDYTEM et analysées par le Service d'Analyse des Roches et Minéraux (CRPG UMR 7358 CNRS-UL, Nancy) fin 2012. Les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Ti) ont été analysés par ICP-MS et les résultats sont exprimés en % d'oxydes. La perte au feu (PF) a été déterminée par une calcination à 1000°C. Les teneurs de 43 éléments traces, dont les terres rares, ont été dosés par ICP-MS et sont exprimés en ppm. Les précisions sur les limites de détermination et incertitudes fournies par le SARM sont présentées en annexe C.2.4. Les fortes teneurs en NaCl ont nécessité un lavage des échantillons (dissolution) du NaCl afin d'améliorer l'estimation des teneurs des autres éléments. Seuls les résultats des échantillons lavés seront présentés dans cette étude.

14.5. Critique des données

Les résultats des mesures *in situ* et analyses en éléments majeurs effectuées pour cette étude sont présentés dans le tableau 14-3. L'étude de la balance ionique permet de contrôler la neutralité électrique d'un échantillon d'eau analysé. Le calcul se base sur la formule suivante :

$$NICB = (\sum C^{+} - \sum A^{-}) / (\sum C^{+} + \sum A^{-}) * 100$$

où NICB (Normalized Inorganic Charge Balance) est la balance ionique exprimée en pourcentage, ΣC^+ la somme des cations et ΣA^- la somme des anions exprimée en mEq/l. Elle correspond donc au pourcentage de charges positives (cations) en excès ou en déficit par rapport à l'équilibre des charges. Les analyses en éléments majeurs sur un échantillon sont généralement considérées correctes lorsque la balance ionique est équilibrée avec une erreur acceptable de \pm 5%, voire de \pm 10% pour les eaux hyperminéralisées.

Les analyses réalisées dans le cadre de cette étude ont des balances ioniques très variées (de $0 \ a \pm 17,5\%$) et dont certaines sont proches de $\pm 5\%$ ou comprises entre $\pm 5\%$ et $\pm 10\%$. Afin d'obtenir un critère de validité des données plus précis, l'incertitude totale sur la balance ionique (l'erreur acceptable) a été estimée pour chaque échantillon. La loi de propagation des incertitudes a été appliquée en considérant une incertitude analytique de 10% par éléments majeurs avec un niveau de confiance à 95%. Cette valeur de 10% d'incertitude est estimée en fonction des différentes méthodologies et incertitudes fournies par les laboratoires d'analyse, des taux de dilution et des difficultés du dosage *in situ* de l'alcalinité. Ainsi, lorsque le résultat de la BI est supérieure à l'incertitude totale, l'échantillon n'est pas considéré acceptable et n'a pas été pris en compte dans les interprétations de cette étude. La même méthodologie de validité a été appliquée sur les échantillons ARS (annexe CD-ROM E.2). Les écarts à l'équilibre sont généralement dus à des biais dans les analyses, plus probablement lors des dilutions dans ce cas d'eaux très concentrées.

La minéralisation d'une eau correspond à la quantité de sels dissous. Elle peut être estimée en première approche par une mesure *in situ* de la conductivité électrique, représentant la capacité à faire passer un courant électrique grâce aux ions mobiles présents dans l'eau. La minéralisation peut ensuite être calculée plus précisément comme la concentration totale en éléments majeurs dosés en laboratoire, appelée le TDS (Total Dissolved Solid). La corrélation positive entre ces deux paramètres signifie que les mesures *in situ* de la conductivité électrique représentent correctement les variations de salinité des eaux suivies (Figure 14-1).



Figure 14-1 : Corrélation entre les conductivités électriques et les concentrations totales des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes de 2012 à 2014.

		F	CE	Hd	£	TDS	ß	Mg	Na	×	σ	SO4	HCO ₃	8	ΔBI
Points	Date	°C	mS/cm		мV	g/l	mEq/l	mEq/l	mEq/l	mEq/l	mEq/l	mEq/I	mEq/I	%	± %
PSC	29/11/2012	39.0	28.90	6.1		19.5	46.66	13.88	267.94	2.37	241.89	52.49	17.35	3.0	5.7
PSC	18/02/2013	38.8	28.80	5.9		19.0	44.26	13.90	238.63	2.45	246.83	55.92	15.70	-3.1	5.7
PSC	11/02/2014	39.2	29.25	6.1	88	19.8	55.69	13.08	254.94	2.29	255.23	54.24	15.25	0.2	5.7
GSC	29/11/2012	33.0	23.00	6.1		15.1	39.06	11.76	207.48	1.84	180.39	43.04	14.59	4.4	5.7
GSC	18/02/2013	33.7	23.20	6.0		16.2	37.87	12.01	188.47	1.94	221.86	44.68	13.60	L:F-	5.7
GSC	11/02/2014	33.4	22.50	6.1	120	15.7	54.29	13.08	198.74	2.02	193.37	44.79	13.10	3.2	5.5
SF	29/11/2012	12.6	2.86	7.0		2.0	12.59	4.49	13.48	0.17	12.30	14.07	4.88	-0.8	4.4
SF	18/02/2013	12.4	3.60	7.1		2.5	13.72	5.43	16.44	0.10	18.87	16.48	4.85	-5.9	4.4
SF	11/02/2014	12.0	3.69	7.0	163	2.4	18.91	4.99	15.35	0.20	17.88	17.29	2.30	2.6	4.6
GS.03	29/11/2012	24.3	14.70	6.4		9.6	28.07	8.56	123.66	1.11	113.40	28.97	10.70	2.7	5.5
GS.03	18/02/2013	30.2	20.60	6.1		12.8	33.38	10.86	160.29	1.63	157.40	40.46	12.10	-0.9	5.6
GS.03	11/02/2014	25.5	16.54	6.3	144	10.9	38.52	9.46	132.01	1.25	130.04	34.71	10.25	1.8	5.4
SF.04	29/11/2012	9.5	1.14	7.2		0.6	8.47	2.22	0.58	0.03	0.56	4.16	3.42	16.3	5.3
SF.04	18/02/2013	14.7	7.80	6.4		5.1	16.07	5.20	55.37	0.50	60.08	19.83	5.50	-5.1	5.3
SF.04	11/02/2014	8.7	1.69	7.1	148	1.2	12.72	2.61	3.50	0.06	3.89	10.82	2.95	3.4	4.9
SF.05	29/11/2012	17.0	9.52	6.3		5.9	19.28	5.48	75.08	0.61	63.75	20.48	6.64	5.0	5.4
SF.05	18/02/2013	32.9	24.20	6.0		16.6	37.62	11.85	193.08	1.97	229.62	46.76	13.20	-8.4	5.7
SF.05	11/02/2014	34.1	24.64	6.1	100	16.3	49.35	11.35	211.70	2.22	201.89	47.62	13.05	2.2	5.6
Nappe	29/11/2012	9.5	1.16	7.4		0.9	10.60	2.67	0.57	0.04	0.70	9.47	2.66	4.0	5.5
Nappe	11/02/2014	9.7	1.45	7.3	145	1.2	17.66	3.97	0.53	0.04	0.71	12.40	2.50	17.5	5.8
Doron	11/02/2014	4.4	1.16	8.2	144	0.9	11.33	2.75	0.44	0.03	0.48	10.39	2.35	4.8	5.7
Massiago	29/11/2012	21.4	5.64	6.9		3.6	15.79	6.47	37.54	0.39	31.34	15.17	8.51	4.5	4.7
Massiago	11/02/2014	26.0	10.31	6.6	138	7.0	30.29	9.05	74.99	0.78	72.41	29.55	9.20	1.7	5.0
							Echantillo	ons avec une	balance ioniq	ue supérieu	re à l'incertitu	ide totale (ave	sc incertitudes a	analytiques o	le 10%)

Tableau 14-3 : Données physico-chimiques et concentrations en éléments majeurs des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes prélevées pour cette étude de 2012 à 2014.

15. Caractéristiques physico-chimiques des eaux

Les relevés des paramètres physico-chimiques et les analyses chimiques réalisés dans le cadre de cette étude hydrogéochimique regroupent pour la première fois les eaux thermominérales (Petite Source Chaude, Grande Source Chaude, Massiago), les eaux froides (Source Froide, Nappe, Doron) et les eaux des émergences secondaires du site du Vieux-Bains afin d'établir les interactions entre les différents aquifères. Les données de température, conductivité et les teneurs en éléments sont interprétées et confrontées à celles du suivi ARS sur la même période (2012-2014) pour préciser les caractéristiques des différents types d'eau, et à l'ensemble des données bibliographiques de 1978 à 2014 afin d'étudier les variations de ces paramètres au cours des variations saisonnières et à long terme.

15.1. Les paramètres physico-chimiques 15.1.1. Eh et pH

Les conditions Eh/pH d'une eau imposent la spéciation des espèces minérales. Le pH définit l'état acide ou basique d'une eau et est un paramètre majeur pour la solubilité des éléments. L'acidité d'une eau aura en effet tendance à augmenter la dissolution des minéraux. À Salins, les eaux froides ont un pH neutre et les eaux thermominérales ont un pH légèrement acide, proche de 6 aux PSC et GSC, dû à la présence de CO₂ dissous.

Le Eh est un indicateur du degré d'oxydation des éléments dissous, c'est-à-dire de l'état d'équilibre entre des espèces oxydantes et réductrices d'une solution (Sigg *et al.*, 2000). Les processus d'oxydoréduction dans les eaux souterraines profondes concernent entre autres les couples d'éléments : H_2S/SO_{4^2} , CH_4/HCO_{3^-} et NH_{4^+}/NO_{3^-} . Les conditions redox peuvent aussi avoir un rôle majeur dans la mobilité d'éléments traces, en particulier les métaux (Kilchmann, 2001).

Les eaux prélevées à Salins se situent dans le domaine des eaux stables avec des mesures du potentiel redox positives, de 88mV à la PSC à 163mV à la SF, ce qui induit un milieu oxydant (Figure 15-1). Des précipités d'oxydes sont en effet présents au niveau des émergences secondaires non canalisées ainsi que dans les bassins et les canalisations des Sources Chaudes où les eaux sont en contact avec l'atmosphère.

15.1.2. Températures et conductivités

Les eaux des principales sources chaudes du site des Vieux-Bains montrent des paramètres physico-chimiques très stables lors des échantillonnages que nous avons réalisés (Figure 15-1). La PSC est plus chaude et plus minéralisée que la GSC, avec des moyennes respectives de 39°C et 29mS/cm et de 33,4°C et 23mS/cm. Les eaux de la SF ont aussi montré des paramètres stables lors de nos échantillonnages, avec en moyenne 12,3°C et 3,4mS/cm.





Les eaux de la nappe, prélevées en période de basses eaux, montrent des températures et conductivités moyennes respectivement de 9,6°C et 1,3mS/cm. Les eaux du Doron prélevées en février 2014 ont une température et une conductivité plus faibles que la nappe avec 4,4°C et 1,16mS/cm.

Les eaux des émergences secondaires (GS.03, SF.05 et SF.04) ont des variations importantes des paramètres physico-chimiques lors des prélèvements, par exemple de 17 à 34°C et 9,5 à 24,6mS/cm à la source SF.05. Elles présentent également avec les eaux des sources principales des valeurs intermédiaires entre la PSC et un pôle froid et peu minéralisé, proche des caractéristiques de la nappe. Ceci permet de suggérer la présence de phénomènes de mélange dans la zone d'émergence entre les eaux du pôle thermal et de la nappe. Toutefois, un mélange avec des écoulements du versant ne peut pas être négligé.

Les eaux thermominérales de la Source Massiago se distinguent des eaux des Vieux-Bains par des conductivités plus faibles (pour des températures équivalentes). Les paramètres sont également variables, autour des moyennes de 23,7°C et 8mS/cm.

15.2. Les faciès hydrochimiques

Les faciès chimiques des différentes eaux sont présentés à partir des proportions en éléments majeurs dans le diagramme de Piper (Figure 15-2), et quantitativement dans les diagrammes de Schoeller (Figure 15-3).

Les eaux thermominérales des PSC et GSC ont un faciès caractéristique chloruré sodique (Na-Cl) hyperminéralisé. Les concentrations moyennes en NaCl sont de 14,6g/l à la PSC et de 11,6g/l à la GSC, soit environ 75% des TDS (de 19,4g/l et 15,7g/l respectivement). Les eaux de la Source Massiago sont aussi chlorurés sodiques mais présentent des proportions en NaCl différentes par rapport aux Sources Chaudes des Vieux-Bains et qui varient dans le temps. En effet, les teneurs sont de 1,97g/l en 2012 et de 4,29g/l en 2014, soit 55 et 61% des TDS (de 3,6 et 7g/l respectivement).

Les eaux de la nappe et du Doron ont un faciès sulfaté calcique (Ca-SO₄) mais contiennent bien moins de Ca-SO₄ (0,67g/l dans la nappe et 0,72g/l dans le Doron) que les eaux thermominérales (3g/l à la GSC et 3,6g/l à la PSC) et quasiment pas de Na-Cl (38mg/l dans la nappe et 27mg/l dans le Doron pour des TDS équivalents de 0,9g/l).

Les eaux des émergences secondaires révèlent des profils similaires aux eaux thermominérales, avec des minéralisations plus ou moins élevées entre les sources et dans le temps. Seule SF.04 se distingue par un faciès Ca-SO₄ proche des eaux de la nappe et du Doron avec un léger enrichissement en Na et Cl. L'étude hydrodynamique a, de plus, mis en évidence des augmentations ponctuelles et instantanées des températures et des conductivités aux émergences secondaires, qui s'accompagnent d'augmentations significatives des teneurs en Na et Cl lors des perturbations hydrodynamiques (cf. annexe C.2.5). Celles-ci confortent l'hypothèse de processus de mélange dans la zone d'émergence entre les eaux thermominérales et les eaux du réservoir alluvial.



Figure 15-2 : Diagramme de Piper des eaux thermominérales et froides de Salins-les-thermes (données de 2012 à 2014 de cette étude et du suivi ARS).

Les eaux de la SF présentent un faciès Cl-SO₄-Na-Ca, avec en moyenne 0,9g/l de NaCl et 1,1g/l de CaSO₄ pour un TDS de 2,2g/l. Néanmoins, les données ARS montrent des enrichissements importants et occasionnels de la minéralisation avec des profils semblables aux eaux thermominérales, les teneurs en NaCl pouvant atteindre 4,2g/l. Ceci met en évidence que la minéralisation de la SF, principalement alimentée par le réservoir de versant (cf. chapitre III.11.2) est influencée, à différents degrés dans le temps, par des eaux thermominérales. Pour rappel, l'émergence de la SF est située à une altitude supérieure à celles du système alluvial et aux émergences thermominérales (respectivement 1,62m et 2m). Bien que les points de la SF, du système alluvial et des émergences thermominérales s'alignent sur le diagramme de Piper, la SF ne peut pas résulter d'un mélange entre les deux autres pôles.



Figure 15-3 : Diagrammes de Schoeller-Berkalov des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes (de 2012 à 2014) ; données de l'étude (traits de couleurs) comparées aux données ARS (trait plein noir : moyenne ; trait plein gris : écart type ; traits en tiretés noirs : minimum et maximum).

15.3. Les variations au cours du temps

15.3.1. Les variations saisonnières en 1978-1979

Le suivi mensuel Siméon (1980) entre 1978-1979 (Figure 15-4) permet de faire des premières observations sur les variations saisonnières des paramètres physico-chimiques et de la composition chimique des différentes eaux.

Les eaux thermominérales

En 1978-1979, les eaux des PSC et GSC avaient des températures et conductivités très proches et stables (coefficient de variation < 10%), en moyenne de 34,5°C et 21,9mS/cm à la PSC et de 33,1°C et 19,9mS/cm à la GSC. Les éléments majeurs montraient de même une bonne stabilité (c.v. < 10%), sans variation saisonnière ou dépendante des débits (Siméon, 1980).

Les eaux de la Source Massiago n'ont pas montré des variations saisonnières significatives. Les températures et conductivités, en moyenne de 29,7°C et 11,8mS/cm, et les éléments majeurs étaient très stables (c.v. < 10%). Seule la température a subi une légère baisse en période hivernale liée au fait que cette source est soumise aux conditions atmosphériques.

Les eaux de la Source Froide

La Source Froide était, quant à elle, soumise à des variations saisonnières. Les conductivités sont minimales (1,7mS/cm) en août-septembre 1978 et maximales (3,4mS/cm) en mars-avril 1979, inversement aux températures (de 9°C à 11°C) et aux débits (Siméon, 1980). Les teneurs en éléments évoluent toutes parallèlement à la conductivité avec des variations de l'ordre de 19%.

Les eaux de la nappe et du Doron

Le Doron et la nappe sont soumis à un régime nival. En 1978-79, les températures du Doron ont été minimales de novembre à avril (minimum de 2,5°C) en période de basses eaux lors du stockage de la neige, alors que la conductivité et les teneurs en éléments ont augmenté jusqu'à leur maximum en février-mars (1,1mS/cm). À partir du printemps, la température a augmenté (maximum de 11,5°C) et la conductivité a été en moyenne plus basse (0,67mS/cm), avec la fonte des neiges, et les teneurs ont diminué jusqu'en août. Au cours de ces variations saisonnières, les teneurs en Na, K, Cl et Mg ont été légèrement plus variables (c.v. de 42%) que les teneurs en Ca, SO4 et HCO3 (c.v. de 32%) (Siméon, 1980). Ceci pourrait s'expliquer en période de hautes eaux par l'apport d'eaux de fonte dans les eaux de rivière. Les eaux de fonte sont, en effet, probablement plus enrichies en Ca, SO4 et HCO3 au contact des formations affleurantes qu'en Na, K et Cl, plus caractéristiques des formations profondes.

En 1978-79, le comportement hydrodynamique et chimique de la nappe était similaire à celui du Doron. Les températures et conductivités étaient légèrement supérieures (4,5 à 11,5°C et 0,66 à 1,21mS/cm) dues à l'écoulement dans les alluvions selon Siméon (1980). Le retard d'un mois des variations saisonnières a permis de suggérer une alimentation de la nappe par le Doron (Siméon, 1980). Les variations saisonnières de la nappe sont de même marquées par des fluctuations plus importantes de Na et Cl (c.v. 45%) par rapport aux autres éléments (c.v. d'environ 25%).



Figure 15-4 : Suivi mensuel des paramètres physico-chimiques des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes de 1978 à 1979 (Siméon, 1980 ; cf. annexe C.1.2).

15.3.2. Les variations à long terme

Des variations à long terme sont mises en évidence grâce à une chronique des données physicochimiques et des teneurs en éléments des sources principales de 1978 à 2014 (Figure 15-5) et en comparant les caractéristiques des eaux en 1978-1979 et 2012-2014.



Les eaux thermominérales

Dès 1993, des changements à long terme des paramètres physico-chimiques aux Sources Chaudes des Vieux-Bains ont été observés (Rampnoux, 1993). La chronique des données historiques (Figure 15-5) met en évidence une tendance générale à l'augmentation des minéralisations de 1993 jusqu'au début des années 2000, plus marquée à la PSC qu'à la GSC. Depuis 2000, les variations des paramètres physico-chimiques sont presque simultanées entre les deux sources et aucune tendance générale ne se distingue. Les températures et conductivités sont très stables (c.v. < 10%) et corrélées entre elles (Figure 15-6 et Figure 15-7) et les éléments majeurs évoluent tous parallèlement, avec des coefficients de variation proches et inférieurs à 10%. Seules les concentrations en potassium montrent des variations plus importantes (c.v. d'environ 20%) mais ceci influence peu la minéralisation. Les amplitudes des variations en Na, Cl et SO₄ sont néanmoins légèrement plus marquées à la GSC qu'à la PSC. Ainsi, en 2014, les eaux de ces deux sources sont plus chaudes et minéralisées et mieux différenciées qu'en 1978-79, avec 39,1°C et 28,6mS/cm à la PSC et 33,8°C et 22,7mS/cm à la GSC. Des évolutions et variations distinctes des PSC et GSC ne correspondent pas à une évolution chimique du pôle thermal mais tendent à confirmer le rôle majeur des conditions hydrodynamiques sur les mélanges.

La Source Massiago montre entre 2012 et 2014 des variations chimiques de plus grandes amplitudes et irrégulières dans le temps (Figure 15-3). En novembre 2012, la température et la conductivité étaient seulement de 21,4°C et 5,6mS/cm alors qu'en février 2014, elles étaient plus proches des caractéristiques de 1978-79, avec 26°C et 10,3mS/cm (cf. annexe C.1.1.a). Cette variation de la minéralisation est marquée par une modification dans les proportions en NaCl (55 à 65% des TDS). Elle ne semble donc pas influencée par les conditions météorologiques (température et précipitation) à la surface de l'émergence ; les conditions hydrodynamiques en sont plus probablement à l'origine.

Les eaux de la Source Froide

La chronique historique (Figure 15-5) met en évidence une tendance générale à l'augmentation de la minéralisation de 1990 à 2002. À partir de 2003, les paramètres de la SF montrent une meilleure stabilité et sont légèrement plus élevés (12,8°C et 2,9mS/cm) qu'en 1978-79 (9,8°C et 2,4mS/cm en moyenne). Des variations plus significatives en Na, K et Cl (c.v. d'environ 20%) que dans les autres éléments (c.v. d'environ 12%) sont tout de même observées lors des changements de conductivité. Deux périodes de grande instabilité se distinguent en 1995-1996 et 2000-2002 par des variations irrégulières en événements ponctuels (Figure 15-8). Ils sont caractérisés par une augmentation importante des températures et conductivités ainsi que des teneurs en éléments majeurs, avec un enrichissement plus important en Na et Cl (c.v. d'environ 30%) qu'en Ca, Mg, SO₄ et HCO₃ (c.v. d'environ 15%), en 2000-2002 (cf. annexe C1.1.b). Ceci met en évidence une variation de l'apport d'eaux thermominérales (cf. chapitre III.11.2.2).

Depuis 2013, les teneurs en éléments majeurs ont augmenté légèrement, indépendamment des températures ; les paramètres moyens de la SF seraient alors de 3,5mS/cm et 12,5°C. Cependant, le suivi hydrodynamique de 2012-2014 (cf. Figure 11-4) montre bien une augmentation de la température moyenne accompagnant celle de la conductivité à partir de 2013 et des variations saisonnières similaires à 1978-79 (**Figure 15-4**). Les températures sont plus faibles et les conductivités plus élevées de mars à juin, avec 11,5°C et 3,2mS/cm en 2012 et 12,2°C et 3,8mS/cm en 2013-2014, et inversement de septembre à novembre avec 12,9°C et 2,5mS/cm en 2012 et 13,2°C et 3,3mS/cm en 2013-2014.


Figure 15-6 : Variation des paramètres physico-chimiques de la Petite Source Chaude de 2000 à 2015 ; points noirs : données ARS ; traits pleins : moyennes ; traits en tiretés : écart type ; CV : coefficient de variation en % ; points rouges : données de cette étude (2012-2014).



Figure 15-7 : Variation des paramètres physico-chimiques de la Grande Source Chaude de 2000 à 2015 ; points noirs : données ARS ; traits pleins : moyennes ; traits en tiretés : écart type ; CV : coefficient de variation en % ; points rouges : données de cette étude (2012-2014).



Figure 15-8 : Variation des paramètres physico-chimiques de la Source Froide de 2000 à 2015 ; points noirs : données ARS ; traits pleins : moyennes ; traits en tiretés : écart type ; CV : coefficient de variation en % ; points rouges : données de cette étude (2012-2014).

Les eaux de la nappe et du Doron

Les eaux du Doron présentent les mêmes caractéristiques physico-chimiques et teneurs en éléments majeurs entre les observations de 1978-1979 et de 2012-2014. Le suivi hydrodynamique apporte tout de même des précisions sur le régime hydrologique.

Comme vu précédemment, en 2012-2014, les basses eaux ont lieu entre novembre-décembre et mars-avril (stockage des précipitations en neige et glace). La température peut atteindre un minimum de 0,4°C alors que la conductivité est plus stable et maximale à 1,2mS/cm. Les hautes eaux sont maximales vers le mois de juin, et s'accompagnent d'une baisse de la conductivité moyenne (0,67mS/cm). En effet, les événements pluvieux sur le bassin versant sont à l'origine d'augmentations rapides du niveau d'eau et de diminutions de la conductivité. La température de l'eau est influencée par la température atmosphérique et augmente progressivement jusqu'en juillet-août (11,6°C).

Le suivi hydrodynamique de 2012-2014 montre que les variations du niveau de la nappe sont parfaitement corrélées à celles du Doron (cf. Figure 11-4). Cependant, les variations saisonnières des paramètres physico-chimiques sont inversées, contrairement à 1978-79. Les paramètres sont aussi plus élevées puisque la température est maximale (10,1°C) et la conductivité minimale (1,2mS/cm) en période de basses eaux, et inversement pendant les hautes eaux (7,5°C et 1,8mS/cm). Ceci suggère une modification des conditions d'alimentation, même si le faciès chimique de la nappe n'a pas changé par rapport à celui de 1978-79 (Figure 15-3 et Annexe 1.1.b).

Conclusion

L'étude de l'ensemble des eaux thermominérales et froides a permis de caractériser trois types d'eau (thermominérale, alluviale et de versant) présents sur la zone d'étude et a mis en évidence des phénomènes de mélanges complexes au niveau des émergences.

Les eaux thermominérales se caractérisent par un faciès hyperminéralisé chloruré sodique (NaCl). Les eaux de la PSC, étant les plus chaudes et plus minéralisées, sont considérées comme les plus représentatives du pôle thermominéral profond. Les eaux de la nappe et du Doron sont sulfatées calciques (CaSO₄) et très faiblement minéralisées. Bien que la SF soit majoritairement alimentée par les écoulements du versant, constitué principalement de calcaires dolomitiques, les eaux n'ont pas le faciès type de ce réservoir (Ca-Mg-HCO₃) ; la minéralisation des eaux à la SF est en effet influencée par l'apport d'eaux thermominérales, à long terme et à court terme lors d'événements ponctuels. Les caractéristiques chimiques d'un pôle pur correspondant au réservoir de versant ne sont pas connues car aucune autre source émergent de ce réservoir n'a été trouvée. Les eaux des émergences secondaires sont également marquées par un mélange des eaux thermominérales avec des eaux froides peu minéralisées. Cependant, le faciès hyperminéralisé des eaux thermales masque les caractéristiques des eaux froides et ne permet pas de les identifier. Elles peuvent, en effet, être issues des écoulements du versant ou du système alluvial. Les eaux thermominérales de la Source Massiago ont aussi un faciès chloruré sodique mais elles se distinguent des mélanges du site des Vieux-Bains par ses caractéristiques physico-chimiques.

Sur le site des Vieux-Bains, les conditions hydrodynamiques semblent jouer un rôle majeur sur les mélanges, à l'origine des variations à long et à court terme des températures et des compositions chimiques des eaux des sources principales (PSC, GSC et SF) et des émergences secondaires. Il semble également que les conditions d'alimentation de la nappe aient changé entre 1978-79 et 2012-2014.

16. Les éléments chimiques en solution

La composition chimique des eaux souterraines est issue des processus chimiques (précipitation, dissolution, réaction redox, échanges cationiques...) qui ont lieu au contact des roches le long de leur parcours souterrain. Les éléments dissous sont donc des traceurs naturels des roches ayant interagi avec les eaux. L'étude de l'état de saturation des eaux, des géothermomètres et des origines des éléments dissous donnent ainsi des indications sur la ou les roches réservoirs ou en contact et le cheminement souterrain des eaux. Les interprétations sont aussi menées dans le but de distinguer les eaux froides peu minéralisées entre elles et lors des mélanges avec les eaux thermominérales profondes.

16.1. Etat de saturation

L'état de saturation indique la tendance d'une solution à la dissolution ou à la précipitation des minéraux. En fonction des conditions physico-chimiques (température, pH, Eh, CO₂ dissous) et de la minéralisation totale de l'eau, chaque phase minérale est ainsi dissoute ou précipitée afin d'atteindre l'état d'équilibre du système eau-roche. Le programme PHREEQC (version 3.1.1.) permet un calcul de la distribution des espèces chimiques, de l'activité ionique et des indices de saturation en fonction des différents paramètres spécifiques au cas d'étude (Parkhurst and Appelo, 2013).

Les indices de saturation sont calculés vis-à-vis des principales phases minérales présentes dans les roches du secteur. Les sources de Salins se situent au contact des calcaires dolomitiques et des gypses (proche de la surface) et anhydrites (en profondeur) du Trias évaporitique de l'unité de Moûtiers. Ces roches sont, respectivement, principalement constituées de calcite et dolomite, de gypse, anhydrite et halite. Les évaporites peuvent contenir des argilites dolomitiques et, comme minéraux secondaires, pyrite, célestite, sidérite, strontianite, fluorite et baryte. Les phases minérales siliceuses (quartz, calcédoine) sont aussi prises en compte car elles peuvent être issues des quartzites du Trias, des veines hydrothermales ou des roches cristallines. Ces dernières sont également constituées de feldspath potassique et plagioclase (albite et anorthite), d'argile (illite et kaolinite), et de minéralisations dans les veines hydrothermales (fentes alpines) en calcite, quartz, et accessoirement en épidote, chlorite et fluorite (Maréchal, 1998 ; Kilchmann, 2001 ; De Ascenção Guedes, 2005).

Les indices de saturation vis-à-vis des feldspaths, plagioclases et argiles ne peuvent pas être calculés par le logiciel car les concentrations en Al sont sous les limites de détection dans l'ensemble des analyses (Al < 0.1μ g/l en 2014). Ces minéraux étant à dissolution lente, cela suggère que les eaux souterraines ont un temps de parcours trop rapide ou une température insuffisante pour que des teneurs significatives en Al soient atteintes.

Dans cette étude, les indices de saturation ont été calculés aux températures d'émergence pour l'ensemble des eaux prélevées en 2012; ce jeu d'analyses étant le plus complet (Figure 16-1). Les eaux thermominérales, de la nappe et de la SF sont à l'équilibre avec la calcite (-1<IS<1) et tendent à être légèrement sursaturées en dolomite. Aucune précipitation n'a été observée dans les eaux aux émergences mais notons, toutefois, la présence de CaO dans les précipités de boues (cf. chapitre IV.19.1). Les eaux thermominérales des Vieux-Bains sont à l'équilibre vis-à-vis des phases sulfatées. Les eaux de la Source Massiago, de la nappe et de SF sont à l'équilibre avec le gypse mais tendent à être légèrement soussaturées en anhydrite. Les eaux froides sont probablement moins en contact avec les anhydrites présentent en profondeur. Toutes les eaux sont à l'équilibre vis-à-vis des phases à silice et sont fortement sous-saturées en halite, y compris les eaux thermominérales car l'état de saturation la halite est atteint pour de très fortes

teneurs en Na et Cl en solution. Pour les phases secondaires, les eaux sont sous-saturées vis-à-vis de la sidérite et la célestite. Seules les eaux de la PSC sont proches de la sursaturation en fluorite. Les calculs ont également montré que les eaux des émergences secondaires ont des indices de saturation intermédiaires entre les eaux thermominérales et les eaux alluviales. En considérant une température maximale de 80°C et une remontée lente des eaux permettant l'équilibre thermodynamique, le logiciel indique que les constantes d'équilibre sont semblables à celles des émergences sauf pour le quartz qui tend à devenir sursaturé et pourrait précipiter. Ceci pourrait expliquer la présence de silice dans les précipités de boues (cf. chapitre IV.19.1).



Figure 16-1 : Indice de saturation des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes calculés aux températures d'émergences (données 2012 de cette étude).

16.2. Les géothermomètres

Les géothermomètres sont des outils classiques pour l'estimation de la température du réservoir profond à partir de la composition chimique des eaux. Ils sont basés sur l'hypothèse que les eaux ont atteint l'équilibre chimique avec les roches du réservoir dans les conditions de température et de pression en profondeur et que cet équilibre n'a pas été masqué par des processus secondaires pouvant modifier la composition des eaux au cours de leur remontée (Michard, 2002). Par exemple, les échanges cationiques avec des argiles, les précipitations/dissolutions par rééquilibration de la composition chimique lors du refroidissement, l'ébullition ou le dégagement gazeux et les mélanges avec des eaux froides peu profondes peuvent significativement affecter les concentrations et conduisent à des estimations erronées des températures d'équilibre.

Dans cette étude, seuls les géothermomètres adaptés aux réservoirs géothermaux carbonatésévaporitiques et de basse température ont été sélectionnés et appliqués sur les eaux de la PSC, plus représentatives du pôle thermal (Tableau 16-1 et Annexe C.3). Par exemple, les géothermomètres basés sur des rapports entre éléments alcalins (Na/K, Na/K/Ca et Na/K/Ca corrigé en Mg ...) sont construits sur l'hypothèse d'un équilibre atteint entre plagioclase et feldspath potassique, à une température du réservoir supérieure à 120°C. Ils ne sont donc pas adaptés au contexte géologique du site car la dissolution des évaporites est la source majeure de ces éléments, ce qui peut induire une surestimation des résultats (Sonney et Vuataz, 2010a). Parmi les phases de la silice, les géothermomètres à calcédoine (Fournier, 1977 ; Arnorsson, 1983) sont mieux adaptés que ceux à quartz dans les systèmes de basse température, mais ils tendent à sousestimer la température du réservoir en cas de mélange avec des eaux froides peu minéralisées en silice. La gamme de température estimée à partir des compositions chimiques en SiO₂ des eaux de la PSC en 2012 et en 2014 est de 54 à 61°C.

Fouillac et Michard (1981) ont proposé deux géothermomètres empiriques Na/Li en fonction de la concentration en chlorure influencée ou non par la présence d'évaporites, et non affecté par la pression en CO_2 . Pour une teneur en Cl inférieure à 0,3mol/l, la température est estimée à 48-50°C. Une sousestimation pourrait néanmoins être due à des échanges avec des argiles.

Les géothermomètres empiriques Ca/Mg et SO_4/F^2 ont été établis par Marini *et al.* (1986) et améliorés par Chiodini *et al.* (1995) en prenant en compte les associations ioniques et la pression en CO₂ dans les formations carbonatés-évaporitiques. La température estimée avec SO_4/F^2 (59°C) n'est pas affectée par les associations minérales mais la surestimation de la température avec Ca/Mg (107-123°C) suppose une influence des échanges cationiques dans des argiles.

Géothermomètre	Température du réservoir calculée à partir de la PSC (°C)					
(Reference)	2012	2014				
SiO₂ calcédoine (Fournier, 1977)	54	58				
SiO ₂ calcédoine (Arnórsson et al., 1983)	57	61				
Na/Li (Cl < 0,3 M) (Fouillac et Michard, 1981)	50	48				
Ca/Mg (Chiodini et al., 1995)	107	123				
SO₄/F² (Chiodini et al., 1995)	59					
SiO ₂ (mg/l) à la PSC	34.7	37.5				

Tableau 16-1: Température du réservoir calculée à partir des géothermomètres chimiques adaptés aux systèmes carbonatés-évaporitiques, à partir des eaux de la PSC (2012 et 2014) ; formules en annexe C.3.

En se basant sur la méthode des indices de saturation, Pastorelli *et al.* (1999) et Levet *et al.* (2006) proposent de s'intéresser uniquement à la solubilité de la calcédoine (prograde) et de l'anhydrite (rétrograde). Cette méthode repose sur l'hypothèse qu'un fluide thermal circulant dans des formations évaporitiques a atteint l'équilibre vis-à-vis des carbonates (Ca et Mg), ainsi que de la calcédoine et de l'anhydrite. Dans les conditions du système, Ca est principalement contrôlé par l'anhydrite (plus soluble que la calcite) et les solubilités de l'anhydrite et de la calcédoine sont indépendantes du pH. Il est supposé qu'en absence de mélange, Si, Ca et SO₄ sont des éléments conservatifs et donc des géothermomètres adéquats. Ainsi, les phases minérales calcédoine et anhydrite atteignent simultanément l'équilibre avec le fluide à la température du réservoir profond. Selon Levet *et al.* (2006), en cas de mélange du flux thermal ascendant

avec une eau peu profonde et peu minéralisée lors de la remontée, la température du réservoir est sousestimée pour la calcédoine et surestimée pour l'anhydrite; les indices de saturation des deux phases minérales ne sont plus égaux à l'équilibre mais en dessous (SI<0).

En appliquant cette méthode aux eaux de la PSC (Figure 16-2a), il apparaît que l'anhydrite et la calcédoine sont toutes deux proches de l'équilibre à une température de 60°C, ce qui est cohérent avec les températures estimées grâce aux géothermomètres. Les solubilités de ces phases ne semblent pas être affectées significativement par des mélanges. Cette méthode met en avant l'hypothèse que les eaux de la PSC pourraient être représentatives du réservoir profond et ne seraient pas (ou peu) soumises à des mélanges lors de la remontée. La différence de températures entre le réservoir profond et l'émergence (20°C) serait due à un refroidissement par conduction au moment de la remontée.

Pour comparaison, les eaux de la GSC montrent une gamme de température de 55 à 61°C. Cette variabilité peut être le fait d'un mélange avec une faible proportion d'eaux de surface peu minéralisées (Figure 16-2a). Les résultats de saturation (intersection à IS < 0) de la Source Massiago ne permettent pas d'estimer la température de son réservoir profond (Figure 16-2b).

Ainsi, la méthode des indices de saturation et les géothermomètres permettent d'estimer la température du réservoir profond des eaux thermominérales du site des Vieux-Bains à 60°C. Les mélanges affectant les eaux de la Source Massiago ne permettent cependant pas d'estimer la température de ce réservoir profond.



Figure 16-2 : Températures d'équilibre des eaux thermominérales de Salins-les-Thermes basées sur le calcul des indices de saturation pour différentes températures ; a. PSC et GSC sur le site des Vieux-Bains, b. la Source Massiago.

16.3. Les éléments majeurs

L'étude des interactions eau-roche est illustrée par des diagrammes binaires entre éléments, à partir des données obtenues par cette étude et confrontées aux données du suivi ARS (2012-2014) ou bibliographiques (voir texte). Les incertitudes ont été représentées uniquement pour les données de cette étude pour une meilleure lisibilité des graphiques.

16.3.1. Origine des éléments

Dans les eaux minéralisées, Na et Cl sont les ions majeurs porteurs de la minéralisation. Leurs teneurs sont équilibrées et s'alignent sur la droite de dissolution de la halite (Figure 16-3d). Les eaux de la nappe et du Doron se positionnent au niveau de l'origine puisqu'elles en sont quasiment dépourvues. L'origine de cette salinité sera confirmée par le rapport Cl/Br dans l'étude des éléments traces (cf. chapitre IV.16.4.3).

Les eaux prélevées pour cette étude tendent à s'aligner sur la droite de dissolution du CaSO₄ avec des écarts à la droite qui augmentent avec les concentrations (Figure 16-3g). Cette phase constitue les formations d'anhydrite et de gypse du Trias présentes dans la zone d'émergence. Le gypse, étant un minéral très soluble, est à l'origine des fortes teneurs en SO₄ et Ca. Cependant, les données ARS montrent toutes un écart significatif à la droite de dissolution du CaSO₄ correspondant à un déficit en Ca ou un excès en SO₄.

Les fortes teneurs en Mg et la présence de HCO₃ dans l'ensemble des eaux peuvent être reliées à la dissolution de calcaires dolomitiques (CaMg(CO₃)₂). Les teneurs en éléments s'alignent globalement sur des droites non parallèles aux droites théoriques de dissolution de la calcite et de la dolomite (Figure 16-3a et c). Les alignements suggèrent une influence de la dissolution des espèces carbonatées sur la composition chimique des eaux. Cependant, ils ne sont pas parallèles aux droites théoriques puisque la dissolution du CaSO₄ entraîne des excès Ca. En effet, vis-à-vis des rapports Ca/Mg (Figure 16-3e), les eaux se placent dans le domaine caractéristique de dissolution des calcaires dolomitiques (2<Ca/Mg<5, selon Meybeck, 1986). Une partie du Ca étant issue de CaSO₄, il peut être supposé que le calcaire dolomitique étudié puisse se rapprocher d'une dolomie pure (1,5<Ca/Mg). Les eaux de la SF et de la Source Massiago semblent se démarquer de l'influence de la remontée thermominérale par des rapports Ca/Mg plus faibles ; l'enrichissement en Mg est lié à une circulation préférentielle dans les calcaires dolomitiques du versant.

La Figure 16-3h présente la droite de dissolution des espèces carbonatés et sulfatés. Les eaux de la nappe, du Doron, de la SF et de Massiago ont des teneurs équilibrées. À l'exception des échantillons de 2014, les eaux thermominérales des Vieux-Bains sont marquées par un déficit en Ca+Mg ou excès en SO_4 +HCO₃ vis-à-vis de l'équilibre, en moyenne de 14,9mEq/l à la PSC et de 10,2mEq/l à la GSC. En effet, les teneurs en Ca, issues des carbonates et des sulfates, ne compensent pas les teneurs en SO_4 , alors qu'un excès aurait été attendu. Cela implique que d'autres processus chimiques que la dissolution des anhydrites/gypses et calcaires dolomitiques peuvent contrôler les teneurs en éléments majeurs dans les eaux thermominérales ; ces processus sont discutés ci-dessous.

16.3.2. Les processus secondaires

Plusieurs processus chimiques secondaires, tels que la précipitation de calcite, des échanges cationiques Na-Ca ou l'oxydation de sulfures, peuvent être à l'origine d'un déficit en Ca ou d'un excès en SO₄ dans les eaux thermominérales.



Suivi ARS 2012-2014

Fév. 2013

Δ

Nov. 2012

PSC

Fév. 2014

Figure 16-3 : Corrélations entre les paramètres physico-chimiques et les éléments majeurs des eaux thermominérales et superficielles de Salins-les-Thermes (2012-2014).

PRECIPITATION DE CALCITE

Des précipitations de calcite peuvent avoir lieu en profondeur et au niveau des émergences dues à des dégagements de CO₂ ou des processus d'oxydation (CaO).

Le processus de dégazage selon la réaction suivante : $Ca^{2+} + 2HCO_3 \leftrightarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O$ contrôle les précipitations de calcite ; les teneurs en Ca devraient s'équilibrer avec les HCO₃ mais un déficit HCO₃ est possible car une part des HCO₃ dissous est liée à l'incorporation du CO₂ profond. Dans ces eaux, l'excès de Ca est cependant principalement dû à la dissolution des gypses et anhydrites.

Dans cette étude, les prélèvements ayant été faits sous le point de bulle aux émergences principales (cf. § 18.2 de ce chapitre) ; ces processus ne sont donc pas à l'origine d'un déficit en Ca dans le bilan des espèces carbonatés et sulfatés (Figure 16-3h).

ECHANGES Na-Ca

Les échanges ioniques Na-Ca dans les minéraux argileux peuvent être à l'origine d'un déficit de Ca, selon la réaction suivante : $2Na-X + Ca^{2+} \leftrightarrow 2Na^+ + Ca-X$ où X est le support. La réaction est rapide par rapport aux dissolutions et précipitations et les argiles ont des capacités d'échanges cationiques élevées. Ce processus est généralement décrit en contexte alpin dans les aquifères cristallins, où des minéraux argileux sont contenus dans les fractures des roches ou les micaschistes du socle (Vuataz, 1982 *in* Sonney, 2010; Projet LTF : Novel et Zuppi, 2000 et De Matteïs, 2005 *in* Thiébaud, 2008). Kilchmann (2001) mentionne que la présence abondante de minéraux argileux dans les séries évaporitiques du Trias pourrait permettre ces échanges Na-Ca.

Les eaux thermominérales de Salins montrent un déficit en Ca significatif, en moyenne de 14,9mEq/l à la PSC et de 10,2mEq/l à la GSC (Figure 16-3h). Un excès en Na équivalent ne peut pas être confirmé au regard des incertitudes sur les teneurs en Na, qui représentent en moyenne 25,6mEq/l à la PSC et 20mEq/l à la GSC. Ceci ne permet donc pas de confirmer un rôle des échanges Na-Ca par les argiles dans les teneurs en Ca. Par ailleurs, nous observons une variation des teneurs en K pour une concentration en Cl constante (Figure 16-3f). Selon Levet *et al.* (2002), une telle variation met aussi en évidence des échanges cationiques avec des minéraux argileux. Cependant, les teneurs en K (inférieures d'environ 2 ordres de grandeur par rapport au Cl) dans les eaux de Salins ne sont pas significatives pour soutenir cette hypothèse.

Toutefois, la présence de niveaux argileux dans les formations du Trias supérieur appuie l'hypothèse d'échanges cationiques qui expliquerait les déficits en Ca.

OXYDATION DE SULFURES

Les sulfates sont principalement issus de la dissolution des gypses et anhydrites en milieu évaporitique mais l'oxydation de minéraux sulfurés (principalement la pyrite, FeS₂) peut contribuer de façon secondaire à la concentration en SO_4^{2-} (Meybeck, 1986 ; Maréchal, 1998 ; Kilchmann, 2004), selon la réaction suivante : $FeS_2 + 15/4O_2 + 7/2H_2O \leftrightarrow Fe^{III}(OH)_{3(s)} + 2SO_4^{2-} + 4H^+$.

Pour cette étude, les prélèvements réalisés pour les dosages en Fe ont été faits en profondeur (cf. méthode de prélèvement au § 14.3 de ce chapitre) afin d'éviter l'oxydation du fer et sa précipitation sous forme d'hydroxydes de fer ; les teneurs mesurées dans les eaux n'ont donc pas lieu d'être sous-estimées. En supposant que le fer dissous dans les eaux thermominérales soit uniquement issu de l'oxydation de pyrites, les teneurs en Fe bien que significatives (4,4mg/l soit 0,16mEq/l à la PSC ; Tableau 16-2) sont trop faibles pour expliquer l'excès des teneurs en SO₄ observé.

La dissolution de minéraux sulfatés accessoires comme la célestine (SrSO₄) et la baryte (BaSO₄), communes dans les formations évaporitiques (Maréchal, 1998 ; Kilchmann, 2004), ne peuvent pas non plus être à l'origine d'un excès en SO₄, en raison des faibles concentrations en Sr et Ba.

Sources	Fe	Sr mEq/l	Ва
PSC	0.16	0.41	0.004
GSC	0.15	0.29	0.002

Tableau 16-2 : Teneurs en fer, strontium et baryum dans les eaux thermominérales des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes (données de cette étude, 2012).

16.4. Les éléments mineurs et traces

Les éléments mineurs et traces dans les eaux souterraines donnent des indices complémentaires sur la nature des roches en contact avec les eaux lors du parcours souterrain. De nombreuses études ont identifié les minéraux et roches réservoirs pour ces éléments. Néanmoins, un élément peut être présent dans différentes roches et sa mise en solution est contrôlée par les conditions physico-chimiques du milieu et, dans une moindre mesure, par son abondance dans la roche. L'étude de Kilchmann (2001 et 2004) a porté, dans le cadre du programme scientifique AQUITYP, sur la caractérisation chimique des eaux souterraines récentes issues de 5 aquifères types de la ceinture alpine (cristallin, carbonaté, molassique, flysch et évaporitique). Elle a été déterminée grâce à une base de données comportant environ 500 sites, suivis depuis au moins 20 ans et hydrogéologiquement bien contraints. Les éléments traces spécifiques à chaque aquifère type ont ainsi été définis à partir de la composition des eaux et, de la lithologie et la minéralogie des aquifères.

En l'absence d'analyse sur des échantillons de roches souterraines à proximité du site de Salins ou à l'échelle locale, les éléments mineurs et traces contenus dans les eaux thermominérales sont dans un premier temps comparés aux éléments traces spécifiques des eaux des aquifères alpins types. La source des éléments et leur mobilité dans les eaux sont discutées à partir des données bibliographiques (voir texte). Les origines des autres éléments, non spécifiques, sont ensuite discutées de la même façon. Enfin, les éléments traces contenus dans les eaux froides seront comparés à ceux des eaux thermominérales et leurs origines discutées.

16.4.1. Données

Les données bibliographiques (Siméon, 1980 et Barat, 1988) et acquises lors de cette étude (analyses de 2012 et 2014) sur les éléments traces sont regroupées dans le Tableau 16-3.

Dans l'ensemble, les différents jeux d'analyse montrent des teneurs en éléments similaires, en prenant en compte les variations de minéralisation totale entre les échantillons. Les teneurs en Br et F montrent des variations importantes mais ces résultats sont sensibles à la technique d'analyse utilisée, particulièrement en présence importante de Cl (cf. chapitre IV.14.4.3.). Les teneurs en fer dissous étant liées aux phénomènes d'oxydation à la surface de l'eau, les différences dans les teneurs peuvent être dues aux conditions de prélèvement (en surface ou en profondeur).

Ы		< 0.05 < 1.d.			< 0.05	<l.d.< th=""><th>< 0.05</th><th>< 0.05</th><th>< 0.05</th><th></th><th></th><th>< 0.05</th><th>0.004</th><th></th><th>< 0.05</th><th>0.001</th><th></th><th></th><th></th><th></th><th>< 0.05</th><th>cl.d.</th><th>de détectior</th></l.d.<>	< 0.05	< 0.05	< 0.05			< 0.05	0.004		< 0.05	0.001					< 0.05	cl.d.	de détectior
Ag	0.049	0.0002	0.053			0.0001							0.0002			0.00002			0.026			0.0002	l.d. : limite o
qd		0.0002				0.0002							0.0009			0.00004						0.0001	en trace ;
ខ		0.002				0.001							0.0005			0.00005						0.0005	0.0002 :
3		0.008				0.004							0.00001			0.0005						0.0007	
Ŵ		0.011				0.009							0.01			0.0040						0.01	
8		0.016				0.010							0.01			0.0044						0.01	
∍		0.042				0.033							0.05			0.0064						0.04	
F		0.117				0.058							0.02			0.0004						0.03	
Б		0.123				0.662							0.08			0.0014						0.22	
Zn	0	0.080		0.009		0.058					0		0.12			0.02						0.05	
Ba mg/l	0	0.244		0.04		0.162					0		0.28			0.04		0		0		0.14	
ч	0.113	0.21		0.102	0.16	0.112	0.1	< 0.05	0.062		0	< 0.05	0.004		< 0.05	0.0003		0		0	< 0.05	00.0	
ප		0.54			0.37	1.867	0.2	< 0.05	0.12			< 0.05	0.22		< 0.05	0.004					0.06	0.66	
କ୍ଷ	0.333	0.545 0.336	0.333		0.35	1.839	0.18	< 0.05	0.115			< 0.05	0.22		< 0.05	0.005			0.154		0.06	0.61	
As	0	0.77 0.29		0.12	0.91	0.94	0.87	0.06	0.25		0.075	< 0.05	0.16		< 0.05	0.01		0		0	0.08	0.21	
ß	2.13 1.52	1.85	1.95	1.52	1.46		0.95	< 0.05	0.58		0	0.15			< 0.05			0	1.77	0.26	0.39		
5	2.6	3.6 3.25		2.4	2.98	2.54	2.03	< 0.05	1.23		0	0.2	0.34		< 0.05	0.00		0		0.7	0.59	06.0	
Б	1.6	4.4		1.8	4.2		5.1	< 0.05	0.94		0.02	< 0.05			0.05			0.024		0.017	0.27		
s	19.71 16	17.6 18.59	18.84	13	14.6	11.15	10.3	2.96	7.1		2	4.64	5.59		3.38	1.02		3.7	14.90	5.6	5.67	5.87	
-	0.15	Δ	0.29		4		<1	<1	4			4			4				0.39		7		
Ľ	1.6 4.6	15	1.7	4.5	32		7.8	0.12	2.1	0.19	0.2	0.23		0.1	0.12		0.08	0	1.2	1.6	0.46		
æ	0.08	14	0.08		63		13	0.07	3.55			0.17			0.07				0.04		0.41		
s	15.09 15.42	16.2 17.68	16.34	14.49	13.3	13.71	9.4	2.4	6.2		7.94	3.8	3.83		2.45	1.99		1.40	12.60	6.54	7.2	10.10	
Référence	Siméon 1980 BRGM 1988	SCA 2012 GéoAzur 2014	Siméon 1980	BRGM 1988	SCA 2012	GéoAzur 2014	SCA 2012	SCA 2012	SCA 2012	Siméon 1980	BRGM 1988	SCA 2012	GéoAzur 2014	Siméon 1980	SCA 2012	GéoAzur 2014	Siméon 1980	BRGM 1988	Siméon 1980	BRGM 1988	SCA 2012	GéoAzur 2014	
Points	Jua	22		JSS	2		GS.03	SF.04	SF.05		IJ	5			Nappe			noron		Massisse	Masslago		

16. Les éléments chimiques en solution

Tableau 16-3 : Comparaison des éléments traces dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes de 1980 à 2014.

175

Par comparaison entre les sources, les analyses de 2012 et 2014 présentent certaines anomalies. Les valeurs en Br et F aux GSC et GS.03 en 2012 sont très élevées par rapport à la PSC, probablement à cause de la technique d'analyse sensible aux fortes teneurs en Cl. Les teneurs en Rb, Cs et Cu aux GSC, SF et Massiago, ainsi que l'As à la GSC et le Ba à la SF, en 2014, sont très élevées sans qu'un lien ou une explication ne puisse être proposé.

16.4.2. Association d'éléments traces spécifique aux aquifères alpins

Les teneurs en éléments traces dans les eaux thermominérales de Salins sont plus élevées que dans les eaux souterraines récentes des aquifères alpins étudiées par Kilchmann (2004) dues à des températures plus chaudes et à des temps de résidence plus longs. Nous comparons donc ici les associations minérales et les abondances relatives en éléments traces des différents aquifères.

Les eaux thermominérales montrent l'association minérale Sr, Rb, Li, Mn, Cu, Cd caractéristique d'eaux souterraines en contact avec des évaporites, ainsi que de l'U présent en teneur élevée dans les eaux souterraines de l'unité Pennique (Kilchmann, 2004). Rb et Sr sont aussi présents dans les roches cristallines ; Sr est contenu dans les feldspaths alcalins et potassiques, les micas, les clinopyroxènes et les amphiboles, et Rb est présent dans les silicates potassiques. Néanmoins, la présence en teneurs élevées de ces éléments est caractéristique des eaux des aquifères évaporitiques du Trias. En effet, le Sr peut se substituer au calcium dans les gypses et anhydrites sous forme de célestine (SrSO₄) ou de strontianite (SrCO₃) (Meybeck, 1986 ; Maréchal, 1998 ; Kilchmann, 2004). Les rapports Sr/Rb dans les eaux, majoritairement supérieurs à 50, confirment une origine évaporitique de ces éléments (Sarrot-Reynauld *et al.*, 1981). Le Mn et le Li (bien qu'aussi présent dans les roches cristallines) sont de bons marqueurs du Trias grâce à la substitution du Mn avec le Ca dans les gypses et du Li avec le Na dans NaCl. Le Zn peut également être issu des eaux triasiques (Maréchal, 1998).

Les eaux thermominérales présentent également des teneurs importantes en fluor (F) (malgré la disparité des résultats), arsenic (As) et baryum (Ba), et des traces de molybdène (Mo) et d'uranium (U), qui pourraient mettre en évidence une influence des roches cristallines dans la minéralisation des eaux souterraines (Kilchman, 2004). En effet, le F est principalement contenu dans la fluorite (CaF₂) et l'apatite (Ca₅(PO₄)₃(F,Cl,OH)), et en moindres teneurs dans la biotite et les amphiboles qui sont cependant plus abondantes (Deer *et al.*, 1980). La présence d'As et de Mo dans les eaux souterraines est le plus couramment associée à l'oxydation d'arsénopyrite (FeAsS) et de la molybdénite (MoS₂) (Maréchal, 1998). Ces éléments traces, ainsi que l'Ag, l'U et l'W, sont principalement issus de la dissolution des phases minérales présentes dans les fractures hydrothermales des roches cristallines (Kilchmann, 2004). Cependant, la fluorite est également présente dans les évaporites et le Mo dans certaines roches dolomitiques. La baryte (BaSO₄) qui est la principale source du baryum (Ba) peut aussi avoir différentes origines, notamment dans les feldspaths des gneiss, roches vertes, voire des roches triasiques. Les teneurs en Ba dans les eaux thermales de Salins ne permettent pas de définir la roche aquifère source. Ainsi, seule la présence en traces de Ti, Co (roches vertes) et Ag laisse supposer l'influence des roches cristallines sur la minéralisation des eaux souterraines.

16.4.3. Origines des autres éléments

Le silicium (Si)

Les eaux thermominérales de Salins présentent des concentrations importantes en silicium (16,9 mg/l à la PSC). Des teneurs élevées sont classiquement associées à des eaux anciennes qui ont circulées en profondeur et se sont enrichies en Si au contact de roches cristallines par altération des silicates. La dissolution de halite étant source de Na, il n'est pas possible de déterminer une origine cristalline au Si, par une corrélation entre Si et Na (Maréchal, 1998). Kilchmann (2001) mentionne que des hautes teneurs en Si (> 9,4mg/l) ont été observées dans les aquifères évaporitiques de la zone pennique ; elles peuvent être dues à des circulations au contact de quartzites fracturées, d'argiles et d'autres roches contenant de la silice (comme les schistes et gneiss). Les fortes teneurs en Si des eaux de Salins peuvent ainsi être liées à une circulation des eaux dans les quartzites du Trias inférieur de l'unité de Moûtiers et/ou au contact des roches cristallines profondes.

Le brome (Br)

L'étude du Br est souvent associée à celle du Cl car le rapport Cl/Br est classiquement utilisé pour définir l'origine des fortes teneurs en Cl (>10% du TDS) dans les eaux souterraines. Cl et Br sont des traceurs naturels puisque ces éléments conservatifs en solution ne participent pas aux réactions d'oxydoréduction et ne créent pas de précipité insoluble. Le rapport molaire Cl/Br est fixe dans l'eau de mer (proche de 655) et équivalent dans les eaux météoriques. Dans la série de précipitation des minéraux évaporitiques, le Br n'est pas incorporé lors de la précipitation de la calcite et du gypse, et il est faiblement inclus dans la halite. Le rapport molaire Cl/Br de la halite est donc plus élevé que celui de l'eau de mer et celui de l'eau résiduelle est plus faible (Sonney et Vuataz, 2010b). En se basant sur 223 sites géothermaux répartis sur l'ensemble de la chaîne alpine et les régions avoisinantes, Sonney et Vuataz (2010b) ont ainsi identifié trois processus principaux liés au contexte géologique pour l'origine des hautes teneurs en Cl dans les eaux : i) la présence d'eau de mer piégée dans les aquifères des larges bassins sédimentaires (Cl/Br \sim 655), ii) le lessivage des saumures contenues dans le socle hercynien par des eaux météoriques (Cl/Br < 655) et iii) la dissolution de halite dans les aquifères Triasiques (Cl/Br > 1000).

Les teneurs en Br et les rapports Cl/Br pour les différentes eaux de Salins sont reportées dans le Tableau 16-4. Les faibles valeurs en Br doivent être considérées avec précaution car elles sont sources d'erreur dans les rapports Cl/Br, selon Sonney et Vuataz (2010b).

Les rapports Cl/Br des PSC et GSC se distinguent. Le rapport de la PSC met en évidence la dissolution de halite (Cl/Br = 1380), alors que celui de la GSC (Cl/Br = 229) suggère un lessivage des saumures dans des formations cristallines du socle. Cependant, les eaux souterraines enrichies en Cl par ce dernier processus ne montrent généralement pas de teneurs aussi fortes que celle des eaux de Salins. En effet, les eaux des aquifères cristallins ont des teneurs en Cl inférieures à 5g/l, soit 140mmol/l, d'après Sonney et Vuataz (2010b). La différence de rapport est due à une teneur en Br plus importante à la GSC. Celle-ci ne peut pas être liée à une alimentation secondaire par des eaux froides peu profondes car les eaux de nappe et de la SF présentent des valeurs inférieures à celle de la PSC (Tableau 16-4). Une infiltration d'eaux météoriques ne peut pas non plus être à l'origine d'une modification du rapport Cl/Br (Fontes et Matray, 1993). Une autre origine minérale de Br uniquement pour les eaux de la GSC ne serait pas cohérente en présence d'un pôle thermal unique. Des processus secondaires ou des erreurs analytiques sur

les teneurs en Br ne sont pas écarter. De même, les dosages du Br de 1980 donnent des rapports Cl/Br proches de 200 aux PSC, GSC et Massiago mais avec des incertitudes élevées mentionnées par Siméon (1980). Une autre donnée bibliographique sur les eaux de Salins (Grimaud, 1987 *in* Sonney et Vuataz, 2010b) donne un rapport Cl/Br de 5906. Ceci conforte le rapport Cl/Br de la PSC estimé à 1380 en 2012. En effet, ces résultats sont cohérents avec le contexte hydrogéologique puisque les eaux thermominérales de Salins émergent au contact des gypses triasiques, et confirment que le NaCl est issu de la dissolution de halite, contenue dans les évaporites.

La présence de halite dans les formations évaporitiques du Trias alpin est admise bien qu'elle ne soit pas observée à l'affleurement en raison de sa haute solubilité (Meybeck, 1986 ; Maréchal, 1998 ; Kilchmann, 2004 ; Sonney et Vuataz, 2010b). Il existe, cependant, une ancienne mine de sel gemme dans les gorges de l'Arbonne à l'ouest de Bourg-Saint-Maurice où la halite se trouvait sous la forme d'amas de cristaux disséminés dans des niveaux gypseux de quelques mètres d'épaisseur (Antoine *et al.*, 1993 ; Hudry, 1976). Bien que situés à environ 25km au nord-est, ces niveaux gypseux font partie de l'unité de Moûtiers, dans le prolongement de la bordure est de la zone valaisanne (des brèches de Tarentaise).

Points	Pófóronco	т	TDS	Cl	Br	Cl/Br
Foints	Reference	°C	g/l	mmol/l	mmol/l	molaire
PSC	SCA 2012	39.0	19.5	241.89	0.175	1381
GSC	SCA 2012	33.0	15.1	180.39	0.788	229
GS.03	SCA 2012	24.3	9.6	113.40	0.163	697
SF.04	SCA 2012	9.5	0.6	0.56	0.001	641
SF.05	SCA 2012	17.0	5.9	63.75	0.044	1435
SF	SCA 2012	12.6	2.0	12.30	0.002	5781
Nappe	SCA 2012	9.5	0.9	0.70	0.001	795
Massiago	SCA 2012	21.4	3.6	31.34	0.005	6107
PSC	Siméon 1980	34.5	16.3	200.50	1.000	201
GSC	Siméon 1980	33.0	15.1	219.00	1.000	219
Massiago	Siméon 1980	25.1	6.4	84.30	0.520	162
SC *	Grimaud 1987	31.0	9.1	94.61	0.016	5906

* Source Chaude non précisée (PSC ou GSC)

Tableau 16-4 : Paramètres physico-chimiques, teneurs en chlore et en brome, et rapport Cl/Br dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes (données de Siméon, 1980 ; Barat, 1988 et de cette étude, 2012).

Le fer (Fe) et l'arsenic (As)

Le fer est principalement issu de l'altération des sulfures et arsénosulfures comme la pyrite (FeS₂) et l'arsenopyrite (FeAsS). Ces minéraux sont essentiellement présents dans les roches cristallines, les veines hydrothermales récentes (fentes alpines) mais la pyrite et d'autres minéraux (Cu, Pb, Zn) sulfurés ont été observés dans la série du Trias dans les Alpes. Le Fe peut aussi être contenu de manière significative dans la dolomite par substitution avec le Mg, comme les éléments traces Mn, Sr, Zn, Pb, Co, Ni (Maréchal, 1998 ; Kilchmann, 2001). Selon Pfeifer (2012), la présence d'arsenic dans les eaux thermominérales des alpes de l'ouest est associée au fer dans les eaux à forte teneur en éléments dissous et CO₂. L'As issu des minéraux sulfurés et des oxydes riches en fer se disperse par fixation sur des argiles, des (hydr)oxydes de Fe et Mn et la matière organique (MO), et peut être ensuite remobilisé dans les eaux souterraines selon les conditions physicochimiques du milieu (pH, Eh). La présence de roches sédimentaires contenant de la MO ou des (hydr)oxydes de Fe et Mn joue ainsi un rôle important dans la mobilisation et les teneurs de l'As dans les eaux souterraines (Pfeifer *et al.*, 2007 ; Pfeifer, 2012 ; Tisserand, 2013). La diversité des sources possibles en Fe et As ne permet pas d'identifier l'origine de ces éléments dans les eaux thermominérales de Salins.

Le bore (B)

Le B n'est pas un marqueur spécifique dans cette étude puisqu'il peut être issu de différentes roches. Il est en effet principalement issu des roches silicatées (principalement dans la tourmaline, identifiée dans les quartzites de l'unité de Moûtiers) mais il peut être présent sous forme de borate dans les formations marines carbonatées, évaporitiques et schisteuses (dont le Houiller) (Sarrot-Reynauld, 1981; Meybeck, 1986).

L'ammonium (NH₄)

La présence de NH₄ dans les eaux superficielles est généralement un indicateur d'une pollution anthropique par des rejets organiques d'origine agricole, domestique ou industriel. Dans les sources thermominérales, le NH₄ peut alors être issu d'une contamination par des eaux superficielles ou par des micro-organismes dégradant des protéines dans les eaux. Il peut également provenir de la réduction de NO₃ dans un milieu en condition réductrice ou des interactions avec des roches contenant des minéraux porteurs de NH₄ lors du parcours souterrain des eaux.

Les analyses de 2013 ont mis en évidence la présence de NH₄ en teneur significative dans les eaux thermominérales (4,5mg/l à la PSC et 3,3mg/l à la GSC) et en traces dans les eaux froides (0,02mg/l dans la nappe et <0,01mg/l à la SF). Les émergences secondaires ont des teneurs intermédiaires, ce qui permet de suggérer que le NH₄ est un marqueur potentiel du pôle thermal (Tableau 16-5). Les analyses du BRGM de 1988 montrent des teneurs en ammonium (NH₄⁺) similaires et l'absence de nitrate (NO₃⁻) dans les eaux thermales. Les dosages de l'ammonium (NH₄) et de l'azote total (ammoniacal + organique) par la méthode Kjeldhal, réalisés en juillet 2013 au laboratoire universitaire LCME (Université Savoie Mont Blanc), mettent en évidence que le NH₄ présent dans ces eaux thermales est en totalité d'origine minérale et non organique (Tableau 16-5).

	Févrie	er 1988	Février 2013	Juillet 2013		13	Février 2014
Points	NH_4	NO ₃	NH ₄	NH ₄	Ν	N Kjeldhal	NH ₄
	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mgN/l	mgN/l	mg/l
PSC	3.7	0	4.5	5.0	3.86	3.8	4.6
GSC	3.4	0	3.3	3.6	2.8		3.2
GS.03			2.6				1.6
SF.04			1.1	0.32	0.25		0.07
SF.05			3.5	1.35	1.05		3.8
SF	0	88	<0.01	<0.01			<0.01
Nappe				0.02	0.02		<0.01
Doron	0.2	0					< 0.01
Massiago	0	0					0.1

Tableau 16-5 : Concentrations en ammonium, nitrate, azote et azote Kjeldhal dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes ; données du BRGM (Barat, 1988) et de cette étude (2013 et 2014).

Quelques études (Minissale et al., 1997; Manning et al., 2004; Holloway et al., 2011; Fritz et al., 2013) ont, en effet, identifié le NH4 comme un constituant naturel des eaux profondes. Elles mettent en évidence une corrélation positive du NH4 avec le K (avec lequel il se substitue) et le Cl, c'est-à-dire avec la minéralisation totale des eaux (Figure 16-4). Ceci suppose un contrôle minéralogique par les interactions eau-roche. Selon Manning et al. (2004), les réservoirs majeurs du NH4 sont les minéraux argileux (principalement la illite). Il est aussi contenu dans les feldspaths alcalins et peut être issu d'échanges cationiques sur les biotites et micas blancs. Les teneurs en NH4 dans les eaux souterraines seraient plus probablement contrôlées par les échanges cationiques avec les minéraux argileux et les micas. Pour les eaux thermales du Monte Amiata dans le centre de l'Italie, Minissale et al. (1997) suggèrent une origine marine au NH4 à partir d'une corrélation positive avec le Cl et le B. Plus récemment, les études de Holloway et al. (2011) et Fritz et al. (2013) ont tenté de définir l'origine du NH₄ dans les eaux souterraines à partir du δ^{15} N de l'azote dissous et des teneurs en NH4, puisqu'il est sensible aux fractionnements isotopiques liés aux réactions de dissolution, sorption, spéciation, dégazage et oxydation. Dans la zone des sources minérales de Scol-Tarasp, au contact entre les nappes austroalpine et pennique, dans l'est des Alpes suisses, Fritz et al. (2013) propose trois sources potentiels de NH4: la MO fossile contenu dans les sédiments (formations schisteuses), les roches du manteau ou basaltiques (formation profonde de la nappe pennique) et une unité métamorphique.

À partir des observations précédentes, les échanges cationiques avec les argiles sont la source la plus probable du NH₄ dissous dans les eaux thermominérales de Salins. Des analyses du δ^{15} N seraient intéressantes pour confirmer cette hypothèse ou mettre en valeur un rôle des roches cristallines du socle, des formations évaporitiques ou de la MO fossile des schistes du Houiller sur les teneurs en NH₄.



Figure 16-4 : Corrélations de l'ammonium avec le potassium (a.) et les chlorures (b.) dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes ; données du BRGM (Barat, 1988) et de cette étude (2013 et 2014).

16.4.4. Les éléments mineurs et traces dans les eaux froides

Les eaux de la Source Froide

Les eaux de la SF, comme des émergences secondaires, contiennent le même ensemble d'éléments mineurs et traces que les eaux thermominérales, dans des teneurs plus faibles et dans des proportions différentes (Tableau 16-3). La présence de cet ensemble d'éléments confirme une part d'eaux thermominérales dans l'alimentation de la SF. La minéralisation des eaux de la SF se distingue uniquement par une teneur en Ba plus élevée mais ce n'est pas un marqueur caractéristique des roches calcaires dolomitiques, dans lesquelles circulent les eaux du versant alimentant la SF.

Les eaux de la nappe

Les eaux de la nappe ont des teneurs significatives en Si, Sr, Br et F et en traces pour la plupart des autres éléments contenus dans les eaux thermominérales.

La présence de ces éléments peut être due à une infiltration diffuse de la remontée thermale dans les formations quaternaires du remplissage ou au lessivage des roches par les eaux de ruissellement et alluviales. En effet, des gypses sont présents sur les versants alimentant le Doron et le remplissage quaternaire, et sont à l'origine du faciès CaSO₄ du Doron et de la nappe, ainsi que des éléments traces caractéristiques des formations évaporitiques. De même, le lessivage des roches cristallines sur les versants ou en blocs dans le remplissage quaternaire peut expliquer la présence des autres éléments traces dans les eaux de la nappe.

Aucune caractéristique ne permet de dégager une hypothèse ou de confirmer un rôle des écoulements du versant sur l'alimentation de la nappe.

16.5. Calcul de flux massiques

Des calculs de flux massiques ont été faits pour estimer les volumes de roches dissoutes au cours du circuit hydrothermal. Ils sont basées sur les hypothèses que les chlorures contenus dans les eaux thermominérales sont uniquement issus de la dissolution de la halite, que les sulfates sont uniquement issus des anhydrites/gypses et que le magnésium est uniquement issu d'une dolomie composée à 50% de Ca et à 50% de Mg. Nous considérons ici que le flux hydrothermal du site des Vieux-Bains sort uniquement aux PSC et GSC. Les calculs sont effectués avec les données de notre étude puis avec celles du suivi ARS de 2012 à 2014, en considérant les débits moyens et les concentrations moyennes en éléments des PSC et GSC. Les résultats expriment la somme des flux de ces deux sources. Les détails des calculs et les résultats sont présentés dans le tableau 16-6.

D'après ces estimations, environ 4000m³/an de halite, 750m³/an d'anhydrite/gypse et 270m³/an de dolomie seraient dissous par le flux hydrothermal. La quantité d'argile mise en jeu par les échanges cationiques a été estimée à partir des résultats précédents, d'une part avec les excès en Na et, d'autre part, avec les déficits en Ca. Les résultats obtenus (Tableau 16-6) sont différents à cause des incertitudes sur les mesures et les hypothèses posées, telles que le pourcentage de Ca dans les dolomies par exemple. En supposant que les argiles présentes sur la zone d'étude sont uniquement des illites, le volume annuel moyen nécessaire aux échanges cationiques peut être estimé à environ 10000m³, en se basant sur la moyenne des volumes obtenus.

Les volumes de calcaire dolomitique et d'anhydrite/gypse dissous au cours du circuit hydrothermal sont contraints par les états de saturation des eaux vis-à-vis des phases minérales respectives. En effet, la dolomite est proche de la sursaturation et, les anhydrite/gypse sont à l'équilibre. Au contraire, les eaux hydrothermales sont sous-saturées en halite ; les teneurs en Na et Cl sont alors limitées par la présence du minéral dans les roches en contact avec les eaux. Le volume dissous très important de halite présente de façon disséminée dans les anhydrites et gypses soulève alors le problème d'accès au minéral aux cours du circuit hydrothermal.

Les eaux circulant à travers des formations évaporitiques sont, grâce à la haute solubilité des phases minérales, plus minéralisées que des eaux issues d'autres aquifères pour des temps de résidence plus courts (Kilchmann *et al.*, 2004). Les bilans de flux massiques ne sont pas dans ce cas de bons indicateurs du temps de résidence des eaux souterraines. Notons tout de même que les volumes de roches dissoutes par les circulations hydrothermales du système de Salins sont considérables, et d'autant plus sachant que les circulations se sont mises en place depuis au moins 2000 ans (Gros, 1996). Ils seront donc pris en considération comme indicateur du circuit souterrain dans l'établissement du schéma conceptuel du système hydrothermal.

Débits moyens des su	ources entre mars	s 2012 et mars 201-	4							
		PSC	GSC	Total						
ď	m³/h	33.22	46.24	79.45						
σ	l/an	2.87 × 10 ⁸	3.99 x 10 ⁸	6.86 x 10 ⁸						
Halite		NaCl = Na⁺	+ Cl	d	= 2.16 g/cm ³	Argiles		Illite	Si Si	
Hyp. : Cl ⁻ issu uniqu	uement de la halite					5				
		Données de l'	étude	Données A	IRS	Hyp. : volume d'ar	rgiles mis en jeu μ	oour les échanges	s cationiques à pa	rtir de l'excès en
		PSC	GSC	PSC	GSC			Données de l'	'étude	Données
[CI ^{-]} moy.	mg/l	8791.0	6625.0	8992.9	6864.0			PSC	GSC	PSC
n (Cl ⁻) _{moy.}	mmol/l	247.98	186.88	253.68	193.62	Excès [Na]	mg/l	132.06	371.19	285.28
Masse NaCl	g/l	14.49	10.92	14.82	11.32	Excès n (Na)	mEa/l	5.7	16.1	12.4
Flux	g/an	4.16×10^{9}	4.36 x 10 ⁹	4.25×10^{9}	4.52×10^{9}	Flux	mEa/an	1.65 x 10 ⁹	6.45 x 10 ⁹	3.56 x 10 ⁹
Volume	m³/an	1925.49	2019.91	1969.71	2092.78	Flux total	mEq/an		8.10 × 10 ⁹	
Volume total	m³/an		3945.41		4062.49			nim	1000	nim
						0	L			
Anhydrite		$CaSO_4 = Ca_{2+}$	+ SO ₄ ²⁻	d	$= 2.97 g/cm^3$	C.E.C.	mEq/g	0.2	0.3	0.2
Hvn · SO . ²⁻ is sur unic	hydra'l ab themen	rite				Masse argile	g/an	4.05 × 10 ^{±0}	2.70 × 10 ^{±0}	3.30 x 10 ⁻⁰
The set the set the set of the se	daement act ann a					Volume argile	m³/an	14 455	9 637	11 801
		Données de l'	étude	Données A	IRS	Volume moyen	m³/an		12 046	
		PSC	GSC	PSC	GSC	ach cambor and	ailoc mic on iou		cationicuos à pa	ttir du dóficit on
[SO ₄ ²⁻] _{mov.}	mg/l	2605.0	2110.0	2541.4	2121.0	пур voluine u ar	f naf ija siliji saliki	nur res ecriariges	o cauorinques a pa	נווג ממ מפוומו פוו
$n (SO_4^2)_{mov.}$	mmol/l	27.11	21.96	26.45	22.07			Données de l'	'étude	Données
Masse CaSO ₄	g/l	3.69	2.99	3.60	3.01			PSC	GSC	PSC
Flux	g/an	1.06×10^{9}	1.19×10^{9}	1.03×10^{9}	1.20×10^{9}	Déficit [Ca] _{moy.}	mg/l	380.09	193.48	515.74
Volume	m³/an	356.70	402.18	348.00	404.28	Déficit <i>n</i> (Ca) _{moy.}	mEq/l	9.5	4.8	12.9
Volume total	m³/an		758.88		752.28	Flux	mEq/an	2.72 × 10 ⁹	1.93 x 10 ⁹	3.69 x 10 ⁹
						Flux total	mEq/an		4.65 x 10 ⁹	
Dolomie	CaMg(CO ₃) ₂	+ 2H ₂ O + 2CO ₂ = C	a ²⁺ + Mg ²⁺ + 4HCO ₃	β	= 2.87 g/cm ³			min.	тах.	min.
Hvp: Mg issu unique	ement de la dolomie	; dolomie composé	e à 50% de Ca et 50%	% de Mg		C.E.C.	mEq/g	0.2	0.3	0.2
				,		Masse argile	g/an	2.33×10^{10}	1.55×10^{10}	3.85×10^{10}
		Données de l'	'étude	Données A	IRS	Volume argile	m³/an	8 304	5 536	13 753
		PSC	GSC	PSC	GSC	Volume moyen	m³/an		6 920	
[Mg ²⁺] _{moy.}	mg/l	165.6	151.0	153.5	138.5					
$n (Mg^{2+})_{moy.}$	mmol/l	6.81	6.21	6.31	5.70					
Masse Ca Mg(CO ₃) ₂	g/l	1.26	1.14	1.16	1.05					
Flux	g/an	3.60×10^{8}	4.57×10^{8}	3.34×10^{8}	4.20×10^{8}					
Volume	m³/an	125.58	159.37	116.41	146.20					
Volume total	m³/an		284.95		262.61					

3.05 × 10⁹ **6.61 × 10⁹**

тах. 0.3

GSC 175.53 7.6

Données ARS excès en Na

 $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$

2.20 x 10¹⁰ 7 867 **9 834**

GSC 402.21 10.0 4.01×10^{9} 7.70 x 10⁹

Données ARS PSC 515.74

léficit en Ca

Tableau 16-6 : Estimation des volumes de roches dissoutes et des volumes d'argiles mis en jeu pour les échanges cationiques par le circuit hydrothermal de Salins-les-Thermes

 2.57×10^{10}

0.3 тах.

183

Conclusion

La minéralisation des eaux thermominérales est principalement contrôlée par les interactions au contact des formations de la série évaporitique du Trias supérieur. La dissolution des anhydrites et gypses (CaSO₄) contenant de fortes teneurs en halite (NaCl) et, dans une moindre mesure, la dissolution des calcaires dolomitiques (CaMg(CO₃)₂) sont à l'origine de l'hyperminéralisation des eaux. Des échanges cationiques avec les argiles pourraient également intervenir dans la minéralisation des eaux. La majorité des éléments mineurs et traces sont issues des roches évaporitiques (Sr, Rb, Li, Mn, Cu, Cd, U, Br et Zn) mais la présence de Ti, Co, W et Ag permet de suggérer un contact avec des roches cristallines. Les fortes teneurs en Si, généralement caractéristiques d'un contact avec des roches cristallines présentes en profondeur, pourraient être liées ici à une circulation dans les quartzites fracturées du Trias inférieur de l'unité de Moûtiers. Certains éléments traces en teneurs significatives, comme Ba, Fe, As et NH₄, ne peuvent pas être attribués à une roche réservoir spécifique dans le contexte géologique local. Des contributions potentielles au circuit hydrothermal d'eaux issues des roches calcaires du Crétacé ou des schistes du Houiller ne sont pas mises en évidence. En effet, de telles eaux ne présentent pas de spécificité chimique permettant de les dissocier des eaux des formations évaporitiques.

Sur le site des Vieux-Bains, les eaux thermominérales de la PSC peuvent être considérées comme les plus représentatives du réservoir profond car elles seraient, d'après l'étude des géothermomètres, pas ou peu soumises à des mélanges avec des eaux froides peu minéralisées. Les eaux thermominérales atteindraient ainsi une température maximale de 60°C dans le réservoir profond. Les eaux thermominérales de la source Massiago ont les mêmes caractéristiques chimiques que celles des Vieux-Bains mais se distinguent par un faible enrichissement en Mg, marquant une contribution plus importante des calcaires dolomitiques dans la composition chimique. La présence d'éléments traces similaires suppose une circulation dans un contexte géologique identique. Les phénomènes de mélange empêchent cependant d'estimer et de comparer la température du réservoir profond.

La Source Froide est principalement alimentée par les écoulements de versant mais la composition chimique des eaux est caractérisée par un mélange avec les eaux thermominérales. Elle se distingue uniquement par un léger enrichissement en Mg lié à une circulation préférentielle à travers les calcaires dolomitiques. La minéralisation en CaSO₄ des eaux de la nappe et du Doron est issue de la dissolution des gypses très présents dans la vallée. La dissolution des calcaires dolomitiques participe, en moindre importance, à la minéralisation de ces eaux. Les eaux de la nappe, du Doron et du versant (alimentant la SF) ne montrent pas d'éléments traces distinctifs permettant de les dissocier. Il s'avère donc difficile de différencier ces eaux dans les processus de mélange avec les eaux thermominérales au niveau des émergences secondaires.

17. Les isotopes de l'eau

Les isotopes de la molécule d'eau (¹⁸O, ²H et ³H) peuvent être utilisés comme traceurs des conditions d'infiltration (origine, altitude de l'impluvium, période...), des processus chimiques pendant le parcours souterrain et des phénomènes de mélange (cf. chapitre IV.14.4.2 et IV.14.4.3 pour les conditions de prélèvement et d'analyses).

17.1. Le tritium (3 H)

Les teneurs en tritium (³H) des eaux de Salins ont été mesurées par Siméon (1980) et le BRGM (Barat, 1988) (Tableau 17-1) dans l'objectif d'estimer le temps de résidence moyen ou l'âge des eaux. En effet, la production artificielle de ³H par les essais nucléaires entre 1952 et 1980 a conduit à une modification des teneurs moyennes annuelles dans les précipitations (Figure 17-1), ce qui permettait de différencier les eaux souterraines issues de précipitations sans ³H thermonucléaire d'avant 1952 de celles des années suivantes, d'estimer l'âge de ces dernières ou de mettre en évidence des mélanges d'eaux anciennes (antérieures à 1952) avec des eaux plus récentes (Blavoux, 1995).

Doints		³ H en U.T.								
Points	Oct. 1978 ¹	Fév. 1979 ¹	Avr. 1979 ¹	Fév. 1988 ²						
GSC		26 ± 3	20 ± 2	13						
PSC	36 ± 3	27 ± 3		14						
SF		68 ± 5	61 ± 4	17						
Massiago	12 ± 2	12 ± 2	15 ± 2	16						
Doron			78 ± 4							
Nappe			74 ± 4							
Pluie										
(Thonon)		80 à 100		25						

¹ Siméon (1980) ; ² BRGM (1988)

Tableau 17-1: Evolution des teneurs en tritium dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes entre 1978 et 1988.



Figure 17-1 : Evolution des teneurs moyennes annuelles en ³H pondérées par les précipitations à la station de Thonon de 1950 à 2000 ; modifié à partir de Thiébaud (2008) et Ravailleau (2001).

Les teneurs en ³H dans les eaux du Doron et de la nappe mesurées en 1979 correspondent bien à celles des précipitations de l'époque, soit 80 U.T.

À cette même période, les eaux des sources thermominérales avaient des teneurs inférieures à celles des pluies, ce qui permettait de suggérer un mélange des eaux souterraines anciennes pré-essais nucléaires (³H de 5 à 0 U.T. en tenant compte de la décroissance radioactive du ³H d'origine cosmique) avec des eaux récentes (post-nucléaires). Nous avons mis en évidence, par l'étude des variations à long terme des eaux du site (cf. chapitre IV.15.3.2), que les eaux thermominérales de Salins dans les années 1980 étaient bien soumises à des mélanges. Néanmoins, nous avons aussi démontré que les eaux ont évolué depuis les années 1980 vers un pôle plus chaud et plus minéralisé et que les eaux de la PSC en 2014 sont pas ou peu mélangées (cf. § 16.2) ; nous tiendrons donc compte de ces interprétations dans la suite de l'étude isotopique. L'évolution chimique des eaux thermominérales et l'absence d'une chronique des teneurs en ³H suffisamment longue ne permettent pas de faire une estimation du temps de résidence des eaux thermominérales de Salins.

17.2. L'oxygène 18 (¹⁸O) et le deutérium (²H)

17.2.1. L'origine des eaux et les processus d'échanges isotopiques

Blavoux (1995) a mis en évidence que les teneurs en isotopes stables (δ^{18} O et δ^{2} H) des sources minérales des Alpes s'alignent sur la droite météorique mondiale (DMM) et suivent la variabilité régionale des pluies, prouvant l'origine météorique des eaux de source. La composition isotopique des précipitations varie aussi en fonction de l'altitude et permet d'estimer l'altitude moyenne de l'aire d'alimentation d'une source en connaissant le gradient altitudinal local. Néanmoins, la composition isotopique initiale de l'eau peut être modifiée lors du parcours souterrain par des échanges isotopiques avec les roches et les gaz dissous ou lors des changements de phases (Figure 17-22a).

Les compositions isotopiques des eaux thermominérales et froides de Salins (Figure 17-2b) s'alignent toutes le long des droites météoriques mondiale (Craig, 1961b) et régionale (Thonon ; Blavoux, 1978), et ne semblent pas être affectées par les processus d'échanges isotopiques. En effet, les eaux thermominérales atteignant une température de 60°C en profondeur (estimée par les géothermomètres) ne sont pas soumises aux échanges isotopiques avec les roches encaissantes puisque ces processus ont lieu à haute température (au moins supérieure à 100°C). Elles ne montrent pas non plus d'appauvrissement en δ^{18} O lié aux réactions d'échanges à basse température avec le CO₂ (Blavoux, 1995 ; Clark et Fritz, 1997 ; Arnorsson, 2000), malgré les fortes teneurs contenues dans ces eaux (230mg/l, cf. chapitre IV.18.2).

Ceci est en accord avec les observations faites par Sonney et Vuataz (2008) et Sonney (2010) sur les eaux thermales suisses de la base de données BDFGeotherm, où l'ensemble des eaux des différents aquifères types alpins ne montrent pas de processus d'échanges isotopiques significatifs. Dans un contexte hydrogéologique similaire, les eaux thermominérales de Bagnères-de-Bigorre (Pyrénées), en contact avec les formations évaporitiques du Trias et atteignant une température d'environ 60°C lors du parcours souterrain, ne sont pas influencées par des échanges isotopiques (Levet *et al.*, 2002).

En absence de processus modifiant significativement la composition isotopique des eaux météoriques infiltrées, les données isotopiques peuvent être utilisées pour estimer les altitudes d'infiltration et discuter des phénomènes de mélange.

17.2.2. Les altitudes moyennes des aires d'infiltration et les mélanges

Les analyses des compositions isotopiques des eaux ont été faites pour chaque année en février (1979, 1988 et 2014) ; elles sont donc comparables entre elles pour une même source. En considérant que les variations saisonnières sont faibles (particulièrement pour les eaux froides), la comparaison des compositions des eaux thermominérales et des eaux froides permet de discuter l'origine des différents mélanges de la zone d'émergence. Les altitudes moyennes des aires d'infiltration des réservoirs sont calculées à partir des gradients isotopiques altitudinaux établis par Dray (2003) pour le site thermal de La Léchère situé à environ 6km en aval de Salins (Tableau 17-2).



Figure 17-2 : Composition en isotopes stables des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes ; a. les processus d'échanges isotopiques pouvant modifier la composition isotopique des eaux souterraines, d'après Clark and Fritz (1997) et Arnorsson (2000) ; b. l'Oxygène-18 en fonction du deutérium (²H) ; c. l'Oxygène-18 en fonction de la salinité représentée par les teneurs en chlore.

Detat		s ¹⁸ e	s ²	Altitude calculée (m) à partir de			
Point	Reference	δ O _{vs SMOW} ‰	δ ⁻ H _{vs SMOW} ‰	δ ¹⁸ Ο	δ²H		
PSC	Simeon Mai 78	-13.31		1846			
	Simeon Fév 79	-13.38		1880			
	BRGM Fév 88	-12.5	-90	1445	1435		
	Renac Fév 2014	-12.7	-93	1544 ± 99	1621 ± 62		
GSC	Simeon Mai 78	-13.35		1865			
	Simeon Fév 79	-13.19	-96.1	1786	1813		
	BRGM Fév 88	-12.8	-92.2	1593	1571		
	Renac Fév 2014	-12.9	-96	1643 ± 99	1807 ± 62		
SF	Simeon Fév 79	-13.58		1979			
	BRGM Fév 88	-11.2	-80.7	802	860		
	Renac Fév 2014	-12.9	-95	1643 ± 99	1745 ± 62		
Massiago	Simeon Fév 79	-13.04		1712			
	BRGM Fév 88	-12.3	-89.1	1346	1379		
	Renac Fév 2014	-12.3	-91	1346 ± 99	1497 ± 62		
Nappe	Renac Fév 2014	-12.1	-90	1247 ± 99	1435 ± 62		
Doron	BRGM Fév 88	-13.3	-95.3	1841	1763		

Incertitudes des données 2014 : δ^{18} O ± 0,2‰ (2sigma) et δ^{2} H ± 1‰ (1sigma)

Gradients isotopiques (Dray, 2003) : altitude (m) = $-494,78 \delta^{18}$ O - 4740

altitude (m) = -494,78 δ²H - 4135,8

Tableau 17-2 : Calculs des altitudes moyennes des aires d'infiltration à partir des données des isotopes stables pour l'ensemble des eaux étudiées du site de Salins-les-Thermes.

Les eaux de la nappe et du Doron

Les teneurs isotopiques des eaux de la nappe et du Doron semblent encadrer celles des eaux thermominérales (Figure 17-2). Les eaux du Doron, ayant une composition en $\delta^{18}O_{vs SMOW}$ de -13,3‰ et en $\delta^{2}H_{vs SMOW}$ de -95,3‰ (en 1988), sont plus appauvries que les eaux de la nappe avec une composition en $\delta^{18}O$ de -12,1‰ et en $\delta^{2}H$ de -90‰ (en 2014). Comparativement aux précipitations à la station de Thononles-Bains (plus proche station avec des données isotopiques à long terme ; IAEA/WMO, 2015), les compositions isotopiques de ces eaux sont très appauvries à cause de l'effet d'altitude. En effet, la station de Thonon est située à 385m d'altitude alors que le bassin versant du Doron-de-Bozel à Moûtiers/Salins a une altitude moyenne de 2088m (cf. chapitre III.10.1). La différence avec l'altitude moyenne de 1800m calculée à partir de la composition isotopique du Doron peut être due à un enrichissement en $\delta^{18}O$ des eaux de fonte des glaces (Clark et Fritz, 1997). Un effet saisonnier, avec un stockage des précipitations en haute altitude en période hivernal, peut aussi être supposé.

La différence de teneurs isotopiques entre les eaux du Doron et de la nappe suggère une seconde source d'alimentation au réservoir alluvial, avec une composition plus enrichie que celle mesurée dans la nappe. L'infiltration directe des eaux de ruissellement dans le réservoir alluvial est considérée insuffisante pour être à l'origine de cet apport. Il pourrait donc s'agir d'eaux du versant puisque celles-ci présentent une composition plus enrichie que la nappe (cf. infra). Un apport d'eaux thermominérales dans la nappe entraînerait au contraire un appauvrissement isotopique des eaux de cette dernière. Une contribution de chaque origine ne peut cependant pas être exclue.

Les eaux de la Source Froide

Les eaux de la SF montrent une plus grande dispersion des données dans le temps puisque la composition isotopique en 1988 (δ^{18} O de -11,2 ‰ et δ^{2} H de -80,7‰) est très enrichie par rapport à celles de 1979 (δ^{18} O de -13,6‰) et de 2014 (δ^{18} O de -12,9 ‰ et δ^{2} H de -91‰). Ceci peut être relié au changement de la composition chimique des eaux de la SF observée en 1988 ; elles étaient alors très peu minéralisées et peu enrichies en NaCl (Figure 17-2c). L'apport d'eaux thermominérales semble ainsi influencer significativement la composition isotopique des eaux du versant à la SF, entrainant un appauvrissement des teneurs isotopiques et une surestimation des altitudes d'infiltration.

En considérant que la composition isotopique des eaux circulant dans le versant est représentée au mieux par les valeurs de la SF en 1988, l'altitude moyenne d'infiltration est estimée à 830m, avec une possible surestimation due au mélange avec les eaux thermominérales. Ce résultat est cohérent avec l'altitude moyenne du versant calcaire dolomitique (cf. chapitre III.11.2.4).

Les eaux thermominérales

Les compositions isotopiques des eaux thermominérales de Salins en 2014 sont relativement proches ; la GSC est la plus appauvrie (-12,9‰ en δ^{18} O et de -96‰ en δ^{2} H) et la Source Massiago la plus enrichie appauvrie (-12,3‰ en δ^{18} O et -91‰ en δ^{2} H). En considérant l'hypothèse que les eaux de la PSC en 2014 ne sont peu voire pas mélangées avec des eaux froides, les eaux alimentant le système thermominéral des Vieux-Bains s'infiltreraient à 1600m (±100m) d'altitude en moyenne. Cependant, cette valeur peut être surestimée dans le cas d'eaux très vieilles (plusieurs milliers d'années). En effet, les eaux infiltrées lors d'une période plus froide que l'actuel, comme lors de la dernière glaciation (glaciation Würm dans les Alpes d'environ -70000 à -10000 ans), ont des compositions en δ^{18} O et δ^{2} H plus légères liées à la baisse des températures (Blavoux, 1995).

Les teneurs isotopiques des eaux des PSC et GSC en 1980 sont proches de celles de la GSC en 2014, ce qui apparaît cohérent avec les observations sur l'évolution des compositions chimiques des eaux au cours du temps (cf. chapitre IV.15.3). Ces eaux ont des teneurs appauvries par rapport à celles de la PSC en 2014 supposant un mélange d'eaux thermominérales avec des eaux de composition isotopique proche de celle du Doron (Figure 17-2c). Il doit s'agir d'eaux du réservoir alluvial qui se distinguent des eaux de nappe prélevées dans le piézomètre. Il est alors envisagé que les eaux du piézomètre correspondent à une nappe superficielle alimentée par les écoulements du versant, et que le mélange de cet apport dans le réservoir alluvial ne soit pas homogène plus en profondeur. Les données de 1988 montrent pour chaque source chaude des teneurs légèrement plus enrichies qu'en 2014. Cette observation reste délicate à interpréter car elle peut être reliée à l'appauvrissement exceptionnel observé à la SF cette même année.

Les eaux de la Source Massiago montrent aussi une modification de leur composition isotopique au cours du temps simultanée à la variation de minéralisation, particulièrement marquée en 1979 (Figure 17-2c). Sachant que les eaux thermominérales de la Source Massiago résultent d'un mélange avec des eaux froides, l'interprétation de l'altitude moyenne de l'aire d'infiltration de ce système hydrothermal est délicate. Néanmoins, en considérant les eaux les plus minéralisées (en 1979), l'altitude de la zone d'alimentation peut être estimée à 1700m au minimum, soit proche de celle du système hydrothermal des Vieux-Bains. Par ailleurs, les teneurs isotopiques plus élevées lorsque les eaux sont moins minéralisées (en 1988 et 2014) permettent de suggérer que les eaux thermominérales sont mélangées plus probablement avec les eaux issues du versant, qu'avec des eaux de nappe ou de composition proche de celle du Doron.

Conclusion

Les eaux météoriques alimentant des écoulements souterrains et de surface n'ont pas subi de modification isotopique par les processus d'interaction eau-roche-gaz. L'âge et/ou le temps de résidence des eaux thermominérales n'étant pas connus, l'altitude moyenne des zones d'infiltration doit être interprétée avec précaution. Estimée à 1600m (\pm 100m) en moyenne, elle peut être surestimée en cas d'eaux anciennes (supérieure à 10000 ans) infiltrées lors d'une période plus froide que l'actuel. Les eaux du versant calcaire dolomitique seraient infiltrées à une altitude moyenne maximale de 830m.

Les compositions en isotopes stables, distinctes entre les eaux froides, permettent de poser des hypothèses sur les processus de mélange de la zone d'émergence. Les eaux du versant alimenteraient en partie la Source Massiago et la nappe du réservoir alluvial. Les eaux froides à l'origine des mélanges aux PSC (en 1980) et GSC (en 1980 et 2014) correspondraient à des eaux profondes du réservoir alluvial. L'apport du versant n'affecterait, en effet, que la partie superficielle de remplissage. Néanmoins, de possibles variations saisonnières des compositions isotopiques et les faibles différences de valeurs entre les eaux rendent les interprétations de ces mélanges complexes difficiles. Afin de vérifier les hypothèses posées, il serait intéressant de réaliser un suivi mensuel, d'un an au minimum, des compositions isotopiques en δ^{18} O et δ^{2} H des eaux thermominérales et froides de Salins.

18. Les dégagements gazeux

Les sources thermominérales de Salins se caractérisent également par des dégagements gazeux abondants, se présentant sous l'aspect d'un brassage des eaux important à la surface des émergences et la formation de microbulles sur les matériaux immergés (Figure 18-1). Des données bibliographiques sur la composition élémentaire et isotopique des gaz, un nouveau dosage du CO₂ dissous et une nouvelle analyse isotopique du $\delta^{13}C_{CMTD}$ (Carbone Minéral Total Dissous) des eaux permettent de discuter sur l'origine du CO₂ dissous.



Figure 18-1 : Brassage des eaux à la surface des émergences (a. PSC et b. GSC) **et dans les canalisations** (c. regard de la canalisation de la GSC) **et formation de microbulles sur les matériaux immergés** (d.).

18.1. Composition élémentaire des gaz

La seule analyse connue de la composition élémentaire des gaz a été réalisée en 1925 (dans Siméon, 1980 ; Figure 18-2). Cette phase gazeuse est constituée à 92% de CO₂, associé à de l'azote (N₂ 7,8%) et des gaz rares (azote, argon, hélium, néon, radon). Une analyse complémentaire des gaz n'a pas pu être faite au cours de ce travail.

Eau de la Grand Analyse faite MM.	de Source à Salins-les-Thermes les Professeurs P. URBAIN et A. LEPAPE
Gaz libres en dissolution dans ur	n litre d'eau (vol. en cm³, à 0° et 760 mm) :
Anhydride carbonique Oxygène Gaz combustibles Azote Argon + traces de Kr et Xe . Hélium + Néon Radon	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
Composition centésimale, e	n volumes, des gaz spontanés secs
Anhydride carbonique Oxygène	CO ²
Azote Argon + traces de Kr et Xe Hélium + Néon	N ²
Radon (par litre)	Rn 6.63 × 10 – 9 curles Tn néant

Figure 18-2 : Composition de la phase gazeuse des eaux de la Grande Source Chaude à Salins-les-Thermes ; analyse de 1925 *in* Siméon (1980).

18.2. Dosage du CO₂ dissous

Lors de la campagne d'échantillonnage de 2014, des dosages précis du CO_2 dissous dans les eaux thermominérales ont été effectués sur le site, immédiatement après les prélèvements à la pompe péristaltique des eaux au plus profond des bassins de réception ou des résurgences. Les teneurs en CO_2 sont obtenus à partir de deux méthodes : par un dosage direct du CO_2 dissous (cf. chapitre IV.14.4.1) et par calcul avec le pH et le HCO_3 ⁻ dosé.

Les résultats (Tableau 18-1) montrent que toutes les teneurs en CO_2 dosées sont inférieures à celles calculées d'environ 20% à 30%. Ceci reflète la difficulté des dosages en CO_2 sur des prélèvements effectués dans les derniers mètres de la remontée. En effet, les eaux contenant des gaz sont chimiquement instables à la fin de la remontée à proximité de la surface. Les équilibres calco-carboniques sont sensibles aux variations de température et pression, et la composition chimique des eaux évoluent en cas de dégagements gazeux dans la colonne d'eau (au-dessus du point de bulle) ou au contact de l'atmosphère, y compris pendant les dosages. Les résultats obtenus pour cette étude doivent être considérés avec précaution.

Les échantillons prélevés au plus profond des bassins de réception n'ont jamais montré de microbulles. Les points de bulle ont donc été estimés à partir des teneurs en CO₂ dissous calculées (loi de Henry). Ils se situent entre 2 et 3m dans les sources principales (PSC et GSC) ; il peut ainsi être considéré que les prélèvements ont bien été faits sous le point de bulle.

Points	т ℃	C.E. mS/cm	рН	Eh mV	HCO ₃ mg/l	CO_{2lib} dosé mg/l	CO_{2lib} calc. mg/l	Pt de bulle m
PSC	39.2	29.3	6.1	88	930	233	295	2.2
GSC	33.4	22.5	6.1	120	799	176	254	3.0
GS.03	25.5	16.5	6.3	144	625	99	144	1.0
SF.04	8.7	1.6	7.1	148	180			
SF.05	34.1	24.6	6.1	100	796	163	234	2.0
SF	12.0	3.3	7.0	163	140			
Massiago	26.0	10.4	6.6	138	561	66	56	0.4
Nappe	9.7	1.4	7.3	145	153			
Doron	4.4	1.2	8.2	144	143			

Tableau 18-1 : Comparaison des résultats en $CO_{2 \text{ libre}}$ dosés et calculés à partir des teneurs en HCO_3 et des paramètres physico-chimiques des eaux thermominérales et superficielles de Salins-les-Thermes (données de cette étude, 2014).

Les eaux thermominérales de Salins ont ainsi une teneur en CO_2 dissous (ou libre) d'au moins 230mg/l. Elles présentent donc bien un caractère carbogazeux puisque cette teneur est proche de la définition législative (> 250mg/l de CO₂) et supérieure à la valeur moyenne d'une eau en équilibre avec le sol (150mg/l), supposant une origine secondaire profonde au CO₂ (DNEMT, 1997).

18.3. Les sources du carbone dans les eaux souterraines

La minéralisation carbonée d'une eau souterraine est acquise, dans un premier temps, lors de l'infiltration dans le sol par la dissolution du CO₂ biogénique, issu de la dégradation de la MO par des micro-organismes (en milieu ouvert : $\delta^{13}C_{CMTD}$ fonction de la pCO_2 et du pH), et par la dissolution des carbonates du sol et des roches en contact avec l'eau (en milieu fermé : $\delta^{13}C_{CMTD}$ fonction de l'état de saturation de l'eau vis-à-vis des carbonates). Dans le cas de circuits profonds, cette minéralisation peut par la suite être modifiée par l'apport de CO₂ d'origine endogène provenant de la fermentation méthanique de la MO fossile en milieu réducteur (produisant aussi du CH₄), du métamorphisme de carbonates sédimentaires à haute température (de l'ordre de 300°C) et/ou issu de CO₂ magmatique remontant le long des failles du socle (Blavoux, 1995 ; Clark et Fritz, 1997 ; Arnórsson, 2000).

18.4. Composition isotopique du δ^{13} C dans les phases dissoute et gazeuse 18.4.1. Le δ^{13} C_{CMTD} dans les eaux

Les différentes sources de carbone ont des compositions isotopiques distinctes (Figure 18-3) et contribuent en proportions variables au carbone total dissous. La signature en $\delta^{13}C_{CMTD}$ (Carbone Minéral Total Dissous) d'une eau permet donc d'évaluer la nature des échanges calco-carboniques se produisant pendant le parcours souterrain et de déterminer l'(les) origine(s) du carbone.

Les eaux thermominérales des Vieux-Bains ont des pressions partielles en CO₂ très élevées (pCO₂ d'environ 0,8atm à la PSC ; Tableau 18-2 et Figure 18-4) proches des caractéristiques des eaux thermales carbogazeuses. Les eaux de la SF et de la source Massiago se distinguent par des pCO₂ plus faibles (respectivement de 0,01atm et de 0,11atm), ce qui est cohérent avec les dégagements moins abondants observés à la surface de la Source Massiago.



Figure 18-3 : Composition isotopique en ¹³C des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes (données de cette étude 2014) et des différents réservoirs de CO₂ (d'après Blavoux, 1995 ; Clark et Fritz, 1997 ; Arnórsson, 2000).

Les eaux de ces sources (PSC, GSC, SF, Massiago) ont néanmoins des teneurs en $\delta^{13}C_{CMTD}$ proches comprises entre -1,5‰ à la PSC à -0,5‰ *vs* PDB à la SF. Ces valeurs correspondent à des teneurs de carbone d'origine minérale comme celles des roches carbonatées marines et du métamorphisme des carbonates sédimentaires. Un apport de CO₂ magmatique le long des grands accidents structuraux

(cf. chapitre II.5.3) dans les circulations d'eaux souterraines ne peut cependant pas être négligé, alors qu'une influence de la MO fossile aurait été marquée par des valeurs plus négatives.

Les eaux de la nappe se distinguent des eaux de sources avec une teneur en $\delta^{13}C_{CMTD}$ de -7,1‰, caractéristique du CO₂ atmosphérique. La *p*CO₂ de ces eaux (log(*p*CO₂) = -2,3) est aussi cohérente avec les conditions de nappe libre ; la *p*CO₂ peut être plus importante que celle atmosphérique en raison d'échanges gazeux faibles. De plus, la composition en $\delta^{13}C_{CMTD}$ de la nappe ne semble pas influencée par un enrichissement qui aurait marqué un apport de la remontée thermominérale dans les eaux de la nappe.

Point	δ ¹³ C _{CMTD} _{vs PDB} ‰	p CO_{2 éq.} * atm.
PSC	-1.5	0.798
GSC	-1.3	0.574
SF	-0.5	0.011
Massiago	-0.8	0.112
Nappe	-7.1	0.005

Incertitudes des données 2014 : $\delta^{13}C \pm 0,1\%$

* p CO₂ équilibrante déterminées avec le logiciel Diagramme (v.2.0.0.70)

Tableau 18-2 : Données isotopiques du ¹³C et les pressions partielles en CO₂ calculées pour les eaux thermominérales et froides du site de Salins-les-Thermes (données de cette étude 2014).



Figure 18-4 : Composition isotopique en ¹³C en fonction des $log pCO_2$ des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes ; pCO_2 à l'équilibre calculées avec le logiciel Diagramme (version 2.0.0.70).

18.4.2. Le $\delta^{13}C_{CO2}$ de la phase gazeuse

La composition isotopique du 13 C du CO₂ de la phase gazeuse est aussi couramment utilisée pour définir l'origine du carbone. Un prélèvement des gaz de la GSC a été fait par Siméon en février 1979 avec cet objectif. Les dosages du 13 C et de l' 18 O ont été réalisés par un spectrographe à double collection au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon par B. Blavoux. Les valeurs sont de $\delta^{13}C_{CO2g} = -8,8 \% vs$ PDB et $\delta^{18}O_{CO2g} = +14,3 \% vs$ SMOW.

Différentes études, synthétisées dans Winckel (2002) et Blavoux (1995), s'accordent sur le fait que des teneurs en δ^{13} C du CO_{2(g)} de -8 à -4‰ sont caractéristiques d'une origine endogène magmatique, alors que des teneurs enrichies de l'ordre de -2 à 2‰ marquent une origine endogène liée au métamorphisme de carbonates sédimentaires. Le CO₂ d'origine exogène biogénique a une composition isotopique plus légère qui varie de -25 à -14‰ en δ^{13} C_{CO2g}.

Ces résultats suggèrent une origine magmatique et non métamorphique au CO_2 endogène des eaux thermominérales de Salins, en accord avec les conclusions de Siméon (1980). Les eaux fortement chargées en CO_2 profond favorisent la dissolution supplémentaire de carbonates (Blavoux, 1995). La composition en $\delta^{13}C_{CMTD}$ des eaux thermominérales de Salins est donc influencée par la dissolution des roches carbonatés, ainsi que par du CO_2 magmatique.

Conclusion

Les eaux thermominérales de Salins contiennent au moins 230 mg/l en CO₂ dissous, issu d'un flux d'origine endogène magmatique qui favorise la dissolution de roches carbonatées (non métamorphique) lors de la remontée hydrothermale. Les flux de CO₂ issus de dégagements magmatiques profonds circulent le long des grands accidents structuraux et peuvent ainsi rejoindre les circuits d'écoulement d'eaux souterraines en profondeur. Il n'est donc pas nécessaire que les eaux souterraines de Salins soit au contact des roches cristallines du socle pour acquérir leur caractère carbogazeux.

Les autres gaz dissous dans ces eaux (Figure 18-2) sont contenus dans l'atmosphère mais certains (radon et hélium par exemple) peuvent aussi avoir une origine endogène par désintégration d'éléments contenus dans les roches. De nouvelles analyses de la composition de la phase gazeuse, comprenant des analyses isotopiques, seraient intéressantes car elles pourraient également renseigner sur les conditions de recharge (température de recharge ou temps de résidence, avec les rapports Ar/Kr/Xe et les isotopes ³⁹Ar et ⁸¹Kr) ou de mélange (radon ²²²Rn) (Arnórsson, 2000).

19. Les précipités de boues

Les sources thermominérales de Salins présentent d'importants dépôts de boues rougeâtres au fond des bassins et sur les parois des canalisations. Ces précipités se forment au niveau des émergences lorsque les eaux souterraines arrivent au contact de l'atmosphère. Ils sont dus à la floculation d'oxydes (agglomération lâche de particules) à partir de colloïdes en suspension (particules < 10μ m) et à leur précipitation. L'étude de la composition de ces précipités en éléments majeurs, traces et terres rares peut fournir des informations supplémentaires sur les interactions eau-roche (cf. chapitre IV.14.4 pour les conditions de prélèvement et d'analyses).

19.1. Les éléments majeurs

Aux émergences des Vieux-Bains, les boues sont principalement composées d'oxydes de Fe (49 à 57%), de Si (6,4 à 8,7%), de Ca (4,3 à 13,3%) et de Al (0,8 à 3,2%) (Figure 19-1a). Elles contiennent plus de calcium que de magnésium, et les teneurs en Na₂O sont sous-estimées en raison de la dissolution par lavage

du NaCl dans les échantillons avant analyse. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par fluorescence X et diffraction X par Siméon en 1980 sur les précipités des Sources Chaudes. La diffraction X a aussi permis de déterminer la présence non négligeable de quartz, feldspaths et, d'illite, micas et argiles et de préciser les teneurs en calcite (16% de CaCO₃). En effet, la perte au feu de 20% dans les analyses réalisées en 2012 comprend le CO_2 des carbonates et la MO potentielle.

Les précipités de la Source Massiago se distinguent par des proportions plus faibles en Fe_2O_3 (24,4%) et plus élevées en SiO₂ (29,4%) ainsi que dans la majorité des autres éléments dans une moindre mesure (Figure 19-1a).

19.2. Les éléments traces

Les précipités boueux contiennent de nombreux éléments traces dont les teneurs sont très variables, de moins de 1 à 69480 ppm (Figure 19-1b). En effet, les conditions redox jouent un rôle majeur dans la mobilité des éléments en favorisant la présence de chacun sous forme dissoute ou précipitée. Ainsi, des éléments traces complémentaires ont été analysés dans les précipités (Be, Bi, Cr, Ga, Ge, Hf, Nd, Ni, Sc, Sb, Sn, Ta, Th, V, Zr) et les éléments déjà reconnus dans la phase dissoute (As, Ba, Cd, Co, Cs, Cu, Mo, Pb, Rb, Sr, U, W, Zn) présentent des proportions différentes (cf. chapitre IV.16.4.2).

Les précipités des différentes émergences sur le site des Vieux-Bains ont des teneurs en éléments traces similaires. Ils se caractérisent par des concentrations particulièrement importantes en As (44900 à 69480 ppm) liées à la présence d'oxydes de fer sur lesquels l'As se fixe, et en Sr (1004 à 2092 ppm) caractéristique des évaporites (cf. chapitre IV.16.4.2). La présence de Sb en teneur importante (68 à 202 ppm), de Ni et Co, entres autres, suggèrent un probable contact avec des roches du socle (roches vertes ?).

Les précipités de la Source Massiago ont une composition proche de celle des Vieux-Bains qui se distingue néanmoins par des teneurs en As et Sr plus faibles (respectivement de 16970 et de 696 ppm) et plus élevées principalement en Ba, Co, Cr, Mo, Ni, Pb et Zn.

19.3. Les terres rares

Les éléments terres rares (REE) sont considérés comme des traceurs géochimiques des interactions eau-roche puisque la signature en REE, normalisés à une roche standard commune, d'une eau souterraine est similaire à celle de la roche traversée. Les teneurs en REE dans les eaux sont donc contrôlées par la roche source ainsi que par la composition chimique de la solution, les conditions physico-chimiques (pH, redox) et les processus de complexation et de transport sur les phases particulaires. Négrel *et al.* (2000) ont observé que des eaux riches en CO₂ et au pH neutre (6-7) ont une haute capacité de mobilisation car les REE sont préférentiellement complexés avec des carbonates (sous forme de CO₃²⁻ principalement et HCO₃²⁻). Plusieurs études (Protano et Riccobono, 2002 ; Biddau *et al.*, 2009) ont aussi mis en évidence une corrélation entre les teneurs en REE et en fer dans les eaux, suggérant un transport des éléments par sorption sur les colloïdes de fer. Des processus de fractionnement en fonction de la présence de matières en suspension et de particules colloïdales peuvent ainsi affecter la signature en terres rares dans les eaux. Lors de la normalisation des teneurs par un standard commun - comme le Post-Archean Australian Shales (PAAS ; McLennan, 1989) - la signature de la fraction dissoute serait enrichie en REE lourds et celle de la matière en suspension en REE légers alors que la phase colloïdale ne serait pas affectée (Biddau *et al.*, 2009).



Figure 19-1 : Composition géochimique des précipités de boues des émergences thermominérales de Salinsles-Thermes ; a Oxydes précipités, b. Eléments traces, c. Terres Rares normalisées au PAAS (McLennan, 1989), données de cette étude 2014.

Dans cette étude, les teneurs en REE contenus dans les boues ferreuses (colloïdales) des émergences de Salins ont été normalisées au PAAS (Figure 19-1c) afin de tenter une comparaison des signatures avec celles établies pour les eaux des différents aquifères types de la ceinture alpine par Biddau *et al.* (2009) ; en considérant que ces dernières sont peu affectées par les processus de fractionnement en absence de phase particulaire dans les échantillons non-filtrés.

Les précipités boueux de Salins ont des rapports de teneurs en REE plus élevées que celles des eaux souterraines de la ceinture alpine puisque les phases colloïdales sont enrichies par rapport aux phases dissoutes (Biddau *et al.*, 2009). Sur le site des Vieux-Bains, les précipités ont des spectres de forme convexe traduisant un enrichissement en REE de masses intermédiaires par rapport aux REE lourds et légers. Cela semble correspondre à la signature des eaux souterraines des aquifères carbonatés (Biddau *et al.*, 2009) mais ces spectres seraient cependant caractéristiques de la présence d'oxydes de fer, enrichis en terres rares intermédiaires (Protano et Riccobono, 2002). Les signatures ne montrent pas d'autre anomalie indicatrice d'une roche réservoir type. En effet, des anomalies en Ce sont souvent observées dans les eaux souterraines sous condition oxydante dues à la rétention préférentielle du Ce dans la phase solide (Biddau *et al.*, 2009). Un contact potentiel avec des roches cristallines (anomalies négatives en Ce et Eu et enrichissement en REE lourds) ou même avec les formations évaporitiques (anomalie en Eu plus marquée qu'en Ce) ne sont pas mis en évidence.

Les précipités de la Source Massiago ont une signature en REE moins marquée par un enrichissement en ETR intermédiaires probablement grâce à la teneur en oxydes de fer plus faible. L'anomalie en Eu sans enrichissement en REE lourds se rapproche de la signature des aquifères évaporitiques.

Conclusion

Les précipités de boues de Salins sont principalement composés, en plus de NaCl, d'oxydes de fer (56%) formés au niveau des émergences au contact de l'atmosphère et sont riches en éléments traces. Ils contiennent les éléments analysés dans la phase dissoute qui sont principalement issues des formations évaporitiques. La présence non négligeable de feldspaths, mise en évidence par les analyses de 1980, et des éléments traces tels que le Sb, Ni et Co, analysés en 2012, permettent de suggérer un possible contact entre les eaux souterraines et les roches du socle. Les signatures en terres rares aux sources des Vieux-Bains sont marquées par l'abondance des oxydes de fer et ne sont donc pas caractéristiques d'un réservoir type.

Les précipités de la Source Massiago se distinguent de ceux des Vieux-Bains par une proportion en oxydes de Si (29,4%) plus abondante qu'en oxydes de Fe (24,4%). La composition en éléments traces est similaire mais montre de teneurs en éléments significativement différentes et non caractéristique d'une dilution. La signature en terres rares, moins marquée par les oxydes de fer, se rapproche de celles des aquifères évaporitiques. Ces résultats soutiennent l'hypothèse que les eaux de la Source Massiago sont issues d'un circuit hydrothermal distinct, toutefois dans un contexte géologique similaire.
20. Les phénomènes de mélange

L'étude hydrochimique a mis en évidence des phénomènes de mélange importants affectant les remontées des eaux thermominérales des sites des Vieux-Bains et de la Source Massigo à Salins. Nous discuterons ici des hypothèses de mélanges établies grâce aux outils hydrochimiques sur les différentes émergences, afin de quantifier les proportions de mélange des pôles purs identifiés à partir des aquifères potentiels (Doublet *et al.*, 2014b).

Sur le site des Vieux-Bains, les eaux de la GSC, des émergences secondaires et de la SF ont des caractéristiques physico-chimiques intermédiaires entre les eaux de la PSC et des eaux froides peu minéralisées. La PSC représente le pôle thermominéral puisque ces eaux peuvent être considérées non mélangées avec des eaux froides (cf. chapitre IV.16.2). Les pôles froids peuvent correspondre aux écoulements dans le versant, constitués de calcaires dolomitiques, ou dans le remplissage quaternaire de fond de vallée. Les émergences peuvent ainsi chacune être influencées par l'un et/ou l'autre des pôles froids.

Les eaux thermominérales sont caractérisées par un faciès hyperminéralisé chloruré sodique (NaCl). Les eaux du réservoir alluvial et du Doron-de-Bozel sont plus faiblement minéralisées et sulfatées calciques (CaSO₄). La composition chimique du pôle versant pur n'est pas identifiée car la seule émergence connue aux écoulements du versant est la SF, et ces eaux sont caractérisées par un mélange avec les eaux thermominérales. Le faciès chimique (Cl-SO₄-Na-Ca) de la SF n'est donc pas représentatif des eaux du versant. Les éléments traces ne permettent pas de différencier les eaux froides et par conséquent leur contribution respective dans les mélanges avec les eaux thermominérales.

Des hypothèses sur la composition des pôles purs théoriques seront donc posées afin d'estimer les proportions de mélange aux différentes émergences.

La Source Froide

La Source Froide est principalement alimentée par les eaux du versant (cf. chapitre III.11.2) et l'étude hydrochimique a mis en évidence un mélange avec des eaux thermominérales. Elles contiennent, en effet, du NaCl et les éléments traces caractéristiques du pôle thermominéral.

Nous avons tenté, dans un premier temps, de reconstituer la composition en éléments majeurs d'un pôle pur correspondant aux eaux circulant dans le versant sensu stricto, en posant comme hypothèse l'absence de Cl (et de Na) dans ces eaux.

Le mélange binaire basé sur la loi de conservation des masses est représenté par :

$$Q_{SF}C_{SF} = Q_{PT}C_{PT} + Q_{PV}C_{PV}$$

avec Q_{SF} , Q_{PT} et Q_{PV} les débits respectifs de la SF, du pôle thermominéral et du pôle versant, et C_{SF} , C_{PT} et C_{PV} les concentrations en éléments et température de chacun des pôles et de la SF.

Le rapport de débit **r** s'obtient par : $\mathbf{r} = Q_{PV} / Q_{PT} = (C_{PT} - C_{SF}) / (C_{SF} - C_{PV})$

et la composition théorique du pôle versant est déduite par : $C_{PV} = 1/r (C_{SF} - C_{PT}) + C_{SF}$

Les calculs sont effectués sur les données de 2012 et 2014 de cette étude, et le pôle thermominéral est représenté par les paramètres de la PSC.

Les résultats montrent que les teneurs en éléments obtenues pour les eaux du versant sont proches de celles de la nappe et du Doron (Tableau 20-1 et Figure 20-1). Les écarts s'inscrivent dans la gamme d'incertitude sur les résultats obtenus. Par conséquent, la composition théorique du pôle versant ne permet pas de distinguer les pôles froids dans les processus de mélange.

Les fortes teneurs en Ca-SO₄ dans les eaux du versant reconstituées impliqueraient que les eaux du versant ne circulent pas uniquement en contact de calcaires dolomitiques mais aussi au contact de gypses et/ou anhydrites, avant de se mélanger avec les eaux thermominérales pour donner la composition des eaux de la SF.

Notons, néanmoins, que ces estimations ne prennent pas en compte les réactions de précipitation ou dissolution secondaires pouvant se produire lors du mélange d'eaux chaudes et froides et modifier les teneurs en éléments.

Date	Points	R (Q _{PF} /Q _{PT})	т	Cl	SO4	HCO₃	Ca	Mg	Na	К
			°C	mEq/l	mEq/l	mEq/l	mEq/l	mEq/l	mEq/l	mEq/l
2012	PSC (PT)		39	241.89	52.49	17.35	46.66	13.88	267.94	2.38
	SF		12.6	12.30	14.07	4.88	12.59	4.48	13.48	0.17
	PF th.	18.7 ± 2.6	11.2 ± 0.3	0	12.0 ± 1.5	4.2±0.5	$\textbf{10.8} \pm \textbf{1.3}$	4.0 ± 0.5	0	0.05 ± 0.03
2014	PSC (PT)		39.200	255.23	54.24	15.25	55.69	13.08	254.94	2.29
	SF		12.000	17.88	17.29	2.30	18.91	4.99	15.35	0.20
	PF th.	13.3 ± 1.9	9.9±0.4	0	14.5 ± 1.9	1.3±0.3	16.1 ± 2.0	4.4 ± 0.5	0	0.04 ± 0.04

Incertitudes sur les résultats estimées en considérant une incertitude absolue de 10% sur les éléments

Tableau 20-1: Calculs de la composition en éléments majeurs du pôle versant théorique (PVth) dans l'hypothèse d'absence de Cl dans les eaux traversant les calcaires dolomitiques; ils sont basés sur la loi de conservation des masses pour un mélange binaire entre les eaux du versant et les eaux thermominérales à la Source Froide, à partir des données de 2012 et 2014 de cette étude.



Figure 20-1 : Faciès chimique du pôle versant théorique (PVth) dans l'hypothèse d'absence de Cl dans les eaux traversant les calcaires dolomitiques ; les calculs sont basés sur la loi de conservation des masses pour un mélange binaire entre les eaux du versant et les eaux thermominérales à la Source Froide, à partir des données de 2012 et 2014 de cette étude.

Bien qu'il n'ait pas été possible de distinguer d'élément caractéristique au pôle versant, nous avons estimé les proportions du mélange binaire à la SF à partir de l'hypothèse d'absence de Cl dans le pôle versant théorique. Le calcul est appliqué sur les teneurs en Cl des analyses de cette étude et des données ARS de 2012 à 2014. Ainsi, la SF principalement alimentée par les écoulements du versant contient entre 4,3 et 7% d'eaux thermominérales, avec une moyenne de 6% sur cette période.

Les calculs de mélange ne peuvent pas être fait avec les autres éléments car ils sont susceptibles d'être présents dans les différents pôles ou d'intervenir dans des réactions chimiques secondaires lors des mélanges (précipitation de Ca...) ou lors des processus d'oxydation à la surface des émergences (Fe, As...). Les compositions isotopiques n'ont pas été utilisées car les données doivent être validées par des analyses complémentaires.

La Grande Source Chaude

Seules les données isotopiques (δ^{18} O et δ^{2} H) ont fourni des indications sur les mélanges à la GSC (cf. chapitre IV.17.22.2). Elles permettent également de distinguer les eaux de la nappe et du Doron. Les eaux de la GSC seraient constituées d'un mélange des eaux thermominérales (PSC) avec des eaux du réservoir alluvial qui se distinguent des eaux de la nappe prélevées dans le piézomètre. En effet, les eaux du piézomètre correspondraient à une nappe superficielle alimentée par les écoulements du versant, et le mélange avec les eaux alluviales ne seraient pas forcément homogène dans le remplissage plus en profondeur. Dans cette hypothèse, les eaux du réservoir alluvial alimentant en partie la GSC seraient peu influencées par les écoulements du versant, donc plus profondes que les eaux de la nappe superficielle. La composition isotopique du réservoir alluvial profond serait similaire à celle du Doron, donc peu modifiée par les circulations dans le remplissage.

La confirmation de cette hypothèse nécessite l'acquisition de données isotopiques complémentaires, ainsi que des données sur le remplissage quaternaire. Néanmoins, les proportions de mélange peuvent être estimées à partir des teneurs en Cl de 2014 aux PSC, GSC et dans le Doron. Ainsi, la GSC serait constituée de 76% d'eaux thermominérales (PSC) et 24% d'eaux du réservoir alluvial de composition chimique similaire à celle du Doron.

Les émergences secondaires

Les émergences secondaires se situent dans un contexte d'émergence similaire à la GSC. Le (ou les) pôle(s) froid(s) des mélanges affectant ces émergences n'ont pas pu être identifiés en l'absence de données isotopiques. Différents modèles de mélange sont possibles ; les eaux du pôle thermominéral peuvent être mélangées avec les eaux du versant, de la nappe superficielle ou du réservoir alluvial profond (chimiquement similaire à celles du Doron). Dans l'hypothèse de mélanges binaires, les pourcentages de mélange sont estimés avec les teneurs en Cl des émergences GS.03, SF.04, SF.05, PSC, de la Nappe et du Doron pour les analyses de 2012 et 2014 de cette étude, et la teneur en Cl du pôle versant est supposée nulle.

Les résultats (Tableau 20-2) montrent qu'aux sources GS.03 et SF.04 les proportions de mélange sont peu différentes quel que soit le modèle de mélange et le jeu de données. L'émergence GS.03 serait ainsi composée d'environ 49% d'eaux thermominérales et 51% d'eaux froides indifférenciés, alors que les eaux de SF.04 contiendraient à peine 1 à 2% d'eaux thermominérales en 2014. Seule SF.05 montre différentes proportions entre les modèles de mélange, ce qui ne permet pas de faire d'estimation. Il semble cependant qu'il y ait une augmentation des eaux du pôle thermominéral entre 2012 et 2014.

CHAPITRE IV. Etude hydrogéochimique

Points	Modèle de mélange	% Pôle Thermominéral			
1 01113	Modele de melange	2012 20			
GS.03	PT + PV	47	51		
	PT + Nappe	47			
	PT + Doron		51		
SF.05	PT + PV	26	79		
	PT + Nappe	47			
	PT + Doron		51		
SF.04	PT + PV		2		
	PT + Nappe				
	PT + Doron		1		

Ainsi, l'apport d'eaux thermominérales est très variable d'une émergence secondaire à l'autre et peut varier dans le temps, et les pôles froids sont indifférenciés.

Tableau 20-2 : Estimation des pourcentages d'eaux issues du pôle thermominéral dans les émergences secondaires du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes à partir de plusieurs modèles de mélange ; PT : pôle thermominéral équivalent à la PSC, PV : pôle versant avec Cl=0, Nappe : nappe superficielle prélevée dans le piézomètre, Doron : eaux du remplissage alluvial considérées chimiquement similaires à celles du Doron.

La source Massiago

Les eaux thermominérales de la Source Massiago ont montré des caractéristiques physico-chimiques qui tendent à se distinguer des eaux du site des Vieux-Bains. Les précipités de boue de Massiago se distinguent particulièrement par des teneurs en éléments différentes de celles des Vieux-Bains et non caractéristiques de phénomènes de mélange ou de dilution avec les eaux thermominérales des Vieux-Bains. Ainsi, les eaux de la Source Massiago ne correspondent pas à un mélange avec des eaux thermominérales de composition similaire au pôle thermominéral du site des Vieux-Bains.

L'étude des indices de saturation a, néanmoins, mis en évidence que ces eaux thermominérales sont mélangées avec des eaux froides. Selon les données isotopiques (δ^{18} O et δ^{2} H), elles seraient probablement issues des écoulements du versant calcaire dolomitique. Cette hypothèse doit cependant être vérifiée à partir de données isotopiques complémentaires. L'estimation de proportion de mélange n'est dans ce cas pas possible en l'absence d'un pôle thermominéral pur sur ce site.

Des analyses chimiques et isotopiques complémentaires, et plus régulières, sur l'ensemble des eaux thermominérales et froides du site permettraient de vérifier les hypothèses de mélange. L'utilisation de modèles inverses grâce à des logiciels de modélisation hydrochimiques (Phreecq, Netpah) permettrait une quantification des mélanges plus précise puisque les réactions chimiques secondaires seraient prises en compte. Ils nécessitent néanmoins de connaître la composition des pôles purs, les phases minérales et gazeuses présentes et de fixer des contraintes d'ajustement (sur l'alcalinité, le pH ou le Eh) pouvant influencer les résultats sur certains éléments.

21. Conclusion : synthèse de l'étude hydrogéochimique

Les interactions eau-roche et eau-gaz ont été étudiées dans ce chapitre. Les interprétations se basent sur les analyses des éléments majeurs, mineurs et traces des eaux et des précipités de boues, ainsi que sur les analyses isotopiques sur les eaux et gaz, pour l'ensemble des eaux thermominérales et froides présentes sur le site de Salins-les-Thermes. Ces analyses ont permis de définir les roches réservoirs à l'origine de la minéralisation des différents types d'eau et d'identifier les caractéristiques potentielles des pôles purs (thermominéral, alluvial, versant) à partir des aquifères identifiés. Les interactions entre les différents aquifères ont été établies grâce à l'étude des mélanges observés aux différentes émergences et sont synthétisées dans la Figure 21-1.

Les eaux thermominérales du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes sont caractérisées par un faciès hyperminéralisé chloruré sodique (29mS/cm à 25°C avec 14,6g/l de NaCl), des dégagements carbogazeux (au moins 230mg/l en CO₂ dissous) et d'importantes précipitions d'oxydes de fer aux émergences. Les eaux de la Petite Source Chaude (PSC) sont considérées comme les plus représentatives du pôle thermominéral sur la période 2012-2014.

La minéralisation des eaux est acquise au contact des formations évaporitiques du Trias, principalement par la dissolution d'anhydrite et de gypse contenant de la halite (environ 4000m³/an de halite et 750m³/an d'anhydrite et/ou gypse dissous par le flux thermal, selon les bilans de masses) et, dans une moindre mesure, de la dissolution de calcaire dolomitique (270m3/an de dolomite). Des échanges cationiques avec les argiles (Ca-Na, NH₄) pourraient également intervenir dans l'équilibre chimique des eaux. Le volume moyen d'argiles nécessaire aux échanges Ca-Na a été estimé à 10000m³/an, en considérant que les argiles présentes sur la zone d'étude sont uniquement des illites. Les eaux thermominérales sont également enrichies en éléments mineurs et traces au contact des roches évaporitiques (Sr, Rb, Li, Mn, Cu, Cd, U, Br, Zn). Cependant, l'hyperminéralisation associée aux formations gypseuses masque les marqueurs spécifiques des autres formations géologiques pouvant constituer l'aquifère profond ou intervenir dans le circuit des eaux souterraines, comme les formations calcaires du Crétacé ou les formations détritiques du Houiller du Permo-Trias. Seules les fortes teneurs en Si dans les eaux, généralement caractéristiques d'un contact avec des roches cristallines en profondeur, peuvent être reliées à une circulation des eaux dans les quartzites fracturées du Trias de l'unité de Moûtiers. Cette formation pourrait alors constituer une zone d'infiltration des eaux météoriques et permettre leur circulation en profondeur. La température des eaux plus élevée en profondeur favoriserait, en effet, l'acquisition des fortes teneurs en Si au contact des quartzites. La présence de Ti, Co, W et Ag dans les eaux et de Sb, Ni, Co et de feldspaths dans les précipités de boues permet de suggérer un contact entre les eaux souterraines et les roches du socle. Cependant, ces roches ne sont pas forcément en place ; elles peuvent être présentes en blocs d'arrachement tectoniques dans les gypses des contacts chevauchants (Gasquet, 1979).

L'aire d'alimentation du système hydrothermal est estimée dans cette étude à environ 1600m d'altitude, grâce à un gradient altitudinal local (La Léchère ; Dray, 2003) et en prenant en compte les mélanges observés. Ce résultat est plus cohérent dans le contexte hydrogéologique local que les altitudes proposées dans les études antérieures, soit 2700m selon Siméon (1980) et 2400m selon le BRGM (Barat, 1988). Cependant, l'âge des eaux n'étant pas connu, l'altitude de l'aire d'alimentation peut être surestimée dans le cas d'eaux très anciennes (âgées de plusieurs milliers d'années) infiltrées lors d'une période plus

froide que l'actuel. L'application de géothermomètres adaptés aux aquifères évaporitiques (SiO₂, SO₄/F², méthode des indices de saturation sur l'anhydrite et de la calcédoine...) sur les eaux considérées non mélangées de la PSC en 2012-2014, a permis une nouvelle estimation de la température des eaux dans le réservoir profond. En effet, les études précédentes n'avaient pas pris en compte les phénomènes de mélange dans leur estimation (100°C en moyenne selon Siméon (1980) et à 70°C selon (Barat, 1980)). Ainsi, les eaux thermales atteindraient, selon notre étude, une température de 60°C, soit une profondeur de 2km environ en considérant un gradient géothermique moyen de 30° C/km. C'est probablement en profondeur que le flux de CO₂ magmatique rejoint le circuit hydrothermal grâce aux grands accidents structuraux du socle et aux contacts chevauchants. Ce flux favorise dans la suite du circuit la dissolution des formations carbonatées du Trias. Lors de la remontée, les eaux thermominérales se refroidissent par conduction pour atteindre une température de l'ordre de 40°C à l'émergence de la PSC. Dans la partie terminale, elles peuvent être mélangées avec les eaux froides peu profondes du remplissage alluvial ou du versant, comme aux émergences secondaires et à la Grande Source Chaude (GSC).

La chronique des données historiques a mis en évidence une augmentation significative des températures et des compositions chimiques des eaux de la PSC et, en moindre importance, à la GSC entre 1980 et le début des années 2000. Ces augmentations distinctes induisent une évolution à long terme des processus de mélanges entre les eaux thermominérales profondes et des eaux froides peu profondes au niveau de la zone d'émergence. Depuis 2000, les valeurs restent très stables (variations inférieures à 10%) et les eaux de la PSC prélevées en 2012 et 2014 sont considérées comme les plus représentatives du pôle thermominéral car elles seraient, selon l'étude des géothermomètres, peu, voire pas affectées par les mélanges. La différence de composition isotopique en δ^{18} O et δ^{2} H à la PSC (en 1980) et à la GSC (en 1980 et 2014) par rapport à la PSC (en 2014) suggère un mélange des eaux thermominérales avec des eaux du réservoir alluvial profond. Dans l'hypothèse où les eaux alluviales profondes ont une composition chimique similaire à celle du Doron, la proportion de ces eaux dans un mélange avec des eaux thermominérales à la GSC est estimée à 24%, à partir des teneurs en Cl.

Les eaux thermominérales de la Source Massiago présentent des caractéristiques physicochimiques proches de celles des Vieux-Bains (23,7°C, 8mS/cm et 2g/l de NaCl en moyenne entre 2012 et 2014) avec des variations importantes au cours du temps, plus probablement liées aux conditions hydrodynamiques qu'aux conditions climatiques.

Néanmoins, cette source se distingue d'un simple mélange entre les eaux thermominérales du site des Vieux-Bains avec des eaux froides plus superficielles. En effet, les variations des paramètres physicochimiques des eaux de Massiago diffèrent des mélanges observés sur le site des Vieux-Bains. De plus, la composition des précipités de boues de Massiago présente des teneurs plus faibles principalement en oxydes de fer, en As et Sr et plus élevées en SiO₂, Al₂O₃, CaO et en nombreux éléments traces (Ba, Co, Cr, Mo, Pb, Zn...) par rapport à celle des Vieux-Bains. Les proportions en éléments dans les précipités de Massiago sont significativement différentes de celles des Vieux-Bains et ne sont pas caractéristiques d'une dilution. Les teneurs en éléments traces dans les eaux ne permettent pas une telle distinction ; seul un faible enrichissement en Mg indique une contribution plus importante des calcaires dolomitiques dans la composition chimique des eaux. Ces résultats sont en accord avec les conclusions de Siméon (1980). Les eaux de Massiago présentaient alors des teneurs en ³H inférieures à celles des eaux thermominérales des Vieux-Bains, ce qui excluait une simple dilution de ces eaux thermominérales avec des eaux froides à la Source Massiago. L'ensemble de ces observations soutient l'hypothèse que les eaux thermominérales de la Source Massiago sont issues d'un circuit hydrothermal distinct à celui des Vieux-Bains. Les compositions hydrochimiques similaires sont liées au fait que les eaux souterraines circulent dans le même contexte géologique. La température du réservoir profond alimentant la Source Massiago n'a pas pu être estimée à cause d'un mélange significatif des eaux thermominérales avec probablement les eaux du versant, d'après les compositions isotopiques en ¹⁸O et ²H. Les traçages réalisés par Siméon (1980) avaient également mis en évidence un possible apport des écoulements du versant dans cette source. Enfin, l'aire d'infiltration serait au moins à 1700m d'altitude environ, en considérant ce mélange, et serait surestimée en cas d'eaux très anciennes.

La Source Froide (SF) est principalement alimentée par les écoulements du versant; ceci a particulièrement été mis en évidence par la pollution aux hydrocarbures en 2007/2008 (cf. chapitre III.9.1). La chimie des eaux de la SF n'est pas caractéristique d'un réservoir calcaire dolomitique et aucune autre source, permettant de caractériser ce réservoir, n'est connue.

Les eaux de la SF présentent des températures et conductivités moyenne de 12,4°C et 3,2mS/cm, avec des variations saisonnières anti-corrélées et décalées par rapport aux eaux du Doron. Elles sont caractérisées par un faciès Cl-SO₄-Na-Ca, mais ont montré des augmentations de température et minéralisation progressives ou ponctuelles au cours du temps, avec des enrichissements significatifs en NaCl pouvant atteindre 4,2g/l. Ceci met évidence un apport, à long et court termes, d'eaux thermominérales dans cette source. La présence d'éléments traces similaires à ceux rencontrés dans les eaux thermominérales (Sr, Rb, Li, Mn...) et la variation des compositions isotopiques en ¹⁸O et ²H des eaux confirment le mélange.

Cependant, l'hyperminéralisation des eaux thermominérales empêche l'identification d'un élément marqueur spécifique au réservoir calcaire dolomitique. Nous avons donc tenté de reconstituer la composition théorique en éléments majeurs du pôle versant pur, à partir d'un mélange binaire avec les eaux thermominérales et avec l'hypothèse d'absence de Cl dans les eaux du versant. Les résultats montrent une composition théorique des eaux du versant similaire à celles de la nappe et du Doron, alors qu'elles émergent 1,6m au-dessus du niveau de la nappe. Ceci ne permet donc pas de distinguer les eaux froides entre elles, mais suggère que les eaux du versant pourraient également être en contact avec du gypses et/ou anhydrite avant le mélange avec les eaux thermominérales.

En prenant en considération le mélange, l'altitude moyenne d'infiltration des eaux circulant dans le versant est estimée inférieure à 830m, et dans l'hypothèse d'absence de Cl dans les eaux du versant, les eaux de la SF contiendraient en moyenne 6% d'eaux thermominérales.

Les eaux de la nappe et du Doron présentent un faciès sulfaté calcique (CaSO₄) très faiblement minéralisé, acquis au contact des gypses présents dans les vallées de Salins et des Belleville (confluence en amont de Salins), et légèrement enrichi en Mg et HCO₃ par les calcaires dolomitiques du Trias.

En 1980, les paramètres physico-chimiques de ces eaux présentaient des variations saisonnières importantes soumises aux conditions climatiques. Les eaux de la nappe, alimentée par le Doron, étaient légèrement enrichies par leur circulation dans le remplissage quaternaire (Siméon, 1980). Cette nouvelle étude a mis en évidence une modification des conditions d'alimentation de la nappe. En effet, bien que son niveau hydrodynamique soit toujours contrôlé par celui du Doron, les températures et conductivités de la

CHAPITRE IV. Etude hydrogéochimique

nappe sont significativement plus élevées et leurs variations saisonnières sont inversées par rapport à celles du Doron. Les compositions isotopiques des eaux permettent de suggérer un apport d'eaux du versant dans le remplissage quaternaire, qui n'affecterait cependant que la partie superficielle du réservoir alluvial représentée par les eaux de nappe prélevées dans le piézomètre F1. Les eaux profondes du réservoir alluvial seraient chimiquement proches des eaux du Doron et à l'origine des mélanges à la GSC et potentiellement aux émergences secondaires.

La zone d'émergence des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes est ainsi le lieu de mélanges des eaux thermominérales artésiennes avec les eaux alluviales et/ou des écoulements du versant. Les pôles froids sont encore indifférenciés en absence d'élément chimique permettant de les distinguer. Ces mélanges sont contrôlés par les conditions hydrodynamiques entre les différents aquifères. L'apport d'eaux thermominérales est alors très variable d'une émergence secondaire à l'autre et dans le temps.





207

Chapitre V

Conclusion générale

Chapitre V Conclusion générale

Cette conclusion générale présente, dans un premier temps, une synthèse de l'ensemble des résultats obtenus et de leurs interprétations, apportant de nouvelles connaissances et hypothèses sur le fonctionnement du système hydrothermal. Les conditions d'exploitation et de gestion de la ressource ayant également pu être évaluées, nous synthétisons donc, dans un second temps, les préconisations présentées aux acteurs de l'activité thermale concernant la vulnérabilité de la ressource thermale et de son exploitation actuelle, ainsi que la réalisation d'un forage d'exploitation.

22. Synthèse

Au terme de cette étude interdisciplinaire associant la géologie, l'hydrodynamique et l'hydrogéochimie, de nouvelles connaissances sont apportées sur le fonctionnement du système hydrothermal de Salins-les-Thermes. Nous synthétisons ci-dessous les résultats et proposons les hypothèses sur ce fonctionnement en suivant le circuit hydrothermal, de la zone d'alimentation jusqu'aux émergences artésiennes et le long du parcours souterrain.

Nous considérons ici uniquement le système alimentant le site des Vieux-Bains puisque nous avons mis en évidence que les eaux thermominérales de la Source Massiago sont issues d'un système hydrothermal distinct. Les caractéristiques hydrochimiques similaires sur ces deux sites sont liées au fait que les eaux souterraines circulent dans le même contexte géologique, en bordure orientale de la zone valaisanne.

22.1. Alimentation

Le secteur de Salins-Moûtiers, situé en bordure orientale du front pennique, est caractérisé par des formations géologiques très déformées (plis, nappes, chevauchements) et une fracturation régionale dense. Les calcaires dolomitiques et les quartzites du Trias de l'unité de Moûtiers constituent dans ce secteur les principaux aquifères permettant des circulations de subsurface et/ou profondes. La compétence de ces roches facilite, en effet, leur fracturation dense. Les formations Crétacé et Jurassique des unités de Moûtiers et du Quermoz, à l'W-NW des deux formations précédentes et de la vallée de Salins, ne sont pas reconnues comme des formations aquifères. À l'E de l'unité de Moûtiers, les formations liasiques subbriançonnaises et le Houiller de Salins forment une barrière hydrogéologique aux écoulements profonds.

Les études antérieures ont estimé, par des outils hydrochimiques, une altitude moyenne de l'aire d'infiltration à 2400m (Barat, 1988) et 2700m (Siméon, 1980). Une zone d'alimentation du circuit hydrothermal au niveau du Mont Jovet, sommet le plus proche atteignant ces altitudes estimées, nous semble peu probable au regard des formations peu perméables devant être traversées (houiller de la zone briançonnaise, gypses) et des nombreux fronts de chevauchement qui pourraient interrompre les écoulements souterrains. Ces altitudes ont pu être surestimées par les phénomènes de mélange au niveau des émergences. Dans ce travail, nous avons démontré que les caractéristiques des eaux de la Petite Source Chaude, sur la période 2012-2014, peuvent être considérées comme représentatives du pôle

CHAPITRE V. Conclusion générale

thermominéral ; ces eaux ne sont pas ou peu affectées par des mélanges lors de la remontée. Cette hypothèse permet de ré-estimer l'aire d'infiltration à une altitude moyenne de 1600m (±100m). Ce résultat permet d'envisager une zone d'infiltration plus proche des émergences de Salins, en cohérence avec un schéma de circuit hydrothermal dépendant des structures tectoniques locales. Quatre hypothèses sur la localisation de la zone d'alimentation sont proposées et discutées ci-dessous (Figure 22-1) :

- -1- Zone en rive droite de la vallée de Salins jusqu'à la vallée de l'Isère au NE, au sein de l'unité de Moûtiers. Cette zone est constituée d'une structure anticlinale, découpée en écailles verticalisées et principalement composée des formations calcaires dolomitiques et des quartzites du Trias aquifères ; les eaux thermominérales de la vallée de Salins émergent au pied de cette structure. La superficie de cette zone, dépourvue de ruissellement de surface, est estimée suffisante comme surface d'infiltration alimentant à la fois le circuit hydrothermal souterrain (surface d'infiltration minimale nécessaire de 1,3km²) et les écoulements peu profonds du « réservoir de versant » (surface d'infiltration de l'ordre de 0,5 à 1,4km²). Cependant, l'altitude maximale de cette zone est de 1150m et les distances entre l'aire d'infiltration et les émergences apparaissent trop faibles pour envisager un circuit hydrothermal profond.
- 2 Zone de l'hypothèse 1 étendue au NE de l'Isère, dans le prolongement de la structure anticlinale de l'Unité de Moûtiers. Les formations aquifères atteignent au NE de cette structure des altitudes de l'ordre de 1530m. Dans cette hypothèse, il est toutefois difficilement envisageable que les écoulements profonds ne soient pas drainés par la vallée de l'Isère, vers le remplissage quaternaire, probablement profond, de cette vallée glaciaire encaissée.
- -3- Zone sur le versant E de la vallée de Salins, au-delà de l'unité de Moûtiers. Une zone d'altitude moyenne de 1600m est située à seulement 3km des émergences, au sein de la zone subbriançonnaise. Dans ce secteur, seule une bande de calcaire du crétacé inférieur orientée NS pourrait constituer un aquifère potentiel; des écoulements souterrains au sein des formations schisteuses du Lias et les gypses du Trias considérées imperméables étant peu probables. Néanmoins, les contacts structuraux, orientés NNE-SSW et à pendage E, favoriseraient un drainage des écoulements souterrains vers le S en direction de la vallée de Brides-les-Bains. Nous notons d'ailleurs la présence des systèmes hydrothermaux de Massiago et Brides-les-Bains à proximité.
- -4- Zone sur le versant W de la vallée de Salins, dans les unités du Quermoz et/ou de la zone ultradauphinoise. Dans le secteur du col de la Coche, la zone ultradauphinoise, composée d'écailles de sédiments détritiques d'âge Crétacé-Eocène, se termine en biseaux là où commence l'unité du Quermoz. À seulement 3km des émergences, les altitudes atteignent 1535m au sein de l'unité du Quermoz et 2000m dans la zone ultradauphinoise. Une telle zone de contact peut jouer un rôle dans l'enfouissement des eaux infiltrées. Les contacts tectoniques chevauchants, très rapprochés à l'affleurement et plongeant fortement vers le SE, ont des pendages plus faibles en profondeur et finissent par se rejoindre (e.g. Ménard, 1988). Dans ce cas, une circulation jusqu'aux émergences de Salins nécessite un biseautage des gypses et du Houiller de Salins en profondeur permettant un contact des formations de la zone ultradauphinoise ou de l'unité du Quermoz avec les formations de l'unité de Moûtiers. L'ascension des eaux se ferait au sein de ces dernières puis en longeant le contact gypseux sur sa bordure SE.

À ce stade des connaissances et des données acquises, il n'est pas possible de discriminer une de ces quatre hypothèses. Toutefois, du point de vue des cheminements souterrains dans le contexte géologique local, les hypothèses 1 et 4 sont plus faciles à concevoir que les hypothèses 2 et 3. Les formations des unités du Quermoz et de la zone ultradauphinoise (hypothèse 4) ne présentent pas de traceurs hydrochimiques distinctifs par rapport aux formations triasiques de l'unité de Moûtiers (hypothèse 1) (cf. infra) ; l'hypothèse 4 ne peut donc pas être favorisée.



Figure 22-1: Hypothèses de localisation de la zone d'alimentation du système hydrothermal de Salins-les-Thermes (voir texte) ; carte géologique numérique de Moûtiers (n°751).

22.2. Parcours souterrain

Les eaux infiltrées sont drainées en profondeur vers les chevauchements secondaires associés au front pennique. Ceux-ci sont jalonnés d'évaporites du Trias qui ont servi de niveau de décollement aux chevauchements entre les unités géologiques. La minéralisation hyper chlorurée-sodique et sulfatée-calcique des eaux souterraines est acquise au contact de ces formations évaporitiques, constituées d'anhydrite (en profondeur) et de gypse (à proximité de la surface) contenant de la halite. Les eaux s'enrichissent également en éléments traces à leur contact (Sr, Rb, Li, Mn, Cu, Cd, U, Br, Zn...).

Les évaporites étant imperméables en profondeur, les circulations profondes se font le long de ces contacts tectoniques. L'hyperminéralisation associée aux formations gypseuses tend à masquer les marqueurs spécifiques des autres formations géologiques pouvant constituer l'aquifère profond ou intervenant dans le circuit. Néanmoins, les fortes teneurs en Mg et en Si dans les eaux thermominérales permettent de suggérer une circulation en profondeur à travers les calcaires dolomitiques et les quartzites du Trias de l'unité de Moûtiers. Des échanges cationiques avec les niveaux argileux du Trias (Ca-Na, NH4) sont également envisagés. L'importante fracturation des calcaires dolomitiques et des quartzites ainsi que la verticalité de l'ensemble des structures de l'unité de Moûtiers sont, en effet, favorables à une infiltration des eaux en profondeur. La continuité et l'orientation en profondeur des formations du secteur ne sont cependant pas connues. La présence de Ti, Co, W et Ag dans les eaux et de Sb, Ni, Co dans les précipités de boues suggère un contact entre les eaux souterraines et les roches du socle. Il pourrait s'agir des micaschistes du cœur cristallin des structures anticlinales de l'unité de Moûtiers ou encore de blocs d'arrachement tectonique présents dans les gypses des contacts chevauchants. Ces eaux ont également de teneurs en Fe et As remarquables, qui n'ont cependant pas pu être attribuées à une roche réservoir spécifique du contexte géologique local.

Lors du parcours souterrain, les eaux atteignent une température de 60°C, soit une profondeur de 2km environ en considérant un gradient géothermique moyen de 30° C/km. C'est en profondeur, au sein des contacts chevauchants, que le circuit hydrothermal intercepte et draine du CO₂ magmatique (remontant le long des grands accidents structuraux du socle). De plus, lors de la remontée, ce flux de CO₂ favorise la dissolution des formations carbonatées du Trias ; la teneur en CO₂ dissous atteinte au niveau des émergences est de 230mg/l.

L'ascension des eaux souterraines se fait, au moins dans la partie finale, le long de la bordure SE du contact chevauchant qui divise l'extrémité S de l'unité de Moûtiers et recoupe la vallée de Salins avec une direction NNE-SSW. Le site des émergences des Vieux-Bains est ainsi localisé au point de plus basse altitude au croisement entre ce contact secondaire et la vallée. Les eaux circulent au sein des calcaires dolomitiques de l'unité de Moûtiers dans une zone fracturée à la base du versant E de la vallée et en longeant le contact.

Les formations évaporitiques (anhydrite et gypse) jalonnant ce contact secondaire sont caractérisées par la présence particulièrement abondante de halite à l'origine de l'hyperminéralisation chlorurée-sodique des eaux de Salins. L'existence de l'ancienne mine de sel gemme du roc de l'Arbonne (Bourg-Saint-Maurice, 25km au NE de Salins) le long de ce même contact confirme cette particularité ; ces formations évaporitiques, associées au contact chevauchant de la zone valaisanne, sont parmi les plus salifères des Alpes du Nord. Les volumes de minéraux dissous par le flux hydrothermal de Salins, estimés à environ 4000m³/an de halite et 750m³/an d'anhydrite et/ou gypse dissous ainsi que 270m³/an de dolomite,

nécessitent de considérer au cours du circuit souterrain une surface de contact importante entre le flux et les roches, toutefois difficile à estimer.

22.3. Émergence

L'ascension des eaux souterraines jusqu'à la surface topographique dans la vallée de Salins nécessite des conditions géologiques particulières limitant la dispersion du flux thermominéral dans le remplissage quaternaire de fond de vallée. Ce remplissage est principalement composé d'une formation à blocs (alluvions, moraines, éboulis) à matrice sablo-argileuse hétérogène, plus ou moins consolidée. En l'absence de forage profond à Salins, la profondeur du remplissage estimée par analogie à 15-25m mais la présence d'un niveau imperméable à la base n'est pas connue. Nous suggérons donc que les eaux souterraines poursuivent leur ascension finale dans le réseau de fractures des calcaires dolomitiques du versant E, au contact d'une zone de dépôts quaternaires colmatés et indurés et, potentiellement de brèches dolomitiques (affleurant en galerie). Ce n'est que dans les derniers mètres de la remontée que la zone de contact serait fissurée et à l'origine de la dispersion souterraine des eaux thermominérales à l'aplomb du site des émergences.

Dans la zone d'émergence, le remplissage quaternaire ainsi que les formations triasiques du versant constituent des réservoirs pour les écoulements de subsurface (Figure 22-2). La proximité de ces réservoirs avec la remontée thermale est à l'origine des processus de transfert de pression et de flux entre ces réservoirs de surface et le réservoir hydrothermal. Lors de la dispersion de la remontée, les eaux thermominérales peuvent être en contact avec les eaux de subsurface. La répartition des flux entre les différentes émergences est alors contrôlée par des équilibres de pression complexes entre les réservoirs. Ces équilibres sont probablement contraints par des perméabilités de conduit et des pertes de charge variables entre les émergences. Ceci expliquerait la diversité des mélanges dans les émergences secondaires du site des Vieux-Bains. Si l'étude hydrochimique n'a pas permis de distinguer les eaux froides du système alluvial et de celles du versant, et donc leur rôle dans ces processus de mélange, l'étude isotopique suggère que des eaux profondes du réservoir alluvial se distingueraient des eaux de la nappe superficielle (piézomètre F1). Elles pourraient être à l'origine d'un mélange à la Grande Source Chaude, et potentiellement alimenter les émergences.

Le système d'exploitation actuel permet de limiter la dispersion du flux hydrothermal, en contrôlant les équilibres de charges entre les émergences principales exploitées (Petite Source Chaude et Grande Source Chaude) et les émergences secondaires (aménagées en cheminée d'équilibre). Il garantit en même temps l'artésianisme du réservoir hydrothermal en maintenant une charge équivalente supérieure aux charges des réservoirs de surface. Ceci préserve les sources exploitées d'infiltration d'eaux de subsurface. Néanmoins, le système est très sensible aux équilibres de pression entre réservoirs ; de faibles perturbations anthropiques ou naturelles entraînent des variations significatives du débit et de la position du cœur de la remontée thermominérale à l'échelle du site. L'augmentation de la charge hydraulique dans la nappe en période de hautes eaux accroit également la pression qu'elle exerce sur la remontée thermale sous-jacente.



Figure 22-2 : Schéma des circulations d'eaux profondes et de subsurface de la vallée de Salins-les-Thermes dans le contexte géologique local ; F : faille et ϕ : chevauchement.

23. Exploitation et gestion de la ressource

Les conditions d'exploitation et de gestion de la ressource ont également été étudiées au cours de ce travail. Les préconisations présentées aux acteurs de l'activité thermale (Doublet, 2016) sont synthétisées cidessous. Elles répondent aux questionnements sur la vulnérabilité de la ressource thermale et de son exploitation actuelle, et sur la possibilité d'une exploitation par forage profond.

23.1. Vulnérabilité de la ressource et de l'exploitation actuelle

Les risques de détérioration de la ressource sont principalement liés à son exploitation aux émergences artésiennes. Les conditions d'exploitation actuelles respectent l'équilibre hydrodynamique des pressions entre la remontée thermominérale artésienne et les réservoirs de surface (versant et alluvial) ; elles garantissent ainsi le maintien de la stabilité des paramètres physico-chimiques et le débit des sources exploitées. Néanmoins, l'équilibre des pressions entre les réservoirs est sensible à de faibles perturbations anthropiques ou naturelles. De plus, la stabilité de l'exploitation est aussi rendu fragile par les sorties diffuses de l'eau thermominérale dans les émergences secondaires. Ces dernières nécessitent une mise en place et un entretien délicat de cheminées d'équilibre, permettant de gérer les équilibres de charge entre les émergences et donc le cheminement des eaux thermominérales vers ces dernières.

Une déstabilisation de l'équilibre hydrodynamique du système a pour risque majeur de modifier les écoulements entre les réservoirs de la zone d'émergence. Si la pression du réservoir thermal devenait inférieure à celle des réservoirs de surface, des eaux froides pourraient s'infiltrer vers les sources thermominérales. Cela engendrerait comme risques qualitatifs une modification des paramètres physicochimiques et une contamination possible de la ressource exploitée, en cas de pollution des eaux froides issues des réservoirs superficiels ou des écoulements de surface (dont ceux des galeries). Une rénovation du site d'exploitation actuel, avec pour objectif d'améliorer la gestion des équilibres de pression et des sorties diffuses, apparaît complexe. En effet, l'importante anthropisation du site dont beaucoup de travaux ne sont pas répertoriés fait que son aménagement n'est pas maitrisé. Des travaux importants dans un tel environnement risquent de déstabiliser l'équilibre du système, avec pour conséquence une modification des paramètres physico-chimiques et une perte de débits aux sources exploitées possibles.

Dans l'état actuel de l'exploitation, un état sanitaire satisfaisant de l'environnement de la zone d'émergence doit être maintenu pour assurer une protection des sources thermominérales vis-à-vis d'une contamination par mélange avec des eaux froides polluées, en cas de déstabilisation du système. Les préconisations faites par les études antérieures concernant la protection vis-à-vis des risques de pollutions anthropiques sur le secteur sont validées. Il est également nécessaire de maintenir et améliorer le drainage des eaux non exploitées dans les galeries du site.

23.2. Conditions de réalisation d'un forage d'exploitation

La réinterprétation des profils électriques réalisés en 2002-2003 par la société Horizons-Centre (Barat, 2003) a mis en évidence que la remontée d'eaux thermominérales, à travers le substratum de la vallée de Salins, n'est pas continue le long du contact tectonique entre les calcaires dolomitiques constituant le versant E et les gypses en fond de vallée. Le panache de la remontée du système des Vieux-Bains apparaît très localisé à proximité du site ; il n'est plus identifié à 200m vers le sud (P4) et son extension vers le nord-est doit être précisée (P5) (Figure 23-1a). Les structures permettant une telle ascension localisée des eaux souterraines doivent également être précisées. De nouvelles investigations nous semblent ainsi indispensables avant la réalisation d'un forage d'exploitation.

23.2.1. Investigations complémentaires

La réalisation de sondages électriques est, dans ce contexte géologique, la méthode la plus pertinente pour préciser la localisation d'eau fortement minéralisée en profondeur. Toutefois, il est aussi indispensable d'acquérir des informations directes par des forages de reconnaissance. Un secteur de prospection pour ces investigations est proposé sur la Figure 23-1b.

Nous préconisons ainsi la démarche suivante :

1) 4 nouveaux profils électriques afin de préciser l'extension de la zone à conductivité électrique élevée (contenant des eaux fortement minéralisées) autour des Vieux-Bains. Ces profils devront compléter les précédents (étude HORIZONS, Barat, 2003). Pour cela, 2 profils longitudinaux le long de chaque rive du Doron et 2 transversaux au sud et au nord des Vieux-Bains (entre les profils P4 et P5 de l'étude HORIZONS ; Figure 23-1a) sont recommandés. La profondeur d'investigation devra être d'au moins 150m et la mise en œuvre devra prendre en compte l'escarpement vertical du versant des calcaires dolomitiques. Il serait pertinent de reconnaître plus précisément le secteur nord des Vieux-Bains. Pour cela, le profil au nord devrait être étendu vers l'est et avoir une profondeur d'investigation plus élevée (200m si possible). Les interprétations devront être faites par un géologue expert connaissant le contexte géologique et hydrogéologique local.



Figure 23-1 : Positions (a.) des panneaux électriques réalisés en 2002-2003 par Barat (2003) sur la minute de terrain géologique réalisée dans cette étude et (b.) du nouveau secteur de prospection à envisager sur le site hydrothermal de Salins-les-Thermes.

- 2) des forages de reconnaissance carottés (non destructifs) pour caractériser plus précisément les structures géologiques (remplissage quaternaire, roches sous-jacentes, zone broyée ou faille majeure) associées à la zone de forte conductivité reconnue sur les profils électriques à proximité des Vieux-Bains. Leur localisation devra être définie à partir des résultats des nouveaux profils électriques. Il sera nécessaire de réaliser au minimum :
 - un à trois forages de reconnaissance courts (< 100m) pour caractériser la nature, les hétérogénéités et les perméabilités du remplissage alluvionnaire, ainsi que sa profondeur (pouvant atteindre plus de 60m). Ces nouvelles données permettront d'estimer la potentialité de dispersion du flux hydrothermal dans le remplissage et de mettre en évidence des hétérogénéités pouvant expliquer la remontée localisée des eaux thermominérales à travers ce remplissage alluvionnaire.
 - un forage de reconnaissance long, d'au moins 200m de profondeur, ayant pour objectif de reconnaitre le contact calcaires dolomitiques/gypses, avec la possibilité de recouper le circuit hydrothermal sous le remplissage alluvionnaire. Il ne pourra être localisé précisément qu'à la suite de l'étude géophysique (profils électriques) et des premiers forages de reconnaissance.

23.2.2. Forage d'exploitation

D'après les hypothèses actuelles, l'implantation d'un forage d'exploitation est envisageable seulement à proximité du site d'émergence des Vieux-Bains (environ 200m) et préférentiellement au nord-est. Les investigations complémentaires (géophysique et forage de reconnaissance) permettront de déterminer une position plus précise du site d'implantation grâce aux connaissances alors acquises. En effet, le forage devra être positionné au sud-est du contact tectonique entre les calcaires dolomitiques et les gypses (Figure 23-1a). Le circuit hydrothermal devra être intercepté dans les calcaires dolomitiques en place sous le remplissage quaternaire, afin d'éviter un mélange entre les eaux thermominérales et les eaux froides du réservoir alluvial. Des écoulements d'eau du versant pourraient être interceptés lors du forage ; il sera dans ce cas nécessaire d'étanchéifier le forage au niveau de ces arrivées d'eaux superficielles. Le forage de reconnaissance profond pourrait être envisagé comme forage d'exploitation si sa position permet de recouper le circuit hydrothermal en profondeur.

Les risques majeurs de la mise en place de forage (de reconnaissance ou d'exploitation) autour de la zone des émergences actuelles sont :

- la perte de la ressource lors des travaux, par dispersion des eaux dans les couches supérieures (système sous pression artésienne) ;
- une perturbation des équilibres de pression entre les réservoirs, pouvant conduire à un changement des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques des eaux des sources exploitées ainsi qu'à une intrusion d'eaux de subsurface vers ces sources.

En exploitation, il sera nécessaire de garantir le maintien de la pression artésienne de l'aquifère thermominéral, qui protège la ressource des infiltrations d'eaux de subsurface (du versant ou alluviale). Pour s'en assurer, il faudra conserver un débit artésien, calibré à partir de tests de pompage, aux Sources Chaudes actuelles (PSC et GSC). L'important débit actuel aux sources (80m³/h en moyenne) devrait permettre un débit d'exploitation satisfaisant.

Les avantages d'une exploitation par forage seraient :

- une meilleure gestion des équilibres de pression entre les réservoirs et,
- une diminution des risques sanitaires vis-à-vis de la nouvelle réglementation pour l'autorisation d'exploitation d'eaux minérales (arrêté du 19 juin 2000).

La réalisation d'études géophysiques et des forages complémentaires permettrait enfin d'acquérir de nouvelles données et connaissances approfondies du sous-sol aux alentours de la zone d'émergence actuelle. Ces données pourraient aussi amener des indications complémentaires sur les circulations souterraines (formations aquifères plus ou moins profondes, la minéralisation des eaux souterraines...). À la fin de ce travail, il nous semble qu'un suivi mensuel des isotopes, notamment ¹⁸O et ²H, sur l'ensemble des eaux thermominérales et de subsurface, ainsi que sur les précipitations, devrait permettre de préciser l'origine des eaux des pôles froids dans les mélanges sur la zone des émergences. Enfin, l'un des verrous à l'identification du parcours souterrain est l'hyperminéralisation liée aux formations évaporitiques des zones

CHAPITRE V. Conclusion générale

de contact, qui masque les traceurs chimiques spécifiques aux formations aquifères du réservoir profond. Identifier un marqueur spécifique permettrait d'améliorer le schéma conceptuel du système hydrothermal de Salins-les-Thermes.

Bibliographie Tables

Bibliographie

A

- AGARD P. & LEMOINE M. 2003. *Visage des Alpes : Structure et évolution géodynamique*. Commission de la Carte Géologique du Monde, 48 p.
- ANDRE L., RABEMANANA V. & VUATA F.-D. 2006. Influence of water-rock interactions on fracture permeability of the deep reservoir at Soultz-sous-Forêts, France. *Geothermics*, **35**(5–6), 507–531. The deep EGS (Enhanced Geothermal System) project at Soultz-sous-Forêts, Alsace, France.
- ANTOINE P. 1971. La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italosuisse. Thèse, Université de Grenoble. Travaux du Laboratoire de géologie de l'Université de Grenoble -Mémoires n°9, 367 p.
- ANTOINE P. & BARBIER R. 1978. Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtiers (Savoie). *Géologie alpine*, **54**, 75–84.
- ANTOINE P., BARFETY J.-C., VIVIER G., DEBELMAS J., DESMONS J., FABRE J., LOUBAT H. & VAUTRELLE C. 1992. Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Bourg-Saint-Maurice (727). Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par Antoine P. et al. (1993).
- ARMAND C., & DELAQUAISE B. 1977. Analyses physicochimiques des eaux. Tech. rept. Laboratoire d'hydrogéologie de l'Institut Dolomieu Grenoble.
- ARNORSSON S. 2000. Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation. International Atomic Energy Agency. Vienna, Austria. ISBN 92-0-101600-X, 1-9.
- ARNÓRSSON S. 1983. Chemical equilibria in icelandic geothermal systems Implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, **12**(2-3), 119–128.

Β

- BAERTSCHI P. 1976. Absolute 18O content of standard mean ocean water. *Earth and Planetary Science Letters*, **31**(3), 341–344.
- BARAT A. 2003. Recherche d'eau thermale à Salins-les-Thermes et Brides-les-Bains (73) Reconnaissance géophysique. Rapport technique Etude FH780 B. Société HORIZONS Centre-Est, 17 p.
- BARAT A. 1988. *Etude des systèmes hydrothermaux de Brides-les-Bains et Salins-les-Thermes.* Rapport BRGM 88 SGN 441 RHA, 35p.
- BAUD P. 1937. Une industrie d'Etat sous l'ancien régime L'exploitation des Salines de Tarentaise. Revue d'Histoire Economique et Sociale, XXIIe année 1934-35 n°2,3 et 4, 149-162.

- BEAUJEAN & DUCHENE J. 2009. Salins-les-Thermes Expertise de pollution de la Source Froide par les hydrocarbures. Rapport technique n°1332019 R1. Société SOGREAH, 22 p.
- BERNON N., CHARTIER R., & HERNIOT P. 2012. Atlas du potentiel géothermique très basse énergie sur aquifères pour la région Rhône-Alpes. Rapport final BRGM RP-60856-FR, 103 p., 41 illustrations, 6 annexes, 1 CD.
- BERTHIER P. 1807. Analyses de l'Eau de Salins, et des produits de la Saline de Moûtiers (Mont-Blanc). *Journal des Mines*, n°128, tome 22,, 81–124.
- BIDDAU R., BENSIMON M., CIDU R., & PARRIAUX A. 2009. Rare earth elements in groundwater from different Alpine aquifers. *Chemie der Erde-Geochemistry*, **69**(4), 327–339.
- BLAISE M., & VIGOUROUX P. 2005. Ressource en eau thermale de la station de Brides-les-Bains / Salinsles-Thermes. Rapport final BRGM, BRGM/RP-54262-FR, 126 p.
- BLAVOUX B. 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène-18 et du tritium. Ph.D. thesis, Université P. et M. Curie, Paris 6, France, 333 p.
- BLAVOUX B. 1995. Apports des techniques isotopiques à la connaissance des gisements d'eau minérale. La Honille Blanche, n°2-3, 51–58.
- BLAVOUX B. 1998. La formation des gisements d'eau minérale. Annales des Mines (Réalités industrielles), 8-12.
- BLAVOUX B. 2009. Les structures à l'origine du patrimoine thermal français et leur fonctionnement. Indications pour la protection de la ressource. *Pages 11–20 of: L'hydrothermalisme en domaine contiental. Fonctionnement, ressource et patrimoine.* Collection EDYTEM - n° 9.
- BOUSQUET R., SCHMID S.-M., ZEILINGER G., OBERHÄNSLI R., ROSENBERG C., MOLLI G., WIEDERKEHR M. & ROSSI P. 2012. Tectonic framework of the Alps: Carte tectonique des Alpes. CCGM-CGMW.

С

- CANELLAS J., & BLAVOUX B. 1995. Relations entre les structures géologiques, la composition chimique des eaux minérales et leurs orientations thérapeutiques. *La Houille Blanche*, 81–86.
- CARFANTAN J.-C., NICOUD G. & IUNDT F. 2003. L'origine et le parcours des eaux minérales d'Aix-les-Bains (Savoie). Pages 7–14 of: Colloque : Circulations Hydrothermales et terrains calcaires, 10e journée technique du Comité National Français de l'Association Internationale des Hydrogéologues, 28 novembre 2003, Carcassonne.
- CASTANY G. & MARGAT J. 1977. Dictionnaire français d'hydrogéologie. BRGM éd, 249 p.
- CASTRO M.-C., GOBLET P., LEDOUX E., VIOLETTE S. & DE MARSILY G. 1998. Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris Basin. 2. Calibration of a groundwater flow model using noble gas isotope data. *Water Resources Research*, **34**(10), 2467–2483.
- CHIODINI G., FRONDINI F. & MARINI L. 1995. Theoretical geothermometers and PCO2 indicators for aqueous solutions coming from hydrothermal systems of medium-low temperature hosted in carbonateevaporite rocks. Application to the thermal springs of the Etruscan Swell, Italy. *Applied Geochemistry*, 10(3), 337–346.
- CLARK I.D. & FRITZ P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. CRC press, 352 p.
- COURTOIS N. & VIGOUROUX P. 2005a. Ressource en eau thermale de la station de Allevard-les-Bains (Isère). BRGM/RP-53620-FR, 119 p.

- COURTOIS N. & VIGOUROUX P. 2005b. Ressource en eau thermale de la station de Uriage-les-Bains (Isère). BRGM/RP-54072-FR, 120 p.
- CRAIG H. 1961a. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, **133**(3467), 1833–1834.
- CRAIG H. 1961b. Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133(3465), 1702–1703.

D

- DAZY J. & RAZACK M. 1989. Approche hydrogéochimique et structurale des circulations dans un réservoir du domaine alpin (massif d'Allevard, France). Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, 2(2), 153–181.
- DE ASCENÇÃO GUEDES R., MEISSER N.S. & SCHAUB L.R. 2005. Singularité minéralogiques, paléontologiques et historiques du Trias évaporitique pennique de Savoie. Le Règne Minéral, 61, 5–27.
- DE LAUNAY L. 1899. Recherche, captage et aménagement des sources thermo-minérales origine des eaux thermo-minérales, géologie, propriétés physiques et chimiques. In: Cours professé à l'école supérieure des mines.
- DEBELMAS J., ANTOINE P., BARBIER R., BARFETY J.-C., BRUDOUX B., DONDEY H., FABRE J., FUDRAL S., GUILLOT S., JAILLARD E., LU C.Y., MERIAUX O., PERUCCIO-PARISON M.-D., RAOULT J.-F. & SCHADE J. 1989. *Carte géol. France (1/50000), feuille Moûtiers (751).* Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Debelmas J. et al. (1989), 53 p.
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J. 1980. An introduction to the rock-forming minerals. 5th edition, Longman, London, 510 p.
- DELANNOY J.-J. 2010. Livre Blanc du climat en Savoie. Conseil Général Savoie.
- DESPREZ L. (DR). 1879. Salins (Savoie) et ses eaux thermales. Libraires Editeurs V. Adrien Delahaye et Cie, Paris, 35 p.
- DI NAPOLI R., FEDERICO C., AIUPPA A., D'ANTONIO M. & VALENZA, M. 2013. Quantitative models of hydrothermal fluid-mineral reaction: The Ischia case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **105**, 108–129.
- DNEMT. 1997. Note Technique n° 10 : Les eaux minérales et le gaz carbonique. Tech. rept. Division nationale des eaux Bureau de recherches minérales et thermales géologiques et minières, 19 p.
- DOUBLET C. 2013. Contexte hydrogéologique de la source Massiago (Salins-les-Thermes, Savoie). 23^{ème} Rencontre d'Octobre, Le Châtelard, 2013.
- DOUBLET C., DZIKOWSKI M. & GASQUET D. 2014a. Characteristics of hydrothermal discharge areas in alpine valley: example of the amagagmatic hydrothermal system of Salins-les-Thermes (France). 41st International Association of Hydrogeologists International Congress, Marrakech, 2014.
- DOUBLET C., DZIKOWSKI M. & GASQUET D. 2014b. Apport de l'hydrochimie à l'étude des mélanges complexes des remontées thermominérales en vallée alpine : exemple de Salins-les-Thermes (Savoie, France). Réunion des Sciences de la Terre, Pau, 2014, p.448.
- DOUBLET C. 2016. Site hydrothermal de Salins-les-Thermes (Savoie). Rapport de synthèse, 24 p.
- DRAY M. 2003. Apport des isotopes de l'environnement à la compréhension des écoulements souterrains du site géothermal de La Léchère. Etat de la situation après trois années de suivi. Rapport technique. Rapport CRG inédit, 5 p.

DUBUARD. 2005. Rapport inédit. Société Saunier et Associés.

DURAND R. 2010. Un siècle dans les mines de Savoie. Editions GAP, 288 p.

- DZIKOWSKI M. 2010. *Etat des lieux sur les émergences thermales de Salins-les-Thermes et leur exploitation*. Rapport technique. Laboratoire EDYTEM Université de Savoie, 10 p.
- DZIKOWSKI M., JOSNIN J.-Y. & ROCHE N. 2015. Thermal Influence of an Alpine Deep Hydrothermal Fault on the Surrounding Rocks. *Groundwater*, 55-65.

E-F

- ELDERS W.A., FRIÐLEIFSSON G.Ó. & ALBERTSSON A. 2014. Drilling into magma and the implications of the Iceland Deep Drilling Project (IDDP) for high-temperature geothermal systems worldwide. *Geothermics*, **49**, 111 118.
- FINIZOLA A. 2002. Hydrothermal system survey of active volcanoes : Misti (Peru) and Stromboli (Italy) ; Geophysical and geochimical approach. Thèse, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, 205 p.
- FONTES J.CH. & MATRAY J.M. 1993. Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France. *Chemical Geology*, **109**(1), 177–200.
- FOUILLAC C. & MICHARD G. 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, **10**(1), 55–70.
- FOURNIER R.O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, **5**(1-4), 41–50.
- FRITZ J., LEUENBERGER F., BALDERER W. & EICHINGER L. 2013. Isotopic Investigation of the Origin of Ammonia and Nitrate in the Mineral Spring Waters of Scuol (Lower Engadine, South Eastern Switzerland). In: Isotopes in Hydrology, Marine Ecosystems and Climate Change Studies. Vol. I. Proceedings of an International Symposium, 273-278.
- FUDRAL S. 1980. Une nouvelle interprétation de l'unité de Salins (zone des Brèches de Tarentaise) au nordouest de Bourg St. Maurice (Savoie). Conséquences structurales. C. R. Acad. Sci. Paris, 290, 1333–1336.
- FUDRAL S. 1998. Etude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes Nord-Occidentales de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint-Maurice (France). Thèse, Université de Savoie. Mémoires de Géologie Alpine - H.S. n 29, 306 p.
- FUGENSCHUH B., LOPRIENO A., CERIANI S. & SCHMID S. M. 1999. Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *International Journal of Earth Sciences*, 88(2), 201–218.

G

- GALLINO S. 2007. Hydrogéologie, géochimie et modélisation hydrodynamique-thermique d'un système thermo-minéral associé un contact structural alpin (Aix-les-Bains - Savoie). Thèse, Université de Savoie, Chambéry, 338 p.
- GALLINO S., JOSNIN J.-Y., DZIKOWSKI M., CORNATON F. & GASQUET D. 2009. The influence of paleoclimatic events on the functioning of an alpine thermal system (France): the contribution of hydrodynamic thermal modeling. *Hydrogeology Journal*, **17**(8), 1887–1900.
- GASQUET D. 1979. Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Chatelard traversés par les galeries E.D.F. Arc-Isère- Alpes Françaises. Thèses, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 227 p.

- GASQUET D., BERTRAND J.-M., PAQUETTE J.-L., LEHMANN J., RATZOV G., GUEDES DE ASCENÇÃO R., TIEPOLO M., BOULLIER A.-M., SCAILLET S. & NOMADE S. 2010. Miocene to Messinian deformation and hydrothermal activity in a pre-Alpine basement massif of the French western Alps: new U-Th-Pb and argon ages from the Lauzière massif. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **181**(3), 227–241.
- GAUDRIOT. 2004. Diagnostic préalable à la réhabilitation des sources "Grande Source" et "Petite Source" à Salins-les-Thermes. Rapport technique APA/CP/Mai 2004. Société GAUDRIOT, 70 p.
- GLYNN P.D. & PLUMMER L.N. 2005. Geochemistry and the understanding of ground-water systems. Hydrogeology Journal, 13(1), 263–287.
- GROS E. 1996. Salins-les-Thermes, Une source et 2 000 ans d'histoire. Editions Rhône-Alpes Diffusion, 92 p.
- GUYOMARD, A. 2006. Etude structurale et hydrogéologique de la terminaison occidentale du Massif des Mémises et de ses relations avec le complexe détritique quaternaire d'Evian. Thèse, Université de Savoie.

H-J

- HOLLOWAY J.M., NORDSTROM D.K., BHÖLKE J.K., MCCLESKEY R. B. & BALL J.W. 2011. Ammonium in thermal waters of Yellowstone National Park: Processes affecting speciation and isotope fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **75**(16), 4611–4636.
- IAEA/WMO. 2015. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database.
- JACQUOT E. 2000. Modélisation thermodynamique et cinétique des réactions géochimiques entre fluides de bassin et socle cristallin : application au site expérimental du programme européen de recherche en géothermie profonde (Soultz-sous-Forets, Bas-Rhin, France). Thèse, Université de Strasbourg, 202 p.
- JAVEY C. 1992. Les eaux thermo-minérales en Franche-Comté. Rapport BRGM, BRGM/RR-35173-FR, 31p.

K

- KILCHMANN S. 2001. Typology of recent groundwaters from different aquifer environments based on geogenic tracer elements. Ph.D. thesis, Université de Berne, 254 p.
- KILCHMANN S., WABER H.N., PARRIAUX A. & BENSIMON M. 2004. Natural tracers in recent groundwaters from different Alpine aquifers. *Hydrogeology Journal*, 12(6), 643–661.
- KOHL T., SIGNORELLI S. & RYBACH L. 2001. Three-dimensional (3-D) thermal investigation below high Alpine topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **126**(3-4), 195–210. Thermal Studies of the Earth's Structure and Geodynamics. IUGG 99 Assembly at Birmingham, {UK}.

L

- LACHASSAGNE P., MARECHAL J.C. & SANJUAN B. 2009. Hydrogeological model of a high-energy geothermal field (Bouillante area, Guadeloupe, French West Indies). *Hydrogeology Journal*, **17**(7), 1589–1606.
- LAISSUS C. (DR). 1869. Notice historique, physico-chimique et médicale sur les eaux thermales chlorurées de Salins près de Moûtiers-Tarentaise (Savoie). Publié par J.-B. Baillière et Fils, Libraires de l'Académie impériale de Médecine, Paris, 126 p.

- LAISSUS C. (DR). 1881. Les eaux thermales de Brides-les-Bains et de Salins-Moûtiers (Savoie). J.-B. Baillière et Fils, Paris, 104 p.
- LAPOSTOLLE R. 1989. Les Salines de Tarentaise Moûtiers et Conflans. *Cahiers du Vieux Conflans*, 42ème année N° 150, 76 p.
- LEVET S., TOUTAIN J.-P., MUNOZ M., BERGER G., NEGREL PH., JENDRZEJEWSKI N., AGRINIER P. & SORTINO F. 2002. Geochemistry of the Bagnères-de-Bigorre thermal waters from the North Pyrenean Zone (France). *Geofluids*, **2**(1), 25–40.
- LEVET S., BERGER G., MUNOZ M. & TOUTAIN J.-P.L. 2006. A new and fast method to determine mixing and conductive cooling of thermal waters in carbonate-evaporite environments. *Geothermics*, **35**(3), 285–301.
- LOPRIENO A., BOUSQUET R., BUCHER S., CERIANI S., DALLA TORRE F., FUGENSCHUH B. & SCHMID S. 2011. The Valais units in Savoy (France): a key area for understanding the palaeogeography and the tectonic evolution of the Western Alps. *International Journal of Earth Sciences*, **100**, 963–992. 10.1007/s00531-010-0595-1.
- LASLAZ L., GAUCHON C. & PASQUET O. 2015. Atlas Savoie Mont-Blanc Au carrefour des Alpes, des territoires attractifs. Autrement éd., 96 p.
- LAZEAR G.D. 2006. Evidence for deep groundwater flow and convective heat transport in mountainous terrain, Delta County, Colorado, USA. *Hydrogeology journal*, **14**(8), 1582–1598.
- LE FANIC R. 2005. Hydrogéologie d'un système thermal et modélisation couplée hydrodynamique, thermique en vue de la gestion de la ressource: application au système de Dax-Saint-Paul-Lès-Dax. Thèse, Bordeaux 3, 285 p.
- LEMIEUX J.-M., SUDICKY E. A., PELTIER W. R. & TARASOV L. 2008. Simulating the impact of glaciations on continental groundwater flow systems: 2. model application to the wisconsinian glaciation over the canadian landscape. *Journal of geophysical research: Earth surface*, **113**(F3), 2156-2202.
- LEVET S., TOUTAIN J.-P., MUNOZ M., BERGER G., NEGREL PH., JENDRZEJEWSKI N., AGRINIER P. & SORTINO F. 2002. Geochemistry of the Bagnères-de-Bigorre thermal waters from the North Pyrenean Zone (France). *Geofluids*, **2**(1), 25–40.
- LU C.Y. 1985. Contribution à l'étude de la déformation de la paléomarge téthysienne dans les Alpes occidentales. Analyses tectoniques et microtectoniques dans la zone des brèches de Tarentaise (région de Moûtiers) et dans les schistes lustrés du Mont Jovet. Alpes françaises. Thèse, Université de Savoie, 146 p.

M-N

- MANDIA Y. 1991. Typologie des aquifères évaporitiques du Trias dans le bassin lémanique du Rhône (Alpes occidentales). Thèse, Lausanne, 345 p.
- MANNING D. & HUTCHEON I. 2004. Distribution and mineralogical controls on ammonium in deep groundwaters. *Applied Geochemistry*, **19**(9), 1495–1503.
- MARECHAL J.-C. 1998. Les circulations d'eau dans les massifs cristallins alpins et leurs relations avec les ouvrages souterrains. Theses, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), 296 p.
- MARECHAL J. C., PERROCHET P. & TACHER L. 1999. Long-term simulations of thermal and hydraulic characteristics in a mountain massif: The Mont Blanc case study, French and Italian Alps. *Hydrogeology Journal*, 7(4), 341–354.

MARJAT J. 1998. Dictionnaire Français d'Hydrologie. http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/glossary/glu/indexdic.htm.

- MARINI L., CHIODINI G. & CIONI R. 1986. New geothermometers for carbonate Evaporite geothermal reservoirs. *Geothermics*, **15**(1), 77–86.
- MCLENNAN S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **21**(1), 169–200.
- MENARD G. 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision : Les Alpes Occidentales et Centrales. Thèse, Université Joseph-Fourier Grenoble I, 278 p.
- MERCIER F. 2001. Salins-les-Thermes (Savoie) Prospection complémentaire et proposition d'implantation de forage. Rapport technique n°23800/A. Société ANTEA Agence Rhône-Alpes, 26 p.
- MERCIER F. 2002. Salins-les-Thermes (73) Forages de reconnaissance Compte rendu des travaux. Rapport technique n°26527/A. Société ANTEA Agence Rhône-Alpes-Auvergne-Bourgogne, 33 p.
- MEYBECK M. 1986. Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. Sci. geol. bull., 39(1), 3-77.
- MICHARD G. 2002. Chimie des eaux naturelles Principes de Géochimie des Eaux. Publisud, Paris. 461 p.
- MICHARD G., PEARSON F.-J. & GAUTSCHI A. 1996. Chemical evolution of waters during long term interaction with granitic rocks in northern Switzerland. *Applied Geochemistry*, **11**(6), 757–774.
- MINISSALE A., MAGRO G., VASELLI O., VERRUCCHI C. & PERTICONE I. 1997. Geochemistry of water and gas discharges from the Mt. Amiata silicic complex and surrounding areas (central Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **79**(3-4), 223–251.
- MURALT R. 1999. Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations profondes des calcaires du Malm de l'arc jurassien. thesis, University of Neuchatel Switzerland.
- MORET L. 1950. Sources thermales alpines et grands travaux de barrages. Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble (Géologie Alpine), tome 28, 79–96.
- MOUGIN P. 1914. Les torrents de la Savoie. La Fontaine de Siloé éd., 1251 p.

MOUREMBLES C. 2003. Observatoire savoyard de l'environnement 2003 - la gestion des cours d'eau. Rapport technique n°10. Conseil général de la Savoie.

NEGREL PH., GUERROT C., COCHERIE A., AZAROUAL M., BRACH M. & FOUILLAC CH. 2000. Rare earth elements, neodymium and strontium isotopic systematics in mineral waters: evidence from the Massif Central, France. *Applied Geochemistry*, **15**(9), 1345–1367.

Р

- PARKHURST D.L. & APPELO C.A.J. 2013. Description of input and examples for phreeqc version 3 a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. Book 6, chap. A43, 497 p.
- PARRIAUX A, MAYORAZ R. & MANDIA Y. 1990. Impact assessment of deep underground works on a mineral water resource in an alpine evaporitic context. *Pages 1249–1258 of: Proceedings of the 22nd Congress of LAH: Water Resources in Mountainous Regions.*

- PASQUALINI P. 1987. Le thermalisme en Savoie. Chambéry : Société savoisienne d'histoire et d'archéologie (SSHA) L'histoire en Savoie, 48p.
- PASTORELLI S., MARINI L. & HUNZIKER J.C. 1999. Water chemistry and isotope composition of the Acquarossa thermal system, Ticino, Switzerland. *Geothermics*, 28(1), 75–93.
- PFEIFER H.-R. 2012. Arsenic in the different environmental compartments of Switzerland: an updated inventory. Page 250 of: Metals and Related Substances in Drinking Water: COST Action 637: Proceedings of the 4th International Conference Metals and Related Substances in Drinking Water, METEAU: Kristianstad, Sweden, October 13-15, 2010. IWA Publishing.
- PFEIFER H.-R., HÄUSSERMANN A., LAVANCHY J.-C. & HALTER W. 2007. Distribution and behavior of arsenic in soils and waters in the vicinity of the former gold-arsenic mine of Salanfe, Western Switzerland. *Journal of Geochemical Exploration*, **93**(3), 121–134.
- POMEROL CH. & RICOUR J. 1992. Terroirs et thermalisme de France. BRGM éd., 288 p.
- PROTANO G. & RICCOBONO F. 2002. High contents of rare earth elements (REEs) in stream waters of a Cu–Pb–Zn mining area. *Environmental Pollution*, **117**(3), 499–514.

R

- RAMPNOUX J.-P. 1993. Rapport géologique sur les périmètres de protection des griffons thermaux de la commune de Salinsles-Thermes (Savoie). Rapport technique, 19 p.
- RAMPNOUX J.-P. 1994. Rapport géologique sur les périmètres de protection des griffons thermaux de la commune de Salinsles-Thermes (Savoie). Rapport technique, 19 p.
- REVIL M.-J. 1908. Les Sources thermo-minérales de la Savoie. Revue générale des sciences, 825-833.
- RODIER J., LEGUBE B., MERLET N. & BRUNET R. 2009. L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. 9e édition Dunod, Paris, France, 1381 p.
- ROSSI M., ROLLAND Y., VIDAL O. & COX S.-F. 2005. Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the mont blanc granite (french—italian alps). *Geological society, london, special publications*, **245**(1), 373–396.

S

- SARROT-REYNAULD J., ROCHAT J. & DAZY J. 1981. Répartition des éléments traces dans les eaux thermominérales. *Journal of Hydrology*, 54(1-3), 33-50.
- SCHINDLER M., BAUMGÄRTNER J., GANDY T., HAUFFE P., HETTKAMP T., MENZEL H., PENZKOFER P., TEZA D., TISCHNER T. & WAHL G. 2010. Successful hydraulic stimulation techniques for electric power production in the Upper Rhine Graben, Central Europe. *Pages 25–29 of: Proceedings World Geothermal Congress*.
- SIGG L., STUMM W. & BEHRA P. 2000. Chimie des milieux aquatiques. Dunod, Paris, 576 p.
- SIMEON Y. 1980. Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Tarentaise (Savoie) : Brides-les-Bains, Salins-les-Thermes, La Léchère - Alpes Françaises. Thèse, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 219 p.
- SONNEY R. 2010. Groundwater flow, heat and mass transport in geothermal systems of a Central Alpine Massif. The cases of Lavey-les-Bains, Saint-Gervais-les-Bains and Val d'Illiez. Thèse, Université de Neuchâtel, 320 p.

- SONNEY R. & VUATAZ F.-D. 2008. Properties of geothermal fluids in Switzerland: A new interactive database. *Geothermics*, **37**(5), 496–509.
- SONNEY R. & VUATAZ F.-D. 2010a. Validation of chemical and isotopic geothermometers from low temperature deep fluids of northern Switzerland. In: Proceedings World Geothermal Congress Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.
- SONNEY R. & VUATAZ F.-D. 2010b. Remobilisation of deep Na-Cl waters by a regional flow system in the Alps: Case study of Saint-Gervais-les-Bains (France). *Comptes Rendus Geoscience*, **342**(2), 151–161.

Τ

- THIEBAUD E. 2008. Fonctionnement d'un système hydrothermal associé à un contact tectonique alpin (La Léchère, Savoie). Apports de l'hydrogéologie, de la géochimie et de la modélisation hydrodynamique et thermique en vue de la gestion de la ressource. Thèse, Université de Savoie, 207 p.
- THIEBAUD E., GALLINO S., DZIKOWSKI M. & GASQUET D. 2010. The influence of glaciations on the dynamics of mountain hydrothermal systems: numerical modeling of the La Léchère system (Savoie, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 181(4), 295–304.
- TISSERAND D., PILI E., HELLMANN R., BOULLIER A.-M. & CHARLET L. 2014. Geogenic arsenic in groundwaters in the western Alps. *Journal of Hydrology*, **518, Part C**, 317–325. Arsenic in hydrological processes Sources, speciation, bioavailability and management.
- TRESAL C. (DR). 1863. Salins (Savoie, près Moûtiers) Eaux de mer thermales. Imprimerie de C. Ducrey (Moûtiers), 36 p.
- TRESAL C. (DR). 1876. Salins (Savoie, près Moûtiers) Eaux de mer thermales. Imprimerie et Librairie Jules Boyer, Paris, 35p.

V-Z

- VIGOUROUX P. 1999. Sites thermaux de Salins-les-Thermes et Brides-les-Bains. Annexe 3 : Analyses physico-chimique et bactériologique des Sources de Salins-les-Thermes. Tech. rept. Note technique DESS 12/99 PV/MJT.
- VUATAZ F.-D. 1983. Hydrology, geochemistry and geothermal aspects of the thermal waters from Switzerland and adjacent alpine regions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **19**(1-2), 73–97.
- WINCKEL A. 2002. Etablissement d'une typologie des eaux thermales par une approche hydrochimique, isotopique et tectonique : exemple du Maroc. Ph.D. thesis, Paris 11, Orsay, 414 p.
- ZUPPI G.-M., NOVEL J.-P., DRAY M., DARMENDRAIL X., FUDRAL S., JUSSERAND C. & NICOUD G. 2004. Eaux fortement minéralisées et circulations profondes dans le socle. Exemple des Alpes francoitaliennes. *Comptes Rendus Géoscience*, 336(15), 1371–1378.

Table des figures

1-1:	Exploitation de la ressource thermominérale de Salins-les-Thermes, de l'extraction du sel à l'activité thermale
2-1 :	Schéma hydrogéologique synthétique des différents types d'eau thermominérale des Pyrénées (Roux, 2006, « Aquifères et eaux souterraines en France » tome 2, BRGM éd. in Blavoux, 2009)
2-2 :	Schéma hydrogéologique du circuit thermominéral de Dax, Bas Adour - Landes (Blavoux, 2009)
2-3 :	Schéma hydrogéologique du système thermominéral d'Aix-les-Bains, Savoie (Carfantan <i>et al.</i> , 2003 <i>in</i> Gallino, 2007)
2-4 :	Coupe géologique des réservoirs à l'origine de la minéralisation des eaux de la source d'Allevard (Isère), d'après programme ECORS (Dazy et Razack, 1989)10
2-5 :	Schéma hydrogéologique du système hydrothermal de Val d'Illiez, canton du Valais Suisse (Pantet, 2004 in Sonney, 2010)
2-6 :	Schéma hydrogéologique de la zone d'émergence du système hydrothermal de La Léchère (Savoie), mélange des eaux des trois aquifères (Thiébaud, 2008)
2-7:	Modèle conceptuel des processus de mélange du système hydrothermal de Saint-Gervais-les- Bains, Haute-Savoie (Sonney, 2010)
3-1 :	Localisation géographique et altitudinale du site hydrothermal de Salins-les-Thermes et des autres sites régionaux
3-2 :	Carte structurale de la région de Salins-les-Thermes14
3-3 :	Moûtiers et les Salines Royales
3-4 :	Évolution de la station thermale de Salins17
3-5 :	Plan des émergences du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes, avec les aménagements d'exploitation des années 1950 (complété d'après R.Michel, 1959 ? <i>in</i> Siméon, 1980)19
3-6 :	Le poids national des stations thermales savoyardes (Laslaz et al., 2015)21
3-7:	L'établissement thermal et la piscine thermale extérieure de Salins-les-Thermes, en 201321
3-8 :	Schéma conceptuel de l'origine des eaux thermales de Tarentaise, selon les hypothèses de départ des travaux de recherche de Siméon (1980)23
3-9 :	Schéma de remontée des eaux thermominérales de Salins-les-Thermes d'après Barat (1988)24
3-10 :	La Source Massiago à Salins-les-Thermes

Table des figures

3-11 :	Localisation des sources et des points d'injection des traçages de 1980 (Siméon) et du complexe scolaire sur la commune de Salins-les-Thermes (2008).	26
3-12 :	Prospections indirectes sur le site de Salins-les-Thermes ; a. teneur en radon du sol (Barat, 1988), b. teneur en CO ₂ du sol (Mercier, 2001), c. température du sol (Mercier, 2001) et d. profils géophysiques électriques et sismique réflexion (Barat, 2003) sur la carte géologique du BRGM (Barat, 1988)	28
3-13 :	Synthèse des données lithologiques et du suivi hydrogéologique du forage destructif profond (F2), à proximité de la Source Massiago à Salins-les-Thermes, d'après l'étude ANTEA (Mercier, 2002)	31
3-14 :	Coupe sismique réflexion en profondeur du profil S3 interprétée par la société Horizons (Barat, 2003)	32
3-15 :	Plan du site des émergences thermominérales des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes	. 34
3-16 :	Photos des installations sur le site des Vieux-Bains.	. 35
3-17 :	Bassin de captage de la Grande Source Chaude	. 36
3-18 :	Bassin de captage de la Petite Source Chaude	. 37
3-19 :	Contexte environnemental de la ressource thermominérale de Salins-les-Thermes	. 41
3-20 :	Le bâtiment des Vieux-Bains, site d'exploitation de sources thermominérales de Salins-les- Thermes en 2012	41
3-21 :	La vallée de Salins-les-Thermes.	42
3-22 :	Schéma systémique des risques de détérioration de la ressource exploitée aux sources thermominérales de Salins-les-Thermes	43
3-23 :	Périmètres de protection des émergences thermominérales de Salins-les-Thermes établis par l'expertise de Rampnoux (1994).	45
5-1 :	Carte structurale des Alpes Occidentales (Rossi et al., 2005, complétée)	. 52
5-2 :	Coupe interprétée du profil ECORS-CROP (extrait de la carte tectonique des Alpes, Bousquet et al., 2012)	52
5-3 :	Reconstitution paléogéographique en coupe des grandes unités structurales des Alpes (Agard et Lemoine, 2003).	53
5-4 :	Carte structurale de la région de Salins-les-Thermes (Debelmas et al. (1989); Antoine et al., 1992)	55
5-5 :	Coupe géologique de la région de Salins-les-Thermes (extrait de la carte géologique de Moûtiers (n°751), Debelmas et al., 1989)	55
6-1 :	Extrait de la carte géologique de la région de Salins-les-Thermes	. 57
6-2 :	Photos des formations aux affleurements et des structures tectoniques de l'unité de Quermoz dans le secteur de Salins-Moûtiers	59
6-3 :	Log stratigraphique des formations composant l'unité de Moûtiers dans le secteur de Salins- Moûtiers (complété à partir de Debelmas <i>et al.</i> , 1989)	60
6-4 :	Photos des formations du Houiller et Permo-Trias de l'unité de Moûtiers affleurant dans le secteur de Salins-Moûtiers	
--------	--	
6-5 :	Photos des formations du Trias et du Crétacé de l'unité de Moûtiers affleurant dans le secteur de Salins-Moûtiers	
6-6 :	Coupe géologique du secteur d'étude d'après Lu (1985)65	
6-7 :	Diagrammes en roses montrant les directions principales de fracturation du secteur Salins- Brides, d'après l'étude de Siméon (1980)	
6-8 :	Photos des formations aux affleurements de la zone subbriançonnaise dans le secteur de Salins-Moûtiers	
6-9 :	Minute de terrain complétée et redessinée à partir des données de R. De Ascencao Guedes (comm. pers.)71	
6-10 :	Synthèse des données lithologiques et du suivi hydrogéologique du forage destructif profond (F2), à proximité de la Source Massiago à Salins-les-Thermes, d'après l'étude ANTEA (Mercier, 2002)	
7-1:	Synthèse des données lithologiques et piézométriques des piézomètres de Salins-les-Thermes d'après Siméon (1980)75	
7-2 :	Résultats de la campagne de tomographie électrique réalisée dans la vallée de Salins en 2002- 2003 par la société Horizons-Centre (Barat, 2003) ; les panneaux ont été interprétés automatiquement avec le logiciel Abem (programme d'inversion de panneau RES2DINV)	
7-3 :	Formations géologiques dans les galeries du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes80	
7-4:	Composition élémentaire des matrices des formations des galeries du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes	
7-5:	Localisation des panneaux électriques réalisés sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes82	
7-6 :	Interprétation des résultats de la tomographie électrique réalisée sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes	
8-1 :	Coupe géologique schématisée de la vallée de Salins-les-Thermes au niveau des émergences thermominérales des Vieux-Bains	
9-1 :	Schéma du rôle potentiel de la pression hydrostatique du système alluvial sur la pression aux sources thermominérales, d'après GAUDRIOT (2004)92	
10-1:	Carte du bassin versant du Doron-de-Bozel à Moûtiers et installations hydroélectriques	
10-2:	Carte d'occupation du sol sur le bassin versant du Doron-de-Bozel à Moûtiers	
11-1:	Station de mesure du Doron-de-Bozel à Salins-les-Thermes	
11-2 :	Trop-plein de la canalisation de la Source Froide à l'entrée de la galerie sur le site des Vieux- Bains à Salins-les-Thermes	
11-3 :	Extrait du suivi des conditions météorologiques à Moûtiers et des paramètres physico- chimiques des eaux de la Source Froide du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes, sur l'année 2013	

Table des figures

11-4 :	Suivi en continu <i>in situ</i> des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques des eaux des réservoirs de surface de la zone d'étude et des conditions météorologiques à Moûtiers, en 2012-2014	. 107
12-1 :	Matériels de suivi en continu <i>in situ</i> des sources thermominérales mis en place sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes en 2012-2014.	. 109
12-2 :	Répartition géographique des paramètres physico-chimiques moyens des eaux des émergences du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes.	. 112
12-3 :	Paramètres physico-chimiques des eaux thermominérales et des eaux des réservoirs de surface relevés ponctuellement entre 2012 et 2014 sur le site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes	. 113
12-4 :	Altitudes des niveaux repères associés au système d'exploitation et des réservoirs de surface	. 114
12-5 :	Suivi en continu <i>in situ</i> des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques des eaux des sources thermominérales du site de Vieux-Bains à Salins-les-Thermes en 2012-2014	. 115
12-6 :	Suivi ponctuel des paramètres physico-chimiques des eaux des émergences secondaires du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes, en 2012-2014	. 117
12-7 :	Influence de l'exploitation en période de saison thermale sur les paramètres hydrodynamiques des bassins et physico-chimiques des eaux des émergences du site des Vieux-Bains	. 119
12-8 :	Influence de l'exploitation en période d'arrêt des pompages sur les paramètres hydrodynamiques des bassins et physico-chimiques des eaux des émergences du site des Vieux-Bains.	. 121
12-9 :	Schéma synthétique des flux d'eaux alimentant les émergences du site des Vieux-Bains lors des variations du débit d'exploitation.	. 123
12-10 :	Schéma des flux contrôlés par la topographie et le gradient géothermique	. 123
12-11 :	Conséquences des obstructions successives des canalisations des sources chaudes sur les paramètres hydrodynamiques des bassins et physico-chimiques des eaux des émergences du site des Vieux-Bains	. 127
12-12 :	Suivi ponctuel des paramètres physico-chimiques des eaux des émergences secondaires du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes lors du test hydrodynamique effectué sur le site le 18 février 2013.	. 129
12-13 :	Schéma synthétique des flux d'eaux alimentant les émergences du site des Vieux-Bains lors de la perturbation hydrodynamique isolant les émergences du système d'exploitation	. 131
12-14 :	Variations naturelles des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques des eaux des émergences thermominérales du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes	. 135
14-1 :	Corrélation entre les conductivités électriques et les concentrations totales des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes de 2012 à 2014.	. 152
15-1 :	Paramètres physico-chimiques des eaux thermominérales et froides de Salins-les-thermes de 2012 à 2014.	. 155
15-2 :	Diagramme de Piper des eaux thermominérales et froides de Salins-les-thermes	. 157

15-3 :	Diagrammes de Schoeller-Berkalov des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes (de 2012 à 2014)
15-4 :	Suivi mensuel des paramètres physico-chimiques des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes de 1978 à 1979 (Siméon, 1980)160
15-5 :	Variation des paramètres physico-chimiques des sources principales du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes de 1978 à 2015161
15-6 :	Variation des paramètres physico-chimiques de la Petite Source Chaude de 2000 à 2015163
15-7:	Variation des paramètres physico-chimiques de la Grande Source Chaude de 2000 à 2015164
15-8 :	Variation des paramètres physico-chimiques de la Source Froide de 2000 à 2015165
16-1 :	Indice de saturation des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes calculés aux températures d'émergences
16-2 :	Températures d'équilibre des eaux thermominérales de Salins-les-Thermes basées sur le calcul des indices de saturation pour différentes températures
16-3 :	Corrélations entre les paramètres physico-chimiques et les éléments majeurs des eaux thermominérales et superficielles de Salins-les-Thermes (2012-2014)
16-4 :	Corrélations de l'ammonium avec le potassium et les chlorures dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes
17-1:	Evolution des teneurs moyennes annuelles en ³ H pondérées par les précipitations à la station de Thonon de 1950 à 2000 ; modifié à partir de Thiébaud (2008) et Ravailleau (2001)185
17-2 :	Composition en isotopes stables des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes187
18-1 :	Brassage des eaux à la surface des émergences et dans les canalisations et formation de microbulles sur les matériaux immergés
18-2 :	Composition de la phase gazeuse des eaux de la Grande Source Chaude à Salins-les-Thermes ; analyse de 1925 <i>in</i> Siméon (1980)
18-3 :	Composition isotopique en ¹³ C des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes et des différents réservoirs de CO ₂
18-4 :	Composition isotopique en ¹³ C en fonction des $logpCO_2$ des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes ; pCO_2 à l'équilibre calculées avec le logiciel Diagramme
19-1 :	Composition géochimique des précipités de boues des émergences thermominérales de Salins- les-Thermes
20-1 :	Faciès chimique du pôle versant théorique (PVth) dans l'hypothèse d'absence de Cl dans les eaux traversant les calcaires dolomitiques
21-1 :	Acquisition de la minéralisation des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes sur le site des Vieux-Bains et interactions entre les aquifères
22-1 :	Hypothèses de localisation de la zone d'alimentation du système hydrothermal de Salins-les- Thermes

Table des figures

22-2 :	Schéma des circulations d'eaux profondes et de subsurface de la vallée de Salins-les-	
	Thermes dans le contexte géologique local	. 216
23-1 :	Positions des panneaux électriques réalisés en 2002-2003 par Barat (2003) sur la minute de	
	terrain géologique réalisée dans cette étude et du nouveau secteur de prospection à envisager	
	sur le site hydrothermal de Salins-les-Thermes	. 218

Table des tableaux

9-1 :	Plate-forme de mesures du suivi en continu <i>in situ</i> du site de Salins-les-Thermes, avec les paramètres et les périodes de mesure de 2012-2014.	95
14-1 :	Description des méthodes de mesures <i>in situ</i> et d'analyses en laboratoire effectuées sur les eaux de Salins-les-Thermes en 1978-1979 (Siméon, 1980).	.146
14-2 :	Description des méthodes de mesures <i>in situ</i> et d'analyses en laboratoire effectuées sur les eaux de Salins-les-Thermes échantillonnées pour cette étude (2012-2014)	.149
14-3 :	Données physico-chimiques et concentrations en éléments majeurs des eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes prélevées pour cette étude de 2012 à 2014.	.153
16-1 :	Température du réservoir calculée à partir des géothermomètres chimiques adaptés aux systèmes carbonatés-évaporitiques, à partir des eaux de la PSC (2012 et 2014).	.169
16-2:	Teneurs en fer, strontium et baryum dans les eaux thermominérales des Vieux-Bains de Salins- les-Thermes (2012).	.174
16-3 :	Comparaison des éléments traces dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les- Thermes de 1980 à 2014	.175
16-4 :	Paramètres physico-chimiques, teneurs en chlore et en brome, et rapport Cl/Br dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes	.178
16-5 :	Concentrations en ammonium, nitrate, azote et azote Kjeldhal dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les-Thermes	.180
16-6 :	Estimation des volumes de roches dissoutes et des volumes d'argiles mis en jeu pour les échanges cationiques par le circuit hydrothermal de Salins-les-Thermes	.183
17-1:	Evolution des teneurs en tritium dans les eaux thermominérales et froides de Salins-les- Thermes entre 1978 et 1988.	.185
17-2 :	Calculs des altitudes moyennes des aires d'infiltration à partir des données des isotopes stables pour l'ensemble des eaux étudiées du site de Salins-les-Thermes	.188
18-1 :	Comparaison des résultats en CO _{2 libre} dosés et calculés à partir des teneurs en HCO ₃ et des paramètres physico-chimiques des eaux thermominérales et superficielles de Salins-les-Thermes (2014).	.192
18-2 :	Données isotopiques du ¹³ C et les pressions partielles en CO ₂ calculées pour les eaux thermominérales et froides du site de Salins-les-Thermes (2014).	.194

Table des tableaux

20-1 :	Calculs de la composition en éléments majeurs du pôle versant théorique (PVth) dans l'hypothèse d'absence de Cl dans les eaux traversant les calcaires dolomitiques	. 200
20-2 :	Estimation des pourcentages d'eaux issues du pôle thermominéral dans les émergences secondaires du site des Vieux-Bains de Salins-les-Thermes à partir de plusieurs modèles de	
	mélange	. 202



Table des annexes

Ann	exe A	Données géologiques	246
A.1	Logs d	es forages	246
A.2	Donné	es géophysiques	248
A.3	Analys affleura	e de la composition élémentaire à la fluorescence X (XRF) des matrices des formations ant des galeries du site des Vieux-Bains, Salins-les-Thermes	251
Ann	exe B	Données du suivi hydrodynamique et données météorologiques	253
B.1	Tablea période site de	u de synthèse des sondes de mesure utilisées pour le suivi en continu <i>in situ</i> et des es de mesure retenues, pour chaque eau de source ou de réservoirs de surface suivi sur le Salins-les-Thermes.	253
B.2	Donné	es météorologiques	254
Ann	exe C	Données hydrogéochimiques	256
C.1	Donné	es hydrogéochimiques bibliographiques	256
	C.1.1	Diagrammes de Schoeller-Berkalov des eaux thermominérales et de subsurface de Salins-les-Thermes	256
	C.1.2	Synthèse du suivi hydrodynamique et physico-chimique des eaux froides de Salins-les- Thermes en 1978-1979 par Siméon (1980)).	258
	C.1.3	Données bibliographiques des teneurs en éléments mineurs et traces dans les eaux de Salins-les-Thermes	259
	C.1.4	Données bibliographiques des compositions isotopiques des eaux et des gaz dissous de Salins-les-Thermes	260
C.2	Donné	es hydrogéochimiques acquises dans cette étude	261
	C.2.1	Résultats des mesures physico-chimiques et des analyses sur les principaux éléments des eaux thermominérales et subsurface de Salins-les-Thermes, prélevées pour cette étude entre 2012 et 2014.	261
	C.2.2	Résultats des analyses sur les éléments mineurs et traces dans les eaux thermominérales et de subsurface de Salins-les-Thermes, prélevées pour cette étude entre 2012 et 2014	262
	C.2.3	Résultats des analyses sur les compositions isotopiques des eaux de Salins-les-Thermes, prélevées pour cette étude entre 2012 et 2014	263
	C.2.4	Résultats des analyses sur les précipités de boues des émergences thermominérales de Salins-les-Thermes (échantillons lavés du NaCl), et les limites de détermination et incertitudes	264

Annexe CD-ROM

- D.1 Base de données du suivi en continu *in situ* des paramètres hydrodynamiques et physico-chimiques des eaux thermominérales et des réservoirs de surface, de 2012 à 2014, sur le site hydrothermal de Salins-les-Thermes.
- D.2 Base de données du suivi *in situ* ponctuel des paramètres physico-chimiques des eaux des sources sur le site hydrothermal de Salins-les-Thermes, de 2012 à 2014.
- D.3 Base de données du suivi *in situ* en continu et ponctuel des paramètres hydrodynamiques et physicochimiques des eaux des sources sur le site hydrothermal de Salins-les-Thermes du test hydrodynamique réalisé pour cette étude le 18/02/2013.
- D.4 Base de données des mesures de pCO_2 , par la méthode de la chambre flottante (analyseur de gaz infrarouge Lic-or Li82) à la surface des émergences thermominérales, réalisées lors du test hydrodynamique du 18/02/2013 sur le site hydrothermal de Salins-les-Thermes.
- E.1 Base de données bibliographiques des paramètres physico-chimiques et des teneurs en éléments majeurs des eaux de Salins-les-Thermes.
- E.2 Données du suivi trimestriel ARS des eaux des sources exploitées à Salins-les-Thermes de 2000 à 2014 ; paramètres physico-chimiques, teneurs en éléments majeurs et erreur acceptable ré-estimée sur la balance ionique.

Annexe A Données géologiques

A.1 Logs des forages

Forages réalisés par l'entreprise VAUTHRIN en 2002.

Commune de Salins-les-Thermes, lieu-dit « derrière le château » dans la parcelle 1296, à proximité de la Source Massiago.

Technique de foration : marteau fond de trou à l'air, sans adjuvant.



Coupe technique et géologique du forage F1



Coupe technique et géologique du forage F2

A.2 Données géophysiques

Etude de reconnaissance géophysique réalisée par la société Horizons-Centre en 2002-2003.

Campagne de sismique réflexion sous-traitée à la société Géoexpert ; rapport fourni en annexe de Barat (2003).

3 profils réalisés dans la vallée de Salins (cf. figure 3.12d dans le chapitre I.3.4.4 pour leur positionnement).

Profondeur d'investigation : 400 à 500m.

Les profils interprétés S1 et S2 sont présentés ci-dessous, en complément du profil interprété S3 présenté en figure 3.14 dans le chapitre I.3.4.4.





Campagne de tomographie électrique réalisée par la société Horizons-Centre en 2002-2003. 3 profils réalisés dans la vallée de Salins (cf. figure 3.12d dans le chapitre I.3.4.4 pour leur positionnement).

Profondeur d'investigation : 100 à 150m.

Résultats fournis dans le rapport : - panneaux bruts avec les résistivités apparentes

- panneaux interprétés automatiquement avec le logiciel Abem (programme d'inversion de panneau RES2DINV).

Ci-dessous, deux panneaux supplémentaires à ceux présentés en figure 7.2 dans le chapitre II.7.3





SALINS LES THERMES Panneau électrique P3 Injection Aval

A.3 Analyse de la composition élémentaire à la fluorescence X (XRF) des matrices des formations affleurant des galeries du site des Vieux-Bains, Salins-les-Thermes.

Analyse non destructive de la majorité des éléments du tableau périodique Pistolet Bruker S1 Titan 500 équipé d'un tube en rhodium, d'un détecteur SDD (Super Silicon Drift) et d'un collimateur de 5mm Paramètres d'acquisition : 15kV - 30sec de comptage 35kV - 30sec de comptage Réalisés par Anne-Lise Develle au laboratoire EDYTEM

		Matrice dolomitiqu	Brèches Jes (éch.1)	Matrice dolomitiq	Brèches ues (éch.2)	Matrice Zo (éc	one à blocs h.3)	Matrice Zo (éc	one à blocs h.4)	Poche argi matrice Zo (écl	leuse dans ne à blocs h.5)
MgO		5.4183	4.8042	4.0792	3.5758	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	2.9316
Al ₂ O ₃		5.5895	5.8212	5.7239	6.1483	5.7107	5.7578	5.7542	5.5565	11.8789	11.7132
SiO ₂		19.8166	20.7664	27.0603	27.4249	20.7423	21.4396	21.7615	21.4393	38.0159	36.9544
P2O5		0.1057	0.1035	0.209	0.206	0.1297	0.1402	0.1893	0.1691	0.0742	0.0859
S		< LOD	< LOD	0.1224	0.1279	0.1951	0.2703	0.6163	0.5956	< LOD	< LOD
K2O		2.5538	2.7074	1.7028	1.74	1.799	1.7957	1.8072	1.7291	2.9104	2.8593
CaO		16.4066	16.2426	11.6767	11.6857	11.7261	12.2911	14.4085	14.5415	2.5252	2.3884
TiO ₂		0.2812	0.3002	0.4201	0.4161	0.234	0.2431	0.2643	0.2494	0.5261	0.5703
v		0.0085	0.0082	0.0128	0.0154	0.0123	0.0144	0.0154	0.0119	0.0129	0.0114
MnO		0.0222	0.0288	0.092	0.1048	0.0432	0.0586	0.08	0.0638	0.0494	0.0447
Fe ₂ O ₃	%	3.1956	3.2701	5.2629	5.4161	15.8208	15.7159	14.4208	14.108	5.2945	5.2412
Ni		0.003	0.0027	0.0031	0.0035	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	0.0025	0.0035
Cu		0.0058	0.0069	0.0066	0.0067	0.0076	0.0062	0.0071	0.0076	0.0056	0.0042
Zn		0.0085	0.0086	0.0161	0.0167	0.0665	0.0673	0.0591	0.0565	0.0134	0.0134
As		0.0408	0.036	0.1456	0.1489	0.5141	0.4997	0.3788	0.4118	0.0659	0.0641
Rb		0.026	0.028	0.0245	0.0244	0.0129	0.0142	0.0159	0.0128	0.0332	0.0343
Sr		0.0185	0.0197	0.034	0.0365	0.0362	0.0364	0.0566	0.1086	0.0172	0.0172
Zr		0.0174	0.0167	0.0334	0.0343	0.0069	0.0058	0.01	0.0114	0.0407	0.0386
Мо		0.0043	0.0039	< LOD	< LOD	0.0058	0.0049	0.0034	< LOD	< LOD	< LOD
Pb		< LOD	< LOD	0.0232	0.0228	0.0159	0.0149	0.0373	0.0264	0.0085	0.0143
Total		53.52	54.18	56.65	57.15	57.08	58.38	59.89	59.10	61.47	62.99

2 mesures par échantillon ; LOD : Limte de détection

Annexe B Données du suivi hydrodynamique et données météorologiques

B.1 Tableau de synthèse des sondes de mesure utilisées pour le suivi en continu *in situ* et des périodes de mesure retenues, pour chaque eau de source ou de réservoirs de surface suivi sur le site de Salins-les-Thermes.





B.2 Données météorologiques

Figure B.2.1: Données météorologiques de l'année 2012 aux postes météorologiques sélectionnés à proximité de la zone d'étude (source Météo-France) ; température minimale et maximale sous abris quotidienne (barre jaune), température moyenne sous abris sur 24h (croix noirs), hauteur de précipitations quotidiennes cumulés (barre bleu), épaisseur de neige totale relevée quotidienne (barre grise), «? » absence de donnée.

Station Altitude	Moûtiers 480 m	Brides 600 m	Bozel 865 m	Peisey-Nancroix 1 350 m	Méribe 2040 m
2012		Cumul des h	auteurs de	précipitations (mm)	
Janvier	132.1	155.4	135	119.3	
Février	3.8	5.4	5.4	6.1	
Mars	11.8	12.9	12.4	6.9	
Avril	123.5	98.2	102.8	138.5	
Mai	82.1	88.8	67.6	94.9	
Juin	75	76	71.2	78.7	
Juillet	36.6	44.2	49.6	49.1	
Août	77.8	66.9	71.9	83	
Septembre	117.2	95.9	94.3	132.7	
Octobre	67.4	71.6	63.9	61.2	
Novembre	97.8	100.9	89.1	101.5	
Décembre	259.3	211.7	185.4	202.6	
Annuelle	1084.4	1027.9	948.6	1074.5	
1995-2005	911.3	842.8			820,4

Tableau B.2.1 : Cumuls des hauteurs de précipitations mensuels et annuel en 2012 (source Météo-France), et cumul annuel moyen sur la période 1995-2005 (Blaise et Vigouroux, 2005), aux postes météorologiques sélectionnés à proximité de la zone d'étude.

Station		Moûtiers	s (480 m)	
Année	2011	2012	2013	2014
	Cumul	des hauteurs d	de précipitati	ons (mm)
Janvier	36	132.1	52.2	80.3
Février	30.2	3.8	62.7	124.6
Mars	26.5	11.8	84.5	32.4
Avril	15.8	123.5	64.7	56.3
Mai	107.9	82.1	89.7	79.6
Juin	91.3	75	22.2	81.9
Juillet	118.8	36.6	99.8	128.2
Août	42.8	77.8	66.4	
Septembre	80.3	117.2	72.4	
Octobre	58.4	67.4	126.7	
Novembre	3.4	97.8	161.5	
Décembre	315	259.3	37	
Annuelle	926.4	1084.4	939.8	

Tableau B.2.2 : Cumuls des hauteurs de précipitations mensuels et annuels de 2012 à 2014 aux postes météorologiques sélectionnés à proximité de la zone d'étude (source Météo-France).

Station	Atitude	Tmoy. (MN/MX) °C en 2012
Moûtiers	480 m	12
Peisey-Nancroix	1350 m	8.3
Champagny-en-Vanoise	3000 m	-1.6

Tableau B.2.3 : Température annuelle en 2012, calculées avec les températures minimales et maximales journalières, aux postes météorologiques sélectionnés à proximité de la zone d'étude (source Météo-France).

Annexe C Données hydrogéochimiques

C.1 Données hydrogéochimiques bibliographiques

C.1.1 Diagrammes de Schoeller-Berkalov des eaux thermominérales et de subsurface de Salins-les-Thermes, à partir des données bibliographiques de Siméon (1980), Barat (1988) et ARS (2000 - 2014).



Siméon (1978-1979)

a. Données mensuelles de 1978-1979, Siméon (1980).



b. Données ponctuels du BRGM en 1986 et 1988 (Barat, 1988) et données trimestrielles du suivi ARS de 2000 à 2014.

C.1.2 Synthèse du suivi hydrodynamique et physico-chimique des eaux froides de Salins-les-Thermes en 1978-1979 par Siméon (1980) ; altitude des niveaux d'eau du Doron et de la nappe, paramètres physico-chimiques (température et conductivité électrique) et concentration en éléments majeurs (mg/l) des eaux du Doron, de la nappe et de la Source Froide (site des Vieux-Bains).



Barat (15	88) , voir ch	apitre IV.14	1.2 pour	r les mé	thodes	analytic	ques.		3				3							
Points	Date	Référence	\mathbf{NH}_4	NO3	NO2	PO4	ш	:=	Fe	Mn	As mg/	uZ 1/	в	Sr	Ba	Br	-	Вb	Ag	Si _{tot}
GSC	1980	SIMEON 80					1.7						1.95	18.84		79.91	0.29	0.33	0.053	34.97
GSC	16/02/1988	BRGM 88	3.4	0	0.02	1.5	4.5	2.4	1.8	0.102	0.12	0.009	1.518	13	0.04					
PSC	1980	SIMEON 80					1.6						2.13	19.71		79.91	0.15	0.33	0.049	32.30
PSC	16/02/1988	BRGM 88	3.7	0	0.02	0	4.6	2.6	1.6	0.113	0	0	1.524	16	0					
Mass	1980	SIMEON 80					1.2						1.77	14.90		41.55	0.39	0.15	0.026	26.96
Mass	16/02/1988	BRGM 88	0	0	0	0	1.6	0.7	0.017	0	0	0	0.256	5.6	0					
SF	1980	SIMEON 80					0.19													
SF	16/02/1988	BRGM 88	0	88	0.04	0	0.2	0	0.02	0	0.075	0	0	2	0					
Nappe	1980	SIMEON 80					0.1													
Doron	1980	SIMEON 80					0.08													
Doron	16/02/1988	BRGM 88	0.2	0	0.02	0.2	0	0	0.024	0	0	0	0	3.7	0					

2.1.3	Données	bibliographiques	des tu	eneurs	en é	léments	mineurs e	et tr	aces d	ans le	es eau	p xr	e Salins-le	ss-Thern	nes; dor	nnées	Siméon ((1980) e	et
3arat	(1988), voit	chapitre IV.14.2 po	ur les 1	néthode:	s ana	lytiques.													

C.1.4	Données	bibliographi	ques des	compo	ositions	isotopiqu	ies des	eaux et	des ga	az di	ssous de
Salins	les-Thern	nes ; données	Siméon	(1980) e	et Barat	(1988), vo	oir chapi	tre IV.14	4.2 pour	e les a	méthodes
analytic	ques.										

Points	Date	Référence	δ ¹⁸ Ο _{H20}	δ ² H _{H20}	³ H _{H2O}	$\delta^{13}C_{CO2g}$	$\delta^{18}O_{CO2g}$
T OINES	Dute	Reference	vs smow ‰	vs smow ‰	U.T.	vs PDB ‰	vs smow ‰
PSC	Oct. 1978	Siméon 80			36 ± 3		
	Mai 1978	Siméon 80	-13.31				
	Fév. 1979	Siméon 80	-13.38		27 ± 3		
	Fév. 1988	BRGM 88	-12.5	-90	14		
GSC	Mai 1978	Siméon 80	-13.35				
	Fév. 1979	Siméon 80	-13.19	-96.1	26 ± 3	-8,8	+14,3
	Avr. 1979	Siméon 80			20 ± 2		
	Fév. 1988	BRGM 88	-12.8	-92.2	13		
SF	Fév. 1979	Siméon 80	-13.58		68 ± 5		
	Avr. 1979	Siméon 80			61 ± 4		
	Fév. 1988	BRGM 88	-11.2	-80.7	17		
Massiago	Oct. 1978	Siméon 80			12 ± 2		
	Fév. 1979	Siméon 80	-13.04		12 ± 2		
	Avr. 1979	Siméon 80			15 ± 2		
	Fév. 1988	BRGM 88	-12.3	-89.1	16		
Nappe	Avr. 1979	Siméon 80			74 ± 4		
Doron	Avr. 1979	Siméon 80			78 ± 4		
	Fév. 1988	BRGM 88	-13.3	-95.3			

C.2.1 Résultats des mesures physico-chimiques et des analyses sur les principaux éléments des eaux thermominérales et subsurface de Salins-les-Thermes, prélevées pour cette étude entre 2012 et 2014 (voir chapitre IV.14.4 pour les méthodes analytiques).

Dointe	Date	F	C.E.	Hq	Eh	ca	Mg	Na	¥	U	S0₄	нсо	C02	TAC	TA	ő	80	Б1	PO₄	NH₄
51110		°C	mS/cm		шV	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	l∕gm	mg/l	۰f	°f 28	alc. mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
PSC	29/11/2012	39.0	28.90	6.1		935	168.7	6160	92.8	8575	2522	1058.3								
PSC	18/02/2013	38.8	28.80	5.9		887	169	5486	95.4	8750	2687	958	159	76	<2	<12	<0.3	0.56	<0.02	4.5
PSC	11/02/2014	39.2	29.25	6.1	88	1116	159	5861	89.4	9048	2606	930	233	75.4	42	<12				4.6
GSC	29/11/2012	33.0	23.00	6.1		782.8	142.9	4770	71.8	6395	2068	889.7								
GSC	18/02/2013	33.7	23.20	6.0		759	146	4333	75.6	7865	2147	830	124	64.9	~2	<12	<0.3	0.47	<0.02	3.3
GSC	11/02/2014	33.4	22.50	6.1	120	1088	159	4569	78.9	6855	2152	799	176	63.3	<2	<12				3.2
GS.03	29/11/2012	24.3	14.70	6.4		562.5	104	2843	43.5	4020	1392	652.7								
GS.03	18/02/2013	30.2	20.60	6.1		699	132	3685	63.6	5580	1944	738	66	59.5	\$	<12	<0.3	0.56	<0.02	2.6
GS.03	11/02/2014	25.5	16.54	6.3	144	772	115	3035	48.8	4610	1668	625	66	51.4	<2	<12				1.6
SF.04	29/11/2012	9.5	1.14	7.2		169.8	27	13.4	1.3	19.9	200	208.5								
SF.04	18/02/2013	14.7	7.80	6.4		322	63.2	1273	19.6	2130	953	336	30	27.2	<2	<12	<0.3	<0.3	<0.02	1.1
SF.04	11/02/2014	8.7	1.69	7.1	148	255	31.7	80.4	2.42	138	520	180		13.4	<2	<12				0.067
SF.05	29/11/2012	17.0	9.52	6.3		386.3	66.6	1726	23.8	2260	984	404.9								
SF.05	18/02/2013	32.9	24.20	6.0		754	144	4439	76.9	8140	2247	805	120	65.2	<2	<12	<0.3	0.64	<0.02	3.5
SF.05	11/02/2014	34.1	24.64	6.1	100	686	138	4867	86.5	7157	2288	796	163	66.5	<2	<12				3.8
SF	29/11/2012	12.6	2.86	7.0		252.3	54.5	310	6.7	436	676	297.9								
SF	18/02/2013	12.4	3.60	7.1		275	99	378	3.97	699	792	296		23.7	22	<12	0.34	0.46	<0.02	<0.01
SF	11/02/2014	12.0	3.69	7.0	163	379	60.7	353	77.7	634	831	140		23.3	~2	<12				<0.01
Nappe	29/11/2012	9.5	1.16	7.4		212.5	32.5	13.2	1.7	24.7	455	162.5								
Nappe	11/02/2014	9.7	1.45	7.3	145	354	48.3	12.2	1.53	25	596	153		11.9	<2	<12				<0.01
Doron	11/02/2014	4.4	1.16	8.2	144	227	33.4	10.1	1.28	17	499	143		11	~2	<12				<0.01
Massiago	29/11/2012	21.4	5.64	6.9		316.5	78.6	863	15.4	1111	729	519.1								
Massiago	11/02/2014	26.0	10.31	6.6	138	607	110	1724	30.5	2567	1420	561.2	66	45.3	\$	<12				0.1
																			Mesures	in situ

C.2 Données hydrogéochimiques acquises dans cette étude

Points	Référence	Si	Br	ш	-	Sr	Fe	Ľ	8	As	Rb	S	Mn mg	Ba /	Zn	сī	щ	n	Q M	× ٥	Cc	H H	ο A _E	AI	
PSC	SCA 2012	16.2	14	15	1	17.6	4.4	3.6	1.85	0.77	0.545	0.54	0.21											< 0.0	5
	GéoAzur 2014	17.68				18.59		3.25		0.29	0.336 (0.340 (0.298 0	.244 0.	080 0	.123 0.	117 0.	042 0.	0.0	11 0.0	0.00	0.0 0.00	02 0.00	22 <i.d< th=""><th></th></i.d<>	
GSC	SCA 2012	13.3	63	32	4	14.6	4.2	2.98	1.46	0.91	0.35	0.37	0.16											< 0.0	S
	GéoAzur 2014	13.71				11.15		2.54		0.94	1.839	L.867 (0.112 0	.162 0.	058 0	.662 0.	058 0.	033 0.	0.0	0.0 60	0.00	0.0	02 0.00	p.l > 1.d	
GS.03	SCA 2012	9.4	13	7.8	4	10.3	5.1	2.03	0.95	0.87	0.18	0.2	0.1											< 0.0	5
SF.04	SCA 2012	2.4	0.07	0.12	4	2.96	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.06	: 0.05	0.05 <	0.05											< 0.0	2
SF.05	SCA 2012	6.2	3.55	2.1	$\stackrel{<}{1}$	7.1	0.94	1.23	0.58	0.25	0.115	0.12 (0.062											< 0.0	5
SF	SCA 2012	3.8	0.17	0.23	\checkmark	4.64	< 0.05	0.2	0.15	< 0.05	: 0.05	0.05 <	0.05											< 0.0	5
	GéoAzur 2014	3.83				5.59		0.34		0.16	0.22	0.22 (0.004).28 C	0.12 (0.08	0.02 0	.05 0	01 0.0	1 9.7E	<i>00</i> 0.00	05 0.0(00.0 600	0.00	4
Nappe	SCA 2012	2.45	0.07	0.12	\checkmark	3.38	0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05 <	: 0.05	0.05 <	0.05											< 0.0	S
	GéoAzur 2014	1.99				1.02		00.0		0.01	0.005 (0.004 0	0003	0.04 C	0.02 0.	0014 0.	0.0	064 0.0	044 0.00	40 0.00	05 4. <i>7E</i> -	-05 3.7E	-05 1.6E-	<i>05</i> 0.00	1
Massiago	SCA 2012	7.2	0.41	0.46	4	5.67	0.27	0.59	0.39	0.08	0.06	0.06 <	0.05											< 0.0	S
	GéoAzur 2014	10.10				5.87		06.0		0.21	0.61	0.66	0.00).14 C	0.05 (0.22 0	03 0	.04 0	01 0.0	1 0.00	07 0.00	02 0.00	01 0.00	22 < I.d	
																				0.000	12 : en tra	ace; I.d	: limite c	e détectio	5

C.2.2 Résultats des analyses sur les éléments mineurs et traces dans les eaux thermominérales et de subsurface de Salins-les-Thermes, prélevées pour cette étude entre 2012 et 2014 (voir chapitre IV.14.4 pour les méthodes analytiques).

Points	Date	Référence	δ ¹⁸ Ο _{H2O} _{vs SMOW} ‰	δ ² H _{H2O} _{vs SMOW} ‰	δ ¹³ C _{CMTD} _{vs PDB} ‰
PSC	Fév. 2014	GéoAzur 2014	-12.7	-93	-1.5
GSC	Fév. 2014	GéoAzur 2014	-12.9	-96	-1.3
SF	Fév. 2014	GéoAzur 2014	-12.9	-95	-0.5
Massiago	Fév. 2014	GéoAzur 2014	-12.3	-91	-0.8
Nappe	Fév. 2014	GéoAzur 2014	-12.1	-90	-7.1

C.2.3 Résultats des analyses sur les compositions isotopiques des eaux de Salins-les-Thermes, prélevées pour cette étude entre 2012 et 2014 (voir chapitre IV.14.4 pour les méthodes analytiques).

C.2.4 Résultats des analyses sur les précipités de boues des émergences thermominérales de Salins-les-Thermes (échantillons lavés du NaCl), et les limites de détermination et incertitudes (voir chapitre IV.14.4 pour les méthodes analytiques).

		GSC	Massiago	SF.05	E.01
Eléments majeurs					
SiO ₂	%	8.68	29.37	6.41	6.51
Al ₂ O ₃		3.19	5.53	1.23	0.78
Fe ₂ O ₃		54.98	24.39	57.03	49.00
MnO		0.01	2.20	0.28	0.03
MgO		1.32	3.71	0.55	0.60
CaO		4.33	8.03	5.54	13.29
Na ₂ O		0.20	0.54	0.11	0.27
K ₂ O		0.80	1.42	0.25	0.22
TiO ₂		0.12	0.44	0.07	0.05
P205		0.30	0.22	0.31	0.14
PF		17.01	20.85	19.20	21.20
Total		90.94	96.70	90.98	92.08
Eléments traces					
As	ppm	69480	16970	62780	44900
Sr		1004	695.6	1274	2092
Sb		202.1	95.83	136.7	68.46
Ba		162.1	5183	124.8	98.23
Zn		80.58	432.8	70.33	88.12
W		67.29	63.98	63.8	32.73
r Ga		40.78	23.5	44.00 E2.27	54.89
Re		38.65	21.06	66.39	77.83
Rb		34.02	51.48	10.43	9 998
Cr		26.43	146.9	27.66	8.282
v		25.28	41.37	11.51	10.99
Pb		22.6074	186.1455	17.2775	24.8108
Cu		19.87	57.15	11.2	24.25
Zr		15.8	74.17	9.463	5.024
Cs		8.4	15.35	3.778	4.777
Ni		7.258	56.21	9.238	11.61
Ga		4.858	7.461	1.925	1.491
IVIO 11		4.244	29.07	4.55Z 5.003	1.455
ть		2 455	4 889	1 164	0.706
Sc		2.2	2.93	< L.D.	< L.D.
Nb		2.04	4.533	0.924	0.607
Co		1.662	103.3	2.919	1.091
Sn		1.196	5.036	0.671	0.912
Hf		0.432	1.928	0.263	0.108
Bi		0.42	0.418	0.131	0.103
Cd		0.339	0.394	0.334	2.865
Ta		0.197	0.493	0.082	0.05
in		0.103	0.11	< L.D.	< L.D.
Terres rares	0000	21.87	21.66	18.07	13.02
La Ce	" Phili	40.86	38 78	30	18.61
Pr		5.33	4.367	3.867	2.699
Nd		23.38	16.49	17.31	10.4
Sm		6.553	3.562	4.691	2.672
Eu		1.881	0.644	1.426	0.819
Gd		8.504	3.677	6.686	3.909
ть		1.211	0.557	0.972	0.603
Dy		6.814	3.252	5.749	3.617
Ho		1.243	0.645	1.067	0.706
Er -		3.093	1.786	2.704	1.819
Tm		0.419	0.262	0.355	0.244
Yb		2.595	1.62	2.284	1.55
LU V		10.367	225	0.348	3/ 20
T Total		40.78 164 9	23.3	44.00	95 791
TOTAL		104.5	121.031	140.105	33.731

PF : Perte au feu à 1000°C

L.D. : Limite de détection

Limites de détermination^{*} et incertitudes^{**}

(Juillet 2012)

Dosage des éléments traces

	>50 ppm	>10 ppm	>1 ppm	>0,1 ppm	>0,01 ppm	* Limites déterm. ppm
As	<5%	<10%	**			1,50
Ba	<5%	<10%	**		1	3,50
Be	<5%	<10%	**			0,40
Bi		<5%	<10%	**		0,10
Cd		<5%	<15%	**		0,10
Ce		<5%	<10%	**		0,10
Co	<5%	<10%	<15%	**		0,40
Cr	<5%	<10%	**			5,00
Cs		<5%	<10%	**		0,10
Cu	<5%	<10%	**			5,00
Dv	1		<5%	<10%	<15%	0,01
Er	1		<5%	<10%	**	0,008
Eu				<5%	<10%	0,005
Ga		<5%	<8%	**		0,20
Gd	1			<5%	<10%	0,013
Ge		<5%	<8%	**		0,10
Hf		<5%	<10%	<15%	**	0,03
Ho			<5%	<10%	**	0,002
In			<5%	**		0,07
La			<5%	<10%	**	0,07
Lu				<5%	<10%	0,005

	>50 ppm	>10 ppm	>1 ppm	>0,1 ppm	>0,01 ppm	* Limites déterni, ppm
Mo		<5%	<10%	**		0,50
Nb		<5%	<10%	<15%	**	0,09
Nd	-		<5%	<10%	**	0,06
Ni	<5%	**				5,00
Pb		<5%	<10%	**		0,60
Pr			<5%	<10%	**	0,012
Rb	6	<5%	<10%	**		0,40
Sb		<5%	<10%	**		0,20
Sm			<5%	<10%	**	0,015
Sn	<5%	<10%	<15%	**		0,45
Sr	<5%	<10%	**			1,50
Ta		<5%	<10%	<15%	**	0,01
Th		0.000	1999 (S. 1997)	<5%	10%	0,004
Th		<5%	<10%	<15%	**	0,04
Tm			<5%	<10%	**	0,001
U	<5%	<10%		<15%	**	0,04
v	<5%	<10%	**		<u></u>	0,80
w	<5%	<10%	<15%	**		0,20
Y		<5%	**			0,20
Yh			<5%	<10%	**	0,005
Zn	<10%	**	are site			11,00
Zr	<8%	<15%	**			1,00

Dosage des éléments majeurs et Sc

Oxydes %	>10%	>5%	>1%	>0,5%	>0,1%	>0,05%	>0,01%	>0,005%	* Limites déterm. %
SiO ₂	<1%		<5%			<15%	**		0,02
Al ₂ O ₃	<1%			<10%		<15%	**		0,02
Fe ₂ O ₃			<2%	Contraction of the second	<5%	<15%	**		0,02
MnO			<1%		<5%		<10%	**	0,0001
MaO		<2%	<5%			<10%	**		0,015
CaO		<2%		<5%	and the second second	<15%	**		0,03
Na ₂ O		<2%		<5%		<15%	**		0,005
K ₂ O		<2%		<5%	<10%	<15%	**		0,005
TIO	_			<5%	<10%	**			0,02
P205			<5%		<10%	**		£.	0,03
	Sales and	The Marine State		1972 - 1976 1975 - 1976	>50 ppm	>20 ppm	>10 ppm	>1 ppm	* L.D. ppm
Sc	A sector participant				<5%		<15%	**	1,00

* La limite de détermination (L.D.) est calculée comme étant 6 fois l'écart type relatif sur 100 mesures de blancs de préparation.

** L'incertitude sur la mesure est calculée pour 200 mg d'échantillon préparé. Elle devient importante (>25 %) sur une plage de concentration située entre la limite de détermination et la plus faible concentration pour laquelle un pourcentage d'erreur est indiqué. Pour certains éléments traces, cette incertitude peut être réduite de façon significative à l'aide d'une chromatographie liquide avant passage à l'ICP-MS. Ces analyses particulières doivent faire l'objet d'une entente préalable avec le Service d'Analyse.

Calculs effectués pour 5 matériaux géochimiques de référence en analyse de routine sur une période de 12 mois (n = 300 par matériau).

SARM

CRPG-CNRS : 15 rue Notre Dame des Pauvres, BP20, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France Tél : 33 (0)3 83 59 42 41 ; Fax : 33 (0)3 83 51 17 98

es sur l	analys
ue réali	namiq
	analyses sur l namique réali

	Dointe	F	C.E.	Hq	g	Mg	Na	×	SO₄	σ	PO4	NH₄	COD	сот	TAC	нсо₃	[CO2aq]
		ç	mS/cm		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/I C	mg/I C	۰f	dos. mg/l	dos. mg/L
	GSC	33.7	23.2	6.04	759	146	4 333	75.6	2 147	7 865	<0.02	3.3	<0.3	0.47	64.9	332	124
lei	PSC	38.8	28.8	5.94	887	169	5 486	95.4	2 687	8 750	<0.02	4.5	<0.3	0.56	76	383	159
tini	SF.04	14.7	7.8	6.42	322	63.2	1 273	19.6	953	2 130	<0.02	1.1	<0.3	<0.3	27.2	134	30
i te:	SF.05	32.9	24.2	5.97	754	144	4 439	76.9	2 247	8 140	<0.02	3.5	<0.3	0.64	65.2	322	120
ļģ	GS.03	30.2	20.6	6.11	699	132	3 685	63.6	1 944	5 580	<0.02	2.6	<0.3	0.56	59.5	295	66
	SF	12.4	3.6	7.12	275	99	378	3.97	792	699	<0.02	<0.01	0.34	0.46	23.7	118	
	GSC	34.1	23.5	6.05	759	147	4 405	76.9	2 246	7 925			<0.3	0.6	65.8	325	121
T JI	PSC	38.5	28.8	5.96	877	168	5 474	95.1	2 625	9 750			0.33	0.64	76.5	381	141
età	SF.04	25.9	18.7	6.1	583	113	3 274	55.9	1 778	6 070			<0.3	0.38	50.9	256	82
	SF.05	35.9	26.6	5.98	837	159	5 065	88.3	2 462	9 055			<0.3	0.55	71.1	354	158
	GSC	33.7	23.3	6.07	736	144	4 277	74.6	2 174	7 855			<0.3	0.52	65.1	317	104
z	PSC	38.7	28.8	5.94	888	167	5 436	94.6	2 699	9 775			<0.3	0.62	75.9	378	146
tet	SF.04	24.4	16.05	6.16	528	102	2 812	47.7	1 623	4 900			<0.3	<0.3	45	227	74
è	SF.05	35	25.2	5.97	816	152	4 738	83.1	2 411	8 340			<0.3	0.41	68.5	339	141
	SF	30.1	21	6.14	658	133	3 776	65.3	2 048	6 730			<0.3	0.44	60.8	298	101

Pour l'ensemble de ces échantillons TA (°f) < 2 et CO3 calc.<12 mg/l

Unités	mqq	mqq	mol/kgw	Eq/kg bar	Eq/kg bar	
Equation	T _{SIO2} = 1032/(4,69 - logSiO ₂) – 273,15	$T_{SiO2} = 1112/(4,91 - \log SiO_2) - 273,15$	T _{Na/Li} = 1000/(0,38 + log(Na/Li)) – 273,15	T _{Ca/Mg} = -979,8/(Log(Ca/Mg) – 3,117 – 0,03904 x Log(pCO ₂) - 0,07003 x log(∑ions)) – 273,15	T _{SO4/F²} = 1797,7/(Log(SO ₄ /F ²) + 0,7782 + 0,02963 x Log(pCO ₂) - 0,08653 x log(∑ions)) – 273,15	
Géothermomètre	SiO ₂ calcédoine	SiO ₂ calcédoine	Na/Li (pour Cl < 0,3M)	Ca/Mg	SO4/F ²	
Référence	Fournier (1977)	Arnórsson et al. (1983)	Fouillac et Michard (1981)	Chiodini et al. (1995)	Chiodini et al. (1995)	

C.3 Formules des géothermomètres sélectionnés pour l'estimation de température de réservoir profond en présence de formations carbonatées évaporitiques.

Fonctionnement d'un système hydrothermal hyperminéralisé en contexte alpin : Salins-les-Thermes, Savoie (France). Caractérisation hydrogéologique, hydrogéochimique et hydrodynamique en vue de la gestion de la ressource.

Les eaux des sources artésiennes de Salins-les-Thermes (vallée de la Tarentaise, Savoie) sont thermales (39°C) et hyperminéralisées (19,4g/l) contenant du NaCl (14,6g/l) et du CaSO₄ (3,6g/l), ainsi que de nombreux éléments mineurs et traces (Sr, Si, Br, Fe, Li, As, Rb, Mn, U...) et du CO₂ (230mg/l). Cette étude a pour objectifs d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement global du système hydrothermal en contexte alpin et plus précisément de la zone d'émergence située en fond de vallée. Une approche interdisciplinaire associant la géologie, l'hydrodynamique et l'hydrogéochimie a été menée.

À partir de données bibliographiques et des reconnaissances de terrain, l'étude géologique a permis de caractériser les potentiels hydrogéologiques des formations du secteur et d'identifier la structure drainante pour l'ascension des eaux souterraines. Celle-ci se fait le long de la bordure SE du contact chevauchant divisant l'extrémité sud de l'unité de Moûtiers et recoupant la vallée de Salins au niveau des sources.

L'étude hydrodynamique repose sur une analyse des variations, à long terme et lors de perturbations provoquées, des paramètres hydrodynamiques (débit et niveau d'eau) et physico-chimiques (température et conductivité) des eaux de l'ensemble des sources du site et des réservoirs de surface. Le fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence consiste en un équilibre de pression entre la remontée thermominérale et les réservoirs de surface (système alluvial et réservoir de versant). Cet équilibre est sensible au système d'exploitation et contrôle la répartition des flux aux différentes émergences.

Une étude des interactions eaux-roches et eaux-gaz a été menée à partir d'analyses sur les éléments majeurs, mineurs et traces des eaux et des précipités de boues, ainsi que des analyses isotopiques sur les eaux ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ et $\delta^{13}C_{CMTD}$), pour l'ensemble des eaux thermominérales et froides présentes sur le site. La minéralisation des eaux souterraines est acquise au sein des calcaires dolomitiques et des quartzites de l'unité de Moûtiers, en bordure des évaporites (anhydrite, gypse et halite) qui jalonnent le contact chevauchant. Le circuit souterrain atteindrait une profondeur de 2km environ, ce qui permettrait aux eaux d'acquérir une température de 60°C et de drainer du CO₂ magmatique issu du socle. La faible minéralisation des eaux du système alluvial et du versant n'a pas permis de les distinguer dans les phénomènes de mélange avec les eaux thermominérales.

Cette thèse apporte de nouvelles hypothèses sur la zone d'alimentation et des connaissances complémentaires sur le fonctionnement du système. Les apports sur la zone d'émergence ont permis d'évaluer la sensibilité de la ressource thermominérale et de proposer des préconisations pour la mise en place d'un forage profond aux acteurs de l'activité thermale (propriétaire et exploitant) menant un projet de développement pour une gestion durable de l'exploitation de cette ressource thermominérale.

Mots-clefs : Hydrothermalisme amagmatique ; Hyperminéralisation ; Alpes occidentales françaises ; Salins-les-Thermes.

Characterization of an hypermineralized hydrothermal system in alpine setting: Salins-les-Thermes, Savoie (France). Contributions of hydrogeology, hydrogeochemistry and hydrodynamic to the water resource management.

Artesian springs waters of Salins-les-Thermes (Tarentaise Valley, Savoie) are thermal (39°C) and hypermineralized (19,4g/l) with NaCl (14,6g/l), CaSO₄ (3,6g/l), many minor and trace elements (Sr, Si, Br, Fe, Li, As, Rb, Mn, U...) and CO₂ (230mg/l). This study aims to improve knowledge on the functioning of the hydrothermal system in alpine setting and more precisely on the springs area in the valley. An interdisciplinary approach associating geology, hydrogeochemistry, and hydrodynamic was carried out.

The literature data and geological field work allowed to determine the hydrogeological potential of local rock formations and to identify the deep tectonic fault which drains thermal groundwater towards the surface. Thermal groundwater rises along the thrust fault which divides the south of the Moûtiers unit and intersects the Salins valley in the spring area.

The hydrodynamic study is built on variation analysis of hydrodynamic (water level, flow rate) and of physico-chemical (temperature, conductivity) parameters in water from thermal springs and subsurface aquifers, in long-term and during induced disturbance. The hydrodynamic functioning of the springs area consists of a pressure balance between the hydrothermal upwelling and subsurface aquifers (alluvial system and valley side rocks). This relationship is sensitive to the exploitation process of the thermal water and controls mixing processus at springs.

Study of water-rock and water-gas interactions was carried out from analysis of major, minor and trace elements in water and in precipitated muds in addition with isotopic analyses ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ et $\delta^{13}C_{CMTD}$), for deep thermal and cold shallow groundwaters. The mineralization of deep groundwater results of interaction with dolomitic limestone and quartzite of the Moûtiers unit and evaporites (anhydrite, gypsum and halite) present along thrusts. The deep circuit would reach 2km depth, allowing groundwater to acquire a temperature of 60°C and CO₂ magmatic from basement. The poorly mineralized both alluvial and valley side waters have not been differenciated in mixing processes with thermal groundwaters.

This thesis provides news hypotheses about the infiltration area and additional knowledge on the functioning of the hydrothermal system. Contributions on the springs area allowed to estimate the sensitivity of resource and to propose recommendations to operators of the thermal activity to develop a deep borehole for sustainable management of the resource.

Keywords: Amagmatic hydrothermalism; hypermineralization; Western French Alps; Salins-les-Thermes.
2.3.1. Rôle majeur des structures tectoniques

En zone de montagne, les formations du socle et de la couverture sédimentaire sont fortement déformées et discontinues suite aux orogénèses successives (hercynienne, pyrénéenne ou alpine). Les failles majeures et surfaces de chevauchement ont un rôle primordial dans les circulations profondes car elles permettent une continuité hydraulique et la remontée des eaux vers la surface (Blavoux, 2009).

Ces structures servent principalement de drain ascendant aux systèmes hydrothermaux. En effet, les émergences thermominérales alpines se situent en bordure des massifs cristallins ou le long des fronts de chevauchement et des failles majeures, au croisement des vallées. Le système hydrothermal d'Aix-les-Bains illustre bien ce cas en domaine Préalpin. Les eaux infiltrées au niveau du chaînon jurassien de l'Épine circulent jusqu'en profondeur au sein de l'aquifère calcaire du Jurassique supérieur (Figure 2-3). La structure en U de ce réservoir est interrompue par le chevauchement de l'anticlinal d'Aix. La remontée des eaux en surface se fait à l'aplomb de ce chevauchement à travers les formations calcaires du compartiment chevauchant (Carfantan *et al.*, 2003 ; Gallino, 2007).



Figure 2-3 : Schéma hydrogéologique du système thermominéral d'Aix-les-Bains, Savoie (Carfantan *et al.*, 2003 *in* Gallino, 2007).

En domaine sédimentaire fortement déformé (zone nord-pyrénéenne Figure 2-1 et domaine pennique des Alpes internes), les failles et fractures subverticales affectant, voire décalant, les formations aquifères peuvent néanmoins assurer la continuité hydraulique des écoulements au sein du réservoir. Ces structures constituent des relais entre les formations aquifères adjacentes, permettant aux eaux de circuler de l'une vers l'autre (Bagnères-de-Bigorre, Levet *et al.*, 2002). Elles sont maintenues ouvertes ou réactivées grâce à la tectonique active des chaînes alpine et pyrénéenne (Blavoux, 2009). Les écoulements souterrains ne se font donc pas forcément à travers une formation aquifère unique. L'identification de la géométrie des systèmes aquifères est donc souvent difficile à cause de la complexité des structures et des relais potentiels impliqués dans le circuit hydrothermal.

Des circulations partielles dans formations subjacentes du Malm et du Crétacé inférieur pourraient également contribuer aux écoulements profonds.



a : Couverture sédimentaire ; b : Trias profond (halite) ; c : Trias en bordure (anhydrite et gypse) ; d : socle.

Figure 2-4 : Coupe géologique des réservoirs à l'origine de la minéralisation des eaux de la source d'Allevard (Isère), d'après programme ECORS (Dazy et Razack, 1989).



Figure 2-5 : Schéma hydrogéologique du système hydrothermal de Val d'Illiez, canton du Valais Suisse (Pantet, 2004 in Sonney, 2010).

D'autre part, les aquifères évaporitiques du Trias ont des compositions chimiques différentes en fonction de l'unité tectonique (Jura, Préalpes, nappes Helvétique, Ultrahelvétique, Pennique...) dans laquelle ils se situent. Ceci est particulièrement mis en évidence par la présence ou non de halite (sel gemme NaCl, très soluble) dans les eaux de sources, indépendamment des temps de séjour et des profondeurs des circuits (Mandia, 1991). En effet, la halite serait présente en niveaux discontinus dans les formations d'anhydrite et gypse en profondeur, particulièrement dans les nappes ultrahelvétiques et penniques alpines

3. Le site thermal de Salins-les-Thermes

3.1. Contexte géographique et géologique

Contexte géographique

Salins-les-Thermes se situe au cœur de la vallée de la Tarentaise en Savoie (73), au S de Moûtiers et à une altitude de 490m au niveau de la vallée du Doron-de-Bozel (Figure 3-1). Les sources thermominérales exploitées et les bâtiments thermaux sont en rive droite du Doron-de-Bozel au centre du village de Salins. La vallée est à cet endroit très encaissée et orientée N-S entre Moûtiers et la confluence des Dorons de Bozel et de Belleville. Les Dorons, prenant leur source dans le massif de la Vanoise, ont un régime nival et le Doron-de-Bozel alimente l'Isère à Moûtiers, 2,5km en aval de la confluence avec le Doron-de-Belleville.



Figure 3-1 : Localisation géographique (a.) et altitudinale (b.) du site hydrothermal de Salins-les-Thermes et des autres sites régionaux ; source des données : BD topo v2 ign, complété.

Contexte géologique général

Le contexte géologique général est présenté ici succinctement pour aider la compréhension de l'historique des connaissances sur le système hydrothermal de Salins.

Le secteur de Salins-Moûtiers est caractérisé à l'E du Front pennique par de nombreux chevauchement rapprochés (de direction N30°E à pendage vers l'est) et des fractures subverticales (de direction générale N120°E). Ces chevauchements et ces fractures sont généralement jalonnés par les roches évaporitiques du Trias (cargneule, gypse, anhydrite et halite) qui ont servi de surface de décollement aux chevauchements (Figure 3-2).

Salins se situe à l'extrémité S de l'unité de Moûtiers dans la zone valaisanne. En rive droite du Doron-de-Bozel, cette unité est principalement constituée de formations du Trias (quartzites et dolomies) ; elles formeraient un pli anticlinal redressé à cœur permien et fortement fracturé (Debelmas *et al.*, 1989). Les sources thermominérales exploitées sur le site des Vieux-Bains se situent au pied d'un escarpement de calcaires dolomitiques, dans une excavation de 6 à 8m de profondeur par rapport au niveau du remplissage quaternaire du fond de vallée. En rive gauche, séparées par une bande de gypse, les formations d'âge Crétacé de l'unité de Moûtiers (schistes noirs et quartzites) chevauchent l'unité du Quermoz.

Au S de Salins, à la confluence avec le Doron-de-Belleville, une écaille de houiller (grès et schistes noirs anté-permien) dont les bordures sont jalonnées de gypse sépare la zone valaisanne de la zone subbriançonnaise (d'âge principalement liasique au contact). Une autre émergence thermominérale, dite Source Massiago, se situe également au pied de l'escarpement de calcaires dolomitiques en rive droite du Doron-de-Bozel, au niveau de ce contact avec le houiller.



Figure 3-2: Carte structurale de la région de Salins-les-Thermes; source des données: extrait de la carte géologique numérique vecteur de Moûtiers (n°751), Debelmas *et al.* (1989), et notice explicative de la feuille de Bourg-Saint-Maurice (n°727), Antoine *et al.* (1992).



Figure 3-4 : Évolution de la station thermale de Salins ; a. et b. Le bâtiment des Vieux-Bains vers 1900 (Gros, 1996) : a. entrée extérieure, b. escalier menant aux cabines de bains au niveau de la cour intérieure ; c. l'établissement thermal entre 1893 et 1928 ; d. et e. la piscine thermale, dénommée la plage, face à l'établissement thermal : d. vue du dessus entre 1928 et 1987, e. vue de l'avenue des thermes avec ligne électrique du tramway entre 1900 et 1928 (Pasqualini, 1987) ; f. tract publicitaire pour les établissements thermaux de Brides et Salins *avant 1926 ?* (Pasqualini, 1987 ; figure non datée).



Figure 3-5 : Plan des émergences du site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes, avec les aménagements d'exploitation des années 1950 (complété d'après R.Michel, 1959 ? *in* Siméon, 1980).



Figure 3-6 : Le poids national des stations thermales savoyardes (Laslaz et al., 2015).

Un important programme de restructuration des établissements est aujourd'hui en cours grâce à la décision de la mairie de Brides-les-Bains, en janvier 2014, de prolonger la concession à la SET Brides jusqu'en 2034 et, aux investissements de la Compagnie Lebon et Thala Invest pour le rachat, en avril 2014, des sociétés SET Brides (établissements thermaux) et SET Hôtels. Concernant le site de Salins-les-Thermes (Figure 3-7), les soins effectués dans l'établissement thermal seront transférés à Brides-les-Bains en mars 2018, et seule la piscine thermale sera gardée en activité et réhabilitée (Communiqué de presse du 20 janvier 2014 de la mairie de Brides-les-Bains).



Figure 3-7 : L'établissement thermal et la piscine thermale extérieure de Salins-les-Thermes, en 2013.



Figure 3-8 : Schéma conceptuel de l'origine des eaux thermales de Tarentaise, selon les hypothèses de départ des travaux de recherche de Siméon (1980).

Le BRGM mène en 1988 une nouvelle étude structurale et hydrochimique à l'échelle du site hydrothermal de Salins, et en parallèle sur celui de Brides (Barat, 1988). L'objectif est de mieux comprendre ces circuits souterrains et de proposer des sites d'implantation de forage permettant l'exploitation en profondeur des ressources thermales. Des travaux de cartographie et de mesures de fracturation ont mis en évidence que les sources thermominérales se localisent préférentiellement aux intersections des contacts tectoniques N30°E à N40°E et des fractures transverses N80°E à N120°E. Sur le site de Salins, un contact structural entre les calcaires dolomitiques du versant E et les gypses à l'W se situerait alors dans le fond de la vallée du Doron-de-Bozel, recouvert par le remplissage. Le schéma de remontée des eaux chaudes (Figure 3-9) propose une circulation ascendante des eaux au niveau de la fracturation croisée, préférentiellement dans les calcaires dolomitiques en longeant le contact broyé avec les gypses. Il est suggéré que les eaux des sources des Vieux-Bains, émergeant à la base de l'escarpement des calcaires dolomitiques masqué par des alluvions indurées, circulent dans les plans de stratification ou de schistosité karstifiés (N30 80°E).



Figure 3-13 : Synthèse des données lithologiques et du suivi hydrogéologique du forage destructif profond (F2), à proximité de la Source Massiago à Salins-les-Thermes, d'après l'étude ANTEA (Mercier, 2002).

Reconnaissance géophysique

Une étude géophysique a été réalisé en 2002 et 2003 par la société Horizons-Centre afin de préciser le contexte structural de la zone, en particulier la position et le plongement du contact anormal calcaires dolomitiques/gypses (Barat, 2003). Deux méthodes complémentaires ont été mises en œuvre : des panneaux électriques haute résolution et des profils sismiques réflexion, localisés sur la Figure 3-12d. La prospection électrique a permis une profondeur d'investigation de 100 à 150m et la sismique de 400 à 500m.



Figure 3-15 : Plan du site des émergences thermominérales des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes.



Figure 3-16 : Photos des installations sur le site des Vieux-Bains ; a. piscine thermale, b. une salle de bains, c. galerie d'évacuation, d. galerie d'accès à la Petite Source Chaude (PSC) et canalisation de transport de ces eaux, e. entrée de la salle de captage de la Grande Source Chaude (GSC), f. canalisation de transport des eaux de la GSC vers le bac de mélange, g. bac de mélange des eaux thermominérales, h. cheminée d'équilibre réaménagée dans galerie de la GSC, i. zone des cheminées d'équilibre dans la galerie de la Source Froide, j. émergence de la Source Froide (SF), k. captage des eaux de la SF et l. galerie de protection.



Figure 3-19 : Contexte environnemental de la ressource thermominérale de Salins-les-Thermes ; source des données : BD topo v2 ign, correspondant à la carte IGN 3532 OT, complété.



Figure 3-20 : Le bâtiment des Vieux-Bains, site d'exploitation de sources thermominérales de Salins-les-Thermes en 2012 ; a. l'entrée principale avec l'escarpement de calcaires dolomitiques en arrière-plan et b. la cour intérieure et l'escalier d'accès.



Figure 5-1 : Carte structurale des Alpes Occidentales (Rossi et al., 2005, complétée).





Figure 5-2 : Coupe interprétée du profil ECORS-CROP (extrait de la carte tectonique des Alpes, Bousquet *et al.*, 2012). Le Versoyen correspond à la croûte océanique de la zone valaisanne et la zone houillère fait partie de la zone briançonnaise.

5.2. Contexte paléogéographique de la zone valaisanne dans l'arc alpin

La constitution de l'orogène alpine a débuté au Trias supérieur-Lias inférieur par une distension de l'ancienne croûte continentale à l'origine de l'ouverture et de l'océanisation de l'océan Liguro-Piémontais (ou océan alpin) puis de l'océan Valaisan au Crétacé inférieur (Figure 5-3a, b et c). Durant l'ère tertiaire, la collision des trois blocs continentaux a conduit à la structure actuelle des alpes, schématisée dans la Figure 5-3d.



Figure 5-4: Carte structurale de la région de Salins-les-Thermes; source des données: extrait de la carte géologique numérique vecteur de Moûtiers (n°751), Debelmas *et al.* (1989), et notice explicative de la feuille de Bourg-Saint-Maurice (n°727), Antoine *et al.* (1992).



Figure 5-5 : Coupe géologique de la région de Salins-les-Thermes (extrait de la carte géologique de Moûtiers (n°751), Debelmas *et al.*, 1989).

6. Description des unités du secteur d'étude Salins-Moûtiers

L'étude lithostratigraphique et structurale des formations du secteur des émergences thermominérales de Salins-les-Thermes a été réalisée dans l'objectif d'évaluer les potentiels hydrogéologiques de ces formations. Nous nous intéressons ici principalement à la zone valaisanne (dans laquelle se situent les sources thermominérales) et aux unités adjacentes à celle-ci (l'unité du Quermoz et la zone subbriançonnaise) (Figure 6-1). Les descriptions ci-après sont synthétisées à partir de la bibliographie (voir texte) et des levés de terrain de De Ascenção Guedes (comm. pers.) complétés par nos propres observations et mesures structurales.

QUATERNAIRE

E	Eboulis

E1 Eboulis à gros blocs

- U Tufs calcaires
- Jz Cônes de déjection actuels
- Fz Alluvions récentes
- Glaciaire indifférencié G

ZONE DAUPHINOISE

j1	Bajocien : calcaire gréseux ou microbréchique
j0	Aalénien : argilites brunes ou noires à nodules
Is	Lias supérieur indifférencié (marneux)

- li Lias inférieur indifférencié (calcaire)
- t Trias indifférencié : dolomies, gypses, cargneules

ZONE ULTRADAUPHINOISE I.s.

eG	Grès de Crève-Tête (Eocène ?)
c-eBr	Brèches de Crève-Tête (Crétacé-Eocène)
c-eR	Permien reconstitué (Crétacé-Eocène ?) : schistes rouge foncé à galets carbonatés
jm	Jurassique moyen (?) : calcaires siliceux ou gréseux
1	Lias calcaire
tK	Trias : cargneules

DOMAINE DE TRANSITION

Unité du Quermoz

- eQ Formation détritique supérieure (Eocène ?)
- Formation détritique supérieure (Eocène ?) : conglomérat polygénique eQ-1
- cQ Formation détritique inférieure (Crétacé ?)
- Série du Quermoz s.s. (Lias-Jurassique moyen) : schistes noirs et brèches à éléments dolomitiques jQ

ZONE VALAISANNE (ou DES BRECHES DE TARENTAISE) Unité du Moûtiers

cFT	Flysch de Tarentaise (Crétacé supérieur-Paléocène ?)	<u> </u>	Strat
	🥵 gres de base	+	Strat
cFC	Schistes noirs et quartzites (Crétacé supérieur)	+	Strat
	Formation détritions de base (Turanian Contanian)	+	Strat
CFE	Formation detritique de base (Turonien-Santonien)	S	Char
I.	Trias supérieur schisteux et Lias de Tarentaise	Ku y	Nich
tG	Gypses triasiques		
XtK	🔀 Cargneules triasiques		Carr
tS	Schistes versicolores triasiques	~	E.u.l
+D	Delemies triaciques	V	Ехрі
(D	Dolomies triasiques	*	Anci
tQ	Quartzites triasiques	Ψ	Ento
rt	Permo-trias	' ⊡ +	Sour
r	Permien : schistes violacés		
			Trac
h	Houiller : grès micacés et schistes noirs		
ξ-δ	Cristallin indifférencié		

ZONE SUBBRIANCONNAISE

cs-e	Crétacé supérieur-Eocène (?) 1 - brèches et olistolites
cm	Crétacé moyen : "black shales"
ci	Crétacé inférieur : calcaire bleu noir 1 - lentilles de brèches
js	Tithonique : <i>calcaire noir compact</i> Oxfordien : <i>schistes noirs</i>
jm	Jurassique moyen indifférencié : calcschistes et brèches
jO	Aalénien : schistes argileux
Is	Lias supérieur (Toarcien) : calcschistes gris
lm	Lias moyen (Sinémurien moyen à Domérien) : calcaires marneux noirs et calcschistes gris
li	Lias inférieur (Héttangien-Sinémurien inférieur) : calcaires sombres en bancs massifs
	Keuper :
tS	schistes versicolores
tG	gypses
∕tK ∕	cargneules

ZONE BRIANCONNAISE

Trias						
tG	Gypses du Trias attribués au Carnien					
K	Cargneules du Trias attribuées au Carnien					
tC	Trias moyen carbonaté indifférencié					
Permien r	Permien indifférencié					
Houiller h5-r	Assise de Courchevel (Stéphanien moyen-Autunien) : schistes, grès et conglomérats					
h4-5	Assise de Tarentaise (Westphalien supérieur-Stéphanien) : schistes noirs, grès fins arkosiques					
h4	Westphalien inférieur et moyen : schistes noirs et grès micacés					
ELEMENTS STRUCTURAUX						
	Contour géologique absorvé					

	Contour géologique observé
	Contour géologique supposé
	Faille observée
	Faille supposée
-	Stratification So avec pendage
+	Stratification So à pendage horizontal
+	Stratification So à pendage vertical
4	Stratification So, pendage de série inversée
S	Charnière de pli de type indéterminé
× · · · · ·	Niches d'arrachement
v	Carrière à ciel ouvert
٥	Exploitation souterraine abandonnée
*	Anciennes exploitations artisanales
¥	Entonnoir, puits d'absorpsion
"⊡+	Source thermale captée
	Tracé coupe (Lu, 1985)

Figure 6-1: Extrait de la carte géologique de la région de Salins-les-Thermes ; source des données : carte géologique numérique vecteur de Moûtiers (n°751), Debelmas et al. (1989), et BD topo v2 ign, complétée.



CHAPITRE II. Contexte géologique

Par ailleurs, les observations de terrain ont mis en évidence que le contact tectonique entre l'unité de Moûtiers et du Quermoz, à l'W de Salins, est bien marqué par des écailles injectées de gypses (cf. § 6.1.2 de ce chapitre). De plus, entre l'unité de Moûtiers et de la zone subbriançonnaise, les affleurements de houiller (h4) s'étendent de manière discontinue sur le versant, au niveau du plateau de Melphe et à l'E de la Grande Roche. La largeur de cette lentille est très restreinte (inférieure à 200m dans la zone d'étude) et sa bordure E est bien marquée par les affleurements de gypses. La Source Massiago se situe précisément au niveau de ce contact tectonique entre les calcaires dolomitiques triasiques de l'unité de Moûtiers et la lentille de Houiller (h4).

Nous disposons, au niveau cette dernière zone de contact, de données de forages de reconnaissance (destructifs) réalisés en 2002 pour l'extension de l'exploitation thermale (cf. chapitre I.3.4.4; Annexe A.1). Ils ont été positionné à quelques mètres de l'escarpement de calcaires dolomitiques entre la Source Massiago et le Doronde-Bozel (cf. Figure 3-12d) et, seul le second atteint 83m de profondeur. Les cuttings de ce forage ont été décrits dans le rapport ANTEA (Mercier, 2002 ; Figure 6-10) mais il est difficile d'établir des corrélations avec la série stratigraphique du secteur. Sous les 15 premiers mètres de remblais et d'alluvions, un niveau de schistes gris (5m) pourrait correspondre aux schistes de la lentille de houiller (h4) ou à ceux du Trias supérieur (tS). La suite de la coupe lithologique montre une dominance de calcaires jaunes à orangés (probablement des calcaires dolomitiques) avec des intercalations de schistes verts à violets (supposés Permien). Il est probable qu'il s'agisse de formations de l'unité de Moûtiers, avec un dédoublement des séries par failles. Ainsi, sur les 83m de profondeur, aucun contact tectonique majeur avec du houiller (h4) ou du gypse n'a été observé. Ceci peut être expliqué par le pendage général vers l'E-SE des chevauchements des unités structurales dans ce contexte géologique.

COUPE LITHOLOGIQUE F2 (modifié et complété par ANTEA)



Figure 6-10 : Synthèse des données lithologiques et du suivi hydrogéologique du forage destructif profond (F2), à proximité de la Source Massiago à Salins-les-Thermes, d'après l'étude ANTEA (Mercier, 2002).



Figure 7-1 : Synthèse des données lithologiques et piézométriques des piézomètres de Salins-les-Thermes d'après Siméon (1980) ; cotes en mètre NGF, en rouge le piézomètre F1 existant actuellement.



Figure 7-5 : Localisation des panneaux électriques réalisés sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes ; a. sur le plan du site d'exploitation, en souterrain, et b. par rapport aux bâtiments actuels et anciens.



Figure 8-1 : Coupe géologique schématisée de la vallée de Salins-les-Thermes au niveau des émergences thermominérales des Vieux-Bains (complétée et redessinée d'après une idée de S. Fudral, comm. pers.).

Ce suivi in situ comprend :

- Des mesures ponctuelles de la température (T en °C) et de la conductivité électrique (C.E. en mS/cm) de l'ensemble des sources, effectuées avec un conductimètre de terrain (*Cond 315i WTW*, conductivité électrique corrigée à 25°C) à chaque visite sur le site (Annexe CD-ROM D.2; Figure 12-5);
- Des mesures en continu de l'ensemble des paramètres (T, C.E., hauteur d'eau et débit) réalisées grâce à une plate-forme de mesures mise en place pour ce travail et détaillée dans le Tableau 9-1 (ensemble des données en annexe CD-ROM D.1).

Pour l'interprétation des données dynamiques, nous avons dû réaliser une nouvelle topographie et cartographie des galeries du site ainsi qu'un nivellement précis des installations d'exploitation et des niveaux de débordement des émergences secondaires aménagées en cheminée d'équilibre. Les points de mesures extérieurs au site (piézomètre et sonde au Doron) ont également été nivelés.



Tableau 9-1: Plate-forme de mesures du suivi en continu *in situ* du site de Salins-les-Thermes, avec les paramètres et les périodes de mesure de 2012-2014 ; les pas de temps de mesure sont de 1h pour le Doron et le piézomètre et, de 15mn aux autres points du suivi.

Difficultés rencontrées

Le Tableau 9-1 présente pour chaque point de mesures (sources et réservoirs de surface) les périodes de suivi et les périodes de résultats effectifs, par paramètres. En effet, de nombreux problèmes techniques ont été rencontrés. D'une part, des coupures de courant sur le site d'exploitation des Vieux-Bains sont à l'origine de 3 périodes d'interruption d'alimentation de la station d'acquisition et d'enregistrement des données. D'autre part et principalement, les sondes de suivi des deux Sources Chaudes exploitées ont subi de nombreux disfonctionnements, à court et à long termes, et ont dû être plusieurs fois remplacées et déplacées (cf. détail des sondes en annexe B.1). À court terme, certaines sondes ont donné des mesures erronées et des variations très importantes, pouvant être dues à la position des sondes (par rapport aux installations et dans le courant d'eau) et aux dégagements gazeux. Les disfonctionnements majeurs d'autres



Figure 10-1 : Carte du bassin versant du Doron-de-Bozel à Moûtiers et installations hydroélectriques ; source des données : BD topo v2 ign, BD Carthage, modifié.

10.2. Occupation des sols

Le bassin versant du Doron-de-Bozel présente un important couvert végétal en basse et moyenne altitudes (Figure 10-2). Les bas de versant sont majoritairement recouverts de forêts. De 2 000 à 3 000m d'altitude environ, la végétation devient principalement constituée de prairies et de broussailles. Les roches affleurent ainsi surtout à haute altitude et peuvent être recouvertes dès 2500m et en moyenne à partir de 3000m, de névés et de glaciers (BD RGD 73-74 et BD topo v2 ign MNT).



Figure 10-2 : Carte d'occupation du sol sur le bassin versant du Doron-de-Bozel à Moûtiers ; source des données : BD RGD 73-74, BD topo v2 ign, BD Carthage.

De nombreuses centrales hydroélectriques sont installées le long du Doron-de-Bozel et de ses affluents (Figure 10-1). Elles fonctionnent « au fil de l'eau », sans bassin de retenue, grâce à des prises d'eau en amont et des conduites forcées. Ces aménagements n'influencent théoriquement pas le régime hydrologique du Doron-de-Bozel à Salins et Moûtiers (Mourembles, 2003).

11. Fonctionnement des aquifères souterrains peu profonds

11.1. Le système alluvial

11.1.1. Le Doron-de-Bozel à Salins

Suivi

En absence de suivi actuel du Doron-de-Bozel à Moûtiers, nous avons mis en place pour cette étude un suivi automatique du Doron à Salins-les-Thermes. La station de mesure a été installée en amont du site thermal des Vieux-Bains à l'extrémité S de l'avenue de Thermes (le long des bâtiments des entreprises artisanales ; Figure 11-1). La hauteur d'eau, la température et la conductivité électrique de l'eau ont été mesurées au pas de temps horaire (cf. Annexe B.1 pour le détail des sondes). L'altitude du Doron au niveau du site des Vieux-Bains a été déterminée par un nivellement de la hauteur d'eau entre la station de mesure et le pont de la D915 (extrémité N de l'avenue des Thermes). Les mesures sont présentées avec l'ensemble des suivis en Figure 11-4 (p. 107 à déplier).



Figure 11-1 : Station de mesure du Doron-de-Bozel à Salins-les-Thermes, installé pour cette étude entre 2012 et 2014.

Variations de la hauteur d'eau et des paramètres physico-chimiques

D'après les mesures de cette étude (Figure 11-4), en 2012-2014, l'altitude moyenne du Doron à Salins est de 490,1m NGF. L'amplitude des variations saisonnières est de l'ordre de 50cm et d'environ 1m au maximum lors des pics de crue. En période de basses eaux, de novembre-décembre à mars-avril, le niveau du Doron est stable à une altitude moyenne de 490,03m et peu influencé par les précipitations. Les hautes eaux débutent en avril et sont maximales en mai-juin. Le niveau d'eau varie fortement sur cette période. La majorité des pics de crue est corrélée avec les événements orageux estivaux et les périodes pluvieuses de l'automne. Les périodes de hausse de la température atmosphérique au printemps peuvent aussi être à

11.2. Le réservoir de versant

Les formations calcaires dolomitiques et quartzitiques fortement fracturées constituant le versant E de la vallée de Salins ont été identifiées comme des réservoirs potentiels. Des circulations d'eau à partir du plateau de Salins vers la Source Froide du site des Vieux-Bains ont été confirmées en 2007 lors de la pollution en hydrocarbures (cf. § 9.1 de ce chapitre). L'étude de Siméon (1980) a cependant démontré que les eaux de cette source sont issues d'un mélange entre des eaux froides de surface et les eaux thermominérales. Aucune autre source froide n'est connue ou n'a été trouvée au pied de ce versant. Nous tenterons donc de caractériser ce réservoir à partir du suivi des paramètres physico-chimiques de la Source Froide (SF).

11.2.1. Suivi de la Source Froide (SF)

Pour ce suivi, les sondes de mesure de température et conductivité électrique (cf. Annexe B.1 pour le détail des sondes) ont été positionnées dans la canalisation de la SF, à l'entrée de la galerie (Figure 11-2). Le débit important dans la canalisation permet de considérer que la température de l'eau n'est pas modifiée entre l'émergence et le point de mesure. Cependant, nous n'avons pas pu mettre en place un suivi du débit car l'ensemble de l'eau émergeant de la SF n'est pas canalisé, et la conduite en place a de nombreuses fuites et n'est pas toujours en charge.



Figure 11-2 : Trop-plein de la canalisation de la Source Froide à l'entrée de la galerie sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes.

11.2.2. Caractéristiques générales de la SF

L'altitude de l'émergence

La SF émerge à une altitude de 489,37m ; elle est donc située 1,62m en moyenne au-dessus du niveau piézométrique et environ 2m au-dessus du niveau d'eau des Sources Chaudes (PSC et GSC).

Les débits (données bibliographiques)

Pour indication, l'étude de Siméon (1980) montre qu'en 1978-79 les débits de la SF varient de 3 à 13l/s (10,8 à 46,8 m³/h) en suivant les variations du Doron ; ils seraient maximaux au début du printemps et diminueraient du mois d'août jusqu'à fin février. Nous retenons que les variations de la C.E. de l'eau seraient anti-corrélées à celles du débit. L'étude du BRGM (Barat, 1988) cite des débits variant de 18 à 30l/s (64,8 à 108 m³/h). Une telle différence pourrait être liée à la difficulté de la mesure des débits de la SF.

12. Comportement des émergences du site des Vieux-Bains

12.1. Suivi des émergences thermominérales

La Figure 12-1 présente les principales sondes de mesure misent en place sur le site des Vieux-Bains pour le suivi en continu des paramètres hydrodynamiques et des paramètres physico-chimiques des eaux des sources thermominérales du site des Vieux-Bains. Les sondes sont reliées à la station d'acquisition et d'enregistrement des données (CR1000) et le pas de temps d'enregistrement des mesures est de 15mn. Des coupures de courant électrique sur le site sont à l'origine d'interruptions d'enregistrement. Seule la sonde OTT mise en place dans le bassin de la GSC est autonome.



Figure 12-1 : Matériels de suivi en continu *in situ* des sources thermominérales mis en place sur le site des Vieux-Bains à Salins-les-Thermes en 2012-2014 ; a. station d'acquisition et d'enregistrement des données (Campbell CR1000), b. débitmètre à ultrason (sur les canalisations des PSC et GSC), c. sondes de mesure de température (Campbell Capteur 107) et de conductivité électrique (Georg Fischer 8850 ; sonde de suivi de la SET) dans la canalisation de la PSC, d. sonde de mesure de température et conductivité électrique (Campbell CS547A) pour les quatre émergences secondaires, e. sonde de mesure de pression et de température (Campbell PDCR1830) dans le regard du bac de mélange et f. sonde de mesure de pression, température et conductivité (OTT CTD) installée dans le regard du bassin de la GSC.

Le suivi ponctuel a été réalisé à partir de mesures de la température et de la conductivité électrique des eaux à chaque visite sur le site avec une sonde de terrain (WTW). Pour les Sources Chaudes, la sonde est placée dans un récipient sous écoulement continu au niveau des robinets de prélèvement des canalisations. Elle est plongée dans les cheminées d'équilibre pour les émergences secondaires.



Figure 12-4 : Altitudes des niveaux repères associés au système d'exploitation et des réservoirs de surface ; altitudes d'émergence de la Source Froide (SF), du niveau piézométrique de la nappe au F1 (avec variation saisonnière), des niveaux de débordement des cheminées d'équilibre, des niveaux d'eaux dans les bassins de réception des sources thermominérales (GSC et PSC) et du bac de mélange (avec la variation naturelle et la variation anthropique due au pompage).

Les résultats du suivi en continu, présentés en Figure 12-5 et Figure 12-6 mettent bien en évidence les variations temporelles des paramètres des eaux des émergences secondaires ; les T et C.E. évoluent de manière parallèle comme pour les eaux thermominérales exploitées. Nous observons aussi aux PSC et GSC de très faibles variations des T et C.E. en comparaison de celles des débits, comme l'avait décrit Siméon en 1980. La description des variations temporelles, faite ci-dessous, nous permettra d'étudier le comportement des sources thermominérales et le fonctionnement hydrodynamique de la zone d'émergence.



Figure 12-7 : Influence de l'exploitation en période de saison thermale sur les paramètres hydrodynamiques des bassins et physico-chimiques des eaux des émergences du site des Vieux-Bains ; exemple d'une période de 10 jours en mars 2013 à partir du suivi en continu *in situ*.



Figure 12-8 : Influence de l'exploitation en période d'arrêt des pompages sur les paramètres hydrodynamiques des bassins et physico-chimiques des eaux des émergences du site des Vieux-Bains ; exemple de l'arrêt du 28 au 30 janvier 2013 à partir du suivi en continu *in situ*.



Figure 12-9 : Schéma synthétique des flux d'eaux alimentant les émergences du site des Vieux-Bains lors des variations du débit d'exploitation ; a. l'exploitation stabilisée correspondant à un état initial avec un débit de pompage constant, b. lors des arrêts de pompage et c. lors d'augmentations du débit d'exploitation comme en saison thermale.



Figure 12-10 : Schéma des flux contrôlés par la topographie et le gradient géothermique.

A.3 Analyse de la composition élémentaire à la fluorescence X (XRF) des matrices des formations affleurant des galeries du site des Vieux-Bains, Salins-les-Thermes.

Analyse non destructive de la majorité des éléments du tableau périodique Pistolet Bruker S1 Titan 500 équipé d'un tube en rhodium, d'un détecteur SDD (Super Silicon Drift) et d'un collimateur de 5mm Paramètres d'acquisition : 15kV - 30sec de comptage 35kV - 30sec de comptage Réalisés par Anne-Lise Develle au laboratoire EDYTEM

	Matrice Brèches dolomitiques (éch.1)		Matrice Brèches dolomitiques (éch.2)		Matrice Zone à blocs (éch.3)		Matrice Zone à blocs (éch.4)		Poche argileuse dans matrice Zone à blocs (éch.5)		
MgO		5.4183	4.8042	4.0792	3.5758	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	2.9316
Al ₂ O ₃		5.5895	5.8212	5.7239	6.1483	5.7107	5.7578	5.7542	5.5565	11.8789	11.7132
SiO ₂		19.8166	20.7664	27.0603	27.4249	20.7423	21.4396	21.7615	21.4393	38.0159	36.9544
P2O5		0.1057	0.1035	0.209	0.206	0.1297	0.1402	0.1893	0.1691	0.0742	0.0859
S		< LOD	< LOD	0.1224	0.1279	0.1951	0.2703	0.6163	0.5956	< LOD	< LOD
K2O		2.5538	2.7074	1.7028	1.74	1.799	1.7957	1.8072	1.7291	2.9104	2.8593
CaO		16.4066	16.2426	11.6767	11.6857	11.7261	12.2911	14.4085	14.5415	2.5252	2.3884
TiO ₂		0.2812	0.3002	0.4201	0.4161	0.234	0.2431	0.2643	0.2494	0.5261	0.5703
v		0.0085	0.0082	0.0128	0.0154	0.0123	0.0144	0.0154	0.0119	0.0129	0.0114
MnO		0.0222	0.0288	0.092	0.1048	0.0432	0.0586	0.08	0.0638	0.0494	0.0447
Fe ₂ O ₃	%	3.1956	3.2701	5.2629	5.4161	15.8208	15.7159	14.4208	14.108	5.2945	5.2412
Ni		0.003	0.0027	0.0031	0.0035	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	0.0025	0.0035
Cu		0.0058	0.0069	0.0066	0.0067	0.0076	0.0062	0.0071	0.0076	0.0056	0.0042
Zn		0.0085	0.0086	0.0161	0.0167	0.0665	0.0673	0.0591	0.0565	0.0134	0.0134
As		0.0408	0.036	0.1456	0.1489	0.5141	0.4997	0.3788	0.4118	0.0659	0.0641
Rb		0.026	0.028	0.0245	0.0244	0.0129	0.0142	0.0159	0.0128	0.0332	0.0343
Sr		0.0185	0.0197	0.034	0.0365	0.0362	0.0364	0.0566	0.1086	0.0172	0.0172
Zr		0.0174	0.0167	0.0334	0.0343	0.0069	0.0058	0.01	0.0114	0.0407	0.0386
Мо		0.0043	0.0039	< LOD	< LOD	0.0058	0.0049	0.0034	< LOD	< LOD	< LOD
Pb		< LOD	< LOD	0.0232	0.0228	0.0159	0.0149	0.0373	0.0264	0.0085	0.0143
Total		53.52	54.18	56.65	57.15	57.08	58.38	59.89	59.10	61.47	62.99

2 mesures par échantillon ; LOD : Limte de détection

Annexe B Données du suivi hydrodynamique et données météorologiques

B.1 Tableau de synthèse des sondes de mesure utilisées pour le suivi en continu *in situ* et des périodes de mesure retenues, pour chaque eau de source ou de réservoirs de surface suivi sur le site de Salins-les-Thermes.

