
Spécialisation en hydrogéologie
Diplôme postgrade d'hydrogéologue

Travail de fin d'étude

La source thermale karstique du Chaudron
et les sources de la vallée de la Lizerne,
Derborence (Valais)



Eric WEBER

Décembre 2005



Le flux et le reflux me font “marée”.

Raymond Devos

Table des matières

Table des matières	3
Remerciements	6
Résumé	7
1. Introduction	8
1.1 Cadre de l'étude	8
1.2 Problématique	8
1.3 Objectifs	9
1.4 Le site d'étude et les moyens mis en œuvre	10
1.5 Situation géographique	11
1.5.1 Généralités	11
1.5.2 La source de l'Airette et la grotte du Chaudron	12
1.6 Contexte géologique	12
1.6.1 Stratigraphie	13
1.6.2 Tectonique	15
1.7 Climat	17
1.8 Spéléologie et système karstique	18
2. Méthodes	20
2.1 Mesures de terrain	20
2.1.1 Introduction	20
2.1.2 Saturation en gaz dissous	20
2.1.3 Température	21
2.1.4 Conductivité	21
2.1.5 pH	22
2.1.6 Débit	22
2.1.7 Eléments radioactifs	23
2.1.7.1 Radon	23
2.1.7.2 Radium	24
2.1.8 Analyse des ions majeurs	25
2.1.9 Analyse du Fer	25
2.2 Mesures de terrain en continu	25
2.2.1 Radon	26
2.2.2 Conductivité – Température	26
2.3 Dispositif de mesure en continu	27
2.3.1 Source du Chaudron	27
2.3.2 Source de l'Airette	28
2.3.4 Récapitulatif des données à chaque source	28
2.4 Programmes utilisés	29

2.4.1 Matlab	29
2.4.2 TSoft	29
2.4.3 Aquachem	30
2.4.4 Cinema 4D	30
2.4.5 Grapher	30
3. Hydrogéologie régionale	31
3.1 Hydrologie	31
3.1.1 Réseau hydrographique	31
3.1.2 Pluviométrie durant l'étude	32
3.1.3 Bilan hydrique du bassin de la Lizerne	33
3.1.3.1 Introduction	33
3.1.3.2 Limite du bassin versant	34
3.1.3.3 Calcul du bilan	34
3.2 Morphologie karstique	38
3.3 Essai de traçage	39
3.3.1 Résultats de l'essai de 1990	39
3.3.2 Interprétation	39
3.3.3 Essai de 2005	40
3.3.4 Discussion	40
3.4 Hydrochimie	40
3.4.1 Situation des points d'échantillonnage	41
3.4.2 Description des points d'échantillonnage	41
3.4.3 Résultats des analyses des ions majeurs	43
3.4.3.1 Introduction	43
3.4.3.2 Analyse graphique	44
3.4.3.3 Analyse en composante principale (ACP)	47
3.4.4 Comparaison: source du Chaudron / sources de Saillon	47
3.4.4.1 Introduction	47
3.4.4.2 Résultats	49
3.4.4.3 Discussion	49
3.4.5 Conductivités et température de la Lizerne	52
3.4.6 Conductivité et température des sources	53
3.5 Modélisation 3D	53
3.5.1 Introduction	53
3.5.2 Construction du modèle	54
3.5.2.1 Introduction	54
3.5.2.2 Construction	54
3.5.2.3 Problèmes	55
3.5.2.4 Précision	55
3.5.2.5 Résultats	55
4. Les sources du Chaudron et de l'Airette	58
4.1 Introduction	58

4.2 Description de la grotte du Chaudron (A2)	58
4.4 Eaux thermales de surface en Valais	60
4.4.1 Introduction	60
4.4.2 Situation et géologie des sites connus	61
4.5 Résumé des résultats de 2002-2003	63
4.5.1 Introduction	63
4.5.2 Résultats 2002-2003	63
4.6 Les marées terrestres: théorie	65
4.6.1 Introduction	65
4.6.2 Fonctionnement des marées terrestres	66
4.7 Mesures à la source du Chaudron	68
4.7.1 Introduction	68
4.7.2 Conductivité - Pression - Température	68
4.7.3 Conductivité, température et pression dans la rivière	71
4.7.4 Fonctionnement hydraulique du siphon du Chaudron	71
4.7.5 Température de l'air dans la grotte du Chaudron	73
4.8 Radon (^{222}Rn) (mesures en continu et ponctuelles)	75
4.8.2 Aspects théoriques	75
4.8.3 Résultats ponctuels	76
4.8.4 Résultats des mesures en continu	77
4.8.5 Discussion	79
4.9 Analyse des données en continu au Chaudron	80
4.9.1 Introduction	80
4.9.1 Distribution statistique des paramètres P-K-T	80
4.9.2 Comparaison Température-Conductivité	82
4.9.3 Comparaison Pression-Conductivité-Température	84
4.9.4 Les marées terrestres au Chaudron	86
4.9.4.1 Introduction	86
4.9.4.2 Fonctionnement générale et modèle 2003	86
4.9.4.3 Résultats	87
4.9.4.4 Discussion	89
4.9.5 Application des analyses spectrales et en ondelettes	91
4.9.6 Mélanges et débits au Chaudron	93
4.9.7 Le séisme du Col de Balmes (M = 4.9)	95
4.10 Données en continu à la source de l'Airette	96
4.10.1 Introduction	96
4.10.2 Résultats	96
4.11 Saturation en gaz dissous	98
5. Discussion et conclusion	99
6. Bibliographie	101
7. Annexes	103

Remerciements

Mes remerciements s'adressent tout d'abord aux personnes qui m'ont aidé à la réalisation de ce travail de recherche. Particulièrement à François Bourret qui m'a motivé à me lancer dans le fond des gorges de la Lizerne avec une multitude d'appareils qu'il m'a patiemment confectionné. Heinz Surbeck pour les analyses de radon, les appareils de mesure et sa grande disponibilité. Ludovic Savoy et Daniel Hunkeler qui ont également encadré ce travail.

Merci à François Zwahlen, directeur du CHYN, et François Gainon, responsable du postgrade, pour l'excellente ambiance tout au long de ce postgrade et lors de l'inoubliable camp de terrain.

Le transport du matériel et l'aide à la mise en place des différents appareils dans les gorges de la Lizerne n'aurait pas été possible sans l'aide de: Damien, Valérie, Matej, Ludo, Caroline, David, François, Gabi, Johann. Sans eux, ce travail aurait été impossible, je les remercie donc pour leur engagement physique et leur soutien moral.

Ce travail a également bénéficié du savoir et de la rigueur physique de Jacques Farine. Les multiples mails échangés et le partage d'idée ont amélioré de nombreux points de cette étude et je l'en remercie.

Sans oublier cette magnifique journée, lors de la descente intégrale des gorges de la Lizerne. Accompagné de Jérôme Perrin, éminent géochimiste, et de Damien Linder, spécialiste en eaux troubles.

Mes remerciements vont également à Marie-Eve Farine et Michiel Pronk pour les analyses chimiques.

Les ondellettes de ce travail sont l'oeuvre de Thibault Mathevet. Merci d'avoir répondu à mes multiples questions.

Et nous arrivons à cette incroyable classe de postgrade faite de déconneu(r)ses en tous genres. Je ne les citerai pas tous, mais je les remercie toutes et tous. Le débit, le débit, ..le débit...trop beau.

Et enfin, je termine là ou tout commence, chez mes parents qui m'ont toujours aidé à continuer dans ces longues études. Je les en remercie une fois encore.

Emilie, je finis mon travail et j'arrive.....

Résumé

La source thermique karstique du Chaudron et les sources de la vallée de la Lizerne, Derborence (Valais)

par Eric Weber *

Introduction

Ce travail fait suite aux premières investigations, en 2002, (CHOPARD ET AL 2004) à la source thermique du Chaudron située dans la vallée de la Lizerne. Son fonctionnement est tout à fait particulier et les mesures avaient alors montré des fluctuations induites par les marées terrestres. En parallèle, l'étude a aussi porté sur la caractérisation de phénomènes à l'échelle du bassin versant de la Lizerne.

Méthodes

Trois types de méthodes d'investigation ont été utilisés. 1) Des mesures en continu (pression, conductivité, température, radon) à la source du Chaudron et de l'Airette entre les mois de mai et octobre 2005. 2) Des analyses chimiques à 13 sources de la vallée de la Lizerne, ainsi que dans la rivière. La conductivité a été mesurée à de nombreux endroits de la rivière et à toutes les sources connues de la vallée. 3) Des analyses de toutes les données par ordinateur (Matlab, Aquachem, Tsoft). De plus, un modèle géologique 3D a été construit pour le massif du Haut de Cry à l'aide de Cinema 4D. Ces applications multiéchelles (source du Chaudron / vallée de la Lizerne) associée à des analyses statistiques et à la modélisation ont permis d'avoir une approche complète des phénomènes hydrogéologiques de cette région.

Résultats

Ce travail a apporté une première estimation du bilan hydrologique global du bassin versant de la Lizerne. Avec une superficie de 61 km², les débits à la sortie du bassin ont été estimés entre 2 et 2,5 m³/s. Le modèle 3D et les analyses chimiques ont mis en évidence des circulations verticales importantes entre les différents aquifères. L'eau thermique de la source du Chaudron semble provenir en faible proportion de l'aquifère du Trias, alors que la majeure partie viendrait du Dogger. Les variations de température et de conductivité pendant les périodes chaudes ont clairement été identifiées comme un effet des marées terrestres sur les eaux de l'aquifère du Dogger. Ces variations sont la résultante de l'interaction entre la géologie et les différentes composantes de la marée.

Conclusion

La source thermique du Chaudron regroupe de nombreux phénomènes, aussi bien au niveau des ses caractéristiques chimiques que des propriétés physiques des aquifères qui l'alimente. Son accès très difficile limite malheureusement les investigations. Ces résultats ainsi que le modèle 3D et les analyses aux autres sources ont permis de construire un modèle des écoulements profonds sous le massif du Haut de Cry (nappe de Morcles). Toutes ces données ont clairement apportées une meilleure compréhension des phénomènes hydrogéologiques à grande échelle et à l'échelle de la source du Chaudron. Par la suite, il serait très intéressant d'effectuer un multitraçage pour confirmer certaines hypothèses et apporter des données quantitatives sur les propriétés des aquifères.

Référence

CHOPARD V., D. LINDER, J. PERRIN, J. FARINE, E. WEBER 2004. Une source thermique dans le karst de Derborence. Stalactite 54-2-04, p. 25-35.

* Centre d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel, Rue Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel

Chapitre 1 Introduction

1.1 Cadre de l'étude

Ce travail de diplôme s'inscrit dans le cadre du cycle postgrade en hydrogéologie, dispensé à l'Université de Neuchâtel. A la fin de cette formation d'une année, chaque étudiant doit effectuer un travail de recherche d'une durée de 6 mois. Celui-ci peut être choisi parmi un certain nombre de sujets proposés par les professeurs et chercheurs du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (CHYN), mais également par les étudiants.

Le présent travail fait suite aux recherches spéléologiques et hydrogéologiques du Spéléo-Club Jura (SCJ), durant de nombreuses années, dans la vallée de Derborence. La découverte en 2001, d'une source thermale au fond des gorges de la Lizerne, puis les recherches qui ont suivi [CHOPARD et al. 2004] m'ont incité à continuer les recherches dans cette région. De plus, faisant moi-même partie de SCJ, j'ai la chance de parcourir et d'apprécier la région de Derborence, sa nature sauvage et ces karsts depuis plusieurs années. Il ne m'en fallait pas plus pour me lancer dans cette entreprise.

1.2 Problématique

En 2002, une sonde (pression P, température T, conductivité K) a été installée dans le siphon de la grotte du Chaudron (A1) pendant 6 mois afin d'étudier l'eau «thermale» et éventuellement d'autres phénomènes. Cette sonde a pu être empruntée grâce à Jérôme Perrin et François Bourret, respectivement doctorant et technicien au CHYN en 2002. Quelques analyses chimiques ont été faites à ce moment. Ces premières investigations ont notamment montré des modulations de la température par les marées terrestres [FARINE 2004]. Ce phénomène a pu être mis en relation avec la chimie des eaux et l'hypothèse d'une compartimentation des aquifères (Malm/Dogger) a été émise. L'eau froide, peu minéralisée, circule dans l'aquifère supérieur du Malm tandis que l'eau chaude, plus minéralisée, située dans l'aquifère inférieur du Dogger remonterait à la faveur d'une faille. Par la suite, ces deux composantes se mélangent à proximité de la grotte du Chaudron [CHOPARD et al., 2004]. L'aquifère du Dogger, captif ou en charge, semble être suffisamment sensible aux variations de contraintes du massif rocheux pour être influencé par les marées terrestres. L'eau chaude remonte alors en plus ou moins grande quantité selon l'intensité des contraintes. Ce phénomène, influençant les variations du niveau piézométrique ou le débit de certaines sources, a déjà été observé dans de nombreux pays [MANGIN, 1975]. Dès la fin du XVIII^e, les hydrogéologues et géophysiciens ont tenté d'utiliser les variations naturelles du niveau des nappes aquifères pour calculer les paramètres physiques d'élasticité de l'aquifère [NARASIMHAN et al., 1984].

Dans le cas de la grotte du Chaudron, les variations en température sont assez bien corrélées avec les marées terrestres et montrent un déphasage d'environ une heure déjà observé dans des piézomètres de la vallée du Rhône [TACHER et al. 1993]. Du fait de l'imprécision de la sonde,

il n'a pas été possible d'observer ces variations sur la conductivité. De plus, la pression n'étant pas compensée avec la pression atmosphérique, cela a induit de grosses imprécisions sur ce paramètre.

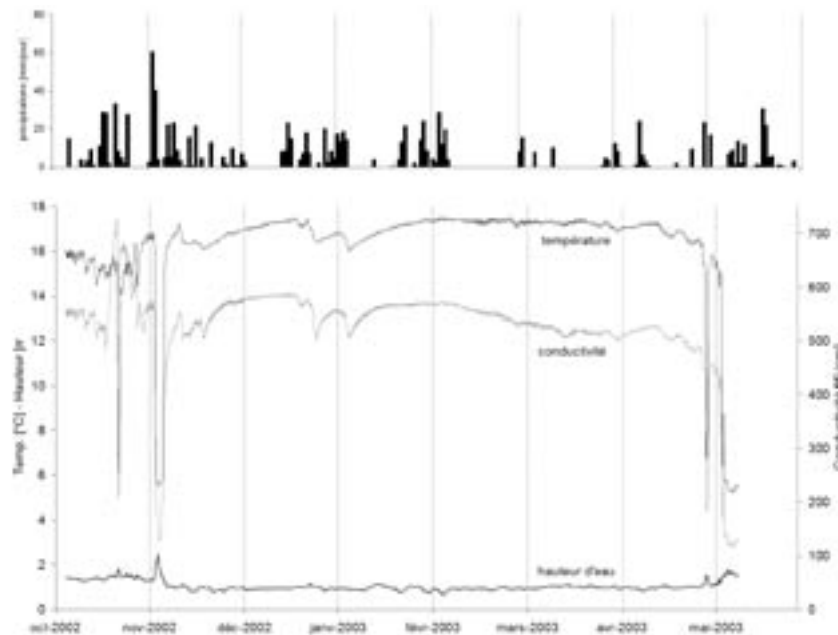


Fig. 1.1: Chronique de la hauteur d'eau, température et conductivité d'octobre 2002 à mai 2003, grotte du Chaudron (Valais).

En plus de l'intérêt porté à la source du Chaudron, il nous a paru intéressant d'approfondir les connaissances sur l'hydrogéologie de la vallée de Derborence. En effet, seul un essai de traçage en 1995 a apporté des données sur les circulations souterraines dans cette vallée [JEANNIN et BEURET 1995]. Une étude de la chimie de quelques sources, ainsi que des constructions tridimensionnelles devraient permettre de mieux définir la géométrie et les circulations des différents aquifères.

1.3 Objectifs

Le but de ce travail de diplôme est principalement de mieux comprendre l'hydrogéologie de la source subthermale du Chaudron et des phénomènes qui en découlent. Des mesures en continu sur plusieurs paramètres (conductivité, pression, température, radon) ainsi que des mesures ponctuelles devraient nous permettre d'atteindre cet objectif.

Différents domaines sont à approfondir:

- *Fonctionnement hydrodynamique de la source du Chaudron.*
- *Meilleure connaissance du phénomène de marée terrestre et de ses effets à cet endroit.*
- *Comportement du Radon.*
- *Structure des aquifères et modélisation 3D.*
- *Circulations hydrogéologiques profondes sous le massif du Haut de Cry.*

D'autre part, l'étude de quelques paramètres physiques ainsi que de la chimie d'une partie

des sources de la vallée de la Lizerne nous seront utiles afin d'avoir une vision plus globale du fonctionnement des aquifères et plus généralement de l'hydrogéologie de la vallée de la Lizerne.

1.4 Le site d'étude et les moyens mis en œuvre

La source thermale du Chaudron, principal site d'étude de ce travail, se caractérise surtout par son accès des plus atypiques (figure 1.2). La montée en voiture sur l'ancienne route de Derborence est d'emblée assez aérienne. Puis il faut descendre au fond des gorges de la Lizerne par un «sentier» oublié, à l'aide de corde de rappel. Une fois arrivé à l'entrée de la cavité, quelques minutes de reptation et le passage d'une étroiture suffisent pour atteindre l'échelle qui mène au fond d'un petit puits de 10 mètres. Celui-ci se trouve à l'aplomb du siphon (voir description détaillée aux points 1.5.2 et 4.2).

La description des conditions d'accès à la source est importante, afin que le lecteur se rende compte des difficultés que représente l'étude de ce site. Chaque visite s'apparente à une petite expédition, il n'est pas possible de descendre par temps de pluie et les névés laissés par les avalanches ont rendu le fond de la vallée particulièrement impraticable cette année. Il est évident que ce travail n'aurait pas pu se faire sans l'aide de plusieurs personnes que je remercie encore. Uniquement pour l'accès à la cavité il a fallu installer près de 300 m de cordes fixes et planter une quinzaine d'amarrages (spits et tilcas). Les boîtiers pour les mesures en continu de la conductivité, de la pression, de la température et du radon ont été installés dans la cavité, 8 mètres au-dessus du niveau du siphon. Par la suite, un autre boîtier pression/température a été installé pour enregistrer plus précisément un phénomène ponctuel.

La source de l'Airette, 100 mètres en aval du Chaudron a, quant à elle, été équipée d'un datalogger de type Madd afin de mieux comprendre les relations entre ces deux sources. Des petits capteurs de température (IButton) ont été placés à différents endroits dans et autour des sources (voir chapitre 2).

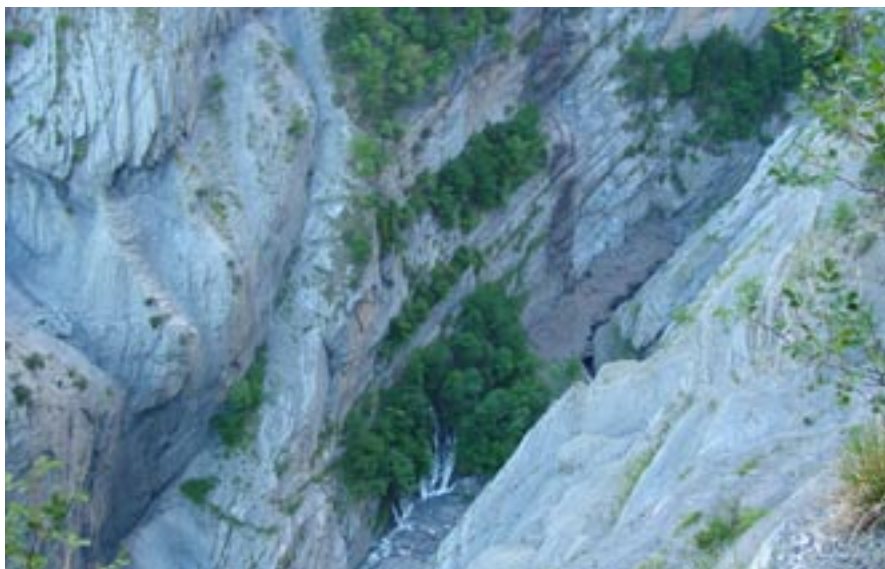


Fig. 1.2: Situation de la source de l'Airette (A1) au centre. La grotte du Chaudron (A2) s'ouvre en amont, en bordure du cône d'avalanche qui recouvre la rivière. On distingue le sentier sur le plan incliné à gauche.

Dans le but d'inventorier et d'échantillonner un maximum de sources, nous avons effectué une des premières descentes intégrales de la vallée de la Lizerne par la rivière. Celle-ci a eu lieu le 3

septembre 2005 avec Damien Linder et Jérôme Perrin. Il nous aura fallu 10 heures pour parcourir les 6 km et 670 m de dénivellation qui séparent Servaplane du village d'Ardon en prenant les mesures et les échantillons nécessaires à ce travail. Une description de cette expédition se trouve en annexe III. Une description complète des appareils et des manipulations réalisées se trouve au chapitre 2.

1.5 Situation géographique

1.5.1 Généralités

La vallée de Derborence (canton du Valais) constitue un bassin versant de 62 km² situé sur le versant nord de la vallée du Rhône entre Martigny et Sion. Ses limites sont, au nord la paroi abrupte du massif des Diablerets, à l'ouest la Tête à Pierre Grept et le Haut de Cry, à l'est le Mont Gond et au sud la vallée du Rhône. Les gorges de la Lizerne ferment ce bassin au sud-est en reliant le cirque de Derborence (1350 m) avec Ardon (495 m). La plupart des exutoires connus s'ouvrent dans ces gorges. L'accès aux sources peut s'effectuer soit en suivant à pied le torrent depuis Derborence (Servaplane), soit en descendant les falaises du flanc ouest depuis le lieu dit de l'Airette (1205 m). La source de l'Airette/A1 et la Grotte du Chaudron/A2 forment les phénomènes karstiques principaux et se situent sur le territoire de la commune d'Ardon, à une altitude voisine de 900 m. La grotte s'ouvre sur le flanc ouest des gorges (rive droite) environ 5 mètres en dessus de la Lizerne et 100 mètres en amont de la source de l'Airette. L'orifice (0.4 m de haut 3m de large) est bien visible sur une vire ébouleuse au pied de la falaise.



Fig. 1.3: Situation du bassin versant de la vallée de la Lizerne. Au centre Derborence, à l'ouest le Pas de Cheville et le Haut de Cry et à l'est le Mt-Gond. Le point au milieu représente les sources de l'Airette et du Chaudron.

1.5.2 La source de l'Airette et la grotte du Chaudron

La source de l'Airette est la principale résurgence de la vallée de la Lizerne. Connue depuis le XIX^e siècle elle a fait l'objet d'une étude, au début des années 1900, visant à exploiter la bonne qualité de son eau. A cette occasion, un chemin avait été creusé dans la falaise et équipé de câbles afin de pouvoir descendre pour des mesures régulières de débits. Le projet avait finalement été abandonné faute de débits suffisant en hiver (*comm. orale: F. Delaloye 2005*). Il semble que ce chemin ait par la suite été utilisé pour amener le bétail s'abreuver à la source. L'état actuel du sentier permet pourtant de s'interroger sur la véracité de cette dernière utilisation de la source.

Au fil des années et des chutes de pierre, seuls quelques habitants du lieu avaient encore connaissance du chemin et de la source. En 1992, un mutlitrage a été organisé dans la région de Derborence à l'initiative du SCJ. Un inventaire des sources était alors indispensable pour mener à bien cette expérience. Suivant les indications d'un habitants de la région (à nouveau un certain M. Delaloy) quelques membres du SCJ accompagnés de P.Y. Jeannin et F. Bourret retrouvèrent le chemin de la source de l'Airette. L'essai de traçage a ensuite confirmé que cette source était bien la plus importante de la région [JEANNIN et BEURET 1993].

En relisant les épopées de leurs fiers prédécesseurs, quelques jeunes membres du SCJ décident, au printemps 2001, de descendre à cette mystérieuse source de l'Airette. Non content d'être arrivé devant cette magnifique résurgence, les trois amis poussent leurs investigations en amont de cette dernière. L'idée était bonne puisque 100 mètres plus loin ils découvrent l'entrée de la grotte du Chaudron (A2). Equipé de t-shirt et bermuda la première exploration ne permis pas d'explorer les plus petits conduits, mais le siphon était découvert sans que l'on se rende compte de son intérêt scientifique. De retour au printemps 2002, nous explorons et topographions intégralement la grotte, et prélevons différents échantillons d'eau. Après analyse, l'eau récoltée dans la grotte révèle qu'elle présente toutes les caractéristiques (température et chimie) d'une eau de source thermale. Au mois d'octobre 2002, une sonde est placée afin de suivre l'évolution du niveau, de la température et de la conductivité de l'eau dans la grotte durant la période hivernale. Ces données démontrent alors que dans certaines conditions hydrologiques, les variations de température de l'eau sont fortement corrélées avec les marrées terrestres.

Hydrogéologiquement, la localisation de ces deux sources s'explique très bien au regard des conditions géologiques. En effet, c'est le seul endroit de la vallée de la Lizerne où l'aquifère du Malm affleure en surface (figure 1.7), c'est ce qu'on appelle une «fenêtre». Les détails géologiques seront discutés plus loin à l'aide du modèle 3D, on peut simplement dire que c'est un important anticlinal couché du Malm qui sort à peine en surface, les sources se trouvant chacune sur un des flancs de ce pli.

1.6 Contexte géologique

Géologiquement, la vallée de la Lizerne fait partie des nappes helvétiques (figure 1.4). Dans le bâti alpin, elles en constituent la partie la plus externe et sont principalement composées de sédiments mésozoïques. Ceux-ci ont été décollés de leur socle, au sud des massifs cristallins externes, sur environ 10-20 km en direction du nord-ouest.

Les gorges de la Lizerne recourent le flanc normal de la nappe la plus inférieure dans l'empilement helvétique. Appelée nappe de Morcles dans cette région, elle chevauche juste

au-dessus du massif cristallin externe de l'Aar et est enracinée dans la vallée du Rhône. Les couches plongent fortement en direction des gorges et sont déformées par des plis cylindriques de large amplitude à axe orienté en moyenne ENE-WSW [BADOUX 1971]. Ces mêmes couches remontent plus loin à l'est pour prendre le nom de nappe du Doldenhorn. Au dessus de la nappe de Morcles se trouve la nappe des Diablerets puis la nappe du Wildhorn. La première constitue une petite partie du versant est de la vallée de la Lizerne puis s'élargit pour former le massif des Diablerets. Ces différences d'épaisseur sont dues à l'étirement intense de la nappe depuis sa racine dans la vallée du Rhône jusque vers Derborence où les couches sont moins étirées donc plus épaisses. Lors de la mise en place de la nappe des Diablerets, le décollement sur les couches ductiles du Trias a entraîné quelques lentilles de cette formation. On les retrouve aujourd'hui pincées entre les Flysch et le Malm sur le versant est. Ces lentilles d'apparence anodine, prendront de l'importance quand nous discuterons de la chimie des eaux de la Lizerne. Le haut du versant est et le Mont Gond sont constitués des calcaires et des marnes de la nappe du Wildhorn qui trouve sa continuation au nord-est vers le col du Sanetsch. Entre ces nappes viennent se coincer des formations de Flysch ultrahelvétique, dont la nature est assez variée, accompagné de mésozoïque. *Badoux* (1990) donne le nom de nappe de la tour d'Azeinde aux formations ultrahelvétiques de la région de Derborence.

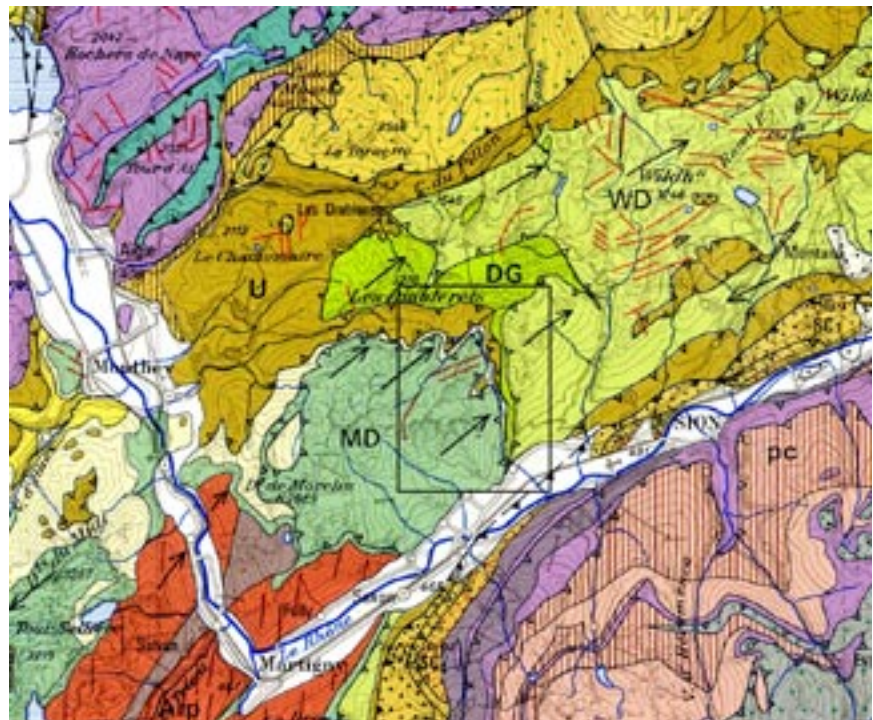


Fig. 1.4: Carte tectonique du Bas Valais avec MD: nappe de Morcles, DG: nappe des Diablerets et WD: nappe du Wildhorn. Tirée de la carte tectonique de la Suisse, A. Spicher, 1980.

Ce bref aperçu montre bien la grande complexité géologique de cette région. Dans ce travail, nous nous limiterons à la nappe de Morcles puisque c'est à l'intérieur de celle-ci qu'ont lieu les processus hydrogéologiques discutés.

1.6.1 Stratigraphie (d'après Badoux, 1971)

Nous décrivons ici les unités importantes à la compréhension des écoulements étudiés dans ce travail, soit une série partant du Dogger jusqu'au Crétacé. Seul les sédiments de la nappe de Morcles sont discutés.

Dogger

Le Dogger affleure entre l'Ardèche et les falaises du haut de Cry. Son épaisseur totale est difficile à estimer en raison des déformations subies. De plus les unités décrites appartiennent tantôt à la nappe de Morcles ou tantôt à la couverture autochtone.

Aalénien : ce niveau tendre et très épais détermine la zone déprimée qui entoure la montagne Ardèche, cœur liasique de la nappe. Formé de schistes argileux sombres, ils génèrent des glissements de terrain à l'affleurement (dont le célèbre glissement de Montagnon qui déforme régulièrement la route Leytron – Ovronnaz).

Bajocien inférieur (nappe de Morcles): schistes marneux gris ou argileux sombres alternant avec des bancs de calcaire siliceux, parfois à silex.

Bajocien supérieur (nappe de Morcles): calcaires siliceux en petits bancs (20-30 cm) avec intercalations de fins niveaux argileux.

Bathonien: calcaires siliceux à nombreux débris de fossiles.

Callovo-Oxfordien : marnes schisteuses à patine grise, avec nodules noirs et débris d'ammonites phosphatées. Abondance de concrétions phosphatées ou pyriteuses dans toute la série. Des lentilles d'oolithe apparaissent dans les marnes calloviennes du flanc normal de la nappe (gisement de Chamoson). Les oolithes sont formées d'une pâte de ferrochlorite et de ferrokaolinite enrobant des oolithes de même nature [DELLALOY,1966].

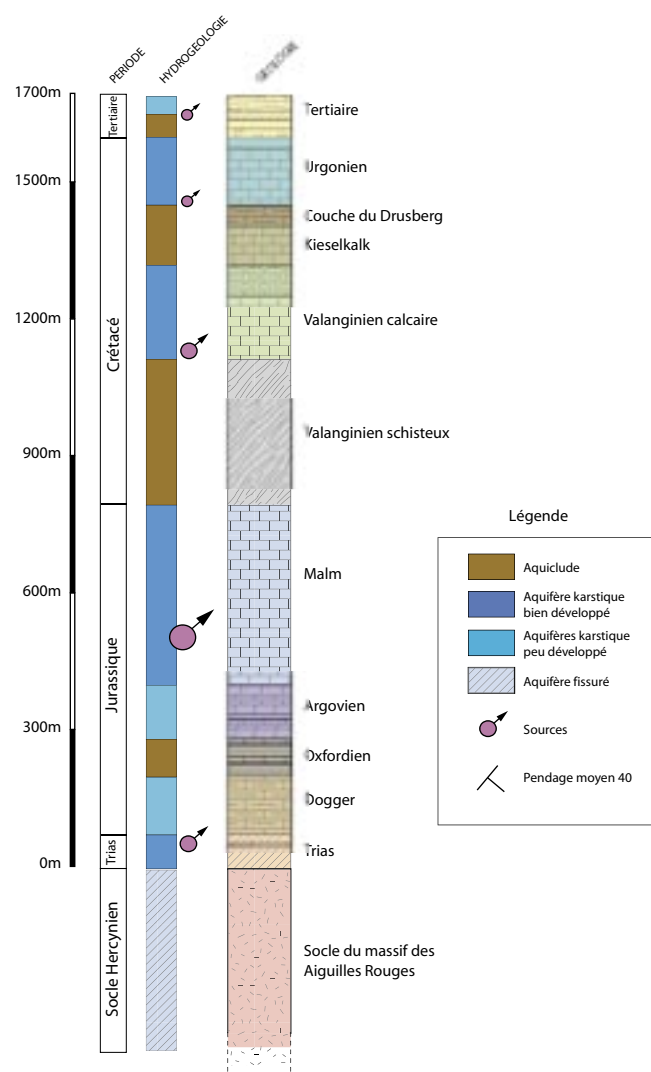


Fig. 1.5: Coupe géologique et hydrogéologique du flanc normal de la nappe de Morcles d'après les notices explicatives des cartes au 25'000 Morcles et Diablerets. Les épaisseurs sont très variables. Les zones d'émergence sont uniquement représentatives pour la vallée de la Lizerne.

Malm

Le Malm comporte deux subdivisions: l'Argovien à la base et au sommet le Malm supérieur. Ces formations constituent l'ossature de la nappe de Morcles.

Argovien: calcaires gris-bleuté, à pâte fine, en bancs réguliers (~30 cm) à patine jaunâtre. Le calcaire est grumeleux; il en est de même des délits plus marneux qui séparent les bancs. A cause de sa plasticité, l'épaisseur de l'Argovien est d'une estimation difficile, de l'ordre de 100 mètres.

Malm supérieur: épais de 300-400 m, il détermine de hautes parois. A leur base, on peut observer des calcaires en bancs de 5-20 cm sans délit schisteux et de patine jaunâtre. Plus haut les calcaires sont massifs, en gros bancs, à patine bleutée. La pâte de la roche est fine et siliceuse. Le passage du Malm au Crétacé (Berriasien) est brutal.

Au-dessus, le Crétacé est constitué d'une alternance de formations marneuses et calcaires (Valanginien schisteux, Valanginien calcaire, Hauterivien, couches du Drusberg, Urgonien).

Sur le plan hydrogéologique, plusieurs aquifères karstiques, séparés par des couches imperméables, peuvent être définis (figure 1.5): le Bajocien-Bathonien, le Malm, le Valanginien calcaire, l'Hauterivien, l'Urgonien, et les calcaires du Tertiaire. La déformation et la fracturation sont intenses dans la région, et impliquent à la fois **a**) que certains aquifères sont compartimentés, tels les synclinaux perchés de l'Urgonien au Mont-à-Cavouère et du Valanginien à la Chau d'Einzon, et **b**) que des connections entre les aquifères sont possibles. La coloration de 1992 par exemple [JEANNIN et BEURET 1995] a démontré une remontée de l'eau du Malm vers le Crétacé (Tsermettes – sources du Lac de Derborence) ainsi qu'une relation (pas certaine) du Crétacé vers le Malm (Mont-à-Cavouère – Airette). La tectonique représente donc une des clés de la compréhension des écoulements dans les différents aquifères.

1.6.2 Tectonique

Le but des paragraphes qui suivent sera de mieux comprendre les éléments tectoniques qui constituent aujourd'hui la nappe de Morcles. Nous nous intéresserons particulièrement aux failles et à leur orientation ainsi qu'à l'arrangement des plis. Ceci permettra ensuite de construire un modèle 3D cohérent. La carte géologique et les coupes en série de la figure 1.6 donne un aperçu synthétique de la géologie de la nappe de Morcles pour le massif du Haut de Cry. Cet ancien travail de Bonnard (1925) est intéressant, mais manque encore de précision notamment au niveau des failles, mal connues à l'époque. La carte de la figure 1.7, modifiée d'après les cartes de Badoux (1971) et Badoux et al. 1990, comporte nettement plus de failles et les limites géologiques sont plus précises.

Failles et plis

La nappe de Morcles forme une sorte de méga anticlinal couché, mesurant 12 km des racines au front, avec une épaisseur d'environ 5 km. Sur la carte n'est visible qu'une partie du flanc inverse, le front et une partie du flanc normal, replissés en cinq anticlinaux. Le reste a été érodé. L'avancée de la nappe des Diablerets, probablement déjà plissée et écrasée en partie par celle du Wildhorn, étire sur son passage la moitié orientale de la nappe de Morcles. Les anticlinaux de la région Haut de Cry-Derborence s'en trouvent particulièrement déformés [BADOUX 1971]. Badoux remarque également que les anticlinaux du Haut de Cry ont été poussés au NW vers le

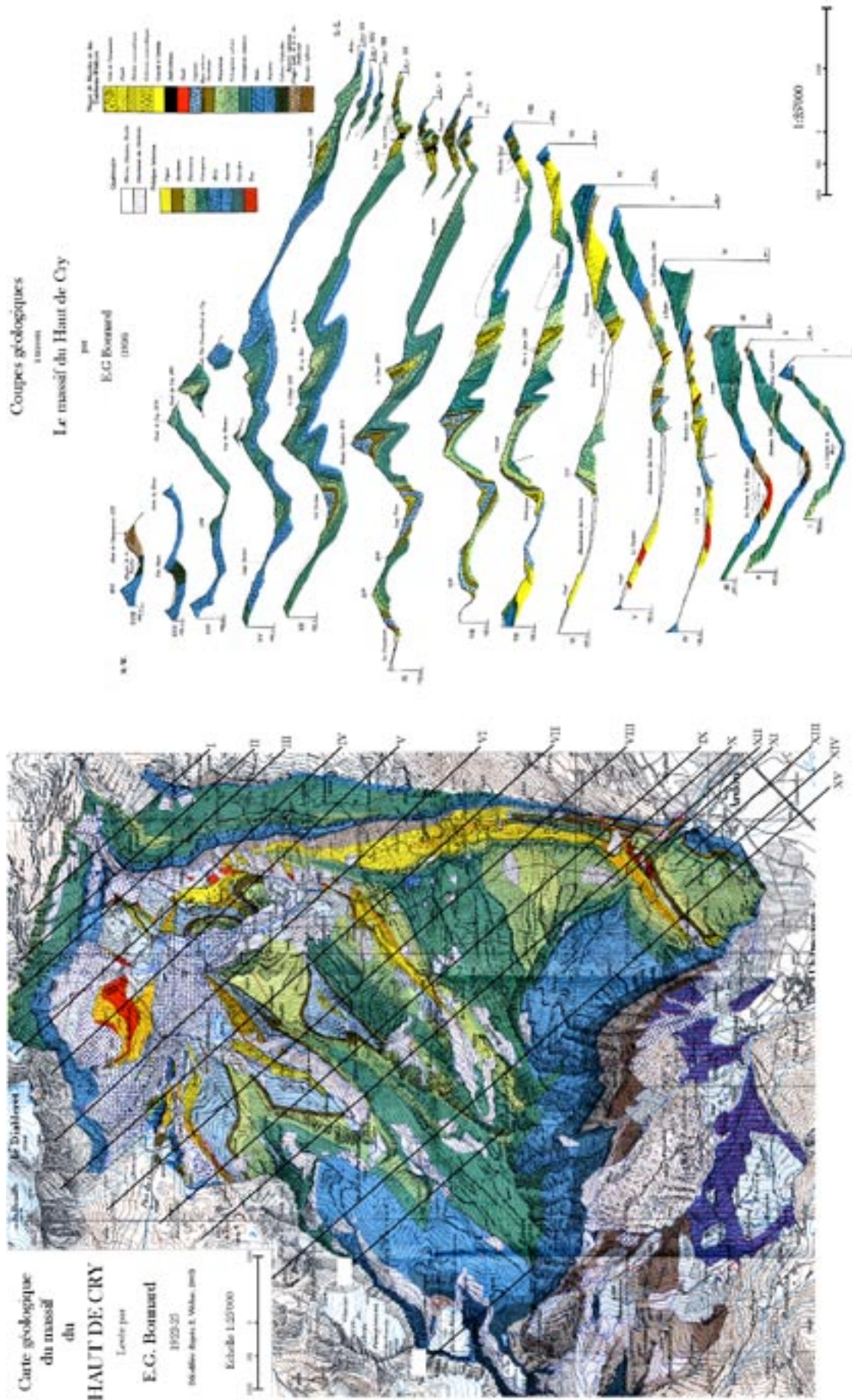


Fig. 1.6: Carte et coupes géologiques du massif du Haut de Cry dessinées par Bonnard en 1925. Ce très beau travail donne une vision globale de l'arrangement tectonique du flanc normal de la nappe de Morcles.

haut durant les dernières phases de déformation. Ceci a eu pour effet de créer une disymétrie des axes de pli entre la partie haute (Haut de Cry) et la partie basse (Lizerne). Dans notre modèle 3D il ne sera donc pas possible d'interpoler les plis du Haut de Cry de manière linéaire. Ce problème sera discuté dans la partie qui traite de la construction du modèle.

Le plongement des axes de plis est également d'une grande importance puisqu'il aura une influence majeure sur la morphologie de surface, la karstification et les écoulements profonds. L'inclinaison des axes de plis est la conséquence de la forme du socle en profondeur. Celui-ci a subi une surrection particulièrement importante sous la nappe de Morcles et par conséquent les axes de plis y sont très inclinés. Ce plongement est maximal et régulier dans la vallée de la Lizerne (40° NE) [BADOUX 1971]. La relative régularité du plongement axial facilitera l'interpolation des couches du modèle 3D en profondeur.

Dans la nappe de Morcles, de nombreuses failles normales, peu importantes mais bien visibles, découpent tout le massif avec un rejet de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Ces failles sont aujourd'hui interprétées comme un effet de l'affaissement de la chaîne alpine. Des observations personnelles dans les karsts de la région de Derborence montrent que des failles normales ont été activées après la karstification du massif.

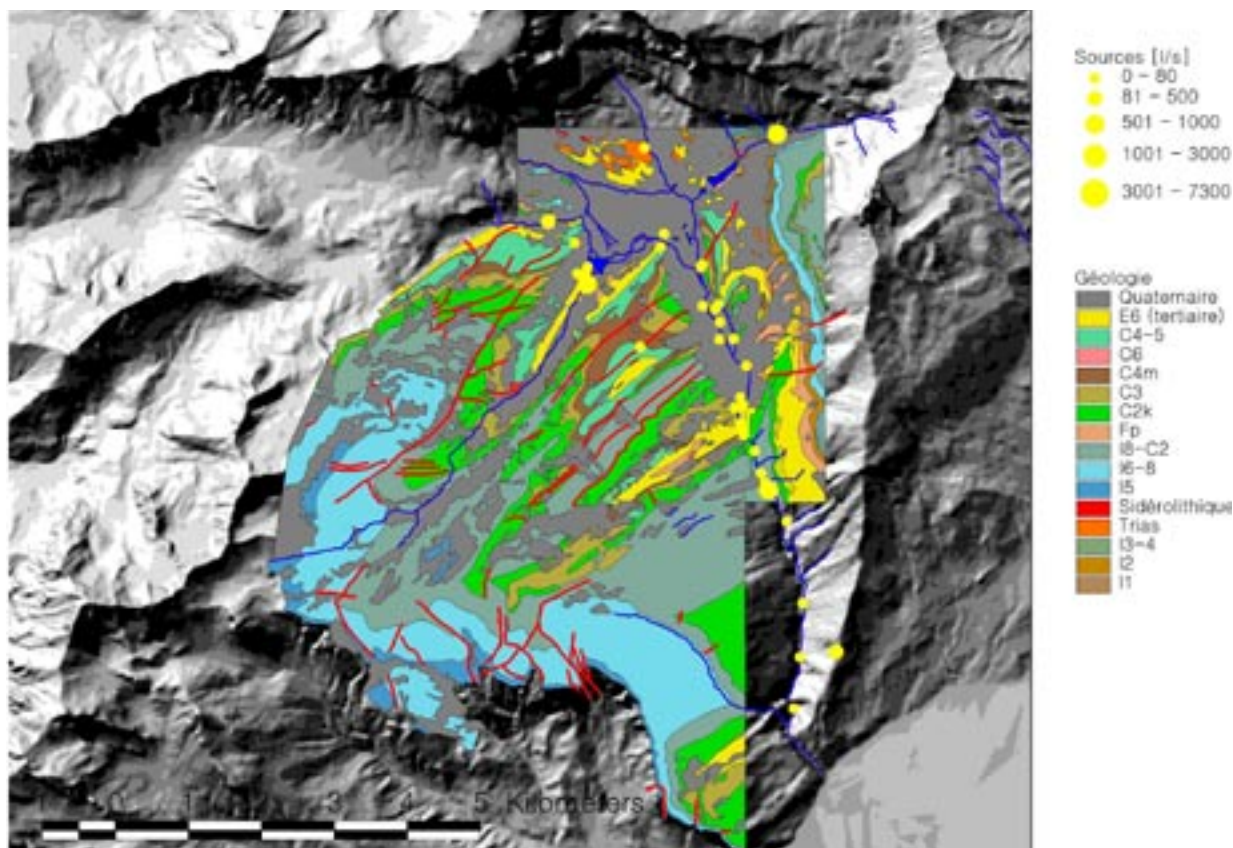


Fig. 1.7: Carte géologique de la région de Derborence compilée à partir d'un SIG (système d'information géographique). Les sources sont représentées en jaune. Le MNT 25 (modèle numérique de terrain à 25 mètres) constitue le fond topographique.

1.7 Climat

La région de Derborence est influencée par deux types de climats: le climat continental du Valais Centrale et le climat subatlantique lémanique. L'observation de la carte de la figure 1.4

montre en effet une situation intermédiaire entre le Léman au NW et le Valais Central au sud. Les perturbations venant de l'ouest remontent le Bas-Valais puis la vallée d'Azeindaz. Elles y sont canalisées en raison de la configuration topographique des lieux: la muraille des Diablerets orientée d'ouest en est et le massif Dent de Morcles-Grand Muveran, jusqu'à la Tête Peignat d'orientation SW-NE forment un véritable entonnoir aboutissant au cirque de Derborence [DROZ 1994]. Le Pas de Cheville (figure 1.3) est, avec ses 2038 m, le point le plus bas de la région. En été, il est courant que les orages s'engouffrent dans cette brèche et éclatent dans les environs de Derborence. En 2005, la route de Derborence a plusieurs fois été coupée en raison de très violents orages.

Malheureusement, aucune station météorologique n'existe pour le moment dans le bassin versant de la Lizerne (62 km²). De plus aucune étude climatique d'ensemble relative à cette zone n'a encore vu le jour. Dans la littérature, les valeurs mentionnées sont de l'ordre de 1600 mm de précipitation et 5-6 °C à 1500 m d'altitude à Derborence [DROZ 1994]. Nous utiliserons ces estimations pour calculer un bilan hydrologique au chapitre 3.

Etroitement lié au climat, la flore de la région de Derborence est d'une très grande variété. Un catalogue floristique a été réalisé par Droz (1989) et recense plus de 769 espèces.

1.8 Spéléologie et système karstique

L'intérêt du Spéléo-Club Jura pour la région de Derborence date des années 1960. Avant cette période, très peu d'investigations spéléologiques avaient eu lieu sur ce massif calcaire. Durant de nombreuses années, c'est principalement les régions du Mont à Cavouère et du Val Dorbon qui

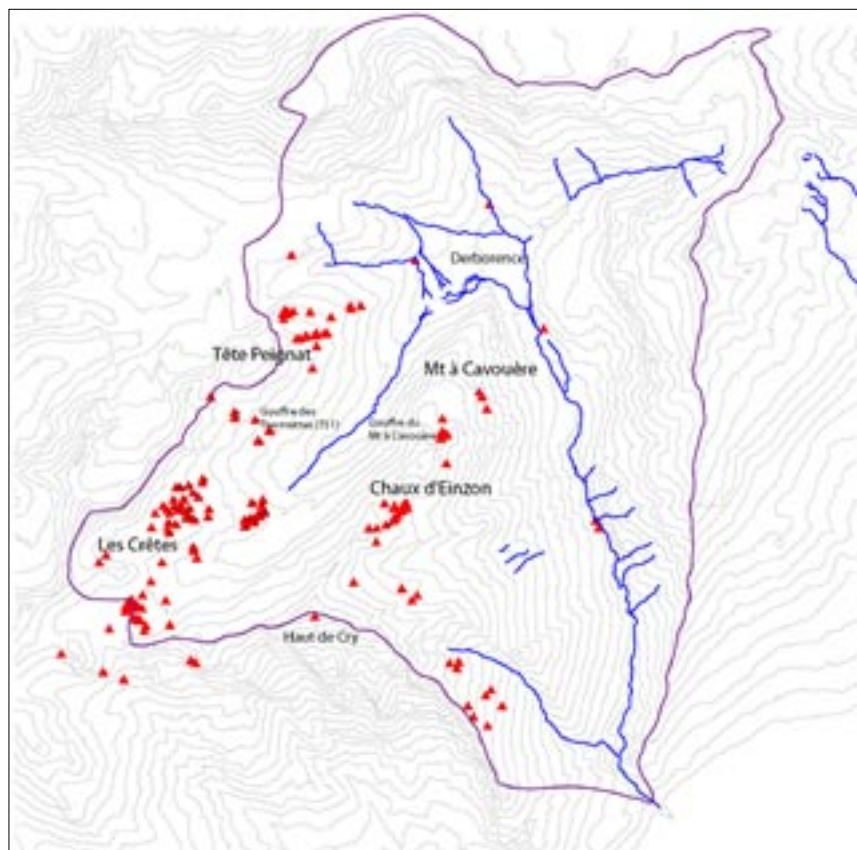


Fig. 1.8: Situation des cavités inventoriées par le Spéléo-Club jura dans la région de Derborence (triangles) et bassin versant de la vallée de la Lizerne.

ont été minutieusement prospectées avec plus ou moins de succès. Deux gouffres majeurs avaient alors été découverts: le premier est le gouffre du Mt à Cavouère qui est encore aujourd'hui le plus profond avec -240 m et 700 m de développement et le second est le gouffre des Tsermettes avec -167 m et 740 m de développement (figure 1.8). C'est dans ces deux gouffres qu'un double essai de traçage a été organisé en 1992 [JEANNIN et BEURET 1995] dans le but de mieux comprendre les écoulements souterrains de cette région.

Après quelques années de calme, les explorations ont repris en 1999 sous l'impulsion d'une équipe jeune et dynamique. Les efforts se sont concentrés durant deux ans sur le massif de la Tête Peignat entre le Pas de Cheville et le Val Dorbon. Deux gouffres de plus de 100 m de profondeur ont été découverts et explorés. Plusieurs camps ont ensuite eu lieu à la Chaux d'Einzon entre le Mt à Cavouère et le Mt à Perron puis au fond du Val Dorbon dans la zone des Crêtes. C'est sans doute à la Chaux d'Einzon que les gouffres les plus prometteurs ont été explorés dans les calcaires du Valanginien. Pour le moment, les voies hydrogéologiques sont impénétrables et le collecteur reste encore à trouver.

Ces nombreuses années de prospection et d'exploration ont permis de recenser et topographier plus de 170 phénomènes karstiques. De plus, l'intérêt du SCJ pour la géologie et l'hydrogéologie a permis d'approfondir les connaissances sur de nombreux points. Ce travail s'inscrit donc dans la continuité de ces recherches et apportera, je l'espère, quelques pierres supplémentaires aux nombreux tas déjà accumulés par le SCJ.

Chapitre 2 Méthodes

Chacune des méthodes utilisées est décrite selon la structure suivante : principe, mesure et erreur de mesure. Plus technique qu'hydrogéologique, cette partie est importante car elle permet de connaître la façon selon laquelle les échantillons ont été analysés et, le cas échéant, de réutiliser les données présentées dans ce travail. De plus, la fin de ce chapitre comprend une description des programmes informatiques utilisés, ainsi que des applications de ces derniers pour ce travail.

2.1 Mesures de terrain (modifié d'après Gainon, 2003)

2.1.1 Introduction

Les paramètres suivants ont été mesurés sur le terrain à l'aide d'appareils portatifs: la température et la saturation en gaz dissous étant des paramètres très sensibles aux conditions extérieures, il est nécessaire de les mesurer in situ pour connaître les valeurs significatives du point d'échantillonnage.

Il est conseillé de mesurer le pH et la conductivité sur le terrain surtout pour les eaux contenant beaucoup de CO₂ dissous. En effet, à la source, ce dernier est dégazé: le pH augmente et les bicarbonates précipitent (-> la conductivité baisse). Les valeurs de laboratoire ne reflètent plus les valeurs dans l'aquifère.

2.1.2 Saturation en gaz dissous

a. Principe

Le principe de fonctionnement est relativement simple. L'appareil mesure la différence de pression entre l'atmosphère et l'eau à l'aide d'une sonde que l'on immerge. Si la pression dans l'eau est plus importante que la pression atmosphérique, l'eau est sursaturée. Dans le cas contraire elle est sous saturée en gaz.

b. Mesure

1. Plonger la sonde au plus près de la sortie d'eau pour éviter tout dégazage qui fausserait la mesure
3. Attendre environ 15 minutes jusqu'à ce que la valeur se soit stabilisée.

c. Erreur de mesure

Le saturomètre utilisé sur le terrain est le modèle SM1 de la firme Common SensingINC. Les caractéristiques en sont les suivantes :

Précision : +/-0.1%.

2.1.3 Température

a. Principe

Le principe de fonctionnement d'une sonde de température repose sur la variation de la résistance d'un fil métallique (en général du platine). Cette variation étant proportionnelle aux variations de température, il est possible de mesurer cette dernière après étalonnage de la sonde.

b. Mesure

Lors de la mesure de la conductivité, la température est automatiquement donnée. Il faut simplement prendre garde à noter assez rapidement la valeur de la température avant que cette dernière ne soit influencée par les conditions extérieures (particulièrement lorsque la température atmosphérique est élevée ou basse).

c. Erreur de mesure

La résolution et la précision de la sonde température du conductimètre 330i de WTW sont données par le constructeur et sont les suivantes :

Domaine de mesure: - 5 à + 105°C

Précision : +/- 0.1°C

2.1.4 Conductivité

a. Principe

La conductivité est l'aptitude pour une solution à conduire le courant. Comme elle dépend directement du nombre de ions en solution, la conductivité donne des informations sur la minéralisation de l'eau. La conductivité est définie comme la conductance d'une colonne d'eau comprise entre deux électrodes métalliques (souvent Pt) de 1 cm² espacées de 1 cm. La figure 3.2 montre schématiquement la structure d'une sonde de conductivité que l'on trouve sur les appareils de terrain usuels.

La conductivité est donnée sur la plupart des appareils en $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 25°C. Comme la conductivité varie en fonction de la température, les sondes de conductimètres sont équipées de sondes de température pour donner la conductivité équivalente à 25°C.

b. Mesure

La mesure de la conductivité sur le terrain est fiable et ne nécessite pas de précautions particulières. Il suffit de plonger la sonde directement dans l'eau. La partie de la sonde où la mesure est prise doit néanmoins être immergée complètement et, si ce n'est pas le cas, on peut récolter l'eau dans un récipient et mesurer la conductivité dans un deuxième temps.

c. Erreur de mesure

Le conductimètre utilisé sur le terrain était le 330i de la firme WTW. Les caractéristiques techniques de cet appareil sont les suivantes :

Domaine de mesure: 0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ - 500mS/cm

Précision : +/- 0.5%

Certaines valeurs ont été prises avec un autre appareil et, comme pour la température, les valeurs

ont été corrigées sur le conductimètre 1.

Il est préférable de contrôler régulièrement la calibration des conductimètres soit avec un autre appareil de référence, soit à l'aide d'une solution standard de KCl.

2.1.5 pH

a. Principe

La mesure de pH se fait par la différence de potentiel entre une électrode de référence et une électrode de mesure. La valeur de potentiel (en mV) est ensuite convertie en unité pH. La figure 2.1 illustre la configuration d'une sonde pH combinée. Les sondes en plastique sont préférables aux sondes en verre pour le terrain, car non cassantes.

b. Mesure

Avant toute campagne de mesure, il est impératif de calibrer le pH-mètre. Si un grand nombre de mesure sont prises durant la campagne, il est recommandé de renouveler la calibration sur le terrain.

Récolter environ 50 ml d'eau dans un récipient et y plonger la sonde. Agiter légèrement et attendre jusqu'à ce que la valeur se soit stabilisée. Sur le terrain, la mesure du pH est parfois aléatoire et il est vraiment important de lire attentivement la notice pour effectuer toutes les manipulations qui éviteront les erreurs de mesures. Il est notamment impératif que la sonde repose dans une solution de KCl et que l'intérieur de celle-ci soit également rempli de cette solution.

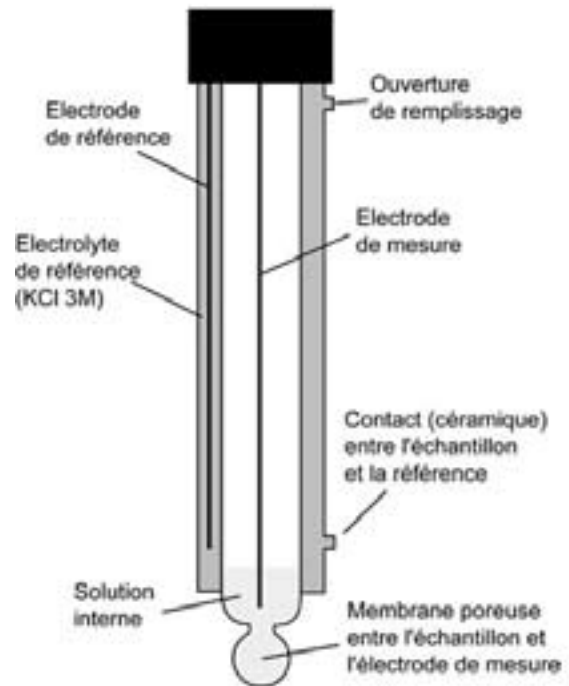


Fig. 2.1: Description d'une sonde pH de terrain (d'après Gainon 2003)

La mesure du pH est parfois aléatoire et il est vraiment important de lire attentivement la notice pour effectuer toutes les manipulations qui éviteront les erreurs de mesures. Il est notamment impératif que la sonde repose dans une solution de KCl et que l'intérieur de celle-ci soit également rempli de cette solution.

c. Erreur de mesure

Le pH-mètre utilisé sur le terrain était le Metrohm704 de la firme Metrohm. Les caractéristiques techniques de l'appareil données par Metrohm sont les suivantes:

Domaine de mesure: pH de 1 – 14

Précision : pH +/- 0.01

Etant donné la sensibilité à la calibration, le vieillissement de la sonde et le caractère subjectif de l'échantillonnage (de la part de l'opérateur et des conditions de terrain), une précision de pH +/- 0.1 semble plus vraisemblable.

2.1.6 Débit

Des mesures directes du débit de la rivière (Lizerne) ont été effectuées en plusieurs endroits

pour calculer indirectement les débits des sources par soustraction. La méthode du jaugeage par dilution de sel a été utilisée compte tenu des débits moyens situés entre 500 et 1000 l/s.

a. Principe

On dilue une quantité de sel connu dans un seau, dans notre cas 2 kg pour un débit d'environ 600 l/s. Il est ensuite important de verser le contenu suffisamment en amont pour que le mélange soit homogène. On mesure ensuite la conductivité dans la rivière toutes les 5 secondes afin d'obtenir un pic de belle allure. En principe, il faudrait que le pic soit au moins 40-50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ plus élevé que la valeur de base. Le débit se calcul ensuite simplement à l'aide de quelques pirouettes dans Excel.

b. Précision

La précision des mesures de débit est de l'ordre de 10%.

Les mesures des deux sondes de pression n'ont pas pu être converties en débit puisqu'il n'a pas été possible de construire une courbe d'étalonnage. Nous pouvons néanmoins formuler des ordres de grandeur.

2.1.7 Eléments radioactifs

2.1.7.1 Radon

a. Principe

Le radon est mesuré dans l'eau à l'aide de l'appareil Rad7 de la firme DurrIDGE/ Niton. Le principe du système consiste en un dégazage de l'échantillon d'eau afin de mesurer le radon dans l'air (fig. 2.2). Le moniteur (Rad7) compte via un détecteur semi-conducteur le ^{218}Po (la fille du ^{222}Rn) qui contrairement au radon est chargé électroniquement. Il est également possible de déterminer le ^{220}Rn par comptage du ^{216}Po mais il faut faire la mesure sur le terrain et de façon prompte car la demi-vie du ^{220}Rn est de 55.6 s.

b. Mesure

Echantillonnage

Les échantillons doivent être pris dans une bouteille en verre 250 ml avec bouchon septum. Lors de l'échantillonnage, il faut prendre garde à ce qu'il n'y ait pas d'air dans la bouteille (après fermeture du bouchon) pour éviter le dégazage du radon. L'heure de la prise de l'échantillon doit être inscrite.

Mesure

Avant chaque mesure, purger le système avec le dessiccateur afin de baisser au maximum le taux d'humidité. Cette dernière fausse la mesure par adsorption des produits de désintégration du radon.

Remplir la bouteille de dégazage avec l'eau de l'échantillon et la connecter avec le système.

1. Lancer la mesure : l'appareil dégaze sans mesurer l'eau de l'échantillon pendant 5 minutes puis mesure 4 fois pendant un intervalle de 5 minutes. A la fin des mesures,

on obtient une moyenne de la concentration en radon de l'échantillon et une déviation standard (s.d).

2. Effectuer les corrections nécessaires (voir point c ci-dessous)

3. Reprendre au point 1 pour l'analyse d'un nouvel échantillon. La démarche pour chaque échantillon prend ainsi 45 minutes environ (dessiccation + mesure).

c. Erreur de mesure

Plusieurs corrections doivent être effectuées sur la valeur mesurée :

- Désintégration radioactive : étant donné que le radon a une demi-vie relativement courte, le temps écoulé entre la prise de l'échantillon et la mesure n'est pas négligeable. La formule suivante permet de retrouver l'activité initiale :

$N = N_0 * e^{-kt}$ où N : Activité mesurée (Bq/l)

N_0 : Activité lors de la pris d'échantillon (Bq/l)

t : temps écoulé entre l'échantillonnage et la mesure (jours)

k (constante de désintégration) = $-\ln 0.5 / t_{1/2} = 0.18/\text{jours}$

- Déviation standard : Chaque mesure est une moyenne de quatre comptages. La déviation standard représente l'erreur statistique sur chaque comptage donnée par l'écart type. La déviation standard est donnée pour chaque échantillon.

- Remarques : la différence de solubilité du radon dans l'air et dans l'eau n'est pas le même : on considère qu'il y a, à l'équilibre, approximativement 1/3 de radon dans l'eau et 2/3 dans l'air.

Néanmoins, cette différence de solubilité n'est pas à prendre en compte car le moniteur (Rad7) effectue déjà la correction. Il faut toutefois corriger les unités du résultat qui sont données en Bq/ m3 alors que l'on s'intéresse à l'activité en Bq/l.

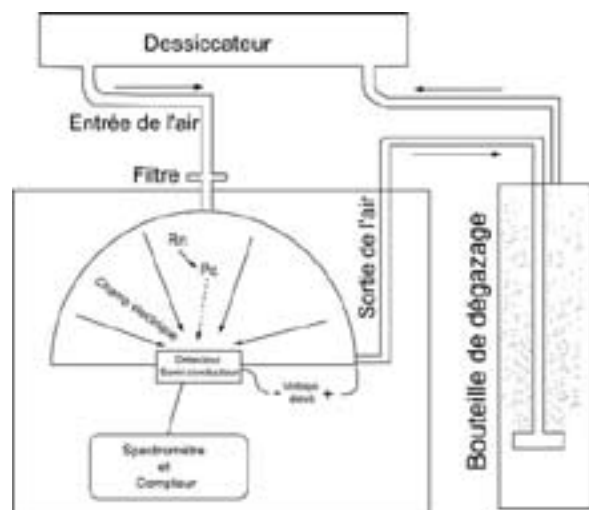


Fig. 2.2: Schéma de fonctionnement d'un appareil de mesure du radon dans l'air (d'après Gainon 2003).

2.1.7.2 Radium

a. Principe

La mesure du Radium est faite par α -spectrométrie. Après absorption du radium sur une couche mince déposée sur un support en polyamide, l'échantillon est déposé dans l'appareil. Une différence de potentiel est appliquée. Les particules alpha produites heurtent le détecteur. L'énergie déposée dans la diode par la particule alpha libère des électrons. La charge ainsi produite est proportionnelle à l'énergie déposée. L'amplitude de l'impulsion à la sortie de la diode est donc proportionnelle à l'énergie de la particule alpha.

En fonction de l'amplitude de ce pic, on peut calculer l'énergie de la particule alpha, et donc identifier l'isotope désintégré.

b. Mesure

Echantillonnage:

Aucune précaution particulière ne doit être prise lors l'échantillonnage. Il est néanmoins préférable d'utiliser de préférence des bouteilles en pet de 200 ml (100ml pour l'analyse et 100 ml de réserve).

Mesure:

Mettre à tremper dans 100 ml d'échantillon le support en polyamide recouvert d'une couche fine d'oxyde de manganèse (MnO_2). Après 6 heures d'immersion environ, 80% du ^{226}Ra est extrait [SURBECK 2000]. Pour le ^{228}Ra , qui n'a pas été mesuré dans le cadre de ce diplôme, le temps entre la période d'immersion et de mesure est de 3 mois au minimum.

Le support est ensuite déposé dans la chambre de détection de l'appareil de mesure (détecteur α -semi conducteur). Après une journée de mesure, la limite de détection descend à environ 10 mBq/l.

c. Erreur de mesure

- Déviation standard : Comme pour les mesures de radon, le résultat est donné avec l'écart type (s.d.) qui représente l'erreur sur la mesure. La déviation standard est représentée dans les graphiques par une barre d'erreur.

2.1.8 Analyse des ions majeurs

Les bicarbonates ont été mesurés dans les 48 heures par titration avec HCl 0.1 M jusqu'à atteindre un pH de 4.3. Des tests préliminaires ont montrés qu'au-delà de 24 heures, les bicarbonates sont bien conservés si l'échantillon est entreposé à température constante et dans une bouteille sans bulles d'air [PERRIN 2003].

Les autres paramètres (K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^-) sont mesurés par chromatographie ionique (IC) après une filtration à $45\mu m$. Pour la préservation des cations, les échantillons filtrés ont été acidifiés jusqu'à atteindre un pH < 2 avec HNO_3 concentré. Les analyses ont été effectuées dans le mois suivant l'échantillonnage. L'IC utilisé est un Dionex de type DX-120 avec une colonne nXXXX pour les anions et nXXXX pour les cations.

2.1.9 Analyse du Fer

Le fer a été analysé par adjonction de phénatroline et d'acétate d'ammonium pour faire précipiter le Fe^{2+} . Les échantillons ont ensuite été analysés au spectrophotomètre. Aucun échantillon n'a montré de trace de fer.

2.2 Mesures de terrain en continu

2.2.1 Radon

L'installation qui a permis de mesurer en continu le radon est décrite schématiquement à la figure 2.3. Le radon contenu dans l'eau passe à travers le tuyau semi-perméable. Une fois dans la cellule de Lucas, le radon, lors de la transformation en polonium, produit une particule alpha, qui au contact avec le ZnS, produit de la lumière par scintillation. Le photomultiplicateur convertit la lumière en électron et l'amplifie pour que le signal soit perceptible.

Les mesures ont été prises toutes les demi heures. Pendant les mesures, la pompe et le compteur étaient en marche pendant un intervalle de 1 minutes (temps relativement court mais suffisant étant donné les concentrations élevées de radon).

Le défaut du système est qu'il ne réagit pas tout de suite à une variation de valeur en raison du temps d'assimilation du radon par le tube en silicone et du temps de pompage. Par contre, si la concentration de radon est stable, la précision peut descendre jusqu'à ± 0.1 Bq/l. La figure 2.3 montre l'installation dans la source.

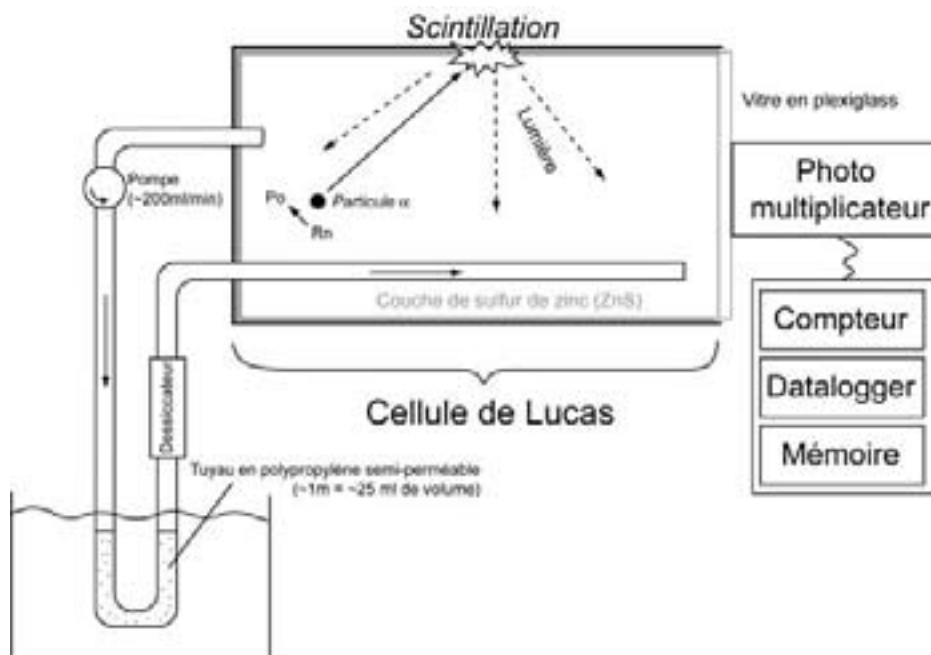


Fig. 2.3: Schéma du dispositif de mesure en continu du $^{222}\text{Radon}$ installé à la source du Chaudron (d'après Gainon 2003).

2.2.2 Conductivité – Température

À la source du Chaudron la conductivité, la température et la pression ont été mesurées en continu entre le 01.05.05 et le 26.10.05 avec:

- un Cond340i de la firme WTW
- Pression
- Une sonde de température de type TR-1050 de la firme RBR. Cette sonde a un domaine de mesure entre -5 et $+35^{\circ}\text{C}$ avec une erreur de $\pm 0.002^{\circ}\text{C}$ et une erreur temporelle de ± 32 s/an.

Cinq mini sonde de température IButton ont été disposées sur le site dont: 2 à la source de l'Airette (figure 2.4), 1 à l'extérieur, 2 à la source du Chaudron. Ces datalogger très compact ont une précision de +/- 1°C. Le pas de temps était de 1 heure.

A la source de l'Airette un Madd a été installé pendant environ 3 mois. Concernant le Madd, s'agissant d'un vieil appareil, il n'a pas été possible de retrouver ses caractéristiques techniques, ni la correspondance des points Madd (unité de conductivité et de température données par cet appareil).

Fig. 2.4: Situation du IButton du bas au siphon de l'Airette. En période de crue le IButton est noyé et la température baisse subitement. Il est ainsi possible d'observer les crues de manière indirecte. >>>



2.3 Dispositif de mesure en continu

2.3.1 Source du Chaudron

Les appareils de mesures en continues ont été placés à l'intérieur de la cavité (figure 2.5). Comme le montre la figure 2.5, les boîtiers étaient disposés sur une margelle 8 mètres au dessus du siphon. Un tube de 8 cm de diamètre et 1.5 m de long a été fixé verticalement dans le siphon (figure 2.6) afin d'y plonger la sonde de conductivité et d'y fixer les autres sondes. La sonde de conductivité était scellée dans une résine composite étanche versée dans un flotteur. Une fois ce flotteur plongé dans le tube, la sonde n'avait pas de risque d'être endommagée par des

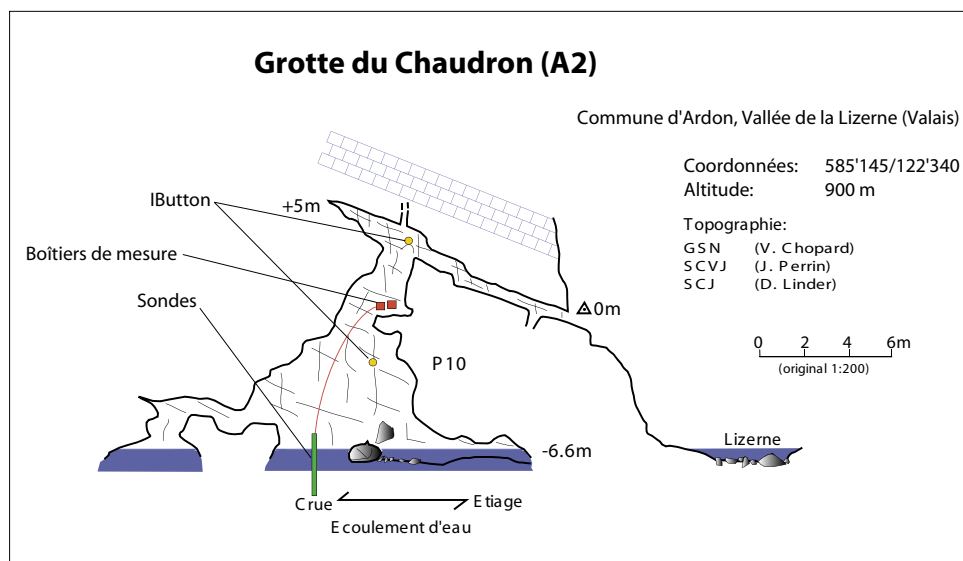


Fig. 2.5: Situation des appareils de mesure en continu à la source du Chaudron.

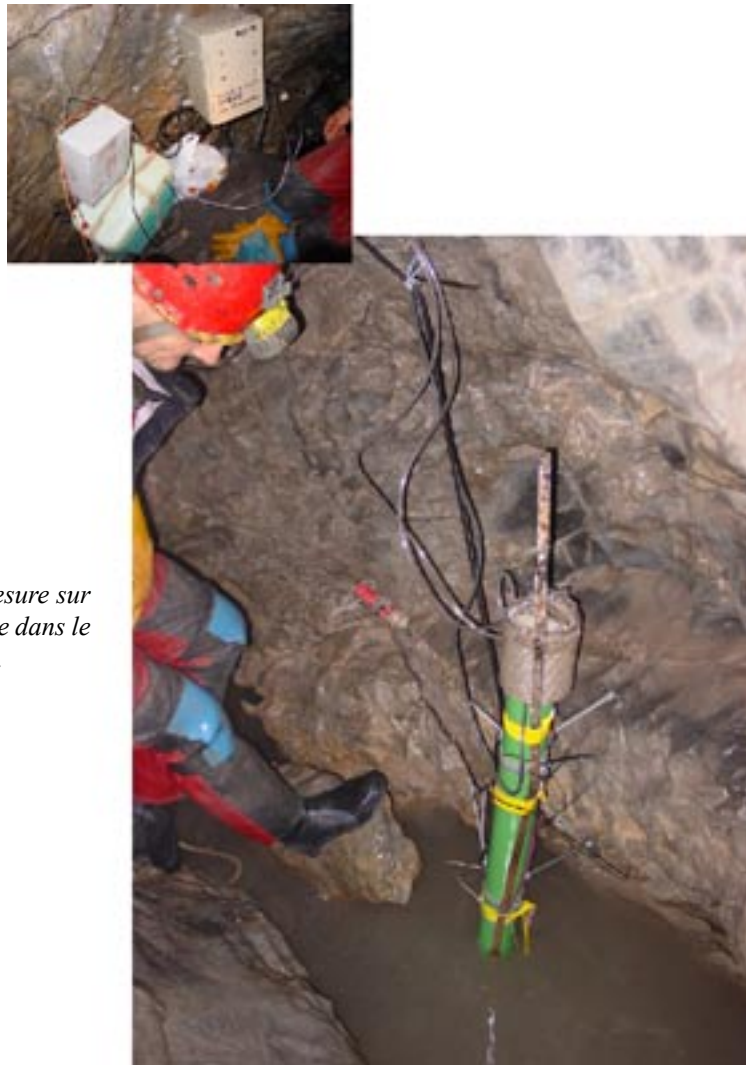


Fig. 2.6: *En haut: boîtiers de mesure sur la margelle. En bas: tube et sonde dans le siphon de la grotte du Chaudron.*

infiltrations d'eau.

Le premier IButton a été placé en haut du puits et le second à mi-hauteur des puits.

2.3.2 Source de l'Airette

Le Madd a été installé de deux façon. Dans un premier temps, le siphon était assez haut et nous y avons plongé un tube PVC de 10 mètres (diam. 2 cm) afin de siphonner une partie du débit dans une petite caisse. Seule une sonde de température et conductivité s'y trouvaient. Plus tard le niveau du siphon a baissé et le tube c'est désamorcé. Les sondes ont alors été fixées sur une barre métallique plongée directement dans le siphon et spité à la paroi. Une sonde de pression avait été rajoutée à ce moment. Il est important de décrire ces deux installations puisque, dans le premier cas, les mesures étaient influencées par les variations de température journalières sur le tube PVC.

2.3.4 Récapitulatif des données enregistrées à chaque source

Par soucis de clarification, les périodes de prises de données à chaque source ont été résumées dans le tableau 1 à la page suivante.

Type de sonde	Lieu	Interval de mesure [min]	Nombre de mesure	2002	2003	2005	2005
Sonde P-T-K (CTD Divers DI-221)	Source du Chaudron	30	10514	4-Oct	11-Mai		
Sonde T (RBR)	Source du Chaudron	15	14099			1-Mai	26-Oct
Sonde K (WTW)	Source du Chaudron	30	8542			1-Mai	26-Oct
Sonde P	Source du Chaudron	30	7854			1-Mai	26-Oct
Sonde P	Source du Chaudron	1-30	3369			30-Sept	16-Oct
Radon	Source du Chaudron	30	2197			14-Sept	26-Oct
2 IButton	Source du Chaudron	60	4273			1-Mai	26-Oct
3 IButton	Source de l'Airette	60	4018			1-Mai	15-Oct
Madd P-T-K	Source de l'Airette	30	4557			11-Juin	14-Sept
Madd P-T-K	Rivière	30	1251			30-Sept	26-Oct

Tableau 1: Récapitulatif des mesures en continu aux sources du Chaudron et de l'Airette ainsi que dans la rivière. P=pression, K=conductivité, T=température.

2.4 Programmes utilisés

Quatre programmes ont été utilisés pour traiter les données. Excel, Matlab et Aquachem ont servi à représenter les données chimiques. Matlab, Excel, Grapher et TSoft nous ont permis de traiter les données des sondes en continu alors que les modèles 3D ont été construits avec Cinema 4D. Chaque programme est décrit ci-dessous en relation avec son champ d'application dans ce travail. Seul le programme Microsoft Excel n'est pas décrit puisque son utilisation est courante. Il a principalement permis de mettre en forme les données et de mettre en forme quelques graphiques.

2.4.1 Matlab[©]

Ce programme est particulièrement puissant pour traiter un grand nombre de données. Celle-ci sont compilées sous forme de matrice.

Un script a spécialement été écrit pour les analyses en composantes principales ou ACP (Fleury 2005). Les ACP ont permis un traitement rapide et efficace des données chimiques.

Matlab a également été utilisé pour le traitement statistique des données en continu et pour les marées terrestres. Un script particulier a été mis au point pour les analyses en ondelette (Mathevet 2005 mail).

2.4.2 TSoft[©]

Ce programme a été développé à l'Observatoire Royal de Belgique par Van Camp et Vauterin (2005). Il permet notamment de calculer la marée théorique verticale pour un lieu donné. De nombreuses autres manipulations existent. Il est par exemple possible d'importer des données instrumentales et de leur appliquer différents traitements statistiques ainsi que de les comparer avec la marée théorique. Les temps sont donnés en heure universelle (UT).

Pour ce travail, TSoft a principalement servi à générer la marée théorique pour la grotte du Chaudron. Quelques traitements sur les données instrumentales ont également été testés.

2.4.3 Aquachem

Aquachem est spécialement destiné au traitement des données chimiques. Il permet de délivrer de nombreux types de graphique. Nous avons surtout utilisé les Piper et les Schoeller. Les analyses spatiales avec les coordonnées des points d'échantillonnage ne sont pas présentées dans ce travail puisqu'elles n'apportent pas grand chose pour la compréhension des données. Les bilans ioniques sont également tirés d'aquachem.

2.4.4 Cinema 4D

Cinéma 4D (Maxon) est particulièrement utilisé pour des animations 3D dans le domaine du cinéma et de l'infographie 3D. Il existe cependant des applications intéressantes dans le domaine de la géologie et du karst. L'ISSKA (Institut Suisse de Spéléologie et Karstologie) est le principal développeur d'application dans ce domaine. Un script a par exemple été développé pour transférer les données standard des MNT (modèle numérique de terrain) au format Cinema 4D. Les développements sont en cours.

Dans ce travail, nous avons utilisé ce programme pour des constructions géologiques qui prendraient beaucoup plus long dans des programmes scientifiques tels que Gocad. Les détails de la constructions sont décrits au point 3.5.2.2.

2.4.5 Grapher

Grapher est, comme son nom l'indique, un programme dédié à la représentation graphique. La plupart des graphiques de ce travail ont été construit avec Grapher.

Chapitre 3

Hydrogéologie Régionale

Comme nous l'avons déjà discuté en introduction, la géologie du terrain d'étude est très complexe ce qui induit logiquement des écoulements souterrains difficiles à mettre en exergue dans une première approche naturaliste. Pour nous faciliter la tâche, le problème sera discuté en partant des écoulements de surface pour en arriver aux écoulements profonds. Nous tenterons d'établir un bilan hydrologique approximatif du bassin versant tout en sachant que les écoulements de surface sont rares dans une région dominée par les surfaces karstiques.

3.1 Hydrologie

3.1.1 Réseau hydrographique

Comme le montre la figure 3.1 le réseau hydrographique est relativement simple. A l'ouest, la rivière de la Derbonne s'écoule, en période de fonte des neiges, depuis un synclinal formé de marnes argoviennes aux abords du lac de Forcla. En réalité, ce cours d'eau est sous alimenté à plusieurs endroits par des apports souterrains. En été, on remarque que le lit coule seulement sur certains tronçons. Les mesures ponctuelles de température et de conductivité, à plusieurs endroits du cirque de Derborence, montrent également qu'à l'entrée du lac, une grande partie du débit est alimentée par une source karstique. Celle-ci émerge dans le lit de la rivière 500 m en amont du lac. Comme le terrain permettait de le penser, le débit de la Derbonne est étroitement lié au karst sous-jacent.

A l'est, la rivière de la Lizerne, principale cours d'eau du bassin versant, née de plusieurs sources karstiques. En été, la plupart des sources en amont du bassin sont à sec et c'est principalement la source de Tschœtre (figure 3.1)

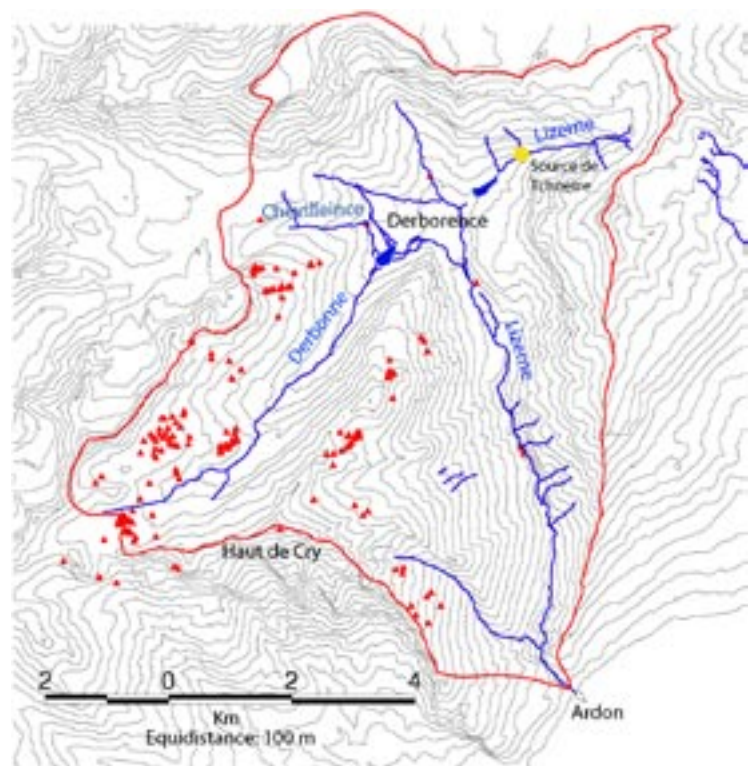


Fig 3.1: Hydrographie de bassin versant (en rouge) de la vallée de la Lizerne. Les triangles rouges représentent les cavités connues.

qui alimente la rivière en amont du barrage du Godet. Même en étiage, un débit assez important (~200-400 l/s) sort de cette source qui est certainement alimentée par la fonte du glacier des Diablerets.

Un troisième cours d'eau, la Chevillince (figure 3.1), s'écoule depuis le Pas de Chevillince sur les roches du Tertiaire. Toutes les autres rivières visibles sur la carte s'apparentent plus à des ruisseaux temporaires. La plupart sont originaires de sources dans la paroi des Diablerets, les autres ne sont alimentés que par temps de pluie.

Toutes les eaux venant de l'est se retrouvent avant Derborence dans le bassin d'accumulation du Godet. Elles sont ensuite canalisées en direction du réservoir souterrain du Liapay. Cette eau suit ensuite une conduite souterraine jusque sur les flans de Vertsan pour ensuite dévaler une conduite forcée jusqu'à l'usine électrique Lizerne-Morges à Ardon.

L'eau venant de l'ouest s'écoule dans le lac de Derborence et de là une partie rejoint les conduites souterraines alors que le reste s'écoule dans les gorges de la Lizerne. Le débit de la Lizerne dans les gorges est donc totalement contrôlé et, en moyenne, celui-ci ne dépasse pas les 300-600 l/s. Tout au long de la descente, la rivière est alimentée par plusieurs sources dont la source de l'Airette qui apporte environ 300 l/s supplémentaires. Une fois à Ardon, la Lizerne retrouve les eaux turbinées et est canalisée jusqu'au Rhône. Ce canal est dimensionné pour absorber un débit de 110 m³/s en cas d'événements de crue exceptionnels.

3.1.2 Pluviométrie durant l'étude

Ce chapitre est consacré à la description des données pluviométriques juste avant, et pendant la période d'étude, soit l'ensemble de l'année 2004 et les neuf premiers mois de l'année 2005. Des données plus anciennes seront discutées dans la partie suivante.

La figure 3.2 représente 21 mois de données journalières aux trois stations de Fey (Valais), Montana (Valais) et Les Diablerets (Vaud). Ces trois stations sont les plus proches du terrain d'étude, mais on constate d'emblée des différences très marquées liées aux facteurs climatiques déjà mentionnés au chapitre 1. Globalement, l'année 2002 a été assez pluvieuse alors que les années 2003 et 2004 étaient plutôt sèches (figure 3.3). En 2005, les courbes cumulées sont sensiblement plus inclinées qu'en 2004. On se dirige donc vers une année 2005 légèrement plus pluvieuse. La station de Fey est particulièrement parlante à ce sujet puisque durant cette période de 21 mois, seulement 750 mm d'eau y sont tombés ce qui est très peu. La remarque est identique pour les deux autres stations où il a plu à peine plus en 21 mois que durant une année pluvieuse comme 2002, soit 1500 mm à Montana et 2345 mm aux Diablerets. Ces données, bien qu'elles aient été enregistrées en dehors du bassin de la Lizerne, montrent un déficit de précipitation par rapport aux années précédentes. Ce déficit de pluie a une influence directe sur la recharge des aquifères et par conséquent sur le débit des sources. Nous verrons plus tard que ces variations dans les précipitations annuelles semblent avoir eu une influence non négligeable sur le débit à la source thermique du Chaudron, et donc sur la charge dans l'aquifère du Dogger.

On peut déjà dire que les données enregistrées en 2002-2003 et en 2005 à la source du Chaudron sont clairement influencées par ces variations annuelles de précipitation. Nous en discuterons plus en détail dans le chapitre consacré à cette source.

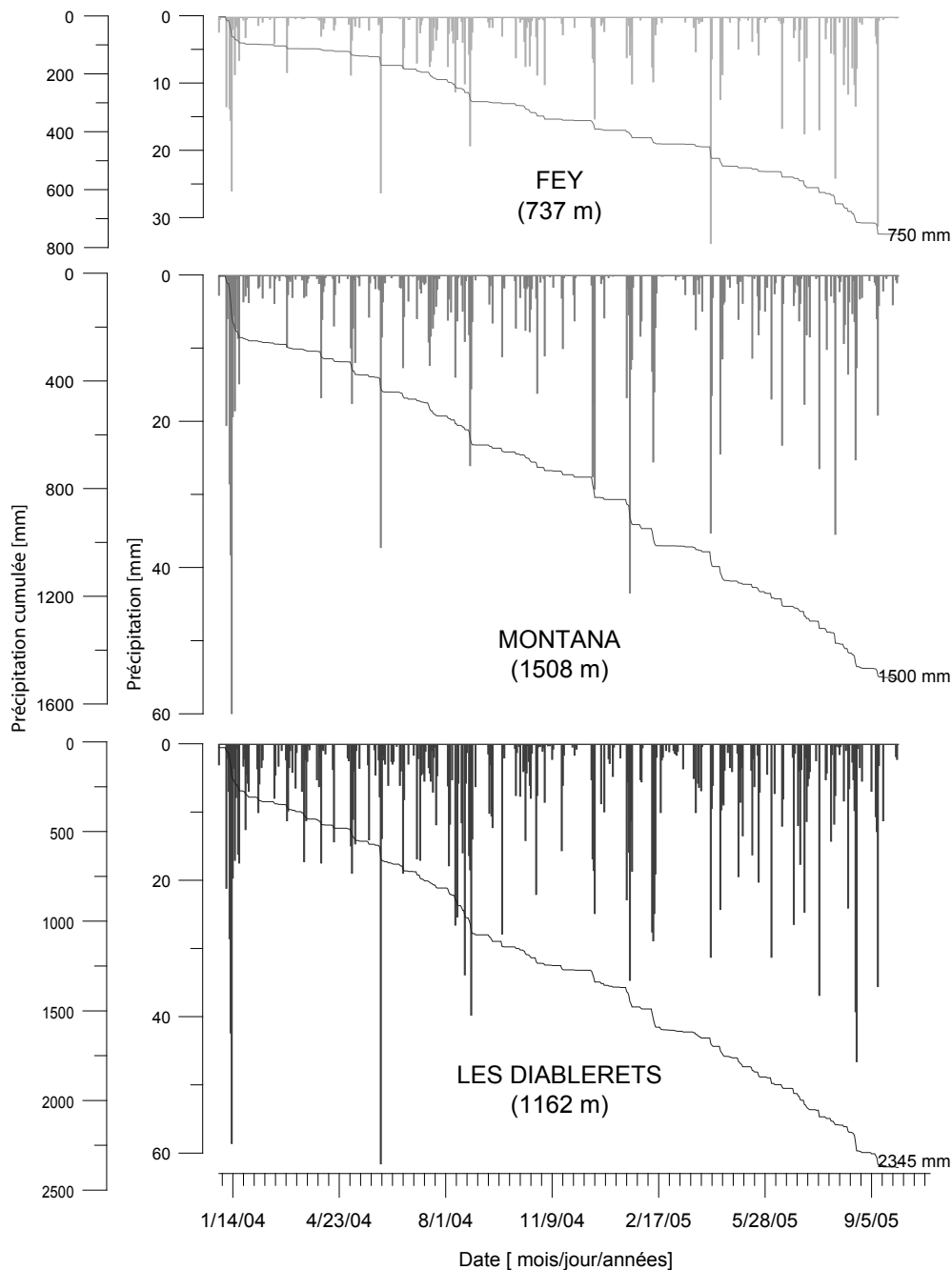


Fig. 3.2: Données pluviométriques journalières et courbes cumulées aux stations NIME de Fey, Montana et Les Diablerets pour l'année 2004 et les 9 premiers mois de l'année 2005 (meteo.ethz.ch).

3.1.3 Bilan hydrique du bassin de la Lizerne

3.1.3.1 Introduction

Ce bilan a été réalisé sur la base d'informations lacunaires ou extrapolées au bassin étudié. Le bassin versant de la Lizerne ne disposant d'aucun appareil de mesure d'aucune sorte ou, du moins, pas à ma connaissance, toutes les valeurs sont indicatives. Le but était surtout de voir si les calculs permettaient d'aboutir à des valeurs cohérentes et de confronter plusieurs méthodes d'analyse. Plusieurs problèmes viennent en plus s'ajouter au manque de données. Premièrement, une grande partie des eaux de surface de la partie haute du bassin sont canalisées pour l'usine

électrique se qui rend impossible les mesures du débit à la sortie du bassin. En effet, en plus de l'eau de la vallée de Derborence des apports supplémentaires sont canalisés depuis la vallée de la Morges. Ces suppléments n'étant pas quantifiables il est difficile de savoir qu'elle est la part d'eau du bassin versant et d'eau extérieur. Deuxièmement, l'eau de fonte du glacier des Diablerets s'écoule en partie sur le bassin de la Lizerne. Il est très difficile de quantifier la quantité d'eau apportée par le glacier sans effectuer des travaux ciblés, notamment des essais de traçage et des calculs sur la fonte de ce dernier.

3.1.3.2 Limite du bassin versant

Les limites du bassin hydrogéologique sont pratiquement les mêmes que celles du bassin hydrologique. Les différences se trouvent sur les Diablerets et dans les pentes ouest du Haut de Cry. Pour les Diablerets, les essais de traçage montrent que seules les eaux de la bordure sud du glacier s'écoulent sur Derborence (Com. L. Savoy). Dans la région de Haut de Cry c'est surtout le Dogger qui pose problème. Il constitue un aquifère dont les directions d'écoulements sont difficiles à définir de par sa déformation. La majorité s'écoule plus certainement de l'autre côté du Haut de Cry, vers Leytron, alors qu'une petite partie pourrait bien rejoindre la vallée de la Lizerne par la source du Chaudron. La limite a été fixée à la crête de Tête Versan et du Haut de Cry puisque, malgré une géologie favorable à des écoulements en direction de la Lizerne, la pente est si forte que les eaux ont plutôt tendances à s'écouler en surface en direction de Leytron. De même, les écoulements dans le Dogger sont majoritairement dirigés vers Chamoson-Leytron.

Au total le bassin versant de la Lizerne fait 62.03 km². Les forêt occupent 6.8% de la superficie. En subdivisant la surface du bassin en faciès hydrogéologiques, on obtient 30.1% de quaternaire, 36.5% de calcaires karstifiés et 33.3% de roches imperméables à semi imperméables. Ces valeurs ont été mesurées sur la base d'un SIG (Système d'Information Géographique), elles sont donc assez fiables.

3.1.3.3 Calcul du bilan

Introduction

Un bilan hydrologique représente une quantification des entrées et des sorties à l'intérieur d'un bassin. Les entrées annuelles sont représentées par une quantité de pluie donnée sur la surface du bassin. A la sortie du bassin, on devrait en moyenne retrouver la même quantité. Entre deux, le but est de mesurer la part d'eau qui s'écoule dans les cours d'eau de surface, la part qui s'infiltré dans le sol et celle qui s'évapore. Pour connaître les entrées, on utilise les données pluviométriques des stations météorologiques. L'évapotranspiration est également disponible à ces mêmes stations. Le plus difficile est de quantifier les eaux qui s'infiltrent et d'estimer les débits aux sources et dans les rivières, ceci est d'autant plus difficile quand le régime des sources est peu connu et qu'aucune station de jaugeage n'existe dans le bassin versant.

Mesures

Comme nous l'avons déjà dit plus haut, la région de Derborence est influencée par deux types de climats. Pour estimer les précipitations, les stations météorologiques suivantes ont été

comparées: Montana (1508 m), Sion (482 m) et Les Diablerets (1160 m). Les graphiques de la figure 3.3 montrent que pour les années 2002-2004 les valeurs sont très variables notamment pour la sécheresse de 2003. On constate également que la station des Diablerets est nettement plus arrosée (~500 mm) que celle de Montana bien que cette dernière soit 400 m plus haut. D'après les données obtenues par *Kuonen* (2000), les précipitations moyennes à Derborence sont d'environ 1100-1200 mm/an pour une altitude de 1500 m alors qu'elle s'élève à 2000 mm au Sanetsch (2100 m).

La figure 3.4 tirée du SIG montre l'altimétrie du bassin versant de la Lizerne. Ces données permettent de définir une altitude moyenne de 1915 m. On peut également estimer que la plupart du bassin est influencée par le climat humide des Préalpes. Sur la base de ces informations, les précipitations moyennes ont été fixées entre 1600 et 1700 mm/an. La température moyenne à 1900 m a été estimée à 3 degrés. L'évapotranspiration (ETP) a été calculée en utilisant la formule de Turc. Cette formule prend en compte la température moyenne et les précipitations moyennes.

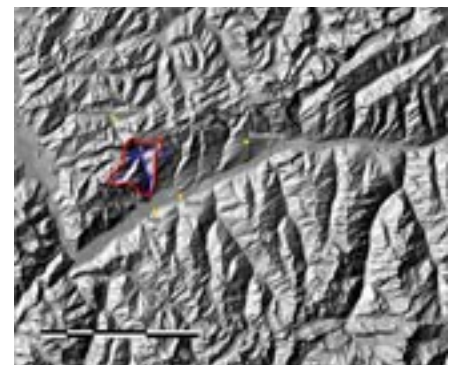
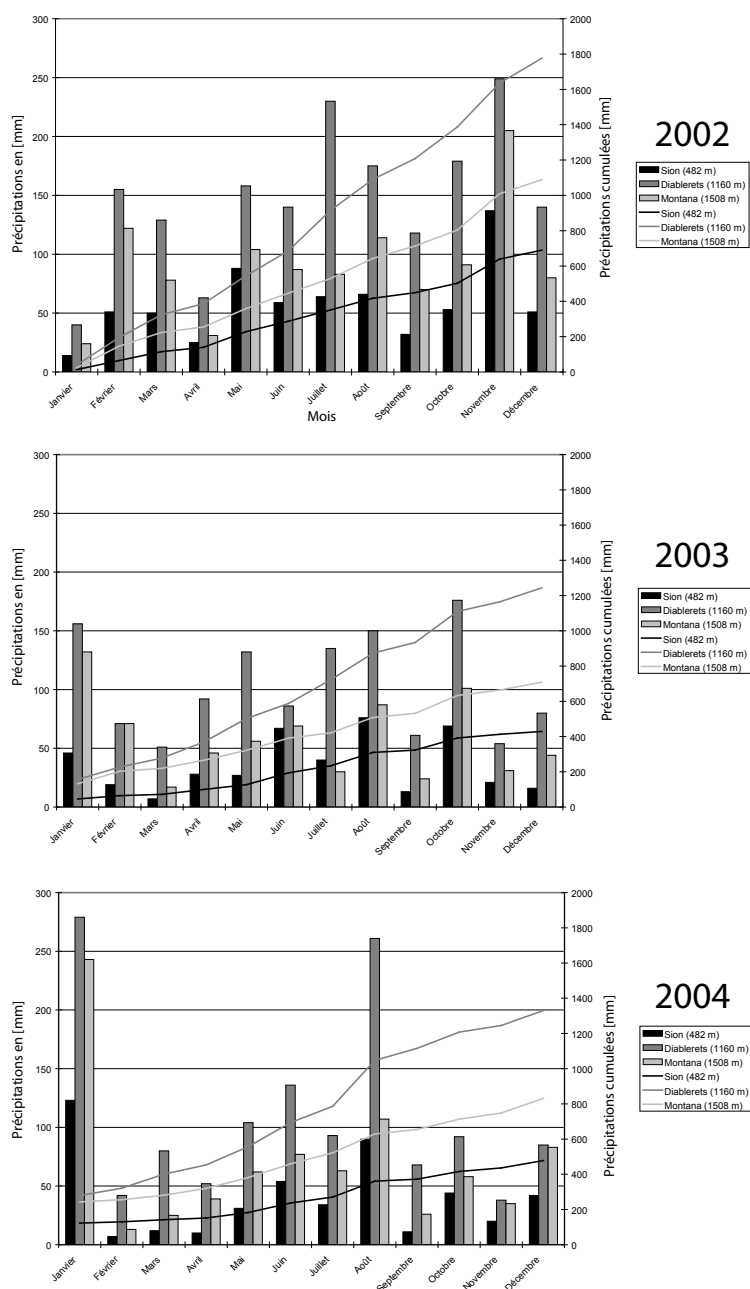


Fig. 3.3: Données pluviométriques mensuelles et courbes cumulées aux stations NIME de Sion, Montana et Les Diablerets pour les années 2002, 2003 et 2004 (meteo.ethz.ch). En haut à droite: situation des 4 stations pluviométriques utilisées.

Pour un calcul plus précis de l'ETP il faudrait prendre en compte de nombreux paramètres tels que: couverture neigeuse, forêt, type de sol etc. Il est donc difficile de vouloir estimer plus précisément les valeurs d'ETP, le résultat obtenu serait peut-être légèrement différent, mais une incertitude importante subsisterait.

Ces données permettent de faire le calcul présenté ci-dessous:

$$R = P - ETR \quad [1] \quad R = \text{recharge} \quad P = \text{précipitation} \quad ETP = \text{évapotranspiration} = D$$

$$\text{Formule de Turc: } D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad [2]$$

où D = déficit d'écoulement, supposé égal à ETR (mm)
 P = lame d'eau moyenne tombée sur le bassin (mm)
 $L = 300 + 25T + 0.05 T^3$
 T = température moyenne annuelle (°C)

Le bassin versants de la Lizerne en chiffres

Altitude minimale: **510 m**
 Altitude maximale: **3206.4 m**
 Altitude moyenne: **1915 m**
 Déviation standard: **498 m**

Température moyenne à Derborence (1500 m): **5-6 °C**
 Température moyenne à 1900 m: **~3 °C**

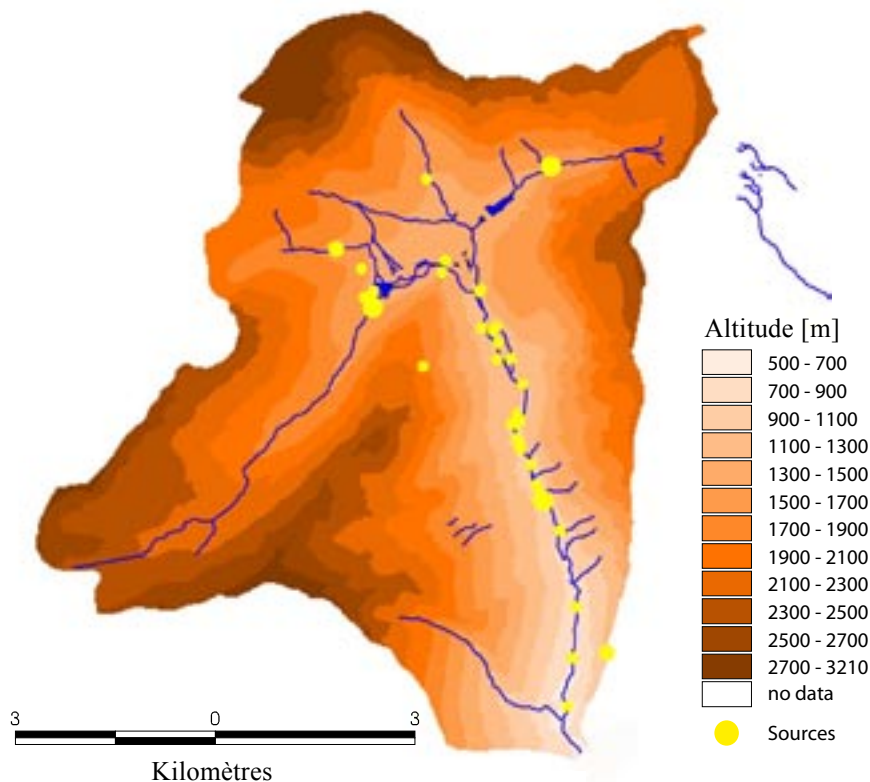


Fig. 3.4: Altimétrie du bassin versant de la Lizerne, sources et cours d'eau.
 <<<

Précipitations moyennes à Derborence (1500 m):	~1130 mm
Précipitations moyennes au Sanetsch (2000 m):	2000 mm
Précipitations moyennes à Versan (1800 m):	1000 mm
Précipitations moyennes estimées à 1900 m:	1600-1700 mm

Surface totale du bassin:	62.03 km²
Surface occupée par les forêts:	6.8%
Surface calcaire karstifié:	36.5%
Surface calcaire «imperméable»:	33.3%
Surface de dépôts quaternaires:	30.1%

D'après la formule de Turc, on a: [2] dans [1] avec $ETP = D$

$D = 368$ mm. Ce qui nous donne $R = 1232$ mm. Sur l'ensemble du bassin on obtient 74.4 millions de mètres cube par année soit $Q_{tot} = 2.42 \text{ m}^3/\text{s}$. Par comparaison, en prenant une valeur de $R = 1000$ mm, $Q_{tot} = 1.96 \text{ m}^3/\text{s}$.

A cela s'ajoute l'eau de fonte du glacier des Diablerets qui s'écoule en partie aux sources de la vallée de Derborence. La plus importante est la source de Tschoetre dont le débit est très important (~400-500 l/s). Les débits totaux entre 2 et 2.5 m^3/s seraient donc plutôt sous estimés puisqu'on néglige une faible partie des entrées.

En prenant une moyenne annuelle des précipitations de 1500 mm dont 500 mm d'ETP, on obtient 0.062 km^3 (62 millions de mètres cube). A raison de 200 mg/l de ions dissout, la masse totale de roche arrachée au massif en une année avoisine les 12400 tonnes. Sachant que la calcaire a une densité de 2.52 tonnes/ m^3 , le volume dissout est d'environ 5000 m^3 .

Sachant que l'érosion dans les Alpes calcaires varie entre 10-15 mm par millénaire [MAIRE 1990]. L'érosion sur une année dans le bassin versant de la Lizerne est d'environ 4000 m^3 avec un facteur d'érosion de 0.07 mm/an. Ces valeurs sont données à titre indicatif et ne représente qu'une échelle de grandeur et non la réalité qui est sans doute plus complexe.

Une autre méthode consiste à estimer le débit des sources de la vallée. L'étude de l'hydrologie a en effet montrée que la plupart de l'eau tombée sur le bassin s'infiltrerait rapidement dans le sol. Sachant que le nombre de source recensé est de 32 (voir liste en annexe) et d'après les débits estimés à chaque source on obtient une valeur d'environ 2200 l/s pour l'ensemble des résurgences karstiques. Dans ce recensement ne figure pas les sources de la Lizerne. De plus, en période de crue, une partie de l'eau s'écoule dans les rivières et ne s'infiltrer pas, on peut donc rajouter environ 300-500 l/s. Globalement, on arrive à des valeurs entre 2 et 3 m^3/s cohérente avec les calculs précédents.

Conclusion

Cette tentative de calcul du bilan peut paraître illusoire vu le manque de données et le nombre d'incertitudes. Il a néanmoins été possible de formuler quelques ordres de grandeurs et de comparer plusieurs méthodes qui semblent aboutir aux mêmes valeurs. De plus, même si le résultat final du bilan n'est pas très précis, certaines des valeurs intermédiaires ont pu être calculées à partir du SIG avec une bonne précision. Peut-être qu'un jour une étude plus précise du bilan aura lieu dans ce bassin et il sera alors possible de comparer ces valeurs.

3.2 Morphologie karstique

Comme cela a déjà été mentionné dans le calcul du bilan, les surfaces karstifiées du bassin de la Lizerne représentent 36.5% de la surface totale. De plus, la plupart de cette surface se situe sur la partie haute, là où les précipitations sont les plus intenses. Il est donc légitime d'en parler puisque c'est à partir de ces roches que vont se former les écoulements souterrains.

Dans la région de Derborence, et dans toutes les Alpes calcaires, les karsts bien développés se rencontrent dans trois principales lithologies: l'Urgonien, le Valanginien calcaire et le Malm. Le Crétacé étant la lithologie où l'on trouve les plus grands réseaux. A Derborence, le Gouffre du Mt à Cavouère (-240 m) se développe dans l'Urgonien, le CE 18 (-212 m) dans le Valanginien calcaire et le gouffre des Tsermettes (-167 m) dans le Malm. Les trois aquifères sont donc bien développés et il est possible d'y rencontrer de grands volumes. Cette «maturité» du karst n'est cependant pas égale suivant l'altitude et la région du bassin où l'on se trouve. Par exemple, le lapiaz des Crêtes (~2500 m), situé au NW, ne montre aucune cavité importante. A cette altitude, les calcaires du Malm ont probablement subi un décapage tardif. On retrouve d'ailleurs beaucoup de blocs amenés par les glaciers et qui obstruent encore la plupart des conduits.

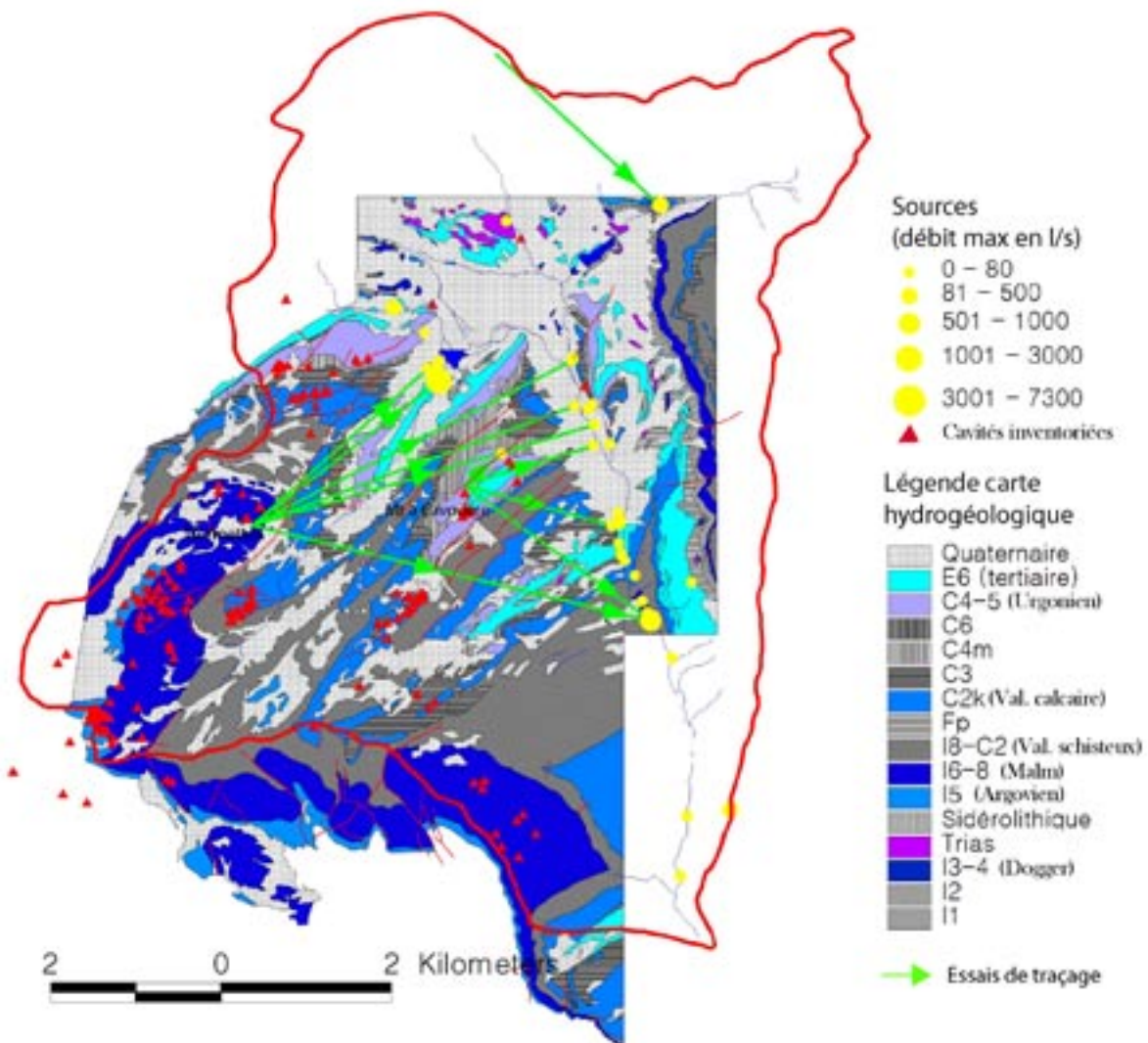


Fig. 3.5: carte hydrogéologique d'une partie du bassin versant de la Lizerne. Les aquifères karstiques sont représentés en bleu plein et les roches imperméables ou semi-perméable en hachuré foncé. Les sources en jaune.

3.3 Essai de traçage

Pour comprendre les écoulements en milieu karstique le meilleur moyen est sans doute les essais de traçage. Cette méthode n'a malheureusement pas pu être mise en œuvre lors de ce travail par manque de temps, mais plusieurs essais ont déjà eu lieu dans la région et il est intéressant de revenir ici sur les principaux résultats. Ceux-ci nous seront utiles plus tard, lors de la phase interprétative.

3.3.1 Résultats de l'essai de 1992

En 1992, un double essai de traçage a eu lieu dans une perte au Mt à Cavouère (Urgonien) et dans le gouffre des Tsermettes (Malm) [JEANNIN et BEURET 1995]. 3 kg de sulforhodamine G-extra ont été injectés dans la première et 3 kg d'uranine dans le second le 19.06.02 à respectivement 19h00 et 15h00.

La source de Motelon semble être la résurgence principale de l'uranine avec une vitesse maximale de 169 m/h pour une distance de 4 km et une dénivellation de 820 m. Le colorant est ressorti 24 heures après l'injection avec une restitution estimée de plus de 15%. L'uranine a également été détectée à la source du Virage, aux sources du lac de Derborence et dans la Derbonne en amont du lac. Une autre résurgence majeure de l'uranine est la source de l'Airette, mais des problèmes d'échantillonnage permettent seulement d'estimer la restitution entre 10 et 20 %.

La sulforhodamine injectée au Mt à Cavouère est, quant à elle, ressortie en grande partie aux sources de Verouet et du Grand Tsenet. La restitution est modulée suivant la fonte des neiges puisque le traceur a été injecté sur un névé. Il semblerait également que des traces de sulfo aient été détectées à la source de l'Airette, mais une contamination pourrait en être la cause. Ces résultats sont résumés dans le tableau 2 et la figure 3.5.

Uranine injectée au gouffre des Tsermettes (Malm)						
Source tracée	Distance [m]	Déniv. [m]	Pente [%]	Temps mini [h]	Vitesse max [h]	Restitution [%]
Motelon (Mots et Motn)	4050	820	20.25	24	168.75	env. 15%
Motelon sud sud (MOSS)	4150	843	20.31	env. 36	>115	<1%
Source de l'Airette (AIR)	4750	1165	24.53	env. 50	>95	>>3%
Source du Virage (SDV)	4150	870	20.96	env.60	>69	<1%
Source de la Luy (LUY)	4220	775	18.36	> 7 jours	<25	<1%
Source du lac de Derborence (SLD)	2920	615	21.06	env. 79	>37	<1%
Source du bord du lac de Derb. (SLBD)	2850	615	21.58	40	71.25	<1%
Sulforhodamine injectée au Liapay du Mont à Cavouère (Urgonien)						
Source tracée	Distance [m]	Déniv. [m]	Pente [%]	Temps mini [h]	Vitesse max [h]	Restitution [%]
Source de Verouet (VER)	56	265	46.74	?	?	Prob élevée
Grand Tsenet (GTS)	1520	990	65.13	<69	>>22	Prob élevée
Source du Chenet de Voltive (CVO)	1790	1130	63.13	>7 jours	env. 10	Faible
Source de l'Airette (AIR)	2680	1280	47.76	<150	env. 18(?)	?

Tableau 2: Résultats de l'essai de traçage de 1992 au gouffre des Tsermettes et au Mt à Cavouère (Jeannin et Beuret, 1995)

3.3.2 Interprétation

Les auteurs interprètent que l'uranine injectée dans la Malm a essentiellement transité dans cet aquifère puisque les deux principales résurgences sont situées, soit directement dans la Malm (Airette) soit supposées proche du toit du Malm (Motelon). Cette dernière hypothèse sera

discutée plus loin avec le modèle 3D (chapitre 3.5.2.5). En outre, il apparaît que des relations hydrauliques existent entre les différents aquifères. La relation Malm/Crétacé (Tertiaire) est prouvée par une réapparition de l'uranine aux sources du lac. La relation Urgonien/Malm est plus douteuse en raison de l'incertitude de réapparition de la sulfo à l'Airette. Il est par contre sûr que la sulfo traverse l'Urgonien jusqu'à l'Hauterivien, sans doute sur l'important chevauchement du Grand Tsenet.

3.3.3 Essai de 2005

Un autre essai a eu lieu en été 2005 dans la région du glacier des Diablerets, mais les résultats complets ne sont pas encore disponibles. On sait tout de même qu'il existe une relation entre la zone de la Quille du Diable et la source de la Tschoeutre (voir figure 3.5). Il est relativement surprenant que le colorant soit arrivé en si peu de temps (< 24 heures) à cette source puisque cela implique une circulation à travers toute la série sédimentaire du Tertiaire à l'Oxfordien (Savoy comm. orale, 2005)

3.3.4 Discussion

Bien que les résultats ne soient pas tous très fiables, ces traçages apportent des résultats de premier plan. On connaît maintenant la vitesse moyenne des écoulements dans le Malm et on sait que les aquifères sont en relation par l'intermédiaire de failles, principalement des chevauchements. Il serait très intéressant de tenter à nouveau cette expérience en ajoutant des points d'injection dans l'aquifère intermédiaire du Valanginien calcaire. Il permettrait sans doute de confirmer ou non les relations en direction du Malm et apporterait des informations sur les vitesses d'écoulement dans cet aquifère encore inconnu. Peut-être que les recherches spéléologiques permettront d'atteindre les sources avant le traceur...

Un autre essai dans la région de Tita Naire m'a été rapporté peu avant la fin de ce travail [MASOTTI 19??], il n'a pas été possible de l'inclure dans les figures. Cette injection montre que l'Argovien du glacier du Tita Naire draine les eaux en direction du canton de Vaud. Ceci a pour conséquence une diminution de 1.5 km² du bassin versant de la Lizerne, ce qui le ramène à environ 60.5 km².

3.4 Hydrochimie

Une partie importante de ce travail est consacrée à l'hydrochimie. La plupart des sources de la vallée de la Lizerne ont été échantillonnées à plusieurs reprises afin d'analyser les ions majeurs en solution, la conductivité, la température et le pH.

Tous les éléments dissous dans l'eau, les ions, peuvent être divisés en deux catégories suivant leur charge électrique: positif pour les cations, négatif pour les anions. Une fois tombé sur le sol, l'eau de pluie va s'infiltrer dans les sols, puis les roches, et dissoudre ou relâcher certains éléments jusqu'à un état d'équilibre chimique. Étant donné que chaque type de calcaire est différent dans sa composition chimique l'eau sera également différente si, par exemple, elle passe dans le Trias riche en sulfate ou le Malm formé de sédiments purement carbonatés. Par conséquent, la chimie

de l'eau est un indicateur du chemin souterrain parcouru et des lithologies rencontrées. De plus, ces analyses peuvent donner des indications sur les temps de transit, les réservoirs, la profondeur et de nombreux autres paramètres.

Nous ne discuterons pas ici des mesures en continu (conductivité, température, pression, radon) à la source du Chaudron puisqu'un chapitre y est intégralement consacré.

3.4.1 Situation des points d'échantillonnage

L'échantillonnage s'est avant tout concentré sur la vallée de la Lizerne entre Servaplaine et Ardon. Les sources situées dans le cirque de Derborence n'ont pas été échantillonnées à l'exception de la source du Trias pour ses particularités chimiques et la source de Tschoetre qui a été analysée pour un essai de traçage en même temps que ce travail (Com. L. Savoy). La conductivité et la température ont par contre été mesurées à toutes les résurgences. Ces deux paramètres semblent être suffisants pour certaines sources dont la géologie est connue et qui sont chimiquement assez proche. La figure 3.6 présente la distribution géographique de toutes les sources et des sources échantillonnées. On constate que la plupart des sources se situent dans la moitié supérieure des gorges. L'examen de la carte géologique montre que le bas des gorges est dominé par les schistes du Valanginien schisteux et est donc peu propice au drainage des eaux souterraines.

Les sources de l'Airette et du Chaudron ont été échantillonnées plus régulièrement puisque le travail principale c'est concentré sur cette zone. En plus des sources, la chimie de la rivière a été analysée en plusieurs points, la plupart étant situées vers les deux sources principales.

3.4.2 Description des points d'échantillonnage

Les sources karstiques des gorges de la Lizerne sont de tailles diverses (figure 3.6). La plupart sont situées en rive droite et constituent les exutoires des aquifères de la nappe de Morcles alimentés par les massifs allant de la vallée de la Derbonne au Haut-de-Cry. Sur la rive gauche, seule la source de la Luy (non échantillonnée) a un débit supérieur à 10 l/s. L'abondance des sources en rive droite s'explique facilement par des pendages inclinés vers l'est ce qui rend difficile les écoulements E-W.

En décrivant les sources échantillonnées de la plus élevée à la plus basse, on rencontre:

Source du Trias (ST): cette résurgence est située dans les évaporites du Trias de la Tour au pied de la paroi des Diablerets. Son débit est assez important (~30-50 l/s) même en période d'étiage. Il est possible qu'elle soit en partie alimentée par le glacier des Diablerets. Son bassin versant est sans aucun doute plus étendu que la zone local du Trias de la Tour. Hydrogéologiquement, bien qu'elle soit élevée en altitude, cette source se situe dans l'aquifère le plus bas. On peut également signaler que l'exutoire est pénétrable sur quelques mètres, peut-être plus.

Source de Motelon (Mot): elle est la première source à l'entrée des gorges. L'essai de traçage semble montrer qu'elle est en grande partie alimentée par les calcaires du Malm, d'après la carte géologique on interpréterait plutôt cette source comme une résurgence des calcaires du Valanginien au contact des schistes. Structuralement, la source de Motelon se situe sur le flanc sud de l'anticlinal du Mt à Cavouère et

à proximité d'une faille normale décrochante. Un important chevauchement passe également quelques centaines de mètres plus au sud. Ces failles favorisent sans doute les circulations verticales et rapprochent tectoniquement certains aquifères.

Source de Servaplane amont (SVPam): cette source filtre au travers des éboulis et il n'est pas possible de déterminer directement l'aquifère d'origine. D'après la carte géologique cette petite résurgence (~5-15 l/s) est sans doute liée à l'aquifère du Valanginien calcaire.

Source de Servaplane (SVP): même type de source que SVPam, elle est probablement liée au Valanginien calcaire.

Source du sel (SDS): cette petite source ruisselle sur le versant gauche de la vallée. Vu sa conductivité de plus de 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ elle est sans doute issue du Trias. Le débit est inférieur à 1 l/s en période d'étiage.

Source du Millième (SMil): même type de source que SDS avec une conductivité un peu plus faible (1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Malgré des débits faibles, ces deux sources influencent nettement la conductivité et la chimie de la rivière.

Source du Chenet de Voltive (CDV): elle sourd des calcaires siliceux de l'Hauterivien, son débit est faible.

Source de la petite chute (SPC) et source du petit lac (SPL): ces deux sources sont issues des calcaires du Tertiaire, les flysch sont assez proche. SPC ne n'a pas pu être échantillonnée en 2005 puisqu'il semble qu'elle ne coulait plus. SPL avait un débit inférieur à 1 l/s.

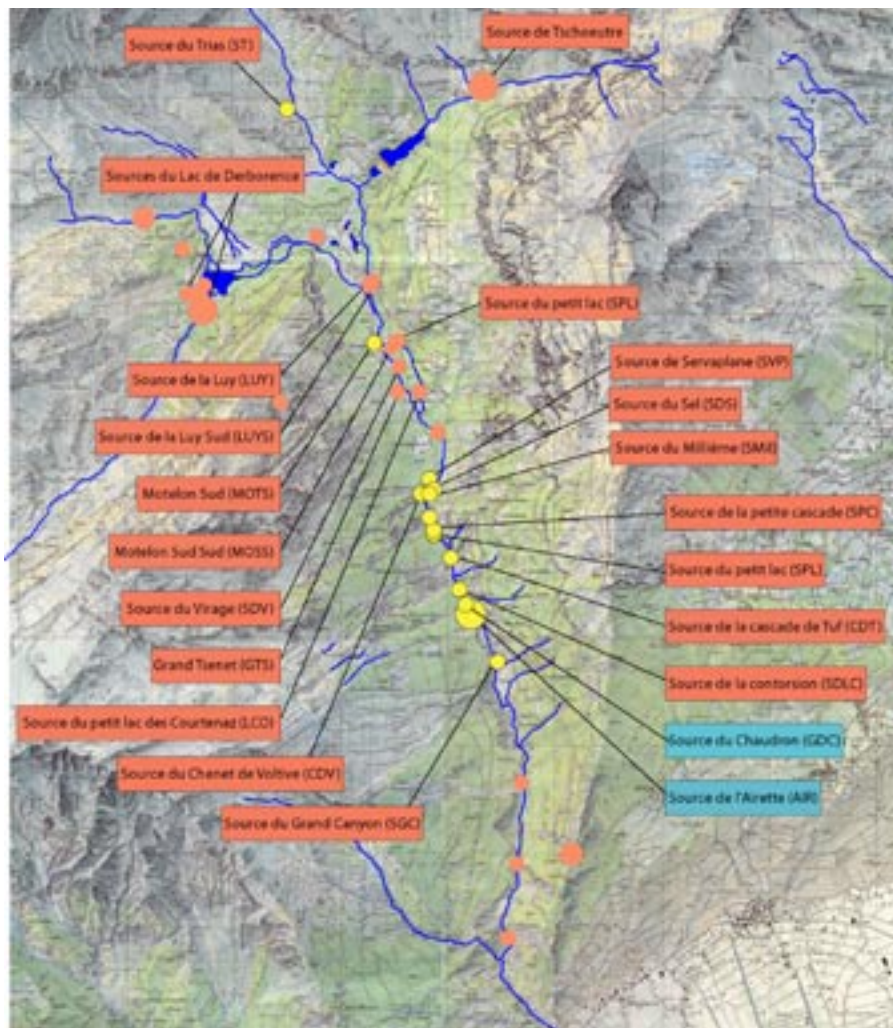


Fig. 3.6: Inventaire des sources de Derborence et de la vallée de la Lizerne. En jaune, sont représentées les sources échantillonnées. La grandeur des points est proportionnelle à l'importance du débit.

- Source de la cascade de Tuf (CDT):** elle est sans doute alimentée par les couches du Valanginien calcaire. L'eau s'écoule depuis une résurgence 20 mètres au-dessus de l'eau et est inatteignable. La cascade a formé des dépôts de tuf le long de la paroi.
- Source de la Contorsion (SDLC):** cette source semble aussi sortir des calcaires du Valanginien, mais le Malm se trouve très proche et il est difficile de faire la différence sur le terrain.
- Grotte et source du Chaudron (CHD):** une description détaillée de la cavité se trouve au chapitre 4. On peut déjà dire que l'entrée de la cavité est sur le flan nord d'un anticlinal du Malm. L'eau sort de la cavité dans le lit de la rivière, il est donc obligatoire d'échantillonner directement dans la cavité.
- Source de l'Airette (Ai):** c'est la plus importante résurgence échantillonnée et sans doute la plus importante du bassin versant avec un débit moyen de ~400-500 l/s. En 2005, les débits étaient assez faibles et les jaugeages ont montré qu'en période normale celui-ci était d'environ 300 l/s. En crue il peut facilement dépasser les 2 m³/s. En période d'étiage, la résurgence supérieure est pénétrable sur quelques mètres et aboutie sur un siphon. Un Madd a été installé dans le siphon, les résultats seront discutés dans le chapitre qui traite de la source du Chaudron puisque les deux sources sont étroitement liées.
- Source du Grand Canyon (SGC):** cette source de faible débit sort au bord du lit de la rivière à mi-chemin entre l'Airette et Ardon. Le Valanginien est présent, mais il n'est pas impossible que la source soit une remontée de l'eau de rivière.

3.4.3 Résultats des analyses des ions majeurs

3.4.3.1 Introduction

Tous les résultats sont visibles dans l'annexe 1. Au total, 11 échantillons ont été analysés en 2002-2003 et les 24 restants en 2005. Sur les 35 échantillons, 12 ont été prélevés à la source de l'Airette et du Chaudron. Pour une description des méthodes et des types d'analyse, il est conseillé de se référer au chapitre 2.

Deux méthodes ont été utilisées pour traiter ces données: la première est un traitement standard sur le programme Aquachem qui permet de délivrer différents types de graphiques (Piper, Schoeller, bivarié etc). La seconde est une approche statistique qui utilise les Analyses en Composantes Principales (ACP). Une ACP consiste à traiter une matrice constituée d'un certain nombre de variable sur une série d'échantillon. On calcul premièrement la matrice centrée réduite, puis on en fait une matrice des corrélations dans laquelle toutes les éléments sont comparé un à un. Pour finir, on extrait les valeurs propres et vecteurs propres de cette matrice. Il est ensuite possible de représenter ces données en fonction des deux composantes principales représentées par les axes X et Y. Ces deux composantes représentent un espace dans lequel les données expriment la plus grande variabilité. Au-dessous, le cercle représente la corrélation des variables avec les composantes principales. Ce dernier permet de voir quelles sont les variables qui expliquent le mieux la variabilité observée dans le rectangle du haut. Généralement ces deux axes expliquent entre 70 et 95 % de la variance du système. La méthode utilisée est tirée de *Fleury* (2005, in press).

3.4.3.2 Analyse graphique

Le Piper diagramme de la figure 3.7 donne un premier aperçu synthétique des données. On remarque d'emblé que trois groupes se distinguent.

Les sources triasiques: les trois sources ST, SDS et SMil sont clairement influencées par les roches du Trias riche en gypse, carbonates et d'autres types de minéraux évaporitiques. Les teneurs en sulfate de ces eaux varient entre 1 et 2 g/l ce qui est considérable. Le Ca^{2+} est également assez haut à ST et SDS où ces valeurs approchent le gramme/litre. Les valeurs pour le chlore et le sodium sont étonnamment basses pour des roches de ce type. Il est possible que l'eau ne circule pas dans des lithologies contenant du NaCl.

Type Ca-SO_4

La source du Chaudron (CHD): la composante thermique est clairement mise en évidence par des valeurs élevées en sodium et potassium. Ces eaux sont également les plus riches en chlore. L'origine du sodium et du chlore est difficile à déterminer sans effectuer de comparaison avec d'autres sites répartis dans les lithologies d'origine de cette eau. En 2003, elle a été interprétée comme provenant de l'aquifère du Dogger. La région de Leytron est la seule où des sources émergent de ce type de lithologie, la situation tectonique est cependant très complexe dans cette zone. Nous comparerons ces deux sites plus loin dans ce chapitre.

Type $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$

On remarque également que la composante froide est tout à fait semblable à la chimie de la source de l'Airette. Il est par conséquent établi qu'en période de crue, la même eau coule à l'Airette et au Chaudron, bien que la composante thermique soit toujours légèrement présente (Cl, Na). Les mesures de température et de conductivité mettent aussi en évidence un apport d'eau depuis la rivière. Les mesures de hauteur d'eau en continu dans la rivière et au Chaudron ont en effet établies une relation entre le niveau d'eau dans la rivière et au Chaudron, le système fonctionnant comme des vases communiquant. En période de crue, il est donc possible de rencontrer trois composantes dans le siphon du Chaudron. Cette question est traitée au point 4.9.2.

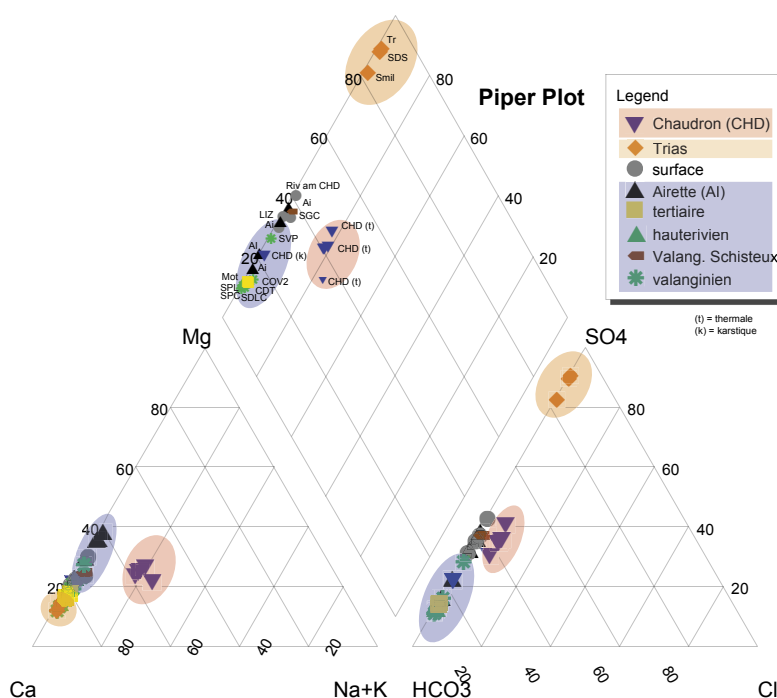


Fig. 3.7: Piper diagram des sources et rivières échantillonnées. Les trois groupes de base sont représentés par la couleur orange pour les sources triasiques, le Chaudron en rouge et les sources karstiques en bleu.

<<<

Type Ca-HCO₃

Les sources karstiques froides: toutes les autres sources et la rivière se situent dans une même zone. Ce sont des eaux typiques du karst avec des variations qui proviennent des spécificités de chaque aquifère. La chimie de la rivière est un peu différente puisqu'elle est influencée par les sources triasiques enrichies en sulfate.

Les diagrammes de Schoeller sont également intéressants pour voir plus clairement les variations sur chaque élément. La figure 3.8 présente deux Schoeller, le premier avec tous les échantillons et le deuxième sans les valeurs du Chaudron et des sources triasiques. Dans le premier, les mêmes trois groupes ressortent principalement au niveau du magnésium et du sulfate. Les sources du Trias montrent des valeurs de sodium et chlore particulièrement basses par rapport à la source du Chaudron qui est nettement enrichie dans ces deux éléments. Des analyses dans plusieurs aquifères triasiques de Suisse montrent que les concentrations en chlore y sont souvent basses [KILCHMANN 2001]. C'est néanmoins le seul aquifères potentiellement riche en chlore. Nous discuterons ce problème plus en détail dans la comparaison entre le Chaudron et les sources de Saillon.

Le diagramme de Schoeller met aussi en évidence une séparation des sources karstiques au niveau du magnésium et du sulfate. D'autre part, les analyses dans la rivière, représentatives d'un mélange entre tous les aquifères, montrent des valeurs assez semblables. Le magnésium est généralement attribué aux dolomies que l'on trouve plutôt dans le Trias. De même, les sulfates sont typiques de la dissolution des évaporites triasiques. Faut-il en conclure que certaines sources sont influencées par des apports profonds du Trias? Les indices semblent encore trop ténus pour confirmer l'hypothèse, mais la question est ouverte.

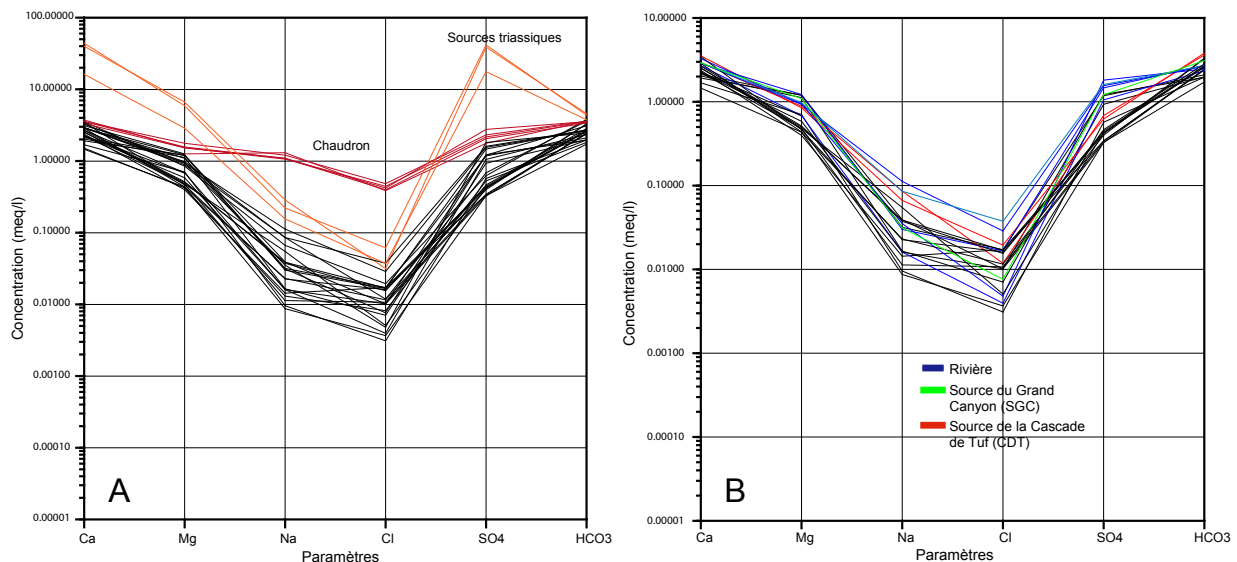


Fig. 3.8: Schoeller diagramme de tous les échantillons (A) et uniquement des sources karstiques froides (B). NO₃ et K ne sont pas représentés dans ce diagramme.

Pour représenter la distribution spatiale des paramètres chimiques, une série de graphique est présentée dans la figure 3.9. Les six ions, Mg, Na, HCO₃, NO₃, SO₄ et Cl ont été représentés indépendamment pour pouvoir effectuer une comparaison visuelle. On constate de nouveau assez nettement que la source du Chaudron contient plus de chlore et sodium que toutes les autres sources. Cette anomalie est clairement à rechercher dans les types d'alimentation possibles de

cette source, qui semblent se situer en dehors de la vallée de la Lizerne. Le graphique des valeurs en NO_3 montre que les deux sources triasiques SDS et SMil sont plus riches en nitrate que la source du Trias (ST). Peut-être est-ce leur situation sur le bord droit de la vallée. La route se trouve juste au-dessus et des habitations sont assez proches. D'autres sources, et en particulier CDT, ont également des valeurs plus élevées en nitrate. Peut-être est-ce une question de lithologie. Les valeurs étant tout de même assez faible, il est difficile d'en tirer des conclusions. Les autres graphiques ne montrent guère plus de choses que celles déjà expliquées plus haut.

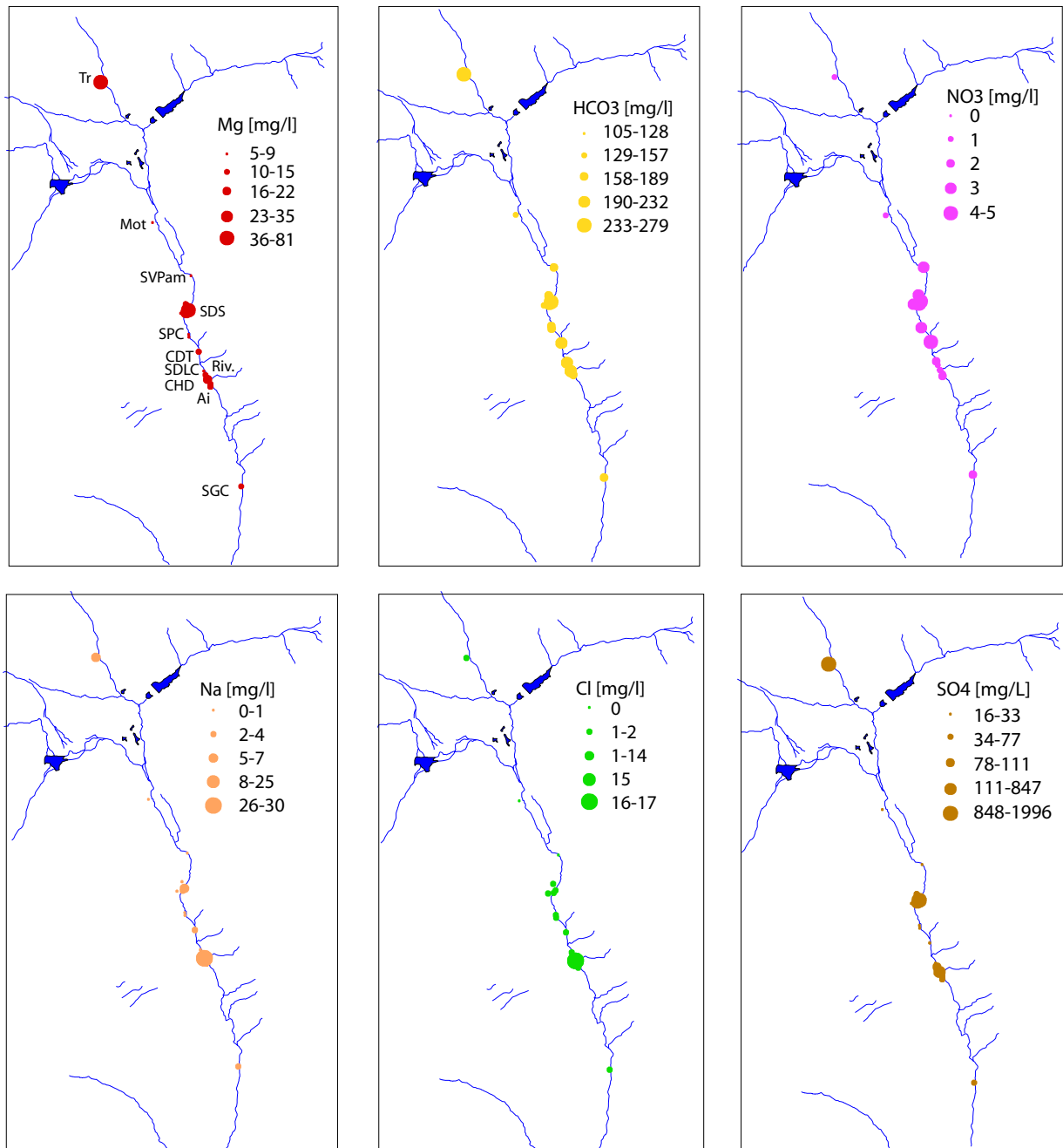


Fig. 3.8: Concentration proportionnelle des six ions Mg, HCO_3 , NO_3 , Na, Cl, SO_4 à chaque source échantillonnée. La répartition spatiale des analyses permet une meilleure visualisation des résultats.

3.4.3.3 Analyse en composante principale (ACP)

Pour que cette méthode donne des résultats dans toutes les catégories décrites dans le paragraphe précédent, il est important de procéder par cascade en retirant à chaque fois les valeurs extrêmes. Dans notre cas, l'analyse a été divisée en trois étapes. Premièrement, avec toutes les valeurs ensuite sans les sources du Trias et pour finir sans la source du Chaudron. On a ainsi pu mettre en évidence la variabilité de chaque groupe. Les résultats sont présentés dans la figure 3.9.

L'analyse avec toutes les valeurs (a) donne les mêmes résultats que le Piper diagramme, soit les trois groupes déjà décrits. Le cercle des corrélations montre que la source du Chaudron se démarque surtout par les valeurs de sodium et chlore sur la composante 2 (C2). Il apparaît à nouveau qu'une anomalie d'origine saline semble exister à la source du Chaudron. La composante 1 (C1) est, quand à elle, principalement portée par les valeurs de Mg, SO₄, HCO₃ et Ca. Les valeurs en % sur les deux axes représentent le pourcentage de variance expliqué par C1 et C2, soit 79% pour C1 et C2 dans ce premier graphique.

Les résultats sans les valeurs des sources du Trias (b) mettent à nouveau clairement en évidence la source du Chaudron. Le groupe des sources karstiques commence aussi à se scinder en différents groupes encore difficile à définir. On remarquera néanmoins la source de l'Airette, la composante froide du Chaudron et la rivière qui se détachent légèrement. C1 et C2 expliquent 80 % de la variance.

Les deux derniers graphiques (c) et (d) présentent les résultats de l'analyse uniquement pour les sources karstiques. La composante C1 et C2 n'expliquant que 62 % de la variance nous avons encore représenté la composante 3 (C3=16%), mais celle-ci n'apporte pas d'informations supplémentaires. Le graphique (d) est sans doute le plus intéressant. On peut clairement mettre en évidence les eaux de la source de l'Airette provenant de l'aquifère du Malm. La rivière se trouve également dans la moitié supérieure alors que dans la moitié inférieure on retrouve des sources issues des aquifères crétacés (SDLC, CDT, CDV). Une autre remarque peu être formulée concernant la source de Motelon. Sur les quatre graphiques elle se situe à proximité du centre ce qui veut dire qu'elle ne se démarque d'aucune source en particulier. Ceci pourrait confirmer une alimentation de la source de Motelon par plusieurs aquifères et en particulier le Valanginien et le Malm. SPL et SPC semblent réagir de la même manière. On peut juste remarquer qu'une même source échantillonnée à des périodes différentes peu se retrouver dans plusieurs quadrants ce qui traduit le caractère peu robuste de l'analyse ou simplement la variabilité chimique de la source.

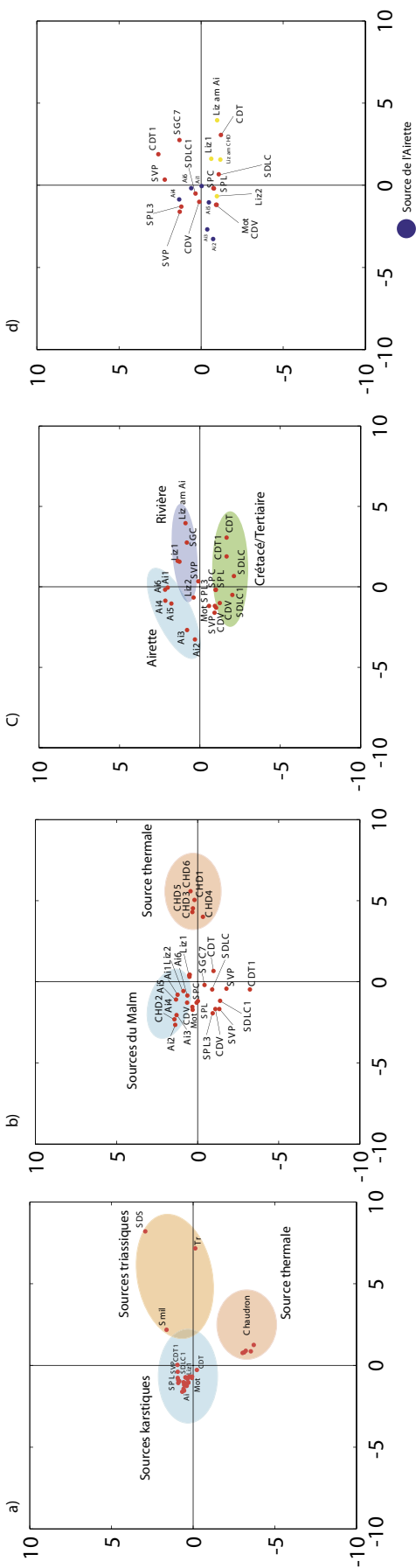
3.4.4 Comparaison entre la source du Chaudron et les sources de Saillon

3.4.4.1 Introduction

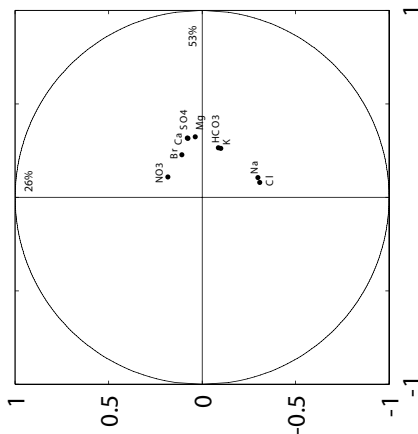
La chimie de la source du Chaudron ne permet pas avec certitude de connaître l'histoire hydrogéologique de l'eau thermale. Une méthode sûre serait de pouvoir échantillonner des sources dans tous les aquifères pour ensuite effectuer des comparaisons. La coupe hydrogéologique montre qu'il existe deux aquifères sous le Malm: le Dogger et le Trias. Une alimentation importante depuis le Trias étant peu probable d'après les analyses chimiques et le type d'aquifère, il ne reste plus que le Dogger pour alimenter la source du Chaudron en eau thermale.

Les sources de Saillon sont intéressantes pour faire une comparaison puisqu'elles se situent

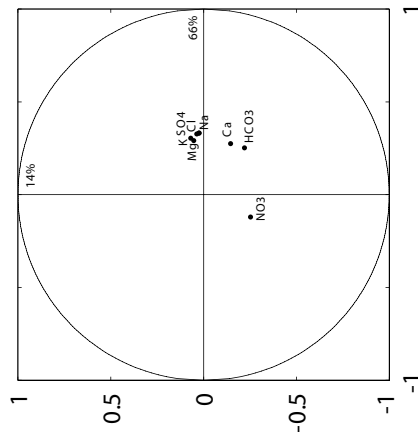
Sans les sources triassiques et la source du Chaudron C1/C2 et C1/C3.



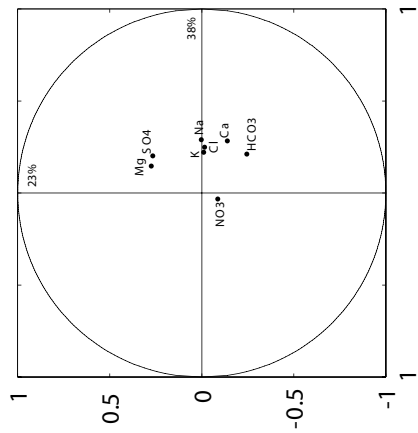
Cercle des corrélations C1/C2



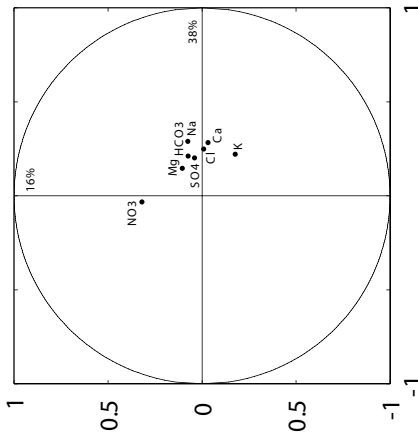
Cercle des corrélations C1/C2



Cercle des corrélations C1/C2



Cercle des corrélations C1/C3



Ai: source de l'Ailette (Malm)
 CHD: source du Chaudron (Malm)
 ST: source du Trias (Trias)
 Mot: source de Moreillon sud (Val, calc. et Malm)
 SVP2: source de Servaplaine amont (Val, calc.)
 SVP: source de Servaplaine (Val, calc.)
 SDS: source du Sel (Trias)

SMII: source du Millième (Trias)
 CDV: source du Chenet de Voivre (Hauterlvien)
 SPC: source de la petite chute (Tertiaire)
 SPL: source du petit lac (Tertiaire)
 CDT: source de la cascade de turf (Val, calc.)
 SDLC: source de la contorsion (Malm)
 SCC: source du Grand Canyon (Val, calc.)

en partie dans le Dogger. D'autres part, plusieurs forages traversent les couches jusque dans le Trias. Géologiquement, les sédiments helvétiques ont subi ici une déformation extrême et les couches sont très étirées et peu épaisses. La variété des alimentations en eau de cette zone est un deuxième élément intéressant pour effectuer des comparaisons puisque l'on peut observer des mélanges entre plusieurs types d'eau.

3.4.4.2 Résultats

Les graphiques comparatifs de la figure 3.10 montrent que les groupes de sources 5/6/(7)/8 sont souvent intermédiaires entre la composante chaude et la composante froide de la source du Chaudron. Les eaux de l'aquifère du Trias, interceptées par le forage 4, montrent des valeurs souvent extrêmes, comparables aux sources du Trias de la vallée de Derborence. Les concentrations en chlore y sont cependant beaucoup plus élevées; probablement en raison du NaCl contenu dans la lithologie traversée. L'origine des hautes teneurs en chlore de la source du Chaudron est peut-être à rechercher dans cette région. Le graphique Cl vs Na montre que le rapport est plus proche de 1:1 pour le forage 4 ce qui veut dire que ces deux éléments sont sans doute issus de la dissolution d'évaporites. Pour la source du Chaudron ce rapport penche nettement en faveur du sodium. D'après Kilchmann (2001), cet apport de Na^+ dissous est dû à un échange ionique Ca-Na dans des lithologies riches en minéraux argileux. La figure 3.11, tirée de la thèse de Kilchmann, montre les concentrations moyennes de chaque type d'aquifères pour les ions majeurs. Le chlore est particulièrement présent dans la Molasse et le Trias. Etant donné que la Molasse n'affleure pas dans la région d'étude elle n'est pas prise en compte. L'aquifère du Trias est donc le seul capable d'alimenter le Dogger en chlore par des circulations ascendantes.

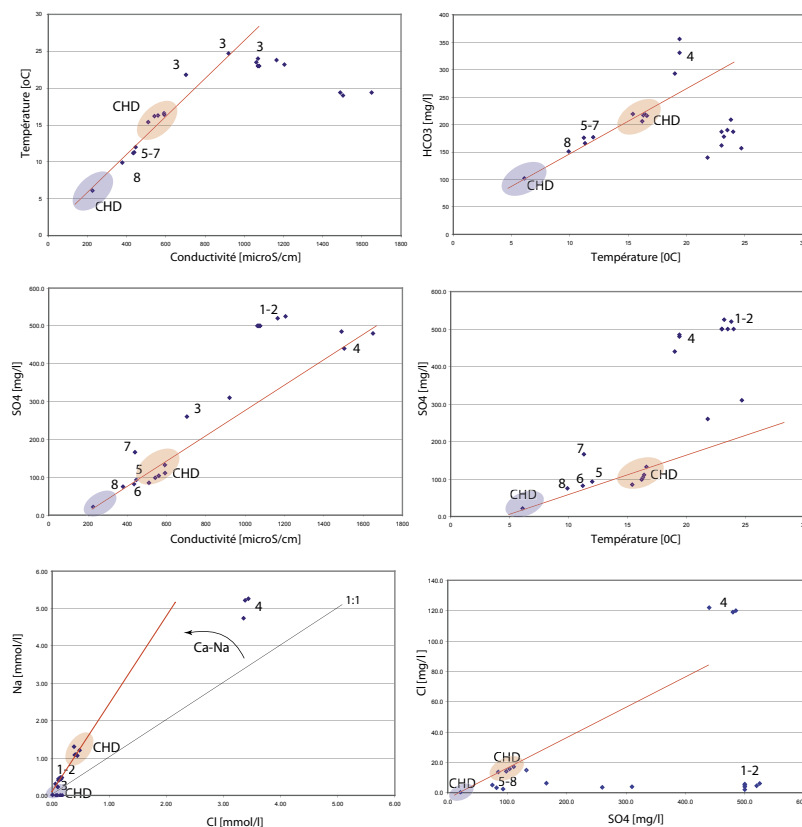


Fig. 3.10: Graphiques bivariés de différents paramètres. La composante chaude du Chaudron est représentée par l'ellipse rouge et la composante froide par la bleue. Les droites sont extrapolées à partir des données du Chaudron. Le graphique Na/Cl est en mmol/l.

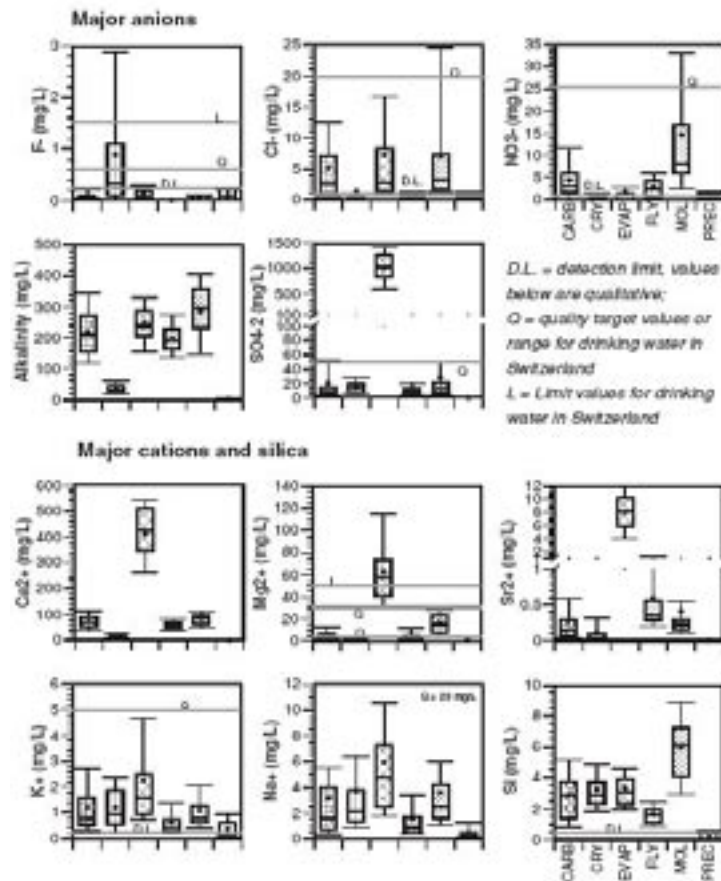


Fig. 3.11: Concentrations en ions majeurs dans plusieurs types d'aquifères en Suisse. CARB: carbonate, CRY: socle, EVAP: évaporites, FLY: Flysch, MOL: Molasse. Tiré de Kilchmann 2001.

D'autres part, les ACP de la figure 3.12 montrent que, à l'exception de l'eau du forage 4, toutes les sources de Saillon s'alignent sur une droite. Les groupes de sources 1/2/3 correspondent au pôle chaud et les groupes 5/6/7/8 au pôle froid alors que certaines sources du groupe 3 représentent des mélanges entre ces deux pôles. On remarque que la composante froide de la source du Chaudron est proche du pôle froid des sources de Saillon, alors que la composante chaude est décalée par rapport à cet axe. Cet effet est principalement dû aux concentrations de sodium et chlore. L'hypothèse d'une influence des eaux du Trias dans la composition chimique de la source du Chaudron est encore appuyée par les ACP.

3.4.4.3 Discussion

Cette comparaison n'a pas donnée des résultats catégoriques sur la relation entre la source du Chaudron et les sources de Saillon. Cela était prévisible au vu des différences géologiques et de l'éloignement des deux sites. Il ressort tout de même que la chimie de certaines sources de Saillon est assez semblable à celle du Chaudron ce qui nous conforte dans nos hypothèses de départ sur une origine des eaux du Dogger. De plus, les concentrations élevées en chlore nous laissent penser que de l'eau remonte depuis l'aquifère profond du Trias jusque dans le Dogger, ceci probablement en raison d'une faille majeure. En considérant les circulations verticales déjà mises en évidence dans le massif, cette hypothèse est tout à fait envisageable.

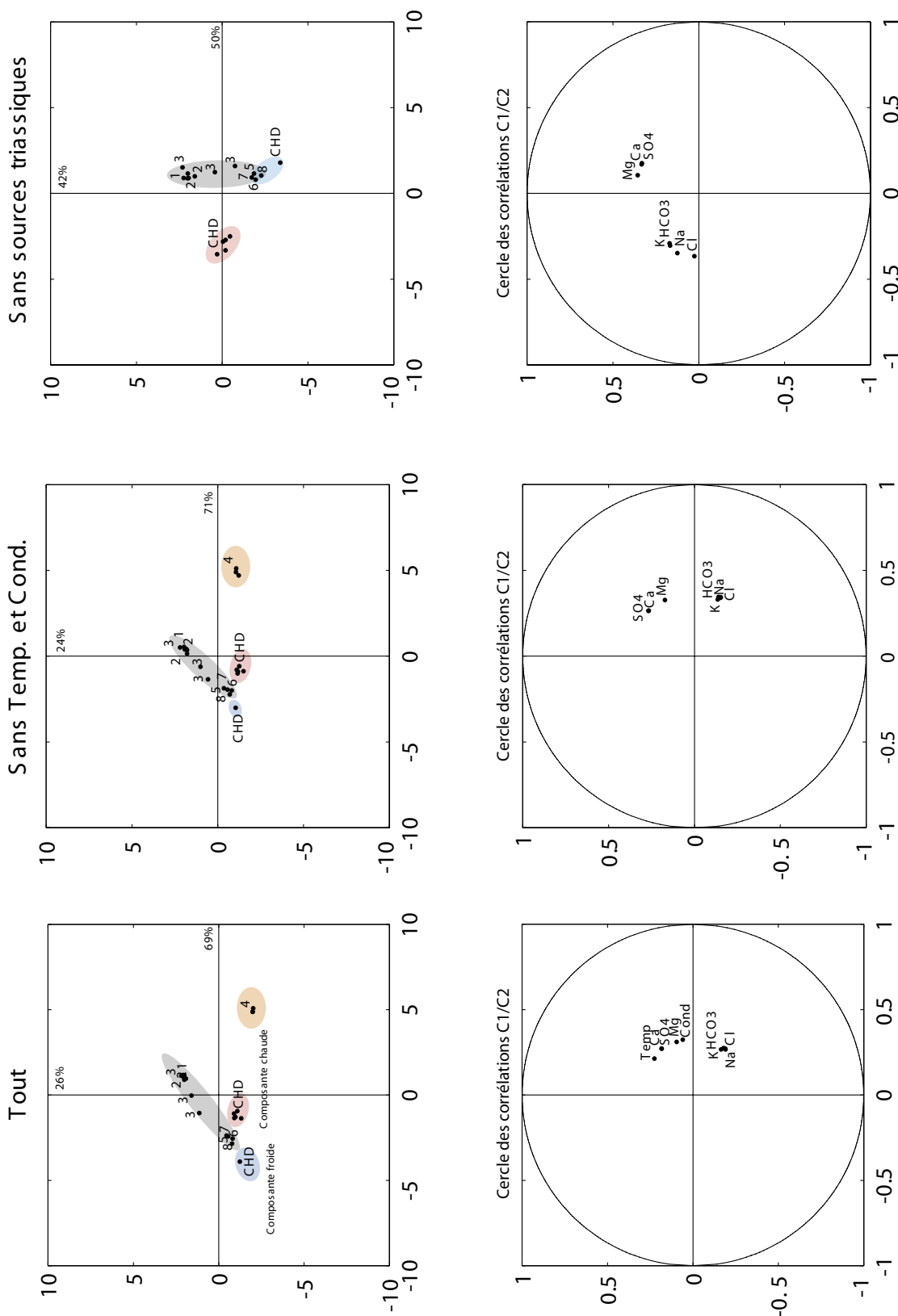


Fig. 3.12: ACP comparatives entre la source du Chaudron et les sources et forages de Saillon.

3.4.5 Conductivités et température de la Lizerne

En marge des mesures aux sources, il a été jugé intéressant de mesurer la conductivité et la température de la rivière en de nombreux endroits. Le but était principalement d'essayer de trouver une autre source thermique par contraste de conductivité. Finalement, aucune autre source thermique n'a pu être trouvée, mais ces mesures nous apportent tout de même plusieurs résultats intéressants.

La figure 3.12 résume les valeurs de conductivité pour le cirque de Derborence et la vallée de la Lizerne. Les rivières de la Derbonne et de la Lizerne jusqu'au barrage du Godey sont uniquement alimentées par des eaux karstiques de faible conductivité et basse température. C'est principalement la source du Trias qui vient modifier la chimie de la rivière en se déversant dans la Lizerne peu après le barrage du Godey. Plus loin, dans les gorges, c'est à nouveau les sources provenant du Trias qui augmentent la conductivité et la charge en sulfate de la rivière. La résurgence de la source thermique du Chaudron est également visible sur la conductivité et la température alors que la source de l'Airette inverse totalement la tendance en doublant le débit de la Lizerne avec de l'eau froide peu minéralisée. En aval de ce point, la conductivité diminue faiblement par de faibles apports d'eau karstique et la température augmente logiquement en

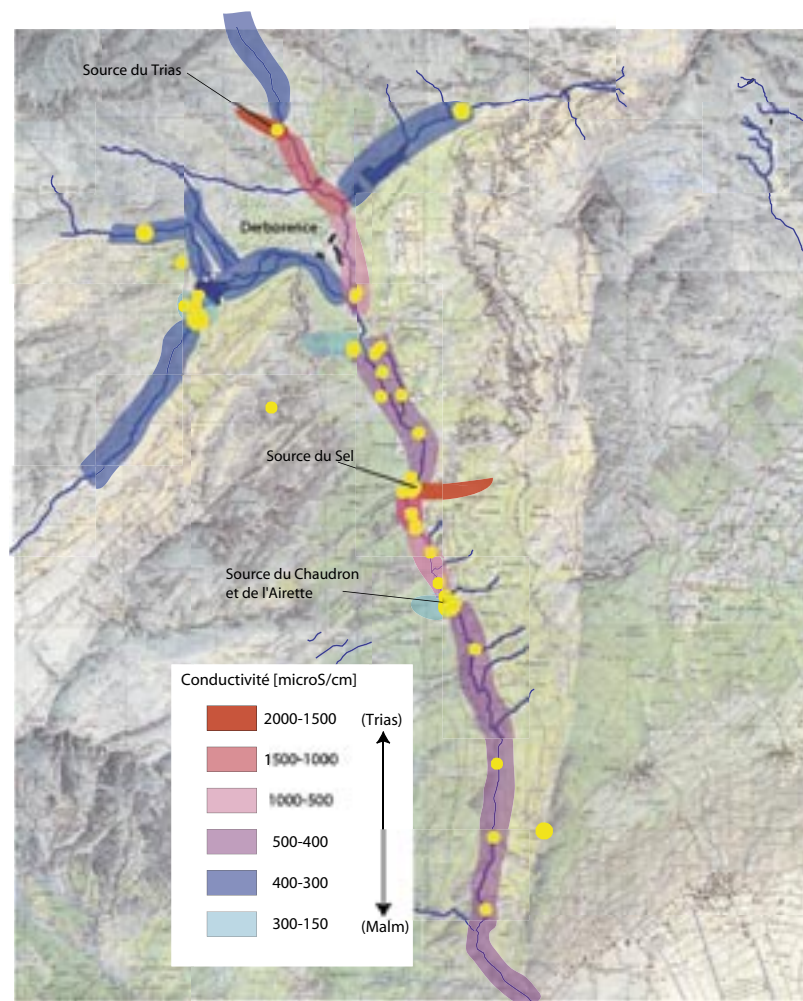


Fig. 3.13: Représentation descriptive de la conductivité dans la Lizerne extrapolée à partir des valeurs ponctuelles mesurées sur le terrain. Les sources triasiques sont à environ 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et les sources karstiques froides à environ 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

perdant de l'altitude.

Ces résultats sont utiles dans la mesure où ils permettent indirectement de connaître les apports d'eau karstique dans la rivière. Au moment où l'eau de la source du Trias entre dans la rivière la conductivité de celle-ci devient anormalement haute (entre 400 et 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Sachant que la conductivité des eaux karstiques est très basse (entre 200 et 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$), il est facile de voir s'il existe des apports autres que les sources recensées.

Il est ainsi possible de dire qu'aucun apport d'eau important n'est situé en aval de la source de l'Airette et qu'en amont de celle-ci, la plupart des arrivées d'eaux sont connues. On peut donc estimer que notre inventaire des sources est complet et fiable. Ce résultat est notamment important pour calculer le bilan, mais également pour comprendre la distribution des écoulements souterrains.

3.4.6 Conductivité et température des sources

On observe à peu de chose près les mêmes choses que précédemment. Les sources du Trias sont très minéralisées et la source du Chaudron est intermédiaire avec une température très au-dessus de la moyenne. La température de la source de Motelon est, par contre, plus basse que la moyenne avec 4.9 degrés en période d'étiage alors que les autres étaient plutôt entre 6-7 degrés. Ce résultat pourrait indiquer une circulation d'eau assez rapide entre une zone de recharge en altitude et la source de Motelon.

Discussion

Les mesures présentées dans les deux paragraphes précédents apportent beaucoup d'informations avec peu de moyens. Il est possible de réduire le nombre d'analyse en utilisant ces deux paramètres pour mieux cibler les sources à échantillonner. On notera également que la chimie de la rivière est influencée par de nombreux types d'eau. Elle pourrait être considérée comme un mélange de tous les aquifères. Il est par ailleurs intéressant de constater que la chimie de l'Airette est assez proche de celle de la rivière....est-ce également le résultat d'un subtil mélange?

3.5 Modélisation 3D

3.5.1 Introduction

La modélisation 3D est un outil très utile en (hydro)-géologie pour représenter la continuation des couches dans un environnement complexe. Dans le présent travail, la région de Derborence, située en bordure de la nappe de Morcles, est un endroit propice pour appliquer ce type de technique. En effet, la carte géologique en plan ne permet pas une lecture directe des continuations en profondeur. Celles-ci seront pourtant indispensables à la compréhension des écoulements dans les aquifères les plus profonds.

La construction d'un tel modèle, avec les contraintes que sont les limites géologiques de surface et la topographie (Modèle numérique de terrain à 25 m), à l'avantage d'être assez flexible quant à l'interprétation de son auteur tout en restant fidèle aux volumes de roche et à l'épaisseur des couches.

Le modèle présenté dans ce travail a été construit à l'aide du programme Cinema 4D normalement

destiné à de l'animation de film ou de dessins animés. Ce programme n'est pas un programme scientifique dans le sens où il ne permet pas de quantifier des phénomènes (vitesses etc) ou des grandeurs physiques (volumes, surfaces). Il a cependant le gros avantage d'être assez rapide et flexible au niveau de la construction et très fiable au niveau des contraintes géologiques fixées préalablement. Signalons également que tous les éléments sont géoréférencés. De plus, il est possible de modéliser de très grandes surfaces (bassin versant), mais aussi des systèmes très restreints (grotte du Chaudron). Ces deux approches seront présentées plus loin.

Il est intéressant de placer cette partie modélisation après l'hydrochimie puisque le but visé est de préciser les hypothèses faites précédemment. L'hydrochimie nous a permis de supposer des circulations verticales entre les aquifères dont certaines étaient déjà connues et prouvées par essais de traçage. Nous tenterons ici de savoir à quelle profondeur se trouvent les aquifères par rapport aux différentes sources et, le cas échéant, de valider les hypothèses.

3.5.2 Construction du modèle

3.5.2.1 Introduction

Le but recherché ici était de construire les limites géologiques des principaux aquifères discutés dans ce travail, soit le toit du Dogger, le toit du Malm et le toit du Valanginien schisteux. Le Trias est trop peu connu et trop profond pour être modélisé. Pratiquement toutes les sources se situent au fond de la vallée de la Lizerne dans des lithologies et sur des limites géologiques peu claires. En effet, l'accès à ces sources est très difficile et il est encore plus difficile de reconnaître les lithologies sur le terrain. Par conséquent, la modélisation permettait de mieux se rendre compte de la proximité des sources à l'un ou l'autre de ces aquifères.

3.5.2.2 Construction

Les principaux éléments de ce modèle sont le modèle numérique de terrain à 25 m (MNT 25) et les cartes géologiques des feuilles 1:25'000 Diablerets, St-Léonard, et Morcles ainsi que leurs notices explicatives. De plus, les coupes géologiques qui accompagnent chacune des notices ont été très utiles pour confirmer ou non les hypothèses et caler le modèle.

La construction à proprement parler est relativement simple. Elle se base principalement sur les limites géologiques de la carte. Une fois ces limites mises en relief sur le MNT elles font alors office de coupe géologique. La première étape est de dessiner chacune de ces limites dans un programme de dessin (Illustrator dans le cas présent) puis de les importer dans Cinema 4D sous forme de Spline. Une Spline étant une ligne de base que l'on peut déformer dans les 3 dimensions. Une fois cet élément importé, il suffit de le placer au bon endroit dans le plan, puis de ramener chacun des points à l'altitude du contact sur le MNT. A la fin de cette étape nous obtenons un segment déformé dans les 3 axes et qui représente un contact géologique en 3D. On peut ensuite facilement dupliquer cette spline, la replacer plus loin et ainsi de suite, au final on habille le tout comme une coque de navire ce qui donnera une surface ondulée plus ou moins représentative d'une couche géologique. Le calage de ces différentes spline se fait ensuite par

comparaison avec les pendages et les directions d'axe de pli représentés sur la carte géologique, les intersections de la couche avec la topographie et bien sûr les connaissances de la tectonique locale. Dans les cas où la couche n'intersecte pas la surface, typiquement le Dogger, on essaie de recalculer sur la couche supérieure, ici le Malm. Chacune des sections (spline) pourra alors être modifiée suivant les contraintes fixées à son endroit. Il faut cependant souligner que seule la première spline, c'est-à-dire le contact géologique, est fiable à 100%.

Un deuxième élément important à représenter est les failles qui recoupent ces différentes couches (aquifères). Elles permettront également de valider les interprétations en profondeur et de caler le modèle. De plus, le trait des failles en surface est généralement assez continu et, dans notre cas, perpendiculaire aux structures. Ces grands chevauchements ont simplement été modélisés à l'aide de plans rectilignes.

3.5.2.3 Problèmes

Le principal problème est surtout lié au manque d'affleurement de certaines lithologies et en particulier du Malm. Il est relativement difficile de recalculer une coupe sans avoir au moins un contact géologique d'une structure ou au pire un simple affleurement. La Malm de la source de l'Airette est un premier bon point de repère, mais c'est en amont que les informations manquent. En effet, c'est là que les axes de pli ont tendance à former un éventail dont le pivot serait situé au sommet du Haut de Cry. Même avec une faible rotation, les répercussions sur les couches situées sous la vallée de la Lizerne sont importantes. Nous avons tant bien que mal essayé de prendre en compte tous les paramètres.

3.5.2.4 Précision

Plusieurs repères géologiques attestent que la modélisation du toit du Malm dans la partie aval de la vallée est assez précise. En effet, le seul endroit où elle affleure dans la vallée de la Lizerne se trouve vers les sources du Chaudron et de l'Airette ce qui est confirmé par la carte géologique. Pour la partie amont, il est difficile de se prononcer sur la précision du modèle. Pour ne pas la minimiser on peut estimer l'erreur à +/- 100 m sur certaines parties des couches. Les failles sont assez précises dans les 200 premiers mètres, le seul problème est de savoir si elles deviennent listriques dans les couches marneuses, auquel cas plus on regarde profond plus l'erreur est grande.

3.5.2.5 Résultats

Ce modèle n'est sans doute pas encore parfait, mais, de mon point de vue, il est suffisamment précis pour en tirer plusieurs résultats. Il est par exemple possible de dire que vers la source de Motelon, le Malm est assez loin de la surface ce qui est en partie en contradiction avec les conclusions de l'essai de traçage de 1992 [JEANNIN et BEURET 1995]. L'hypothèse d'une remontée des eaux sur une faille avait également été formulée et elle semble plus probable d'après le modèle. Même en étant optimiste, la figure 3.14 montre que le toit du Malm est au minimum à 200 mètres de la surface et plus certainement à 300 ou 400 mètres.

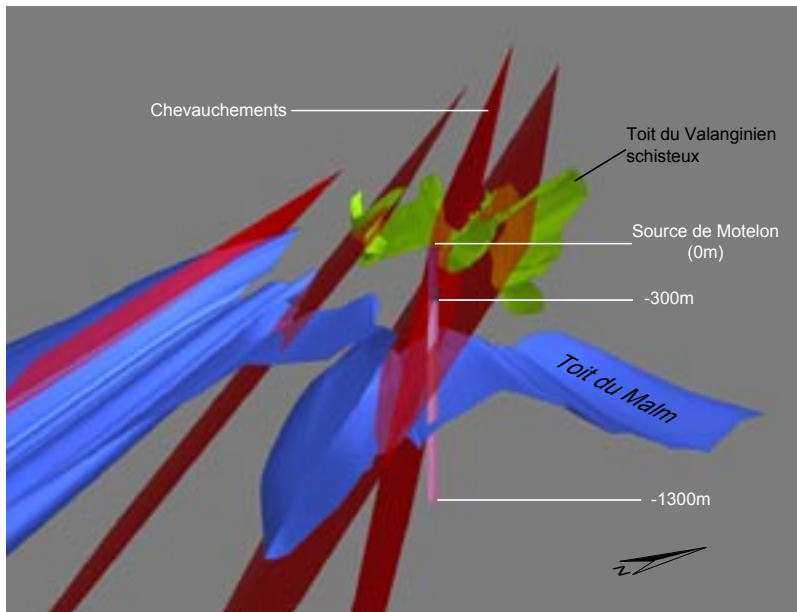


Fig. 3.14: Modèle 3D du toit du Malm et du toit du Valanginien vers la source de Motelon. Celle-ci est représentée par le tube violet qui s'arrête au contact de la surface. Les failles sont extrapolées à partir de la surface.

Fig. 3.15: Modèle 3D du toit du Malm et du toit du Dogger avec la surface géologique en 3D. Le modèle montre que les axes de plis ne sont pas parallèles.

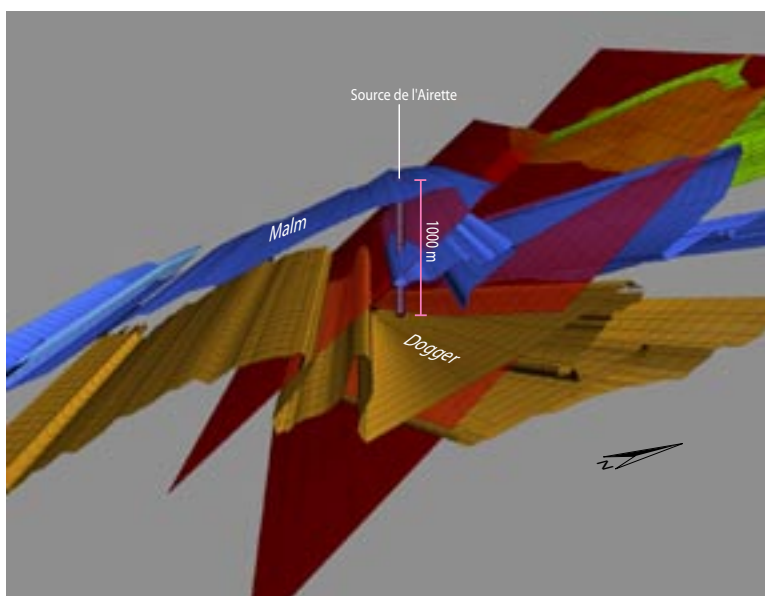
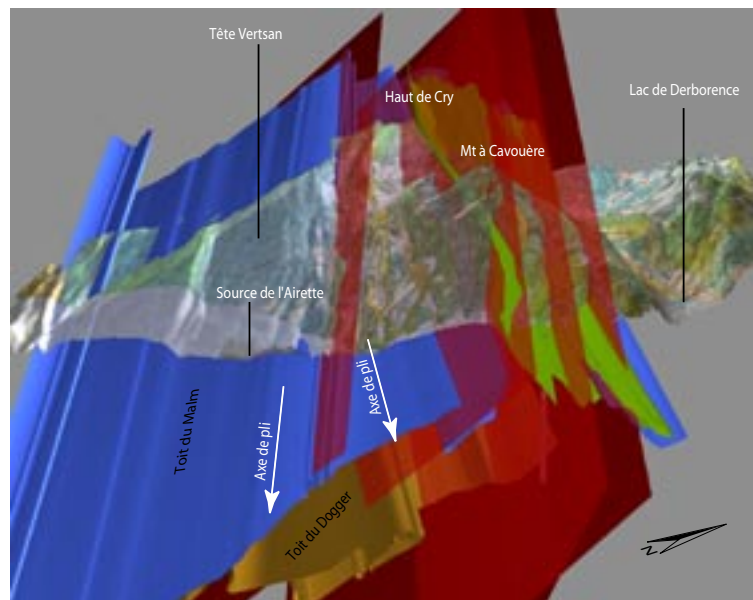


Fig. 3.16: Modèle 3D du toit du Malm et du toit du Dogger. Les sources de l'Airette et du Chaudron sont représentées par le tube violet.

Il faut également signaler ici que les chevauchements représentés sur la figure devraient normalement correspondre aux plans de chevauchement des anticlinaux. Ce n'est pas le cas en raison des difficultés à redessiner l'ensemble, mais ce problème est pris en compte dans les hypothèses. On remarque par ailleurs que deux des chevauchements semblent s'intersecter sous la source de Motelon (au centre de la figure 3.14).

Concernant la source du Chaudron et de l'Airette, ce modèle apporte une vision nouvelle de l'arrangement des aquifères (figure 3.15 et 3.16). La précision de ce dernier est ici bien meilleure puisque les axes de plis sont assez rectilignes depuis le Haut de Cry. En réalité, les axes sont légèrement flexurés, mais cela n'a pas été pris en considération. Premièrement, on peut voir que, à l'aplomb des sources, le Malm est extrêmement épais (~ 1000 m) en raison d'un très important anticlinal couché qui double la série. Sachant que l'eau de la source thermique du Chaudron remonte depuis l'aquifère du Dogger il est intéressant de voir quelle est sa position. A partir du modèle, le toit du Dogger se trouverait à plus de 1000 mètres en vertical. La zone où passe le chevauchement est à plus de 1200 mètres en ligne droite. En prenant en compte le surépaississement du Malm dans les charnières ces distances pourraient être plus importantes. En prenant un gradient géothermique de 25°C/km [MOIX comm. pers., 2005] on remarquera que l'eau dans le Dogger devrait atteindre des températures d'environ 25 degrés si le contact avec la roche est assez long. Si les temps de transit sont plus rapides les températures devraient être plus basses. Bien sur, le transit de cette eau au travers du Malm, dans lequel les fluides et les roches sont plus froids, devrait également la refroidir.

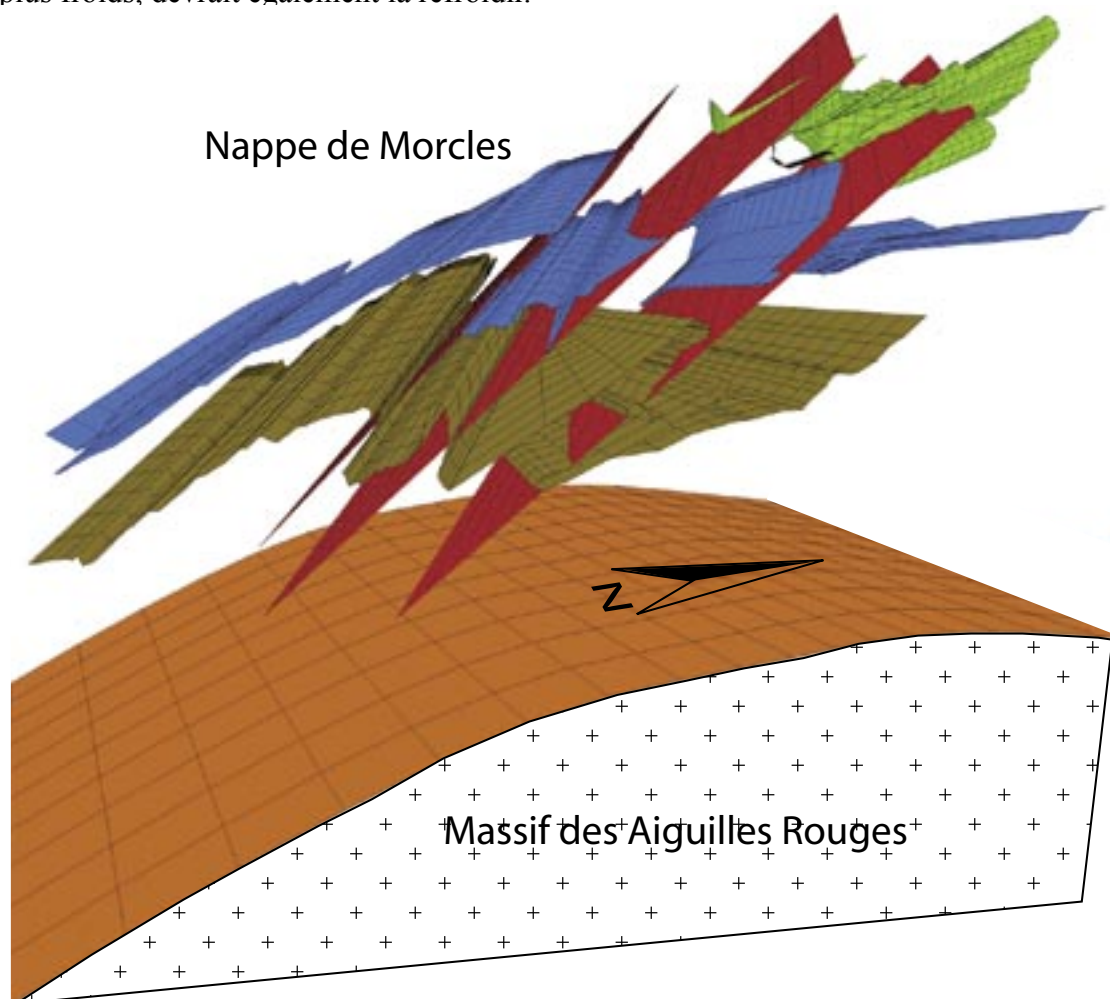


Fig. 3.17: Schéma 3D d'une partie du flanc normal de la nappe de Morcles et du socle du massif cristallin des Aiguilles rouges. Ce schéma est purement explicatif et ne représente pas la réalité.

Chapitre 4

Les sources du Chaudron et de l'Airette

4.1 Introduction

Les deux sources karstiques que sont le Chaudron et l'Airette sont à l'origine de ce travail. Ce chapitre a pour but de présenter les résultats des mesures en continu enregistrées principalement à la source du Chaudron (figure 4.1). Nous tenterons préalablement de présenter certains aspects théoriques liés aux marées terrestres ainsi qu'un éclairage sur le thermalisme de surface en Valais. Les résultats traités ultérieurement seront utilisés afin de mettre en relief un certain nombre de concepts parfois déjà abordés. La modélisation 3D sera à nouveau utilisée pour présenter schématiquement les écoulements de la source du Chaudron.

Le but final étant bien entendu de proposer un modèle de fonctionnement des deux sources et d'apporter de nouvelles informations. Le traitement de ces données pourrait probablement être encore approfondi dans différents domaines et particulièrement dans celui des marées terrestres et de ses relations avec la géologie.



Fig. 4.1: Situation de l'entrée de la grotte du Chaudron. Dans le coin en haut à gauche sont visible des petites ouverture interstrate à droite de l'entrée.

4.2 Description de la grotte du Chaudron (A2)

La figure 4.2 représente la topographie en coupe et en plan de la cavité. Après avoir franchi la voûte d'entrée (3.0 m x 0.70 m), on se retrouve dans un boyau remontant qui se rétrécit. La zone d'entrée a nécessité quelques aménagements étant donné que plusieurs blocs mêlés de

graviers encombraient le passage. Après cinq mètres le conduit devient exigü, une étroiture en boîte-aux-lettres remontante permet d'accéder à une courte et étroite galerie s'agrandissant progressivement. La progression dans ce niveau de conduits se termine dans une chambre. Seuls des diverticules impénétrables se prolongent sur encore quelques mètres. La chambre constitue le sommet d'un puits d'une dizaine de mètres de hauteur, au bas duquel on rencontre un écoulement souterrain (niveau -6.6 m). L'eau sort d'une faille d'un bon mètre de largeur au pied du P10. A priori le conduit s'enfonce rapidement en profondeur. L'eau qui en remonte constitue certainement la totalité du débit observé. Suivant les conditions hydrologiques, l'eau peut soit s'écouler en direction de la rivière, soit un écoulement peut se former depuis la rivière en direction du siphon (haute eau). En étiage prononcé, comme cet été, le niveau du siphon est plus bas et aucune circulation d'eau n'est visible. En se dirigeant vers l'est (rivière) on arrive à une petite chambre puis la voûte s'abaisse jusqu'à former un deuxième siphon. Ce dernier est proche du torrent de la Lizerne (8 à 10 m). Les traçages à l'uranine (voir pages 69-70) ont montré que l'eau ressortait au milieu de la rivière 50 m en aval de la cavité. En bas du P10 et juste en dessus du siphon principal, un conduit sec se développe en direction de l'ouest. Il aboutit après 6m sur une dernière nappe d'eau sans écoulement. Celle-ci constitue un second regard sur le siphon principal. La cavité est alignée sur une fracture subverticale N240g

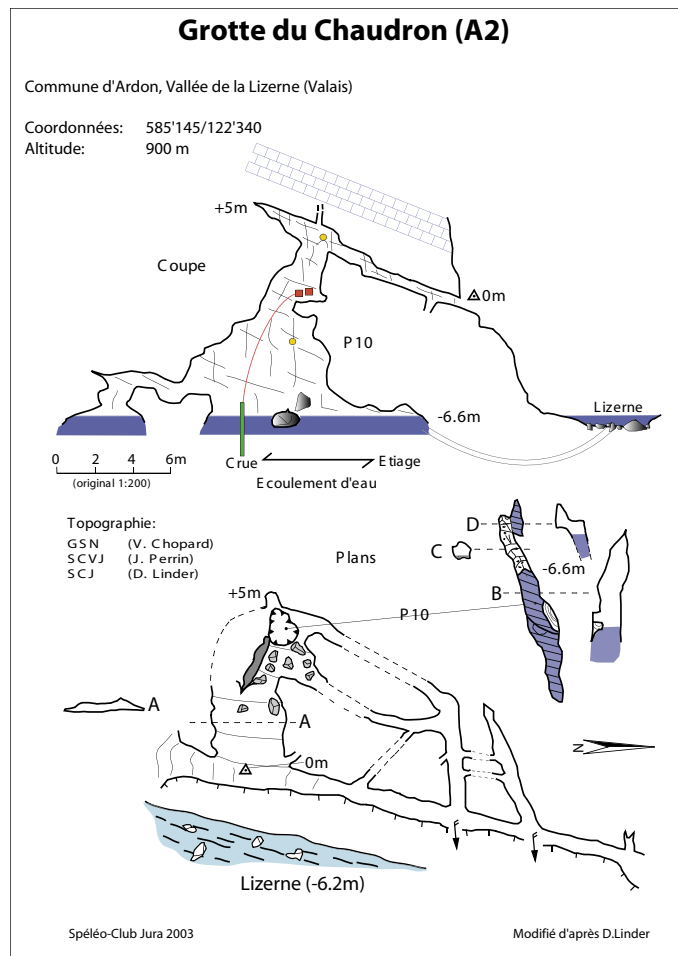


Fig. 4.2: Topographie de la grotte du Chaudron en coupe et en plan. Modifié d'après Linder 2003.

En remontant encore quelques mètres le torrent depuis l'entrée, on peut apercevoir différents petits orifices situés dans un même plan subhorizontal (pendage). Seules deux entrées sont pénétrables ; elles n'offrent que 12 et 7m de progression. L'ensemble de ce petit réseau fait partie intégrante de la grotte A2, puisque plusieurs jonctions par la voix et la lumière ont pu être réalisées (voir figure 4.2). A noter encore qu'un courant d'air peut être perceptible aux différentes entrées et doit être causé par un échange entre ces dernières et éventuellement des entrées supérieures dans la falaise.

La source de l'Airette se trouve environ 100 mètres en aval après un petit coude de la rivière. L'émergence la plus élevée n'est active qu'en période de crue. Elle se situe au pied de la falaise environ 20 mètres au dessus de la rivière. En période d'étiage il est possible d'y descendre 4-5 mètres et après avoir passé une petite étroiture on débouche sur un siphon actif. L'eau s'écoule depuis une grosse fissure transversale. Les émergences inférieures sont nombreuses. Les mesures

de conductivité dans la rivière ont montré que de l'eau karstique froide sortait également entre le Chaudron et l'Airette au niveau de la rivière le long d'une faille transversale.

4.3 Situation géologique du complexe Airette / Chaudron

La situation géologique du site d'étude a déjà été brièvement abordée dans l'introduction. Sur le terrain, la schistosité est très développée dans toutes les lithologies et il est parfois difficile de la différencier du pendage sans connaissances géologiques de la région. Les deux sites du Chaudron et de l'Airette sont intéressants sur ce point puisque les écoulements ont élargis les interstrates et on peut alors aisément voir le pendage réel (figure 4.1). Les failles sont peu visibles en surface. Le puits de la grotte du Chaudron se développe sur une faille plus ou moins parallèle aux axes de pli. Une petite résurgence d'eau froide se trouve également sur une faille entre l'Airette et le Chaudron (figure 4.3). Les résurgences sont logiquement très liées à la fracturation. Dans la nappe de Morcles celle-ci est principalement parallèle aux axes de plis, mais on y trouve aussi un important diaclasage perpendiculaire à ces derniers, lié à la flexuration du massif.

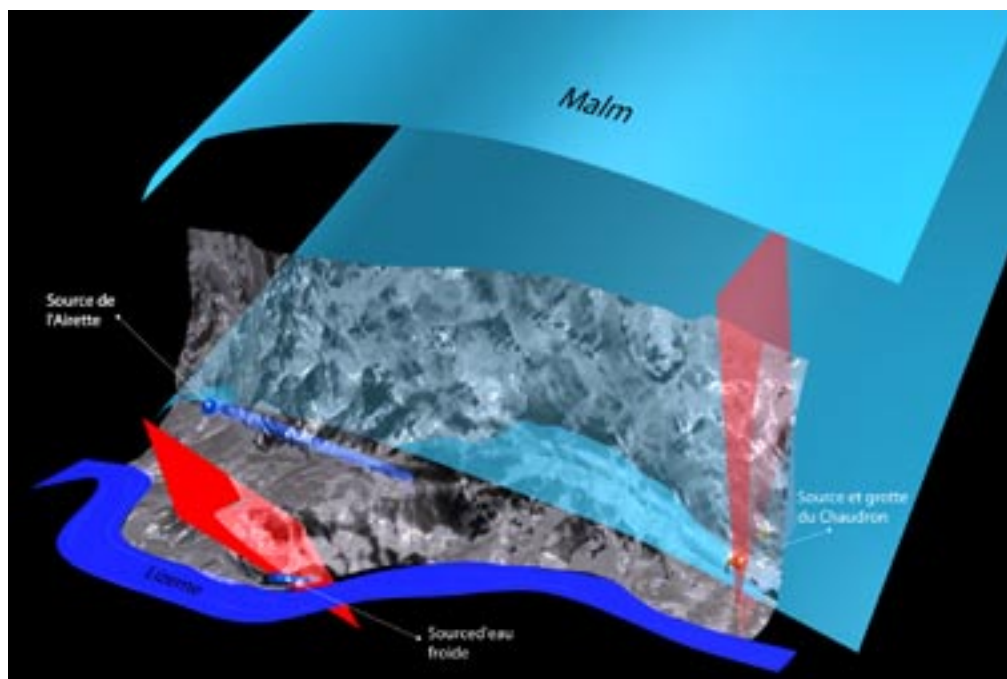


Fig. 4.3: Situation des sources et contexte géologique en 3D. La source de l'Airette et la source froide sont représentées par un tude bleu. Les plans représentent les failles.

4.4 Eaux thermales de surface en Valais

4.4.1 Introduction

Le but de ces quelques paragraphes n'est pas une description exhaustive de la géologie et de l'hydrogéologie des sites hydrothermaux de surface en Valais. Nous tenterons plus simplement de donner un aperçu de quelques sites ainsi que les caractéristiques géologiques responsables d'occurrences thermales de surface. Ceci nous permettra de situer la source subthermale du Chaudron dans un contexte plus global. Les personnes désireuses d'approfondir le sujet se

référeront à l'article de Vuataz et al. [VUATAZ et al. 1993] qui résume les résultats du programme Géothermoval (Recherche géothermique en Valais), ainsi qu'à différents articles spécifiques à chaque site dont une partie se trouve au chapitre 6.

4.4.2 Situation et géologie des sites connus

Une dizaine de sites hydrothermaux de surface sont connus en Valais. Avec une température de 17 °C à la résurgence, la source du Chaudron peut être inclus dans ce groupe, même si, d'après les classifications en vigueur, il faudrait plutôt la classer dans la catégorie des sources subthermales. Nous ne ferons pas cette distinction dans ce travail. Sur le territoire du canton du Valais, seuls quatre des dix sites ont une température supérieure à 30 °C, les autres sources ont des eaux comprises entre 20 et 30 °C. Pour toutes ces émergences, les études ont tenté de remonter à la température d'origine du réservoir profond. Ces valeurs sont résumées dans la figure 4.4.

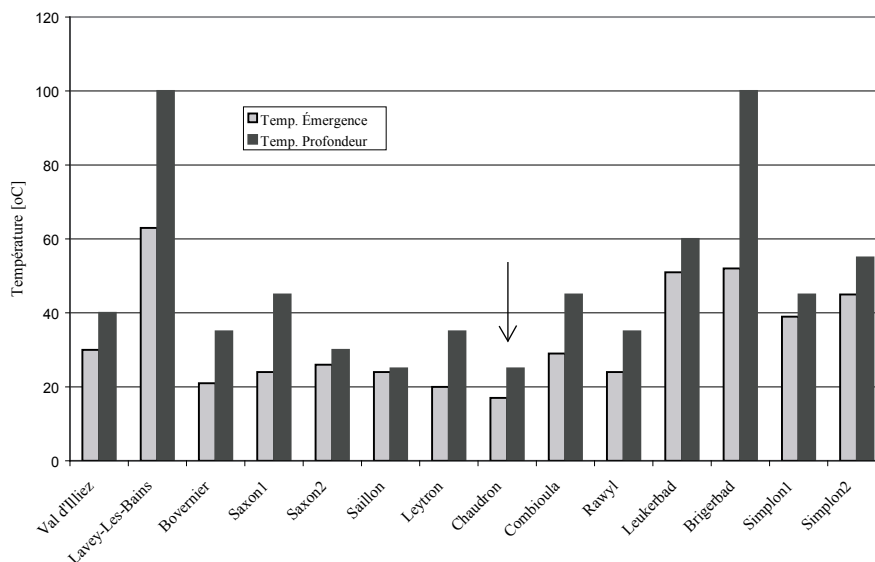


Fig. 4.4: Température à l'émergence et en profondeur des résurgences thermales en Valais. La source du Chaudron est indiquée par la flèche. (Données tirées de Vuataz 1993)

Géologiquement, on distingue 3 principales roches réservoirs et types de circulation [VUATAZ 1993].

- Les dépôts torrentiels sous-glaciaires sis à la base du remplissage quaternaire de la vallée du Rhône (Martigny, Saillon, Sion)

Ces possibles aquifères profonds dans la vallée du Rhône ont été mis en évidence par sismique réflexion entre Sion et Martigny. Des dépôts perméables pourraient faire office de réservoir à des apports d'eau thermale depuis les roches sous-jacentes.

- Les évaporites du Trias (Val d'Illiciez, Martigny, Val de Bagnes, Saillon, Sion, Leukerbad)

Dans plusieurs cas les eaux thermales circulent ou ont circulé dans le Trias ou au contact entre le socle et la couverture sédimentaire autochtone. Dans le Val d'Illiciez, il existe une relation entre le lac de Salanfè et les sources thermales. Les eaux circuleraient dans le Trias et les calcaires avant de remonter en surface à la faveur d'une importante faille.

- Le socle cristallin fissuré des massifs du Mt-Blanc, des Aiguilles Rouges et de l'Aar (Lavey, St-Maurice, Bovernier, Brigerbad).

Dans plusieurs endroits le gradient géothermique est plus élevé que la moyenne et les circulations profondes dans le socle permettent de retrouver des eaux thermales dans les zones basses (vallée du Rhône) sur les bords du massif. Les failles jouent ici aussi un rôle majeur dans les écoulements vers la surface.

Ces circulations profondes dans les Alpes ont trois caractéristiques principales:

- Les gradients hydrauliques élevés induisent des circulations rapides, les eaux sont donc généralement récentes et peu minéralisées.
- Le redressement des couches géologiques induit un confinement des circulations ou, du moins, des circulations en charge.
- L'inclinaison des couches induit également un plongement des aquifères à grande profondeur où les températures sont élevées.

4.4.3 Pourquoi une émergence thermique dans la vallée de la Lizerne?

A ce stade introductif et après avoir abordé les aspects géologiques de la région de Derborence, il est déjà possible de comprendre dans les grandes lignes la raison d'une source thermique dans la vallée de la Lizerne.

Le facteur déterminant est sans doute le pendage des couches de la nappe de Morcles qui est ici maximal ($\sim 40^\circ$) et le relief très marqué. Les eaux s'infiltrent dans les calcaires du Dogger de la région de Chamosentse - Haut de Cry et circulent assez rapidement jusque sous la vallée de la Lizerne. La tectonique fait le reste en ramenant ces eaux en surface le long d'une faille. Il faut également remarquer que si le Malm n'affleurait pas à cet unique endroit de la vallée, l'émergence de ces eaux serait peut-être impossible. Ces hypothèses seront sans aucun doute précisées dans les chapitres qui suivent. On peut aussi se poser la question suivante: comment est-ce possible que cette eau thermique puisse traverser 350-1000 mètres de Malm sans que la chaleur soit totalement dissipée par les eaux karstiques froides qui y circulent? Il est probable qu'un conduit, sans doute de petite taille, alimente la source du Chaudron. Peut-être que de nombreux conduits de ce type existent, mais qu'ils se mélangent à l'eau froide avant d'atteindre la surface.

4.4.4 Discussion

Suite à ces quelques paragraphes, il apparaît que la source thermique du Chaudron est assez similaire à d'autres occurrences thermales en Valais, en particulier celles du Val d'Illiez. Les eaux s'infiltrent en altitude dans un aquifère très incliné qui plongent sous un massif, puis remontent le long d'une faille. Le cas du Chaudron n'est, dans un sens, pas exceptionnel puisque la vallée de Lizerne est la dernière zone de résurgence de la nappe de Morcles, mais aussi le lieu où le pendage de la nappe est le plus prononcé. Les conditions principales étaient donc réunies pour y trouver une résurgence thermique. D'un autre côté, il est tout aussi exceptionnel que ces eaux rejoignent la surface vu les conditions géologiques tourmentées. A souligner que le mot surface est abusif puisque cette eau est encore chaude dans la grotte du Chaudron, mais qu'en surface elle est déjà mélangée à l'eau de la rivière et donc pratiquement indétectable.

4.5 Résumé des résultats de 2002-2003

Afin de rendre les choses compréhensibles, les résultats obtenus en 2002-2003 à la source du Chaudron serviront à introduire les différents thèmes et une partie des données. Il sera par la suite intéressant de comparer ces dernières avec les données enregistrées lors de ce travail.

4.5.1 Introduction

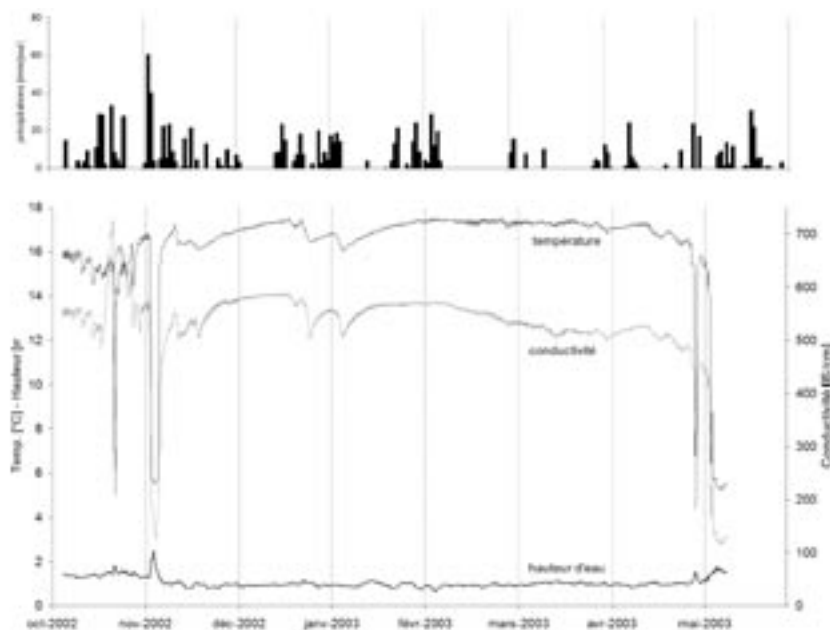
Une sonde aquatique a été déposée le 4 octobre 2002 dans le siphon terminal de la Grotte du Chaudron (No d'inventaire A2). La sonde utilisée était une CTD-Diver DI-221 développée par VanEssen [1] qui mesure la conductivité (C), la température (T) et la profondeur (D pour depth). Il n'est pas connu si les données de conductivité sont brutes ou compensées à 25°C (la sonde se programme pour l'un ou l'autre mode). La précision et la résolution sont de $\pm 0.1^\circ\text{C}$ et 0.01°C pour la température, $\pm 1\%$ FS et $1\mu\text{S}/\text{cm}$ pour la conductivité et $\pm 0.1\%$ FS et 2cm pour la profondeur qui n'était pas compensée avec la pression atmosphérique. L'intervalle de temps entre les mesures a été fixé à une demi-heure.

La sonde a été retirée de la grotte le dimanche 11 mai 2003 après plus de 7 mois de prise de données ininterrompue, soit un total de 10514 mesures [Farine 2003]. Ces données ont été traitées par J. Farine (2003) à l'aide du logiciel PAW (Physics Analysis Workstation).

4.5.2 Résultats 2002-2003

1) Crues

On observe sur la figure 4.5 quatre crues bien marquées par la chute de la température et de la conductivité : les 22-23.10.2002, 2-5.11.2002, 30.4-1.5.2003 et la crue commençant le 5.5.2003. Les deux premières sont clairement associées à des épisodes pluvieux, alors que les deux crues de printemps sont vraisemblablement causées par la fonte des neiges. On remarque également



deux crues avortées les 25.12.2002 et 5.1.2003 qui pourraient être dues à des pluies. Le temps de réponse aux précipitations est de l'ordre d'un ou deux jours, alors que la vitesse de réaction lors de crues est très rapide: la température peut perdre jusqu'à 6°C en 30 minutes ! Lors de ces épisodes, la hauteur d'eau et la température sont corrélées et décrivent une hystérèse (fig. 4.6), que nous interprétons en 6 étapes :

1) D'abord le débit d'eau

Fig. 4.5: Chronique des données de conductivité, température, pression et précipitation de l'automne 2002 au printemps 2003. (Chopard et al. 2004)

[1] <http://www.vanessen.com/en/products/ctd-diver/ctd-diver.asp>

- karstique plus froide augmente, fait monter le niveau et baisser la température.
- 2) Un effet de chasse de courte durée (1/2h) fait monter le niveau à température constante.
 - 3) Ensuite la température chute brutalement avec une légère montée du niveau, le mélange cesse car la pression hydrostatique de l'eau froide est maintenant suffisante pour empêcher l'eau thermale, plus lente à réagir, de remonter.
 - 4) L'eau froide domine tout l'épisode de crue, puis le niveau baisse sans changement de température.
 - 5) Enfin, lorsque le niveau descend sous la cote de 1.3m, la température augmente rapidement (9 °C en 8 heures). Cet effet serait dû à la géométrie des conduits : en dessous d'un certain seuil l'eau froide est largement détournée vers d'autres conduits, ou alors, les pressions se rééquilibrent et l'eau thermale circule à nouveau et participe au mélange. Il est aussi possible que à ce moment l'onde de crue ait atteint l'aquifère profond.
 - 6) Alors que le niveau continue de descendre, la température augmente graduellement car l'apport en eaux froides diminue. Il faut noter que la température de la petite crue avortée remonte sur la même branche, indiquant que l'eau thermale n'a pas cessé d'affluer pour cet épisode.
- La fig. 11 montre que la corrélation est plus forte entre la conductivité et la température pour la même période, mais présente également une hystérèse.

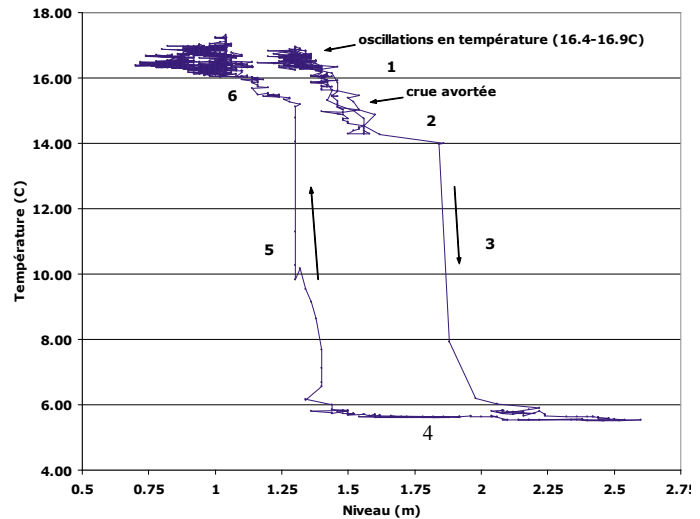


Fig. 4.6: Hystérèse température-niveau d'eau lors de la crue du 02-05.11.02.

2) Fluctuations périodiques de la température dues à la marée terrestre

Lorsque le niveau ne varie pas trop rapidement, et que la température est supérieure à 15°C, celle-ci décrit des oscillations avec une période très proche de 12 heures 30 minutes. L'amplitude

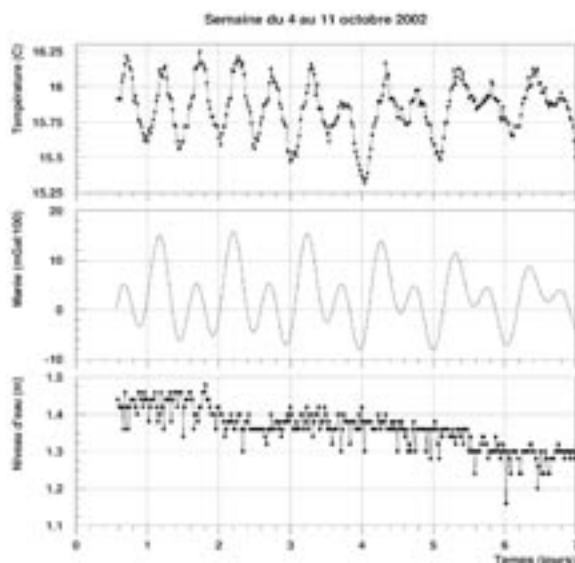


Fig. 4.7: Corrélation entre la température et les variations de gravité locale dues aux marées terrestres. La réponse est retardée d'une heure en moyenne avec une dispersion plus forte sur les minima que sur les maxima. La mesure du niveau d'eau n'était pas assez précise pour observer une corrélation avec les marées.

varie entre 0.2 et 0.8°C et est d'autant plus forte que la température est éloignée de la température maximale mesurée (17.6°C). Pour comparaison, la précision et la résolution de la sonde sont 0.1 et 0.01°C. Vu les problèmes rencontrés avec la conductivité, nous avons inspecté des données prises avec cette même sonde avant son utilisation au Chaudron. Ces données indiquent que la variation en température n'est pas un artefact de la sonde et qu'elle est bien réelle. La période observée rappelant celle des marées, nous avons déterminé les coefficients de marée terrestre pour les coordonnées de la cavité, puis calculé la marée théorique selon le développement de Tamura comprenant 1200 ondes, à l'aide du logiciel TSoft [VAN CAMP 2003]. La charge océanique n'a pas été corrigée. L'évolution de la température de l'eau et de son niveau est comparée à la prédiction de marée pour la première semaine de données (fig. 4.7). Si le niveau d'eau n'a pas été mesuré avec une sensibilité suffisante pour en tirer une conclusion, la corrélation est par contre très forte pour la température: à chaque maximum de température de l'eau correspond un maximum de marée, idem pour les minima. Cette corrélation est vérifiée durant toute la période de mesure.

4.6 Les marées terrestres: théorie

4.6.1 Introduction

Les marées terrestres ont été observées pour la première fois par Pline l'Ancien au début de l'aire chrétienne près du temple d'Hercule à Cadix. Il écrit alors:

« Il y a une petite source ressemblant à un puits qui parfois monte et descend avec l'océan, mais d'autre fois elle fait l'opposé. »

Pour comprendre comment les marées terrestres peuvent avoir des conséquences sur les écoulements dans les aquifères il est important de discuter quelques concepts physiques.

En milieu poreux, la porosité peut varier en fonction de la pression P selon la formule:

(1) $\phi = \phi_0 e^{-\alpha(P-P_0)}$ avec α le coefficient de compressibilité du milieu et ϕ la porosité.

Mangin [dans MANGIN 1975] explique que pour les aquifères karstiques le problème se pose différemment. La porosité n'est plus homogène, mais est présente sous forme de fissures et conduits de dimensions importantes. La question se pose alors de savoir si l'encaissant calcaire peut se déformer sous l'action de pression, les marées terrestres dans notre cas. En aquifère poreux ceci dépend de l'assemblage des éléments constitutifs les uns par rapport aux autres. Dans le karst, cette remarque n'est pas valable et c'est uniquement la compressibilité intrinsèque du calcaire qui est prise en compte. Le coefficient de compressibilité du calcaire peut être définie à partir du modèle de Young qui est de $5.77-6.27 \cdot 10^{11}$ dynes/cm à pression atmosphérique pour les calcaires de Solenhofen (cité dans: Handbook of physical constant, 1942). Ainsi que du coefficient de Poisson qui est de 0.25 pour ces mêmes calcaires. On peut ainsi déterminer le coefficient de compressibilité pour les calcaires avec $\alpha_c = 2.5 \cdot 10^{-12}$ cm²/dynes. Par rapport à la porosité des calcaires (~2%), avec un tel coefficient, les variations de pression sont négligeables. Mangin conclue qu'il n'est pas possible d'étudier directement les effets possibles de la compressibilité des calcaires sur l'ensemble de l'aquifère. Il propose, par conséquent,

d'en étudier les conséquences qui ont 2 origines: **1)** les variations des marées terrestres et **2)** les variations de la pression atmosphérique.

Dans les Pyrénées, plusieurs observations du niveau piézométrique dans des forages en aquifères karstiques montrent des oscillations de périodes semi diurnes. De plus, plusieurs résurgences montrent, à l'étiage, des débits de même période dont le signal est passablement atténué. A la source du Chaudron, cette période semi diurne est visible sur les oscillations en température et, comme dans les Pyrénées, le phénomène n'est visible qu'à l'étiage. Une fois établi que ces oscillations sont du aux marées terrestres, il convient d'en expliquer le fonctionnement.

4.6.2 Fonctionnement des marées terrestres

La marée terrestre est un phénomène bien connu en hydrogéologie et la littérature est relativement abondante sur le sujet. La plupart des articles traitent des effets des marées sur les aquifères poreux et malheureusement très peu sont consacrés aux aquifères karstiques. Les effets des tremblements de terre sur les aquifères sont également intéressants puisqu'ils sont assez similaires aux effets de marées, bien que l'amplitude soit souvent beaucoup plus grande. Nous tenterons ici de sélectionner les descriptions et les raisonnements les plus à même d'éclairer les phénomènes observés à la source thermique du Chaudron.

Nous utiliserons principalement les propos de Mangin [MANGIN 1975] et Melchior [MELCHIOR 1983] dont les développements rigoureux délivrent une bonne synthèse pour ce qui concerne les aquifères karstiques.

Théoriquement, la marée dérive d'un potentiel qui met en jeu des forces de direction radiale (marée gravimétrique) et des forces de direction tangentielle (marée clinométrique). L'action combinée de ces deux forces détermine une déviation de la verticale par rapport à la croûte terrestre, une variation dans l'intensité de la pesanteur, une déviation de la verticale par rapport à l'axe de la terre, une déformation linéaire (extension), une **dilatation cubique** (onde M2) et des fluctuations dans la vitesse de rotation de la terre.

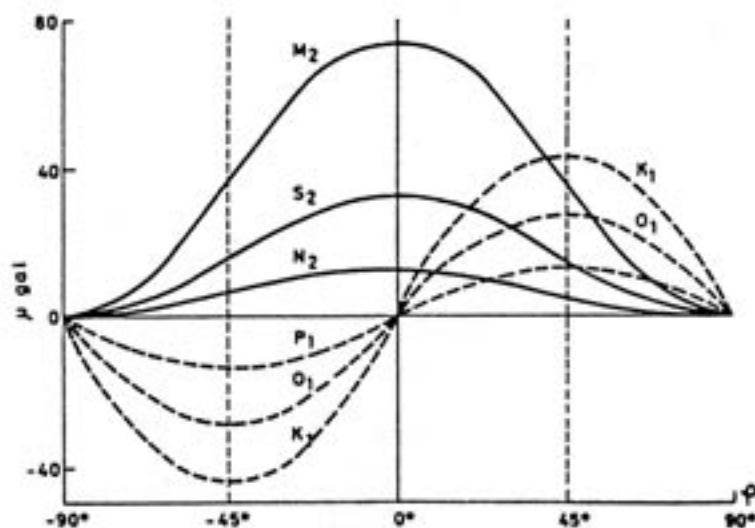


Fig. 4.8: Variations d'amplitude des ondes principales en fonction de la latitude pour la composante verticale de la marée terrestre. K1, O1 P1: ondes diurnes. M2, S2, N2: ondes semi-diurnes. (Tiré de Melchior 1983).

n'est pas vérifiée l'effet de marée sera pratiquement annulé. Il a en effet été démontré que, si l'écoulement n'est plus laminaire, les variations de la charge h en fonction de la vitesse masquent complètement les effets de la marée. Ceci explique que dans certains cas, le phénomène de marée n'est plus visible dès que le débit augmente en période de hautes eaux. Cet effet a été observé dans plusieurs aquifères karstiques [MANGIN 1975].

Mangin remarque également que dans le cas d'un vrai aquifère captif les variations barométriques devraient se superposer aux marées terrestres. Si l'aquifère est en charge, les variations barométriques ne seront pas visibles. La grotte du Chaudron semble s'accorder avec le 2^e cas.

4.7 Mesures à la source du Chaudron

Le transport des appareils à la source du Chaudron ainsi que la maintenance de ces derniers a sans doute été la partie la plus difficile de ce travail. Au final, seul l'appareil de mesure en continu du radon (^{222}Rn) n'a pas fonctionné très longtemps en raison d'un problème de programmation. Pour les autres appareils aucun problème majeur n'est à signaler. La sonde de température a dû être retirée à deux reprises pour que le Dr. H. Surbeck (Chyn) puisse récupérer les données, il y a donc deux trous dans ce paramètre.

Cette phase d'acquisition des données est donc tout à fait satisfaisante comparativement à la difficulté d'accès au site d'étude.

4.7.1 Introduction

L'acquisition des données a débuté le 1^{er} Mai 2005 à respectivement 14h34, 14h00 et 12h35 pour la conductivité la pression et la température et s'est terminée le 26 Octobre 2005 à 12h00. Tous les appareils fonctionnent en heure d'hiver. Le pas de temps était de 30 min pour la conductivité et la pression et de 15 min pour la température. Le nombre de données est de 8542 pour la conductivité, 7854 pour la pression et 14099 pour la température. Les différences pour la conductivité et la pression viennent d'un problème d'acquisition dans les données de pression. Les IButton ont également bien fonctionné. Deux étaient disposés dans le puits de dix mètres et le 3^e à l'extérieur de la cavité pour enregistrer les variations de température extérieures. Le pas de temps de ces minis acqui-siteurs était de 60 minutes et ils ont fonctionné en même temps que les autres appareils.

Les données de conductivité, pression et température sont présentées dans la figure 4.9.

4.7.2 Conductivité - Pression – Température

Ces trois paramètres de base sont ceux qui ont le mieux «fonctionné». La conductivité a eu un petit problème au début. Le voltage de l'acquisiteur était mal réglé et au-dessus de 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ les valeurs fluctuaient avec un écart de 5 $\mu\text{S}/\text{cm}$; la précision était donc insatisfaisante. Ce problème, bien visible au début de la chronique de conductivité de la figure 4.9, a rapidement été résolu, mais ces données sont malheureusement imprécises pour la seule période où l'eau était la plus chaude ($> 17\text{ }^\circ\text{C}$). La sonde de pression a également eu un petit problème en fin d'acquisition au mois d'octobre. Les valeurs se sont subitement mises à stagner sur un niveau bas et cela

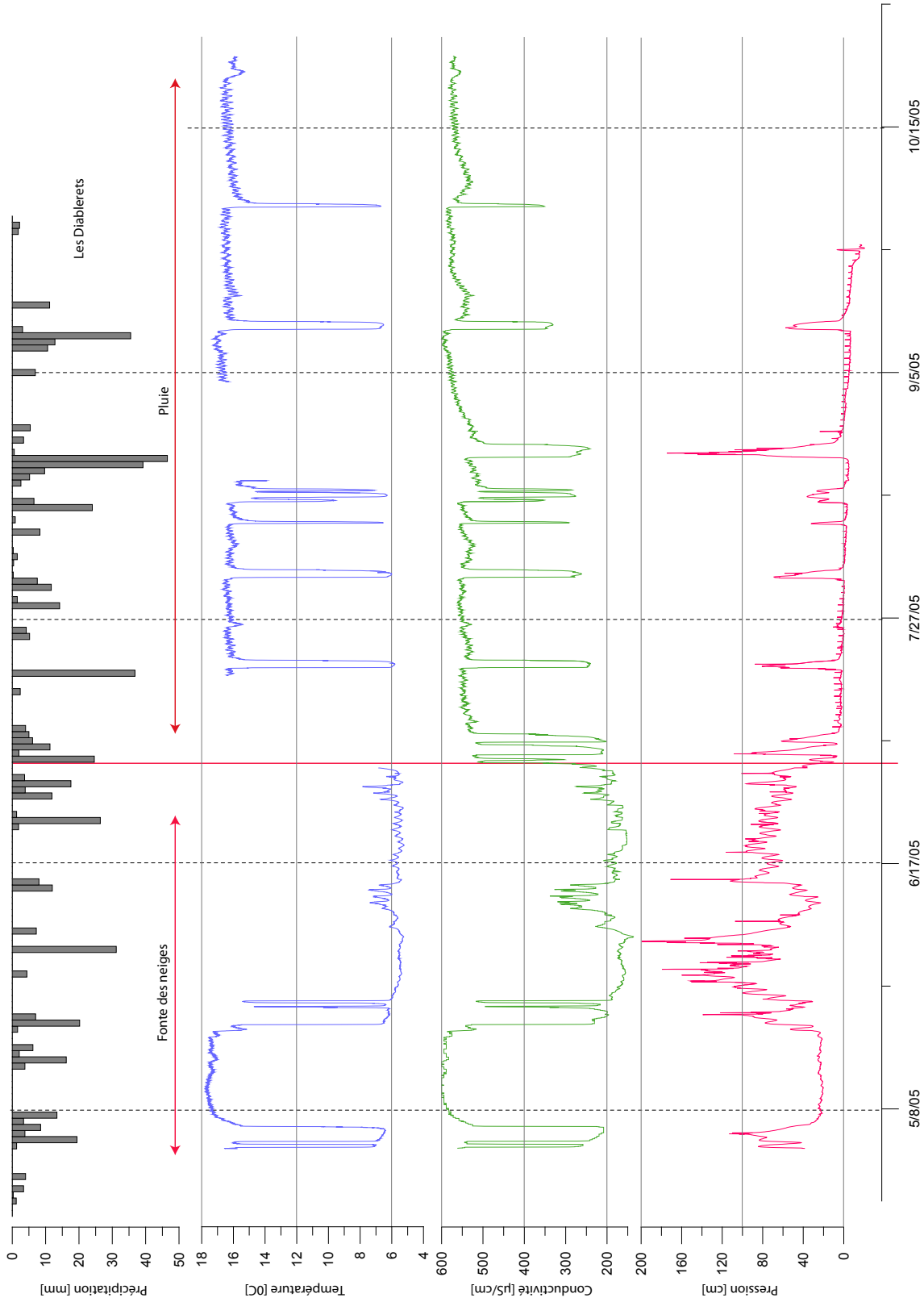


Fig. 4.9: Chronique des mesures de température, conductivité et pression à la source du Chaudron entre le 01.05.05 et le 26.10.05. Les données pluviométriques viennent de la station ISM des Diablerets.

sans explication particulière. Ce problème n'est pas grave puisque les fluctuations pendant cette période n'auraient pas apporté d'informations supplémentaires.

Conductivité-température

La figure 4.9 montre que la conductivité est la température varient de la même manière. Au vu des résultats de 2002-2003 il sera intéressant de les comparer. La chronique débute par deux petites périodes de crue au début du mois de Mai. Ensuite, pendant presque un mois, c'est à nouveau l'eau chaude qui prend le dessus avec des valeurs particulièrement hautes. Ces températures et conductivité élevées ne seront plus jamais atteintes durant la période de mesure. Ces deux paramètres sont influencées par deux phénomènes de surface: la fonte des neiges au printemps et les pluies le reste de l'année. Grossièrement, on peut donc diviser cette chronique en deux parties relatives aux deux phénomènes susmentionnés. La fonte des neiges, d'après la chronique de 2002-2003, débute autour du 1^{er} Mai. Les données 2005 semblent montrer la même chose. Cette période de fonte nivale semble s'arrêter vers le 02 juillet soit une durée totale d'environ 3 mois. Après ça, l'aquifère du Malm n'est plus suffisamment alimenté pour contrecarrer les remontées d'eau thermique. C'est seulement pendant les périodes de fortes pluies que l'eau froide pourra à nouveau envahir le siphon du Chaudron.

Pression

Pendant tout le début de la chronique, la pression montre des cycles journaliers typiques de l'arrivée de la vague d'eau résultant de la fonte de la neige pendant la journée. Ce pic est décalé d'environ 12-24 heures par rapport à l'heure de fonte maximale (~12h00). Nous rediscuterons ces questions en détail dans la partie d'analyse des données (4.9). Bien que les mesures de pression nous donnent un certain nombre de résultats, il est difficile de les utiliser pour en déduire des phénomènes sur le système karstique. Il a, en effet, été constaté que la rivière influence très nettement le niveau du siphon. Quand la rivière est suffisamment haute, elle s'introduit dans le siphon par un système de conduits supérieurs. En période de basses eaux, comme en fin de chronique, on observe, tous les matins à 7h00, des pics de pression dans le siphon (voir figure 4.9 et 4.10). Ces crues subites étaient difficilement compréhensibles sans les mettre en relation avec un phénomène non naturel probablement lié au niveau de la rivière.

Une autre sonde de pression / température a donc été plongée dans le siphon du Chaudron afin de mesurer les pics avec un pas de temps très court de une minute en espérant pouvoir mettre en évidence un phénomène particulier. La figure 4.10 présente les données de pression et température aquisition au Chaudron entre le 30.09.05 et le 16.10.05. En isolant un pic, on constate que le niveau augmente d'environ 4 cm en à peine 2 minutes alors que la décrue est beaucoup plus lente (2-3 heures). Il est possible d'expliquer ce phénomène par un net ralentissement du flux entre

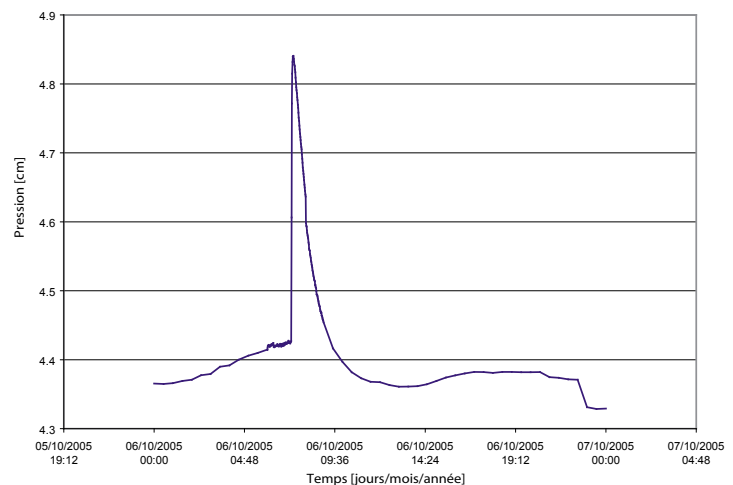


Fig. 4.10: Pic du niveau d'eau dans le siphon du Chaudron. La montée est très rapide (~3min) la décrue est beaucoup plus lente. L'amplitude du pic peut varier entre 0.5 cm (ici) et 6-7 cm.

le siphon et la rivière puis un retour à l'état initial. Dans un même souci de compréhension, un madd a été installé dans la rivière.

4.7.3 Conductivité, température et pression dans la rivière

La conductivité, la pression et la température ont été mesurées en continu (intervalle: 30min) dans la rivière entre le 30.09.05 à 12h00 et le 26.10.05 à 11h00 soit durant 27 jours. Ces données, présentées dans la figure 4.11, montrent des pics de pression chaque matin vers 7h00 (hiver). Inversement, la température et la conductivité chute brusquement. Ceci est sans doute à mettre en relation avec une vanne qui s'ouvre chaque matin à heure régulière et relâche de l'eau de type karstique (froide / peu conductive). Cette vague se répercute alors instantanément sur le niveau du siphon du Chaudron par une montée de l'ordre de 0.5-7 cm (figure 4.11). Le système rivière-siphon semble donc fonctionner comme un vase communicant. Quand l'eau de la rivière monte, une pression hydrostatique proportionnelle s'exerce en aval du siphon. L'eau du siphon continue cependant toujours à s'écouler, mais elle est sans doute freinée ce qui fait monter son niveau.

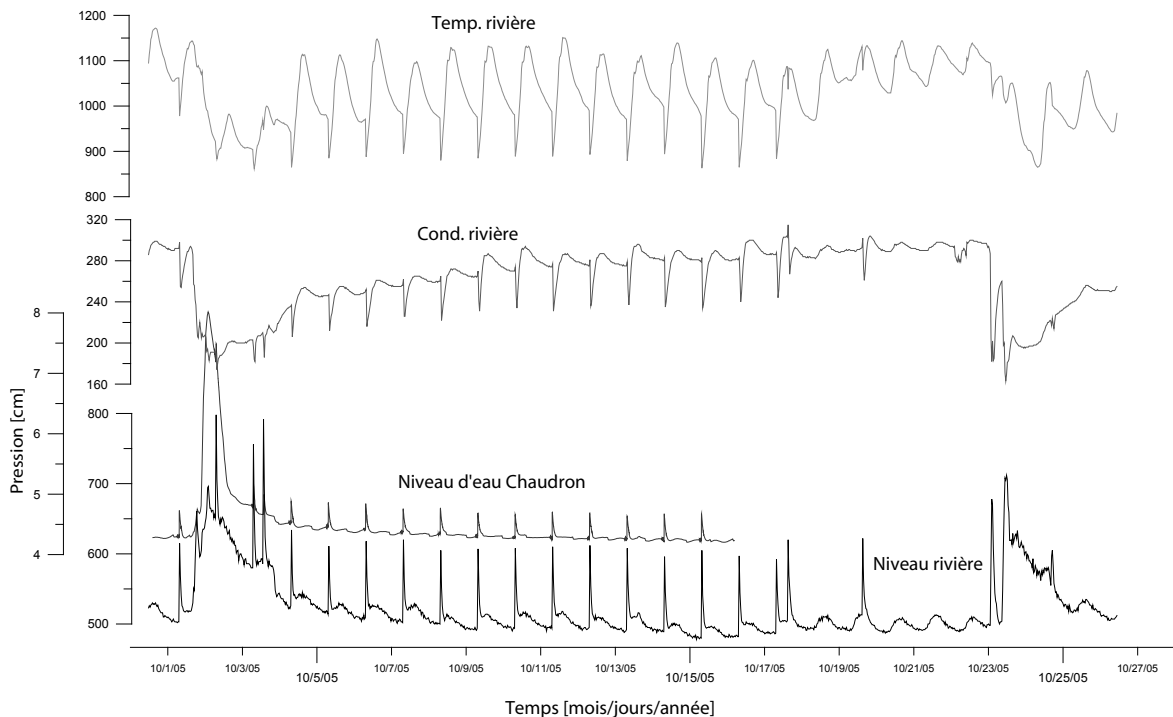


Fig. 4.11: Hauteur d'eau mesurée du 01-17.10.05 dans la Lizerne et dans le siphon du Chaudron. Dans la rivière, les données de pression, température et conductivité ont été mesurées avec un Madd. Pour ces valeurs il n'y a pas d'échelle puisque les points Madd ne correspondent pas aux grandeurs physiques.

4.7.4 Fonctionnement hydraulique du siphon du Chaudron

Il peut paraître prématuré d'interpréter le fonctionnement du siphon du Chaudron sans avoir analysé en détail les données de température, conductivité et pression. Je pense néanmoins que la plupart des éléments sont maintenant connus pour proposer un modèle cohérent. Les résultats qui suivront permettront de préciser certains mécanismes et nous les ajouterons en cours de route.

Les quatre paramètres décrits au point 4.7.2 permettent d'expliquer le fonctionnement du siphon du Chaudron selon trois événements possibles (figure 4.12):

- 1) En hiver et au début du printemps l'aquifère du Dogger est suffisamment en charge et l'eau thermique sort du siphon avec un débit important ("cru" thermique). L'origine des variations de débits d'eau thermique est sans doute liée aux précipitations sur plusieurs années. Par conséquent, la compréhension du fonctionnement de l'aquifère du Dogger demanderait des données au Chaudron également sur plusieurs années. Au contraire, le Malm n'est pratiquement pas alimenté en eau durant l'hiver puisque les précipitations tombent sous forme de neige. De plus, les températures aux altitudes de recharge (2000-2800 m) sont très basses et la fonte des neiges quasi nulle. Les altitudes de recharge de l'aquifère du Dogger sont par contre plus basses. Cette différence pourrait favoriser, en hiver, une alimentation en eau plus importante du Dogger que du Malm pendant les périodes de redoux. C'est pour toutes ces raisons que la dilution de l'eau chaude du Dogger par l'eau froide du Malm est faible durant l'hiver et au début du printemps.
- 2) Des crues dans la rivière, provoquées par la fonte des neiges ou de fortes pluies, font monter la rivière assez haut pour que l'eau s'infilte dans des conduits menant directement au siphon. Ce sont les mêmes conduits qui évacuent le trop-plein d'eau du Chaudron en période de crue thermique. Les crues de la rivière se produisent toujours simultanément avec les crues dans l'aquifère du Malm et il est donc difficile de faire la différence entre les deux. Nous verrons plus tard, lors de l'analyse des données de conductivité et température, qu'il est possible de mettre en évidence les incursions d'eau de rivière.
- 3) Les niveaux du siphon et de la rivière sont bas et il n'y a donc aucune circulation dans les conduits supérieurs. L'eau du Chaudron est uniquement évacuée par des conduits plus profonds situés sous le niveau de la rivière. Dans ces derniers s'exerce en permanence une pression de la rivière qui fait immédiatement réagir le siphon en cas de variations de celle-ci. Les fluctuations de la rivière influenceront le siphon sans pour autant que l'eau de la rivière n'entre dans le siphon. En effet, l'eau qui coule du Chaudron n'est jamais complètement bloquée par la rivière.

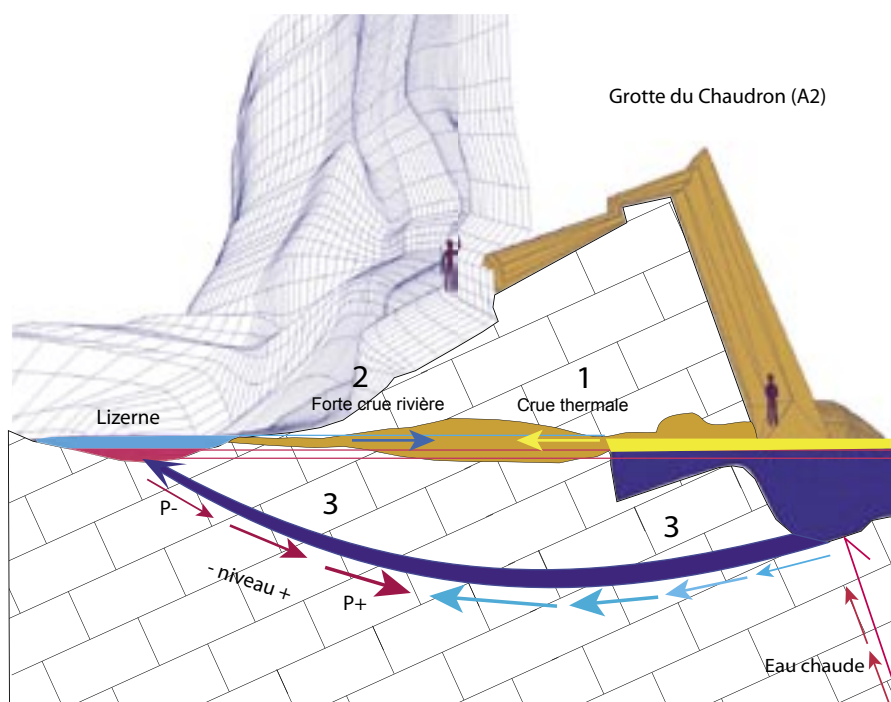


Fig. 4.12: Modèle de fonctionnement du siphon du Chaudron. La situation de la grotte, de la rivière et de la falaise est à l'échelle. La connexion supérieure siphon-rivière, en brun, est extrapolée sur 5 mètres. Les personnages donnent l'échelle. Les numéros se réfèrent au texte.

<<<

Le siphon du Chaudron a été coloré à l'uranine dans le cas de figure 2) et 3). Ces essais montrent que dans le cas 2) le colorant met seulement 15 minutes à ressortir alors que dans le cas 3) le temps de circulation passe à 1 heure. Ceci montre bien que dans le cas 2), l'incursion d'eau de rivière apporte un surplus d'eau dans le siphon qui accélère fortement la circulation rivière / siphon / rivière. Dans le cas 3) l'eau a tendance à stagner dans le siphon puis elle coule lentement vers le fond avant d'être interceptée par des circulations plus rapides dans les conduits inférieurs. Nous n'avons malheureusement pas pu injecter de colorant dans le cas 1), mais on peut imaginer que celui-ci serait ressorti très rapidement par les conduits supérieurs.

4.7.5 Température de l'air dans la grotte du Chaudron

Pour compléter les mesures dans le siphon, deux capteurs de température IButton ont été placés dans la cavité. Le premier était situé 4 mètres au dessus du siphon et le second en haut du puits. Le but était principalement de voir l'impact de la température de l'eau du siphon sur la température de l'air, mais aussi, en cas de crue extrême, de pouvoir estimer jusqu'où était montée l'eau.

Résultat

La figure 4.13 représente les données des deux IButton ainsi que les données du IButton extérieur (température externe) et la température de l'eau du siphon. Au mois de Mai, quand l'eau chaude sort du siphon, la température de l'air juste au-dessus est plus haute que la température moyenne extérieure et que celle du IButton en haut du puits. Ce dernier est surtout influencé par la température à l'extérieur de la cavité et cela spécialement quand les températures dépassent 17 degrés ou qu'elles descendent au-dessous de 7 degrés (amplitudes plus grandes). Dans cet intervalle d'environ 10 degrés (17 à 7) les contrastes de température ne sont sans doute pas assez élevés pour entraîner les circulations d'air que l'on observe au-delà de ces deux seuils.

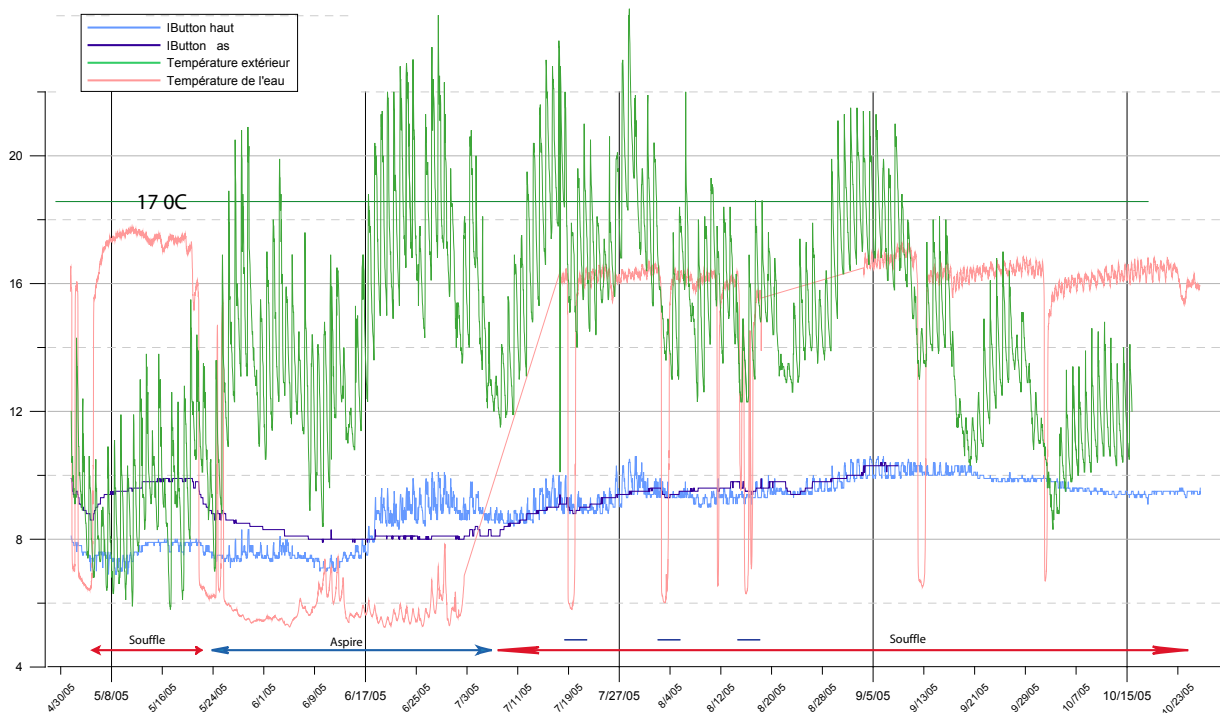


Fig. 4.13: Chronique de température des deux IButton placés dans la grotte du Chaudron. En bleu clair IButton du haut et en foncé celui du bas. En vert, la température extérieure, en rouge la température de l'eau du siphon.

Les variations du IButton de bas sont pratiquement nulles, il est donc peu influencé par la température externe. Le 17.06.05 une inversion de température ce produit entre les deux IButton. Trois semaines plus tard les températures semblent s'équilibrer entre le bas et le haut du puits. Sans doute qu'un brassage de l'air a eu lieu dans toute la cavité.

Modèle de circulation

Ces quelques données sont déjà intéressantes pour formuler un modèle conceptuel des circulations d'air dans la cavité (figure 4.14). Il faut simplement signaler que ces sondes de température IButton ne sont pas extrêmement précise (± 1 degrés) et que l'emplacement de ces dernières n'était pas forcément représentatif. Ce modèle est aussi basé sur les observations de terrain dans la cavité. La principale est qu'un petit conduit vertical impénétrable se situe juste au dessus du IButton du haut. Un net courant d'air (aspirant ou soufflant) entre ou sort de ce tube. De plus, plusieurs petites entrées impénétrables existent dans cette cavité. Dans la partie amont, il existe quelques conduits montants, mais il est difficile de connaître leur rôle.

En résumé, on peut dire que les circulations d'air ont trois influences qui sont 1) le siphon, 2) l'entrée et 3) le tube au-dessus du IButton. Ces trois points sont situés sur la figure 4.14. A partir de ces trois points de nombreux cas de figures peuvent se produire. De plus il est possible que le nombre d'arrivée ou de sortie d'air soit plus important. Il est par conséquent difficile de tout résumer. La figure 4.14 présente uniquement quelques hypothèses possibles qui expliqueraient les variations de température aux deux IButton. Le IButton du bas est influencé en grande partie par la température de l'eau du siphon. C'est surtout pour le IButton du haut que les choses sont plus complexes. Les différences d'amplitude font penser que pendant les périodes très chaudes ou très froides, l'entrée aspire de l'air extérieur. A l'inverse, entre 17 et 7 degrés l'entrée souffle et de l'air arrive par le tube au-dessus du IButton du haut. Il est possible que l'air qui sort du tube vienne depuis une entrée supérieure et que les variations journalières soient atténuées lors de ce trajet.

Pour mieux comprendre les circulations d'air à l'intérieur de cette cavité, il serait indispensable d'installer au moins quatre points de mesure dans la cavité et des sondes plus précises.

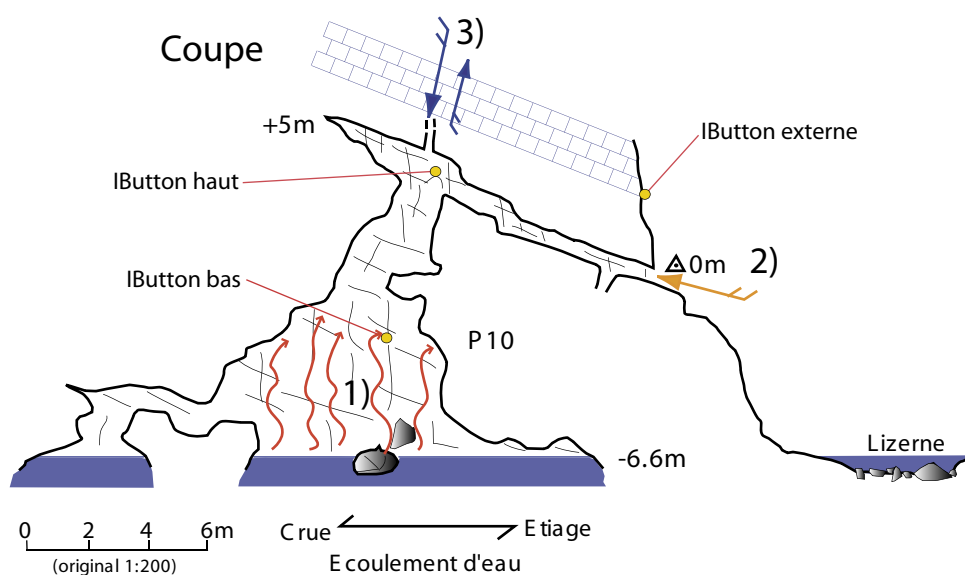


Fig. 4.14: Modèle simplifié des circulations d'air dans la grotte du Chaudron. 1) Air chaud du siphon. 2) Aspiration à l'entrée. 3) Circulation entrante ou sortante dans le tube en haut du puits.

4.8 Radon (^{222}Rn) (mesures en continu et ponctuelles)

4.8.1 Introduction

Un appareil de mesure du Radon en continu a été installé dans le siphon du Chaudron le 02.07.05 à 16h00. En raison d'un problème de programmation il n'a en réalité fonctionné que entre le 14.09.05 et le 26.10.05, soit une durée de 32 jours. Parallèlement, des mesures ponctuelles ont eu lieu aux sources du Chaudron, de l'Airette, dans la Rivière et dans quelques sources de la vallée.

Le but des mesures de Radon était lié à la sensibilité de l'aquifère aux contraintes mécaniques. Sachant que l'aquifère est sensible aux marées terrestres on pouvait s'attendre à ce qu'il soit également sensible aux contraintes d'ordre tectonique et plus particulièrement aux séismes. La région des Diablerets est connue pour avoir une activité sismique assez forte à certaine période et l'aquifère était donc idéalement situé. Pratiquement, les mesures de Radon sont utilisées depuis longtemps pour essayer de prédire les séismes. Issu de la désintégration du radium contenu dans les roches, le radon est un gaz rare hautement soluble dans l'eau. Sa concentration dans l'eau dépend de la granulométrie du milieu. Quand les contraintes crustales augmentent, l'initiation de microfractures abaisse localement la granulométrie et améliore ainsi la diffusion du radon dans l'eau, c'est pour cette raison qu'il est utilisé comme indicateur de contrainte.

Nous espérons donc qu'un séisme se produise pendant les mesures de Radon. Un fort séisme de magnitude 4.9 c'est effectivement produit, mais malheureusement pendant que l'appareil était en panne. Concrètement, le peu de mesure disponible nous oblige à être très prudent concernant les hypothèses que l'on pourra formuler. Une seule crue a pu être enregistrée.

Compte tenu du manque de données nous n'expliquerons pas en détail la théorie relative aux variations du Radon dans l'eau souterraine et aux processus d'origine.

4.8.2 Aspects théoriques (d'après Savoy, 2002)

Le radon est un gaz radioactif naturel de numéro atomique 86. Il possède trois isotopes: le radon, le thoron et l'actinon. Sa période de désintégration est de 3.82 jours, et il provient de la chaîne de désintégration de l'uranium 238:



La concentration s'exprime en Bq/m³ ou pCi/l (1 pCi/l = 37 Bq/m³).

La concentration de radon dans le Jura est de l'ordre de 50 kBq/m³ dans la phase liquide et de 150 kBq/m³ dans la phase gazeuse soit presque 10 fois supérieur aux concentrations sur le plateau suisse [SURBECK 1990]

Comme le montre la chaîne de désintégration ci-dessus le radon est produit par la désintégration du ^{226}Ra qui émet en même temps une particule alpha. Si l'atome de radon se trouve à proximité de la surface des grains, l'énergie de recul (10 μm dans l'eau) lui permet de sortir des grains et de se retrouver dans les interstices gazeux ou liquides ou d'être repiégé par un autre grain si la distance entre les grains est trop faible. On comprend donc pourquoi, si les contraintes post-séismes abaissent la granulométrie, du radon sera relâché en plus grande quantité.

Dans notre cas, le radon pourrait avoir deux origines permanentes autres que les variations de contraintes qui sont uniquement ponctuelles:

- **Sources profondes:** les grands chevauchements qui entrecoupent la nappe de Morcles pourraient amener du radon produit dans le socle cristallin. Celui-ci est en effet plus riche en Uranium que les roches calcaires. Cette hypothèse est envisageable sachant que l'eau thermale profonde et chargée en radon remonte sur une faille. Il faudrait cependant que cette eau remonte assez rapidement puisque la demi-vie du radon est de 3,8 jours.
- **Source in situ:** dans le Jura, *Savoy* (2002) montre qu'une grande partie du radon présente dans la phase gazeuse ou liquide provient de la dissolution de fragments de calcaires dans les sols karstiques. La dissolution de la calcite libère des atomes d'uranium et ses produits de désintégration dont notamment le radium, qui se fixe sur les hydroxydes contenus dans le sol et tend ainsi à l'enrichir en radon par désintégration. A la source du Chaudron les mesures montrent que l'eau karstique froide qui arrive de la surface contient très peu de radium ce qui est logique puisque les sols sont quasiment inexistant dans la zone de recharge. C'est donc dans l'aquifère du Dogger qu'il faut chercher la source de radon. Le Dogger est connu pour être assez riche en radon (sources de Saillon) en raison de son contenu en minéraux argileux. Ceux-ci sont effectivement plus riches en uranium que les calcaires. Une fois le radium produit il est transporté vers la résurgence. Là le mélange eau chaude /eau froide fait précipiter des hydroxydes sur lesquelles se fixe le radium. Ceci entraîne une concentration anormalement élevée de radium à la résurgence et une production accrue de radon.

4.8.3 Résultats ponctuels

Les analyses de ^{222}Rn ont principalement portées sur la source du Chaudron. La valeur la plus élevée mesurée à cette source est de 8.4 Bq/l (+/-0.4), mais toutes les autres mesures varient plutôt autour de 5 Bq/l. L'uranium ($^{238}\text{U}+^{234}\text{U}$) et le radium ont également été analysés dans un des échantillons et les valeurs sont respectivement de 16 et 35 mBq/l (+/- 6). D'après Surbeck (1995), sur les sources de cinq cantons des Alpes et du Plateau suisse seul 20 % ont des concentrations de ^{222}Rn supérieures à 8 Bq/l. En Valais, sans doute en raison de la géologie, 40 % des sources dépassent les 8 Bq/l mesurés à la source du Chaudron. Généralement, les sources contenant beaucoup de radon sont situées proches du socle ou dans le socle. Par comparaison, la source de Saillon, dont il a déjà été question précédemment, a des concentrations en radon qui varient entre 30 et 90 Bq/l suivant la saison.

La source du Chaudron n'est donc pas exceptionnelle pour ses teneurs en radon. Les valeurs sont élevées pour une source karstique, mais l'intérêt était surtout de pouvoir comprendre ou détecter des événements liés aux concentrations en radon.

Une série d'échantillons a été prélevée dans la rivière sur une distance d'environ 100 mètres pour voir si les concentrations en radon du Chaudron y étaient détectées. Les résultats sont présentés sur la figure 4.15. A partir des 4.5 Bq/l présents dans l'eau thermale de la source du Chaudron on retrouve au maximum 2.4 Bq/l dans la rivière. Des traces significatives de radon de la source thermal sont encore visibles après une cinquantaine de mètres.

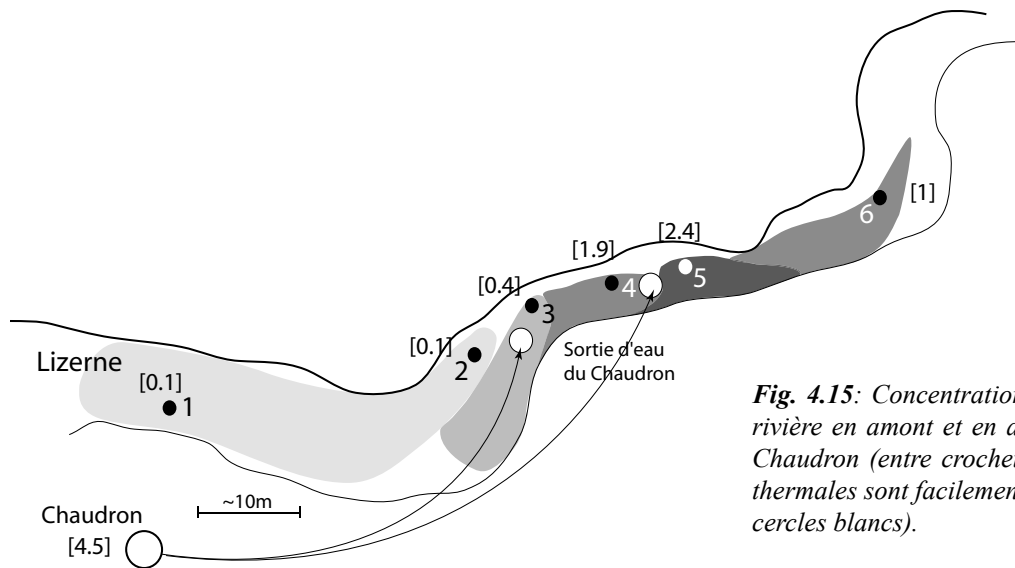


Fig. 4.15: Concentrations de radon dans la rivière en amont et en aval de la source du Chaudron (entre crochet). Les sorties d'eau thermale sont facilement localisables (petits cercles blancs).

4.8.4 Résultats des mesures en continu

Introduction

Comme nous l'avons déjà mentionné un appareil de mesure du radon en continu a été placé dans le siphon du Chaudron. Celui-ci a fonctionné durant 32 jours. Les résultats sont présentés dans la figure 4.16. Les données de radon sont représentées en [cts (counts)/30min]. Normalement, un 1 cts/s = 1 Bq/l, mais la cellule de Luca de l'appareil utilisé n'est plus aussi sensible en raison des dépôts de calcite et la conversion est plutôt de 4 cts/s = 1 Bq/l. Pour cette raison nous observerons uniquement les variations relatives puisque les valeurs exactes ne nous apporteraient rien de plus pour les interprétations.

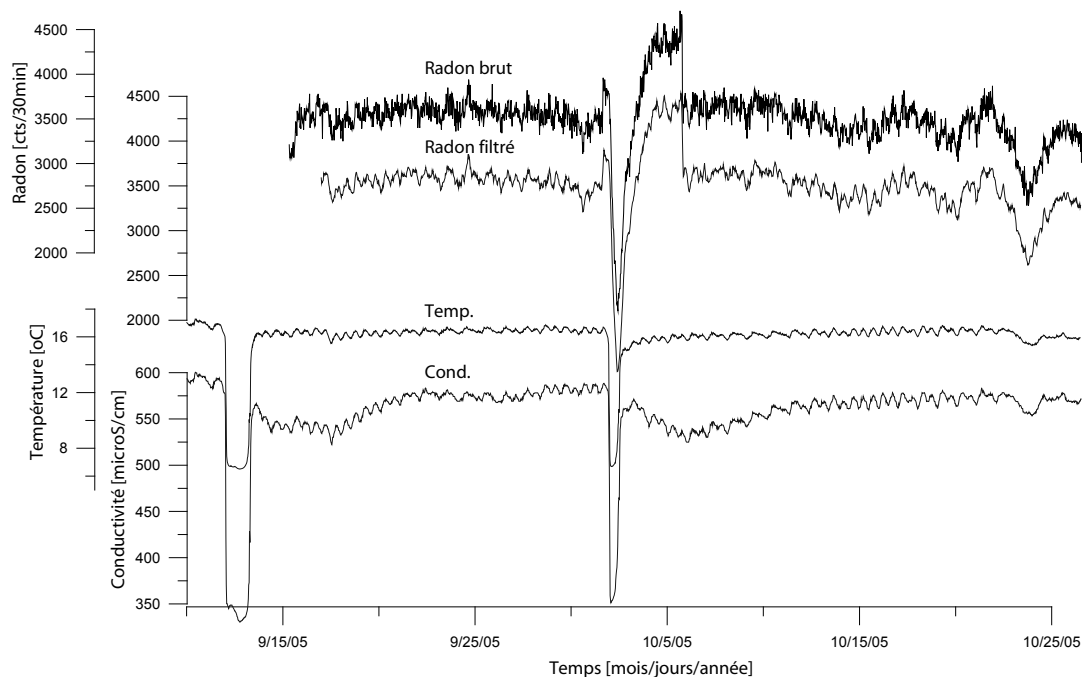


Fig. 4.16: Chronique des mesures de radon dans le siphon du Chaudron du 15.09-25.10.05. Les données filtrées montrent des variations provoquées par les marées terrestres. Les valeurs chutent brusquement après la crue.

Résultats

Pour mieux observer les variations à court terme du radon les données ont été lissées dans Matlab. Sur la figure 4.16 ces données sont comparées avec la température et la conductivité à la même période. Durant la prise de données il ne s'est malheureusement produit qu'une seule crue, ce qui rend difficile les comparaisons entre plusieurs événements. Néanmoins, on peut remarquer que les variations des marées terrestres sont visibles sur les données de radon. Ceci était prévisible puisque c'est les eaux thermales qui contiennent le plus de radon.

On observe ensuite un événement de crue. La comparaison avec la température montre que lors de la crue la température baisse brusquement, mais le radon continue de monter. Dans un deuxième temps les valeurs de radon baissent puis remontent à des valeurs nettement supérieures à celles précédemment enregistrées. Trois jours et demi après le pic de crue, les concentrations de radon chutent jusqu'aux valeurs du palier antérieur.

Il est plus clair de comparer ces données en les représentant comme sur la figure 4.17, c'est-à-dire le radon en X et la température ou la conductivité en Y. Ces deux graphiques montrent de belles courbes d'hystérèse qui se décomposent en 6 phases. Les deux dernières phases sont légèrement différentes pour la conductivité et la température. Ceci est lié aux spécificités des deux paramètres que nous discuterons plus tard. On peut brièvement commenter les 6 phases comme suit:

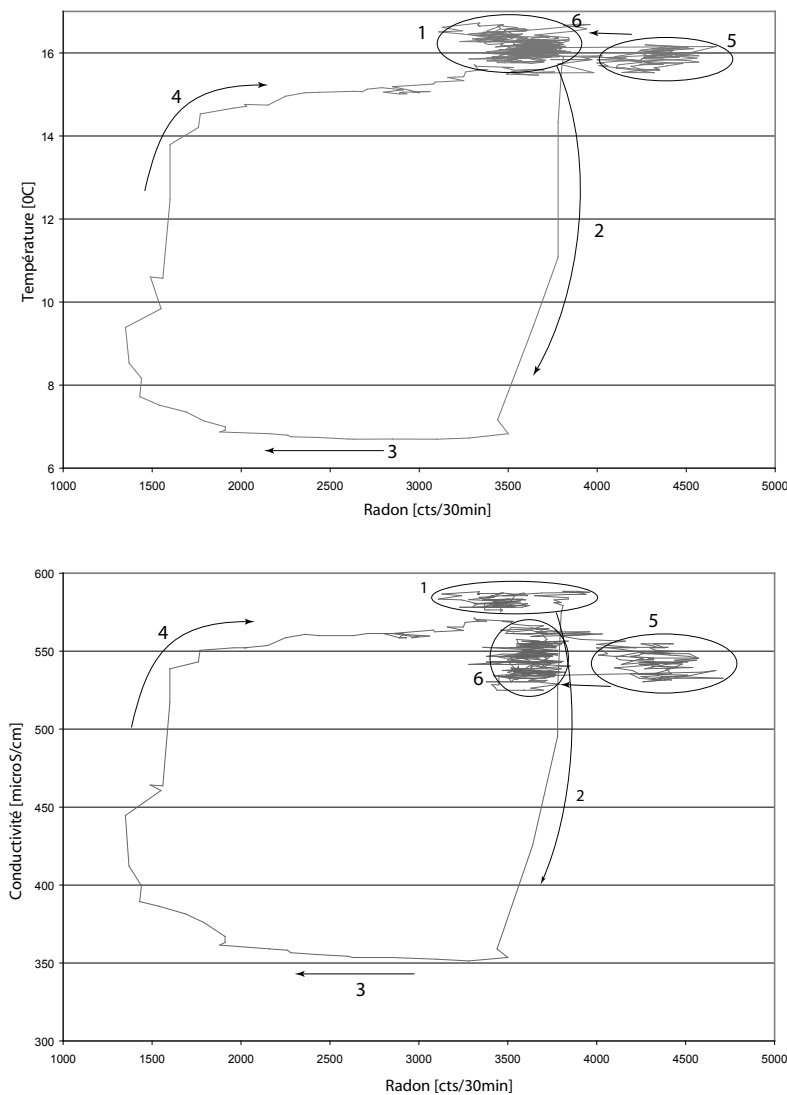


Fig. 4.17: Courbes d'hystérèses Température vs Radon et Conductivité vs Radon. Le cycle peut être décrit en 6 phases. Ces données couvrent la période entre le 30.09 et le 10.10.05. La conductivité et température différemment durant les phases 5 et 6.

- 1) Les valeurs de radon et température (conductivité) oscillent suivant les marées terrestres.
- 2) La température (conductivité) chute brutalement de 9 degrés (240 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en 1 heures 30 min alors que le radon reste stable proportionnellement aux amplitudes dues aux marées terrestres.
- 3) A 6.7 degrés et 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ les concentrations de radon commence à baisser fortement pendant environ 7 heures. La température (conductivité) ne recommence à augmenter que dans les 3 dernières heures.
- 4) Le radon se stabilise vers 1500 cts/30min et la température (conductivité) remonte de 7 degrés (220 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en 4 heures.
- 5) Pendant que la température retrouve lentement ces valeurs initiales, les valeurs de radon remonte rapidement jusqu'à un seuil plus élevé qu'au départ de la chronique. La conductivité commence alors à ce comporter différemment de la température puisque les valeurs diminuent régulièrement.
- 6) Au point 5 et à ce point, la température et la conductivité adoptent un comportement différent. Tandis que la température retrouve sa température d'eau thermale initiale, la conductivité forme une deuxième petite hystérèse causée par la rechute imprévue du radon. La conductivité ne retrouve que très lentement ces valeurs initiales.

L'effet de retard du radon sur les deux autres paramètres est difficile à expliquer sur un seul événement. Parmi les hypothèses possibles on peut imaginer que, dans un premier temps, l'eau karstique froide a envahi le siphon avec des concentrations qui pourraient être assez élevées en radon. Une nette augmentation des teneurs en radon est en effet visible en début de crue. Cet afflu de radon pourrait être attribué à un apport d'hydroxyde ou d'argile lessivé dans des conduits inactifs en temps normal. Il est ensuite possible que la rivière soit entrée dans le siphon ce qui aurait directement fait diminuer les valeurs de radon.

L'autre événement particulier est représenté par la montée puis la brusque chute de radon après la crue. Il est possible que la crue aie mobilisé des hydroxydes qui ont capturé du radium quelques temps puis une fois toute cette concentration de radon épuisée, le niveau est redescendu à son état normal. A mon avis, il est difficile d'émettre une hypothèse fiable à ce sujet vu le manque de données.

4.8.5 Discussion

Les mesures de radon ponctuelles et en continu n'apportent que peu d'informations nouvelles sur le fonctionnement de cette source si ce n'est l'information directe d'une concentration élevée pour ce type de source. L'intérêt des ces mesures serait, de mon point de vue, l'observation de phénomènes tectoniques tels que les tremblements de terre. Malheureusement, une telle étude demanderait au moins des mesures sur une année complète. La région des Diablerets n'est sismiquement active que par période et cette année n'a pas vraiment été marquée par une activité importante. Il n'y pratiquement eu aucun séisme dans cette zone pendant toute la période d'étude.

4.9 Analyse des données en continu au Chaudron

Cette partie d'analyse des données de la source du Chaudron représente un pan important du travail. Nous allons tout d'abord analyser les données en terme de distribution statistique, puis nous discuterons des différents phénomènes qui se produisent au Chaudron par rapport aux paramètres mesurés. Pour finir, nous reviendrons à une analyse de détail des marées terrestres qui est sans doute le phénomène le plus étonnant de cette source.

4.9.1 Introduction

Les premières données obtenues à la source du Chaudron au printemps 2003 n'étaient pas de très bonne qualité pour des questions de précision de la sonde et il était par conséquent difficile de faire des analyses poussées. La relation établie durant cette étude entre le niveau de la rivière et le niveau du siphon du Chaudron est particulièrement parlante à ce sujet. Sans cet élément de compréhension, toutes les hypothèses fondées sur les données de pression sont fausses.

Pour pouvoir mener une étude hydrogéologique complète, il serait normalement indispensable d'avoir des mesures qui couvrent au minimum une années complète. Dans notre cas, les données de 2002-2003 et les données de ce travail représentent pratiquement un cycle annuel, mais sur des années différentes.

Ces nombreuses données (cf fig. 4.9) ont été interprétées à l'aide des programmes standard que sont Excel pour la mise en forme des données, Matlab pour les analyses comparatives, le traitement des marées terrestres et les analyses en ondelettes et Grapher pour la plupart des représentations graphiques. Les analyses en ondelettes sont un outil très puissant pour le traitement du signal, mais demande une certaine expérience. Les figures des ondelettes présentées dans ce travail ont été créées par Th. Mathevet à partir d'un code Matlab développé au laboratoire de Moulis (Fr).

4.9.1 Distribution statistique des paramètres P-K-T

Il est intéressant de représenter les données par classe pour mieux se rendre compte de leur distribution. C'est ce qui est présenté dans la figure 4.18, les graphiques de gauche montrent les données classées par rapport à leur densité d'apparition et les graphiques de droite sont simplement la représentation cumulative de ces classes. La grandeur des classes a été définie selon les spécificités de chaque paramètre (précision, pas de temps, étalement).

Pression: le grand pic isolé dans les valeurs négatives est un artefact de la mauvaise prise de mesure en fin de chronique. Ensuite, les valeurs autour de 0 dominent la chronique, elles correspondent à l'étiage dans les derniers mois. Le petit pic qui suit vers 20 cm correspond à la crue thermale en début de chronique. Le reste de la distribution est de type normal. La courbe cumulative montre que le 50% des données est autour de 0. Les valeurs négatives dans la pression viennent du fait que la sonde a été bougée et qu'il a fallu recalibrer les données. Très peu de données se situent dans les valeurs hautes (fortes crues).

Température: la température est clairement divisée en deux pôles. Un froid qui correspond à l'eau karstique et un chaud qui correspond à l'eau thermale. On peut en plus distinguer l'eau thermale plus chaude en début de chronique et de l'eau de rivière. Le palier de la courbe cumulative correspond à la lacune de valeurs entre 7 et 15 degrés.

Conductivité: les mêmes commentaires que pour la température sont valables pour la conductivité. On voit cependant que les valeurs de conductivité sont plus étalées ce qui lisse nettement les angles de la courbe cumulative. Cet effet est en grande partie dû aux incursions d'eau de rivière froide, mais plus conductive.

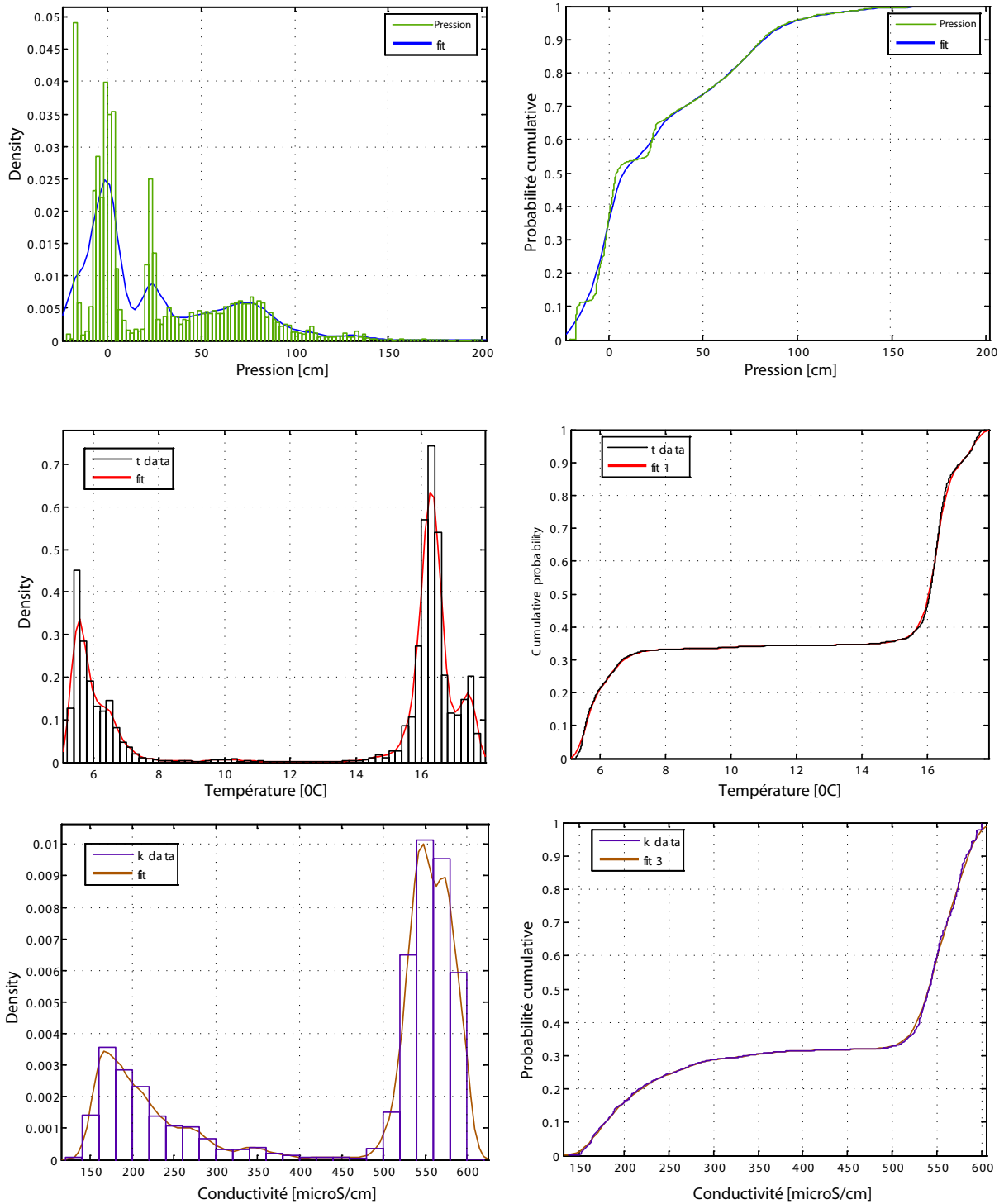


Fig. 4.18: Distribution statistique en classes et en courbes cumulées des données de température, pression et conductivité à la source du Chaudron. Les classes sont différentes pour chaque variable. Le fit est de type paramétrique.

4.9.2 Comparaison Température-Conductivité

De manière générale, la température et la conductivité se comportent de manière assez semblable et les deux pourraient facilement être confondu. C'est justement pour cette raison qu'il est intéressant de les comparer puisque les endroits qui montreront des différences nous apporteront des informations sur le système karstique. Des comparaisons ont déjà été faites en 2003 et nous avons aussi signalé, lors de l'analyse du radon, que les deux paramètres n'avaient pas toujours un comportement identique.

La figure 4.19 représente les données de la fin de la chronique. On y voit clairement deux crues et en période chaude les petites variations des marées terrestres. Après les crues, la température revient à peu près à son état d'avant crue. La conductivité remonte de la même manière puis redescend lentement avant de remonter pendant quelques jours jusqu'à revenir à son état d'avant crue. Dans le karst, l'hypothèse d'une influence de fortes pluies est souvent retenue. L'eau qui s'écoule en période d'étiage est plus vieille et donc plus chargée en ions alors que l'eau de pluie est faiblement conductive. Après la crue, l'eau de pluie s'écoule encore pendant plusieurs jours avant que l'eau des volumes peu poreux (VPP) plus chargée ne prenne le relais. Ceci n'est pas visible sur la température puisque ce paramètre n'est pas influencé par ce phénomène. L'observation de la chronique complète montre cependant que peu de crues réagissent de cette manière. Il serait donc plus judicieux d'interpréter cette baisse de conductivité comme un phénomène naturel irrégulier. Durant l'automne 2005, en altitude, une partie des précipitations est tombée sous forme de neige. Il est dès lors plus probable que cette arrivée d'eau faiblement chargée soit liée à la fonte de la neige sur les 3-4 jours qui suivent les précipitations. Les parties grisées sur la figure 4.19 représentent donc la quantité d'eau de fonte de neige écoulee dans le karst.

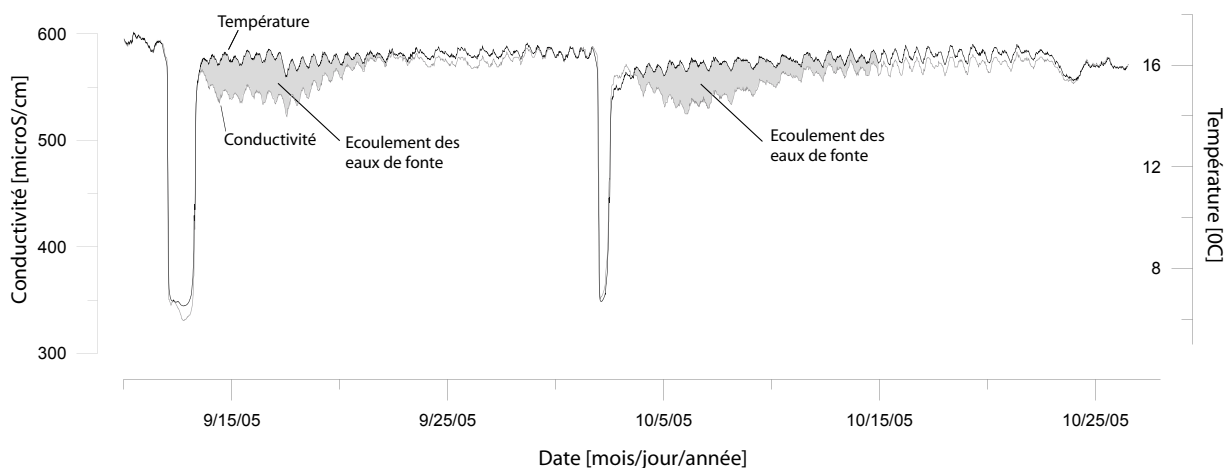


Fig. 4.19: Température et conductivité du siphon fin septembre, début octobre 2005. Les deux variables se comportent différemment après la crue. Ce phénomène est sans doute lié à la fonte d'une petite couche de neige.

La visualisation de la conductivité par rapport à la température est également intéressante puisqu'elle met en évidence la variabilité d'un paramètre par rapport à l'autre. La figure 4.20 représente les mêmes données que précédemment. Les deux crues sont bien visibles et aucune courbe d'hystérèse ne se dégage ce qui veut dire qu'il n'y a pas d'effet tampon entre les deux paramètres. L'eau qui s'écoule en période normale se dégage clairement des eaux de fonte suivant le cycle décrit par les numéros 1/2/3. Pendant la période d'eau froide, les données s'alignent sur une droite C1 Conductivité (K)-Température (T) différente de la droite C2 en

période chaude. Chaque type d'eau possède en effet une droite K-T qui lui est propre et qui permet de l'identifier. Par conséquent, la droite C2 représente le pôle thermal alors que la droite C1 représente sans doute l'eau de la Lizerne ou un mélange Lizerne-karst. Ces droites sont donc plutôt représentatives d'un mélange plutôt que d'une composante pure.

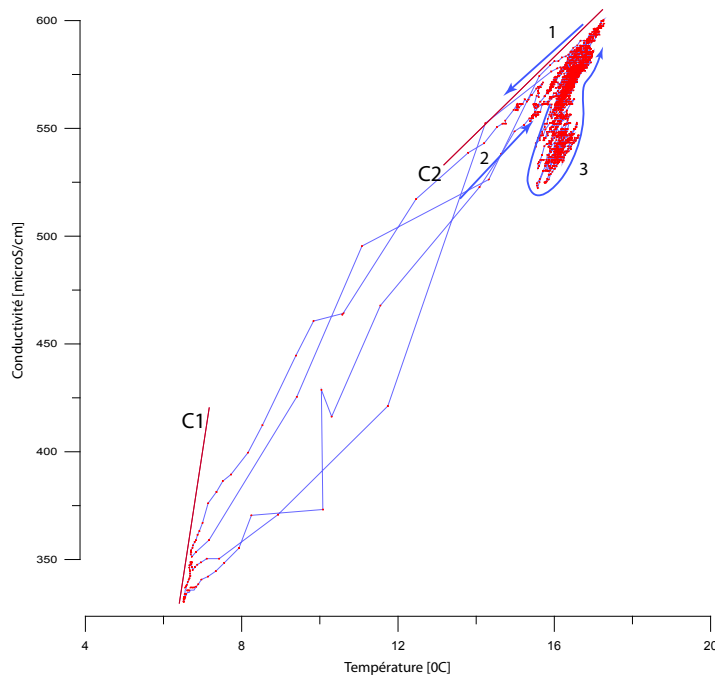


Fig. 4.20: Graphique Conductivité-Température pour la même période que la figure 4.19. Une petite hystérèse se forme après la crue en raison de la petite fonte des neiges. Deux types d'eau sont visibles.

Pour éclaircir ce point, toutes les données ont été représentées sur un graphique K-T (figure 4.21). Cette figure est très intéressante puisqu'elle nous permet de différencier tous les types d'eau que l'on peut avoir au Chaudron.

En période thermique il est possible de différencier trois types d'eau:

- 1) L'eau des plus petites fissures qui s'écoule en période d'étiage et qui représente la plus grande période cumulée annuelle. Cette eau a une conductivité un peu plus haute que les autres groupes pour des raisons déjà abordées.
- 2) L'eau d'écoulement rapide issue des pluies et de la fonte des neiges a une conductivité plus basse pour des températures égales au groupe 1. Cette eau circule rapidement de la surface vers la résurgence (24 h – 8 jours).
- 3) L'eau thermique peu mélangée que l'on rencontre l'hiver ou au printemps avant la fonte des neiges. Ce groupe est marqué par des traits réguliers relatifs au problème de mesure de l'appareil en début de chronique. Cette eau représente le pôle le plus chaud de toute la chronique. On voit qu'il est plutôt aligné sur le groupe 2.

En période d'invasion d'eau froide lors de crues, trois types d'eau peuvent être différenciés.

- 4) L'eau thermique résiduelle qui est encore visible comme une des composantes même en période froide.
- 5) L'eau karstique pure issue de l'aquifère du Malm. Cette composante est parfois la seule présente dans le siphon lors de crues très fortes. C'est surtout en période de fonte des neiges qu'elle est visible puisque la rivière n'inonde pas la grotte. La comparaison avec un même graphique pour la source de l'Airette montre que la composante karstique froide est identique aux deux sources.

- 6) L'eau de la Lizerne qui envahit la cavité lors de fortes pluies. Elle ressemble à l'eau karstique, mais sa composante C3 est plus pentue. La rivière peu atteindre des conductivité assez hautes pour de faibles températures ce qui n'est pas le cas de l'eau du Malm.

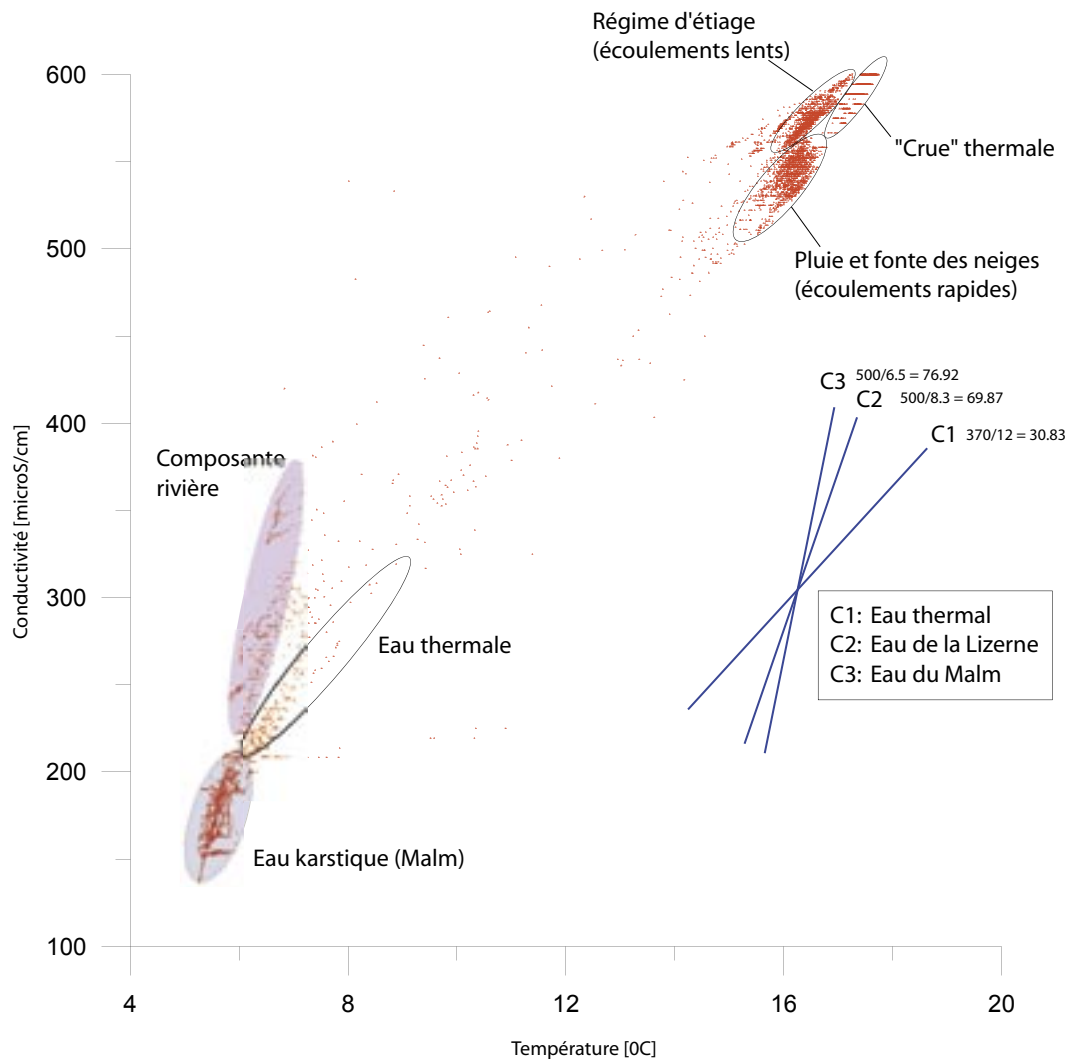


Fig. 4.21: Graphique Conductivité-Température pour toute la chronique. Trois principaux types d'eau se dégagent: l'eau thermale, l'eau karstique froide, l'eau de la Lizerne. Comme pour la chimie les deux derniers types d'eau sont assez proches.

4.9.3 Comparaison Pression-Conductivité-Température

Même si la hauteur d'eau dans le siphon du Chaudron est influencée par la hauteur d'eau dans la rivière, il est tout de même possible de la comparer aux autres paramètres. Des seuils hydrodynamiques existent sans doute dans le système est il serait peut-être possible de les mettre en évidence. Lors de la discussion du fonctionnement du siphon, nous avons notamment dit que des conduits supérieures pouvaient être alimentés suivant les conditions hydrologiques.

Sur la figure 4.22 A, la conductivité est représentée par rapport à la pression pour toute la chronique. Toute une série de courbes d'hystérèse se dégagent, avec des cycles plus ou moins grands. A priori, il est difficile de faire le tri entre l'influence de la rivière et celle du karst. En regardant une série de courbe de crue d'un peu plus près (figure 4.22 B) il est possible de les diviser en deux groupes.

- Le premier correspond au cycle 1/2/3 influencé par les crues de la rivière. L'hypothèse est que l'eau monte plus vite dans la rivière que dans le karst ce qui provoque une montée artificielle du niveau du siphon. Quand la rivière est assez haute, elle s'introduit dans les conduits supérieurs et envahie le siphon ce qui provoque une baisse de la conductivité. Ces seuils varient en raison de l'apport d'eau karstique qui n'est pas toujours le même.

- Le deuxième groupe correspond au cycle A/B/C. Il décrit une légère hystérèse beaucoup plus aplatie que pour le groupe 1. De plus, la crue atteint une hauteur d'eau de presque 2m (pas entièrement visible sur la figure 4.22 A). Cette crue correspond en fait à la plus grosse montée du siphon lors de la fonte des neiges. L'eau qui entre dans le siphon à cet instant est principalement de l'eau karstique froide. La légère hystérèse peut être interprétée comme un retard du mélange eau chaude /eau froide par rapport à l'arrivée de la crue karstique. Les conduits karstiques inférieures se mettent en pression ce qui fait monter le siphon, alors que l'eau froide met un certain temps à monter dans le siphon. Probablement que des conduits supérieurs existent aussi en direction du système karstique et que ces derniers s'activent uniquement lors de crues importantes.

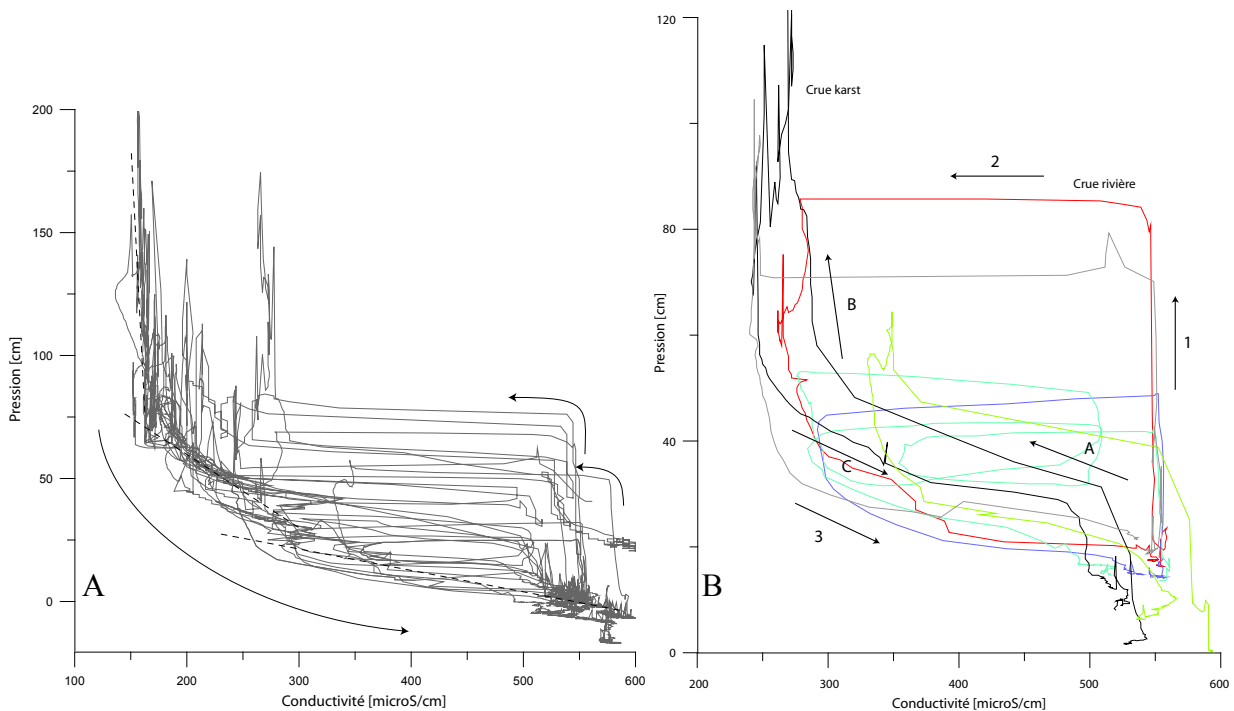


Fig. 4.22: A) Graphique Pression-Conductivité pour toute la chronique. Les flèches montrent l'évolution de l'eau selon les deux paramètres. Les droites en traitillées soulignent des cassures dans le circuit qui pourraient être des seuils de débordement ou un autre phénomène. B) Quelques courbes d'hystérèse de la figure a. Deux types de circulation sont différencier selon 1/2/3 et A/B/C.

Trois droites en traitillées ont été dessinées sur la figure 4.22 A. Elles représentent trois vitesses de décrue correspondant respectivement à la décrue karstique, de la rivière puis le retour à des conditions thermales. La limite entre la décrue de la rivière et le retour aux conditions thermales pourrait définir un seuil à environ 30 cm au dessus de la sonde de pression. Cette hauteur de débordement est assez réaliste par rapport à la topographie de la cavité.

4.9.4 Les marées terrestres au Chaudron

4.9.4.1 Introduction

Ce phénomène, découvert à la source du Chaudron en 2003, est d'un intérêt tout particulier pour ce travail. Le mouvement des masses rocheuses et des eaux souterraines en relation avec le mouvement des astres est tout à la fois fascinant et très complexe. Pour connaître les coefficients des marées terrestres pour un lieu donné, il est possible d'utiliser un programme qui génère la marée théorique suivant les coordonnées. Pour ce travail nous avons utilisé Tsoft [VAN CAMP M., & P. VAUTERIN 2005] qui est un des plus efficace et qui dispose d'une interface graphique abordable pour le simple utilisateur. Ce programme donne en plus la possibilité d'importer d'autres données et d'appliquer différents traitements du signal (lissage, résidus, analyse de Fourier etc). Dans les explications théoriques (4.6), nous avons vu que la marée terrestre est composée de nombreuses ondes et que toutes ces ondes n'agissent pas de la même manière dans l'espace. Tsoft permet uniquement de générer la marée verticale théorique en un point précis, mais pas encore les composantes horizontales ou des composantes orientées dans l'espace. Le calcul des marées est fait d'après le développement de Tamura comprenant 1200 ondes.

4.9.4.2 Fonctionnement générale et modèle 2003

Durant toutes les périodes thermales de la source du Chaudron apparaissent clairement des oscillations en température semi diurnes causées par les marées terrestres. L'amplitude, qui est fonction du mélange eau chaude / eau froide, est parfois faible pendant les périodes les plus chaude et plus importante quand le karst apporte encore de l'eau. Une amplitude nul, donc pas de variations, signifierait qu'il n'y a plus d'eau froide dans le karst et donc pas de mélange. Ce cas de figure ne s'est jamais produit durant les mesures et est pratiquement impossible.

En 2003, les premiers résultats avaient permis d'esquisser un modèle expliquant ces variations [CHOPARD et al 2004]. Ce dernier (figure 4.23) montre que l'eau s'infiltré dans l'aquifère du Bathonien-Bajocien puis descend en profondeur avant de remonter sur une faille. Cet aquifère, bien que très pentu, affleure en surface et ne doit pas être considéré comme un aquifère captif, mais comme une aquifère en charge. Quand la charge dans ce dernier est plus importante que dans le Malm, l'eau thermale émerge à la source du Chaudron. Lorsqu'en période de crue, la charge augmente dans le Malm jusqu'à dépasser la charge dans le Dogger, l'eau thermale sort sans doute en moins grande quantité et elle est noyée dans le flux d'eau froide.

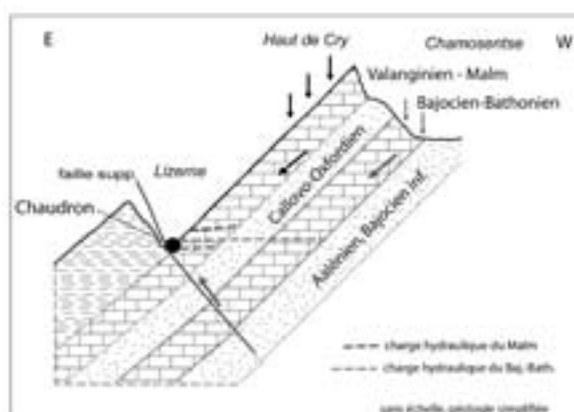


Fig. 4.23: Modèle schématique de fonctionnement de la source thermique du Chaudron imaginé en 2003. Les variations de charges entre l'aquifère du Malm et celui du Bajocien-Bathonien provoquent les augmentations puis les chutes de température et conductivité.

Comment est-ce que les marées peuvent influencer les eaux dans le Dogger? Une partie de la réponse est donnée dans la théorie consacrée aux marées terrestres. D'après les calculs, l'aquifère du Dogger ne peut être sensible aux marées que si son étendue géographique est très grande par rapport aux conduits qui amènent ses eaux en surface. De plus le volume d'eau en charge devrait être important et les écoulements lents. Des circulations trop rapides entraîneraient des écoulements turbulents qui annuleraient les effets de la marée. La géométrie de l'aquifère du Dogger n'est pas très bien connue, mais d'après la carte géologique il est clairement de grande dimension (15-20 km²) sans compter les plissements. Le conduit qui amène l'eau chaude en surface ne peut être que de faible dimension sinon l'eau se refroidirait en traversant le Malm. Le fait que l'on n'enregistre pas l'effet de la pression atmosphérique indique que l'aquifère n'est pas confiné, mais en charge.

4.9.4.3 Résultats

La figure 4.24 présente la méthode d'analyse sur une série de données de température. On voit que les variations ne sont pas uniquement dues aux marées, mais qu'il y a aussi des fluctuations à plus grande échelle. Pour annuler ces effets à grande échelle qui perturbe l'analyse des marées, nous avons procédé à l'élimination du trend en analysant les résidus d'une polynomiale qui fit ces grandes variations. Ces données représentent la période de crue thermique en début de chronique. Les variations sont assez faibles et les résidus de température ne sont pas toujours très en phase avec les marées terrestres. Une même comparaison a été effectuée pour les données de pression dans le but d'observer des fluctuations du débit. La période de crue thermique au mois de mai était la seule favorable à une analyse comparative de la pression avec les marées. Les différences de niveau ne semblent pas clairement être influencées par les marées. Les deux courbes sont parfois anticorrélées et le reste du temps on observe plutôt une cyclicité de 24 heures qui pourrait aussi correspondre à une faible fonte des neiges.

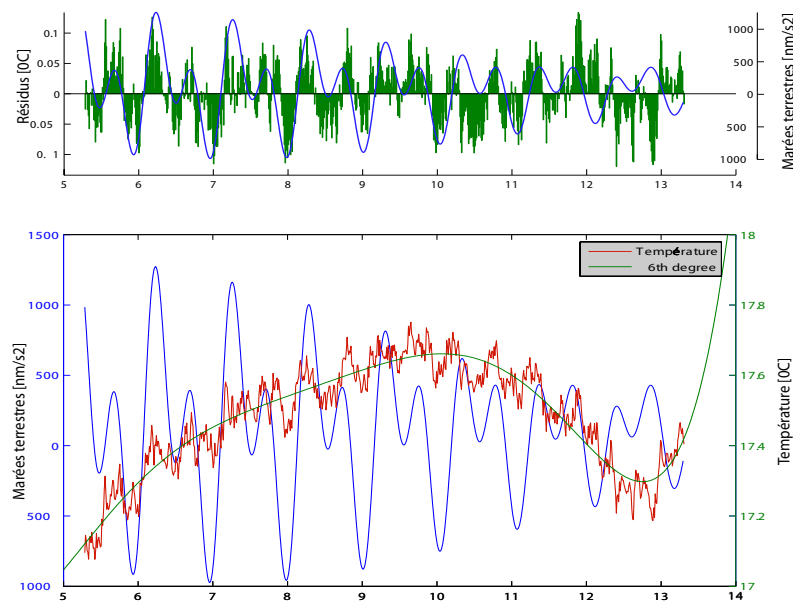


Fig. 4.24: Méthode d'analyse des marées terrestres par soustraction des variations à grande échelle. Ces données représentent le début de la chronique de température. Les variations sont faibles en raison du mélange et l'effet des marées n'est donc pas très visible.

L'analyse des marées terrestres est bien meilleure sur les données de la fin de la chronique (figure 4.25). Le signal est moins perturbé et l'amplitude est nettement plus grande en raison d'apports plus importants d'eau karstique froide. La corrélation avec la marée terrestre théorique est excellente entre début juillet et la fin de la chronique au mois d'octobre. L'analyse des données de la fin de la chronique est particulièrement intéressante. Sur une période de 10 jours, la corrélation est parfaite entre la marée verticale théorique et les variations de température (Figure 4.25 A). Dans la partie du bas (B) est représenté un essai de représentation de la marée horizontale. Celle-ci n'est pas correcte puisqu'il n'est pas possible de la générer avec Tsoft, néanmoins, la comparaison avec des données instrumentales montre qu'elle se rapproche des amplitudes de la marée horizontale. Ce résultat a été obtenu en modifiant les paramètres d'amplitude dans TSoft. Nous l'avons tout de même mis sur la figure dans le but de montrer que les variations de température sont influencées par la marée verticale, mais aussi par d'autres composantes. Le coefficient de corrélation entre la marée verticale et la température est de 0.85 ($r^2=0.73$) ce qui est excellent. Pour la pseudo marée horizontale celui-ci est de 0.8 ($r^2=0.62$). Plusieurs pics de température montrent un léger déphasage négatif d'une ou deux heures. Parfois ce déphasage est inexistant notamment pour les pics négatifs. Nous rediscuterons cette question un peu plus loin.

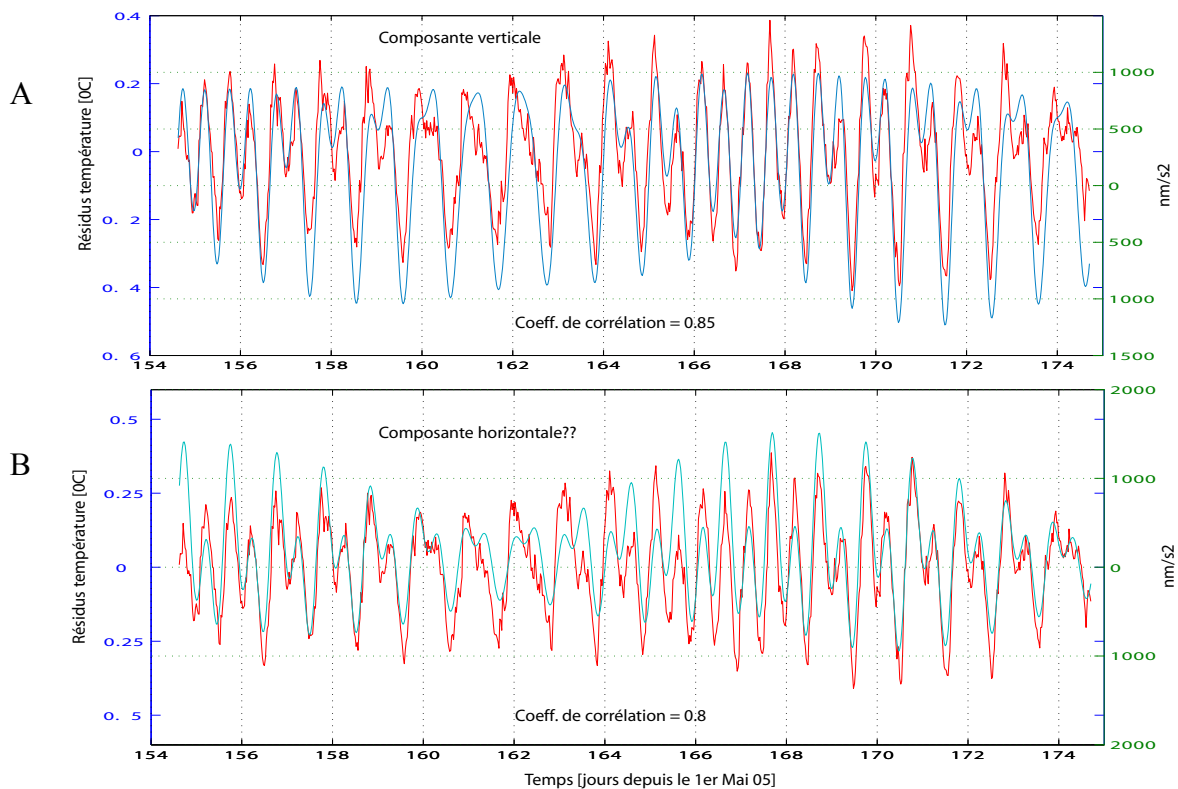


Fig. 4.25: Résidus de la température (rouge) et coefficients de la marée verticale (A) et pseudo horizontale (B). Ces données représentent 20 jours à la fin de la chronique au mois d'octobre. Le coefficient de corrélation est particulièrement bon avec la composante verticale (0.85). Entre le jour 166 et 169 la corrélation est de 0.96.

Dans la figure 4.26, chaque élément a été séparé et en plus de la température, les données de conductivité ont été ajoutées. Ce paramètre réagit de manière identique à la température, même si la précision de la sonde de conductivité est un peu moins bonne. L'amplitude des variations pour la conductivité est d'environ $20 \mu\text{S}/\text{cm}$. D'après différents calculs de mélange que nous discuterons plus loin, cette variation correspond à un changement de débit d'eau thermale de l'ordre de 10%.

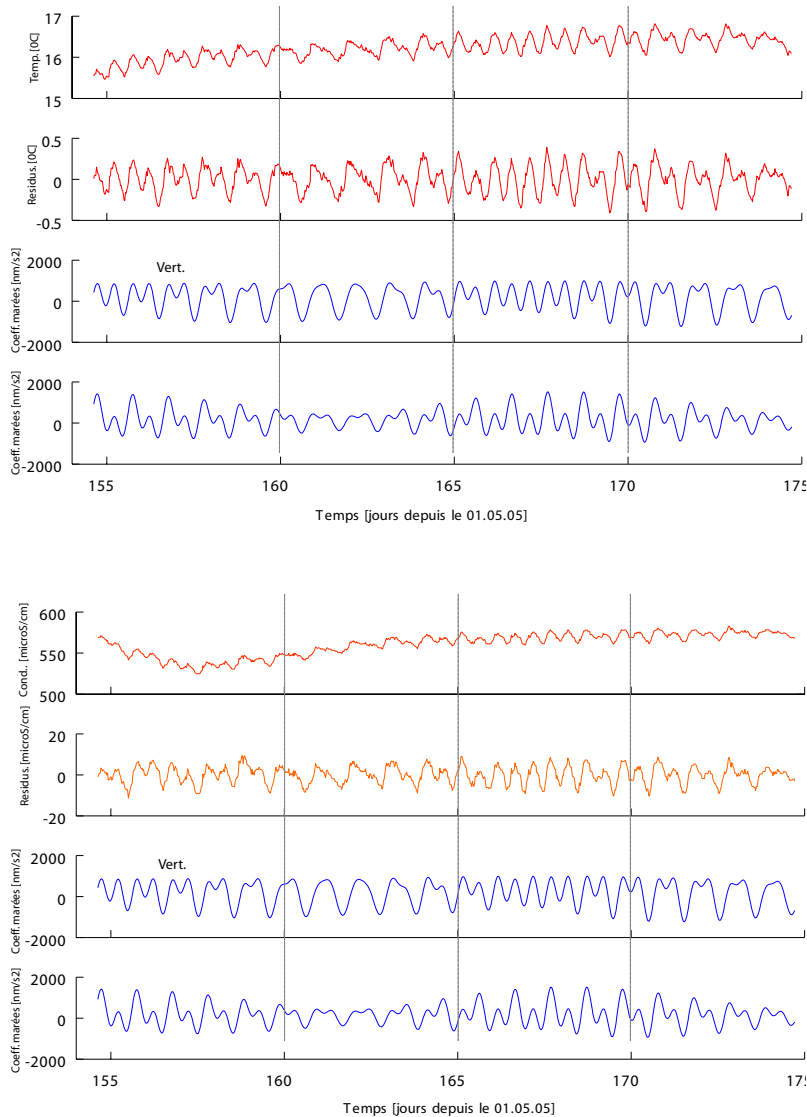


Fig. 4.26: Du haut en bas: température brute, résidus de température, marées verticales, pseudo marées horizontales. Les quatre graphiques du bas sont identiques mais pour la conductivité. <<<

4.9.4.4 Discussion

Ces résultats intéressants montrent que l'aquifère du Dogger est particulièrement sensible aux contraintes physiques. L'utilité de ces variations serait de pouvoir tirer des informations sur les propriétés physiques de ce dernier. Malheureusement, les variations que l'on observe à cette source sont modifiées en cours de route par des pertes calorifiques et sans doute des petites arrivées d'eau froide. Ensuite, une fois arrivé proche de la surface, ces eaux se mélangent avec les eaux froides du karst. Toutes ces influences atténuent le signal original et ne permettent pas de calculer les paramètres physiques de l'aquifère d'origine de ces eaux. Un autre problème vient du fait qu'il est impossible de mesurer le débit ni de l'eau froide et encore moins de l'eau chaude. L'étude des propriétés physique de l'aquifère demanderait un gros travail de quantification des entrées (pluie) et des sorties du système ou une modélisation sans doute complexe de la chaîne de processus.

Le seul élément qui permet d'extraire quelques informations est le déphasages de la température ou de la conductivité par rapport aux marées terrestres. Le modèle montre notamment que l'aquifère contenant l'eau chaude est à une distance minimum de 1000 mètres à partir de la surface. L'effet de la marée se produit donc à environ 1000 mètres du point où l'on enregistre

les variations. Si le déphasage est nul il faut en conclure que la réaction dans l'aquifère est directement ressentie 1000 mètres plus loin, ce qui signifierait que le système est soumis à un effet piston. Tacher et al. (1993) émettent l'hypothèse d'une influence de la direction de fissuration sur le déphasage négatif d'environ une heure observé dans des piézomètres à Lavey-Les-Bains. Quand la composante de la marée est perpendiculaire à la direction de fissuration l'effet est maximal. Ce modèle pourrait très bien être repris dans le cas de couches géologiques inclinées. Si les couches sont très inclinées, comme dans la vallée de la Lizerne, la marée est maximale quand ses composantes sont perpendiculaires aux couches. A ce stade, il est intéressant de reprendre la figure 4.25 pour constater que les variations en température semblent être un mélange entre la composante verticale et horizontale. En gardant toujours en tête que cette marée horizontale théorique n'est pas des plus fiable. Au jour 159, on voit que le déphasage est négatif sur la composante verticale et nul sur la composante «horizontale». Il est donc probable que la géologie à une influence sur l'effet de la marée dans l'aquifère. Sachant que les couches de la nappe de Morcles dans la vallée de la Lizerne sont inclinées à presque 45 degrés on peut penser que la marée horizontale aura autant d'influence que la marée verticale. Le problème est que la marée horizontale n'est pas la même sur l'axe E-W ou N-S. Dans notre cas c'est sans doute la composante E-W qui aura la plus grande influence puisque les couches plongent en direction de l'est. Le modèle de la figure 4.27 résume la situation hydrogéologique et le fonctionnement possible des marées terrestres à la source du Chaudron. Il est malgré tout intéressant de constater que sur la marée verticale le déphasage est par moment négatif, d'autre fois nul et plus rarement positif sur quelques pics (jours 172-174). Il est possible que, suivant la position des astres, une composante soit prépondérante pendant un certain temps, puis une autre plus tard. La figure 4.25 montre que entre les jours 170 et 175 les variations sont surtout en phase avec la marée «horizontale» et beaucoup moins avec la composante verticale alors que c'était l'inverse les quatre jours précédents.

Il serait sans doute possible avec un peu plus de temps, d'étudier en détail les marées à cet endroit, ainsi que le mouvement des astres (lune et soleil) qui induisent ces marées. Le but final serait de trouver une résultante dont les coefficients serait parfaitement en phase avec les variations observées à la source. Aucun article n'a malheureusement été trouvé sur le problème des marées terrestres dans des aquifères inclinés en milieu karstique.

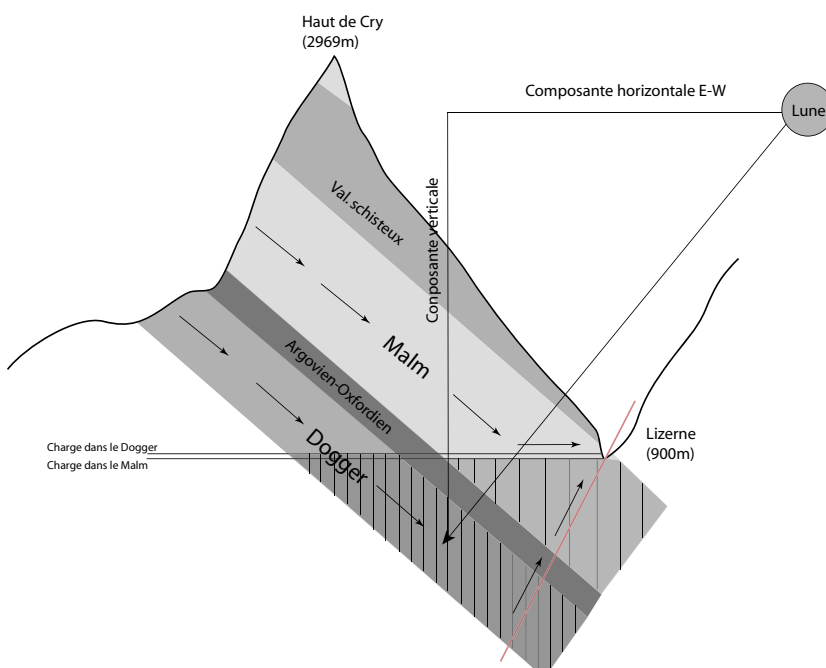


Fig. 4.27: Modèle explicatif du déphasage des variations dues aux marées terrestres à la source du Chaudron par rapport à la marée théorique. En période d'eau thermale, la charge dans le Dogger est plus élevée que dans le Malm.

4.9.5 Application des analyses spectrales et en ondelettes

Introduction

Je ne vais pas ici rentrer dans les détails mathématiques de ces analyses puisque le sujet est assez complexe et que ce n'est pas le sujet de ce travail, pour plus de précision il est conseillé de se référer à l'article de *Labat et al. (1999)*. Notre but est d'utiliser ces outils de manière cohérente afin d'en retirer un maximum de résultats.

Ce type d'analyse fonctionne sur des principes de comparaison de l'amplitude du signal sur des fenêtres plus ou moins grandes. L'analyse en ondelettes est basée sur l'ondelette qui est une fonction de type sinusoïde définie par son amplitude et sa largeur et qui permet de caractériser une fréquence. L'analyse en ondelettes opère une projection du signal entre la fonction d'ondelette d'une certaine fréquence et le signal d'entrée. Si le signal et la fonction se superposent bien alors le coefficient d'ondelette est élevé ce qui veut dire que la fréquence du signal a été détectée.

Les autres traitements de données ont été fait dans Tsoft. Ce programme permet d'effectuer des analyses de Fourier selon la fenêtre choisie (Moving Window Spectrum). Ainsi que différents traitements de lissage.

Résultats

La méthode du «Windowing» sur la chronique de conductivité permet de dégager les cycles journaliers pour chaque période (figure 4.28). Si la taille de la fenêtre est trop grande, la fréquence de sortie sera un mélange de toutes les fréquences sur une longue période qui sera sans doute non représentative des données qui nous intéressent. Dans le cas présent la fenêtre est de 512 données. Pour le début de la chronique la figure met en évidence 2 cycles par jour alors que les données sont de mauvaise qualité en raison d'un problème de mesure... Pendant la fonte des neiges les cycles descendent à un par jour puis lors des périodes thermales suivante les cycles sont à nouveau de 2.

La même méthode a été appliquée pour les données de température. Les trous de mesure ne sont pas pris en compte et il est donc inutile de regarder les dates puisqu'elles ne correspondent pas aux données. Il apparaît d'emblé que la figure est bien plus nette. La fenêtre est en effet de 64

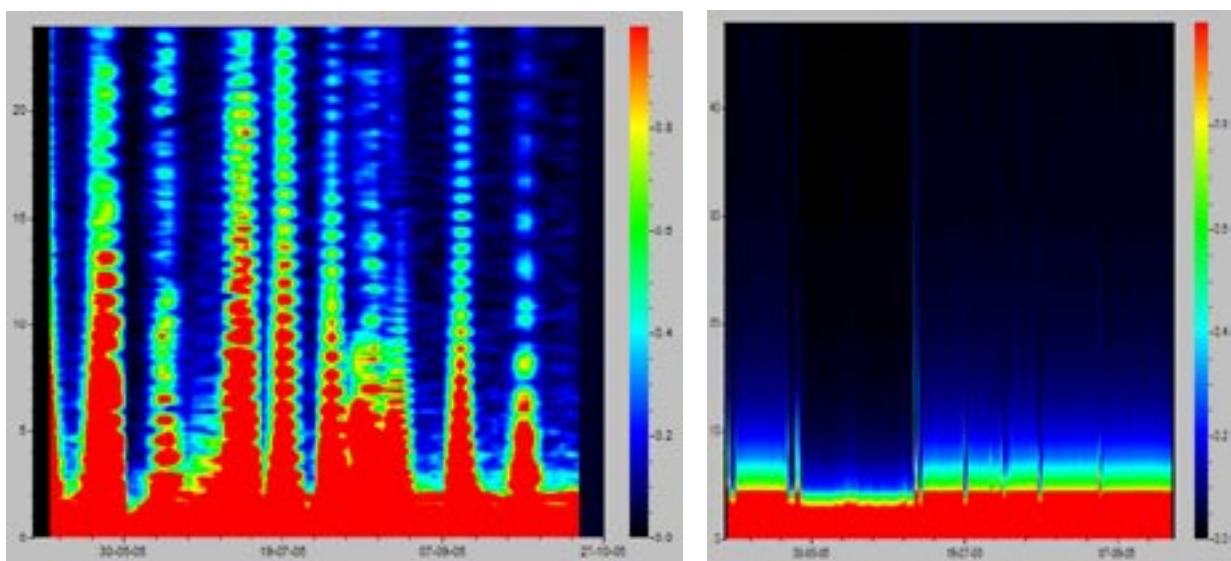


Fig. 4.28: A) Analyse de Fourier de la chronique de conductivité pour une fenêtre de 512 données. En Y: nombre de cycles par jour. B) Même analyse pour la température avec une fenêtre de 64 données. La variabilité de cycles par jour ressort nettement pendant les périodes d'eau thermale.

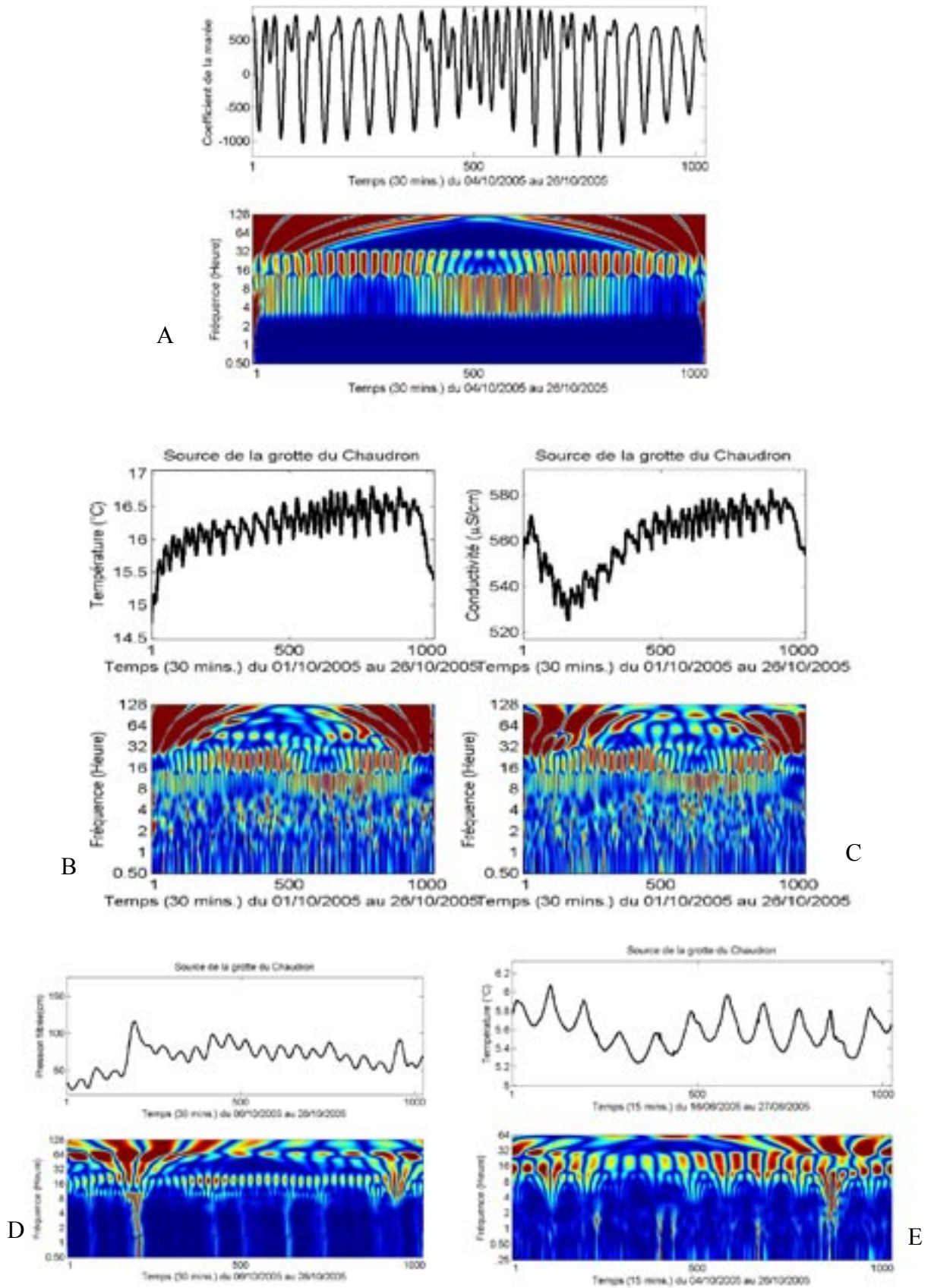


Fig. 4.29: Analyses en ondelettes de la marée théorique (A), de la température (B) et (E), de la conductivité (C) et de la pression (D).

données en raison du pas de temps qui est de 15 minutes au lieu des 30 min pour la conductivité. On peut donc utiliser une fenêtre plus petite et avoir une analyse plus précise. La plupart du temps les cycles sont de 2 par jours et ils descendent entre 1 et 2 pendant la fonte des neiges. Cette méthode est intéressante, mais le manque de contrôle sur l'application de cette dernière ne permet une très grande précision de l'analyse. Il est néanmoins possible de dégager les cycles importants.

Les analyses ont ondelettes ont été appliquées sur les données de température et de conductivité de la fin de la chronique (figure 4.29 B et C), les mêmes utilisées au point 4.9.4. Les données de pression de la fonte des neiges ont été analysées de la même façon en enlevant les variations de grande amplitude dues à la rivière (figure 4.29 D). La figure 4.29 A montre une application de l'analyse en ondelettes sur les données de la marée verticale théorique. Quand le minimum de la marée est très accentué la cyclicité se trouve entre 16 et 32 heures, donc 24 heures. Lorsque l'amplitude du minimum intermédiaire augmente, la cyclicité passe à 12 heures puis elle revient à 24 heures en fin de chronique. Si on applique cette méthode au données de température et pression pour la même période de temps, on constate que le signal est identique. Le début est à 24 heures, puis on passe à 12 heures et on revient à 24. La correspondance est donc très bonne.

Les données de pression et température ont aussi été analysées au mois de mai pendant les crues de printemps (figure 4.29 D et E). La cyclicité de 24 heures provoquée par la fonte des neiges ressort clairement.

Par rapport au Windowing des premières figures, l'analyse en ondelettes améliore nettement la précision. Elle permet d'analyser le signal à plusieurs niveaux (.4-8-16-32-etc..) au contraire de l'autre méthode dans laquelle on ne définit qu'un seul niveau à la fois. Ceci est très intéressant pour des données à variabilité multi échelle.

4.9.6 Mélanges et débits au Chaudron

Nous avons discuté au point 4.9.4 des différents types d'eau qui peuvent être présent dans le siphon du Chaudron. Le but ici est de discuter des mélanges entre l'eau froide du karst et l'eau thermale. De plus nous nous intéresserons à la température d'origine de l'eau thermale.

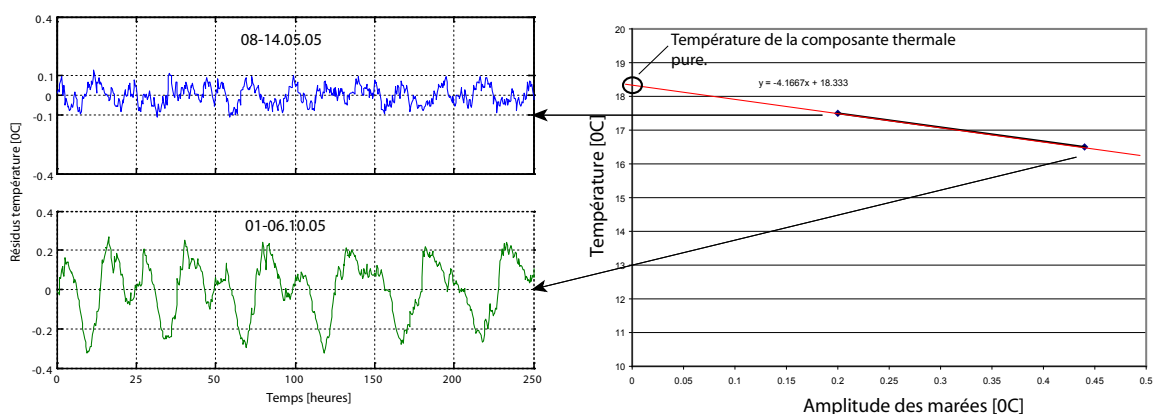


Fig. 4.30: Mesure de l'eau thermale pure en utilisant les amplitudes des variations de température dues aux marées terrestres. La chronique du haut représente la période de "crue" thermale début mai, alors que celle du bas est représentative des périodes suivantes où le mélange eau chaude /eau froide est plus important.

La température de l'eau thermique avant le mélange a été calculée à l'aide des amplitudes des marées terrestres. En effet, ces variations correspondent à un mélange plus ou moins important. Si la composante thermique est pure, l'amplitude sera nul, par conséquent les amplitudes à différentes périodes ont été mesurées pour remonter à la température et à la conductivité d'origine qui sont d'environ 18.3 degrés et 630 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (figure 4.30). A partir de cette température, la figure 4.31, que nous avons déjà discuté, a été complétée avec une droite représentant les pourcentages de mélanges. D'après les calculs, en période de "crué" thermique l'apport d'eau froide est de l'ordre de 2-3% et en période estivale d'étiage dans le Malm de 7-9%. Il aurait été intéressant de pouvoir mesurer le débit de cette source afin de quantifier les venues d'eau chaude et d'eau froide. Malheureusement, le fait qu'elle émerge en plusieurs endroits de la rivière rend la mesure impossible.

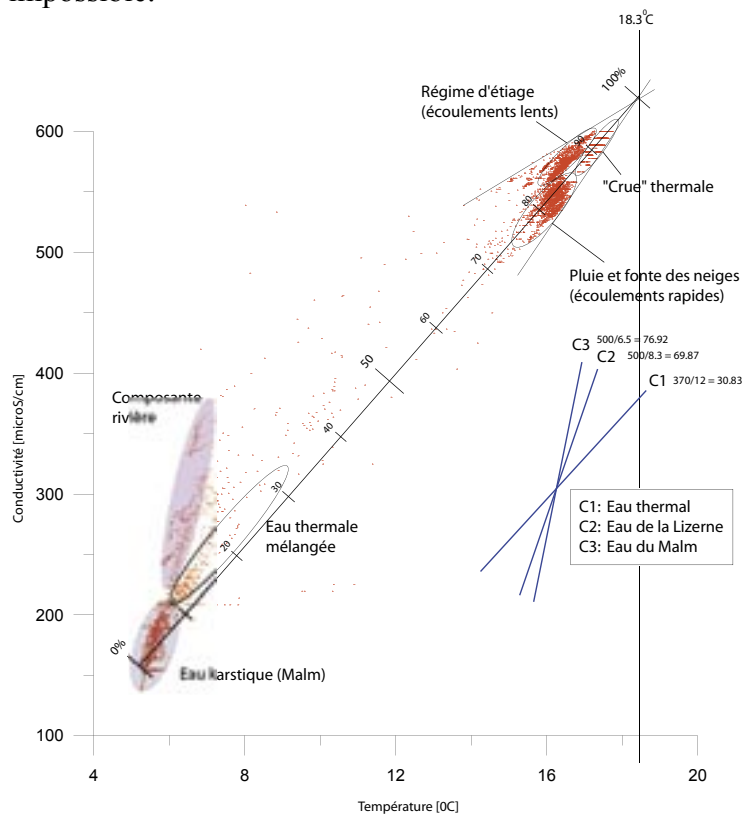


Fig. 4.31: Extrapolation des pourcentages de mélange d'eau froide et d'eau thermique à partir des deux extrêmes.

Nous avons tenté de mesurer le débit de la source en mesurant le débit de la rivière en amont et en aval de celle-ci puis en faisant la différence qui aurait dû correspondre au débit de la source du Chaudron. Les mesures effectuées le 14.09.2005 dans la Lizerne donne un débit en amont de la source de 340 l/s et de 330 l/s en aval. Ces chiffres peuvent montrer deux choses: soit une partie de l'eau de la rivière s'infiltré dans le karst sous-jacent (peu probable), soit l'apport de la source est faible et entre dans l'erreur de mesure. La deuxième hypothèse est la plus probable. La masse de sel utilisé n'était que de 2 kg et la hauteur du pic de conductivité n'était que de 105 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En aval de l'Airette le débit mesuré était de 717 l/s. On peut donc en conclure que le débit total des sources était d'environ 300 l/s dont le 95% de la source de l'Airette.

Etant donné que cette méthode n'était pas assez précise, quelques tests ont été fait à partir des mélanges d'eau. Les débits ont été estimés à partir des mesures de conductivité au Chaudron et dans la rivière. Connaissant le débit de la rivière en aval (Q_{riv}), la conductivité de la rivière en amont (C2), la conductivité en aval (C3) et la conductivité du Chaudron (C1) il est possible en utilisant la relation $Q_{\text{riv}}/Q_{\text{chd}} = (C3-C2)/(C1-C2)$ de trouver le débit approximatif du Chaudron. Ce calcul a été testé avec 6 paramètres (conductivité, température, HCO_3 , Cl, NO_3 , SO_4) mesuré le

30.09.2005. Les résultats (voir annexe 2) sont étonnant, puisque les calculs donnent des débits entre 70 et 90 l/s ce qui paraît considérable. De plus, la conductivité et la température utilisées dans les calculs sont ceux de la sortie d'eau du Chaudron dans la rivière et non les paramètres mesurés dans le siphon. L'utilisation de ces derniers donne des débits de l'ordre de 250 l/s. Ces calculs nous montrent en tout cas que l'eau du Chaudron est diluée à l'eau karstique avant de sortir à l'air libre. Il est difficile de dire si ces débits sont réalistes ou non. Visuellement, le débit de la rivière ne semble pas augmenter, mais étant donné que le Chaudron sort sur près de 30 mètres il est à mon avis très dur de remarquer une augmentation de débit de 70 ou 80 l/s. Il est cependant bizarre que les jaugeages au sel n'aient pas détectés un débit pareil...

4.9.7 Le séisme du Col de Balmes (M = 4.9)

Le sujet de la détection des séismes a été abordé lors de l'étude du Radon dans l'eau. Le 08.09.05 un puissant séisme de 4.9 s'est produit au Col de Balme près de la frontière Suisse à environ 50 km à vol d'oiseau de la région de Derborence. Théoriquement, de faibles séismes peuvent produire une déformation équivalente aux marées terrestres (10^{-8}). Il est donc probable notre aquifère d'étude ait ressenti le passage du train d'onde sismique.

La figure 4.32 montre que le 08.09.05 vers 11h30, la conductivité et la température, alors qu'elles étaient en phase descendante, remonte brusquement d'une grandeur égale à l'amplitude des marées. Les valeurs restent sur ce niveau pendant 3 jours jusqu'à la crue du 12.09.05. Tout porte à croire que l'aquifère a réagi à ce tremblement de terre, mais on voit que sur le reste des données peuvent se produire des shifts de même grandeur que l'on n'explique pas par un séisme (pic du 17.09.05).

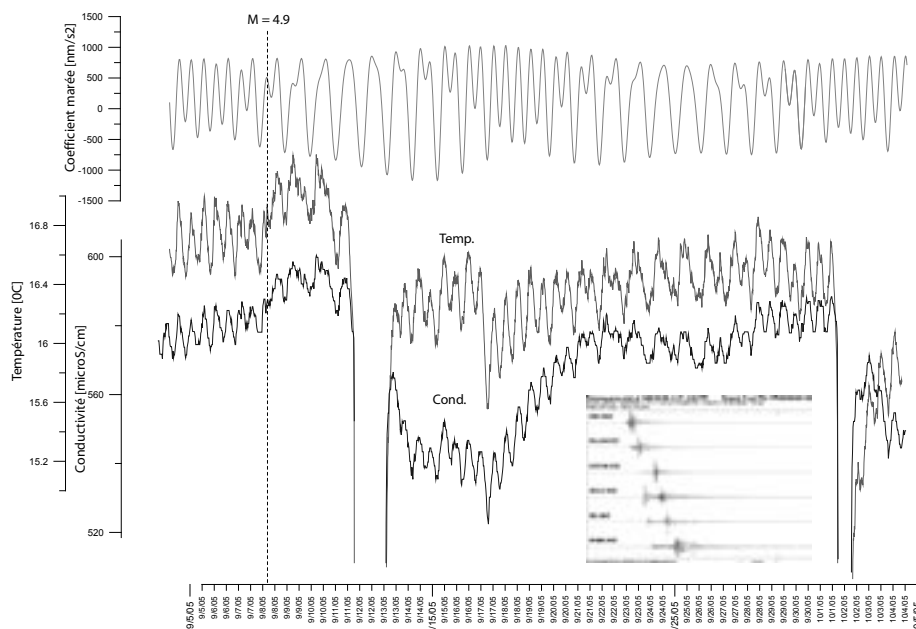


Fig. 4.32: Probable effet du tremblement de terre du Col de Balmes dans l'aquifère thermal du Haut de Cry. Le graphique du haut représente la marée verticale thorique. Dans l'encadré: enregistrement du séisme dans plusieurs station de Suisse.

4.10 Données en continu à la source de l'Airette

4.10.1 Introduction

La relation entre la source de l'Airette et du Chaudron était fortement suspectée, mais aucun élément ne confirmait cette hypothèse. C'est en partie pour cette raison qu'un Madd a été installé à cette source. De plus, il nous a paru intéressant de la surveiller puisqu'elle est tout de même la plus importante de la vallée. Le Madd installé est un vieil appareil, il convient donc de rester prudent avec les données obtenues. Les points Madd ont été corrigés à partir des données manuelles ponctuellement mesurées à la source. Le boîtier de l'appareil a été changé en cours de mesure pour ajouter une sonde de pression. Les données de l'Airette, en bleu sur la figure 4.33, montrent bien un problème au niveau de la prise de données. Le net décalage d'une partie des points sur la droite à deux origines: la première est qu'au début des mesures l'eau passait dans un tuyau qui siphonnait l'eau du siphon. L'eau se réchauffait d'environ 0.2-0.4 degrés en passant dans le tuyau se qui explique une partie du shift. La deuxième explication est sans doute la prise de données à l'intérieur du siphon. La sonde était parfois juste dans l'eau et il est possible que la sonde de conductivité enregistrerait la conductivité de l'eau alors que la sonde de température enregistrerait la température de l'air. Peut-être que l'air de la grotte chauffait légèrement la sonde qui n'était pas totalement submergée. Il faut donc plutôt se fier aux données de la partie droite. Deux IButton ont également été disposé dans le siphon pour enregistrer les crues. Ces données sont présentées sur la figure 4.34.

4.10.2 Résultats

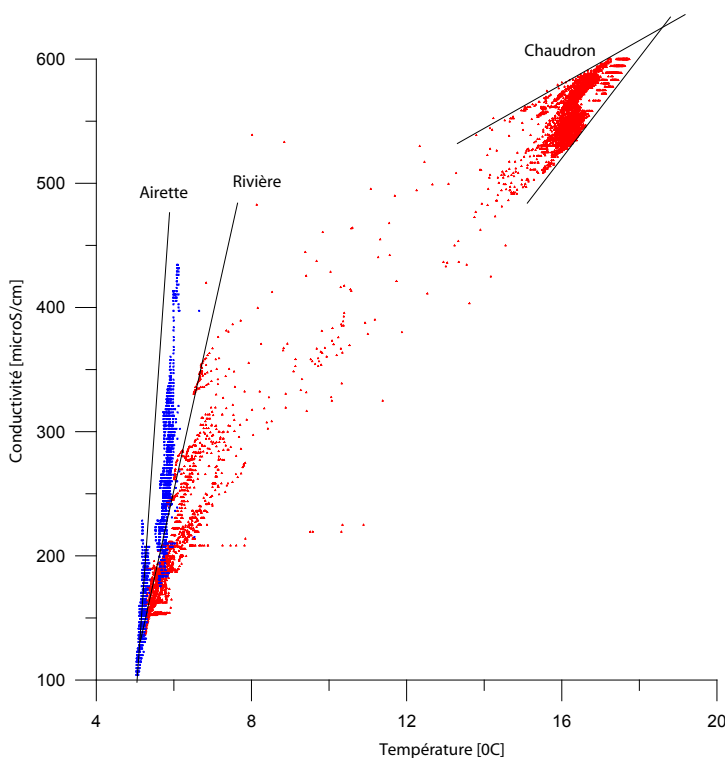


Fig. 4.33: Données de conductivité et température à la source du Chaudron (rouge) et de l'Airette (bleu).

La figure 4.33 est une superposition des données de conductivité et température de la source de l'Airette et du Chaudron. Les différents types d'eau ont déjà été décrits, mais il est intéressant de confirmer ces résultats par les données de l'Airette. Les eaux de cette dernière s'alignent sur une droite beaucoup plus pentue que pour le Chaudron. Les valeurs maximales atteintes sont de 434 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour 6 degrés. On voit que les eaux de la rivière qui envahissent parfois le siphon du Chaudron ont des conductivités identiques, mais des températures nettement plus chaudes.

La conductivité et la température sont également présentes sur la figure 4.34. Les températures enregistrées par les IButton ont été ajoutées au-dessus

afin de dégager une image globale des événements de crues. Le IButton H se situe à la hauteur du seuil de débordement du siphon et le IButton B est 1 mètre au-dessous. Quand le siphon déborde le IButton B est submergé avant le H. On voit que vers le 14-15 juin le niveau d'eau a stagné entre les deux IButton, c'est pour cette raison que celui du haut a enregistré la température extérieure alors que celui du bas a enregistré la température de l'eau. Concernant les données du Madd, il est clair qu'elles sont assez lacunaires en raison des battements très grands dans le siphon. Les sondes étaient placées environ 5 mètres sous le seuil, mais plusieurs fois le niveau est descendu au-dessous.

La chronique de température montre un gros escalier lors du changement d'emplacement des sondes. Le début de la chronique est influencé par les variations de température journalières ce qui n'est plus le cas plus tard. Les données de conductivité varient en fonction des crues. Quand la crue arrive la conductivité chute puis elle remonte en fin de crue, ce phénomène est typique pour une source karstique. Les variations de conductivité au cours de la période de mesure sont tout de même importantes. Les minimas sont de l'ordre de 120 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et les maximas d'environ 350-400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ soit une différence d'environ 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La comparaison des crues à l'Airette et au Chaudron (figure 4.34) montre que le débordement de siphon de l'Airette correspond aux chutes de conductivité au Chaudron. Bien que prévisible cette corrélation démontre une liaison des conduits entre le Chaudron et l'Airette en amont des deux sources.

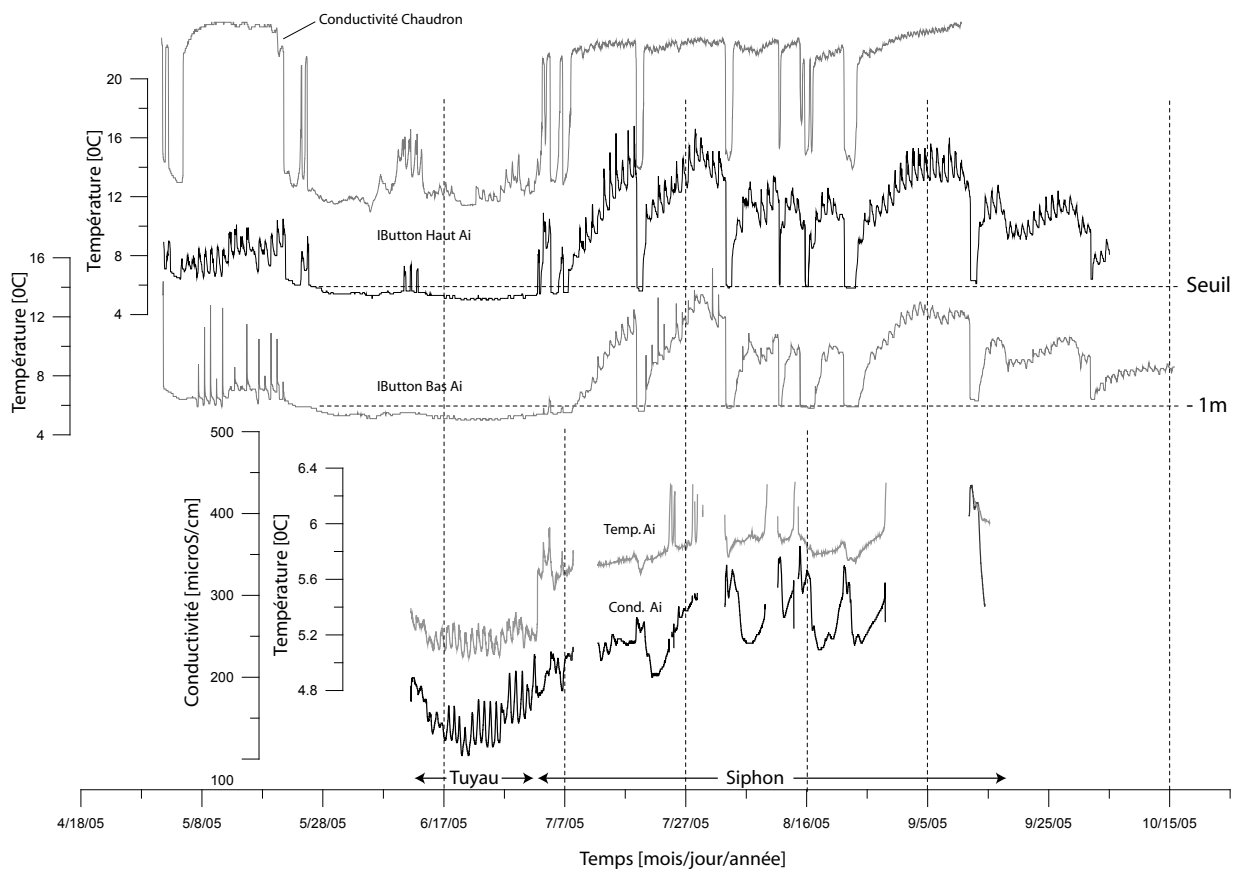


Fig. 4.34: Chronique de température aux deux IButton de la source de l'Airette et données de température et conductivité également à la source de l'Airette (datalogger de type Madd). Les trous correspondent à des périodes d'étéage pendant lesquelles les sondes étaient hors de l'eau.

4.11 Saturation en gaz dissous

Ponctuellement, nous avons mesuré la saturation en gaz dissous de la source de l'Airette et du Chaudron. Ces mesures montrent que la source de l'Airette n'est pas sursaturée en gaz (100 %) ce qui veut dire qu'elle a tout le temps de dégazer en cascasant dans un système non confiné avant de sortir à l'air libre. Au Chaudron, l'eau chaude montre une forte sursaturation en gaz (~120 %) qui indique une circulation en système noyé et probablement en forte charge vu la profondeur qu'elle atteint. Il est en tout cas certain que la première poche d'air rencontrée par cette eau n'est autre que le siphon du Chaudron. L'eau de la source du Chaudron est totalement isolée du système karstique du Malm jusqu'à son arrivée dans le siphon.

Chapitre 5 Conclusion

Ce travail a permis d'améliorer les connaissances hydrogéologiques de la vallée de la Lizerne à plusieurs échelles. Nous avons premièrement abordé l'hydrogéologie du bassin versant de la Lizerne. Une quantification des entrées et des sorties du bassin a été tentée, mais les résultats sont basés sur de nombreuses approximations. Il est malgré tout intéressant d'avoir une idée globale du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique pour mener une étude à plus petite échelle. De plus, les éléments tectoniques et géologiques principaux ont été modélisés pour le massif du Haut de Cry, nous apprenant de nombreuses choses sur la profondeur des écoulements dans le Malm et le Dogger.

Une étude hydrochimique de la plupart des sources de la vallée de la Lizerne a donné des résultats intéressants confirmant en partie les résultats antérieurs. De nouvelles hypothèses d'écoulements souterrains ont émergé et la comparaison avec les sources de Saillon semble montrer une alimentation partielle de la source du Chaudron depuis le Trias. Plusieurs autres sources montrent également une signature de mélange entre plusieurs aquifères confirmant des circulations importantes sur les chevauchement de la nappe de Morcles.

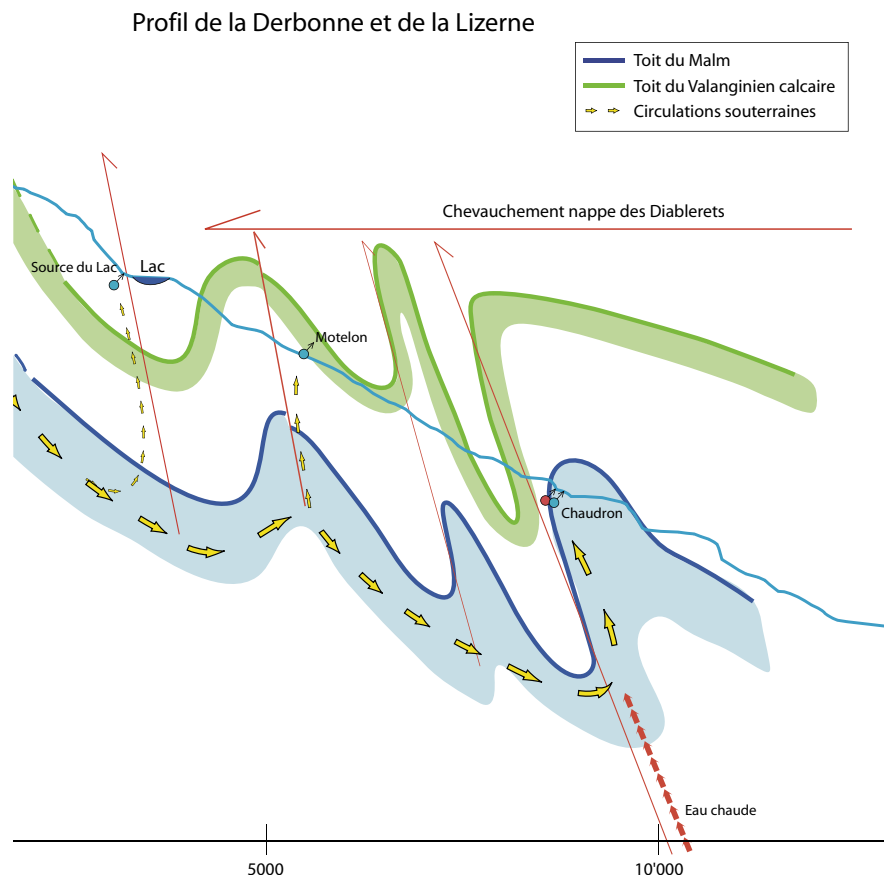


Fig. 5.1: Modèle de circulation des eaux souterraines depuis les zones karstiques via le Malm et les sources. Le profil de la rivière est à l'échelle, la géologie est interprétative.

Dans la deuxième partie du travail, l'analyse des données en continu de la source du Chaudron et de l'Airette a apporté de nombreux résultats. Le fonctionnement de la cavité tant au niveau hydrodynamique que des marées terrestres a été étudié en profondeur et de nombreux éléments de compréhension ont été dégagés. Plusieurs types d'eau influence le fonctionnement du siphon et une relation très étroite avec la rivière a été mise en évidence. L'aérogologie de la cavité a été abordée brièvement.

Toutes ces données permettent de proposer un modèle de circulation des eaux entre les zones karstiques et la vallée de la Lizerne (figure 5.1). Ce modèle est dessiné à l'échelle et le profil de la rivière est fidèle au MNT 25 donc assez précis. La géologie a été extrapolée à partir des cartes géologiques, mais les couches sont dessinées approximativement. D'après ce modèle, plusieurs endroits sont susceptibles d'entraîner des circulations verticales mettant en relation les aquifères. Ces zones sont principalement situées sur des failles majeures (chevauchement).

L'interprétation des circulations en profondeur montre que les écoulements sont complexes. Un multitraçage serait indispensable pour définir clairement les relations entre aquifères et les temps de transit. Ceci permettrait également de mieux comprendre la chimie observée aux sources et les mesures à la source du Chaudron. A cette dernière, des mesures isotopiques à différents régimes hydrauliques pourraient nous en apprendre de d'avantage sur les altitudes de recharge et la caractérisation des différents bassins versants.

Marées terrestres

Concernant ce sujet particulier des marées terrestres, il serait sans doute possible d'exploiter les données plus en détail. En effet, certains programmes (Predict ou MT80W) permettent de calculer la composante horizontale des marées terrestres. De plus, une meilleure connaissance du phénomène à cet endroit permettrait peut-être d'en apprendre plus sur la relation entre géologie et effet de marée, ainsi que sur les conduits et la relation Dogger / Malm. Par «meilleure connaissance du phénomène» il faut comprendre, par exemple, l'enregistrement instrumental des marées à la source de la Lizerne.

Au vu de la grande sensibilité de l'aquifère profond, des mesures en continu de radon sur une longue période apporteraient sans aucun doute des résultats intéressants. La proximité de l'aquifère à la zone sismique assez active des Diablerets en fait un point d'observation intéressant concernant l'effet des séismes sur les eaux souterraines.

En conclusion, la région de Derborence et de la vallée de la Lizerne, de par la complexité des structures géologiques et de par sa situation tout à fait unique englobe des phénomènes hydrogéologiques très particuliers. Des avancées intéressantes pourraient être obtenues avec relativement peu de moyen, malheureusement l'accès difficile à la source du Chaudron demande un investissement personnel important. Sans ces problèmes d'accès, il est certain que cette source susciterait suffisamment d'intérêt pour que l'on continue d'en comprendre le fonctionnement et les phénomènes déjà mis en évidence.

6 Bibliographie

- AQUILINA L., B. LADOUCHE, N. DOERFLIGER et M. BAKALOWICZ, 2003: Deep water circulation, residence time and chemistry in a karst complex. *Ground Water*, vol. 41, no3, p. 790-805.
- BADOUX H., J.H. GABUS et C.H. MERCANTON, 1990: Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 1285 Les Diablerets, notice explicative Commission Géologique Suisse.
- BADOUX H., 1971: Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 1305 Dt de Morcles, notice explicative Commission Géologique Suisse.
- BADOUX H., 1972: Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse no 143. Commission Géologique Suisse.
- BONNARD G. E., 1926: Monographie géologique du massif du Haut de Cry. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse 57. Commission Géologique Suisse.
- BRASSINGTON R., 1998: *Field hydrogeology*. Wiley, 250 pages.
- BREDEHOEFT J. D. 1967: Response of well-aquifer systems to earth tides. *J. Geophys. Res.*, 72, 3075-3087.
- CHOPARD V., 2003: Découverte de la géologie et de l'hydrogéologie sur le site de Derborence. Travail de diplôme, EDD, 72 pages.
- CHOPARD V., D. LINDER, J. FARINE, J. PERRIN, E. WEBER, 2004. Une source thermale dans le karst de Derborence. *Stalactite* 2-04.
- DROZ J., 1994: La végétation de la région de Derborence (Conthey, Chamoson, Valais). Thèse, Institut de botanique et géobotanique. Université de Lausanne.
- DUBOIS J.-D., E. MAZOR, F. JAFFE et G. BIANCHETTI, 1993: Hydrochimie et géothermie de la région de Saillon (Valais, Suisse). *Bull. du Centre d'Hydr.* no 12.
- FARINE J., 2003: Analyse préliminaire des données de la source du Chaudron aquises entre le 04.10.02 et le 11.05.03. Rapport interne SCJ.
- FLEURY J., 2005 (in press): PCA-CHEM new code using Matlab script for interpretative chemistry and microbiology data. *Matlab pour les nuls* no5.
- GAINON F., 2003: Etude hydrogéologique de la source radioactive de St-Placidus, Disentis (Gr). Travail de diplôme postgrade en hydrogéologie, CHYN, 53 pages.
- HELITAS N., 1997: Application des analyses corrélatoires et spectrales à l'étude de quatre sources karstiques. Travail de diplôme postgrade en hydrogéologie, CHYN.
- JEANNIN P.Y., S. BEURET, 1995: Multitraçage dans la région de Derborence (VS). Caverne no 1/2, p. 37-43.
- KILCHMANN S., 2001: Typology of recent groundwaters from different aquifer environments based on geogenic tracer elements. Thèse EPFL.
- KUONEN T., 2000: Derborence et la vallée de la Lizerne. *Monographic SA, Sierre*, 223 pages.
- LABAT D., R. ABABOU, A. MANGIN, 1999: Analyse en ondelette en hydrologie karstique, 1er partie: analyse univariée de pluies et débits de sources karstiques. *Earth and planetary science*, 1999, 329, 873-879.
- LABAT D., R. ABABOU, A. MANGIN, 1999: Analyse en ondelette en hydrologie karstique, 2er partie: analyse en ondelettes croisée pluie_débit. *Earth and planetary science*, 1999, 329, 881-887.
- MANGIN A., 1975: Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse 124 p. Laboratoire souterrain du centre national de la recherche scientifique, Moulis
- MATHEVET T., M. LEPILLER and A. MANGIN, 2004: Application of time-series analyses to the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of Bange-L'eau-Morte. *Hydrology and Earth System Science*, 8(6), 1051-1064.
- MELCHIOR P., 1966: *The tides of the planet earth*. Pergamon Press. 470 p.
- MURALT R. & F.-D. VUATAZ, 1993: Emergence d'eau thermale et mélanges avec des eaux souterraines froides dans la gorge de la Dala à Leukerbad (Valais, Suisse). *Bull. du Centre d'Hydr.* no 12.
- PERRIN J., 2003: A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers. Thèse

- Université de Neuchâtel, CHYN.
- SAVOY L., 2002: Caractérisation du temps de transit et de stockage de l'eau dans la zone non saturée des systèmes karstiques. Utilisation des gaz du sol (Radon et CO₂) comme traceurs naturels. Travail de diplôme postgrade en hydrogéologie, CHYN.
- SURBECK H., 1990: Rn-222 transport from soil to karst caves by percolating water. Int. Ass. of Hydrologists, Memoires, 22, 1.
- TACHER L., J.-D. ROUILLER et F. ZWAHLEN, 1993: Marees terrestres dans l'aquifère captif du assif cristallin des Aiguilles Rouges, région de Lavey-Les-Bains, Suisse. Bull. du Centre d'Hydr. no 12.
- TRIPET J.P., 1973: Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. Thèse 183 p. Mat. pour la carte géol. de la Suisse, hydrogéologie. No 21.
- VAN CAMP M., 2004: TSoft Manual version 2.0.14. Royal Observatory of Belgium. <http://www.astro.oma.be/SEISMO/TSOFT/tsoft.html>
- VAN CAMP M., & P. VAUTERIN, 2005: TSoft graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides, Computers & Geosciences, 31(5) 631-640.
- VUATAZ F.-D., J.-D. ROUILLER, J.-D. DUBOIS, G. BIANCHETTI et O. BESSON, 1993: Programme Géothermoval: résultats d'une prospection des ressources géothermiques du Valais, Suisse. Bull. du Centre d'Hydr., no 12.

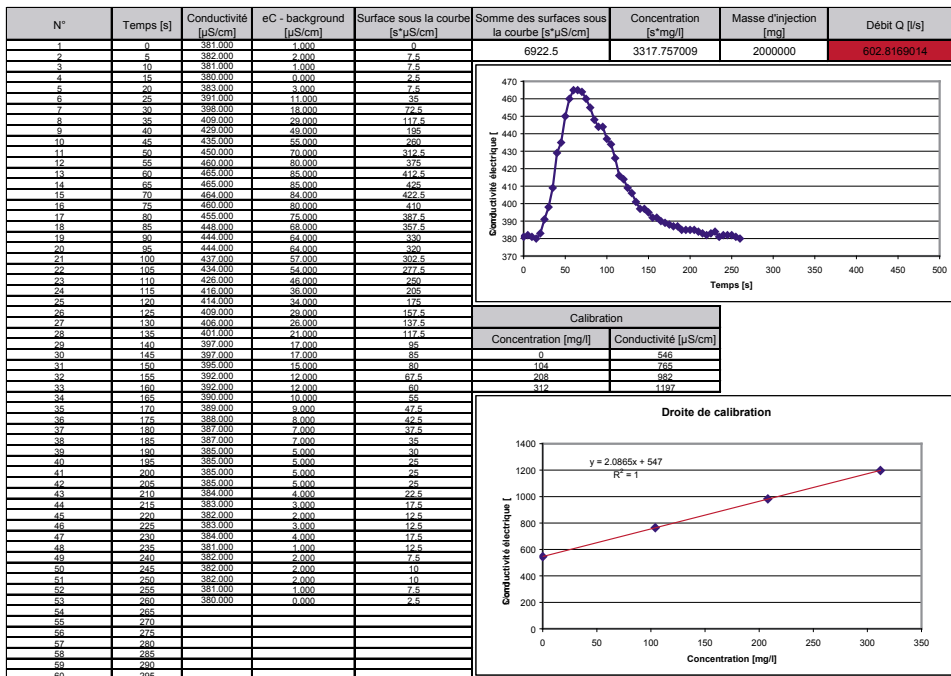
7

Annexes Analyses chimiques

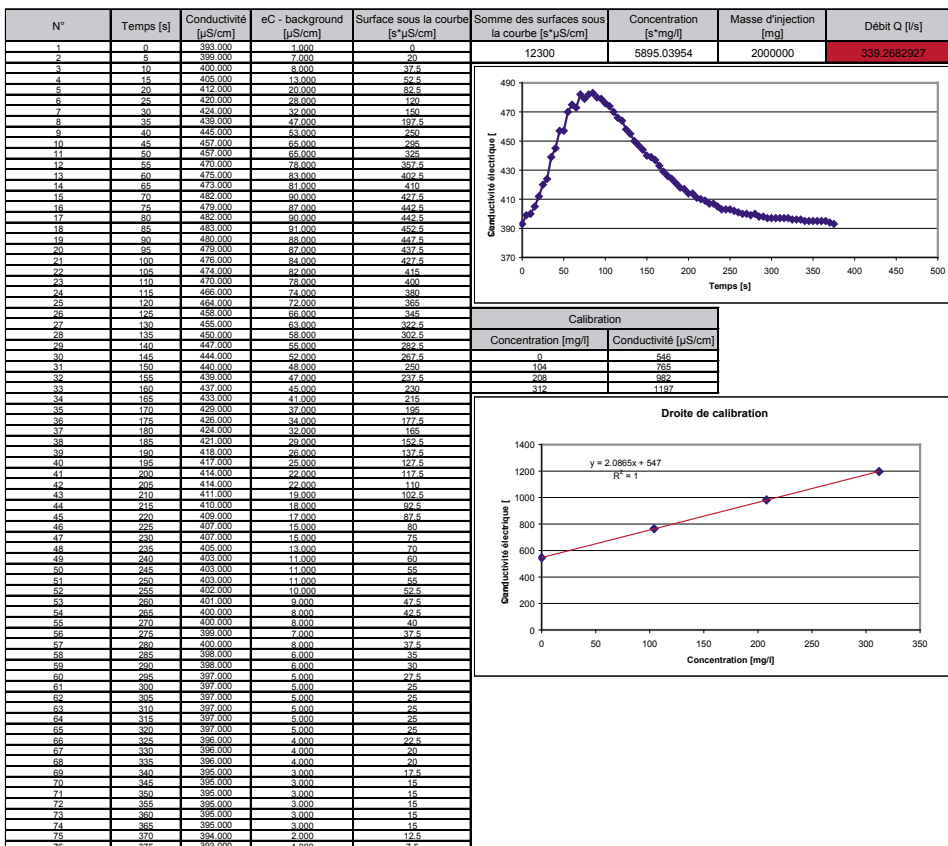
Abréviation, N°	lieux d'échantillonnages	date	géologie	altitude	débit (lit/s)	cond. (µS/cm)	temp. (°C)	pH	HCO3 (mg/L)	Na (mg/L)	K (mg/L)	Mg (mg/L)	Ca (mg/L)	Cl (mg/L)	Br (mg/l)	NO3 (mg/L)	SO4 (mg/L)	BI (%)
LIZ1	Lizernie (rivière Servaplaine)	10/00/02	surface	1100	150,00	540	10,8	8,30	166	0,7	0,3	14,8	57	0,6	0,0	0,7	70,4	1,1
CDV1	chenet de volvie	10/00/02	hauterivièn	1055	5,00	253	9,9*	8,38	146	0,3	0,1	4,8	48	0,6	0,0	1,0	16,4	0,2
SPC3	source petite cascade	10/00/02	tertiaire	1005	0,02	200	7,6	7,83	163	0,9	0,1	6,3	53	0,6	0,0	0,9	21,4	1,1
SPL4	source du petit lac	10/00/02	tertiaire	1005	0,07	206	6,7	7,75	182	0,9	0,2	6,1	51	0,6	0,0	0,9	20,5	0,6
CDT5	cascade de tuf	10/00/02	valang, calcaire	975	0,30	300	12,8*	8,23	232	1,5	0,4	10,3	71	0,7	0,0	0,4	26,9	0,1
SDLC	source de la conforon	10/00/02	valang, calcaire	970	3,00	341	8,6	8,09	201	0,5	0,1	5,6	69	0,6	0,0	0,6	20,0	2,6
CHD	grotte du Chaudron (A2)	10/00/02	main	905	5 (coulée vers l'est)	591	16,6	7,60	216	29,2	1,1	18,6	75	14,9	0,0	0,7	132,3	2,6
AI	source de l'Ailette (A1)	10/00/02	main	905	150,00	303	6,1	7,13	128	0,7	0,1	14,5	43	0,6	0,0	1,0	96,8	0,6
LIZ	Lizernie (rivière Servaplaine)	5/11/03	surface	900	1100 - 1600	278	9	8,15	143	0,37	0,18	8,34	53,95	0,14	0,0	0,75	50,56	0,17
CHD	grotte du Chaudron (A2)	5/11/03	main	905	coulée vers l'ouest	228	6,1	8,10	102	0,30	0,18	5,13	30,33	0,29	0,0	1,01	21,38	4,5
AI	source de l'Ailette (A1)	5/11/03	main	905	300 - 500	191	5,8	8,06	105	0,20	0,06	5,27	29,25	0,13	0,0	1,15	15,77	4,8
AI	source de l'Ailette (A1)	8/19/05	main	905	100-150	250,7	5,8	8,19	120	0,22	0,00	8,57	33,80	0,11	0,0	0,95	27,36	4,6
Riv am CHD	Lizernie amont Chaudron	8/19/05	surface	905	200-300	268	8,8	7 (03,09)	150	0,81	0,44	11,49	65,68	0,17	0,0	0,78	87,03	1,4
Riv am AI	Lizernie amont Ailette	8/19/05	surface	905	200-300	257	8,9	7 (03,09)	161,16	2,58	0,55	11,29	58,08	1,02	0,0	0,77	74,61	3,9
CHD	grotte du Chaudron (A2)	8/19/05	main	905	30-50	219,36	15,4	7,37(03,09)	119,36	29,99	1,34	15,26	62,35	13,68	0,0	0,57	84,94	0,8
AI	source de l'Ailette (A1)	9/3/05	main	905	40-60	315	6,2	6,19	119,5	0,90	0,00	14,60	38,35	0,36	0,0	2,10	58,57	1,5
SVF2	Source de Servaplaine Am	9/3/05	valang, calcaire	1110	2 - 3	383	9	6,93	172,63	0,00	0,00	8,23	45,37	0,37	0,0	2,81	22,30	6,3
SDLC	source de la conforon	9/3/05	valang, calcaire	970	2,00	324	8,7	8,41	196,47	0,53	0,00	5,30	57,43	0,41	0,0	1,70	19,15	5,8
GDV2	chenet de volvie	9/3/05	hauterivièn	1055	3	244	9,1	8,03	148,474	0,26	0,29	5,83	50,60	0,38	0,0	2,73	16,37	4,1
CDT	cascade de tuf	9/3/05	valang, calcaire	975	0,10	357	12,1 (bas chute)	8,17	220,454	1,97	0,27	10,76	58,96	0,42	0,0	4,03	32,87	6,8
CHD	grotte du Chaudron (A2)	9/3/05	main	905	<10	560	16,3	7,37	217,16	24,43	0,67	18,57	66,63	15,75	0,0	1,34	103,98	2,6
SDS	Source du sel	9/3/05	Trias	1050	<1	2160	7,5	7,04	279,38	6,58	1,60	80,64	800,66	1,12	3,09	4,45	1860,52	3,7
SPL(3)	source du petit lac	9/3/05	Trias	1050	<1	250	7,7	8,17	157,38	1,26	0,00	5,82	44,71	0,18	0,0	2,53	20,50	5,9
SGC(7)	Source du grand Canyon	9/3/05	Trias	760	0,5	383	9	7,61	164,7	1,97	0,00	11,89	58,43	1,33	0,0	1,81	77,03	5,8
SVP	Source de Servaplaine	9/3/05	Trias	1080	2-3	288	6,5	7,72	188,1	0,72	0,00	13,24	56,21	0,27	0,0	2,99	98,11	4,3
Smll	Source du millième	9/3/05	Trias	1040	2-3	1219	7,4	7,77	229,36	3,58	0,00	34,93	325,48	1,32	0,0	4,91	847,45	5,7
CHD	source de Chaudron	9/14/05	main	905	10	542	16,20	6,72	206,18	24,89	1,22	19,09	70,95	14,11	0,0	0,70	99,48	2,6
AI	Source de l'Ailette	9/14/05	main	905	370	275	6,20	6,95	120,78	0,38	0,20	13,62	40,69	0,25	0,0	0,97	44,75	3,9
Tr	Source du Trias	9/14/05	Trias	1480	30	2290	6,60	7,60	265,96	5,09	5,35	71,62	880,51	2,18	0,00	0,65	1995,70	4,3
Met	Source de Molelon	9/14/05	main	1250	200	250	4,90	7,89	148,84	0,37	0,23	7,10	44,73	0,36	0,00	1,13	15,57	0,3
1 CHD	grotte de Chaudron (A2)	9/30/05	main	905	40	592,00	16,40	7,57	219,60	27,74	1,47	21,50	71,11	17,14	0,14	0,57	110,98	0,8
2	Sette CHD dans riv.	9/30/05	main	904	40	502,00	12,30	7,73	194,96	12,16	0,71	15,57	50,40	9,31	0,00	1,05	103,07	
3	Riv. Aval CHD	9/30/05	surface	904	300	535,00	9,60	8,26	173,24	4,16	0,00	14,69	63,41	3,20	0,00	0,84	141,86	
4	Riv. Amont CHD	9/30/05	surface	904	300	556,00	8,80	8,25	166,41	0,77	0,00	13,30	71,03	0,28	0,00	0,68	160,42	
5 AI	Source de l'Ailette	9/30/05	main	905	200	343,00	6,40	8,15	135,66	0,70	0,00	14,70	47,81	0,34	0,00	1,20	73,75	

Annexes II Jaugeages au sel

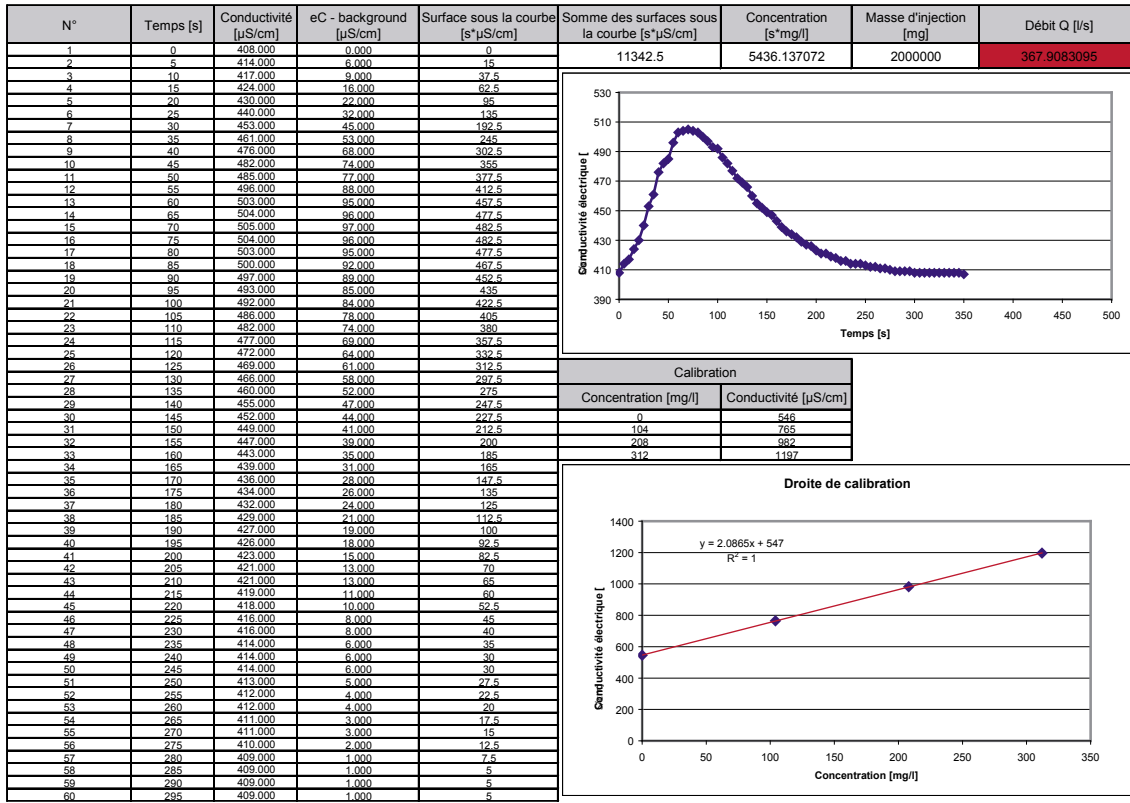
Jaugeage Lizerne aval CHD 17.07.05



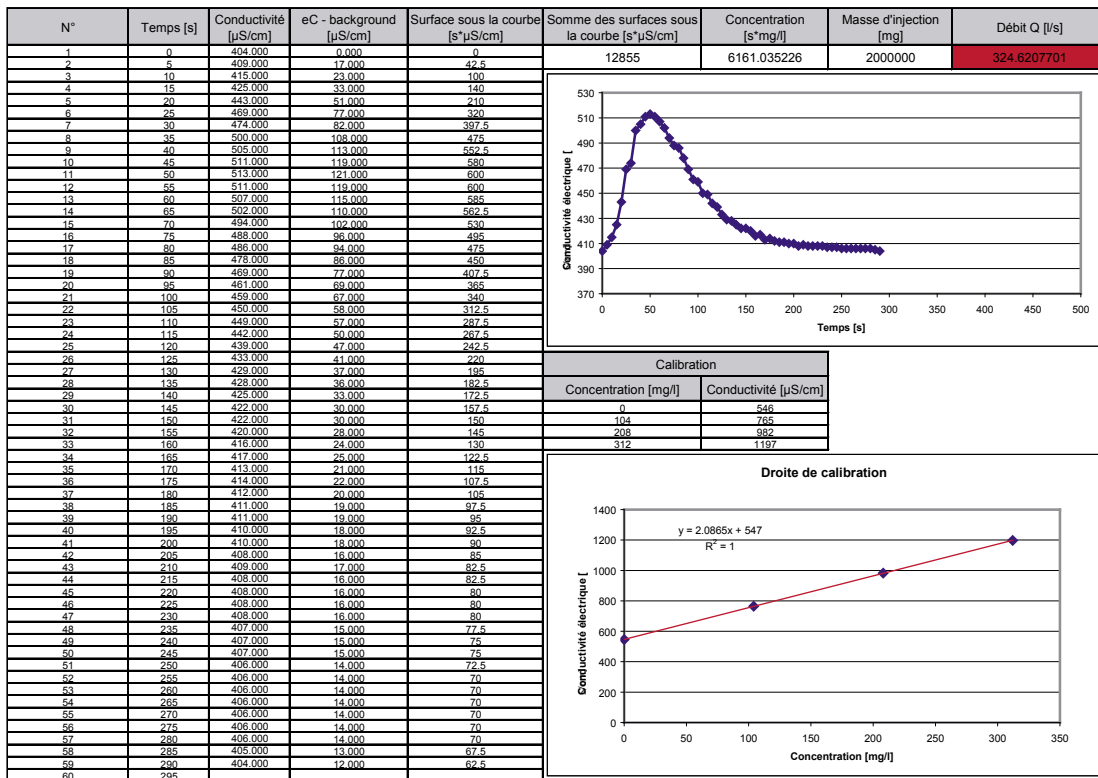
Jaugeage Lizerne amont CHD 17.07.05



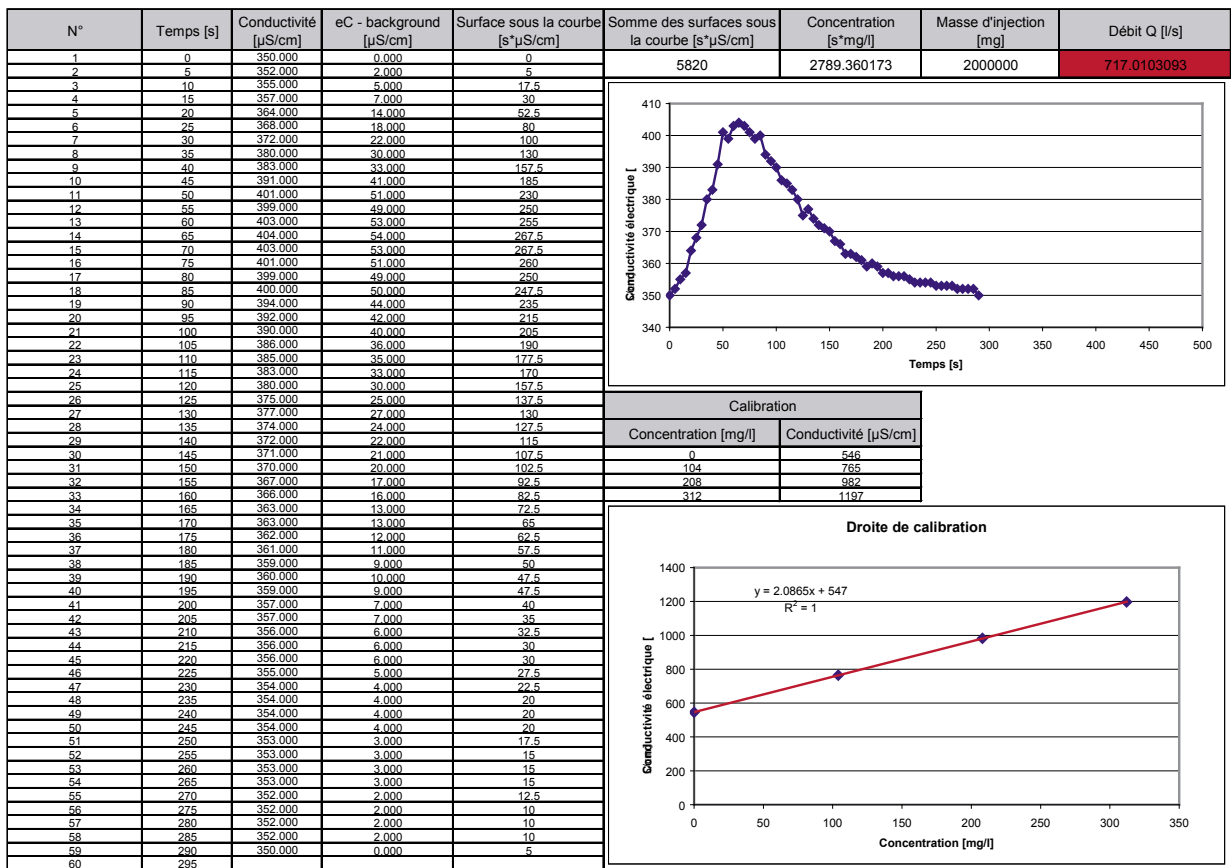
Jaugeage Lizerne amont CHD 14.09.05



Jaugeage Lizerne aval CHD 14.09.05



Jaugeage aval Airette



Annexes III

Description de la descente des gorges de la Lizerne (J. Perrin, 2005)

Les gorges de la Lizerne, samedi 03.09.2005

Participants : Damien, Eric, Jérôme

Dans le cadre du travail de diplôme en hydrogéologie de Sieur Eric, nous décidons une descente dans les puissantes gorges de la Lizerne dans l'espoir de ressortir à Ardon, extrême aval de la course. Selon quelques informations orales, les gorges ont déjà été parcourues dans leur intégralité par le passé. Toutefois il est difficile d'en savoir plus sur d'éventuelles cascades et passages aquatiques. Nous connaissons le tiers supérieur soit jusqu'à la célèbre source karstique de l'Airette ; plus loin le mystère est entier mais il reste plus de 400 mètres de dénivellation à descendre. L'équipement choisi se résume à des combinaisons néoprène 5 mm, des bottes ou chaussures de marche selon les individualités, une spiterie, des pitons et pas mal de vieilles cordes...

Le chef de course décide un départ matinal, de fait vers 8h 30 nous descendons l'éboulis sous la piste de Servaplane pour rejoindre le lit du torrent (environ 200 l/sec). Le parcours jusqu'aux sources de l'Airette ne pose pas de problèmes techniques particuliers hormis un gros névé au droit du Chenet de Voltive qui a heureusement bien fondu, un ressaut franchissable en escalade (cascade de tuf) et une opposition large pour éviter le bain (source de la contorsion). Toutefois la progression est fortement ralentie par les nombreuses haltes demandées par l'hydrogéologue au travail : sources de divers débits à mesurer et à échantillonner.

Finalement, nous rejoignons la grotte du Chaudron à proximité de la source de l'Airette sur le coup de midi. L'hydrogéologue va changer ses appareils dans la grotte (thème central de son travail) tandis que nous déséquibons une longue vire installée pour contourner un gros névé qui a heureusement totalement disparu. Le pique-nique est ensuite rapidement englouti et nous nous dirigeons vers l'inconnu...

Après une partie large et ébouleuse, les difficultés commencent : la gorge se resserre et quelques cascades se présentent : il faut planter un premier spit dans les marnes pour contourner une première gerbe. Peu après, deux vieux spits permettent de franchir une cascade de 6-7 mètres. Nous décidons de laisser la corde en fixe au cas où l'aval devenait infranchissable... Deux autres petites cascades suivent, les cordes sont cette fois rappelées. La gorge est vraiment étroite et les eaux en furie qui se précipitent de ressaut en ressaut produisent un effet saisissant. Par contre aucune source digne de ce nom n'est découverte.

La rivière pénètre dans une zone de marnes, les gorges s'élargissent et la progression devient plus facile dans le lit d'éboulis. L'intermède est de courte durée puisque une barre de calcaires puissants se dresse face aux flots : un véritable canyon se présente à nos yeux ; l'accès en est défendu par une cascade mugissante d'une quinzaine de mètres nécessitant un équipement en rive gauche. Aucune trace d'équipement antérieur n'est visible, personne n'a dû passer par là. Une source sort de l'interstrate 5 m au dessus de la base de la cascade ; au grand dam de l'hydrogéologue, l'échantillonnage est impossible... Au-delà de la cascade, la progression se fait entre deux strates fortement inclinées espacées de moins de deux mètres. Il faut rester en hauteur pour ne pas être happé par le torrent. La pente diminue, l'écoulement s'apaise et nous pouvons poursuivre à même le courant. Le passage est sombre, on pourrait se croire dans un immense

canyon souterrain... En rive gauche, une corde débouche d'une vire évitant ce passage encaissé, nos prédécesseurs avaient passé par là.

Cette fois la gorge s'évase pour de bon mais une longue progression dans le lit de la rivière est encore nécessaire. Une petite source est mesurée, il n'est pas exclu qu'il s'agisse d'un sous-écoulement de la Lizerne. Quelques cascades sont évitées par un détour dans les buissons en rive droite. Un mur en ruine atteste des tentatives de protection contre les crues faites par le passé. Nous rejoignons la confluence avec le torrent de la Tine qui est à sec à cette saison. La gorge fait un coude à gauche et nous arrivons sur le barrage final et les aménagements anti crue modernes. La cascade formée par le barrage est franchie grâce à la passerelle et l'échelle fixe installée en rive droite. La course se termine par un vaste lac limoneux qui permet de se rafraîchir une dernière fois. Il est 18 h 30, nous avons passé 10 heures dans la gorge (la progression seule est d'environ 8 heures) pour 6 km et 640 m de dénivellation.

Par chance Valérie nous attend sur le parking au sortir de la gorge non loin du restaurant « le coq en pâte ».

Le matériel recommandé pour l'intégrale de la Lizerne se résume à une corde de 40 m, une spiterie, un baudrier complet, une néoprène complète (l'eau est entre 9 et 13° C).