
**Détermination des paramètres hydrauliques et
hydrochimiques d'un aquifère alluvial dans une vallée
alpine (Valais, Suisse)**

THÈSE

présentée à la faculté des Sciences
de l'Université de Neuchâtel
pour l'obtention du grade de
Docteur ès Sciences

par

Marc Schürch

- Géologue, hydrogéologue
originaire de Berne (Suisse)

Soutenue le 13 avril 2000 devant le jury composé de :

Prof. François Zwahlen	Université de Neuchâtel (Suisse)	Directeur
Dr François-David Vuataz	Université de Neuchâtel (Suisse)	Codirecteur
Prof. Karl Föllmi	Université de Neuchâtel (Suisse)	Expert
Prof. Dominique Chapellier	Université de Lausanne (Suisse)	Expert
Dr Heinz Surbeck	Université de Fribourg (Suisse)	Expert
Prof. Jacques Mudry	Université de Franche-Comté (France)	Expert
M. Jean-Daniel Rouiller	Centre de recherche sur l'environnement alpin de Sion (Suisse)	Expert

IMPRIMATUR POUR LA THESE

**Détermination des paramètres hydrauliques et
hydrochimiques d'un aquifère alluvial dans une
vallée alpine (Valais, Suisse)**

de M. Marc Schürch

UNIVERSITE DE NEUCHATEL

FACULTE DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

Mme D. Chapellier (Lausanne),
MM. F. Zwahlen (directeur de thèse),
F. Vuataz (co-directeur de thèse), K. Föllmi,
H. Surbeck (Fribourg), J. Mudry (Besançon) et
J.-D. Rouiller (Sion)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 30 juin 2000

Le doyen:



J.-P. Derendinger

Résumé

Dans la vallée du Rhône en amont de la ville de Sierre (Valais central), le site du Bois de Finges est caractérisé par de multiples environnements géologiques quaternaires : les alluvions fluviales du Rhône, les alluvions du cône de déjection de l'Ilgraben, les dépôts de l'éboulement de Sierre et les éboulis du versant sud. L'aquifère des alluvions fluviales du Rhône est généralement caractérisé par une perméabilité supérieure à 10^{-3} m/s, correspondant à un gravier sableux avec un important écoulement souterrain de l'ordre de 20 m/j et un gradient moyen de 3.5 ‰. En période de hautes eaux, qui ont lieu entre juin et août, le Rhône alimente fortement cet aquifère alluvial par une eau peu minéralisée du type Ca, Mg-HCO₃, SO₄. Un autre apport d'eau du type Ca, Mg-SO₄ provient des roches évaporitiques du versant sud. Par contre, en période de basses eaux (novembre à avril), l'aquifère alluvial du Rhône est exclusivement rechargé par l'eau sulfatée calcique du versant sud, car le lit du Rhône est pratiquement sec au cours de l'hiver. Les dépôts de l'éboulement de Sierre sont essentiellement composés par des dépôts de calcaires sableux et limoneux d'origine de l'Helvétique du versant nord, qui possèdent une perméabilité entre $< 10^{-5}$ et 10^{-3} m/s. Le chimisme de ses eaux souterraines est caractérisé par une distribution spatiale très hétérogène. Chaque type d'eau représente plus ou moins une qualité de fluide et des processus physiques et chimiques très locaux, qui dépendent surtout du type de roche et du temps de transit.

Les différentes techniques utilisées telles que la piézométrie, les jaugeages, la modélisation hydrogéologique et géochimique, l'échantillonnage spatio-temporel dans les trois dimensions, les isotopes et les diagraphies physico-chimiques ont permis de déterminer les paramètres hydrauliques et hydrochimiques de l'aquifère poreux complexe du Bois de Finges, ainsi que d'établir les processus liés à l'écoulement des différentes composantes d'eau souterraine. Une campagne de forage a permis d'implanter un réseau de cinq sondages en croix pour prélever des échantillons de sédiments meubles, ainsi que de réaliser des essais de pompage et des essais de traçage.

Chaque technique utilisée mesure un ou plusieurs paramètres dans un environnement bien défini de l'aquifère. La piézométrie fournit des informations sur la distribution spatio-temporelle des niveaux d'eau, les lignes de courant, les gradients hydrauliques et les zones de recharge et de décharge. Par contre, les essais de pompage et les essais de traçage déterminent la perméabilité, le temps de transport des traceurs (uranine, bactériophages), la vitesse d'écoulement et la porosité effective. L'origine des eaux (précipitations, cours d'eau, aquifère) a été déterminée par les isotopes stables (oxygène-18, deutérium), alors que le temps de séjour dans l'aquifère a été estimé à partir de la concentration du tritium et du radon ²²²Rn. L'application simultanée de plusieurs méthodes a augmenté de manière significative la capacité de ces outils pour la compréhension des processus hydrochimiques et hydrauliques conjoints dans un aquifère complexe, et a ainsi donné l'occasion de les quantifier et de les comparer.

En collaboration avec R. Monnet de l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne, une méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux a été développée. Cette méthodologie représente un guide pratique dans les cas suivants : prospection d'eau, évaluation de la qualité et de l'origine de l'eau, détermination des propriétés hydrauliques d'un aquifère et, finalement, délimitation des zones de protection et des risques de contamination d'un aquifère poreux. Ce guide pratique explique les techniques et le domaine d'application de chaque méthode, afin de permettre aux responsables d'une telle étude de choisir une ou plusieurs méthodes parmi les plus efficaces pour atteindre les buts choisis, ainsi que d'économiser du temps et des moyens financiers.

Mots-clés

hydrogéochimie, aquifère poreux, hydrogéologie, méthodes de prospection, sédiments quaternaires, eau sulfatée, relation eau souterraine - eau de surface, mélange d'eau, guide pratique, vallée du Rhône, Suisse

Abstract

In the Rhône valley, upstream the town of Sierre (central Wallis), the Bois de Finges area is composed of various Quaternary geological environments: the Rhône alluvial sediments, the Illgraben alluvial fan deposits, the Sierre rockslide deposits and the debris deposits of the south valley side. The aquifer of the Rhône alluvial sediments is generally characterized by a hydraulic conductivity larger than 10^{-3} m/s corresponding to sandy gravel deposits with an important flow velocity of about 20 m/d and an average hydraulic gradient of 3.5 ‰. During high waters period, taking place between June and August, the Rhône River strongly recharges this aquifer with a weakly mineralized water of the type Ca, Mg-HCO₃, SO₄. Another component of the type Ca, Mg-SO₄ is flowing from evaporitic rocks of the south valley side into the Rhône alluvial sediments. On the other hand, during low waters period (November till April), the aquifer of the Rhône alluvium is exclusively recharged by SO₄-rich water from the south valley side, because the Rhône River bed is almost dry in winter. The Sierre rockslide deposits are essentially composed of sandy and silty Helvetic carbonates originating from the north valley side, showing a hydraulic conductivity between $< 10^{-5}$ and 10^{-3} m/s. The chemistry of their groundwaters is characterized by an important spatial heterogeneity. Each water type represents more or less a local fluid quality, as well as physical and chemical processes depending on rock type and transit time.

The different techniques used, such as piezometric water levels, flow gauging, hydrogeological and geochemical modelling, three dimensional sampling in space and time, isotopes and physical and chemical borehole logging, allowed to determine the hydraulic and hydrochemical parameters of the complex porous aquifer of the Bois de Finges. They also allowed to set up the processes, which are controlled by the flow of the different groundwater components. A drilling campaign offered the opportunity to realize a network of five boreholes and to carry out rock sampling, pumping and tracer tests.

Each used technique measures one or several parameters in a well-defined environment of the aquifer. The piezometric water levels provide information about time and space distribution of flow lines, hydraulic gradients as well as recharge and discharge zones. On the other hand, pumping and tracer tests determine hydraulic conductivity, transport time of the tracers (uranine, bacteriophages), flow velocity and effective porosity. The origin of waters (precipitation, surface water and groundwater) was determined with the help of stable isotopes (oxygen-18, deuterium), whereas the transit time in the aquifer was estimated from tritium and radon concentrations. Applying different techniques simultaneously increased significantly their respective capacity to understand linked hydrochemical and hydraulic processes in a complex aquifer, and further gave the possibility to quantify and to compare them.

In collaboration with R. Monnet of the Geophysical Institute of the University of Lausanne, instructions for diagnosis and intervention on a porous aquifer were developed. These instructions represent a practical guidebook in the following cases: water prospecting, evaluation of water quality and origin, determination of hydraulic properties of an aquifer and, finally, determination of protection zones and risks of contamination of a porous aquifer. This guide explains the techniques and the application domain for each method, in order to allow the person in charge of such studies to choose the most efficient methods to reach the goals selected, as well as to spare time and money.

Key words

hydrogeochemistry, porous aquifer, hydrogeology, prospecting methods, Quaternary sediments, sulphate water, groundwater - surface water relation, mixing, guidebook, Rhône valley, Switzerland

Zusammenfassung

Im Rhonetal oberhalb der Stadt Siders (Zentralwallis) ist das Gebiet des Pfywaldes durch eine geologische Vielfalt von quartären Sedimenten geprägt: alluviale Rhoneschotter, Hangschuttmaterial der südlichen Talseite, Ablagerungen des Illgraben Schutfächers und des Bergsturzes von Siders. Der Grundwasserleiter der alluvialen Rhoneschotter zeichnet sich im allgemeinen durch eine Permeabilität grösser als 10^{-3} m/s aus, was einem sandigen Kies mit einer hohen Fliessgeschwindigkeit von ungefähr 20 m/Tag und einem mittleren Grundwassergradienten von 3.5 ‰ entspricht. Bei Hochwasserständen, zwischen Juni und August, werden die Rhoneschotter stark mit schwach mineralisiertem Flusswasser des Typs Ca, Mg-HCO₃, SO₄ angereichert. Ein Grundwasserzufluss des Typs Ca, Mg-SO₄ fliesst aus evaporitischen Gesteinen der südlichen Talseite nach Norden in die Rhoneschotter. Dagegen bei Niedrigwasserständen, zwischen November und April, wird der Grundwasserleiter der Rhoneschotter exklusiv mit sulfatreichem Wasser von der südlichen Talseite angereichert, weil im Winter das Rhonebett praktisch trocken ist. Die Ablagerungen des Bergsturzes von Siders bestehen ausschliesslich aus siltig, sandigen Karbonaten mit helvetischem Ursprung von der nördlichen Talseite und besitzen eine Permeabilität zwischen $< 10^{-5}$ und 10^{-3} m/s. Jeder einzelne Wassertyp repräsentiert gewissermassen eine spezifische Wasserqualität und lokal auftretende, physikalische und chemische Prozesse, die besonders von Gesteinstyp und Aufenthaltszeit abhängen.

Die verschiedenen, angewandten Methoden wie Piezometrie, Abflussmessung, hydrogeologische und geochemische Modellierung, Isotopen, geochemische Multiparameter-Bohrlochmessung und dreidimensionale, räumliche und zeitliche Probeentnahme erlaubten, die hydraulischen und hydrochemischen Parameter des komplexen, porösen Grundwasserleiters des Pfywaldes zu bestimmen. Sie ermöglichten ebenfalls, die an die verschiedenen Grundwasserkomponenten gebundenen Prozesse zu ermitteln. Während einer Bohrkampagne wurde ein Messnetz mit fünf Bohrungen erstellt, um Gesteinsproben zu entnehmen, Pump- und Tracerversuche durchzuführen.

Jede einzelne angewandte Methode bestimmt in einem fest-definierten Milieu einen oder mehrere Parameter des Grundwasserleiters. Die Piezometrie liefert Informationen über die räumliche und zeitliche Verteilung der Grundwasserstände, der Fliesslinien, des hydraulischen Gradienten und der Anreicherungs- und Ausflussgebiete, während Pump- und Tracerversuche Permeabilität, Transportzeit der Tracer (Uranine, Bakteriophagen), Fliessgeschwindigkeit und effektive Porosität ermitteln lassen. Die Herkunft der Wässer (Niederschlag, Oberflächen- und Grundwasser) wurde mit Hilfe von stabilen Isotopen (Sauerstoff-18, Deuterium) bestimmt. Die Aufenthaltszeit im Aquifer konnte durch Tritium- und Radonkonzentrationen im Wasser berechnet werden. Die gleichzeitige Anwendung von mehreren Techniken erhöhte signifikant deren Kapazität, die verknüpften, hydrochemischen und hydraulischen Prozesse im Aquifer zu verstehen, schaffte die Möglichkeit, sie zu quantifizieren und zu vergleichen.

In Zusammenarbeit mit R. Monnet vom geophysikalischen Institut der Universität Lausanne wurde eine praktische Wegleitung zur Diagnose und Intervention in einem porösen Grundwasserleiter entwickelt. Diese Wegleitung dient als praktischer Führer in den folgenden Fällen: Grundwassererkundung, Evaluation von Grundwasserqualität und -herkunft, Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften eines porösen Aquifers und schliesslich Festlegung von Schutzzonen und Verschmutzungsrisiken. Diese Wegleitung zeigt die vorhandenen Techniken und Anwendungsgebiete jeder einzelnen Methode, was der einer solchen Studie verantwortlichen Person ermöglicht, die effizientesten unter ihnen auszuwählen.

Stichwörter

Hydrogeochemie, poröser Aquifer, Hydrogeologie, Prospektionsmethoden, quartäre Sedimente, sulfatreiche Wässer, Grundwasser - Oberflächenwasser Beziehung, Mischung, Wegleitung, Rhonetal, Schweiz

Table des matières

Résumé et mots clés	I
Abstract and key words	II
Zusammenfassung und Stichwörter	III
Tables des matières	V
Liste des tableaux	X
Liste des figures	XI
Remerciements	XIV
PARTIE I : Introduction	I
1. Introduction générale	1
1.1 <i>Motivation et cadre du projet</i>	1
1.2 <i>Objectifs</i>	1
1.3 <i>Structure du mémoire</i>	2
2. Etudes antérieures	3
PARTIE II : Investigations dans la zone du Bois de Finges	5
1. Description du site	5
1.1 <i>Cadre géographique et climatique</i>	5
1.1.1 Environnement général de l'étude	5
1.1.2 Situation géographique	5
1.1.3 Pluviométrie	6
1.1.4 Climat	7
1.2 <i>Réseau d'observation des eaux souterraines et superficielles</i>	7
1.3 <i>Géologie</i>	9
1.3.1 Introduction	9
1.3.2 Compilation des données historiques sur l'éboulement de Sierre	9
1.3.3 Description générale des lithologies	10
1.4 <i>Hydrologie</i>	12
1.4.1 Introduction	12
1.4.2 Le Rhône	13
1.4.3 Canal d'aménée Finges - Chippis	14
1.4.4 Canal des Fermes	14
1.4.5 Lacs de l'éboulement de Sierre	14
1.5 <i>Hydrogéologie</i>	14
1.5.1 Introduction	14
1.5.2 Compilation des données historiques	15
1.5.3 Description des aquifères	15
1.6 <i>Hydrochimie</i>	17
1.6.1 Introduction	17
1.6.2 Compilation des données historiques	18
1.6.3 Typologie chimique des eaux	18
1.7 <i>Géophysique</i>	19
1.7.1 Buts de l'étude	19
1.7.2 Méthodes utilisées	20
1.8 <i>Interactions hydrauliques entre l'aquifère, les eaux de surface et le versant</i>	21
1.8.1 Relation aquifère - Rhône	21
1.8.2 Relation aquifère - canal des Fermes	22
1.8.3 Relation aquifère - lacs	22

1.8.4 Relation aquifère - précipitation / irrigation	22
1.8.5 Relation aquifère - versant sud	23
1.8.6 Relation aquifère - cône de l'Ilgraben	23
1.9 Commentaires	23
2. Investigations hydrogéologiques	25
2.1 Méthodologie	25
2.2 Régime des écoulements souterrains	26
2.2.1 Hautes eaux	26
2.2.2 Basses eaux	28
2.2.3 Battements naturels	29
2.2.4 Variations saisonnières observées à l'aide de mesures en continu	29
2.2.5 Conséquences de la mise hors service de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis	31
2.2.6 Zones aquifères multicouches	31
2.3 Jaugeages du canal des Fermes et ses affluents	33
2.3.1 Généralités	33
2.3.2 Tronçon Q6 - D2	33
2.3.3 Tronçon D2 - D4	34
2.3.4 Tronçon D4 - D5	35
2.3.5 Tronçon D5 - le Rhône	35
2.4 Campagne de forage sur le site P11	35
2.4.1 Choix du site	35
2.4.2 Réalisation des forages	35
2.4.3 Piézométrie et structure de l'aquifère	36
2.4.4 Commentaires	37
2.5 Essais de pompage	38
2.5.1 Introduction	38
2.5.2 Forage P11b lors de la campagne de forage 1997	38
2.5.3 Forages du site P11 en période des hautes eaux 1998	39
2.5.4 Autres sites	39
2.5.5 Carte de perméabilité	40
2.6 Essais de traçage au site P11	42
2.6.1 Introduction	42
2.6.2 Choix des traceurs	42
2.6.3 Essai de traçage n° 1 dans le P11b du 17 novembre 1997	43
2.6.4 Répétition de l'essai n° 1 en période des basses eaux et des hautes eaux 1998	44
2.6.5 Essais de traçage dans le forage P11a	46
2.6.6 Effet d'un piézomètre sur le régime d'écoulement souterrain	46
2.6.7 Détermination de la dispersion	47
2.6.8 Discussion / Conclusions	48
2.7 Composition minéralogique des sédiments du forage P11a	50
2.8 Echantillons de roche prélevés dans la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis	51
2.8.1 Généralités	51
2.8.2 Géochimie et aspect microscopique des roches	51
2.8.3 Origine des cornieules	53
2.8.4 Synthèse	53
2.9 Modélisation des écoulements souterrains	54
2.9.1 Introduction	54
2.9.2 Schéma conceptuel	54
2.9.3 Simulation de l'état des hautes eaux 1996	56

2.9.4 Simulation des teneurs en sulfate dissous pendant les hautes eaux 1996	58
2.9.5 Simulation de l'état des basses eaux 1998	60
2.9.6 Apports d'eau souterraine du Rhône et du versant sud	62
2.9.7 Commentaires	63
2.10 Conclusions	64
3. Investigations hydrochimiques	67
3.1 <i>Méthodologie</i>	67
3.1.1 Méthodes utilisées	67
3.1.2 Validations des analyses chimiques et isotopiques	68
3.2 <i>Distribution spatiale des paramètres physico-chimiques</i>	69
3.2.1 Minéralisation des hautes eaux 1996	69
3.2.2 Distribution générale des différents paramètres	70
3.2.3 Evolution spatiale des eaux le long de la coupe transversale N - S du site P11	73
3.2.4 Typologie des eaux	73
3.2.5 Différences temporelles de la minéralisation entre les basses eaux et les hautes eaux 1996	76
3.2.6 Commentaires	78
3.3 <i>Diagraphies physico-chimiques</i>	78
3.3.1 Introduction	78
3.3.2 Forages du site P11	79
3.3.3 Forage P12	80
3.3.4 Autres forages	81
3.3.5 Commentaires	83
3.4 <i>Prélèvements d'eau à différentes profondeurs</i>	83
3.4.1 Généralités	83
3.4.2 Evolution verticale des eaux dans le forage P11a	83
3.4.3 Evolution verticale des eaux dans le piézomètre P52	84
3.4.4 Evolution verticale des eaux dans le piézomètre P22	85
3.4.5 Commentaires	86
3.5 <i>Evolution temporelle des eaux</i>	86
3.5.1 Le Rhône	86
3.5.2 L'aquifère alluvial du Rhône	88
3.5.3 La plaine alluviale au pied du versant sud	92
3.5.4 L'aquifère triasique	95
3.5.5 La nappe artésienne du forage SA-12	98
3.5.6 Evolution temporelle des eaux le long de la coupe transversale N - S du site P11	98
3.5.7 Evolution temporelle des eaux le long de l'écoulement principal NNE-SSW	102
3.5.8 Relations entre l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis et la source Q6	104
3.5.9 Commentaires	107
3.6 <i>Profil de conductivité et de température le long du canal des Fermes</i>	108
3.7 <i>Isotopes de l'eau</i>	110
3.7.1 Isotopes stables de l'eau	110
3.7.2 Tritium	119
3.7.3 Radon-222	122
3.7.4 Uranium ²³⁴ U et ²³⁸ U	126
3.7.5 Conclusions	126
3.8 <i>Modélisation des processus hydrochimiques</i>	127
3.8.1 Validation des différents modèles hydrochimiques	127
3.8.2 Etat de saturation	127

3.8.3 Mélange d'eau	128
3.8.4 Transfert de masse entre une eau infiltrée de l'ancienne galerie d'amenée et une eau sulfatée calcique de la source Q6	132
3.8.5 Commentaires	133
3.9 Conclusions	134
4. Interactions géochimiques eau – roche	139
4.1 Introduction	139
4.2 Zone non-saturée	139
4.3 Influence du type d'aquifère sur le chimisme des eaux souterraines	139
4.4 Etat de saturation	140
4.5 Isotopes	141
4.6 Conclusions	141
5. Synthèse hydrogéologique et modèle conceptuel	143
5.1 Introduction	143
5.2 Modèle hydrogéologique	145
5.2.1 Géologie	145
5.2.2 Hydrogéologie	148
5.3 Modèle hydrochimique	151
5.4 Commentaires	153
6. Conclusions	155
7. Discussion	155
PARTIE III : Conclusions et références bibliographiques	157
1. Conclusions	157
1.1 Généralités	157
1.2 Méthodes hydrogéologiques	157
1.3 Méthodes hydrochimiques	159
1.4 Le site du Bois de Finges	160
1.5 Méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux	161
2. Perspectives et recommandations	162
3. Références	165
3.1 Valais Central (Bois de Finges)	165
3.2 Hydrogéologie et hydrochimie	167
3.3 Géophysique	171
3.4 Publications et rapports dans le cadre du projet Bois de Finges	172
PARTIE IV : Annexes et CD-Rom	173
1. Annexes	173
Annexe 1 : Méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux	175
1. Buts	175
2. Introduction	175
3. Méthodologie	175
3.1 Aspects juridiques	175
3.2 Déroulement de l'étude	176
3.3 Structure de l'aquifère	176
3.4 Evaluation de la qualité de l'eau	177
3.4.1 Directives de qualité pour l'eau potable	177
3.4.2 Méthodes disponibles	177

3.5 Détermination du potentiel de l'aquifère	178
3.5.1 Généralités	178
3.5.2 Essais sur échantillons	178
3.5.3 Diagraphies de forage	179
3.5.4 Essais de pompage	179
3.6 Implantation des forages d'exploitation	179
3.7 Délimitation des zones de protection	180
3.7.1 Généralités	180
3.7.2 Méthodes disponibles	180
4. Description des méthodes	182
4.1 Méthodes hydrogéologiques	182
4.1.1 Piézométrie	182
4.1.2 Jaugeage à la canne de Jens	182
4.1.3 Caractéristiques d'un piézomètre d'observation de la nappe aquifère	183
4.1.4 Essai de pompage	183
4.1.5 Essai de traçage	183
4.1.6 Analyse diffractométrique (roche totale)	184
4.1.7 Modélisation hydrogéologique	184
4.2 Méthodes hydrochimiques	185
4.2.1 Mesures, analyses et échantillonnage des eaux souterraines	185
4.2.2 Diagraphies physico-chimiques	187
4.2.3 Isotopes de l'eau	188
4.2.4 Modélisation hydrochimique	188
4.3 Méthodes géophysiques	190
4.3.1 Géophysique de surface	190
4.3.2 Géophysique de forage	194
5. Discussion des méthodes	198
6. Organigrammes et tableaux synthétiques	199
Annexe 2 : Données techniques des piézomètres et forages	211
Annexe 3 : Points de jaugeage à la canne de Jens et les débits mesurés sur les hautes eaux 1996, 1997 et 1998, ainsi que sur les basses eaux 1997 et 1998.	213
Annexe 4 : Débits drainés par tronçon du canal des Fermes sur les basses eaux et les hautes eaux 1998; débit positif = recharge du canal, débit négatif = décharge du canal.	213
Annexe 5 : Essais de pompage réalisés sur les eaux souterraines du Bois de Finges.	214
Annexe 6 : Données d'injection des essais de traçage n° 1 à 6 sur le site P11.	214
Annexe 7 : Caractéristiques des échantillons de roche pris dans la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis, classés par distance croissante depuis le portail est.	215
Annexe 8 : Points d'échantillonnage et analyses chimiques.	216
Annexe 9 : Réseau d'observation du Bois de Finges.	232
2. CD-Rom	233

Liste des tableaux

Tableau 1 : Lexique des principaux noms de lieu bilingue	5
Tableau 2 : Nomenclature utilisée pour les différents points de mesure	8
Tableau 3 : Campagnes de mesure et de prélèvement des eaux entre 1992 et 1995	18
Tableau 4 : Relevés piézométriques avant, pendant et 1 h après la remontée de l'essai de pompage dans le forage P11b	38
Tableau 5 : Débit pompé et rabattement de la nappe souterraine pour les essais de pompage effectués dans les cinq piézomètres du site P11	39
Tableau 6 : Classes de perméabilité, ainsi que nombre de mesures, perméabilité moyenne et épaisseur saturée moyenne de l'aquifère pour chacune des classes	40
Tableau 7 : Résultats de l'uranine et du bactériophage H40 pour l'injection dans le piézomètre P11b (essai de traçage n° 1)	44
Tableau 8 : Résultats de l'uranine et du bactériophage H40 pour les essais de traçage n° 1 à 3	45
Tableau 9 : Temps de transport moyen, vitesse moyenne du traceur, dispersivité longitudinale et coefficient de dispersion longitudinale	47
Tableau 10 : Classes de perméabilité, ainsi que nombre de mesures, perméabilité moyenne et épaisseur saturée moyenne de l'aquifère pour chacune des classes	56
Tableau 11 : Comparaison des flux simulés par le logiciel FEFLOW sur les basses eaux 1998 et les hautes eaux 1996	63
Tableau 12 : Concentration et écart type des échantillons répétés dans les différentes séries d'analyse du laboratoire GEA (Inst. de géologie, Université de Neuchâtel)	69
Tableau 13 : Types chimiques des eaux souterraines et du Rhône	73
Tableau 14 : Points de mesures mensuelles et leurs temps de réaction aux événements pluvieux et à l'apport d'eau infiltrée du Rhône	108
Tableau 15 : Points de mesure utilisés pour calculer la relation entre l'oxygène-18 et l'altitude moyenne de la zone d'infiltration	115
Tableau 16 : Altitudes minimales, moyennes et maximales des zones d'infiltration calculées avec différentes formules pour l'oxygène-18	117
Tableau 17 : Proportions d'eau de l'aquifère alluvial du Rhône et de l'eau sulfatée du versant sud dans la zone de mélange, calculées à partir des concentrations en tritium	120
Tableau 18 : Proportions d'eau des pertes de l'ancienne galerie Finges - Chippis et de l'eau sulfatée de la source Q6, calculées à partir des concentrations en tritium	121
Tableau 19 : Comparaison des indices de saturation des minéraux sélectionnés calculés par PHREEQCI, SOLMINEQ88 et NETPATH	127
Tableau 20 : Modèle à deux composantes (PHREEQCI) pour calculer les différentes eaux de mélange dans l'aquifère alluvial du Rhône en période de hautes eaux	129
Tableau 21 : Modèle de transfert de masse entre une eau infiltrée de l'ancienne galerie Finges - Chippis et une eau de la source Q6 (NETPATH)	133
Tableau 22 : Matrice des coefficients de corrélation r des espèces chimiques majeures et des isotopes stables de l'eau sur les 506 échantillons prélevés	137
Tableau 23 : Solubilité des différents minéraux dans l'eau à 25 °C et 1 bar	141
Tableau 24 : Données synthétiques sur l'ensemble des paramètres de l'aquifère poreux complexe du Bois de Finges	161

Liste des figures

Figure 1 : Localisation du Bois de Finges en Suisse et situation générale	6
Figure 2 : Réseau d'observation du Bois de Finges	8
Figure 3 : Carte schématique des principales unités géologiques du Bois de Finges	11
Figure 4 : Niveau journalier du Rhône à la station de jaugeage de Sion (SHGN L00)	13
Figure 5 : Carte avec la distribution des équipotentielles en période de hautes eaux du 8 août 1996	16
Figure 6 : Coupe géologique B - B' à travers la vallée du Rhône	17
Figure 7 : Carte avec la distribution des teneurs en sulfate en mg/l observées en août 1996	19
Figure 8 : Cartes des niveaux d'eau en période des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1998	27
Figure 9 : Variations saisonnières des niveaux d'eau souterraines aux piézomètres P14, P16 et SA-13 acquis par des acquiseurs automatiques de type Madd	30
Figure 10 : Relevé lithologique du forage P32 et position des piézomètres	32
Figure 11 : Relevé lithologique du forage P62 et position des piézomètres	32
Figure 12 : Points de jaugeage à la canne de Jens	33
Figure 13 : Evolution du débit, de la conductivité et de la température le long du canal des Fermes	34
Figure 14 : Emplacement des forages du site P11	36
Figure 15 : Relevé lithologique du forage carotté P11a	37
Figure 16 : Carte et classes de perméabilité obtenues par des essais de pompage	41
Figure 17 : Courbes de restitution de l'uranine et du bactériophage H40 pour l'essai de traçage n° 1	43
Figure 18 : Courbes de restitution de l'uranine et du bactériophage H40 pour les essais de traçage n° 1 à 3	45
Figure 19 : Comparaison des courbes observées et simulées pour l'essai de traçage n° 1	48
Figure 20 : Comparaison des courbes de l'uranine, des bactériophages H40 et MS2 pour l'essai n° 2	49
Figure 21 : Evolution verticale des fractions minéralogiques de la roche totale du forage P11a	50
Figure 22 : Coupe géologique horizontale simplifiée de la galerie d'amenée Finges - Chippis et position des échantillons de roche	51
Figure 23 : Fractions minéralogiques de la roche totale des échantillons pris dans la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis	52
Figure 24 : Géométrie du réseau des éléments du modèle numérique	55
Figure 25 : Modèle d'écoulement réalisé avec FEFLOW en période des hautes eaux 1996	57
Figure 26 : Ecart entre les hauteurs d'eau mesurées et simulées pour les hautes eaux 1996	58
Figure 27 : Carte de répartition des concentrations en sulfate dissous pour les hautes eaux 1996, simulée avec le modèle FEFLOW	59
Figure 28 : Ecart entre les teneurs en sulfate mesurées et simulées pour les hautes eaux 1996	60
Figure 29 : Modèle d'écoulement réalisé avec FEFLOW en période des basses eaux 1998	61
Figure 30 : Ecart entre les hauteurs d'eau mesurées et simulées pour les basses eaux 1998	62
Figure 31 : Organigramme des méthodes hydrogéologiques utilisées	65
Figure 32 : Carte de conductivité électrique des hautes eaux observées le 8 août 1996	70
Figure 33 : Diagrammes de concentration des espèces chimiques en période des hautes eaux 1996 présentés en fonction du sulfate	72
Figure 34 : Coupe hydrochimique N-S à travers la vallée du Rhône	74
Figure 35 : Diagramme logarithmique des différents types d'eau	75
Figure 36 : Carte des variations spatio-temporelles de la conductivité électrique	77
Figure 37 : Diagraphies physico-chimiques dans le forage P11a effectuées au repos	79
Figure 38 : Trois diagraphies physico-chimiques du forage P12 effectuées au repos	80
Figure 39 : Diagraphies physico-chimiques dans le forage P12 au repos et en cours de pompage	81
Figure 40 : Diagraphies physico-chimiques dans le forage SA-12 au repos et en cours de pompage	82

Figure 41 : Diagraphies physico-chimiques dans le piézomètre P52 au repos et en pompage	82
Figure 42 : Evolution verticale des principales espèces chimiques dans le forage P11a	84
Figure 43 : Evolution verticale des principales espèces chimiques dans le piézomètre P52	85
Figure 44 : Evolution verticale des principales espèces chimiques dans le piézomètre P22	86
Figure 45 : Evolution temporelle des paramètres physiques et chimiques du Rhône	87
Figure 46 : Concentrations des espèces chimiques du forage P12 présentées en fonction du sulfate	89
Figure 47 : Variations saisonnières des paramètres physiques et chimiques du forage P12	90
Figure 48 : Variations saisonnières du niveau piézométrique, de la conductivité électrique et de la température pour les piézomètres P11 et P11b	91
Figure 49 : Concentrations des espèces chimiques du piézomètre P52 en fonction du sulfate	93
Figure 50 : Variations saisonnières des paramètres physiques et chimiques du piézomètre P52	94
Figure 51 : Variations saisonnières des paramètres physiques et chimiques de la source Q6	96
Figure 52 : Concentrations des espèces chimiques de la source Q6 présentées en fonction du sulfate	97
Figure 53 : Variations saisonnières des paramètres physiques et chimiques du forage SA-12	99
Figure 54 : Concentrations des espèces chimiques du forage SA-12 en fonction du sulfate	100
Figure 55 : Evolution temporelle des eaux souterraines le long d'une coupe transversale N-S	101
Figure 56 : Evolution temporelle des eaux souterraines le long de l'écoulement principal NNE-SSW	103
Figure 57 : Relations entre l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis et la source Q6	105
Figure 58 : Corrélation entre les mesures automatiques de la température et de la conductivité électrique acquises à la source Q6	106
Figure 59 : Profil de conductivité et de température de l'eau le long du canal des Fermes en période des hautes eaux 1998	109
Figure 60 : Profil de conductivité et de température de l'eau le long du canal des Fermes en période des basses eaux 1999	109
Figure 61 : Carte de la distribution spatiale des teneurs en oxygène-18 sur les hautes eaux 1996	111
Figure 62 : Variations temporelles des teneurs de l'oxygène-18 pour quatre points de mesure	112
Figure 63 : Relation entre l'oxygène-18 et le deutérium	114
Figure 64 : Relation entre l'oxygène-18 et l'altitude	116
Figure 65 : Répartition entre l'oxygène-18 et la teneur en sulfate	118
Figure 66 : Variations saisonnières de la concentration du radon ^{222}Rn	123
Figure 67 : Evolution temporelle des teneurs du radon ^{222}Rn lors d'un essai de pompage	124
Figure 68 : Profil du radon ^{222}Rn des eaux émergeant dans le canal des Fermes	125
Figure 69 : Corrélation entre la concentration du radon ^{222}Rn et la conductivité électrique, respectivement la température des eaux émergeant dans le canal des Fermes	125
Figure 70 : Comparaison des concentrations du calcium et du magnésium mesurées sur les hautes eaux 1996 et celles simulées avec un modèle de mélange	130
Figure 71 : Comparaison des concentrations du calcium et du magnésium mesurées mensuellement au P12, P52 et Q6, et celles simulées avec un modèle de mélange	131
Figure 72 : Comparaison des concentrations du calcium et du magnésium mesurées mensuellement au P56, P33 et SA-12, et celles simulées avec un modèle de mélange	132
Figure 73 : Organigramme des méthodes hydrochimiques utilisées	135
Figure 74 : Diagramme de Piper des 506 échantillons d'eau prélevés entre juin 1996 et mai 1999	136
Figure 75 : Carte schématique des principales formations géologiques rencontrées dans le Bois de Finges et position des différentes coupes hydrogéologiques	143
Figure 76 : Profil géologique à travers la vallée du Rhône avec les unités principales	144
Figure 77 : Coupes transversales passant à travers les alluvions fluviales du Rhône	146
Figure 78 : Coupes transversales passant à travers les dépôts de l'éboulement de Sierre	147
Figure 79 : Coupes longitudinales le long de l'axe de la vallée du Rhône	149
Figure 80 : Bloc-diagramme du modèle hydrogéologique conceptuel du site du Bois de Finges	150

Figure 81 : Evolution spatio-temporelle du chimisme de l'eau le long de l'écoulement principal	152
--	-----

Remerciements

Au terme de mon travail, il m'est agréable de remercier les personnes et les organismes qui ont contribué à la réalisation de ce projet de recherche.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord au Professeur François Zwahlen, directeur du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, et au Dr François-David Vuataz, requérant principal de ce projet de recherche. Je les remercie de leur confiance, ainsi que d'avoir suivi cette recherche avec grand intérêt et de m'avoir prodigué de judicieux conseils.

Pour la relecture du manuscrit et l'honneur qu'ils me font en faisant partie du jury je remercie le Professeur François Zwahlen et le Dr François-David Vuataz du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, le Professeur Karl Föllmi de l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel, Madame le Professeur Dominique Chapellier de l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne, le Professeur Jacques Mudry de l'Université de Franche-Comté, France, le Dr Heinz Surbeck de la Section de surveillance de la radioactivité de l'Université de Fribourg et M. Jean-Daniel Rouiller, directeur du Centre de recherche sur l'environnement alpin à Sion (CREALP) et géologue cantonal du Valais.

Je tiens à remercier pour le soutien financier du Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique (projet de recherche FINGES subsides n° 21-43477.95 et n° 20-52289.97).

Un grand merci aussi aux responsables qui ont ouvert les portes de leurs laboratoires et aux personnes qui y ont assuré les analyses des eaux. Au GEA de l'Institut de géologie de l'Université de Neuchâtel, dirigé par le Professeur Karl Föllmi et le Dr Philipp Steinmann. Au Dr Heinz Surbeck de la Section de surveillance de la radioactivité de l'Université de Fribourg pour m'avoir fait partager ses compétences scientifiques dans le domaine des radionucléides et plus particulièrement du Radon.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance à M. Jean-Daniel Rouiller, directeur du Centre de recherche sur l'environnement alpin à Sion (CREALP), pour son soutien et ses conseils.

Je remercie vivement tous ceux avec qui j'ai eu une excellente collaboration : Charly Berthod du bureau Ch. Berthod à Sierre, Jérôme Jacquod du bureau Norbert SA à Martigny, Jean-Marc Rey et Pascal Ornstein du Centre de recherche sur l'environnement alpin à Sion et Pierre-Alain Oggier du Service des routes et des cours d'eau de l'État du Valais à Sion.

Enfin, je témoigne mon amitié à tous mes collègues de l'Université de Neuchâtel et à ma famille dont les remarques et le soutien m'ont permis de mener à bien ce travail.

PARTIE I : Introduction

1. Introduction générale

1.1 Motivation et cadre du projet

La connaissance des paramètres hydrauliques et du transport de masse dans un aquifère régional est indispensable dans de nombreuses études sur les eaux souterraines, telles que la délimitation des zones de protection, la surveillance de décharges et de la contamination des eaux, ainsi que l'évaluation des ressources. La quantification de ces paramètres nécessite généralement l'exécution d'un réseau relativement dense et par conséquent coûteux de piézomètres et forages pour des investigations dans les trois dimensions.

Le projet de recherche a débuté en avril 1996 et a fait l'objet d'un financement du Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique pendant quatre ans (FN n° 21-43477.95 et n° 20-52289.97).

Les travaux de ce projet de recherche du Fonds National Suisse ont été menés conjointement par deux doctorants, M. M. Schürch, hydrogéologue au Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (Dr F.-D. Vuataz, requérant principal) et M. R. Monnet, géophysicien à l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne (Prof. D. Chapellier, corequérante du projet). Un soutien matériel et logistique a été apporté sur place par le Service des routes et des cours d'eau de l'État du Valais, le Centre de recherche sur l'environnement alpin à Sion (J.-D. Rouiller, directeur, corequérant du projet), ainsi que par le bureau d'études géologiques Ch. Berthod à Sierre.

Un aspect original de ce projet de recherche a été la collaboration permanente entre les deux doctorants. En effet, le géophysicien et l'hydrogéologue ont travaillé ensemble, notamment pour les campagnes de terrain et pour l'élaboration d'une méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux. Leurs objectifs communs les ont obligé de se familiariser chacun avec le domaine de l'autre.

1.2 Objectifs

Le but principal de ce projet de recherche consistait à mettre au point, comparer et intégrer plusieurs méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et géophysiques pour obtenir les principaux paramètres hydrauliques et du transport de masse dans un aquifère poreux complexe. Dans le détail, il s'agissait de déterminer les aspects suivants :

- Caractérisation de l'aquifère alluvial du secteur du Bois de Finges.
- Détermination de la conductivité hydraulique, de la porosité et des débits qui transitent dans plusieurs sections de la vallée.
- Évaluation des différents apports d'eau à la nappe et leurs mélanges respectifs (nappe en amont, Rhône, versant sud, galerie d'amenée Finges - Chippis, canaux, précipitations).
- Quantification des paramètres du transport de matière dissoute dans l'eau (advection, dispersion, diffusion, retardement).
- Comparaison des résultats des différentes méthodes utilisées (méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et géophysiques).
- Élaboration d'une méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux, notamment pour une prospection d'eau, ainsi que pour déterminer les propriétés d'un

aquifère graveleux, pour évaluer la qualité de l'eau et finalement pour délimiter les zones de protection.

Les méthodes et les outils utilisés lors de ce projet de recherche se regroupent en trois familles principales.

1. **Hydrogéologie** : essais de pompage, essais de multitraçage, cartes piézométriques et de la direction des écoulements souterrains, carte de conductivité hydraulique, étude des variations saisonnières du régime d'écoulement (battement naturel, gradient hydraulique, vitesse et direction de l'écoulement), coupes géologiques et hydrogéologiques de l'aquifère, jaugeages des cours d'eau, modélisation des écoulements souterrains, bilan de la nappe.
2. **Hydrochimie** : suivi spatio-temporel des paramètres chimiques et isotopiques des eaux, origine des composantes dissoutes dans l'eau, quantification des mélanges, diagraphies des paramètres physico-chimiques dans les forages, cartes des paramètres chimiques et isotopiques de l'eau, simulation de l'évolution chimique des fluides, modélisation du transport de matière dissoute.
3. **Géophysique** : diagraphies dans les forages (sondes nucléaires, sondes de température et de résistivité, débitmètre thermique et dilution technique), géophysique de surface (traînée électrique, résistivité, sondages électriques et profils multi-électrodes), faciès géophysiques, modélisation tridimensionnelle de la lithologie et des paramètres hydrauliques.

1.3 Structure du mémoire

Le mémoire résultant des travaux de recherche effectués au Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel comporte quatre parties : l'introduction générale, les investigations réalisées dans la zone du Bois de Finges, la méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux et, finalement, les conclusions et les références.

La première partie présente le cadre et les objectifs du projet Bois de Finges financé par le Fonds National Suisse pour la Recherche Scientifique, ainsi que les études antérieures.

La deuxième partie décrit les méthodes hydrogéologiques et hydrochimiques qui ont été appliquées sur le site du Bois de Finges, ainsi que l'interprétation des données acquises. Les méthodes hydrogéologiques utilisées sont la piézométrie, les jaugeages et la modélisation hydrogéologique, tandis qu'une campagne de forage a permis de prélever des échantillons de roche et d'effectuer des essais de pompage et des essais de traçage. Les méthodes hydrochimiques appliquées sont l'échantillonnage spatio-temporel en trois dimensions, la diagraphie multiparamètres, les isotopes, l'enregistrement en continu des paramètres physico-chimiques et la modélisation hydrochimique. Ces différentes méthodes ont été appliquées au site du Bois de Finges pour déterminer les conditions hydrauliques et chimiques de l'aquifère alluvial de la plaine du Rhône, ainsi que pour mieux comprendre les conditions où ces méthodes peuvent être utilisées (environnement, effet d'échelle).

Les conclusions finales et les références bibliographiques se trouvent dans la troisième partie.

Dans la quatrième partie, contenant les annexes et un CD-Rom, une méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux a été développée à partir des méthodes utilisées au cours de ce projet de recherche. Cette méthodologie sert comme un guide pratique dans les cas suivants : prospection d'eau, évaluation de la qualité et de l'origine de l'eau, détermination des propriétés hydrauliques d'un aquifère et finalement, délimitation des zones de protection et des risques de contamination d'un aquifère poreux. Ce guide pratique s'adresse aux divers responsables de l'approvisionnement en eau potable (autorités, ingénieurs, hydrogéologues). En effet, il constitue une aide générale, qui doit être adaptée pour chaque étude en fonction des besoins. Ce guide pratique présente les outils disponibles sur le terrain, dans le laboratoire et sur ordinateur à l'aide d'organigrammes et de tableaux. De plus, il décrit la démarche, par laquelle

les méthodes géophysiques, hydrogéologiques et hydrochimiques peuvent être utilisées dans la pratique.

Enfin, le CD-Rom contient tous les documents des textes, ainsi que des figures et des annexes.

2. Etudes antérieures

Dès la fin du 19^e siècle, l'intérêt des géologues pour l'étude de la zone du Bois de Finges s'est manifesté, particulièrement en raison de l'éboulement de Sierre déjà reconnu par GERLACH (1883) et LUGEON (1898) (cf. Chapitre II.1.3.2).

Dans le secteur du Bois de Finges, une première étude hydrogéologique a été effectuée par GAGNEBIN (1948) sur une source d'eau potable émergeant de dépôts calcaires limoneux de l'éboulement de Sierre. Les récents projets de la route nationale N9 (SCHWERY 1990) et de la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis (NORBERT 1992) ont nécessité de nouvelles études hydrogéologiques dans le secteur du Bois de Finges. Les premières mesures piézométriques de la nappe souterraine datent de l'année 1987, réalisées par CLAVIEN (1987) sur les forages de reconnaissance pour la route nationale N9 (cf. Chapitre II.1.5.2).

Une étude est en cours depuis quelques années, afin de déterminer les modifications hydrogéologiques apportées par la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis, principalement en ce qui concerne l'alimentation des lacs de l'éboulement de Sierre (BERTHOD 1994, 1995). L'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis, construite entre 1908 et 1911, détourne une partie des eaux du Rhône depuis la prise d'eau de Susten jusqu'à une usine électrique à Chippis (cf. Chapitre II.1.4.3). L'eau sulfatée calcique infiltrant des roches évaporitiques a provoqué des dégâts importants au revêtement de la galerie d'amenée. Plusieurs fois, la route cantonale a été inondée par les pertes de la galerie. Du fait de la diminution des eaux à turbiner à cause des pertes de l'ancienne galerie, la société RHOWAG a décidé de construire une nouvelle galerie sur la zone constituée de gypses et d'anhydrites. JACQUOD (1995) décrit l'hydrogéologie et les problèmes géotechniques rencontrés au cours du percement de la nouvelle galerie.

Finalement, de nombreuses études limnologiques (SCHANZ *et al.* 1986) et biologiques (BILLE & WERNER 1986) ont été réalisées sur la zone du Bois de Finges. Grâce à son climat continental, le Valais central a conservé un bon nombre d'espèces qui ont disparu du reste de la Suisse à la suite des derniers changements climatiques. Pour la même raison, le pin a beaucoup moins régressé en Valais qu'au nord des Alpes. Le Bois de Finges a donc gardé une bonne partie de son héritage de plantes d'Europe orientale et de Méditerranée. C'est ce mélange d'influences qui confère à la forêt de Finges son caractère unique, mais aussi sa fragilité.

Le travail de MAMIN (1996) constitue l'ouvrage de référence concernant la description de l'important réseau d'observation des eaux souterraines et superficielles du secteur du Bois de Finges. De plus, MAMIN (1996) présente une caractérisation des différents types d'eau et propose un premier modèle conceptuel des différentes nappes, des systèmes d'écoulement et du chimisme des eaux.

PARTIE II : Investigations dans la zone du Bois de Finges

1. Description du site

1.1 Cadre géographique et climatique

1.1.1 Environnement général de l'étude

Dans la vallée du Rhône en amont de la ville de Sierre (Valais central), l'aquifère des alluvions du Rhône se trouve dans une situation particulière propice à ce genre d'étude. En effet, dans le Bois de Finges, de nombreux forages, piézomètres, sources, canaux d'irrigation et petits lacs sont disponibles pour l'observation des eaux. Des interactions entre l'aquifère des alluvions, le Rhône et des écoulements provenant du versant sud existent et l'on constate que les caractéristiques hydrauliques et physico-chimiques de l'aquifère des alluvions sont très variables dans l'espace et au cours du temps. D'autre part, cette zone est soumise à de nombreuses contraintes environnementales : une ville et des activités industrielles en aval, des activités agricoles sur toute la zone du Bois de Finges, des gravières, des sites de décharge, des routes et une future autoroute. Le lit et le cycle annuel du Rhône redeviendront plus ou moins naturels dans la plaine, car les digues retenant les crues ont été déplacées, permettant la création de nouvelles surfaces inondables. Finalement, le Bois de Finges est considéré comme un site d'intérêt national notamment en raison de sa forêt de pins en zone alluviale.

1.1.2 Situation géographique

Le Bois de Finges se situe dans la vallée du Rhône à l'amont de la ville de Sierre, canton du Valais, sud de la Suisse. La figure 1 positionne le Bois de Finges en Suisse et montre la situation générale. Le secteur du Bois de Finges contient toute la zone de la plaine du Rhône entre Sierre et Susten, inclue des forêts, ainsi que des prairies, des champs cultivés et le Rhône.

La zone d'étude est délimitée au nord par le Rhône et au sud par le Gorwetschgrat. L'altitude au niveau de la plaine du Rhône varie entre 542 à Milljere et 636 m s/mer au Perischuhubil (figure 2). Pour le Gorwetschgrat, l'altitude maximale est 2025 m.

Le Bois de Finges marque la frontière linguistique entre le Valais romand et le Valais alémanique. Les noms de lieu sont ainsi souvent doubles (tableau 1).

Tableau 1 : Lexique des principaux noms de lieu bilingue.

Nom français	Nom alémanique
Finges	Pfyn
Bois de Finges	Pfynwald
Canal des Fermes	Büthenbach
Ferme de Finges	Landgut Pfyn
Le Rhône	Rotten
La Souste	Susten
Loèche	Leuk
Salquenen	Salgesch
Sierre	Siders

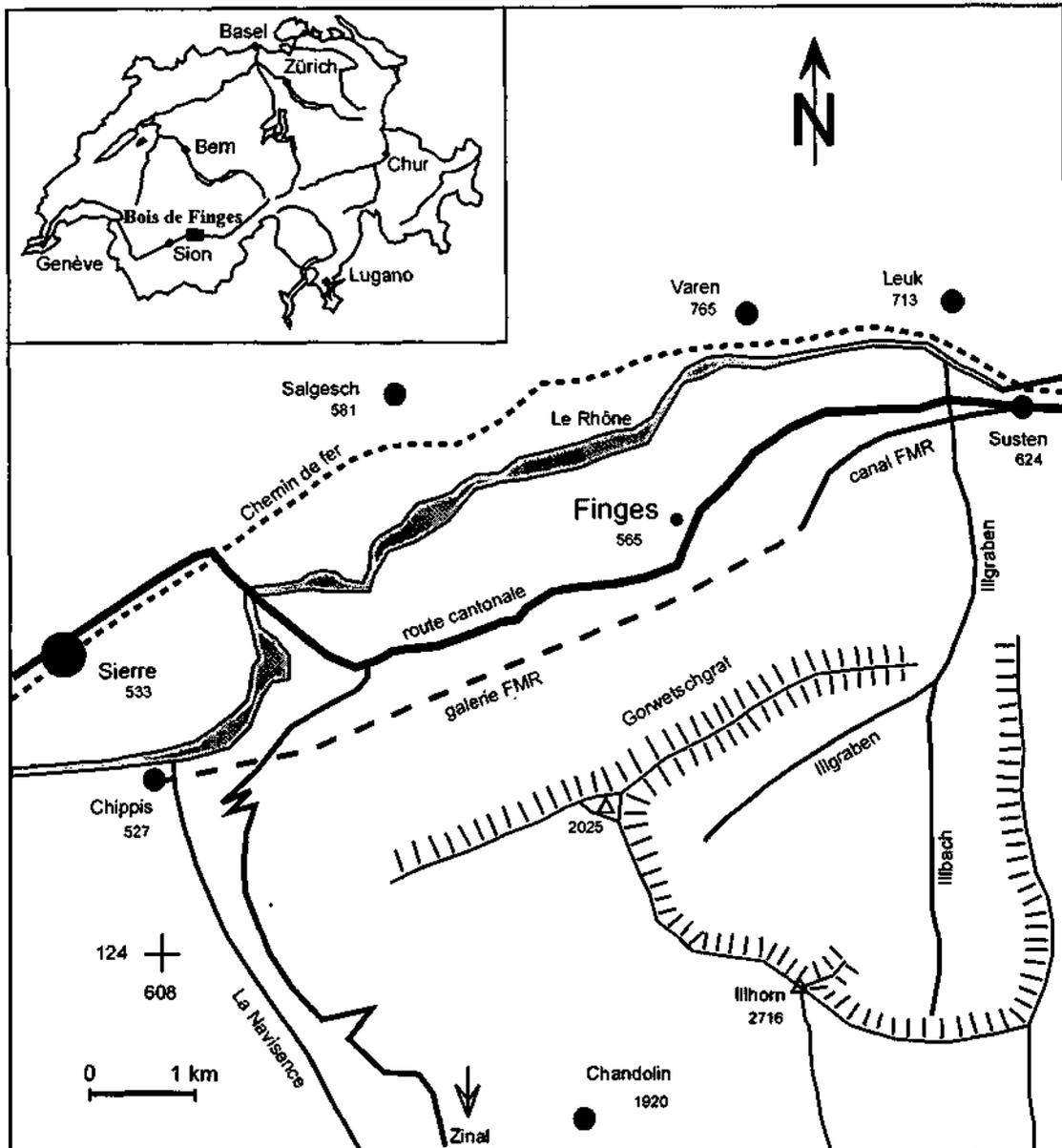


Figure 1 : Localisation du Bois de Finges en Suisse et situation générale.

1.1.3 Pluviométrie

La station météorologique ISM la plus proche du Bois de Finges se situe à Sierrre. La précipitation annuelle à cette station météorologique varie entre 454 en 1984 et 905 mm en 1995 avec une valeur moyenne de 692 mm pour la période 1980 - 1999. La précipitation annuelle moyenne lors de la période de ce projet de recherche (1996 - 1999) est de 641 mm, qui est nettement supérieure à la moyenne de 587 mm entre 1901 et 1960, ce qui en fait l'une des régions les plus sèches de la Suisse. L'année 1995 a été exceptionnelle du point de vue de la pluviométrie. Les pointes particulières de cette année se situent en janvier avec 213 mm, en février avec 136 mm et en mai avec 102 mm.

La pluviométrie change rapidement dès que l'on s'élève sur les versants. L'augmentation des précipitations pour la station ISM de Montana est environ de 50 %. Cette station de mesure se situe sur la rive droite du Rhône à 1508 m. Sur le Gorwetschgrat au sud du Bois de Finges, l'Atlas hydrologique de la Suisse (SHGN 1992) indique une précipitation annuelle extrapolée de 1500 mm.

Une station météorologique privée se trouve à la Ferme de Finges. Les données de cette station, gérées par Monsieur F. Bieri du Landgut AG Pfy, correspondent à ceux mesurées à la station ISM à Sierre.

1.1.4 Climat

Des microclimats peuvent s'établir dans une région topographique complexe comme le Bois de Finges avec les collines de l'éboulement de Sierre, le cône de déjection de l'Illgraben et les pentes raides du Gorwetschgrat.

Par temps clair en hiver, l'air se refroidit sur les pentes nord du Gorwetschgrat et s'écoule vers la plaine du Rhône. Dans la dépression de la Ferme de Finges où l'air froid s'accumulera en un "lac" qui s'étendra en aval de Sierre. Si la masse refroidie est plus importante, elle peut noyer les versants jusqu'à une altitude de 30 à 50 m au-dessus du niveau du Rhône (ROTEN 1964). De ce "lac" d'air froid, le cône de déjection de l'Illgraben et les collines de l'éboulement de Sierre émergent. Les sommets du cône et des collines sont toujours le lieu le plus chaud de cette portion du sillon rhodanien.

A cause de ce microclimat, il faut distinguer entre la plaine du Rhône et le versant nord. La plaine du Rhône du Bois de Finges ne reçoit pas d'ensoleillement pendant deux mois en hiver. Elle est surtout caractérisée par une température très basse en hiver (environ -10 °C). Par contre, le versant nord de la vallée du Rhône est ensoleillé toute l'année. L'étude climatologique pour la route nationale N9 Sierre - Brigue (SRCE 1984) a aussi détecté ces grandes différences de température entre la plaine du Rhône et le versant nord. En été, la région du Bois de Finges se caractérise par une température d'air très élevée (environ 30 °C) qui chauffe fortement le sol sablo-graveleux de la plaine alluviale du Rhône. L'évapotranspiration est donc importante à cet endroit.

Très rarement, en automne ou au printemps, le foehn se manifeste par un violent courant d'air qui descend la vallée du Rhône en amont de Sion.

1.2 Réseau d'observation des eaux souterraines et superficielles

Le réseau d'observation du Bois de Finges contient environ soixante piézomètres, 11 forages équipés, 9 forages non équipés, 10 sources, le Rhône, des canaux et des lacs (figure 2). Leur répartition sur l'aquifère n'est pas uniforme. Les points de mesure, surtout les forages, sont concentrés le long de la route cantonale (future route nationale) au pied du versant sud. Dans le but d'améliorer les connaissances de la structure de l'aquifère, une campagne de forage a été réalisée en 1997 sur le site du piézomètre P11 lors du projet de recherche FN Finges.

Les caractéristiques de chaque forage et piézomètre sont données dans l'annexe 2. Cette annexe indique les différents types de forage, les longueurs forées, la position de la crépine, les cotes du sol et du repère des piézomètres. Un inventaire des sources a été réalisé par BERTHOD (1994). Les sources pérennes les plus importantes se situent au pied du versant sud. Quelques-unes sont drainées sous la route cantonale Sierre - Brigue.

Trois stations de jaugeages automatiques ont été installées par l'entreprise RHOWAG de Chippis à la sortie du lac de pompage M1, à l'entrée du Grossee M2 et à la sortie du Pfaffaretsee M3. En raison de la faible pente ces jaugeages sont effectués par un débitmètre à ultrasons (BERTHOD 1995). Les points de mesure M2 et M3 permettent de surveiller le bilan hydraulique des lacs. La station M1 observe les variations saisonnières des sources drainées sous la route cantonale. De nombreux points de mesure ont été choisis le long du canal des Fermes et des

bisses pour effectuer des jaugeages à la canne de Jens dans le but de quantifier les recharges et décharges souterraines du canal des Fermes.

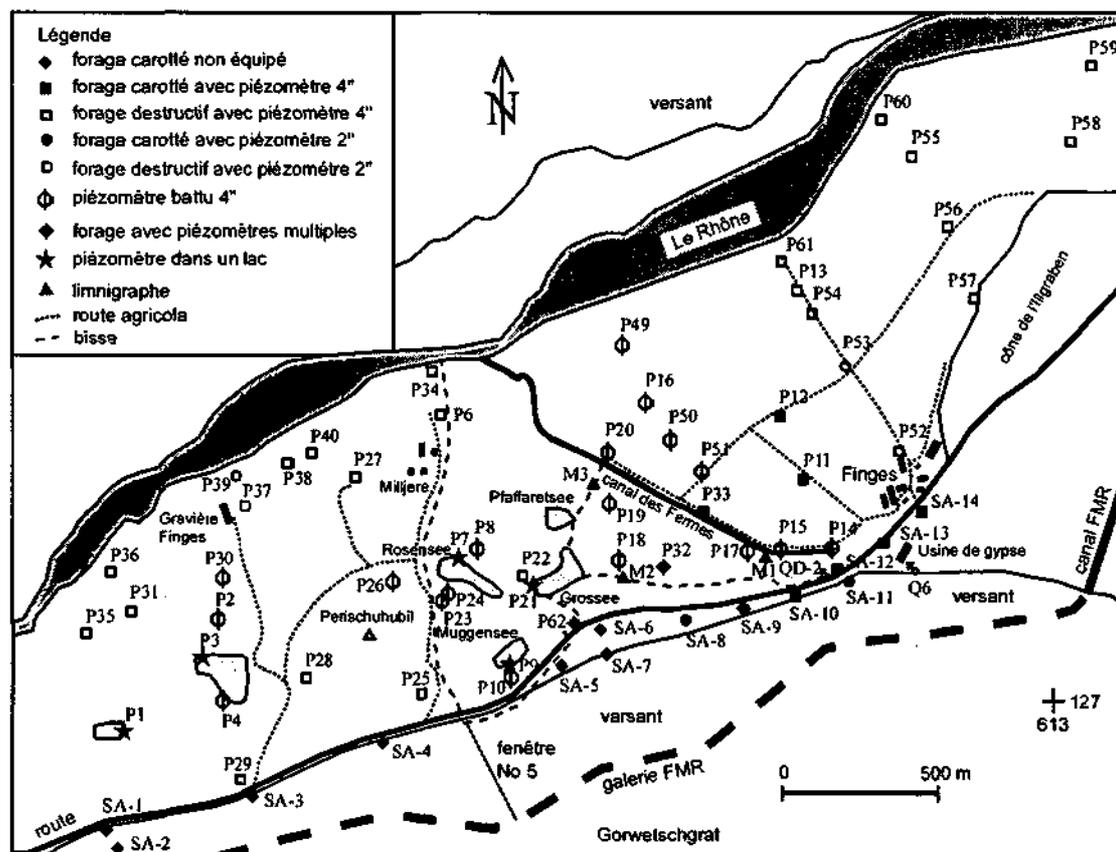


Figure 2 : Réseau d'observation du Bois de Finges (d'après MAMIN 1996) montrant les différents types de forages et de points de mesures superficielles.

Le tableau 2 indique la nomenclature utilisée pour les différents points de mesure.

Tableau 2 : Nomenclature utilisée pour les différents points de mesure (d'après MAMIN 1996).

Code	Description	Exemples
SA-1	Forage de reconnaissance pour l'autoroute	SA-12
P1	Piezomètre	P11
P1-1, P1-2	Forage à piézomètres multiples	P32-1, P32-2
Q1	Source	Q6
QD-1	Source drainée sous la route cantonale	QD-2
M1	Limnigraphe	M1

Les mesures du Rhône proviennent de la station de jaugeage de Sion (SHGN L00) et du barrage de Susten. Les affluents étant relativement importants entre le Bois de Finges et Sion (principalement la Borgne, la Lienne et la Navisence), ces données doivent être interprétées de manière qualitative. Au barrage de Susten, RHOWAG mesure manuellement et irrégulièrement le débit du canal d'aménée Finges - Chippis (canal FMR) et le débit du trop-plein alimentant le lit du Rhône.

1.3 Géologie

1.3.1 Introduction

Dès la fin du 19^e siècle, l'intérêt des géologues pour l'étude du Bois de Finges s'est manifesté particulièrement en raison de l'éboulement de Sierre reconnu déjà par GERLACH (1883) et à nouveau décrit par LUGEON (1898, 1910 et 1918). Ensuite, à part les travaux de NUSSBAUM (1942) et BURRI (1955) traitant de la même problématique, la géologie de la région du Bois de Finges comme le souligne BURRI (1997) "ne semble pas avoir beaucoup excité la curiosité des géologues ces dernières décennies". Toutefois en raison de ses richesses naturelles d'importance régionale et nationale, et de la nécessité d'améliorer la fluidité des liaisons routières et ferroviaires sur l'axe international du Simplon, de nombreux travaux ayant trait notamment à l'hydrogéologie régionale ont été entrepris ces dernières années, soit par des bureaux d'études géologiques privés (NORBERT 1992, BERTHOD 1995) soit dans un cadre plus académique sous la forme de travaux de diplômes universitaires (JACQUOD 1995, MAMIN 1996, JAWECKI 1996, CASACCI 1997, KLEINER 1998, FURRER 1998).

Les paragraphes qui suivent donnent un aperçu rapide des principales observations publiées ayant trait à l'éboulement de Sierre. Ensuite, les lithologies rencontrées sur la zone étudiée dans ce travail et présentant une importance quant à la compréhension des caractéristiques hydrogéologiques de la nappe alluviale du Rhône dans la zone du Bois de Finges, seront décrites.

1.3.2 Compilation des données historiques sur l'éboulement de Sierre

GERLACH (1883) est le premier à décrire l'éboulement de Sierre dont l'apparente homogénéité des constituants lui permet de déterminer la provenance : les hauteurs de la rive droite du Rhône au-dessus de Salgesch. Il reconnaît, de même que LUGEON (1918) la présence de diamictes à galets rhodaniens sous la masse éboulée. LUGEON (1898) décrit quant à lui plusieurs "faciès" dans l'éboulement alors qu'il observe les collines de Sierre "formées tantôt de blocs énormes, tantôt de fragments triturés à l'extrême". C'est également LUGEON (1898, 1910) qui décrit les alluvions rhodaniennes et signale la présence de moraine rhodanienne par-dessus les matériaux de l'éboulement lui faisant dire que l'éboulement s'est produit dans une vallée vide et qu'ensuite lors d'une phase de récurrence le glacier du Rhône a recouvert les collines de sa moraine. NUSSBAUM (1942) observe que la plupart des moraines trouvées dans l'éboulement contiennent des Grès de Taveyane ce qui l'autorise à affirmer que l'origine de ces matériaux est située en rive droite de la vallée du Rhône. Il observe ce type de moraine soit sur l'éboulement soit en lentille dans la masse éboulée soit encore en masses informes remaniées avec du matériel issu de l'éboulement. Ces diverses constatations le conduisent à penser que l'éboulement de Sierre s'est produit après le stade glaciaire de Bühl, probablement au début du stade de Gschnitz.

BURRI (1955) note que le matériel de l'éboulement se rencontre sous deux aspects, un dépôt de couleur bleue, essentiellement constitué de gros blocs de calcaires généralement non cimentés et conservant l'ancienne stratification, surmonté par du matériel jaune, terreux, sans gros blocs, fortement broyé et le plus souvent cimenté. A l'instar de ces prédécesseurs, il relève l'existence de dépôts morainiques sous la masse éboulée qu'il considère s'être affaissée vers la fin de la dernière glaciation (Würm) alors que le fond de la vallée était encore occupé par une langue glaciaire résiduaire comme en témoignent les deux paliers altimétriques clairement visibles dans la masse éboulée. Les quelques rares dépôts morainiques post würmiens rencontrés sur l'éboulement peuvent selon lui provenir soit d'une avancée du glacier d'Anniviers soit de petites langues glaciaires descendant de la rive droite de la vallée. La récurrence du glacier d'Anniviers aurait créé un barrage autorisant l'installation d'un important lac dont la cote

maximale aurait atteint 600 m ne laissant qu'une ou deux collines à l'émergence et dans lequel se seraient déposés des sédiments lacustres sous forme de sables et de limons. Dans son article de 1997, BURRI intègre les observations recueillies ces dernières années et dresse un nouveau tableau de la "géologie récente de Finges et de ces environs". Ses principales observations sont qu'il y a du matériel morainique au sein de l'éboulement, que toutes les collines sont recouvertes de graviers d'origine haut-valaisanne visibles en rive droite jusqu'à 800 m d'altitude et finalement que le matériel de l'éboulement a été peu déplacé et se trouve aujourd'hui encore au droit de la niche d'arrachement.

A partir de ces observations non seulement les hypothèses de LUGEON (1910), de NUSSBAUM (1942) reprises par BURRI (1994) demeurent plausibles mais une troisième voie peut être envisagée. Dans ce nouveau modèle l'éboulement survient alors que le glacier du Rhône barre encore la vallée jusqu'à une altitude de 800 m. Lors de la disparition de la glace un lac a pu s'installer dans la dépression à l'amont des collines de Sierre et des dépôts lacustres s'y déposer. Sans entrer dans les détails de chacun de ces modèles, concluons avec BURRI (1997) qu'actuellement, aucun critère sûr ne permet de choisir entre ces trois hypothèses ou leurs combinaisons : le temps des certitudes est bien révolu. Il en est de même en ce qui concerne la datation de cet événement qui a probablement eu lieu "quelque part dans le Dryas ancien, alors que le glacier du Rhône agonisait dans la vallée principale, entre 18'000 BP et 13'000 BP".

1.3.3 Description générale des lithologies

Le contexte géologique du Bois de Finges est principalement représenté par l'Helvétique au nord, le Pennique au sud et les sédiments quaternaires qui remplissent la vallée du Rhône. Ces sédiments quaternaires sont constitués par les alluvions fluviales du Rhône, les alluvions du cône de déjection de l'Illgraben, les dépôts de l'éboulement de Sierre et les éboulis du Gorwetschgrat. Les principales unités géologiques sont représentées sur la figure 3.

Remplissage quaternaire

L'éboulement de Sierre : cet événement est survenu à la fin de la dernière glaciation. Le matériel de l'éboulement est presque exclusivement calcaire avec localement des traces de moraines et de dépôts fluviaux. Il forme l'actuelle zone des collines. La masse éboulée couvre une grande partie de la région comprise entre Sierre et Finges. Une part importante des matériaux issus de l'éboulement se retrouve probablement en profondeur. Ces terrains offrent des perméabilités globalement faibles mais pouvant fortement augmenter localement.

Les dépôts fluviaux du Rhône : les dépôts quaternaires du Rhône sont regroupés sous le terme générique d'alluvions fluviales. Cependant la nature du matériel et par conséquent sa perméabilité sont très hétérogènes et fonction du milieu de dépôt : barres de graviers et de sables, remplissages limono-argileux des bras morts, limons des dépôts d'inondation. Une grande partie de la plaine alluviale est actuellement exploitée par un domaine agricole, la Ferme de Finges.

Les dépôts lacustres et marécageux : ils sont constitués de limons sableux, légèrement argileux, de couleur grise, noirâtre, brunâtre ou verdâtre avec des restes de matière organique. On les rencontre au pied du versant, en contrebas des éboulis du Gorwetschgrat.

Le cône de l'Illgraben : le cône de déjection de l'Illgraben, l'un des plus imposants de toute la vallée du Rhône fait suite au gigantesque cirque érosif de l'Illgraben et a repoussé le Rhône contre le versant droit de la vallée. Il est formé des débris provenant des falaises de l'Ilhom et du Gorwetschgrat lors de coulées de boue à blocs de type débâcles (Murgang). Ils sont principalement constitués de graviers limono-sableux de couleur beige à gris-brun et de sables limoneux avec des accumulations isolées de blocs pluridécimétriques. La nature lithologique

des éléments est très variable : calcaires, calcaires dolomitiques, marbres, quartzites, gneiss et schistes chloriteux.

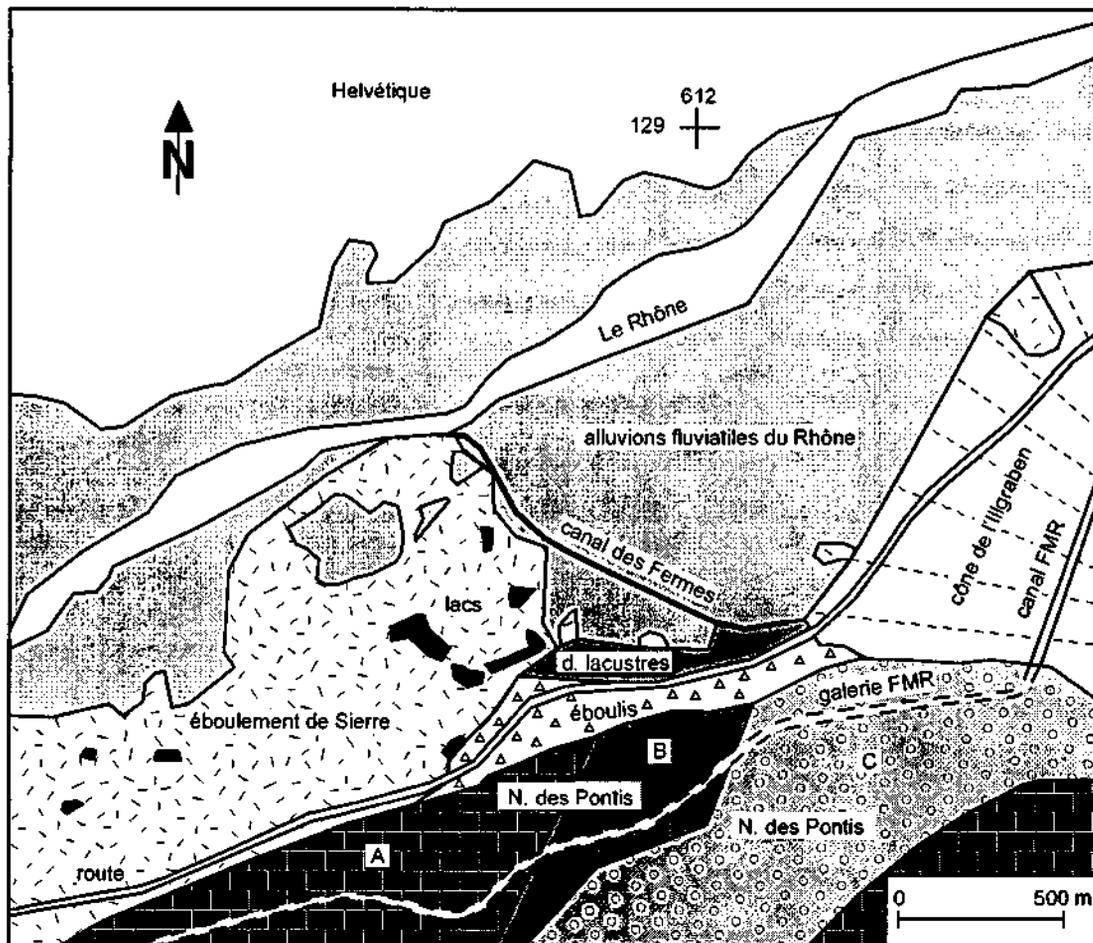


Figure 3 : Carte schématique des principales unités géologiques du Bois de Finges. Nappe des Pontis au sud (Pennique), dominée de gauche à droite par des calcaires de Beauregard (A), calcaires du Mélange tectonique (B), anhydrite (C), et remplissage quaternaire des alluvions fluviales du Rhône, du cône de l'Illgraben, de l'éboulement de Sierre, des éboulis du Gorwetschgrat et des dépôts lacustres et marécageux.

Les dépôts morainiques, glacio-lacustres et fluvio-glaciaires : ces dépôts liés aux glaciers qui ont envahi la vallée du Rhône avant l'éboulement de Sierre doivent constituer l'essentiel du remplissage de la vallée sous les terrains actuellement connus. Les études sismique-réflexion menées dans la plaine du Rhône (BESSON *et al.* 1993, FINCKH & FREI 1991) fournissent des indications quant à l'épaisseur et à la nature du remplissage quaternaire de la vallée du Rhône notamment dans la région de Sion où ces dépôts atteignent environ 500 m d'épaisseur et sont composés de haut en bas par (BESSON *et al.* 1993) :

- 50 m d'alluvions du Rhône et de dépôts d'inondations;
- 100 à 130 m de dépôts lacustres indifférenciés;
- 100 m de moraine résiduelle;
- 50 à 100 m de moraine de base;
- 120 à 140 m de dépôts torrentiels sous-glaciaires, présents localement et plus particulièrement au centre de la vallée.

Dans la région de Finges aucune étude de sismique et aucun forage profond n'ont été entrepris et de ce fait aussi bien l'épaisseur que la nature du remplissage quaternaire sous les terrains superficiels demeurent spéculatifs.

Les éboulis du Gorwetschgrat : les pentes du Gorwetschgrat sont principalement recouvertes d'éboulis issus du démantèlement des calcaires dolomitiques, des gypses, des comieules et des schistes de la Nappe des Pontis formant les imposantes falaises qui délimitent la zone étudiée en direction du sud.

Le Pennique

Le versant sud de la vallée du Rhône est découpé dans les unités constitutives de la super nappe du Grand Saint Bernard définie par ESCHER (1988), de bas en haut se succèdent :

La Zone Houillère : elle affleure tout à la base du versant, au sud du terrain étudié et se compose de gypses et comieules, de dolomies, de méta-arkoses, de conglomérats à niveaux d'antracites et de méta-tufs volcaniques. Les âges de ces roches s'étalent du Carbonifère au Trias.

La Nappe des Pontis : elle constitue l'essentiel des affleurements du versant nord du Gorwetschgrat. La zone de Niouc comprend des schistes, des gneiss verts et des méta-conglomérats d'âge Stéphano-Permien, surmontés par des quartzites permo-triasiques puis des calcaires dolomitiques. Un accident tectonique majeur sépare ensuite la Nappe des Pontis de la Nappe de Siviez-Mischabel.

La Nappe de Siviez-Mischabel : seules les couvertures permo-carbonifères en flanc inverse sont ici représentées. Elles se composent essentiellement de quartzites et de conglomérats.

L'importante masse de gypses, anhydrites et comieules de la Zone Houillère et de la Nappe des Pontis par ailleurs découpée par des accidents tectoniques majeurs offre un intérêt particulier dans le cadre d'une étude hydrogéologique. Ces roches permettent en effet le développement d'une karstification pouvant créer des conduits de circulation des eaux dont la signature chimique sera fort différente de celle des eaux de la nappe alluviale du Rhône.

L'Helvétique

Le versant nord de la vallée du Rhône est découpé dans les unités helvétiques de l'écaille de Plammis et de la Nappe du Doldenhorn étudiées par BUGNON (1986) et BURKHARD (1988). Les calcaires massifs du Malm, qui constituent l'écaille de Plammis, chevauchent sur le Crétacé du flanc normal de la Nappe du Doldenhorn.

1.4 Hydrologie

1.4.1 Introduction

Les cours d'eau qui sillonnent la plaine alluviale du Rhône sont principalement le Rhône ainsi que le canal d'amenée Finges - Chippis, les canaux d'irrigation (des bisses) et de drainage. Le canal le plus important, traversant le Bois de Finges du SE vers le NW, est le canal des Fermes. Des petits canaux d'irrigation de faible profondeur (environ 30 cm) le plus souvent secs parcourent la plaine alluviale et l'éboulement de Sierre, en demeurant principalement dans des sols. Dans le Bois de Finges, le tracé du Rhône est déterminé par le cône de déjection de l'Ilgraben et par les dépôts de l'éboulement de Sierre. Le canal d'amenée Finges - Chippis détourne une partie des eaux du Rhône depuis la prise d'eau de Susten jusqu'à une usine électrique située à Chippis. Le canal traverse le cône de l'Ilgraben tandis que la galerie traverse le flanc du Gorwetschgrat.

1.4.2 Le Rhône

Entre la Haute vallée de Conches et le lac de Léman, le Bois de Finges est le seul tronçon où le Rhône coule encore dans un lit naturel. Même si de nombreuses digues de protection réalisées dans les années cinquante contre les hautes eaux coupent la plaine alluviale du Rhône, l'espace de 200 à 300 m entre les digues est encore relativement large. Le Rhône a préservé de nombreuses caractéristiques d'une rivière alpine : séparation en plusieurs bras, îles de graviers, bras morts et diverses végétations riveraines (WERNER 1985, JÄGGI 1988, BEZZOLA 1989).

Le cône de l'Ilgraben forme une sorte de barrage naturel dans la vallée. Il a repoussé le lit du Rhône au pied du versant nord. En aval, le Rhône passe par une série de rapides. Le fleuve perd 88 m d'altitude sur les 7 km de la traversée de Finges. Le profil du fleuve présente une pente importante qui varie entre 6 et 12 ‰ ce qui favorise le dépôt de matériaux de granulométrie grossière de perméabilité élevée autorisant des échanges importants avec l'aquifère. Il est important que le gros des alluvions de l'Ilgraben puisse se déposer à Finges. Le Bois de Finges joue le rôle de tampon entre l'Ilgraben, qui amène au Rhône de grandes quantités d'alluvions et le début de la correction du fleuve à Chippis (KALBERMATTEN 1964).

La figure 4 montre les niveaux d'eau du Rhône à la station de jaugeage de Sion (SHGN L00) pour la période 1996 à 1999. Le Rhône présente un régime glacio-nival qui est caractéristique de cours d'eau à bassin versant de haute altitude en partie couverte de glaciers. Par conséquent, les hautes eaux sont entre mai et octobre. Les basses eaux du Rhône débutent en novembre et se terminent en avril. Les crues exceptionnelles se produisent en été sous l'influence de vagues de chaleur et de violents orages ou en automne lors de fortes pluies méditerranéennes débordant la barrière des Alpes. Depuis les années 1950 à 1960, les barrages dans les vallées alpines influencent le régime du Rhône. Le débit d'hiver a augmenté tandis que l'importance des crues d'été a diminué. Toutefois, les crues de l'automne gardent leur amplitude quand les lacs des barrages alpins sont pleins. Les variations hebdomadaires et journalières, causées par des crues de turbinage, surviennent chaque jour sauf le week-end avec une amplitude de 30 à 60 cm.

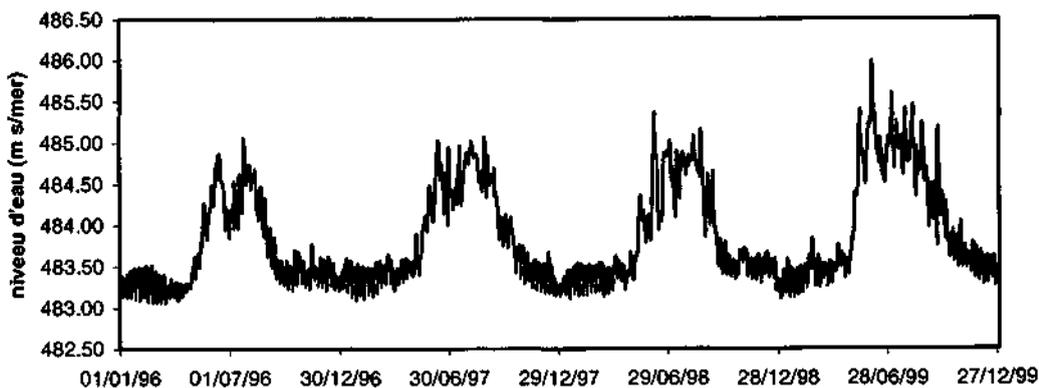


Figure 4 : Niveau journalier du Rhône à la station de jaugeage de Sion (SHGN L00) pour la période 1996 à 1999.

La situation est particulière dans le Bois de Finges, car depuis 1906 un barrage sur le Rhône se trouve à Susten. Une partie importante des eaux est déviée par le canal d'aménée Finges - Chippis. En été, le débit dans le lit du Rhône, atteignant environ 200 m³/s, est réduit de 62 m³/s. En hiver, le lit du Rhône est périodiquement sec, ce qui est autorisé du 15 novembre au 15 avril.

1.4.3 Canal d'amenée Finges - Chippis

Le canal d'amenée Finges - Chippis (canal FMR) détourne une partie des eaux du Rhône depuis la prise d'eau de Susten jusqu'à une usine électrique de l'Alusuisse SA à Chippis. Le canal à écoulement libre traverse le cône de déjection de l'Illgraben sur 2922 m tandis que la galerie à écoulement libre traverse le Gorwetschgrat sur environ 5000 m.

La galerie d'amenée rencontre de l'est à l'ouest les roches suivantes de la Nappe des Pontis : 200 m de terrains meubles dans la zone des éboulis de l'Illgraben; 700 m d'anhydrite; 1260 m d'alternance de roches triasiques, quartzites, cornieules, gypse et anhydrite; 2873 m de calcaires dolomitiques de l'écaille de Beauregard (RHOWAG 1996).

La pression hydraulique sur le revêtement de la galerie dans les formations triasiques, déjà peu cohérentes à l'exécution de la construction, s'aggravait au fur et à mesure de l'exploitation. Malgré des travaux importants d'assainissement, les dégradations de l'ouvrage évoluaient vers la déstabilisation avec des fissures et l'éclatement du revêtement. L'anhydrite est dissoute par les eaux souterraines et un réseau karstique s'est développé le long d'un accident tectonique SW - NE entre l'ancienne galerie et l'usine de gypse. Des fuites d'eau de la galerie se sont produites inondant plusieurs fois la route cantonale et les prés. Du fait de la diminution des eaux à turbiner à cause des importantes pertes de l'ancienne galerie, il a été décidé de reconstruire une nouvelle galerie sur la longueur de la zone critique traversée (cf. Chapitre I.2).

1.4.4 Canal des Fermes

Le canal des Fermes débute à la source Q6 puis emprunte une canalisation souterraine sur une centaine de mètres pour réapparaître près du piézomètre P14 et se jeter 1.5 km plus loin dans le Rhône (figure 2). Ce canal drainant la nappe souterraine marque la limite entre les dépôts de l'éboulement de Sierre à l'ouest et les alluvions fluviales du Rhône à l'est.

1.4.5 Lacs de l'éboulement de Sierre

Les lacs de l'éboulement de Sierre sont tous issus du même événement. Ils sont d'âge identique et ils se trouvent dans de conditions géologiques comparables. Certains ont disparu comme le Schafsee (piézomètres P3 et P4), ou sont constitués de roseaux et de marais. Les plus grands lacs sont le Pfaffaretsee, le Rosensee et le Grossee. La profondeur maximale varie entre 11 m (Pfaffaretsee) et 2.5 m (Grossee). En général, les paramètres physico-chimiques et hydrodynamiques des eaux de ces lacs montrent des variations journalières (SCHANZ *et al.* 1986).

1.5 Hydrogéologie

1.5.1 Introduction

Pour autant que les ouvrages atteignant la nappe souterraine existent, les mesures du niveau d'eau sont les données hydrogéologiques les plus simples à acquérir. De ce fait, elles constituent la grande partie des données disponibles. Les mesures du niveau d'eau de la nappe souterraine sont faites manuellement à l'aide d'une sonde à niveau ou, depuis les années 1980, par des appareils automatiques d'acquisition de données en continu. Les mesures en continu concernent un nombre restreint de points de mesure mais représentent une qualité d'information supérieure, compte tenu d'une fréquence de mesure élevée et régulière.

Une carte de la restitution des niveaux d'eau, obtenue par des mesures manuelles, permet de définir les paramètres hydrauliques de l'aquifère : la direction de l'écoulement souterrain, le gradient hydraulique, la vitesse moyenne et les zones de recharge et de décharge de la nappe.

Les forages réalisés sur le site d'étude permettent de caractériser la structure, l'épaisseur et les limites inférieure et supérieure de l'aquifère à l'aide des différentes propriétés des unités géologiques rencontrées.

L'hydrogéologie du Bois de Finges est complexe puisqu'elle est fonction de l'interaction d'éléments naturels (sédiments variés, nappe souterraine, cours d'eau, sources et lacs) et d'activités humaines (canaux, galeries et bisses d'irrigation). L'interaction entre le Rhône, les eaux du versant sud et la nappe souterraine des alluvions du Rhône varie au cours de l'année en fonction du régime hydrologique.

1.5.2 Compilation des données historiques

Dans la région de Finges, les premières mesures manuelles du niveau d'eau de la nappe remontent à 1987 sur les forages de reconnaissance pour l'autoroute A9 : ce réseau englobe les forages SA-8 à SA-14 (CLAVIEN 1987). De 1987 à 1990 le niveau des hautes eaux du Rhône, ainsi que de la nappe souterraine ont diminué sensiblement (CLAVIEN 1993). Globalement, les basses eaux varient peu d'une année à l'autre, sauf pour l'année 1990 qui présente un minimum systématique lors de la tournée de fin janvier. Dès novembre 1993 le bureau C. Berthod de Sierre réalise 8 à 10 tournées annuelles sur le réseau complet du Bois de Finges.

Lors de la crue catastrophique à Brigue du 24 septembre 1993, le Rhône a débordé de son lit et inondé toute la plaine alluviale et les cultures entre les piézomètres P33 et P20 (figure 2). La vague a atteint les lacs de Pfaffaretsee, Grossee et Rosensee (BERTHOD 1994). Les hautes eaux 1995 du Rhône ont été exceptionnellement importantes et une alimentation du Rosensee, Pfaffaretsee et Grossee par la nappe souterraine a été envisagée.

Une crue très pointue a été observée au printemps 1995 à partir de la zone des sources au pied du versant sud. Cette crue a inondé la route cantonale Sion - Brigue au niveau de la Ferme de Finges. Suite à l'inondation de la route cantonale, le canal d'amenée Finges - Chippis a été mis hors service du 15 au 18 mai 1995, ce qui a mis fin à cette inondation. La liaison hydraulique est attribuée à une karstification développée le long des accidents tectoniques SW - NE à partir du canal d'amenée. La crue de 1995 s'explique toutefois par une rupture de l'étanchéité du canal d'amenée en combinaison avec la fonte des neiges (MAMIN 1996).

Les mesures en continu sont réalisées au moyen d'acquisiteurs digitaux de type MADD (module électronique d'acquisition de données dormantes) au points de mesure P7, P8, P9 (arrêté fin mars 1997), P10 (déplacé au P12 fin novembre 1996), P14, P16, P20 (déplacé au P11 début juillet 1997), P24 et SA-13 depuis l'année 1995 (figures 2 et 5). Les données de ces MADD sont gérées par le Centre de recherche sur l'environnement alpin (CREALP) à Sion (REY 1998).

1.5.3 Description des aquifères

Les alluvions fluviales du Rhône sont le siège de l'aquifère principal du Bois de Finges. Les niveaux d'eau de cet aquifère principal sont directement liés à l'alimentation de la nappe souterraine par le Rhône au nord-est et suivent donc le cycle saisonnier du niveau d'eau du fleuve. De plus, cet aquifère est rechargé par des eaux sulfatées calciques du versant sud au niveau de la Ferme de Finges. Par contre, le canal des Fermes se trouve en position de drainage.

La figure 5 montre la distribution des équipotentielles des hautes eaux du 8 août 1996. A cette période, le Rhône alimente fortement la nappe phréatique des alluvions fluviales en amont en

exerçant un effet de pression hydraulique jusqu'à la Ferme de Finges. Dans cette zone d'infiltration du Rhône, le niveau d'eau du fleuve se situe environ huit mètres plus haut que le niveau d'eau de la nappe souterraine (JAWECKI 1996). La direction de l'écoulement souterrain varie de N-S dans la zone d'infiltration au nord-est à NNE-SSW au centre de la plaine alluviale avec des gradients hydrauliques de 7.1, respectivement de 5.2 ‰.

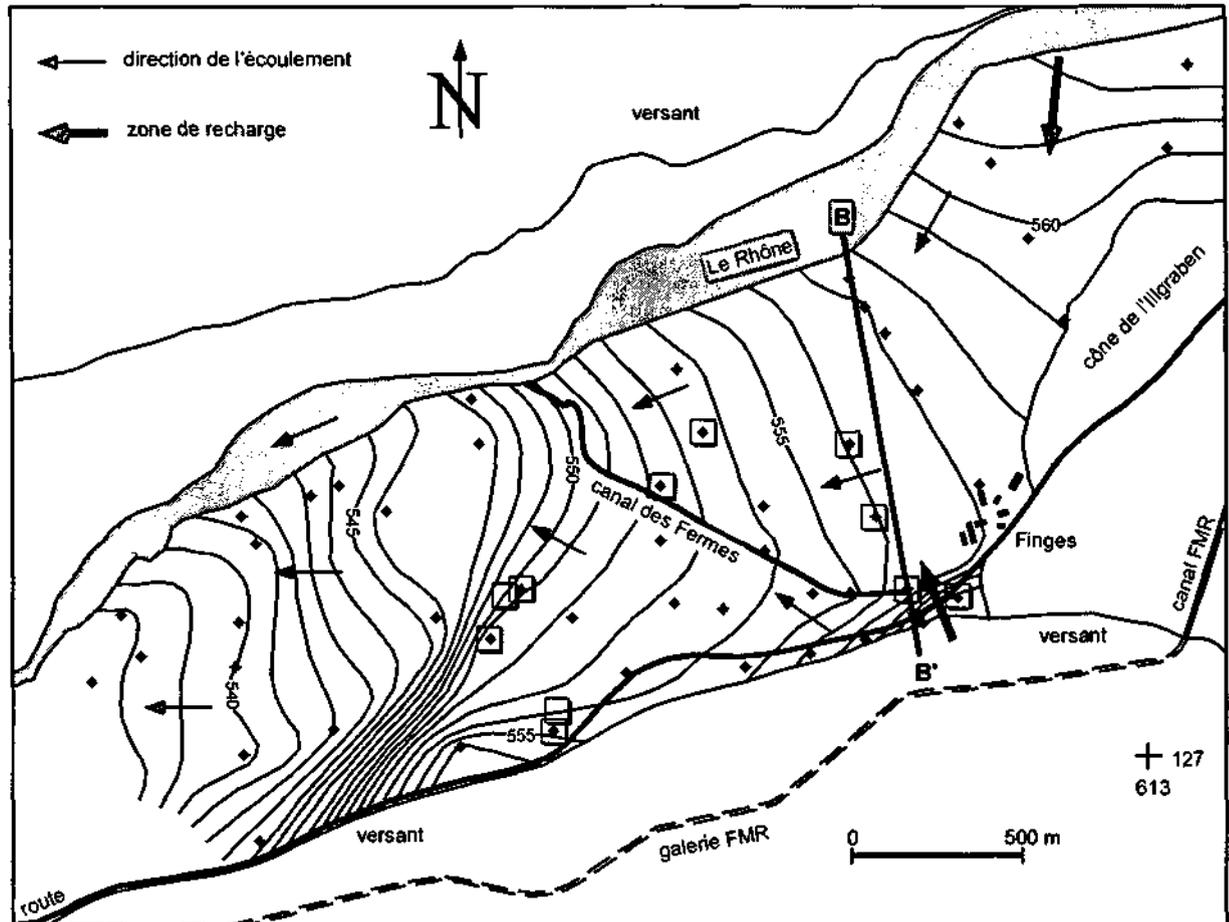


Figure 5 : Carte avec la distribution des équipotentielles en période de hautes eaux du 8 août 1996 (équidistance des courbes = 1 m). Chaque losange entouré d'un carré représente un point de mesure équipé avec un acquiseur MADD. La droite B - B' indique la position de la figure 6.

En période de basses eaux, le lit du Rhône est périodiquement sec en amont du canal des Fermes. Le battement naturel de la nappe souterraine des alluvions fluviales diminue avec la distance du Rhône de 11 m dans la zone d'infiltration à 1 m au niveau du canal des Fermes.

Au pied du versant sud, des dépôts grossiers liés au cône de déjection de l'Iligraben et des éboulis du Gorwetschgrat peuvent s'intercaler dans les alluvions fluviales du Rhône. La figure 6 montre une coupe transversale à travers la vallée du Rhône avec la localisation des couches lithologiques. Les alluvions du cône de l'Iligraben proviennent du SE avec une pente de 5.0 ‰ et s'enfoncent sous les alluvions fluviales du Rhône vers le NW pour atteindre 15.20 m de profondeur au forage P11a. De manière régionale, l'aquifère principal des alluvions fluviales du Rhône peut être considéré comme un aquifère poreux hétérogène et complexe.

Au site du forage SA-12, se situant au pied du versant sud, la nappe souterraine est artésienne. L'altitude du niveau d'eau correspond environ à celle de la topographie, de 559 m environ. Le gradient hydraulique est à cet endroit élevé et atteint 50 ‰. Cette nappe artésienne s'explique probablement par la recharge souterraine depuis le versant sud et par un effet de barrage hydraulique des dépôts lacustres et marécageux en aval de ce forage. De plus, 9 sources pérennes émergent des roches triasiques du versant sud.

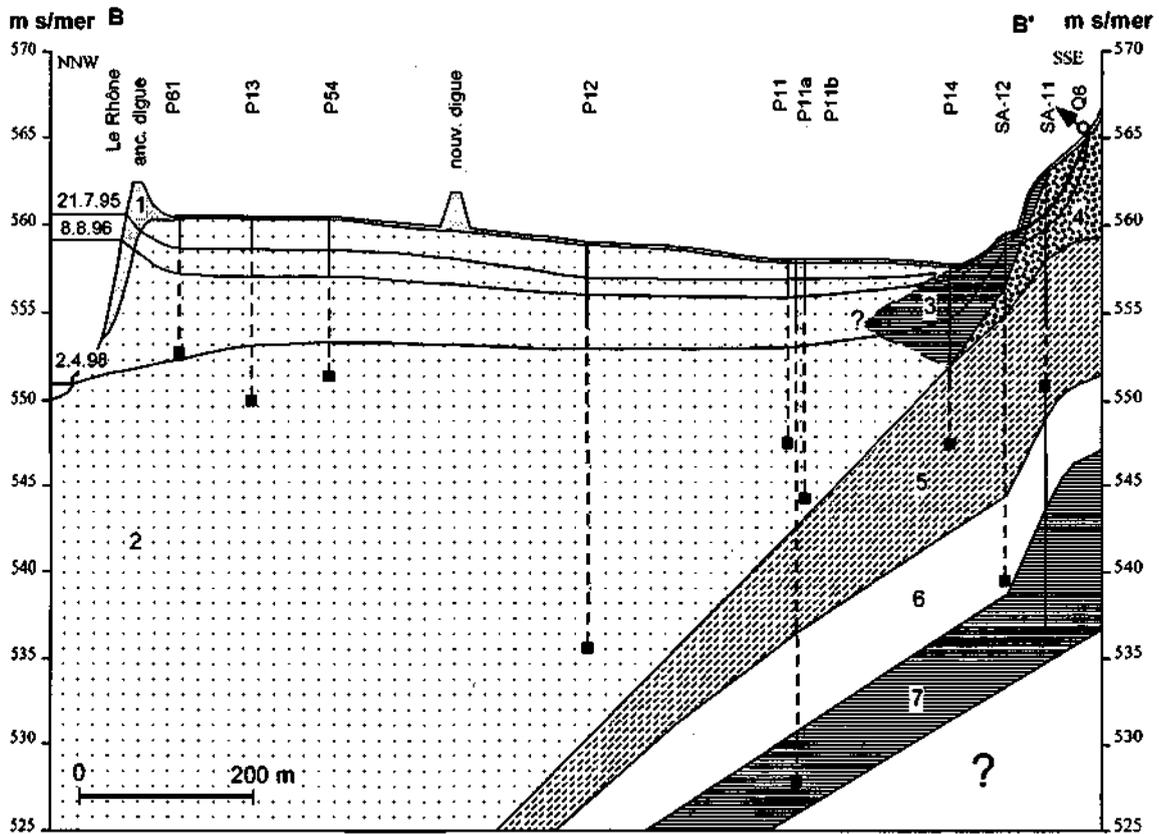


Figure 6 : Coupe géologique B - B' à travers la vallée du Rhône avec la localisation des points de mesure piézométrique (carrés noirs), des longueurs de crépine (traitillés) et des couches lithologiques; 1 = matériaux anthropogènes, 2 = alluvions fluviales du Rhône, 3 = dépôts lacustres et marécageux supérieurs, 4 = éboulis du Gorwetschgrat, 5 = cône supérieur de l'Illgraben, 6 = cône inférieur de l'Illgraben, 7 = dépôts lacustres et marécageux inférieurs.

Les lacs du Bois de Finges se trouvent uniquement entre les collines de l'éboulement de Sierre. En général, les lacs montrent un niveau d'eau en équilibre avec la nappe souterraine. Leur alimentation et leur rapport avec la nappe souterraine ont été précisés à l'aide des mesures et analyses physico-chimiques.

1.6 Hydrochimie

1.6.1 Introduction

Le traitement des données physico-chimiques des eaux souterraines et superficielles (Rhône, canaux, lacs) permet de définir les types d'eau et les mélanges d'eau. De plus, le chimisme des eaux aide préciser les relations hydrodynamiques de la nappe souterraine avec le fleuve, le canal des Fermes, le canal d'amenée Finges - Chippis et les lacs.

La nature chimique et la concentration des espèces minérales dissoutes dans les eaux souterraines dépendent en partie des propriétés des eaux de recharge, mais surtout des processus physico-chimiques qui ont lieu dans l'aquifère. Ces processus physico-chimiques augmentent ou diminuent la concentration des substances dissoutes dans l'eau le long de leur cheminement. Les variations temporelles de la nature chimique des eaux de recharge provoquent des fluctuations saisonnières du chimisme dans les eaux souterraines.

1.6.2 Compilation des données historiques

La base de l'acquisition des données chimiques existantes est disponible dans l'étude de MAMIN (1996). Ce travail donne un certain nombre de données chimiques valables, mais elles se concentrent uniquement sur les hautes eaux et basses eaux des années 1992 à 1995. Les sept campagnes de mesure des hautes eaux et des basses eaux ont été réalisées par le CREALP à Sion (tableau 3). Les échantillons, ni filtrés ni acidifiés, ont été transmis le jour même au Laboratoire cantonal du Valais, sauf ceux des hautes eaux 1995 qui ont été analysés au laboratoire ANESA à Martigny.

Tableau 3 : Campagnes de mesure et de prélèvement des eaux entre 1992 et 1995.

Date de prélèvement	Nombre de sites	Remarques
août 1992	13	pas d'analyse de l'alcalinité
mars 1993	11	pas d'analyse de l'alcalinité
août 1993	16	pas d'analyse de l'alcalinité
avril 1994	33	analyse partielle du nitrate
août 1994	33	pas d'analyse des cations
avril 1995	37	analyse partielle de l'alcalinité
août 1995	44	pas de mesure du niveau d'eau
Total	187	-

Le traitement et la validation des données historiques ont demandé un travail important, à cause de leur nombre important et de la mauvaise qualité de certaines d'entre elles. Pour ce qui concerne les analyses chimiques des données historiques (1992 - 1995), le manque de mesures complètes et simultanées de la chimie et des niveaux d'eau dans des piézomètres rend difficile le traitement des données chimiques. La validation des données historiques a été uniquement réalisée à l'aide de la balance ionique.

La carte des valeurs de conductivité électrique des hautes eaux 1995 (MAMIN 1996) se caractérise par des fortes valeurs dans la région des sources au pied du versant sud (>2450 $\mu\text{S}/\text{cm}$). La plus grande partie de cette minéralisation a été acquise par la dissolution de l'anhydrite et du gypse. Le réseau des bisces qui relie les sources drainées sous la route cantonale au Grossee puis au Pfaffaretsee, ainsi que le canal des Fermes collecte ces eaux sulfatées (figure 2). De plus, la faible valeur de conductivité dans la partie ouest du Grossee (1063 $\mu\text{S}/\text{cm}$) est attribuée à un apport d'eau d'un autre réseau d'irrigation, qui est surtout alimenté par l'eau peu minéralisée de la galerie d'amenée Finges - Chippis.

1.6.3 Typologie chimique des eaux

Dans une première approximation, la composition chimique des eaux de l'aquifère alluvial du Rhône du type d'eau Ca, Mg-SO₄, HCO₃ est considérée représenter un mélange entre une eau peu minéralisée venant du Rhône du type Ca, Mg-HCO₃, SO₄ et une eau saturée en gypse émergeant des roches triasiques du versant sud du type Ca-SO₄.

Sur le plan horizontal la minéralisation de l'eau souterraine augmente avec l'éloignement du Rhône et présente des surfaces d'isovaleurs subparallèles au fleuve. Cette répartition est typique pour la dureté totale et les concentrations en calcium, magnésium, strontium, fluorure et sulfate, mais moins visible pour les autres constituants (potassium, sodium, chlorure, bicarbonate et nitrate).

Le sulfate, anion majeur de ces eaux souterraines, est considéré comme un traceur conservatif dans l'aquifère alluvial du Rhône étant riche en oxygène dissous, sans réaction chimique avec le milieu de l'aquifère. De plus, la concentration en sulfate, montrant une bonne corrélation avec la minéralisation totale des eaux souterraines, représente les mélanges entre l'eau du Rhône et l'eau

sulfatée calcique du versant sud. La distribution spatiale des concentrations en sulfate observées est donnée sur la figure 7 pour la période des hautes eaux 1996.

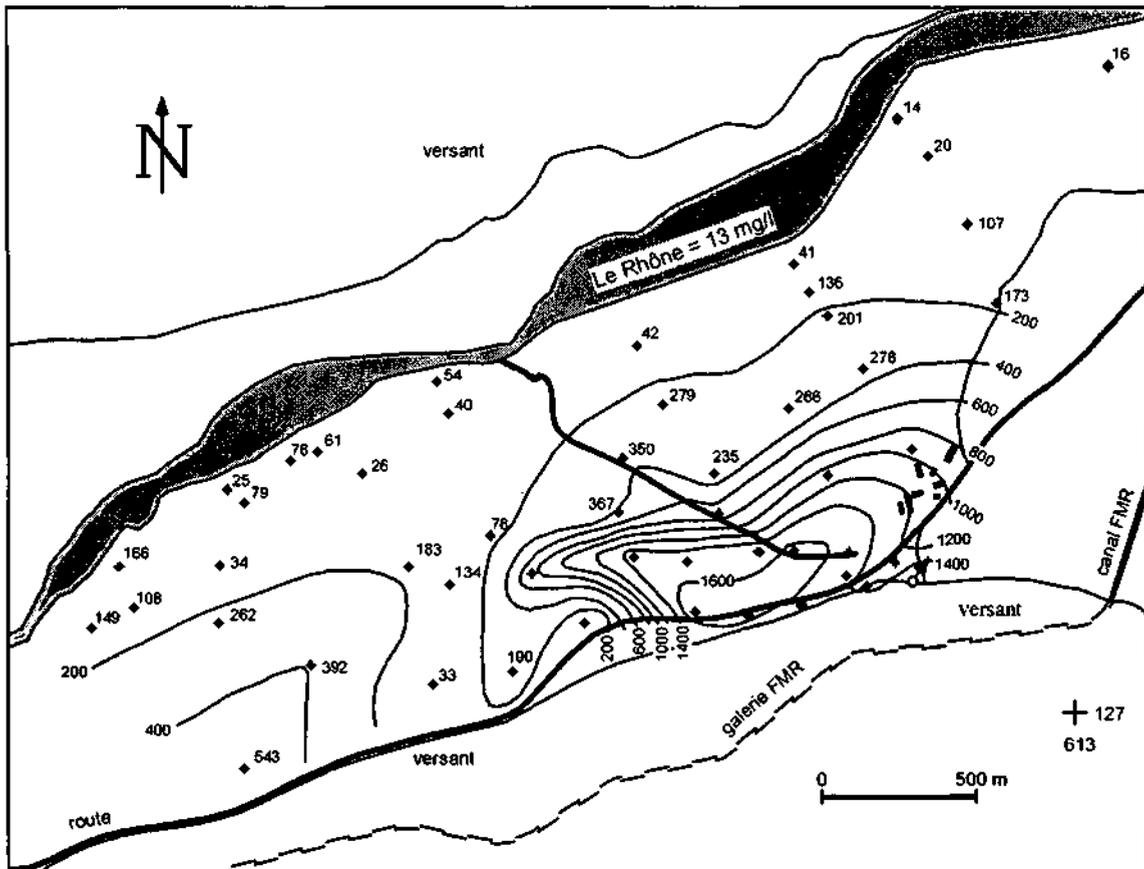


Figure 7 : Carte avec la distribution des teneurs en sulfate en mg/l observées lors des hautes eaux en août 1996. Les isoconcentrations du sulfate des eaux gypseuses provenant du versant sud montrent la direction des écoulements souterrains et les mélanges avec l'eau peu minéralisée provenant de l'infiltration du Rhône.

La concentration en sulfate augmente avec la distance croissante depuis le Rhône (13 mg/l) vers le versant sud (environ 1500 mg/l). L'eau souterraine proche du Rhône est fortement diluée par l'eau peu minéralisée du fleuve. Au pied du versant sud, l'aquifère des alluvions fluviales du Rhône n'est pas seulement rechargé par l'eau du Rhône, mais surtout par l'eau sulfatée du versant sud. Une concentration maximale (1647 mg/l) a été trouvée dans les dépôts lacustres et marécageux au sud des alluvions fluviales du Rhône.

1.7 Géophysique

1.7.1 Buts de l'étude

L'objectif principal de l'étude géophysique est la détermination quantitative à l'aide des outils diagaphiques des paramètres hydrauliques de l'aquifère alluvial du Rhône dans le Bois de Finges. Il s'agit en particulier de déterminer la porosité totale, la porosité efficace, la perméabilité ainsi que les vitesses d'écoulement de la nappe alluviale dans un certain nombre de forages. L'utilisation de la géophysique de surface, traînée électrique, sondages électriques et profils multiélectrodes, devra permettre d'étendre la détermination de ces paramètres entre plusieurs forages préalablement étudiés. Ainsi, l'objectif final est-il de quantifier et d'étudier les variations dans l'espace des paramètres hydrauliques d'un milieu poreux (MONNET & CHAPPELLIER 2000).

1.7.2 Méthodes utilisées

Géophysique de surface

Afin de comprendre et de décrire la dynamique des écoulements souterrains de la nappe alluviale du Rhône, il est nécessaire de connaître la répartition spatiale des diverses unités géologiques constituant l'aquifère complexe du Bois de Finges. Chacune de ces unités (éboulement de Sierre, alluvions fluviales du Rhône, éboulis du Gorwetschgrat, dépôts lacustres et marécageux, alluvions du cône de l'Ilgraben) possède des caractéristiques hydrodynamiques propres. Sur le site de la Ferme de Finges seuls les piézomètres SA-11, SA-12, P11a, P12 et P33 ont été carottés et fournissent ainsi des informations précises concernant les successions lithologiques. Il s'avère dès lors nécessaire d'intégrer les informations lithologiques obtenues grâce aux forages et l'imagerie du sous-sol fournie par la géophysique de surface afin de préciser la répartition spatiale des unités géologiques. Les méthodes de géophysiques de surface utilisées sont au nombre de trois et peuvent être regroupées sous l'appellation générique de "méthodes géoélectriques à courant continu". Il s'agit de :

Tràiner électrique AB100m : le levé d'une carte de traîner électrique permet d'imager une tranche de sous-sol de profondeur plus ou moins constante et ainsi de mettre en évidence la répartition dans le plan horizontal de corps de résistivités électriques différentes. L'analyse comparative de la carte de résistivité du sous-sol et de la carte de répartition des résistivités des eaux (mesurées dans les forages) permet de déterminer si une hétérogénéité visible sur la carte de traîner électrique est imputable à une variation de la composition minéralogique des sédiments ou à une variation des caractéristiques électriques du fluide d'imbibition. Il est dès lors possible de connaître la répartition spatiale en deux dimensions de corps sédimentaires de résistivités électriques différentes.

Sondage électrique : un sondage électrique vertical donne la répartition, à l'aplomb du point de mesure (une dimension), des différents terrains constituant le sous-sol.

Pseudo-section électrique : cette méthode permet d'obtenir une coupe verticale du sous-sol (deux dimensions) mettant en évidence la répartition et la géométrie de corps géologiques aux caractéristiques électriques contrastées.

Géophysique de forage

Une diagraphie est l'enregistrement en continu d'un ou de plusieurs paramètres physiques ou chimiques des fluides ou des formations rencontrés par un forage. L'Institut de Géophysique de Lausanne dispose de plusieurs types d'outils diagraphiques permettant de déterminer la porosité totale, la porosité efficace, la perméabilité, la vitesse de filtration horizontale ou verticale de l'eau contenue dans un aquifère poreux et perméable.

Diagraphies électriques et électromagnétiques : les sondes normales 8", 16", 32" et 64", le *Latéolog-3* et la sonde électromagnétique servent à mesurer, avec des caractéristiques spécifiques différentes (définition verticale, profondeur d'investigation), la résistivité électrique des formations traversées par un forage. La connaissance de la résistivité de l'eau d'imbibition et de la résistivité d'une formation permet d'approcher la valeur de la porosité de la formation pour autant que celle-ci soit saturée et propre c'est-à-dire dénuée d'argiles.

Diagraphies nucléaires : il existe deux types de diagraphies nucléaires, celles qui utilisent la radioactivité naturelle et celles qui se servent de la radioactivité provoquée par une source fixée à la sonde. L'enregistrement de la radioactivité naturelle au moyen de la sonde *Gamma Ray* permet de déterminer l'argilosité d'une formation, pour autant bien sûr que les argiles qu'elle contient soient plus radioactives que les autres constituants. Ceci n'est, malheureusement que

rarement le cas dans les séries alluvionnaires quaternaires où les sables et graviers sont issus du démantèlement de roches acides.

La sonde *Gamma-Gamma* mesure la radioactivité γ provoquée lorsqu'une formation est soumise à un rayonnement γ incident. La quantité de rayonnement γ mesurée est, essentiellement, proportionnelle à la densité de la formation. Dans le cas d'une formation poreuse et perméable, la porosité totale peut être calculée pour autant que la densité globale, la densité de matrice et la densité du fluide d'imbibition soient connues.

La sonde *Neutron thermal-Neutron* ou, plus commodément, *Neutron* permet de quantifier la teneur en hydrogène d'une formation soumise à un bombardement neutronique. Pour autant que la formation soit propre (dénuée d'argiles) et saturée en eau, l'indice d'hydrogène peut être converti en porosité totale.

La calibration des outils *Gamma-Gamma* et *Neutron*, basée sur l'analyse en laboratoire d'échantillons, ainsi qu'une interprétation conjointe des enregistrements fournis par ces deux sondes autorise une détermination quantitative de la porosité totale et de la porosité efficace d'une formation poreuse, saturée ou non.

Technique de dilution : il s'agit à l'aide de la sonde *résistivité du fluide* de suivre l'évolution au cours du temps de la concentration d'un traceur, en l'occurrence du sel (NaCl) introduit dans l'eau d'un forage (BARON 1997, FURRER 1998). Cette méthode s'apparente à un essai de traçage monopuits. La connaissance de la variation dans le temps de la résistivité du fluide permet de calculer le débit, la vitesse apparente et la vitesse de filtration d'une tranche d'eau (HALEVY *et al.* 1967). La perméabilité de l'aquifère peut être calculée à partir de la vitesse de filtration (CASTANY 1982).

Débitmètre thermique : cette sonde permet de déterminer de façon discrète (point par point selon des intervalles choisis par l'opérateur) les débits ainsi que les vitesses d'écoulement verticales très faibles et qui ne pourraient pas être décelés par un débitmètre classique à moulinet. Le débitmètre thermique sert essentiellement à mettre en évidence les zones productives c'est-à-dire celles qui présentent la plus grande perméabilité.

1.8 Interactions hydrauliques entre l'aquifère, les eaux de surface et le versant

1.8.1 Relation aquifère - Rhône

Le profil du Rhône présente une pente importante, qui varie entre 6 et 12 ‰, ce qui favorise le dépôt de matériaux de granulométrie grossière de perméabilité élevée autorisant des échanges importants avec l'aquifère. Dans le but de connaître le niveau absolu du Rhône par rapport à la nappe souterraine, des nivellements du fleuve ont été effectués près des piézomètres P59, P60 et P61 (cf. Chapitre II.2.1). Lors des hautes eaux 1996, le niveau du Rhône se situe environ 8 m plus haut que le niveau d'eau de la nappe au piézomètre P59 à une distance de 100 m. Près du piézomètre P61, le niveau du Rhône est environ 2 m plus haut que celui de la nappe. En période de hautes eaux, le Rhône recharge fortement la nappe souterraine entre les piézomètres P59 et P61.

Le mécanisme fondamental d'un échange d'eau entre une rivière et une nappe souterraine est basé sur une différence de potentiel. Dans ce cas, la loi de Darcy est aussi valable. Le débit d'échange est une fonction linéaire de la surface traversée, de la différence de potentiel et d'un facteur de fuite. Le facteur de fuite est le rapport entre la perméabilité de la couche au fond du lit de la rivière et son épaisseur. De plus, le facteur de fuite montre des variations spatiales et temporelles. La différence entre le niveau d'eau de la rivière et celui de la nappe souterraine

dépend normalement de la granulométrie et de l'épaisseur du filtrat (BRIECHLE 1997). Dans le cas de la région du piézomètre P59, le niveau d'eau de la nappe souterraine peut se situer au-dessous du fond du lit du Rhône. En période de hautes eaux, une cascade d'eau peut être observée à l'intérieur du forage P59a, indiquant probablement un aquifère multicouche à cet endroit.

L'eau douce infiltrée du Rhône se modifie et s'équilibre avec les conditions physico-chimiques régnant dans l'aquifère. Les processus dominants dans l'aquifère du Rhône sont le mélange d'eau, la dissolution de la calcite et de la dolomite. Ceci a pour conséquence une minéralisation accrue de la nappe souterraine, qui se réalisera plus ou moins rapidement selon la quantité et la vitesse de l'eau et la perméabilité de l'aquifère.

1.8.2 Relation aquifère - canal des Fermes

Le canal des Fermes se trouve en position de drainage toute l'année. Il draine en amont les eaux sulfatées du versant sud et en aval les eaux peu minéralisées infiltrées par le Rhône. Le canal des Fermes exerce un effet de barrage hydraulique sur les eaux sulfatées au sud et sur les eaux de l'aquifère des alluvions fluviales du Rhône au nord. Mais les eaux souterraines s'écoulent localement le long des cheminements perméables au-dessous de ce canal. De plus, le canal des Fermes collecte les eaux des drains et des bisses d'irrigation pour les évacuer au Rhône.

1.8.3 Relation aquifère - lacs

Les niveaux d'eau des lacs de l'éboulement de Sierre se trouvent en général en équilibre avec la nappe souterraine. Ces lacs sont probablement rechargés en période de hautes eaux par la nappe. Par contre, le Grossee a été utilisé comme réservoir d'eau d'irrigation et il semble alimenter la nappe souterraine.

Le Muggensee envahi partiellement par des roseaux présente la caractéristique d'avoir les hautes eaux et les basses eaux inversées par rapport au reste du réseau d'observation (figure 2). Ce lac se situant au pied du versant sud ne possède ni entrée ni exutoire. Le niveau d'eau du lac est plus bas que celui de la nappe souterraine voisine. Le Muggensee est probablement rechargé par la fonte des neiges printanières et les averses de pluie en automne.

1.8.4 Relation aquifère - précipitation / irrigation

Ce qu'il reste des précipitations après l'évaporation, la consommation par la biosphère et l'absorption par la zone non saturée s'infiltrer rapidement dans la nappe souterraine, selon la perméabilité du sol. Une influence mesurable des précipitations sur la nappe est possible en hiver, car les pertes par l'évapotranspiration sont fortement réduites. En outre, les masses d'eau tombant en hiver sous la forme de pluies lors des crues peuvent provoquer des remontées, car elles peuvent induire la fonte d'éventuelles couches de neige préexistantes (cf. Chapitre II.2.2.4).

Les exploitations agricoles de Finges possèdent un droit d'eau depuis le canal d'aménée Finges - Chippis. En été, l'irrigation des champs situés sur le cône de l'fillgraben et sur la plaine alluviale du Rhône se fait par arrosage depuis une station de pompage en amont du portail est de la galerie d'aménée Finges - Chippis avec l'eau froide et peu minéralisée du Rhône, ainsi que depuis une station de pompage installée dans un petit lac proche du limnigraphe M1 (figure 2) collectant une partie des eaux sulfatées des sources du versant sud.

En période de forte irrigation, les eaux d'arrosage transportent des matières dissoutes à travers la zone non-saturée vers la nappe souterraine. Mais l'impact de l'irrigation et des précipitations sur

les écoulements et la qualité de l'eau est très réduit par rapport à la prépondérante influence du fleuve sur l'ensemble des écoulements souterrains.

1.8.5 Relation aquifère - versant sud

Les eaux sulfatées de l'aquifère triasique émergent au pied du Gorwetschgrat et se mélangent avec les eaux souterraines des alluvions fluviales du Rhône. Ces eaux venant du versant sud se caractérisent par un état de saturation par rapport à la calcite, à la dolomite et au gypse.

Le débit de l'apport d'eau sulfatée varie au cours d'une année, reflétant la fonte des neiges printanières et les averses en automne.

1.8.6 Relation aquifère - cône de l'Ilgraben

Lors d'une étude hydrogéologique du futur tunnel autoroutier de Susten effectuée par le bureau F. Clavien SA à Sion, la relation entre le cône de l'Ilgraben et l'aquifère alluvial du Rhône a été étudiée (CLAVIEN 1993 et CLAVIEN 1994). Tous les piézomètres pénétrant le cône de l'Ilgraben à Susten se distinguent par des battements 3 à 7 fois supérieurs à ceux enregistrés dans les alluvions fluviales du Rhône. Ceci pourrait être lié à des perméabilités réduites du cône de déjection de l'Ilgraben.

L'eau du torrent de l'Ilgraben et des bisses d'irrigation est douce, très peu minéralisée et se distingue des eaux de la nappe du cône de l'Ilgraben et de la nappe du Rhône étant légèrement plus minéralisée. Les bisses d'irrigation n'alimentent la nappe du cône de l'Ilgraben qu'en été. L'apport d'eau d'irrigation masque complètement les fluctuations liées aux précipitations en hautes eaux, alors que la réduction quasi totale de cet apport d'eau en basses eaux se traduit par une influence beaucoup plus marquée des précipitations et de la nappe rhodanienne.

Entre Susten et la Ferme de Finges, aucun des forages réalisés à une profondeur de 40 m le long du tracé de la route cantonale n'a atteint la nappe aquifère du cône de l'Ilgraben. Par contre, au niveau de la Ferme de Finges, les piézomètres P52, SA-13 et SA-14 touchent la nappe du cône de l'Ilgraben qui reflètent des fluctuations des niveaux d'eaux, liées aux précipitations ainsi qu'à la fonte des neiges et au cycle hydrologique du Rhône.

1.9 Commentaires

L'application de différentes méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et géophysiques sur un seul site d'investigation permettra de déterminer les paramètres hydrauliques d'un aquifère, ainsi que d'étudier les avantages et les inconvénients de chaque méthode et de les comparer.

2. Investigations hydrogéologiques

2.1 Méthodologie

De nombreuses mesures manuelles des niveaux d'eau souterraine ont été effectuées dans la période 1996 – 1999 sur les hautes eaux et les basses eaux. De plus, lors des échantillonnages mensuels entre juin 1996 et mai 1999, les niveaux d'eau ont aussi été mesurés pour observer les variations saisonnières. Des acquiseurs automatiques du type Madd ont mesuré le niveau d'eau toutes les 3 h, ce qui a permis d'étudier les variations rapides du régime d'écoulement et de déterminer les relations entre l'aquifère alluvial, les eaux du versant sud et le Rhône.

La campagne de forage, effectuée en octobre 1997 autour du piézomètre P11, a permis d'implanter un réseau de sondages en croix sans problème de logistique. C'est le site le plus représentatif de l'aquifère alluvial du Rhône dans le secteur du Bois de Finges : perméabilité et vitesse d'écoulement importante, aquifère délimité au fond par les dépôts du cône de l'Illgraben. Une maille serrée avec une distance entre deux forages d'environ 10 m a été réalisée afin de pouvoir effectuer des essais de pompage et des essais de traçage selon la direction principale d'écoulement souterrain.

Pendant les hautes eaux 1996, des essais de pompage ont été effectués dans tous les piézomètres où cela était possible pour obtenir des informations sur les propriétés de l'aquifère, notamment sur la perméabilité. Des contraintes telles que la trop grande profondeur du niveau d'eau ou la trop faible perméabilité ont limité certains de ces essais. Les pompages ont été réalisés dans des piézomètres 2 et 4 pouces à l'aide d'une pompe aspirante placée à des profondeurs entre 2 et 8 m. Le débit maximal pompé était environ 100 l/min à faible profondeur et diminuait à environ 50 l/min à 8 m (JAWECKI 1996).

Dans le but de connaître le niveau absolu du Rhône et du canal des Fermes par rapport au niveau de la nappe phréatique, des nivellements des cours d'eau ont été effectués près des piézomètres P59, P60 et P61 proches du Rhône et aux ponts cotés 558, 556, 554 et 552 traversant le canal des Fermes. L'instrument utilisé a été un niveau monté sur trépied. Après avoir ajusté l'appareil à l'horizontale à l'aide d'une bulle, la différence de niveau entre un point de cote connu et un point à niveler a été lue sur une lame verticale. Des piézomètres dont la hauteur du tube est connue furent choisis comme point de référence et des marques sur des rochers dans le Rhône respectivement sur les ponts cotés ont servi comme points de repère.

Lors des campagnes de mesure des hautes eaux et des basses eaux, des jaugeages à la canne de Jens ont été effectués dans le canal des Fermes (6 points), le drain Fisch (1 point) et les bisses (4 points). La canne de Jens fonctionne sur le principe de l'équilibre des moments de rotation. Une mesure détermine la vitesse moyenne du courant d'eau par intégration sur toute la hauteur d'eau. Le long d'un profil transversal, plusieurs mesures sont faites et, ensuite, le débit est déterminé à l'aide d'un abaque (SHGN 1983).

Un modèle mathématique de l'écoulement et du transport permet de contrôler les hypothèses faites sur les propriétés physiques du milieu (perméabilité, coefficient d'emmagasinement, porosité), celles-ci étant mesurées à partir de données ponctuelles de terrain. Le modèle est utilisé après avoir formulé les premières hypothèses sur la géométrie, les propriétés physiques et les conditions aux limites. Il donne une réponse en fonction des paramètres d'entrée, qui est ensuite comparée avec la réalité mesurée. Mais le modèle n'est pas la réalité, uniquement une représentation schématique et symbolique du système réel.

Des échantillons de roche ont été analysés à partir des carottes du forage P11a pour définir les fractions minéralogiques par rapport à la roche totale des alluvions fluviales du Rhône, du cône de l'Illgraben et des dépôts lacustres et marécageux. Dans le but de connaître la structure

et le chimisme des roches de la Nappe des Pontis du versant sud (anhydrite, calcaire et comieules), des échantillons de roche ont été prélevés dans la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis. Les analyses diffractométriques (roche totale) ont été réalisées par Laboratoire de minéralogie, pétrographie et géochimie de l'Université de Neuchâtel (LMPGUN). La somme des dosages fractionnels des minéraux tels que phyllosilicates, quartz, K-feldspath, plagioclase, calcite, dolomite et gypse a été considérée comme égale à la roche totale (100 %). La quantité de chaque minéral a été exprimée en pourcentage par rapport à la roche totale (KLUG & ALEXANDER 1974, MOORE & REYNOLDS 1989).

La mise hors service de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis a permis d'étudier l'influence des pertes de cette galerie sur le comportement des sources au pied du versant sud et de la nappe souterraine de l'aquifère alluvial du Rhône.

Les différentes cartes avec des lignes d'isoconcentration, présentées dans ce travail, ont été dessinées à main à l'échelle 1:10'000 et ensuite digitalisées.

2.2 Régime des écoulements souterrains

2.2.1 Hautes eaux

Hautes eaux 1996

Lors des hautes eaux de l'année 1996 (8 août 1996), la nappe phréatique de l'aquifère alluvial du Rhône est fortement alimentée par le Rhône au nord-est dans la zone des piézomètres P59 et P60 (figures 2 et 8a, cf. Chapitre II.1.5.3). Près du P59, le niveau du Rhône est environ 8 m plus haut que le niveau d'eau souterraine au piézomètre à une distance de 100 m. Entre le 8 et le 15 août 1996, le niveau du Rhône est tombé d'environ 50 cm et le niveau du piézomètre P59 est descendu de 33 cm. Près du piézomètre P61, le niveau du Rhône est environ 2 m plus haut que le niveau du piézomètre. Entre le 8 août et le 15 août, le niveau de la nappe s'est abaissé à cet endroit de 23 cm. La direction de l'écoulement souterrain est N - S avec un gradient hydraulique de 7.1 ‰ à la zone d'infiltration du Rhône et NNE - SSW avec un gradient de 5.2 ‰ au centre de la plaine alluviale du Rhône.

Une deuxième zone de recharge de l'aquifère alluvial du Rhône se situe au sud-est et correspond à la zone d'exutoire des roches évaporitiques du versant sud entre les piézomètres P52 et SA-8 (figure 2). Cette zone est caractérisée par des sources et par une nappe artésienne au piézomètre SA-12. Le niveau d'eau artésienne du SA-12 se trouve 31 cm au-dessus du sol. De plus, l'aquifère alluvial du Rhône est fortement drainé par le canal des Fermes. Le niveau d'eau du canal des Fermes est 82 cm plus bas que celui du piézomètre P14, qui se trouve à une distance de 10 m à côté du canal, et 59 cm plus bas près du piézomètre P20.

En aval du canal des Fermes, le Rhône ne contrôle le régime souterrain que près de la gravière Finges (figure 2), où l'écoulement souterrain est NNE - SSW avec un gradient de 10.0 ‰. A Milljere se situant dans la partie nord des dépôts de l'éboulement de Sierre, la nappe est probablement alimentée par l'irrigation. L'eau d'irrigation est transportée par un bisse depuis la fenêtre No 5 de la galerie d'amenée Finges - Chippis. Ce bisse recharge fortement la nappe souterraine de l'éboulement de Sierre aux piézomètres P25, P23 et P26 (cf. Chapitre II.3.2.1). Un deuxième bisse allant de la fenêtre No 5 vers le Grossee alimente la nappe dans la région du piézomètre P62. Le chimisme des eaux souterraines montre qu'il y a une autre zone de recharge de la nappe souterraine au niveau des piézomètres P28 et P29 dans l'éboulement de Sierre (cf. Chapitre II.3.2.4). La nappe souterraine est alimentée à cet endroit par des eaux émergeant des calcaires dolomitiques de Beauregard du versant sud.

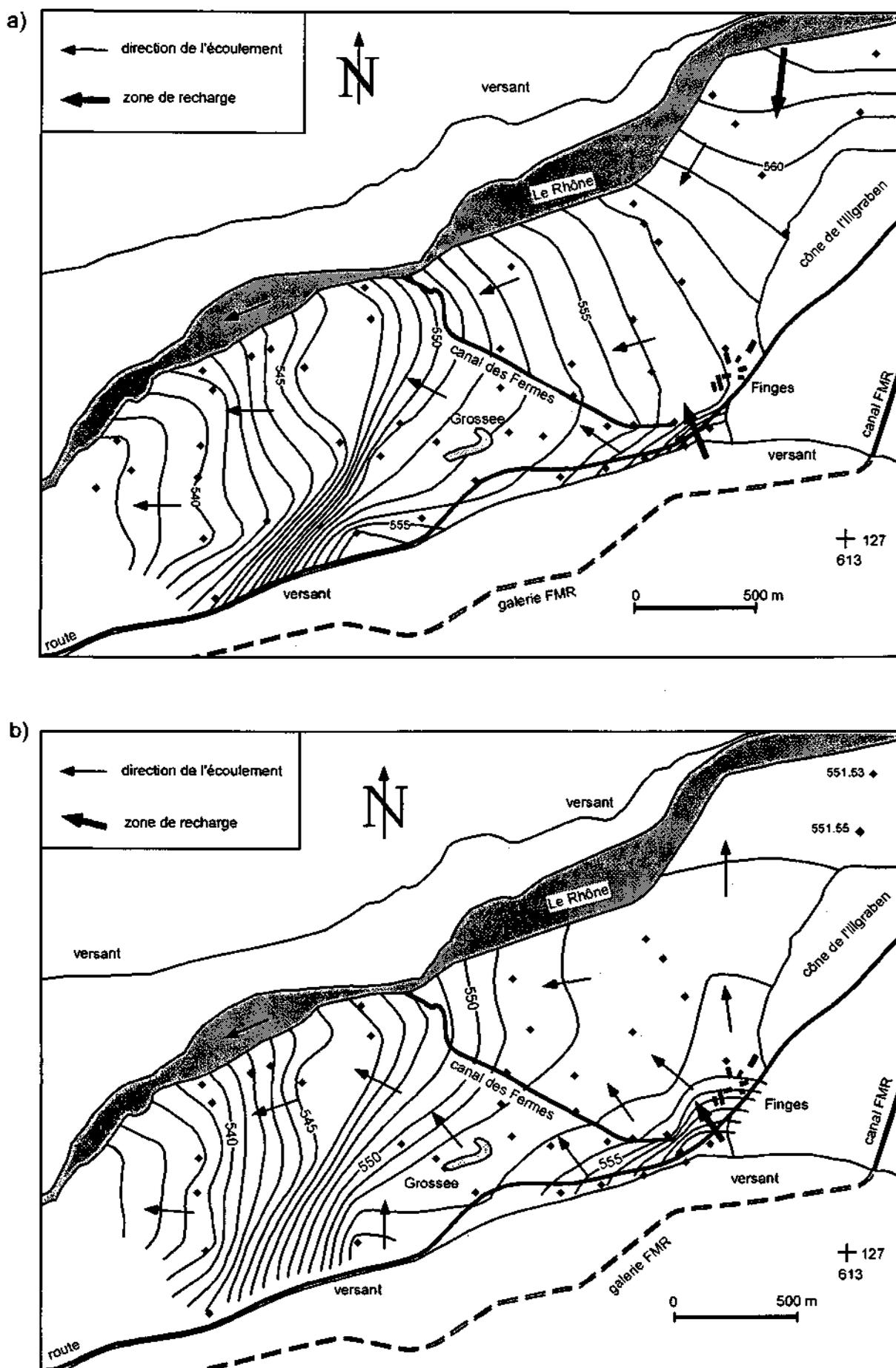


Figure 8 : Carte des niveaux d'eau (équidistance des courbes = 1 m); a) hautes eaux 1996, b) basses eaux 1998.

Comparaison des hautes eaux pour la période 1996 - 1999

Dans la plaine alluviale, le niveau d'eau souterraine des hautes eaux 1998 se situe de 20 à 50 cm plus bas que celui des années 1996, 1997 et 1999 indiquant probablement un effet de l'abaissement artificiel du lit du Rhône de 2 à 3 m au nord-est. En 1999, le lit abaissé a été de nouveau partiellement rempli de dépôts sablo-graveleux par le débit important du fleuve.

Les hautes eaux 1997 et 1998 ont eu lieu dans la période fin juillet à début septembre. C'est environ cinq semaines plus tard que les années 1996 et 1999 (mi-juin à mi-août). Les hautes eaux durent moins longtemps dans l'aquifère alluvial le long du Rhône que celles observées dans la zone au pied du versant sud, plus éloignée du fleuve, et qui est partiellement rechargée par l'apport d'eau souterraine du versant.

2.2.2 Basses eaux

Basses eaux 1998

Les basses eaux 1998 de la nappe souterraine des alluvions fluviales du Rhône ont eu lieu dans la période mars - avril avec des niveaux minimum dans la deuxième moitié du mois d'avril. Par contre, la nappe souterraine au pied du versant sud atteint déjà son minimum en février. La figure 8b donne la carte des niveaux d'eau souterraine, mesurés le 2 avril 1998.

En période de basses eaux, la plaine alluviale du Rhône en amont du canal des Fermes est uniquement alimentée à Finges au sud-est par un apport d'eau du versant sud. L'apport d'eau infiltrée du Rhône au nord-est est négligeable en hiver, car le lit du Rhône est pratiquement sec (cf. Chapitre II.1.4.2).

A l'aide de deux nouveaux piézomètres (P58a et P59a), réalisés lors de la campagne de forage 1997, le niveau d'eau en période de basses eaux a été mesuré dans la zone d'infiltration du Rhône au nord-est. Au niveau de ces deux nouveaux piézomètres, la nappe souterraine se situe à 16.82 m (P58a), respectivement à 18.30 m (P59a) de profondeur. Le niveau d'eau de 551.54 m s/mer à cet endroit se trouve 1.40 m au-dessous de celui de la nappe souterraine en aval vers les piézomètres P13, P54 et P53. Cela signifie que la direction de l'écoulement souterrain est S - N et que les eaux souterraines remontent la vallée du Rhône entre le site du piézomètre P54 et le site du P58a.

En aval du canal des Fermes, le Rhône alimente la nappe souterraine dans les régions de Milljere et de la gravière Finges (figure 2 et 8b). Le régime d'écoulement souterrain en période de basses eaux est comparable à celui des hautes eaux, car le lit du Rhône possède toute l'année de l'eau à cet endroit : effet de drainage amont, affluents de la Dala et du canal des Fermes.

Comparaison des basses eaux pour la période 1996 - 1999

Dans la plaine alluviale, le niveau des basses eaux 1998 se situe de 50 à 60 cm plus bas que celui de l'année 1997, respectivement 30 cm pour l'année 1996 (figure 9).

Au pied du versant sud, la nappe souterraine atteint les basses eaux 1998 deux mois avant celles de la plaine alluviale, ainsi qu'avant celles des années 1997 et 1996. Par conséquent, on peut admettre que l'augmentation du niveau d'eau de la nappe souterraine au pied du versant sud entre fin février et avril 1998 n'est pas liée à un apport d'eau souterraine du Rhône. Au contraire, cette augmentation de niveau reflète l'effet de la fonte des neiges et des crues printanières sur la nappe souterraine au pied du versant.

La période entre novembre 1996 et mi-février 1997 a été caractérisée par des précipitations

intensives sur tout le bassin versant du Rhône. De plus, le canal d'amenée Finges - Chippis a été mis hors service entre le 23 et le 26 janvier 1997. Ceci signifie que le débit dans le lit du Rhône amont a été assez important lors de cette période pour alimenter la nappe souterraine de la plaine alluviale et pour maintenir les niveaux d'eau hauts et constants. De mi-février à fin avril 1997, les niveaux d'eau se sont abaissés. Les niveaux d'eau des basses eaux 1997 sont relativement élevés par rapport à ceux des basses eaux antérieures, probablement à cause de cet apport souterrain du Rhône entre novembre 1996 et mi-février 1997.

Les basses eaux 1999 ont atteint leur niveau minimum au début de février, ce qui est 2½ mois avant celles des années précédentes. De plus, le niveau des basses eaux 1999 se situe légèrement au-dessus de celui de l'année 1998 et correspond à celui de l'année 1996. Le 9 février 1999, il a neigé très fortement dans le Bois de Finges et la couche a atteint une épaisseur d'environ 1 m. Ensuite, il a plu sur la neige pendant une semaine, ce qui a créé de grands lacs inondant les champs cultivés. Cette crue de fonte des neiges a alimenté la nappe souterraine en remontant les niveaux d'eau entre 20 et 40 cm et en diluant les eaux souterraines.

2.2.3 Battements naturels

Les niveaux d'eau souterraine réagissent de manière plus sensible aux variations saisonnières du niveau du Rhône en s'approchant du fleuve. Ceci explique les importants battements naturels de la nappe souterraine vers la zone d'infiltration du Rhône par rapport à ceux au pied du versant sud. Pour l'année 1998, le battement naturel de l'aquifère alluvial du Rhône passe d'environ 11 m dans la zone d'infiltration du Rhône amont à environ 1 m au pied du versant sud et au niveau du canal des Fermes. Celui-ci fonctionne comme une limite hydraulique à partir de laquelle les niveaux d'eau souterraine varient peu.

Le battement naturel des eaux souterraines du forage artésien SA-12 au pied du versant sud ne dépasse pas 40 cm. Dans l'éboulement de Sierre, le battement naturel des niveaux d'eau souterraine varie entre 0.50 m dans la région des lacs et 1.50 m au SW du Perischuhubil et à Milljere.

2.2.4 Variations saisonnières observées à l'aide de mesures en continu

La figure 9 montre les variations saisonnières des niveaux d'eau souterraine aux piézomètres P14, P16 et SA-13 acquis par des acqui-siteurs automatiques de type Madd.

Le piézomètre P16, crépiné entre 6 et 9 m de profondeur, met en évidence les variations saisonnières des niveaux d'eau de l'aquifère alluvial du Rhône.

L'acquisiteur automatique du piézomètre SA-13, crépiné entre 7 et 15 m de profondeur dans le cône de l'Illgraben, se situe au pied du versant sud (figure 2). Il montre des variations saisonnières des niveaux d'eau semblables à celles du piézomètre P16 avec les hautes eaux en juillet / août et les basses eaux en mars / avril. Les niveaux d'eau semblent diminuer plus ou moins linéairement de 1995 à 1998. De plus, cet acqui-siteur indique des variations des niveaux d'eau liées à des événements tels que la fonte des neiges et les crues de précipitation, provoquant une remontée de la nappe souterraine d'environ 50 cm.

Le piézomètre P14 repose dans les dépôts lacustres et marécageux qui sont peu perméables ($K = 10^{-6}$ m/s). Ses variations saisonnières des niveaux d'eau souterraine suivent les variations de l'aquifère alluvial du Rhône. Les niveaux d'eau ne montrent pas une alimentation mesurable de la fonte des neiges ou des crues de précipitation sur le versant sud comme l'acquisiteur du piézomètre SA-13.

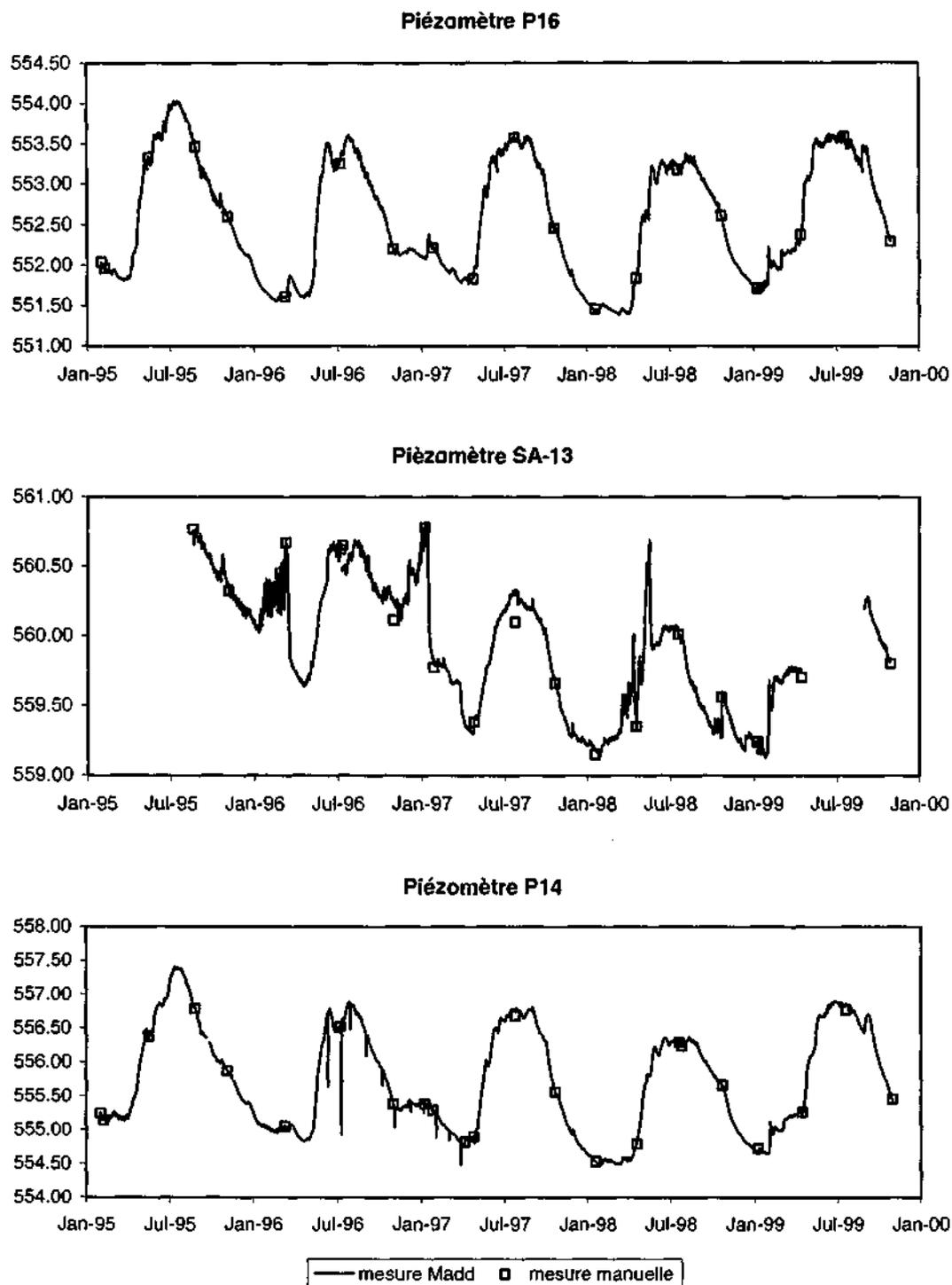


Figure 9 : Variations saisonnières des niveaux d'eau souterraine aux piézomètres P14, P16 et SA-13 acquis par des acqui-seurs automatiques de type Madd pour la période 1995 - 1999. L'intervalle de mesure choisi est de 3 h.

En raison de sa faible perméabilité, l'échantillonnage au piézomètre P14 ne peut être réalisé qu'avec un préleveur de fond. La stabilité temporelle des concentrations chimiques de ces eaux indique un faible renouvellement de l'eau de la nappe à cet endroit. Ce piézomètre a été choisi comme point d'échantillonnage du premier cycle (juin 1996 à mai 1997) à cause de la présence d'un appareil d'acquisition de type Madd et de son régime souterrain prévisionnel, lié à des pertes de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis (MAMIN 1996). Cependant, ce comportement n'a pas pu être confirmé par les mesures mensuelles et en continu.

2.2.5 Conséquences de la mise hors service de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis

L'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis a été mise hors service le 17 août 1998. Avant et après, de nombreuses mesures rapprochées ont été réalisées pour comprendre l'influence des pertes de cette galerie sur le comportement des sources du versant sud et de la nappe souterraine de l'aquifère alluvial du Rhône (KLEINER 1998). En mettant hors service l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis, le débit dans le lit du Rhône a augmenté d'environ 60 m³/s et par conséquent les niveaux d'eau augmentent également dans l'aquifère alluvial du Rhône.

Par contre, les niveaux d'eau de la nappe souterraine au pied du versant sud se sont abaissés de plusieurs centimètres après l'arrêt de l'ancienne galerie d'amenée. Le débit de la source Q6 a diminué de 600 à 400 l/min. En même temps, la conductivité électrique et la température des eaux de cette source ont augmenté (cf. Chapitre II.3.5.7).

2.2.6 Zones aquifères multicouches

Le forage P32, se situant à la bordure est de l'éboulement de Sierre, possède deux piézomètres 2 pouces crépinés entre 1.40 et 2.40 m (P32-1) et entre 6 et 11 m (P32-2) de profondeur (BERTHOD 1994). Le P32-1 capte l'eau d'une couche gravelo-sableuse d'une épaisseur de 1 m limitée vers le haut par des limons argileux (figure 10). Le niveau d'eau (553.92 m, 9.8.1996) est 66 cm plus haut que la base de ces limons. Cette nappe (la nappe supérieure) est captive. Elle est séparée d'une nappe inférieure par des dépôts argilo-limoneux avec des débris végétaux et des roseaux de 2.80 m d'épaisseur. Le piézomètre P32-2 capte l'eau de la nappe inférieure contenant des graviers très argileux. Le niveau d'eau de ce piézomètre est 53 cm plus bas que celui du P32-1 montrant qu'un gradient hydraulique vertical vers le bas existe à cet endroit.

L'eau pompée dans ces deux piézomètres est noire avec une forte odeur de H₂S. L'eau du piézomètre P32-1 est plus minéralisée que l'eau du P32-2. Mais les teneurs en calcium et en bicarbonate sont plus faibles. La nappe supérieure a des valeurs élevées en sulfate qui expliquent la plus haute minéralisation. Pendant un pompage d'une durée de 40 min dans le piézomètre P32-1, la conductivité a chuté en se rapprochant de celle de la nappe inférieure. On a probablement inversé le régime local en attirant l'eau de la nappe inférieure montrant que la couche intermédiaire, séparant les deux nappes, est bien perméable.

Le forage P62 se situant entièrement dans les éboulis du versant sud contient aussi deux piézomètres : P62-1 en diamètre 2 pouces crépiné entre 15 et 17 m, P62-2 en 4 pouces crépiné entre 40 et 42 m de profondeur (MAMIN 1996). P62-1 se trouve dans des graviers sablo-limoneux (figure 11). Le niveau d'eau de ce piézomètre (553.39 m, 15.8.1996) est à 15.2 m sous la surface du sol. La nappe souterraine est probablement libre. Le piézomètre inférieur P62-2 se trouve dans une couche de graviers sablo-limoneux. Le niveau d'eau est 5 cm plus haut que celui de la nappe supérieure montrant qu'il y a un gradient hydraulique vertical vers le haut à cet endroit.

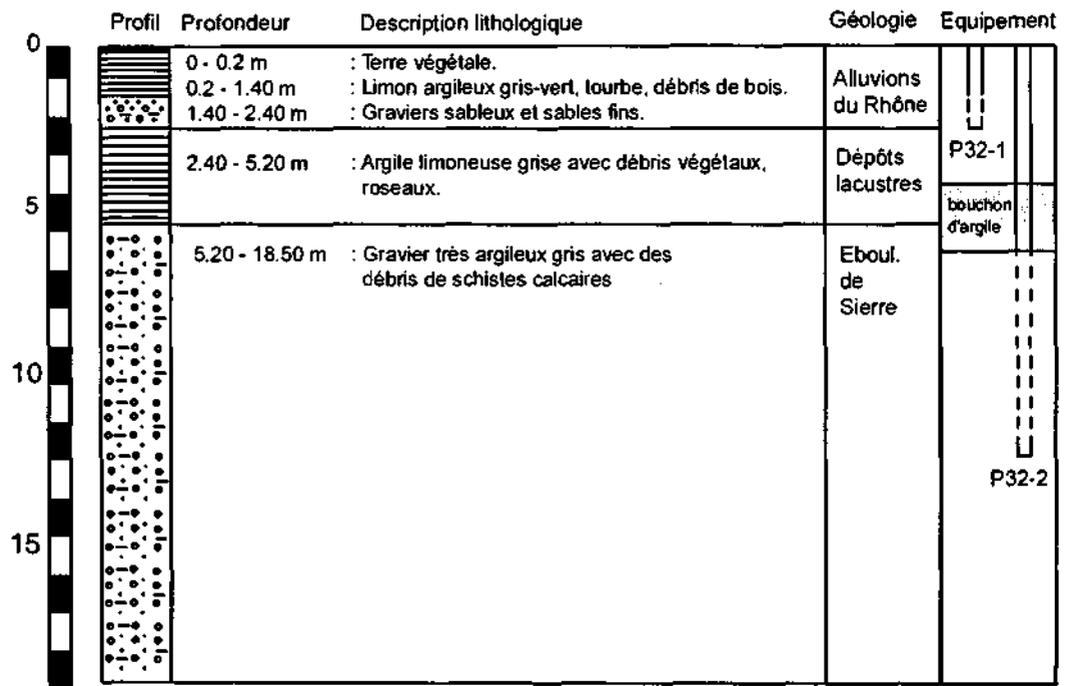


Figure 10 : Relevé lithologique du forage P32 et position des piézomètres (d'après BERTHOD 1994).

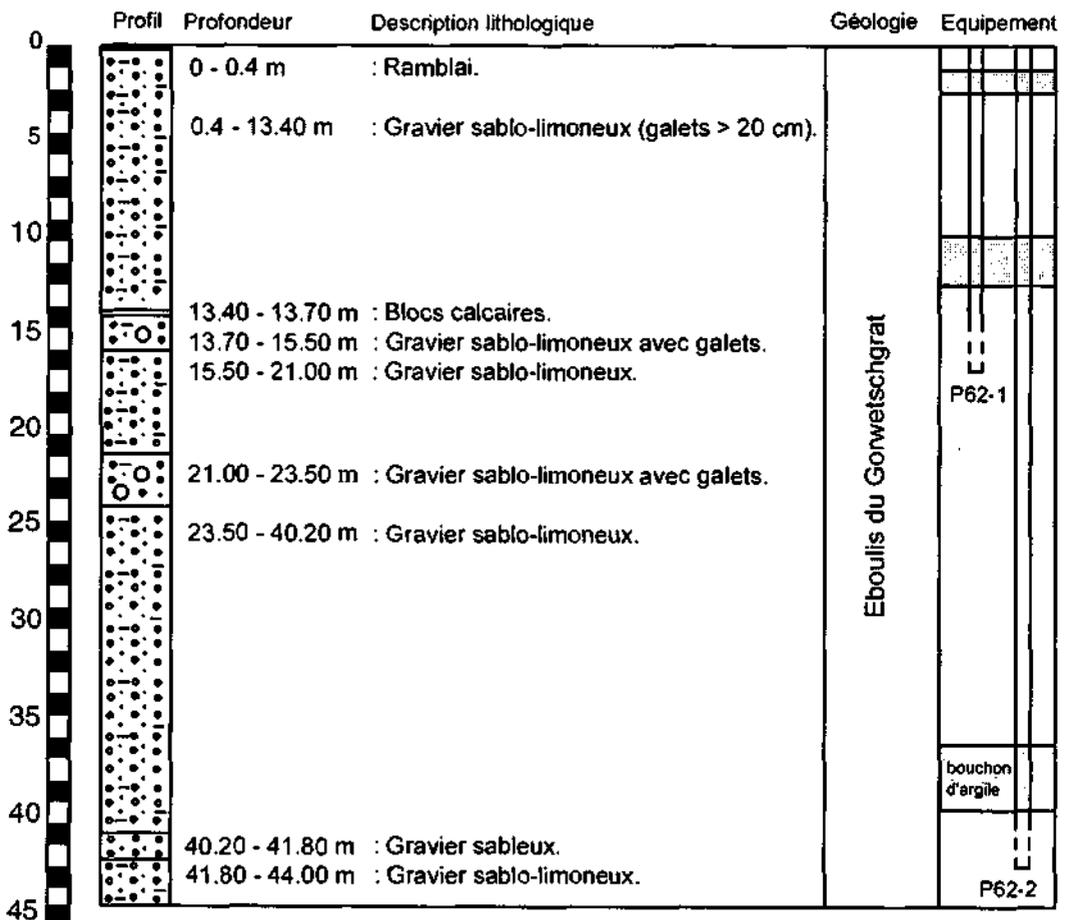


Figure 11 : Relevé lithologique du forage P62 et position des piézomètres (d'après MAMIN 1996).

2.3 Jaugeages du canal des Fermes et ses affluents

2.3.1 Généralités

Lors des campagnes de mesure des hautes eaux 1996 à 1998, ainsi que des basses eaux 1997 et 1998, des jaugeages à la canne de Jens (SHGN 1983) ont été effectués au canal des Fermes (6 points de mesure : D1, D2, D3, D4, D5 et D6), au drain Fisch (1 point : E1) et aux bisses (3 points : M1, M2 et M3). Ces mesures ont été comparées avec des mesures du débit de la source Q6 (figure 12).

Le canal des Fermes, débutant à la source sulfatée Q6 au pied du versant sud pour rejoindre le Rhône au nord-ouest, exerce un effet de drainage sur la plaine alluviale du Rhône. Cet effet de drainage a été quantifié par les jaugeages (annexe 3).

2.3.2 Tronçon Q6 - D2

Le canal des Fermes se trouve dans un tuyau souterrain entre la source Q6 et le point de mesure D1, qui se situe une dizaine de mètres en aval du piézomètre P14. Le débit du canal augmente faiblement entre les points de mesure D1 et D2 (figure 13). Ce tronçon du canal est alimenté par l'eau sulfatée du versant sud et par le bisse M1, qui sort du Lac de pompage. Le débit du bisse M1 correspond environ à la moitié du débit du canal des Fermes à cet endroit. Le Lac de pompage collecte les eaux des sources drainées au-dessous de la route cantonale et il est le seul lac du Bois de Finges, qui ne gèle pas en hiver, car sa température de l'eau est toute l'année plus élevée que 11 °C. La température de 11.3 °C du bisse M1 est nettement inférieure à celle du canal de 12.0 °C au D2 en avril 1998, parce que l'eau du lac a été refroidie par l'air. Par contre, la conductivité électrique du bisse M1 de 2570 $\mu\text{S}/\text{cm}$ est plus importante que celle du canal de 2430 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

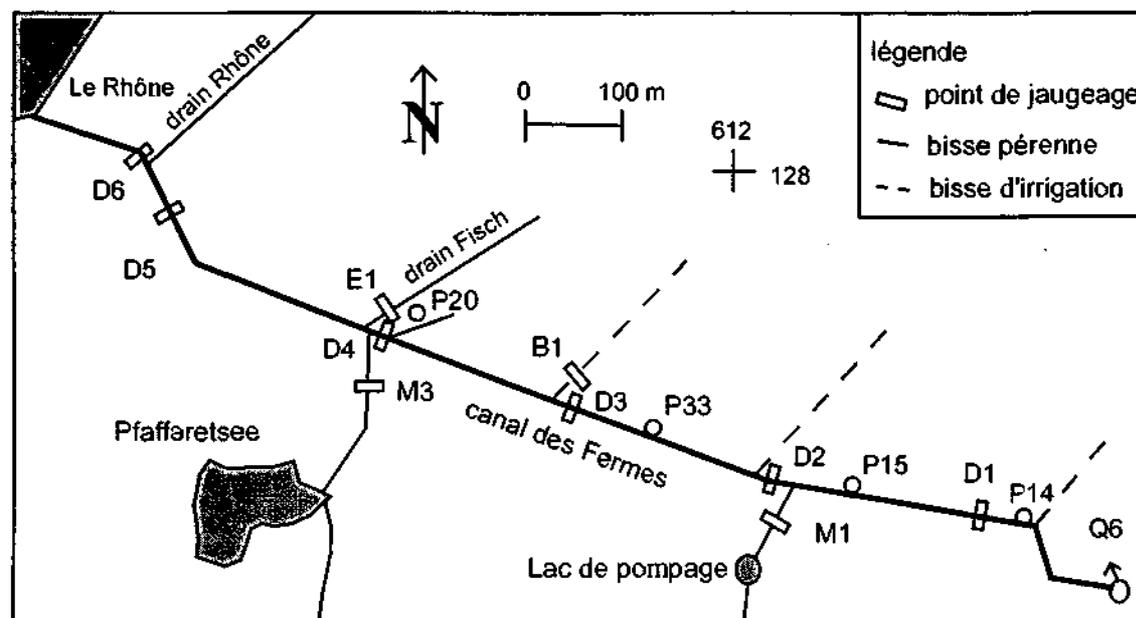


Figure 12 : Points de jaugeage à la canne de Jens mesurés sur les hautes eaux 1996 à 1998, ainsi que sur les basses eaux 1997 et 1998.

En 1998, la fonte des neiges a eu lieu lors des basses eaux. L'eau froide et peu minéralisée de la fonte des neiges augmentait le débit et diminuait simultanément la température et la conductivité des eaux de la source Q6 (figure 13).

2.3.3 Tronçon D2 - D4

Le débit du canal des Fermes augmente brusquement sur le tronçon D2 - D4 en période de hautes eaux (figure 13). Par contre, le canal ne draine que peu en période de basses eaux (annexe 4). Ce tronçon du canal draine surtout la partie de l'aquifère alluvial du Rhône, qui est rechargée par l'eau froide et peu minéralisée du Rhône. Les variations saisonnières du débit du canal représentent les fluctuations saisonnières de la recharge de la nappe souterraine par l'eau du Rhône. En période de basses eaux, le lit du Rhône amont est périodiquement sec, car l'eau du Rhône est déviée par le canal d'amenée Finges - Chippis jusqu'à un débit d'environ 60 m³/s. Par conséquent, la nappe souterraine n'est rechargée par le Rhône qu'entre mai et septembre. Le débit élevé au point de jaugeage D3 le 9 août 1996 s'explique par l'apport d'eau des bisses d'irrigation, qui affleurent dans le canal des Fermes. Le jaugeage du bisse B1, émergeant dans le canal des Fermes au point de jaugeage D3, a donné un débit de 68 l/s le 14 août 1997.

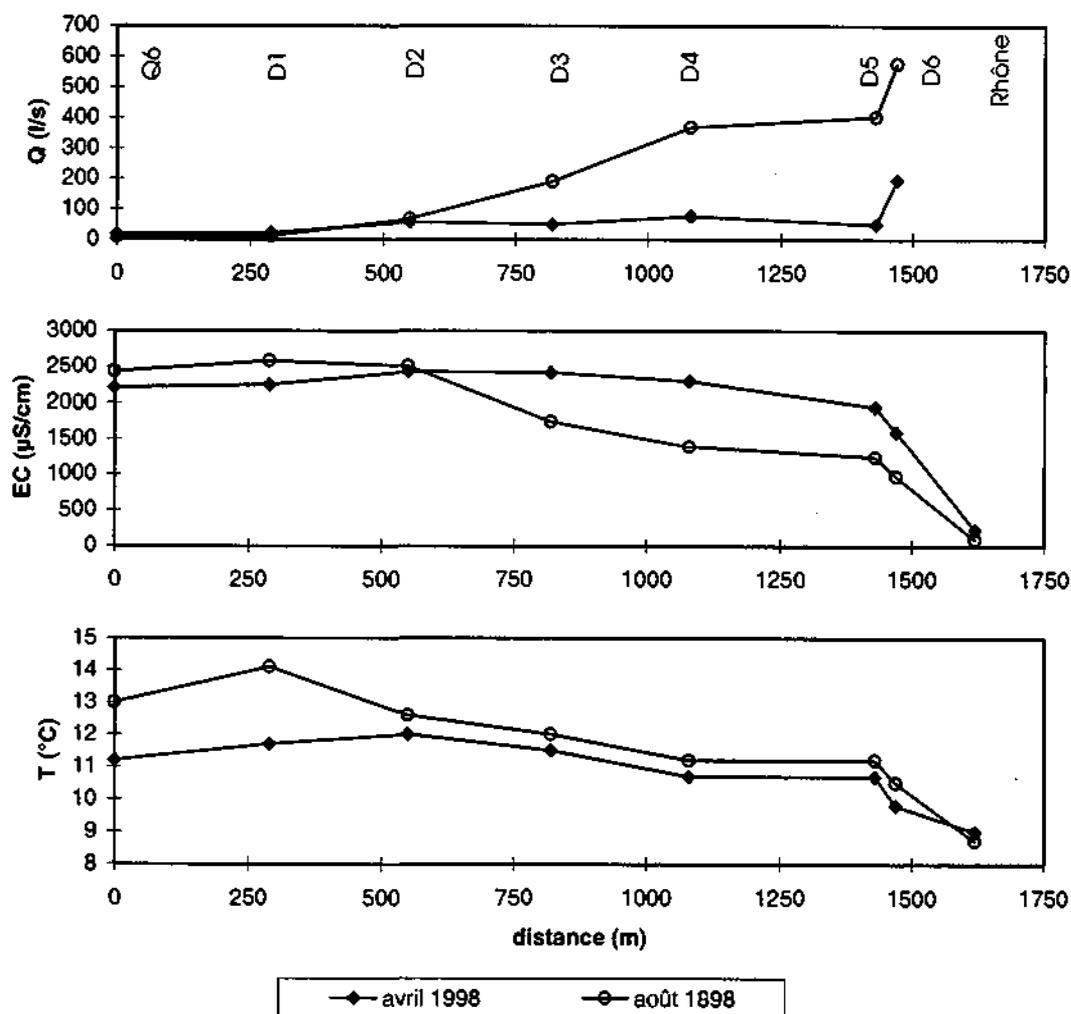


Figure 13 : Evolution du débit, de la conductivité électrique et de la température le long du canal des Fermes lors des basses eaux (avril 1998) et des hautes eaux (août 1998).

Une augmentation du débit est observée simultanément à une diminution de la conductivité et de la température en période de hautes eaux (figure 13). Cette évolution du débit, de la conductivité et de la température dans la direction de l'écoulement du canal est provoquée par une dilution de l'eau du canal par l'eau froide et moins minéralisée drainée de la nappe souterraine. Par contre, la chute de la température dans la direction de l'écoulement du canal en période de basses eaux n'est probablement pas liée au drainage de la nappe souterraine, mais à un refroidissement progressif de l'eau du canal par l'air hivernal.

2.3.4 Tronçon D4 - D5

Le tronçon D4 - D5 du canal des Fermes traverse un terrain marécageux à l'intersection des dépôts de l'éboulement de Sierre et des dépôts sablo-argileux des alluvions fluviales du Rhône. Ce tronçon du canal est surtout rechargé par le bisse M3 et le drain Fisch. Les débits obtenus aux points D4, D5, M3 et E1 indiquent une recharge de la nappe souterraine par le canal des Fermes sur ce tronçon (figure 12).

Le drain Fisch est un affluent du canal des Fermes. Il débute à l'est du piézomètre P50 (figure 2) et s'écoule parallèlement à la direction de l'écoulement souterrain vers le point D4 à l'ouest, drainant cette partie de la plaine alluviale du Rhône. En période de basses eaux, le drain Fisch est souvent sec. La nouvelle digue du Rhône a été construite en été 1997 à l'emplacement de ce drain. Un drain de chaque côté de la nouvelle digue remplace l'ancien drain. Les débits de ces deux drains ont été cumulés pour obtenir le débit au point E1. Le drain Fisch recharge le canal des Fermes en hautes eaux 1998 par une eau moins minéralisée (904 $\mu\text{S/cm}$) et plus chaude (11.8 °C) par rapport à celle du canal.

Le bisse M3 sort du Pfaffaretsee. Ce bisse recharge le canal en période des hautes eaux 1998 par une eau plus chaude (12.2 °C) et d'une minéralisation semblable à celle du canal. Par contre, en basses eaux 1998, l'eau du bisse M3 est plus minéralisée (2570 $\mu\text{S/cm}$) et d'une température semblable à celle du canal.

2.3.5 Tronçon D5 - le Rhône

Entre les points de mesure D5 et D6, le drain Rhône affleure au canal. Ce drain, s'écoulant parallèlement au Rhône, draine l'aquifère alluvial le long du Rhône et alimente le canal par une eau peu minéralisée (603 $\mu\text{S/cm}$) et d'une température semblable à celle du canal.

En période de basses eaux, le canal rejoint le Rhône 150 m après le point D6. Par contre, en hautes eaux l'eau du Rhône exerce un effet de barrage, créant un lac entre le point D6 et l'entrée du Rhône. L'eau claire du canal ne se mélange que peu avec l'eau grise du Rhône. Ces deux eaux sont séparées visuellement et chimiquement très nettement à l'entrée du Rhône.

2.4 Campagne de forage sur le site P11

2.4.1 Choix du site

Le site sélectionné autour du piézomètre P11 a permis d'implanter un réseau de sondages en croix sans problème de logistique, grâce à un accès très facile et aucune interférence avec des champs cultivés. C'est le site qui a été sélectionné parmi d'autres comme le plus représentatif de l'aquifère alluvial du Rhône dans le Bois de Finges (SCHÜRCH & MONNET 1998). Une maille serrée, avec une distance entre deux puits d'environ 10 m, a été réalisée afin d'effectuer des essais de pompage, des essais de traçage, des diagraphies et des dilutions techniques (figure 14).

2.4.2 Réalisation des forages

Du 26 septembre au 3 octobre 1997, quatre forages ont été réalisés sur le site du piézomètre P11 par l'entreprise Tecfor (Troistorrents, Valais) au moyen d'une foreuse Puntel d'une puissance de levage au crochet de 14 t. Le forage P11a (612'210/127'685) a été exécuté du 26 au 30 septembre 1997 par carottage à sec avec un diamètre extérieur de 178 mm et il est équipé de la manière suivante : 0 - 4 m = tube PVC plein de 4 pouces; 4 - 30 m = tube PVC crépiné de 4 pouces. Une chaussette a été ajoutée entre 14 et 30 m de profondeur pour éviter l'ensablement

(MABILLOT 1971). Ce forage a rencontré sur 15.20 m des alluvions fluviales du Rhône (figure 15). Ces alluvions fluviales du Rhône sont suivies en profondeur par des dépôts sablo-argileux du cône de l'Illgraben (15.20 - 26.70 m), puis par des dépôts lacustres et marécageux (26.70 - 30.20 m).

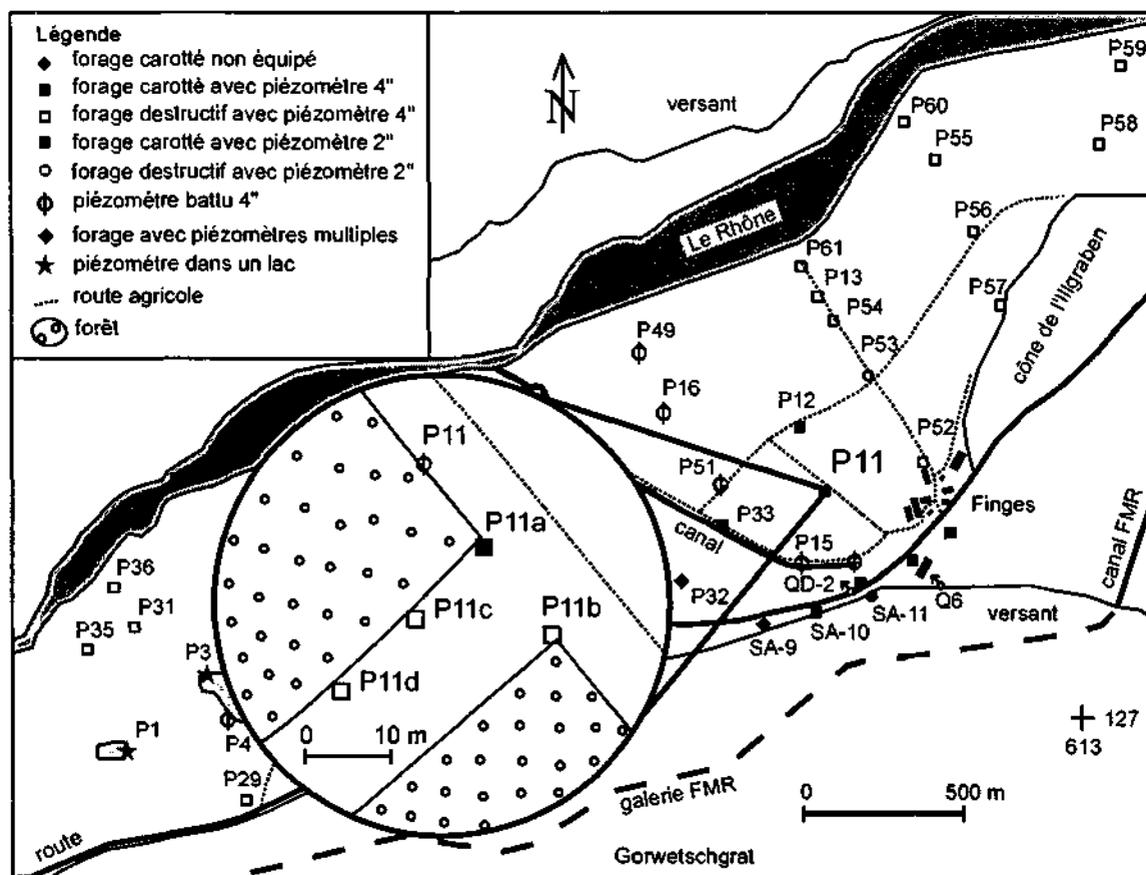


Figure 14 : Emplacement des forages du site P11.

Les trois piézomètres P11b, P11c et P11d sont crépinés entre 3 et 15 m de profondeur avec un tube PVC de 4 pouces. Ces trois piézomètres se situent presque entièrement dans les alluvions fluviales du Rhône. Seul le piézomètre P11b touche au fond sur quelques centimètres les dépôts du cône de l'Illgraben.

2.4.3 Piézométrie et structure de l'aquifère

L'aquifère principal est constitué par les alluvions fluviales du Rhône. Au niveau du forage P11a, l'aquifère des alluvions fluviales du Rhône est délimité au fond par les alluvions du cône de l'Illgraben à 15.20 m de profondeur.

Le niveau d'eau de la nappe souterraine varie entre 553.03 et 555.94 m s/mer au piézomètre P11 lors de l'année 1996. Ces niveaux d'eau reflètent une épaisseur de la zone non-saturée de 4.88 à 1.97 m. L'épaisseur de la nappe varie entre 10.32 m en basses eaux et 13.23 m en hautes eaux. Le gradient hydraulique de la nappe souterraine est de 5.4 ‰ dans la direction principale d'écoulement E - W.

Au niveau du forage P11a, les alluvions inférieures du cône de l'Illgraben (20.50 à 26.70 m) forment un aquifère inférieur captif qui est séparé de l'aquifère principal des alluvions fluviales du Rhône (figure 15) par les alluvions supérieures du cône de l'Illgraben (15.20 à 20.50 m). Ceci est confirmé par des mesures géophysiques (SCHÜRCH *et al.* 2000).

	Profil	Profondeur	Description lithologique	Géologie	
0		0 - 0.1 m	: Terre végétale.	Alluvions du Rhône	
		0.1 - 2.80 m	: Sables fins, argileux avec graviers fins (2.60 m galets > 20 cm de quartzite type Verrucano).		
5		2.80 - 4.00 m	: Graviers grossiers et sables avec rares galets < 10 cm de calcaires spathiques et de quartzites Verrucano.		
		4.00 - 6.00 m	: Graviers grossiers à matrice sableuse, galets < 15 cm de quartzites Verrucano, calcaires.		
		6.00 - 7.25 m	: Sables graveleux et graviers grossiers, galets < 20 cm.		
		7.25 - 8.50 m	: Sables fins très argileux brun-jaunes, graviers fins, galets < 10 cm de calcaires et de quartzites.		
10		8.50 - 8.70 m	: Sables taiblement argileux et graviers très fins.		
		8.70 - 10.40 m	: Graviers grossiers et sables légèrement argileux, nombreux galets < 10 cm.		
		10.40 - 10.75 m	: Sables et graviers fins dans une matrice argileuse.		
		10.75 - 13.30 m	: Graviers et sables grossiers dans une matrice sableuse faiblement argileuse, rares galets < 10 cm.		
15		13.30 - 15.20 m	: Graviers fins dans une matrice sableuse.		
		15.20 - 16.00 m	: Sables fins et graviers quartzitiques fins dans une matrice argileuse jaune-ocre, traces d'oxydation.		Alluvions du cône de l'Ilgraben
		16.00 - 16.60 m	: Graviers quartzitiques sableux grossiers dans une matrice sableuse quartzitique légèrement argileuse.		
20		16.60 - 18.40 m	: Graviers quartzitiques fins dans une matrice argilo-sableuse jaune-ocre, rares galets < 10 cm.		
		18.40 - 20.50 m	: Sables quartzitiques fins dans une matrice brune-jaune argileuse, rares galets quartzitiques < 5 cm.		
	20.50 - 20.90 m	: Argiles grises compactes.			
	20.90 - 21.90 m	: Sables quartzitiques fins et graviers fins dans une faible proportion de matrice argileuse grise.			
25	21.90 - 22.00 m	: Argiles grises compactes.			
	22.00 - 26.70 m	: Graviers quartzitiques fins et sables fins.			
	26.70 - 27.20 m	: Argiles vertes et noires, grossièrement varvées, bois.	Dépôts lacustres		
30	27.20 - 30.20 m	: Argiles vertes et concrétions calcaires blanches, nombreuses traces d'oxydation, matières organiques, morceaux de bois.			

Figure 15 : Relevé lithologique du forage carotté P11a.

2.4.4 Commentaires

La campagne de forage sur le site P11 a pu se réaliser grâce à la collaboration entre les Universités de Neuchâtel et de Lausanne, le Centre de recherche sur l'environnement alpin (CREALP) à Sion et le bureau Charly Berthod à Sierre, le Service des routes et cours d'eau (SRCE) à Sion ainsi que le propriétaire du terrain.

Lors de cette campagne, les forages n'ont pas été exécutés que sur le site P11, mais deux nouveaux piézomètres P58a et P59a ont également été forés au nord-est du Bois de Finges remplaçant les anciens piézomètres P58 et P59, qui ont toujours été secs en période de basses eaux. Ces deux nouveaux piézomètres permettent de mesurer les niveaux d'eau des basses eaux dans la zone d'infiltration du Rhône au nord-est.

Le forage P11a a rencontré des dépôts lacustres et marécageux sur une épaisseur de 3.50 m au-dessous des dépôts sablo-argileux du cône de l'Ilgraben. Lors d'une étude géotechnique du bureau DE CÉRENVILLE (1971) à Leuk, un sondage (No 4) a touché 8 m d'argile au-dessous des

dépôts sablo-argileux de couleur olive, qui ressemblent fortement aux dépôts du cône de l'Ilgraben retrouvés dans le forage P11a (BERTHDD 1997, communication orale). La stratigraphie de haut en bas des alluvions fluviales du Rhône, des alluvions du cône de l'Ilgraben et des dépôts lacustres et marécageux est probablement semblable à Leuk et au forage P11a. Mais les dépôts lacustres et marécageux au forage P11a se situent environ 70 m plus bas en altitude (530 m s/mer) que ceux à Leuk.

Finalement, malgré la chaussette, l'ensablement a eu lieu dans le forage P11a pour créer une couche sablaise d'environ 1 m d'épaisseur au fond du forage (août 1999).

2.5 Essais de pompage

2.5.1 Introduction

De nombreux essais de pompage ont été réalisés sur les eaux souterraines du Bois de Finges pour obtenir des informations sur les propriétés de l'aquifère, notamment sur la perméabilité. Des contraintes telles que la trop grande profondeur du niveau d'eau ou la trop faible perméabilité ont limité dans certains cas ces essais.

Lors de la campagne de forage 1997, un premier essai de pompage a été exécuté dans le piézomètre P11b. De plus, un essai de pompage a été effectué dans chacun des piézomètres du site P11 pour étudier la distribution spatiale de la perméabilité en période des hautes eaux 1998.

2.5.2 Forage P11b lors de la campagne de forage 1997

Un essai de pompage a eu lieu dans le nouveau forage P11b lors de la campagne de forage (2 octobre 1997). Lors de cet essai, le régime d'écoulement correspond à une période à la fin de hautes eaux où le niveau d'eau est en train de diminuer. Les variations des niveaux d'eau ont été observées régulièrement dans les piézomètres P11, P11a, P11b, P11c et P11d. Les niveaux d'eau ont été mesurés avant, pendant et après l'essai de pompage. Le débit pompé (400 l/min) à l'aide d'une pompe aspirante de type Honda est resté constant lors de l'essai qui a duré environ 1 h. Les rabattements dans les piézomètres se sont stabilisés après 20 minutes environ (tableau 4).

Tableau 4 : Relevés piézométriques avant, pendant et 1 h après la remontée de l'essai de pompage dans le forage P11b (octobre 1997). Le débit pompé moyen a été 400 l/min.

Nom	Niveau avant (m s/mer)	Niveau pendant (m s/mer)	Rabattement (m)	Niveau après (m s/mer)	Distance du P11b (m)
P11	555.380	555.370	0.010	555.380	20.00
P11a	555.430	555.410	0.020	555.430	10.00
P11b	555.480	555.365	0.115	555.480	00.00
P11c	555.420	555.390	0.030	555.420	11.20
P11d	555.410	555.385	0.025	555.410	20.25

La perméabilité de l'aquifère alluvial du Rhône a été déterminée à l'aide de la méthode de Thiem-Dupuit pour une nappe libre d'une épaisseur de 12.67 m (KRUSEMAN & DE RIDDER 1994). L'équation utilisée est mentionnée dans le tableau 5. Cette méthode permet de calculer la perméabilité de l'aquifère alluvial du Rhône entre le puits et deux piézomètres d'observation. La perméabilité longitudinale P11b - P11d le long de l'écoulement principal est $9 \cdot 10^{-3}$ m/s; celle dans la direction transversale de l'écoulement P11b - P11 est égale à $6 \cdot 10^{-3}$ m/s.

2.5.3 Forages du site P11 en période des hautes eaux 1998

Entre le 17 et le 21 août 1998, un essai de pompage a été exécuté dans chacun des cinq piézomètres du site P11 à l'aide d'une pompe aspirante. Tous les essais de pompage ont duré environ une heure. Les débits pompés oscillent entre 160 et 360 l/min suivant l'essai. Le tableau 5 montre les rabattements de la nappe souterraine aux différents piézomètres et le débit pompé pour chaque essai de pompage. Les valeurs de perméabilité ont été calculées à l'aide de la méthode de Thiem-Dupuit pour une nappe libre avec une hauteur d'eau au repos de 12.76 m.

Tableau 5 : Débit pompé et rabattement de la nappe souterraine pour les essais de pompage effectués dans les cinq piézomètres du site P11 (hautes eaux 1998). Les valeurs de perméabilité ont été calculées à l'aide de la méthode de Thiem-Dupuit (KRUSEMAN & DE RIDDER 1994).

Lieu pompé	Débit pompé (l/min)	Rabattement					Perméabilité selon Thiem* (m/s)	Direction de la perméabilité
		P11 (m)	P11a (m)	P11b (m)	P11c (m)	P11d (m)		
P11	160	2.120	0.015	0.010	0.015	0.040	4.6E-03	P11-P11a-P11b
P11a	300	0.025	0.125	0.025	0.040	0.025	3.1E-03	P11a-P11c-P11d
P11b	270	0.015	0.020	0.100	0.025	0.020	6.7E-03	P11b-P11c-P11d
							7.8E-03	P11b-P11a-P11
P11c	360	0.015	0.035	0.025	0.155	0.035	-	-
P11d	300	0.015	0.030	0.020	0.035	0.145	2.4E-03	P11d-P11c-P11b
							8.0E-03	P11d-P11c-P11a

* Thiem-Dupuit (nappe libre) : $K = [Q \cdot \ln(r_2/r_1)] / [\pi \cdot (h_2^2 - h_1^2)]$ où r_2 et r_1 sont les distances entre le puits et les points d'observation; h_2 et h_1 les hauteurs d'eau aux points d'observation; Q le débit pompé.

Les valeurs de perméabilité calculées à l'aide de la méthode de Thiem-Dupuit se trouvent entre 2 et $8 \cdot 10^{-3}$ m/s. Pour expliquer les différences entre ces valeurs de perméabilité, des calculs de sensibilité ont été effectués pour cette méthode. Ces calculs montrent qu'une différence de 30 l/min du débit pompé ne provoque qu'une faible variation de la perméabilité. Par contre, une erreur de 1 cm pour la lecture du rabattement de la nappe aux points d'observation varie la valeur de perméabilité d'un facteur 2. Il faut mentionner que la précision de la lecture du rabattement de la nappe se situe dans l'ordre d'un demi centimètre.

Pour conclure, les alluvions fluviales du Rhône au site P11 sont caractérisées par une perméabilité moyenne de 10^{-3} m/s. L'écoulement majeur de l'eau souterraine se fait préférentiellement dans les lentilles graveleuses qui possèdent probablement une perméabilité plus grande que 10^{-3} m/s.

Les valeurs de perméabilité calculées par la méthode de Dupuit pour une nappe libre ainsi que l'équation se trouvent dans l'annexe 5. La méthode de Dupuit ne considère que les propriétés de l'aquifère autour du puits et dépend fortement de la position de la crépine, du massif filtrant et des effets de perturbation lors de l'exécution du piézomètre. L'influence de l'hétérogénéité de l'aquifère sur les valeurs de la perméabilité est moins importante par rapport à la méthode de Thiem-Dupuit. La perméabilité des alluvions fluviales du Rhône calculée avec la méthode de Dupuit varie entre 1.9 et $2.6 \cdot 10^{-3}$ m/s pour les piézomètres P11a, P11b, P11c et P11d. Cette perméabilité correspond à celle obtenue par la méthode de Thiem-Dupuit. La perméabilité de $7.9 \cdot 10^{-5}$ m/s au piézomètre P11 indique une lentille limono-argileuse à cet endroit.

2.5.4 Autres sites

Lors des hautes eaux 1996, des essais de pompage ont été effectués dans tous les piézomètres où cela était possible pour obtenir des informations sur les propriétés de l'aquifère. Des contraintes telles que la trop grande profondeur du niveau d'eau ou la trop faible perméabilité ont limité ces essais. Les essais de pompage ont été réalisés dans des piézomètres avec un diamètre de 5 et 10 cm à l'aide d'une pompe aspirante à des profondeurs entre 2 et 8 m. Le débit maximal

pompé était environ 100 l/min à faible profondeur et diminuait à environ 50 l/min à 8 m (JAWECKI 1996).

Dans l'aquifère alluvial du Rhône, les essais de pompage ont duré entre 30 et 60 minutes au débit maximal (50 à 100 l/min) que pouvait fournir la pompe. L'état permanent a été souvent atteint après quelques minutes avec un rabattement de 2 à 30 cm. Les essais de pompage ont été exécutés dans les couches graveleuses. Lors du pompage, l'eau a été surtout pompée depuis la frange capillaire qui se trouve au-dessus de la nappe souterraine et qui est seulement partiellement saturée en eau. Plusieurs heures après la remontée, le niveau d'eau a souvent été 1 cm plus bas qu'avant le pompage, parce que les pores de la frange capillaire vidées par le pompage n'ont plus été remplies. Les valeurs de perméabilité, calculées pour ces rabattements de 2 cm, sont probablement trop faibles.

Dans l'éboulement de Sierre, les piézomètres se vidaient en général même avec le débit minimal (20 l/min) sur 1 à 4 m et l'eau ne revenait qu'après quelques minutes. Le débit pompé a été mesuré par un tonneau de 30 l et d'un chronomètre.

Les perméabilités calculées par la méthode analytique dans un état permanent d'après Dupuit sont résumées dans l'annexe 5.

2.5.5 Carte de perméabilité

Une carte de perméabilité a été établie à partir des essais de pompage effectués dans tous les forages et les piézomètres du Bois de Finges. A l'exception de quelques forages carottés et de piézomètres forés, la majorité des ouvrages sont des piézomètres battus qui ont perturbé le terrain voisin. Ces piézomètres sont des ouvrages incomplets où les valeurs de perméabilité ont seulement été calculées pour la longueur de leur crépine qui varie entre 3 et 20 m (annexe 5). D'autre part, le fait que les mesures du rabattement aient été effectuées dans le même ouvrage que le pompage induit des erreurs de calcul à cause de la zone de suintement : la perméabilité vraie pourrait donc être plus élevée.

A partir de ces mesures ponctuelles, le Bois de Finges a été découpé en plusieurs classes de perméabilité (figure 16). Le tableau 6 montre les classes de perméabilité définies par des essais de pompage et par des observations hydrogéologiques in situ, ainsi que le nombre de mesure, la perméabilité moyenne et l'épaisseur saturée moyenne de l'aquifère.

Tableau 6 : Classes de perméabilité définies par des essais de pompage et par des observations hydrogéologiques in situ, ainsi que le nombre de mesures, la perméabilité moyenne et l'épaisseur saturée moyenne de l'aquifère.

Classe	Description	Nombre de mesures	Perméabilité moyenne (m/s)	Epaisseur de l'aquifère (m)
K1	Aquifère alluvial le long du Rhône	12	10^{-2}	20
K2	Aquifère alluvial au pied du cône de l'Illgraben	2	10^{-4}	10
K3	Région de la gravière Finges	5	10^{-3}	10
K4	Zone de Milljere	1	10^{-4}	20
K5	Sortie du canal dans le Rhône	1	10^{-5}	10
K6	Lacs de l'éboulement de Sierre	7	10^{-4}	10
K7	Intersection éboulis et alluvions	4	10^{-4}	20
K8	Colline du Perischuhubil	3	10^{-6}	10
K9	Dépôts lacustres et marécageux	2	10^{-5}	10
K10	Versant sud partie est	6	10^{-3}	15
K11	Versant sud partie centrale	1	10^{-5}	10

L'aquifère alluvial le long du Rhône en amont est caractérisé par une perméabilité $> 10^{-3}$ m/s, indiquant un gravier sableux avec un important écoulement d'eau souterraine (classe K_1). L'aquifère alluvial du Rhône au pied du cône de l'Illgraben affiche une perméabilité légèrement plus faible ($K = 10^{-4}$ m/s) car ses piézomètres touchent souvent au fond les alluvions peu perméables du cône de l'Illgraben s'approchant du sud-est (classe K_2). La perméabilité des alluvions fluviales du Rhône dans la région de la gravière Finges est semblable à celle des alluvions fluviales amont (classe K_3). La zone de Milljere constituée par des dépôts gravelo-sableux rhodaniens est caractérisée par une perméabilité de 10^{-4} m/s (classe K_4). La classe K_5 représente la zone où le canal des Fermes rejoint le Rhône.

Les dépôts de l'éboulement de Sierre, dominés par des dépôts calcaires sableux et limoneux, sont caractérisés par une perméabilité faible et très hétérogène. Les piézomètres se situent souvent dans des dépressions constituées de dépôts lacustres et marécageux. Par contre, la présence de sillons graveleux et de roches fracturées peut créer des zones de circulation préférentielle avec une perméabilité plus élevée. La classe K_6 comporte la région des lacs au centre de l'éboulement de Sierre (figure 16). Ces lacs sont en général en équilibre avec la nappe souterraine. La classe K_7 englobe la partie est de l'éboulement de Sierre où les dépôts de l'éboulement sont intercalés avec les alluvions fluviales du Rhône et les éboulis du versant sud. Ces piézomètres captent des couches très différentes en perméabilité, aussi les valeurs de perméabilité sont à interpréter comme des données valables très localement. La colline du Perischuhubil (classe K_8) de caractère très hétérogène semble exercer un effet de barrage hydraulique sur le régime d'écoulement souterrain. Il faut dire que les valeurs de perméabilité mesurées in situ ne sont pas représentatives pour la perméabilité moyenne des classes K_5 et K_6 , car elles correspondent seulement à des conditions proche du piézomètre.

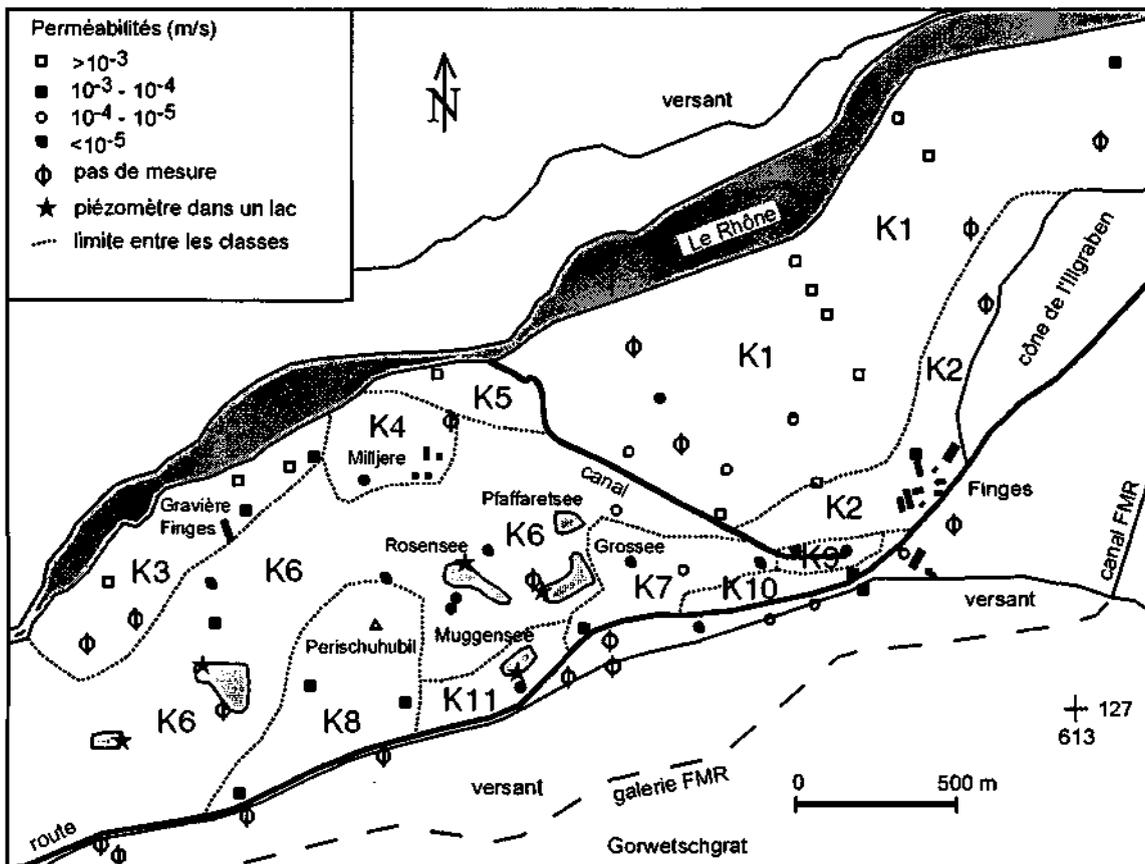


Figure 16 : Carte de perméabilité obtenue par des essais de pompage et position des classes de perméabilité. Ces classes de perméabilité ont été reprises pour la modélisation hydrogéologique (cf. Chapitre II.2.9). La valeur de perméabilité est montrée pour chacun des points de mesure dans l'annexe 5.

Les dépôts lacustres et marécageux au sud-ouest du canal des Fermes, situés entre les alluvions fluviales du Rhône au nord et les éboulis du versant sud, sont regroupés dans la classe K₉. Ces dépôts peu perméables $K < 10^{-5}$ m/s sont probablement la cause de l'artésianisme du forage SA-12. Finalement, les classes K₁₀ et K₁₁ regroupent les dépôts très hétérogènes des éboulis du versant sud.

2.6 Essais de traçage au site P11

2.6.1 Introduction

En tout, six essais de traçage ont été réalisés au site du piézomètre P11 en collaboration avec K. Kennedy du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (Projet de recherche FN n° 20-46726.96). Un premier essai de traçage a été effectué en novembre 1997 dans le piézomètre P11b. Cet essai de traçage a été répété en période des basses eaux et des hautes eaux 1998 pour étudier les variations saisonnières du régime de l'écoulement souterrain à cet endroit. De plus, trois essais de traçage ont été exécutés dans le forage P11a à différentes profondeurs pour déterminer la profondeur de la couche aquifère la plus perméable.

2.6.2 Choix des traceurs

Selon le BRGM (1984) et LEIBUNDGUT & WEINGARTNER (1982), un traceur idéal de l'eau souterraine doit posséder les conditions suivantes.

- Le traceur n'est pas toxique, ni pathogène.
- Il se déplace à la même vitesse que l'eau. Il ne doit ni être filtré, ni être adsorbé sur les matériaux de l'aquifère. Le traceur se mélange bien et possède une densité proche de l'eau.
- Il n'existe pas en grandes quantités dans l'eau étudiée.
- Le traceur doit être stable chimiquement pendant une période de temps déterminée.
- Il est bon marché et possède un très faible seuil de détection.
- Le traceur ne doit pas interagir avec le milieu qu'il traverse, ni modifier celui-ci d'une quelconque manière.
- Selon les cas, il sera possible d'utiliser plusieurs traceurs en même temps (multitraçage) sans de provoquer d'interférence lors de l'analyse.

Le traceur idéal n'existe pas, mais certains traceurs sont meilleurs que d'autres. Les substances utilisées comme traceurs en hydrogéologie peuvent être classées en radioisotopes, produits chimiques, colorants fluorescents, bactéries et température de l'eau.

Lors des essais de traçage au site du piézomètre P11, un traceur fluorescent, l'uranine, a été utilisé simultanément à des bactériophages. L'uranine (= fluorescéine), un des traceurs les plus fluorescents, possède l'avantage d'être sensible pour une détection à très faible concentration (0.5 ppb) et relativement bon marché. Les inconvénients sont l'adsorption sur les minéraux argileux, les variations de son comportement selon le pH et la température. De plus, l'uranine se décompose par la lumière (KÄSS 1992).

L'uranine et les bactériophages, des traceurs biologiques, sont un moyen de traçage efficace valable non seulement pour les milieux karstiques, mais également pour les milieux à porosité interstitielle (ROSSI *et al.* 1996). Le terme de bactériophage désigne les virus marins de bactéries. Ils sont incapables de se reproduire de manière autonome. La taille des bactériophages varie entre 10 et 100 nm. Ils possèdent une structure protéique complexe contenant l'information génétique. Les bactériophages sont totalement invisibles et leur sensibilité de détection est de l'ordre de 1 bactériophage par ml d'eau. Grâce à la spécification des bactériophages, plusieurs bactériophages peuvent être injectés en même temps et grâce à une décroissance exponentielle de la concentration des bactériophages, les essais de traçage peuvent se répéter plusieurs fois.

Cette décroissance des bactériophages dépend de la température, de la force ionique et de la présence de particules colloïdales dans l'eau.

2.6.3 Essai de traçage n° 1 dans le P11b du 17 novembre 1997

Entre le 17 et le 21 novembre 1997, un traceur fluorescent conventionnel, l'uranine, a été injecté simultanément à des bactériophages H4 et H40 dans le piézomètre P11b. Un échantillon a été prélevé toutes les 15 à 30 minutes dans les piézomètres P11, P11a, P11b, P11c et P11d (figure 14).

Le mélange des traceurs a été injecté depuis un récipient en plastique au moyen d'un circuit fermé (injection à 6 m et pompage à 12 m de profondeur). Cette méthode d'injection permet de faire l'hypothèse que les traceurs sont injectés de manière homogène sur toute la longueur disponible du piézomètre (KASS 1992). Les traceurs injectés retournent dans le circuit fermé après 2.19 minutes pour un débit pompé d'environ 4 l/min.

Un circuit fermé a aussi été installé dans les piézomètres d'observation. La concentration mesurée des traceurs correspond à une valeur moyenne sur une colonne d'eau haute de 6 m, entre 6 et 12 m de profondeur. La concentration en uranine a été déterminée in situ par un fluorimètre de terrain (SCHNEGG & DOERFLIGER 1997), qui est intégré dans le circuit fermé. Un deuxième échantillon pour les bactériophages a été stocké à environ 4 °C et analysé par le laboratoire LAMUN (Inst. de microbiologie, Université de Neuchâtel). Les données de l'injection se trouvent en annexe 6.

Les courbes de restitution de l'uranine et du bactériophage H40 suivent une distribution semblable (figure 17). La migration des bactériophages et de l'uranine se fait préférentiellement entre les piézomètres P11b et P11d, indiquant probablement la présence d'un drain perméable à cet endroit. Le piézomètre P11c se trouve dans une zone plus sablo-argileuse que le piézomètre P11d : ceci est confirmé par des observations faites lors de l'exécution des forages.

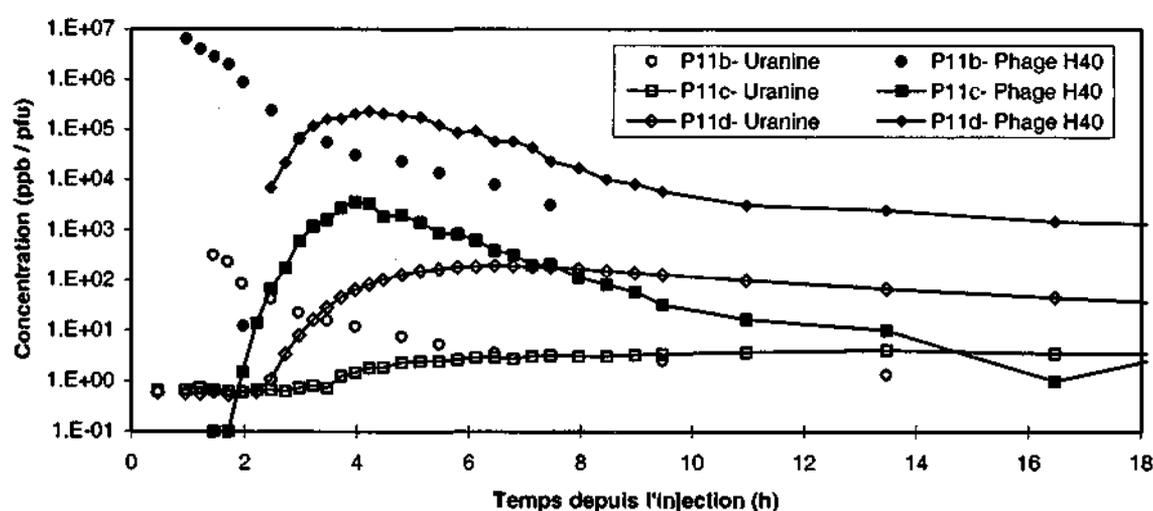


Figure 17 : Courbes de restitution de l'uranine (ppb) et du bactériophage H40 (pfu) pour l'essai de traçage n° 1 dans le piézomètre P11b du 17 novembre 1997.

Le tableau 7 montre la vitesse de transport du traceur pour le temps d'arrivée ($V_{arr.}$) et le temps de concentration maximale du traceur (V_{max}). La vitesse d'arrivée semble représenter le cheminement le plus rapide, donc la zone la plus perméable. Par contre, la vitesse de concentration maximale et la vitesse de 50 % du taux de récupération totale (V_{50}) correspondent

mieux à une vitesse moyenne de transport du traceur (HOFMANN *et al.* 1992). La vitesse V_{50} a été calculée par le logiciel Traci (cf. Chapitre II.2.6.7).

Tableau 7 : Résultats de l'uranine et du bactériophage H40 pour l'injection dans le piézomètre P11b (novembre 1997). Injection entre 6 et 12 m de profondeur.

Point	Traceur	T _{arr.} (h)	T _{max} (h)	T ₅₀ (h)	V _{arr.} (m/h)	V _{max} (m/h)	V ₅₀ (m/h)	K _{min} - K _{max} (m/h)	i (‰)	n _e min - n _e max (%)
P11c	Uranine	3.00	13.30	38.00	3.7	0.8	0.3	44 - 64	5.5	30 - 44
	H40 Phage	2.00	4.00	4.21	5.6	2.8	2.7	44 - 64	5.5	9 - 13
P11d	Uranine	2.30	6.30	8.45	8.1	3.1	2.4	44 - 64	5.5	8 - 11
	H40 Phage	2.00	4.00	4.69	10.1	5.1	4.3	44 - 64	5.5	5 - 7

T = temps après l'injection; V = vitesse de transport du traceur; K = perméabilité calculée à partir de l'essai de pompage pour une colonne d'eau de 6 m de hauteur; i = gradient hydraulique; n_e = porosité effective calculée avec V_{max}.

Les bactériophages H40 migrent plus vite que l'uranine, alors qu'une plus faible quantité totale de bactériophages a été transportée. L'adsorption des bactériophages sur la matrice de l'aquifère diminue le nombre de particules en suspension. Une certaine quantité de bactériophages, adsorbée sur les argiles en suspension et donc protégée contre des influences externes, réussit toujours à passer par advection en conservant une vitesse importante de migration (ROSSI 1992). Cette vitesse de migration correspond probablement à la vitesse réelle d'écoulement de l'eau souterraine.

Par contre, l'uranine semble réagir de manière temporelle avec la matrice fine de l'aquifère en retardant la vitesse de propagation et en augmentant la dispersion du traceur. Ces réactions d'interaction sont surtout du type d'adsorption temporelle et d'échange ionique (ROSSI *et al.* 1994, GILLHAM *et al.* 1990). C'est pourquoi la concentration maximale de l'uranine observée dans la formation sablo-argileuse du piézomètre P11c est fortement retardée par rapport à celle des bactériophages.

La porosité effective n_e du site P11 a été calculée avec l'équation de Darcy (DOMENICO & SCHWARTZ 1997) :

$$n_e = (k_f * i) / V_{max} \quad (1)$$

La vitesse moyenne V_{max} a été obtenue par l'essai de traçage, alors que la perméabilité k_f a été déterminée par l'essai de pompage ainsi que le gradient i. La porosité effective varie entre 5 et 13 % pour une profondeur d'injection de 6 à 12 m dans les alluvions fluviales du Rhône (tableau 7). Ces valeurs correspondent à des moyennes de la porosité effective de l'aquifère alluvial du Rhône entre le point d'injection et le point d'observation. La porosité effective est définie comme le pourcentage des vides interconnectés.

2.6.4 Répétition de l'essai n° 1 en période des basses eaux et hautes eaux 1998

L'essai de traçage n° 1 a été répété en période des basses eaux et des hautes eaux 1998 pour étudier les variations saisonnières du régime de l'écoulement souterrain à cet endroit. Lors des essais de traçage n° 2 (mars 1998) et n° 3 (août 1998), l'uranine et les bactériophages H40 ont été injectés simultanément dans le forage P11b (annexe 6) à l'aide d'un circuit fermé de la manière identique à celle de l'essai n° 1.

La migration des bactériophages et de l'uranine se fait préférentiellement pour chaque régime

hydrologique entre les piézomètres P11b et P11d. C'est surtout la vitesse de migration des traceurs qui varie en parallèle avec les fluctuations saisonnières du gradient hydraulique (figure 18). Entre le point d'injection P11b et le point d'observation P11d, la vitesse d'arrivée ($V_{arr.}$) de l'uranine et des bactériophages, qui sont similaires, se situe entre 5 et 12.5 m/h (tableau 8). Dans la direction P11b et P11c, la vitesse d'arrivée varie entre 2.5 et 6 m/h.

Tableau 8 : Résultats de l'uranine et du bactériophage H40 pour les essais de traçage n° 1 à 3. Injection dans le piézomètre P11b entre 6 et 12 m de profondeur.

Point	Traceur	Essai 1 (nov. 97)				Essai 2 (mars 98)				Essai 3 (août 98)			
		$T_{arr.}$ (h)	T_{max} (h)	$V_{arr.}$ (m/h)	V_{max} (m/h)	$T_{arr.}$ (h)	T_{max} (h)	$V_{arr.}$ (m/h)	V_{max} (m/h)	$T_{arr.}$ (h)	T_{max} (h)	$V_{arr.}$ (m/h)	V_{max} (m/h)
P11c	Uranine	3.00	13.30	3.7	0.8	5.00	24.00	2.2	0.5	2.00	6.30	5.6	1.7
	H40 Phage	2.00	4.00	5.6	2.8	4.00	7.00	2.8	1.6	1.45	3.30	6.4	3.2
P11d	Uranine	2.30	6.30	8.1	3.1	4.00	12.00	5.1	1.7	1.45	4.30	11.6	4.5
	H40 Phage	2.00	4.00	10.1	5.1	4.00	7.00	5.1	2.9	1.30	3.30	13.5	5.8

T = temps après l'injection; V = vitesse de transport du traceur.

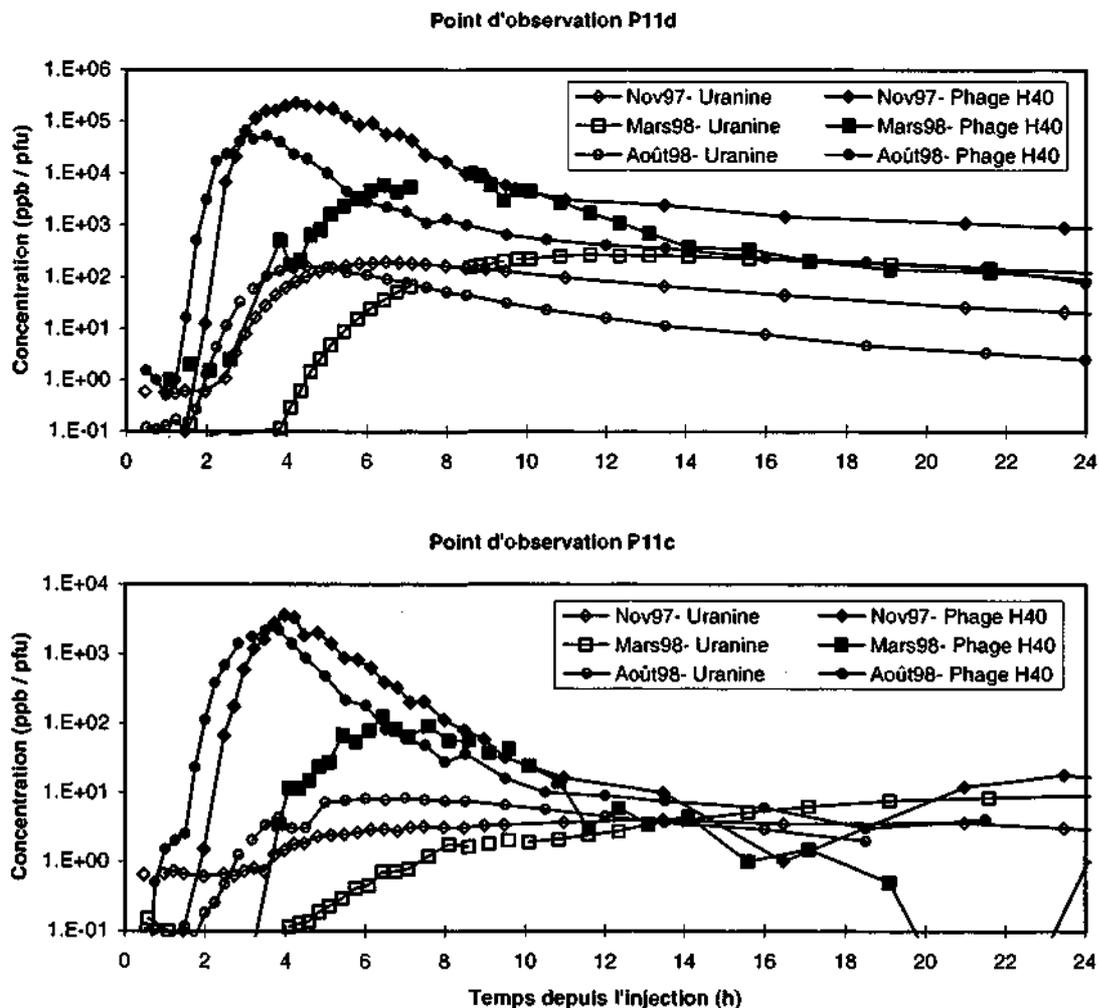


Figure 18 : Courbes de restitution de l'uranine et du bactériophage H40 pour les essais de traçage n° 1 à 3.

Par contre, l'uranine et les bactériophages montrent des importantes différences pour la vitesse de concentration maximale (V_{max}). Les bactériophages atteignent en général plus vite la concentration maximale avec un facteur 1.7 au P11d, respectivement 2.5 au P11c par rapport à l'uranine. De plus, la différence de la vitesse de concentration maximale entre l'uranine et les bactériophages diminue quand le gradient hydraulique augmente. Enfin la vitesse de concentration maximale des bactériophages correspond environ à la vitesse de 50 % du taux de récupération. Par contre, la vitesse de 50 % pour l'uranine est d'un facteur 1.6 plus élevée que sa vitesse de concentration maximale, reflétant l'influence importante de la dispersion.

Lors de ces trois essais de traçage avec l'injection dans le forage P11b, aucune détection de traceur n'a été observée dans les forages P11 et P11a.

2.6.5 Essais de traçage dans le forage P11a

En août 1998, trois essais de traçage n° 4 à n° 6 ont été réalisés dans le forage P11a de la manière identique à celle des essais dans le forage P11b (KLEINER 1998). Lors de l'essai de traçage n° 4, l'uranine injecté n'est jamais apparu dans le tuyau de retour du circuit fermé. L'uranine injecté à une profondeur de 5 m n'a pas atteint la pompe du tuyau de retour se situant à 12 m de profondeur. Par conséquent, un drain très perméable avec une importante vitesse d'écoulement existe entre 5 et 12 m de profondeur, qui évacue le traceur et qui empêche qu'il atteigne la profondeur de la pompe.

L'essai de traçage n° 5 a été effectué en remontant toutes les cinq minutes durant l'injection le niveau de la pompe du tuyau de retour jusqu'à ce qu'un retour du traceur soit visible. Ceci a été réalisé dans le but de déterminer la position du drain perméable. Un retour d'uranine a été observé lorsque la pompe ne se situait plus qu'à une profondeur de 6 m (un mètre seulement au-dessous du point d'injection). Cet essai de traçage indique la présence d'un drain perméable qui se trouve entre 6 et 12 m de profondeur. La partie de l'aquifère alluvial entre 5 et 6 m de profondeur au-dessus de ce drain est nettement moins perméable.

Lors de l'essai de traçage n° 6, les pompes dans tous les forages ont été placées à 7 m de profondeur alors que les points d'injection restaient à 5 m.

Les trois essais de traçage dans le forage P11a se caractérisent par une seule réponse positive au forage P11c. Aucune réponse positive n'a été observée dans les forages P11, P11b et P11d. Un drain perméable relie donc les forages P11a et P11c. La vitesse d'arrivée le long de ce drain s'élève à environ 16.5 m/h. Cette vitesse d'écoulement d'eau souterraine est nettement plus importante que celle obtenue pour le drain perméable entre les forages P11b et P11d.

2.6.6 Effet d'un piézomètre sur le régime d'écoulement souterrain

Pour étudier l'effet d'un piézomètre sur le régime d'écoulement souterrain, la vitesse d'écoulement a été calculée pour la décroissance de la concentration en uranine et en bactériophages dans le piézomètre d'injection P11b à l'aide de la méthode de la technique de dilution (FURRER 1998). Cette méthode permet de déterminer la vitesse de filtration horizontale dans un piézomètre. Cette vitesse atteint 0.05 m/h dans le piézomètre d'injection pour l'essai de traçage en novembre 1997, ce qui correspond à une vitesse qui est plus lente d'un facteur 60 que la vitesse observée entre deux piézomètres. En effet, la présence d'un tube crépiné dans un aquifère alluvial modifie le champ d'écoulement souterrain. ACKERER *et al.* (1982) ont déjà étudié les aspects hydrodynamiques et hydrochimiques d'un piézomètre comme une discontinuité dans un aquifère alluvial. L'influence du piézomètre sur le champ d'écoulement a été observée dans le plan horizontal et dans le plan vertical. La déformation du champ d'écoulement (en plan vertical) due à l'existence des couches à perméabilité variable donne naissance à des courants verticaux dans le tube. Ces courants verticaux sont induits par une

différence de débit entre les différentes couches lithologiques du piézomètre et perturbent donc la vitesse d'eau dans le plan horizontal.

2.6.7 Détermination de la dispersion

La concentration d'un traceur injectée dans un aquifère est diluée et mélangée par la dispersion. Cette dispersion d'un traceur est due à la différence de diamètres des pores, ainsi que l'effet de la variation de la vitesse d'écoulement dans les pores et la diffusion. L'hétérogénéité du milieu poreux peut être d'échelle microscopique (à l'échelle des pores) ou macroscopique (à l'échelle de la matrice). A l'échelle des pores, la dispersion résulte de leurs différences d'ouverture et de longueur. A l'échelle de la matrice, les hétérogénéités existant dans sa composition entraînent une dispersion. De manière générale, plus la matrice est hétérogène, plus la dispersion est élevée. La distribution des vitesses d'écoulement à l'intérieur des pores, induite par la différence de diamètres des pores et par la différence de longueur du cheminement, engendre une dispersion des molécules du traceur longitudinalement au sens de l'écoulement. Finalement, la diffusion réagit normalement dans la même direction que la dispersion. Mais l'importance de la diffusion est très faible en cas d'un écoulement souterrain rapide. Pour les vitesses d'écoulement souterrain rapide, le coefficient de dispersion D est proportionnel à la vitesse moyenne d'écoulement de l'eau dans les pores

$$D = \alpha * v \quad (2)$$

où v est la vitesse moyenne et α la dispersivité. La dispersion représente une composante longitudinale parallèle à la direction de l'écoulement et une composante transversale dans les directions perpendiculaires. Généralement, la dispersivité longitudinale observée est environ 10 fois plus importante que la dispersivité transversale (CASTANY 1982).

Basé sur un modèle de convection et de dispersion standardisé en 1-D, les répartitions de la concentration de l'uranine et des bactériophages ont été simulées à l'aide du logiciel Traci (KÄSS 1998). Le logiciel Traci pour Windows 95 est un programme interactif pour l'évaluation des essais de traçage artificiels. Il contient plusieurs solutions analytiques de différents types d'aquifères et plusieurs situations hydrauliques. Le temps de transport moyen, la vitesse moyenne du traceur, la dispersivité longitudinale et le coefficient de dispersion longitudinale, calculés par le logiciel Traci pour les essais de traçage n° 1 à 3 du site P11, sont résumés dans le tableau 9.

Tableau 9 : Temps de transport moyen, vitesse moyenne du traceur, dispersivité longitudinale et coefficient de dispersion longitudinale, calculés par le logiciel Traci avec un modèle de convection et dispersion standardisé en 1-D (KÄSS 1998) pour les essais de traçage n° 1 à 3 du site P11.

Point	Traceur	Essai 1 (nov. 97)				Essai 2 (mars 98)				Essai 3 (août 98)			
		T ₅₀ (h)	V ₅₀ (m/h)	α_L (m)	D _L (m ² /h)	T ₅₀ (h)	V ₅₀ (m/h)	α_L (m)	D _L (m ² /h)	T ₅₀ (h)	V ₅₀ (m/h)	α_L (m)	D _L (m ² /h)
P11c	Uranine	38.00	0.3	5.7	1.7	43.20	0.3	2.0	0.5	10.80	1.0	1.8	1.9
	H40	4.21	2.7	0.1	0.4	6.94	1.6	0.2	0.3	3.74	3.0	0.2	0.7
	Phage												
P11d	Uranine	8.45	2.4	1.5	3.6	17.46	1.2	1.9	2.2	5.54	3.7	1.1	3.9
	H40	4.69	4.3	0.6	2.5	8.34	2.4	0.3	0.7	3.50	5.7	0.5	2.7
	Phage												

T = temps après l'injection pour 50 % du taux total de récupération ; V = vitesse moyenne de transport pour 50 % du taux de récupération ; α_L = dispersivité longitudinale; D_L = coefficient de dispersion longitudinale (D_L = α_L * V₅₀).

La dispersivité longitudinale calculée pour les bactériophages H40 varie entre 0.2 m dans la direction P11b-P11c et 0.5 m dans la direction P11b-P11d. La dispersivité de l'uranine est 2.0 m, respectivement 1.5 m. Il faut dire que la distance entre le point d'injection P11b et les

points d'observation P11c et P11d mesure 11.20 m, respectivement 20.25 m. Ces valeurs de la dispersivité représentant une faible dispersion des traceurs ne sont valables que pour l'échelle considérée, car la dispersivité augmente avec la distance du cheminement.

En milieu poreux, le traceur injecté emprunte plusieurs chemins distincts et atteint forcément différentes vitesses d'écoulement. Plus la différence des vitesses d'écoulement du traceur est grande, plus la courbe de restitution montre une forme dissymétrique. La figure 19 représente les courbes de restitution observées et simulées pour les concentrations des bactériophages H40 et de l'uranine dans le point d'observation P11d. La courbe de restitution étroite des bactériophages est caractérisée par une rapide augmentation et une rapide décroissance de la concentration. Les courbes observée et simulée correspondent bien. Par contre, la courbe de restitution de l'uranine est plus dissymétrique que celle des bactériophages avec une rapide augmentation et une lente décroissance.

Le logiciel Traci permet de décomposer une courbe de restitution en sous-courbes simples. Pour une courbe bi-modale, la première sous-courbe caractérise le déplacement dans des conduits très perméables (aspect advectif) alors que la seconde montre l'importance des phénomènes de dispersion et de sorption.

Les bactériophages sont probablement fortement adsorbés à la matrice fine et ne réussissent à voyager que le long des conduits très perméables. Par contre, l'uranine semble réagir de manière temporelle avec la matrice fine de l'aquifère en retardant la vitesse de propagation. De plus, l'uranine semble être transportée non pas seulement le long des conduits très perméables, mais aussi le long de cheminements moins perméables et plus longs, ce qui provoque non seulement un retard dans l'apparition de la concentration maximale, mais également une dispersion élevée du traceur.

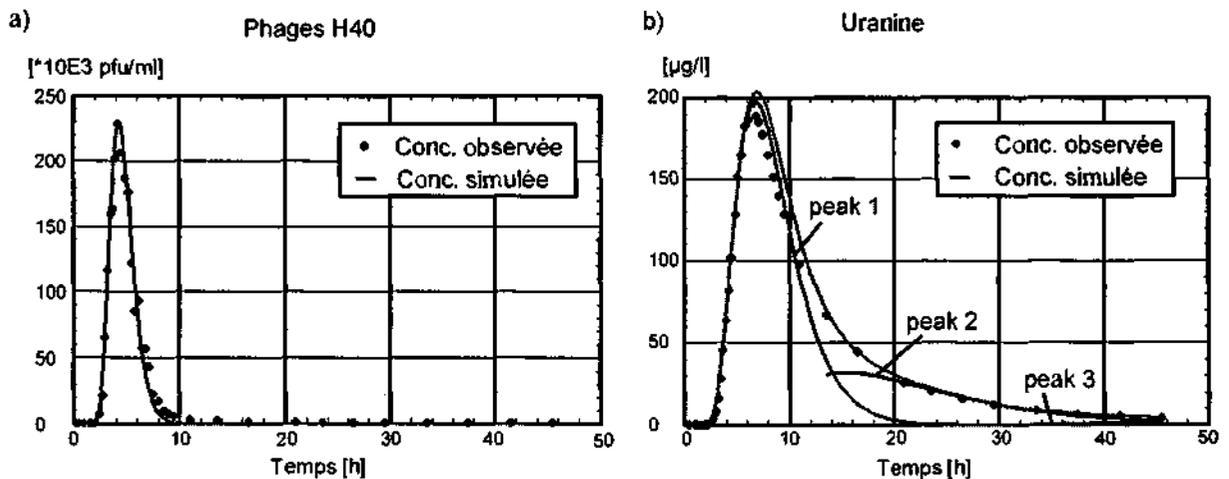


Figure 19 : Comparaison des courbes de restitution observées et simulées pour les concentrations des bactériophages H40 et de l'uranine dans le point d'observation P11d (novembre 1997).

2.6.8 Discussion / Conclusions

En théorie, les traceurs qui se trouvent dans les eaux souterraines seront transportés dans la direction de l'écoulement et avec la même vitesse que l'eau. Ce phénomène s'appelle advection (FETTER 1993). En pratique, un traceur suivra des cheminements particuliers plus longs à travers le milieu qu'il traverse avec des vitesses différentes. Certaines particules chemineront plus vite à travers des pores bien ouverts, que d'autres dans des zones plus argileuses. C'est la dispersion qui mélange et dilue les traceurs dans les eaux. La dispersion hydrodynamique provoque un mélange des différentes lignes de courant dans l'aquifère qui induit une diffusion

des traceurs. La dispersion macroscopique résulte de tous les effets de mélange qui sont provoqués par la structure de l'aquifère : schistosité, texture et faciès. De plus, la sorption retarde la vitesse de transport des traceurs (SANSONI *et al.* 1988).

Les différents essais de traçage effectués au site du piézomètre P11 ont bien montré la présence de deux drains perméables entre les forages P11b et P11d, respectivement entre P11a et P11c. Ces deux drains perméables ne sont probablement pas reliés. Au lieu de parler de drains perméables, il s'agit plutôt des lentilles graveleuses séparées par de dépôts sablo-argileux moins perméables formant probablement de petites barrières locales à l'écoulement d'eau souterraine.

Les essais de traçage, réalisés dans un milieu poreux tel que l'aquifère alluvial du Rhône, ont montré que les bactériophages H40 sont les bactériophages les mieux restitués. Cela confirme ainsi les résultats obtenus par ROSSI *et al.* (1994). Il faut préciser que dans la direction P11b - P11d, le long d'une lentille bien perméable, les bactériophages MS2 représentent une réponse similaire à celle des bactériophages H40 (figure 20), alors que MS2 donne une réponse insatisfaisante entre P11b et P11c, le long d'une couche sablo-argileuse. Enfin, les bactériophages H4 utilisés lors de l'essai de traçage n° 1 n'ont pas donné une bonne réponse, ni au forage P11c, ni au P11d.

Les bactériophages semblent réagir de manière plus significative que l'uranine avec le milieu qu'ils traversent. C'est probablement à cause de leur taille (environ 200 nanomètres), qui est bien supérieure à une molécule d'uranine (environ 10 nanomètres), et de leur polarité. Leur vitesse de migration rapide ne correspond qu'aux bactériophages véhiculés par l'advection à travers les cheminements les plus perméables sans interaction avec le milieu. Les autres bactériophages qui réagissent avec la matrice fine du milieu n'ont pas atteint les points d'observation. Ceci explique également la forme très étroite de la courbe de restitution des bactériophages.

Les molécules d'uranine, réagissant de manière temporelle avec la matrice fine du milieu, possèdent la capacité de circuler dans les passages plus étroits, retardant ainsi le temps de concentration maximale. Ceci explique la queue importante de la courbe de restitution de l'uranine.

Finalement, la durée de l'injection pour les trois essais de traçage n° 1 à 3 a varié entre 5 et 62 min. Une influence de la durée de l'injection sur la forme de la courbe de restitution n'a pas été observée, probablement à cause de la vitesse d'écoulement rapide.

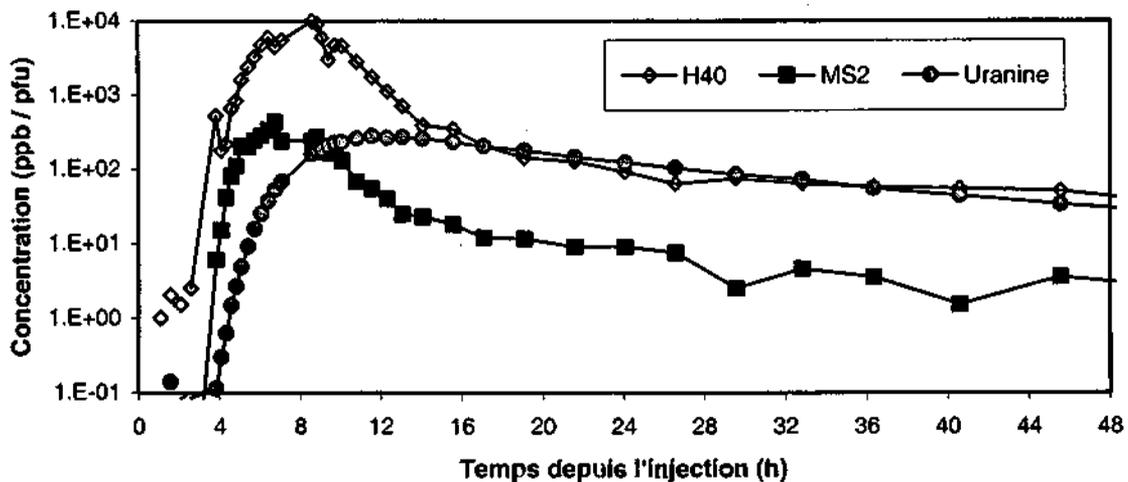


Figure 20 : Courbes de restitution comparées de l'uranine, des bactériophages H40 et MS2 pour le forage P11d de l'essai de traçage n° 2 (mars 1998).

2.7 Composition minéralogique des sédiments du forage P11a

Neuf échantillons de sédiments meubles ont été analysés à partir des carottes du forage P11a. Ces échantillons proviennent des profondeurs suivantes : 1, 7, 11, 16, 19, 21, 23, 28 et 30 m. Dans ces neuf échantillons, le gypse n'a été retrouvé que dans les échantillons à 28 et 30 m, qui correspondent aux concrétions contenues dans les dépôts lacustres et marécageux. Ces dépôts lacustres et marécageux sont constitués d'argiles avec des concrétions gypseuses et calcaires. Ces dépôts lacustres et marécageux ont probablement leur origine dans les couches gypseuses et calcaires de la nappe des Pontis qui dominent le versant sud. La figure 21 donne les fractions minéralogiques par rapport à la roche totale pour les neuf échantillons du forage P11a.

Les dépôts sablo-argileux du cône de l'Ilgraben (échantillons 16 m et 23 m) sont constitués généralement de quartz (30 - 40 %), de calcite (5 - 20 %), de phyllosilicates (10 - 25 %) et de dolomite (8 - 16 %). Le taux de quartz atteint un maximum de 55 % dans les sables quartzitiques à 21 m de profondeur. Ces sables quartzitiques possèdent les caractéristiques des roches du Verrucano. Ces roches, de teneur élevée en quartz rose et en phengite, affleurent au sommet de l'Ilhorn (figure 1) et forment la base de la couverture permotriassique de la nappe de Siviez-Mischabel (JÄCKLI 1950, PROZ 1996).

Les sables quartzitiques fins d'une matrice argileuse brun-jaune entre 18.40 et 20.50 m (échantillon 19 m), contenant des eaux ferrugineuses (0.66 mg/l), se distinguent des autres formations sablo-argileuses du cône de l'Ilgraben par une teneur importante en dolomite (41 %). Ces sables quartzitiques fins d'une matrice argileuse brun-jaune proviennent probablement des niveaux quartzo-dolomitiques de la couverture permotriassique de la nappe de Siviez-Mischabel.

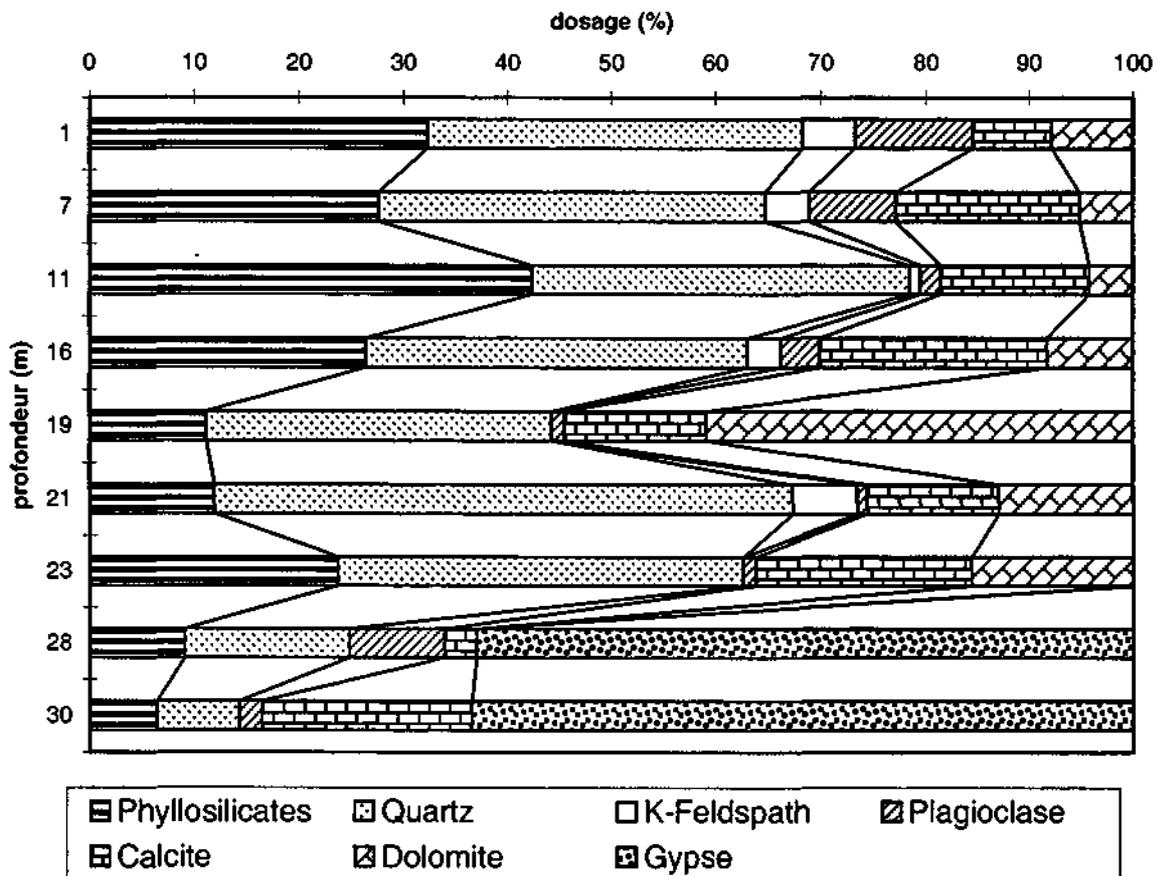


Figure 21 : Evolution verticale des fractions minéralogiques de la roche totale du forage P11a.

Les alluvions fluviales du Rhône (échantillons 1 m, 7 m et 11 m), composées de 30 à 40 % de quartz, 30 - 40 % de phyllosilicates, ainsi que de plagioclase, K-feldspath, calcite et dolomite ne se distinguent que peu par leur composition chimique dans le forage P11a. Mais il faut noter que les minéraux de la matrice fine sont sous-estimés dans les analyses des sédiments grossiers, car la matrice fine est souvent évacuée par le fluide de forage lors du carottage.

2.8 Echantillons de roche prélevés dans la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis

2.8.1 Généralités

Dans le but de connaître la structure, la texture et le chimisme des roches du versant sud (anhydrites, calcaires, cornieules), six échantillons de roche ont été prélevés dans la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis lors de la réalisation. Ces échantillons ont été comparés avec ceux prélevés par le bureau Norbert à Lausanne. L'annexe 7 donne les caractéristiques des échantillons de roche prélevés. La figure 22 indique schématiquement les conditions géologiques au niveau de la galerie d'amenée Finges - Chippis et localise la position des échantillons de roche prélevés. La composition chimique des roches du versant sud étudiée dans la nouvelle galerie d'amenée, et en comparaison avec les résultats obtenus avec la modélisation géochimique (cf. chapitre II.3.8.4), a permis de déterminer les processus eau - roche, qui interviennent dans l'aquifère triasique du versant sud.

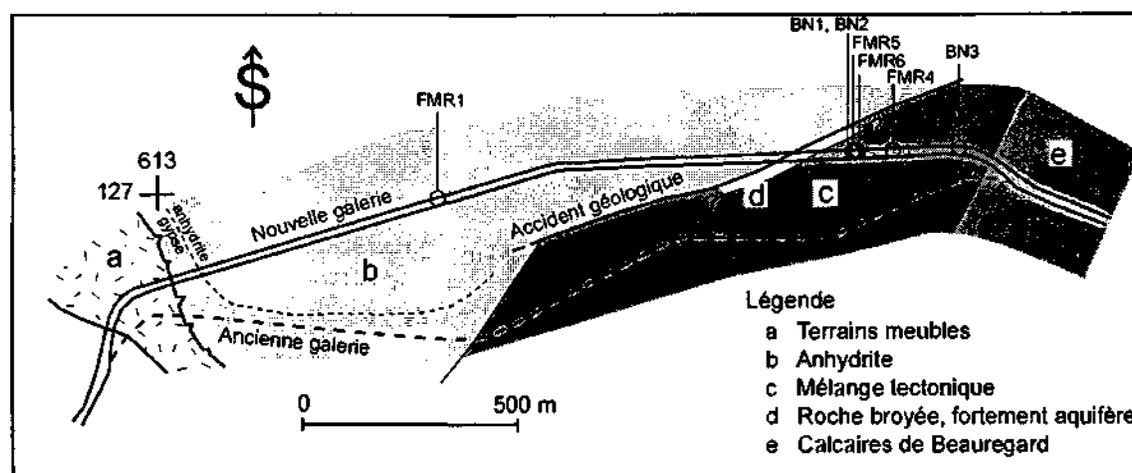


Figure 22 : Coupe géologique horizontale simplifiée de la galerie d'amenée Finges - Chippis et position des échantillons de roche (d'après STEMPFEL & SCHAAREN 1997).

2.8.2 Géochimie et aspect microscopique des roches

Anhydrite

La roche massive d'anhydrite se caractérise par une foliation à l'échelle millimétrique (échantillon FMR1, figure 23). Cette foliation de l'anhydrite est due aux différentes teneurs d'argile dans la roche, créant des couches blanches ou noires. Les couches blanches contiennent de l'anhydrite avec de faibles concentrations de calcite. Par contre, les couches noires sont composées d'anhydrite et d'argiles. La foliation a été probablement créée lors de la sédimentation. L'anhydrite constitue une roche visqueuse vis-à-vis des processus tectoniques et donc ne montre que peu de traces de déformation fragile.

Des phénocristaux d'anhydrite et des grains broyés de calcite se trouvent dans une matrice fine d'anhydrite probablement recristallisée. Les phénocristaux d'anhydrite contiennent souvent un agrégat de cristaux d'anhydrite de petite taille. Les grains broyés de calcite possèdent des bordures dissoutes et sont souvent accompagnés par des argiles et du quartz.

Dolomie bréchifiée

La dolomie bréchifiée se compose de dolomite (60 %), de calcite (12 %), de phyllosilicates (12 %), de feldspath (10 %) et de quartz (6 %). Cette dolomie bréchifiée se caractérise par des bandes polymictes de cisaillement se situant dans une matrice dolomitique (échantillons FMR5 et BN1).

La matrice beige de dolomite est dissoute le long des bandes polymictes de cisaillement. Ces bandes de cisaillement de caractère mylonitique se composent de calcite, de phyllosilicates, de feldspath et de quartz. Elles sont probablement le siège des fluides circulant dans la roche. Les minéraux de ces bandes de cisaillement ont probablement précipité à partir de ces fluides.

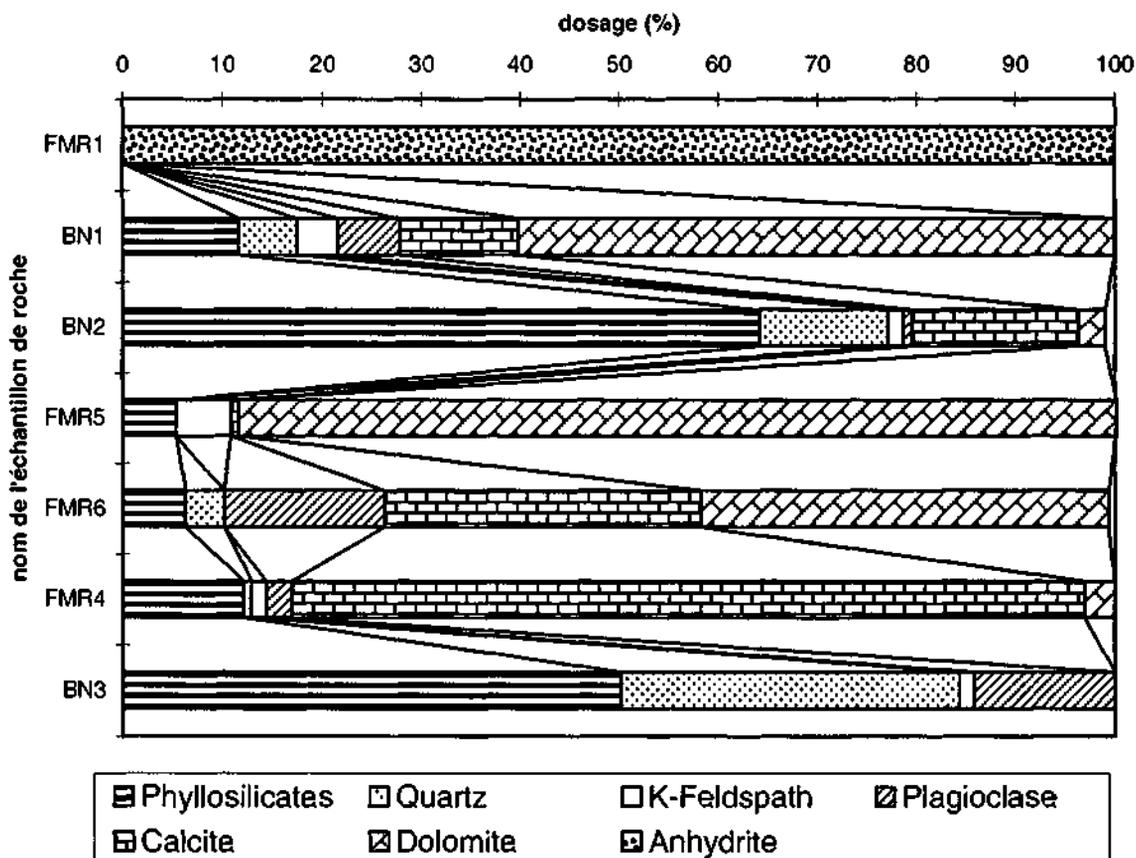


Figure 23 : Fractions minéralogiques de la roche totale des échantillons pris dans la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis, classés par distance croissante depuis le portail est. Anhydrite = FMR1; dolomie bréchifiée = FMR5 et BN1; roche polymictique vacuolaire = FMR6; calcaire tectonisé = FMR4; sable limoneux = BN2 et BN3.

Roche polymictique vacuolaire

La roche polymictique vacuolaire est constituée de 41 % de dolomite, 32 % de calcite, 16 % de plagioclase, 7 % de phyllosilicates, 4 % de quartz et d'oxydes de fer (échantillon FMR6). Des

éléments sombres aux galets argileux et des fragments dolomitiques, partiellement dissous et remplacés par des cavités, flottent dans une matrice fine. Les oxydes de fer expliquent les teneurs importantes du radon ^{222}Rn retrouvées dans les eaux circulant dans ces roches polymictes (cf. Chapitre II.3.7.3).

L'ensemble des vides interconnectés crée des cheminements préférentiels de l'eau souterraine. Lors de la réalisation de la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis, des cavités d'un diamètre de plusieurs dizaines de centimètres, ont été observées. Certaines de ces cavités étaient remplies d'eau (NORBERT 1996).

Calcaire tectonisé

Les calcaires tectonisés contiennent 80 % de calcite, 12 % de phyllosilicates, 4 % de feldspath, 3 % de dolomite et 1% de quartz. Les minéraux, sauf la calcite, se concentrent sur les bandes de cisaillement (échantillon FMR4).

La structure des calcaires tectonisés est marquée par un cisaillement simple. Les bandes de cisaillement développées à grains fins coupent une matrice grise de calcite grossière. Les cristaux de calcite souvent jumelés sont recouverts de mica et possèdent des bordures dissoutes. De plus, les cristaux de mica se trouvent surtout aux bordures des bandes de cisaillement. Le quartz occupe des grains isolés.

Sable limoneux

Le sable limoneux du remplissage karstique se compose surtout de phyllosilicates (50 - 64 %) et de quartz (15 - 35 %). De plus, le feldspath, le plagioclase, la calcite et la dolomite ont également été retrouvés dans ces sables limoneux (échantillons BN2 et BN3). Certains de ces niveaux sableux se sont révélés fortement aquifères et ont donné lieu à des débourrages lors de leur percement par les forages effectués dans la galerie (STEMPFEL & SCHAEAREN 1997, NORBERT 1995).

2.8.3 Origine des cornieules

Une zone tectonisée et karstifiée, liée à un accident tectonique (NORBERT 1996), se situe entre les anhydrites et les calcaires dolomitiques de l'échelle de Beauregard. Elle est constituée de calcaires tectonisés, de dolomies bréchifiées et des roches polymictes vacuolaires. Ces différents types de roche sont caractérisés par des bandes de cisaillement à l'échelle millimétrique. Par contre, les anhydrites ductiles, au voisinage, ne montrent pas ces bandes de cisaillement.

L'activité tectonique a eu lieu en présence de fluides circulant le long des discontinuités. Ces fluides dissolvent l'anhydrite, la dolomite et la calcite des roches en place le long des discontinuités développées par la tectonique (MASSON 1972). La dissolution rapide de l'anhydrite, entraînant une saturation des fluides par rapport au gypse, influence l'équilibre thermodynamique des autres minéraux comme la calcite et la dolomite. La dissolution de l'anhydrite et de la dolomite suivie par une précipitation de la calcite (effet de l'ion commun (calcium)) entraînent dans les fluides une baisse de la concentration du calcium et une augmentation du magnésium. Les anhydrites et les dolomies associées mettent à disposition le calcium nécessaire pour que le processus de la genèse des cornieules ne s'interrompe pas.

2.8.4 Synthèse

La réalisation de la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis a permis d'effectuer un suivi géologique, hydrogéologique et tectonique des lithologies de la Nappe des Pontis (JACQUOD

1996).

La nouvelle galerie d'amenée rencontre sur les premiers 1692 m une roche anhydritique avec des lentilles de calcaires dolomitiques, de brèches et de quartzites. Le gypse a été uniquement retrouvé sur les premiers 70 m, marquant la limite de pénétration des eaux de pluie depuis la surface. Du point de vue des venues d'eau, le tronçon de la nouvelle galerie d'amenée dans l'anhydrite ne présente que de faibles venues d'eau.

A l'interface de l'anhydrite et des calcaires dolomitiques de l'écaille de Beauregard, un mélange tectonique a été détecté entre 1692 et 2150 m. Ce mélange tectonique est constitué de cornieules, dolomie bréchifiée et quartzites. Sur une longueur de 68 m (1692 à 1760 m depuis le portail est), une zone contenant des roches fortement broyées se situe au contact entre les anhydrites à l'est et le mélange tectonique à l'ouest. Celle-ci est probablement liée à un accident tectonique SW - NE (figure 22).

L'analyse des échantillons de roche de la zone du mélange tectonique a montré une importante variété de types de roche, qui représente les différents stades intermédiaires entre une roche dure (dolomie bréchifiée) et une roche polymictite vacuolaire. Ces différents types de roche ont été regroupés sous le terme de cornieules. Les sables limoneux, qui remplissent les chenaux karstiques, possèdent probablement leur origine dans les sols et dans l'épikarst recouvrant les roches du versant. Ces sables ont été transportés par un écoulement turbulent dans le karst et se sont sédimentés dans les conduits karstiques.

Les calcaires dolomitiques de l'écaille de Beauregard forment la partie occidentale du versant sud (LORETAN 1940). L'écoulement souterrain dans ces calcaires dolomitiques est surtout lié à des fractures et à des zones karstiques.

2.9 Modélisation des écoulements souterrains

2.9.1 Introduction

Le but de cette modélisation est de simuler le comportement de la nappe souterraine pour les états stationnaires correspondant aux paramètres mesurés le 8 août 1996 (hautes eaux), respectivement le 2 avril 1998 (basses eaux) et de quantifier, en particulier, les flux de recharge et de décharge de l'aquifère alluvial du Rhône. Pour cela, un modèle hydrogéologique bidimensionnel en plan horizontal par éléments finis a été utilisé (WANG & ANDERSON 1995).

Le modèle d'écoulement a été réalisé par le logiciel FEFLOW (Finite Element subsurface Flow system). Ce code est un système interactif de modélisation permettant de réaliser des modèles d'écoulement, de transport de masse et de chaleur en deux ou trois dimensions (DIERSCH 1996). Ce logiciel fonctionne sur une station graphique couleurs de type UNIX et représente un outil efficace, notamment pour décrire la distribution spatiale et temporelle des contaminants, pour estimer la vitesse et le temps de séjour d'un polluant dans un aquifère et finalement pour planifier et mettre en place des stratégies d'intervention et des techniques d'interception.

2.9.2 Schéma conceptuel

Le schéma conceptuel du modèle mathématique prend en compte l'aquifère alluvial du Rhône en amont et l'aquifère de l'éboulement de Sierre en aval (SCHÜRCH *et al.* 1999). Ce modèle repose sur l'hypothèse que les eaux souterraines de l'éboulement de Sierre forment un seul aquifère continu en équilibre avec l'aquifère alluvial du Rhône. En réalité, les dépôts de l'éboulement de Sierre sont probablement caractérisés par plusieurs aquifères perchés se situant dans les dépressions et qui sont séparés par des barrières hydrauliques. Ces barrières

hydrauliques correspondent souvent aux collines. Cependant l'hypothèse de l'aquifère continu est satisfaisante pour résoudre le but principal de cette modélisation : la quantification des apports d'eau souterraine de l'aquifère alluvial du Rhône. D'autre part, le modèle mathématique considère que l'aquifère alluvial du Rhône est étanche au fond.

La géométrie du réseau des éléments dépend des conditions hydrologiques (le Rhône, le canal des Fermes), de l'hydrogéologie (répartition de la transmissivité, épaisseur de l'aquifère, direction principale des écoulements souterrains) et des conditions aux limites (versant, lignes d'équipotentielles). La surface modélisée, prenant en compte toute la plaine du Rhône au sud du fleuve, est d'environ 3 km². La figure 24 représente le réseau des éléments du modèle numérique.

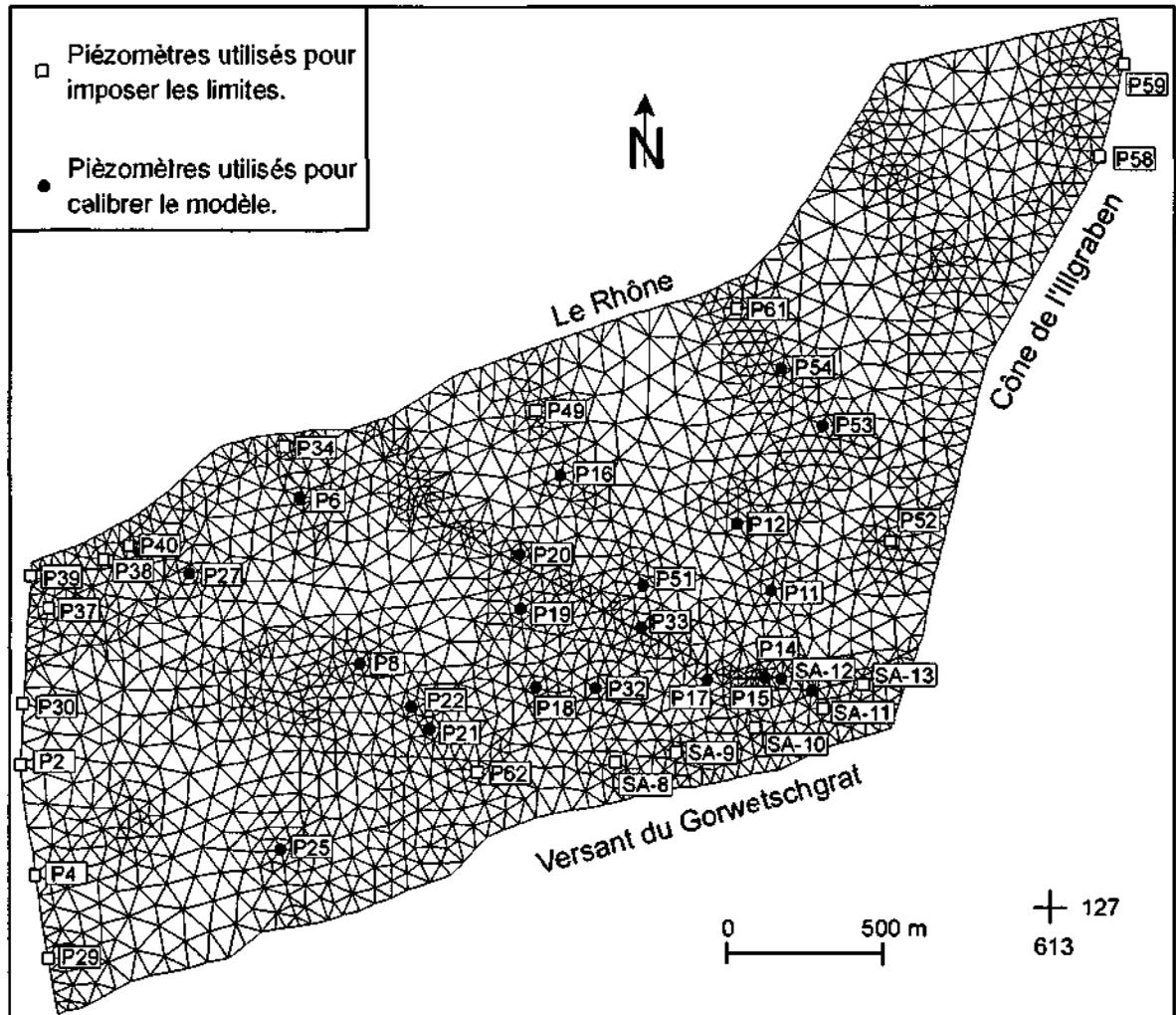


Figure 24 : Géométrie du réseau des éléments du modèle numérique pour simuler la distribution des niveaux d'eau souterraine en période des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1998, ainsi que la distribution des teneurs en sulfate sur les hautes eaux 1996. Position des piézomètres de référence qui ont été utilisés pour le calage du modèle.

Le modèle mathématique comporte 11 zones de transmissivité qui correspondent aux 11 classes de perméabilité de la figure 16. Les transmissivités, considérées comme constantes sur chaque zone, ont été obtenues en multipliant les valeurs de perméabilité moyenne de chaque zone avec l'épaisseur saturée moyenne de l'aquifère (tableau 10).

Tableau 10 : Classes de perméabilité définies par des essais de pompage et par des observations hydrogéologiques in situ, ainsi que le nombre de mesures, la perméabilité moyenne, l'épaisseur saturée moyenne de l'aquifère et la transmissivité imposée dans le modèle d'écoulement pour chacune des classes.

Classe	Description	Nombre de mesures	Perméabilité moyenne (m/s)	Epaisseur de l'aquifère (m)	Transmissivité imposée (m ² /s)
K1	Aquifère alluvial le long du Rhône	12	10 ⁻²	20	2.0 * 10 ⁻¹
K2	Aquifère alluvial au pied du cône de l'Illgraben	2	10 ⁻⁴	10	7.5 * 10 ⁻²
K3	Région de la gravière Finges	5	10 ⁻³	10	1.0 * 10 ⁻³
K4	Zone de Milljere	1	10 ⁻⁴	20	2.0 * 10 ⁻²
K5	Sortie du canal dans le Rhône	1	10 ⁻⁵	10	1.0 * 10 ⁻⁴
K6	Lacs de l'éboulement de Sierre	7	10 ⁻⁴	10	2.5 * 10 ⁻³
K7	Intersection éboulis et alluvions	4	10 ⁻⁴	20	5.0 * 10 ⁻³
K8	Colline du Perischuhubil	3	10 ⁻⁶	10	1.0 * 10 ⁻⁵
K9	Dépôts lacustres et marécageux	2	10 ⁻⁵	10	7.5 * 10 ⁻³
K10	Versant sud partie est	6	10 ⁻³	15	2.5 * 10 ⁻²
K11	Versant sud partie centrale	1	10 ⁻⁵	10	5.0 * 10 ⁻⁴

2.9.3 Simulation de l'état des hautes eaux 1996

La limite latérale avale, ainsi que le Rhône au nord et le canal des Fermes coïncident avec les données piézométriques disponibles : une valeur de potentiel est imposée à chaque noeud. Le cône de l'Illgraben au sud-est est considéré comme une limite à flux nul. Des flux ont été imposés le long du versant sud sur la ligne topographique des 600 m (figure 25), sauf la partie occidentale qui a été considérée comme une limite à flux nul. La carte des équipotentielles hydrauliques prise comme référence pour la simulation correspond aux paramètres mesurés le 8 août 1996 (figure 8a). Cette campagne de mesure se situe à la fin de la période des hautes eaux 1996. La représentation de la nappe en août 1996, calculée par le modèle numérique, est donnée en figure 25.

Pour le calage du modèle, les piézomètres les plus importants et les débits jaugés dans le canal des Fermes ont été pris en compte (JAWECKI 1996, CASACCI 1997). La calibration a été réalisée par essais-erreur à l'aide des 11 zones de transmissivité. Les 45 piézomètres de référence du modèle FEFLOW, pour lesquels les niveaux d'eau simulés ont été comparés aux niveaux d'eau mesurés in situ du 8 août 1996, ont permis de valider la carte des équipotentielles hydrauliques simulées (figure 26). L'écart entre les niveaux d'eau calculés et les niveaux mesurés se situe en général en dessous de 0.5 m, ce qui est considéré comme acceptable par rapport à la dénivellation totale de 23 m entre les limites amont et aval. Trois piézomètres situés dans l'éboulement de Sierre affichent un écart supérieur à 1.5 m, ce qui s'explique par l'hypothèse simplificatrice d'un aquifère continu pour les eaux souterraines dans cette zone.

L'aquifère des alluvions fluviales du Rhône est fortement alimenté par l'eau peu minéralisée infiltrée du fleuve au nord-est : environ 1 m³/s qui représente 75 % de la recharge totale de l'aquifère (figure 25). Ce débit d'infiltration est faible par rapport au débit moyen du Rhône (environ 140 m³/s). La deuxième zone d'alimentation est le versant au sud - est, qui amène environ 0.3 m³/s d'eau gypseuse représentant 25 % de la recharge totale de l'aquifère. Le débit des deux apports souterrains du Rhône et du versant sud est presque entièrement drainé par le canal des Fermes.

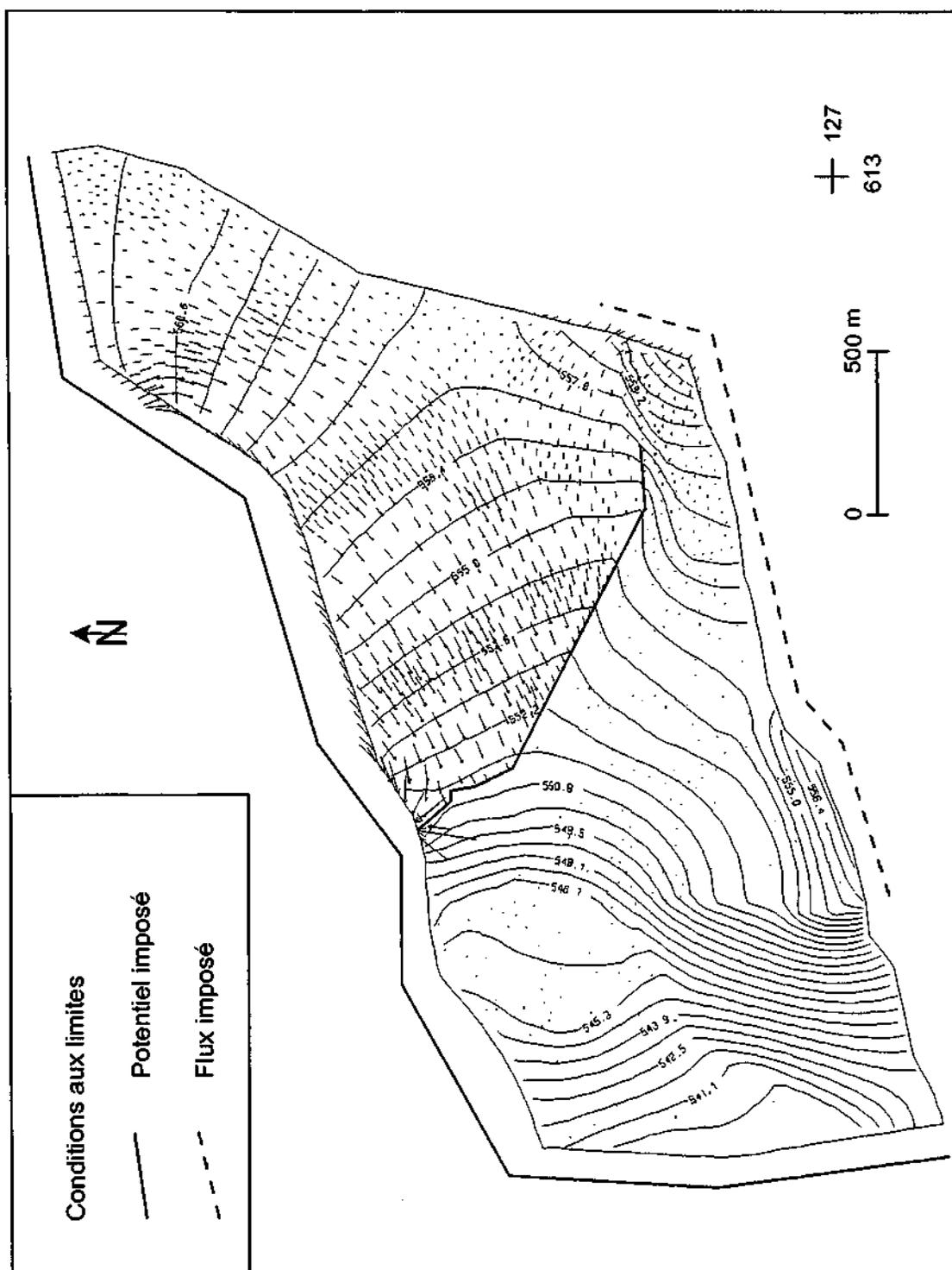


Figure 25 : Modèle d'écoulement réalisé avec FEFLOW (Finite Element subsurface Flow system, DIERSCH 1996) en période de hautes eaux 1996.

L'effet drainant du canal des Fermes est documenté par les jaugeages et les résultats de la simulation. Contrairement à la plaine alluviale en amont du canal des Fermes, les débits transitants dans l'aquifère des dépôts de l'éboulement de Sierre en aval sont très faibles. La simulation donne des débits négligeables pour la limite latérale à l'ouest ainsi que pour la partie du Rhône en aval du canal.

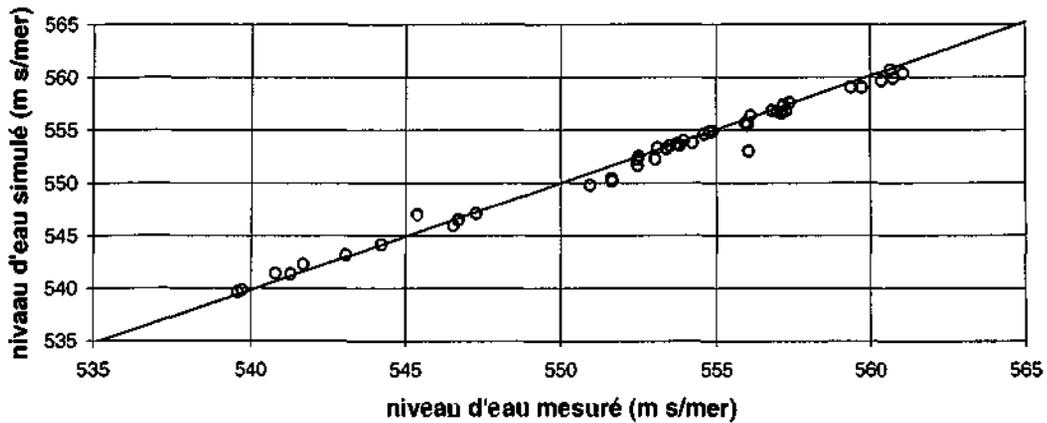


Figure 26 : Ecart entre les hauteurs d'eau mesurées le 8 août 1996 et les hauteurs d'eau simulées avec FEFLOW pour les piézomètres de référence du modèle d'écoulement. La droite correspond à une corrélation linéaire parfaite.

2.9.4 Simulation des teneurs en sulfate dissous pendant les hautes eaux 1996

Le transport d'un soluté en milieu poreux est basé sur une équation de conservation de la matière qui exprime que le flux de soluté est affecté par le déplacement moyen ou mouvement advectif et par la dispersion apparente (BEAR & BACHMAT 1991). Celle-ci représente la superposition de la diffusion moléculaire et de la dispersion mécanique.

Le modèle de transport a pour principal but de simuler le panache des sulfates dissous dans les alluvions fluviales du Rhône. La distribution spatiale de cet anion a été estimée à partir des mesures physico-chimiques de la campagne d'échantillonnage du mois d'août 1996 (figure 7). Le modèle de transport se base sur le modèle d'écoulement des hautes eaux 1996.

Dans un premier temps, la concentration de sulfate dans l'eau de l'aquifère du Rhône est considérée comme un mélange entre une eau peu minéralisée infiltrée du Rhône et une eau gypseuse provenant du versant sud. Le sulfate, anion majeur de ces eaux souterraines, est considéré comme un traceur parfait en milieu oxygéné et sans réaction chimique avec le milieu.

La simulation du transport demande de connaître un certain nombre de paramètres qui ne sont pas toujours faciles à déterminer (JAVANDEL *et al.* 1984). Le choix de l'architecture du maillage, donc du réseau des éléments, conditionne les résultats. Il en est de même pour le choix de la taille du pas de temps et surtout de la dispersivité. La dispersivité longitudinale choisie correspond à la taille moyenne des éléments pour respecter le nombre de Péclet (WANG & ANDERSON 1995) et pour éviter des concentrations négatives. La dispersivité transversale est d'un facteur 10 plus petite que la dispersivité longitudinale (figure 27). Les valeurs utilisées de la diffusion moléculaire et de la porosité se sont appuyées sur les données bibliographiques (DOMENICO & SCHWARTZ 1997).

La concentration de sulfate pour les eaux d'infiltration du Rhône a été choisie comme la teneur des eaux de l'aquifère le long du Rhône et non comme celle du fleuve, car l'aquifère tamponne les variations rapides des eaux infiltrées du Rhône par des processus de mélange et par la dissolution des minéraux. La figure 27 montre le panache de sulfate pour un temps de transport de 10 jours.

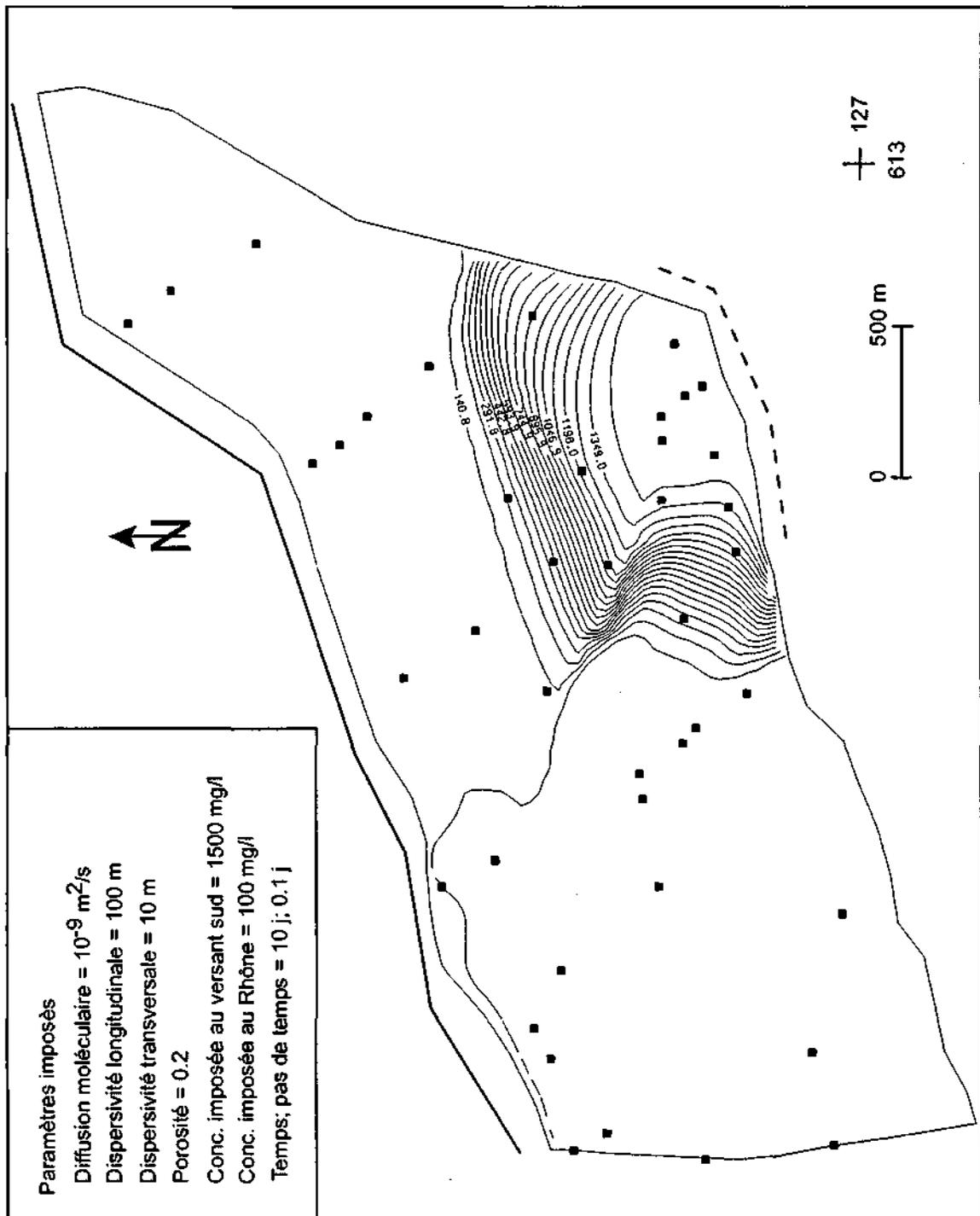


Figure 27 : Carte de répartition des concentrations en sulfate dissous (mg/l) pour les hautes eaux 1996, calculée avec le modèle FEFLOW (DIERSCH 1996) et points de référence.

Le panache s'étale sur toute la plaine alluviale du Rhône. Les écarts entre les teneurs en sulfate mesurées et les teneurs en sulfate simulées sont représentés par la figure 28. La distribution simulée des concentrations de sulfate dans les alluvions fluviales du Rhône correspond à celle observée sur le terrain, sauf pour trois points au centre de la plaine se situant dans la zone du front de la plume du sulfate. Le gradient de concentration simulé au niveau de ce front est plus élevé que celui observé dans le terrain. Par contre, les écarts entre les teneurs en sulfate

mesurées et simulées sont très importants dans les dépôts lacustres et marécageux au sud du canal des Fermes (échan. A sur la figure 28). Le temps de transport de masse de 10 jours n'est pas suffisant pour ces dépôts peu perméables, car l'écoulement souterrain est très lent. Pour obtenir les concentrations mesurées dans ces dépôts lacustres et marécageux, un temps de transport de masse d'environ 40 jours est nécessaire. Enfin, le sulfate a été considéré sur toute la région modélisée comme un traceur conservatif. Il faut dire, que dans ces dépôts lacustres et marécageux, des réactions d'oxydoréduction ont lieu. Le sulfate est partiellement réduit par les bactéries qui oxydent la matière organique (SIGG *et al.* 1992).

Les concentrations du sulfate simulées dans les eaux de l'éboulement de Sierre sont zéro (échan. B) selon les concentrations imposées aux limites. Les transmissivités imposées dans cette zone sont trop faibles que les processus de mélange d'eau puissent provoquer des changements de concentration après un temps de transport de masse de 10 jours.

Finalement, les piézomètres avec une concentration en sulfate de 100 mg/l (échan. C) caractérisent la partie de la plaine alluviale se situant le long du Rhône.

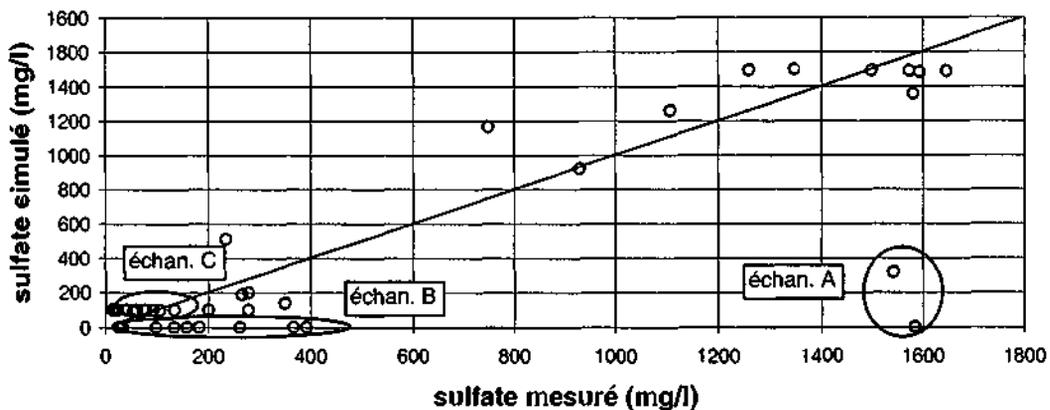


Figure 28 : Ecart entre les teneurs en sulfate dissous mesurées le 8 août 1996 sur des échantillons et les teneurs en sulfate simulées avec FEFLOW pour les piézomètres de référence du modèle d'écoulement. La droite correspond à une corrélation linéaire parfaite.

2.9.5 Simulation de l'état des basses eaux 1998

Le modèle d'écoulement des basses eaux 1998 a été créé en utilisant celui des hautes eaux 1996. Le réseau des éléments et les classes de transmissivité sont donc forcément les mêmes pour les deux modèles d'écoulement souterrain. Mais ces deux modèles se distinguent par les conditions aux limites et par la carte des niveaux d'eau prise comme référence. La carte des équipotentielles hydrauliques prise comme référence pour la simulation des basses eaux 1998 correspond aux paramètres mesurés le 2 avril 1998 (figure 8b). C'est à la suite de cette carte que le changement de direction des écoulements entre basses et hautes eaux est apparu. En effet, en régime de basses eaux, une partie de l'eau issue du versant sud remonte la plaine alluviale vers l'est, alors qu'en régime de hautes eaux, l'écoulement est NE - SW.

Pour la simulation, la limite latérale aval, ainsi que le Rhône au nord, le canal des Fermes et la zone d'exutoire du versant sud, coïncident avec les données piézométriques disponibles : une valeur de potentiel est imposée à chaque noeud. Le cône de l'Illgraben au SE est considéré comme une limite à flux nul. La représentation de la nappe en avril 1998, calculée par le modèle numérique, se trouve en figure 29.

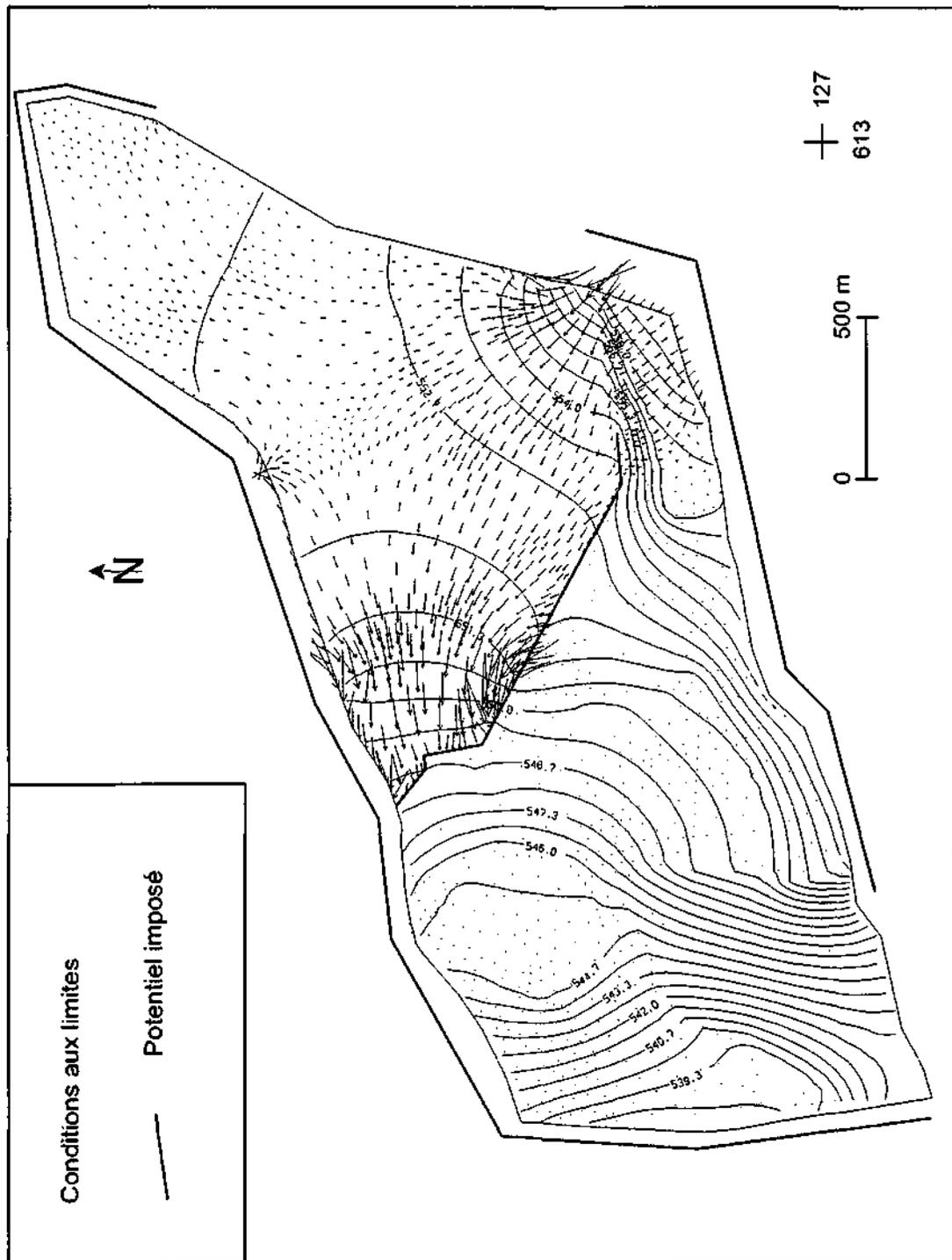


Figure 29 : Modèle d'écoulement réalisé avec FEFLOW (Finite Element subsurface Flow system, DIERSCH 1996) en période des basses eaux 1998.

Pour le calage du modèle, les piézomètres les plus importants et les débits jaugés dans le canal des Fermes ont été pris en compte. La calibration a été réalisée par essais-erreur à l'aide des zones de transmissivité (KLEINER 1998). Les transmissivités imposées ressemblent à ceux du modèle des hautes eaux 1996. Seule la transmissivité des classes K_5 et K_7 a été modifiée de $1 * 10^{-4}$ à $1 * 10^{-3}$, respectivement de $5 * 10^{-3}$ à $5 * 10^{-4}$. Les piézomètres de référence du modèle FEFLOW, pour lesquels les niveaux d'eau simulés ont été comparés aux niveaux d'eau mesurés in situ du 2 avril 1998, ont permis de valider la carte des équipotentielles hydrauliques simulées.

Les principaux écarts entre les valeurs simulées et mesurées se situent au centre de l'éboulement de Sierre et au pied du versant sud (figure 30). Le modèle d'écoulement des hautes eaux 1996 avait connu les mêmes problèmes à simuler les niveaux d'eau dans l'éboulement de Sierre. Ces principaux écarts sont dus à l'hypothèse simplificatrice faite que les eaux souterraines de l'éboulement de Sierre ne forment qu'un seul aquifère continu. Les valeurs mesurées au pied du versant sud sont plus importantes que celles simulées. Ceci peut être expliqué par le fait que la fonte des neiges a eu lieu lors des basses eaux 1998.

En période de basses eaux, l'aquifère des alluvions fluviales du Rhône est fortement drainé par le fleuve en amont du canal des Fermes : environ 144 l/s. En même temps, l'aquifère est alimenté par l'eau sulfatée du versant au sud-est (environ 131 l/s).

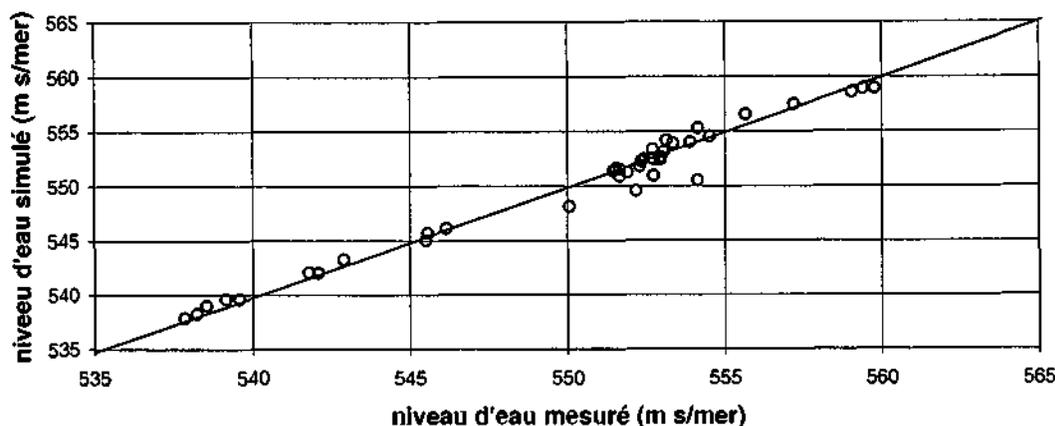


Figure 30 : Ecart entre les hauteurs d'eau mesurées le 2 avril 1998 et les hauteurs d'eau simulées avec FEFLOW pour les piézomètres de référence du modèle d'écoulement. La droite correspond à une corrélation linéaire parfaite.

2.9.6 Apports d'eau souterraine du Rhône et du versant sud

Les modèles d'écoulement sur les hautes eaux 1996, respectivement sur les basses eaux 1998, qui se basent sur le même schéma conceptuel, permettent de calculer les apports d'eau souterraine du Rhône et du versant sud pour les différentes périodes du cycle hydrologique. Les résultats des simulations montrent une importante variation du régime d'écoulement souterrain de l'aquifère alluvial entre les hautes eaux et les basses eaux. L'alimentation de la nappe alluviale par le versant sud est presque triplée en régime de hautes eaux. Le Rhône alimente l'aquifère alluvial en période de hautes eaux, alors que c'est l'inverse en régime de basses eaux. Le tableau 10 présente les flux en litres par seconde par mètre de section, calculés par les modèles d'écoulement sur les hautes eaux 1996 et les basses eaux 1998. Les flux donnés par le logiciel FEFLOW en m^3/j sont transformés en l/s puis divisés par la longueur de la section concernée (par exemple 2259 m pour la section du Rhône en amont du canal).

Les valeurs de débit indiquées dans le tableau 11 semblent être très élevées, mais elles ne tiennent pas compte de l'épaisseur de l'aquifère (modélisation effectuée en 2-D). En effet, l'épaisseur saturée moyenne de l'aquifère alluvial du Rhône en amont du canal des Fermes est d'environ 65 m, ce qui donne un débit drainé par le Rhône en période des basses eaux 1998 de 2.2 l/s/m^2 ($= 144 / 65$), respectivement un débit de recharge du Rhône en période des hautes eaux 1996 de 13.1 l/s/m^2 .

En période des hautes eaux 1996, le Rhône alimente seulement l'aquifère alluvial du Rhône au nord-est sur quelques mètres de profondeur. Entre cette zone de recharge et le canal des Fermes, l'écoulement souterrain se produit parallèlement au Rhône, où l'interaction entre le fleuve et l'aquifère est donc négligeable. Les 852 l/s/m calculés par le modèle numérique 2-D pour

l'apport du Rhône correspondent donc au débit de recharge totale de l'aquifère par le Rhône. Par contre, en période de basses eaux, l'échange entre la nappe souterraine et le Rhône (quasiment à sec en cette période) se produit sur toute la hauteur de l'aquifère.

Tableau 11 : Comparaison des flux simulés par le logiciel FEFLOW sur les basses eaux 1998 et les hautes eaux 1996.

Tronçon	Longueur section (m)	Débit basses eaux 1998 (l/s/m)	Débit hautes eaux 1996 (l/s/m)
Rhône amont du canal	2259	-144	852
Rhône aval du canal	951	-9	-7
Versant sud	2038	131	337
Bordure aval du modèle	1137	-6	-10
Sortie du canal au Rhône	1330	-45	-1050

2.9.7 Commentaires

Le modèle numérique utilisé ne représente pas la réalité, mais propose une interprétation du régime d'écoulement souterrain de la plaine alluviale du Bois de Finges, basée sur les mesures des niveaux d'eau souterraine et des perméabilités. Le modèle numérique permet de visualiser facilement les principales directions et vitesses d'écoulement. De manière générale, le modèle numérique a reproduit le régime hydrogéologique régional du 8 août 1996, respectivement du 2 avril 1998 : l'existence d'un aquifère relativement homogène et bien perméable en amont du canal des Fermes (alluvions fluviales du Rhône), l'effet drainant de ce dernier et les conditions peu perméables et hétérogènes en aval (dépôts de l'éboulement de Sierre).

L'utilisation du modèle mathématique soulève un certain nombre de problèmes liés à la nature bidimensionnelle du modèle amenant des incertitudes supplémentaires qu'il faut ajouter à celles provenant de la méconnaissance de la structure de l'aquifère (NATIONAL RESEARCH COUNCIL 1990). D'une part, la nature du modèle 2-D amène à introduire non pas des classes de perméabilité mais de transmissivité. Celles-ci ont été calculées à partir des perméabilités obtenues par essais de pompage et en faisant une hypothèse sur l'épaisseur saturée de l'aquifère. D'autre part, le modèle bidimensionnel représente le Rhône et le canal des Fermes comme des surfaces planes, verticales sur toute la hauteur de la nappe souterraine et exerçant un effet de barrage hydraulique. Seul un modèle tridimensionnel serait à même de le faire (BOUZELBOUDIEN 1991). L'incertitude sur les conductivités hydrauliques et les épaisseurs saturées de l'aquifère (transmissivité) est bien plus grande que celle sur les potentiels aux limites. C'est pour cette raison que le modèle numérique a été calibré en modifiant les transmissivités et non pas les potentiels ou les flux.

Les transmissivités introduites dans le modèle représentent une moyenne de plusieurs valeurs, obtenues sur le terrain par des essais de pompage, et tiennent compte de l'épaisseur moyenne saturée de l'aquifère. En effet, comme les essais de traçage sur le site P11 ont montré, l'écoulement souterrain se déroule préférentiellement dans une couche perméable de quelques mètres d'épaisseur. Il est également intéressant de constater que la direction de l'écoulement simulée par le modèle au site P11 n'est pas identique à celle mesurée à l'aide des essais de traçage. Ceci indique l'importance de l'effet d'échelle concernée et de la présence d'hétérogénéités locales.

La concentration de sulfate dans l'eau de l'aquifère alluvial du Rhône du mois d'août 1996 est considérée comme un mélange entre une eau peu minéralisée venant du Rhône et une eau gypseuse du versant sud. Le sulfate, anion majeur de ces eaux souterraines, est considéré comme un traceur parfait en milieu oxydé sans réaction chimique avec le milieu. Le panache de sulfate simulé s'étale sur toute la plaine alluviale du Rhône amont pour un temps de transport de 10 jours. Par contre, les écarts sont très importants dans les dépôts lacustres et marécageux au SW du canal des Fermes, car le temps de transport n'est pas suffisant pour ces dépôts peu

perméables. En ce qui concerne le module de transport, il faut rappeler que le transport de soluté dans le sous-sol dépend essentiellement de l'hétérogénéité des paramètres du transport qui est très mal connue. De plus, dans le cas d'un transport non réactif, il est généralement admis que l'étalement du panache de soluté est dominé par la structure spatiale de la conductivité hydraulique (PTAK & TEUTSCH 1994).

La dispersivité représente l'hétérogénéité de l'aquifère et est caractéristique d'un type de roche. Mais en condition naturelle, elle n'est pas constante et augmente avec la distance de l'écoulement, car un cheminement plus long augmente l'hétérogénéité. La diffusion réagit normalement dans la même direction que la dispersion. Mais l'importance de la diffusion est très faible dans le cas d'un écoulement rapide (KÄSS 1998).

2.10 Conclusions

Différentes méthodes hydrogéologiques ont été appliquées à l'aquifère alluvial complexe du Rhône pour définir sa structure, ainsi que le régime d'écoulement souterrain, les zones de recharge et de décharge. Les méthodes utilisées sont la piézométrie, les jaugeages et la modélisation hydrogéologique, alors qu'une campagne de forage a permis de prélever des échantillons de sédiments meubles et de réaliser des essais de traçage et des essais de pompage sur un site avec cinq forages rapprochés. La figure 31 représente les méthodes hydrogéologiques utilisées et la détermination de leurs paramètres sous forme d'un organigramme.

Les mesures du niveau d'eau souterraine ont été faites manuellement à l'aide d'une sonde de niveau et par des appareils automatiques d'acquisition de données en continu du type Madd. Les résultats de ces mesures du niveau d'eau ont fourni des informations sur la distribution spatio-temporelle des niveaux d'eau, les lignes de courant, les gradients hydrauliques et les zones de recharge et de décharge. Les débits du canal des Fermes et des bisses d'irrigation ont été déterminés par les jaugeages à la canne de Jens. Ceci a permis de quantifier les débits drainés par tronçon du canal et d'étudier les interactions temporelles entre la nappe souterraine et le canal.

De nombreux essais de pompage ont été effectués dans tous les piézomètres où cela était possible pour déterminer les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère, notamment la perméabilité. Une carte de perméabilité a été établie à partir de ces essais de pompage, qui a permis de subdiviser la zone du Bois de Finges en plusieurs classes de perméabilité. Ces classes de perméabilité ont été utilisées pour calibrer le modèle d'écoulement réalisé avec le logiciel FEFLOW. Les apports d'eau du Rhône et du versant sud ont été quantifiés par ce modèle mathématique sur les hautes eaux 1996 et les basses eaux 1998, alors qu'un modèle de transport des teneurs en sulfate dissous a fourni des informations sur les dispersivités longitudinale et transversale, la diffusion moléculaire et le temps de transport de masse.

Une campagne de forage a permis d'implanter un réseau de sondages en croix autour du piézomètre P11 pour effectuer des essais de traçage, essais de pompage et des diagraphies géophysiques (SCHÜRCH *et al.* 2000). Les paramètres hydrauliques déterminés par les essais de traçage sont le temps de transport des traceurs (uranine, bactériophages), la vitesse d'écoulement et la porosité. De plus, l'hétérogénéité locale des paramètres hydrauliques a bien été démontrée par ces essais de traçage et les essais de pompage.

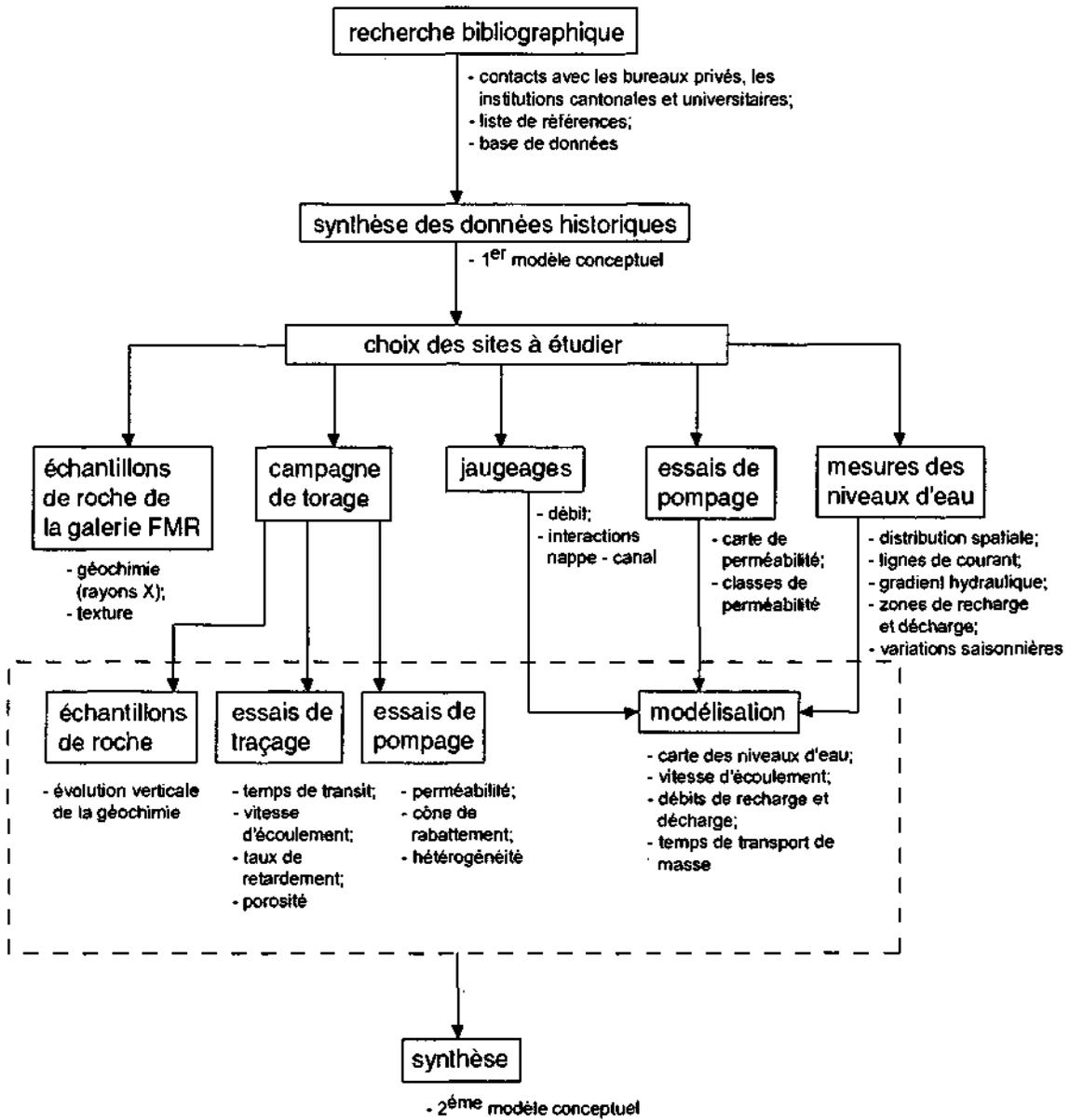


Figure 31 : Organigramme des méthodes hydrogéologiques utilisées et de la détermination de leurs paramètres.

3. Investigations hydrochimiques

3.1 Méthodologie

3.1.1 Méthodes utilisées

En tout, 38 campagnes d'échantillonnage ont été réalisées entre juin 1996 et mai 1999. Ces campagnes représentent des mesures mensuelles sur deux sources et huit piézomètres (forages équipés ou piézomètres battus) qui ont permis pendant trois ans de surveiller la nappe souterraine sur deux profils : N - S perpendiculaire à l'écoulement principal, respectivement NNE - SSW le long de l'écoulement souterrain. De plus, 58 points de mesure (sources, piézomètres et forages, canaux, lacs et le Rhône) ont été prélevés sur les hautes eaux 1996 et les basses eaux 1997 pour étudier la distribution spatiale des paramètres physico-chimiques. L'annexe 8 résume les points de mesure et les paramètres physiques et chimiques, qui ont été déterminés lors des différentes campagnes d'échantillonnage.

Sur le terrain, la conductivité électrique, ainsi que la température, le pH, le potentiel redox Eh, l'oxygène dissous, le niveau d'eau et le débit (si possible) ont été mesurés. Le débit des sources a été mesuré à l'aide d'un seau de 10 l et d'un chronomètre. Les échantillons d'eau ont été prélevés dans les piézomètres et les forages à l'aide d'une pompe aspirante et représentent forcément une valeur moyenne de la composition chimique sur toute la longueur de la crépine.

L'échantillonnage d'eau à une profondeur donnée a été réalisé à l'aide de deux différents préleveurs de fond de 500 ml. Le premier préleveur, construit au Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, est constitué d'un tube métallique qui est relié par un tuyau long de 50 m avec une bouteille d'azote se situant à la surface du sol. Lors d'un prélèvement, le tube métallique et le tuyau sont remplis avec d'azote pour créer une surpression dans le système de l'échantillonneur. Ensuite, le tube métallique est descendu dans le forage à la profondeur à échantillonner, et il est rempli d'eau en évacuant l'azote. Le deuxième préleveur utilisé, contient un tube plastique, un câble d'une longueur de 50 m et un poids. Le préleveur est descendu dans le forage de la manière que le tube plastique, ouvert au fond, se situe un mètre au-dessus de sa valve inférieure. A la profondeur donnée, le poids est laissé tomber depuis la surface du sol, qui déclenche automatiquement le tube tombant sur sa valve inférieure.

A chaque point de mesure, les flacons suivants ont été collectés : 500 ml filtré pour les anions et les duretés, 100 ml filtré et acidifié pour les cations, 100 ml filtré et avec un ajout de formol pour les nitrates, 50 ml pour l'oxygène-18 et le deutérium, 10 ml pour le radon ^{222}Rn et le tritium.

Le bicarbonate a été analysé 6 à 12 heures après l'échantillonnage, alors que le calcium et la dureté totale ont été effectués par titration au Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (CHYN) 24 à 36 heures après les campagnes de mesure. Le magnésium est calculé par soustraction à partir des concentrations de Complexon III utilisées pour les titrations du calcium et de la dureté totale. Les espèces chimiques du sodium, potassium, strontium, sulfate, chlorure et nitrate ont été analysées au laboratoire GEA (Institut de géologie, Université de Neuchâtel) par chromatographie ionique. De plus, 27 analyses de fluorure ont été réalisées avec un photomètre de terrain sur les eaux de la campagne de mesure en août 1996 et 24 analyses sur les eaux de mars 1997.

Le radon ^{222}Rn et le tritium ont été analysés par H. Surbeck de la Section de surveillance de la radioactivité (Institut de physique, Université de Fribourg). Le radon a été analysé mensuellement entre juillet 1996 et mai 1999 sur deux sources (Q6, QD-2) et huit piézomètres. De plus, des échantillons uniques ont été prélevés aux piézomètres SA-10, SA-13, P15 (août

1996), au drain 80 de la nouvelle galerie Finges - Chippis (novembre 1996) et au Rhône (été 1998). Le tritium a été mesuré sur une série de dix échantillons prélevés en période des basses eaux 1998, ainsi qu'en période des hautes eaux 1998. Finalement, une seule analyse de l'uranium ^{238}U et ^{234}U dans l'eau a été effectuée par la Section de surveillance de la radioactivité (BAG 1996). L'échantillon M1 du 20 avril 1999 (annexe 8) contient 250 ± 50 mBq/l ^{238}U et ^{234}U chacun.

23 analyses de l'oxygène-18 et du deutérium ont été réalisées au laboratoire HYDROISOTOP (Schweitenkirchen, Allemagne) sur les eaux de la campagne de mesure d'août 1996 (hautes eaux) et 20 analyses sur les eaux de mars 1997 (basses eaux). De novembre 1996 à octobre 1997, les isotopes stables de l'eau ont été analysés mensuellement pour quatre points de mesure (P12, P13, P52 et Q6). Oxygène-18 et deutérium ont été finalement déterminés mensuellement dans le Rhône entre avril 1998 et mars 1999.

Les indices de saturation par rapport aux minéraux (gypse, anhydrite, calcite et dolomite) et les équilibres chimiques ont été calculés à l'aide de différents modèles hydrochimiques (PHREEQCI, NETPATH et SOLMINEQ88). De plus, le transfert de masse en minéraux et des mélanges d'eau ont été simulés.

Dans le but d'obtenir un maximum d'information pour déterminer la répartition spatiale des paramètres physico-chimiques en 3-D, des diagraphies physico-chimiques ont été réalisées à l'aide d'une sonde multiparamètres de type Turo T61 dans les forages et les piézomètres. A partir des résultats des diagraphies physico-chimiques, les forages et les piézomètres ont été choisis pour prélever des échantillons d'eau à différentes profondeurs représentant les eaux des différentes couches géologiques.

Pour étudier les interactions entre l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis et la source sulfatée Q6, un acquisateur de données de type Data Electronics a été installé dans la source Q6 (DATA ELECTRONICS 1992). De décembre 1997 à novembre 1998, cet acquisateur de données a mesuré en continu la température et la conductivité électrique de l'eau toutes les trois heures. Ces données ont été contrôlées par des mesures manuelles supplémentaires à l'aide d'un conductimètre-thermomètre.

3.1.2 Validation des analyses chimiques et isotopiques

Le traitement et la validation des données chimiques acquises lors de ce projet de recherche ont demandé un travail important, à cause de leur nombre élevé et de la qualité incertaine de quelques-unes d'entre elles. Pour ce qui concerne les analyses chimiques, la grande gamme de la concentration du sulfate dans les eaux (10 - 1800 mg/l) rend difficile l'analyse des anions par chromatographie ionique. Les paramètres analysés au cours de ce projet de recherche, ainsi que les appareils de mesure utilisés pour chaque paramètre sont indiqués dans l'annexe 8.

La validation des données a été réalisée à l'aide de plusieurs méthodes : balance ionique, échantillons à double et répétés entre les séries d'analyse. Si tous les cations et anions dissous dans une eau étaient analysés correctement, la somme des cations exprimée en milliéquivalents par litre serait quasiment identique à la somme des anions. Dans les cas où la balance ionique était plus élevée que 5 %, les paramètres douteux ont été réanalysés. Néanmoins, la balance ionique ne donne une information sur la qualité analytique que pour les espèces dominantes comme le calcium, le magnésium, le sulfate et le bicarbonate.

Pour échapper aux variations analytiques observées entre différentes séries d'analyse, les analyses des échantillons de référence ont été plusieurs fois répétées. Dans chaque série d'analyse, il y avait un échantillon de référence ou plusieurs sous un nom différent. Les résultats se trouvent dans le tableau 12. Il faut dire que l'analyse d'un échantillon de référence a été répétée seulement dans les premiers cinq mois après le prélèvement pour éviter une

modification de l'échantillon lors du stockage. Les échantillons de référence ont été stockés dans l'obscurité à 4 °C.

La comparaison des résultats des échantillons répétés montre la reproductibilité des analyses faites entre différentes séries. Une bonne reproductibilité est observée pour la dureté totale, le calcium, le magnésium, le sodium, le potassium et le chlorure, pour lesquels l'erreur d'analyse est inférieure à 4 %. La reproductibilité du sulfate et du strontium est un peu moins bonne. Les premières analyses du sulfate ont été mauvaises à cause de la concentration élevée qui a demandé des dilutions importantes (50 fois). Le laboratoire GEA de l'Université de Neuchâtel a perfectionné ses méthodes et depuis l'automne 1997, la reproductibilité du sulfate est bonne. Par contre, l'analyse du strontium a toujours été caractérisée par d'importantes variations de l'erreur d'analyse entre 2 et 10 %.

Enfin, pour un point d'échantillonnage, les valeurs de l'oxygène-18 et du deutérium se situent à l'intérieur de l'intervalle d'erreur d'analyse sauf pour le piézomètre P52 et le Rhône. L'intervalle de mesure de l'oxygène-18 du laboratoire HYDROISOTOP est de l'ordre de ± 0.15 ‰ et celui du deutérium de ± 1.5 ‰. L'erreur d'analyse du tritium de la Section de surveillance de la radioactivité à Fribourg consiste en un écart type environ, alors que celui du radon ^{222}Rn atteint deux écart types.

Tableau 12 : Concentration exprimée en mg/l et écart type des échantillons répétés dans les différentes séries d'analyse du laboratoire GEA (Inst. de géologie, Université de Neuchâtel).

Point d'eau	No	No série du labo.	Dureté totale (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Sr (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	Cl (mg/l)
Q2 (17.7.96)	1	917	1625	532.4	71.5	16.0	3.3	5.8	1560	4.6
	2	934	1632	541.2	67.9	15.4	3.2	6.3	1425	4.2
	3	940	-	-	-	16.3	3.1	7.2	1546	8.9
	4	949	-	-	-	16.2	3.3	6.1	1501	7.8
	écart type			-	-	-	0.4	0.1	0.6	61
Q6 (4.6.97)	1	961	1593	507.6	78.8	19.5	3.5	6.4	1438	6.1
	2	973	1608	510.0	81.0	18.4	3.1	6.7	1436	6.0
	3	988	1608	511.2	80.2	18.1	3.4	6.5	1420	6.0
	4	992	1584	505.2	78.0	20.9	3.5	6.1	1500	6.3
	écart type			12	2.7	1.4	1.3	0.2	0.2	35
P33 (21.4.98)	1	121	1458	451.2	80.2	21.1	3.6	6.0	1390	9.8
	2	132	1452	450.0	79.5	20.0	3.6	6.3	1364	9.6
	3	145	1449	447.6	80.2	20.5	3.8	6.1	1371	9.6
	4	150	1470	448.8	84.6	20.5	3.7	6.2	1385	9.4
	5	156	1467	450.0	83.1	20.5	3.8	6.3	1364	9.9
	écart type			9	1.4	2.2	0.4	0.1	0.1	12
Q6 (20.10.98)	1	161	1695	534.0	87.5	25.8	3.8	6.2	1571	7.1
	2	170	1701	530.4	91.1	25.9	4.0	7.1	1606	7.2
	3	175	1701	531.6	90.4	26.5	3.9	7.6	1612	7.0
	4	181	1692	532.8	87.5	26.4	3.9	7.5	1573	7.8
	5	209	1689	531.6	87.5	26.0	4.0	7.6	1599	7.1
	écart type			5	1.4	1.8	0.3	0.1	0.6	19

3.2 Distribution spatiale des paramètres physico-chimiques

3.2.1 Minéralisation des hautes eaux 1996

La figure 32 montre la distribution spatiale des valeurs en conductivité électrique à 25 °C sur les hautes eaux 1996. En général, la conductivité des eaux souterraines de l'aquifère alluvial du Rhône, se situant en amont du canal des Fermes, diminue d'environ 2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au pied du

versant sud à une valeur au-dessous de 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ proche du lit du Rhône. L'aquifère du Rhône est fortement alimenté au nord-est sur un front d'environ 700 m de largeur par l'eau peu minéralisée du Rhône (104 $\mu\text{S}/\text{cm}$), ainsi que par l'eau sulfatée au sud-est émergeant des roches évaporitiques du versant sud sur un front large d'environ 800 m. La partie centrale de l'aquifère alluvial du Rhône, qui se situe entre les deux zones de recharge, peut être considérée, à première vue, comme une zone de mélange.

Un maximum de la conductivité se trouve au sud des alluvions fluviales du Rhône dans les dépôts lacustres et marécageux, ainsi que dans les éboulis du versant sud.

Dans l'éboulement de Sierre, le long du bisse de Milljere (bisse Mill), les valeurs en conductivité sont plus faibles en comparaison des autres points de mesure, ce qui démontre l'influence du bisse sur la nappe souterraine à cet endroit. Finalement, la carte de conductivité indique la présence d'une troisième zone de recharge au sud-ouest avec des eaux venant des calcaires de Beaufort (figure 5).

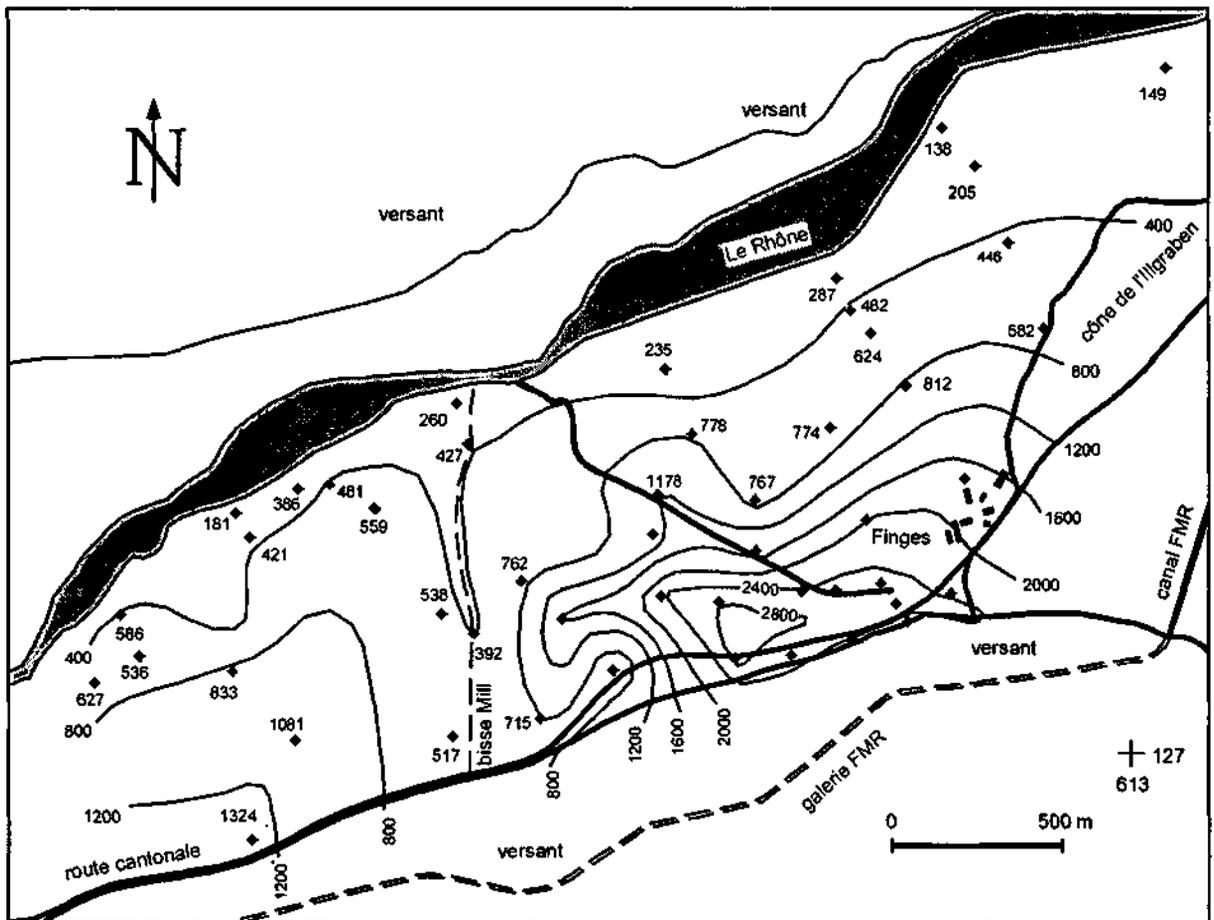


Figure 32 : Carte de conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$ à 25 °C) des hautes eaux observées le 8 août 1996.

3.2.2 Distribution générale des différents paramètres

Les espèces chimiques des hautes eaux 1996 ont été représentées graphiquement par rapport au sulfate dans la figure 33 (diagramme de concentration). Le calcium, le magnésium et le strontium montrent une bonne corrélation positive par rapport au sulfate. Ceci indique des mélanges entre une eau fortement sulfatée émergeant des roches triasiques du versant sud (anhydrite, gypse et calcaires) et une eau peu minéralisée infiltrée du Rhône.

Le rapport molaire Ca/SO_4 baisse au fur et à mesure de l'augmentation du sulfate de 4.7 (point de mesure P25) à 0.8 (forage SA-12). Le taux de calcium provenant de la dissolution de la calcite est plus important dans les eaux moins minéralisées de l'aquifère alluvial du Rhône, alors que dans les eaux plus sulfatées, le calcium provient presque exclusivement de la dissolution du gypse et de l'anhydrite. L'apport du calcium issu de la dissolution de l'anhydrite soluble entraîne une saturation rapide vis-à-vis de la calcite rendant la solution saturée envers ce minéral (effet d'un ion commun) et pouvant même provoquer sa précipitation. Ceci est confirmé par des simulations d'équilibre chimique au moyen du logiciel PHREEQC montrant une précipitation de la calcite et une dissolution de la dolomite et du gypse pour les eaux sulfatées. En général, l'indice de saturation en calcite est plus élevé que 0.0 sauf pour trois piézomètres se situant proche du lit du Rhône et pour une eau sulfatée, qui est alimentée par un bisse d'irrigation. L'eau du Rhône est sous-saturée pour tous les minéraux. L'indice de saturation en gypse augmente de -2.8 vers le Rhône à -0.04 pour les eaux sulfatées. Le pH mesuré sur le terrain varie entre 7.03 (P32-2) et 9.78 (P23). Pour les eaux souterraines de l'aquifère alluvial du Rhône avec un pH entre 7 et 8, la forme prédominante du carbone dissous est le bicarbonate (MATTHESS 1973). Par contre, pour les eaux au pH élevé de l'éboulement de Sierre (pH > 9), le carbone dissous est sous la forme du CO_3^{2-} . Globalement, le bicarbonate ne montre pas une bonne corrélation avec le sulfate mais reflète localement surtout les types de roche et d'eau.

Le diagramme du magnésium montre un type d'eau qui possède relativement de faibles concentrations en magnésium et d'importantes teneurs en sulfate et en calcium. Ce type d'eau représente surtout les forages de reconnaissance SA-9 à SA-13 situés le long de la route cantonale. D'une part, ces forages sont alimentés par l'eau sulfatée calcique provenant des roches évaporitiques du versant sud, d'autre part, ils coupent les dépôts du cône de l'Illgraben, ainsi que les éboulis du Gorwetschgrat et les dépôts lacustres et marécageux (figure 6).

Les concentrations en sodium, chlorure, bicarbonate et nitrate ne possèdent pas une bonne corrélation avec le sulfate. Les teneurs en sodium et en chlorure sont très faibles, parce qu'il y a très peu de roches contenant de la halite dans la zone du Bois de Finges. De plus, les valeurs en chlorure indiquent une contamination artificielle des eaux souterraines le long de la route cantonale en raison des travaux de salage en hiver. Dans la plaine alluviale du Rhône, le rapport molaire de Na/Cl augmente du Rhône de 0.8 à 5.3 à la source sulfatée Q6 au pied du versant sud. Dans la zone de la Ferme de Finges, le sodium est enrichi d'un facteur 3.2 (piézomètre P52) par rapport au chlorure. Le sodium est probablement enrichi dans cette zone par des engrais organiques et des engrais minéraux. Cette valeur élevée du sodium doit être mise en parallèle avec des maxima du potassium et du nitrate. Au centre de l'éboulement de Sierre, les eaux montrent des rapports molaires $\text{Na}/\text{Cl} < 1$.

Les teneurs en nitrate se situent généralement au-dessous de 5 mg/l sauf dans les zones avec une activité agricole intensive. Le piézomètre P52, le seul piézomètre du Bois de Finges avec des valeurs en nitrate >10 mg/l, se situe à 20 m en aval d'une étable, ce qui explique une teneur plus élevée en nitrate. Il faut dire que ces valeurs sont très basses pour une zone intensivement cultivée. L'eau souterraine de l'éboulement de Sierre est caractérisée par des concentrations en nitrate inférieures à 1 mg/l.

La silice dissoute dans les eaux de l'aquifère alluvial du Rhône varie entre 4 mg/l de SiO_2 le long du Rhône et 10 mg/l au pied du versant sud. La silice dissoute des eaux souterraines dans les dépôts graveleux provient plutôt de la dissociation des silicates que de la dissolution du quartz (DREVER 1982).

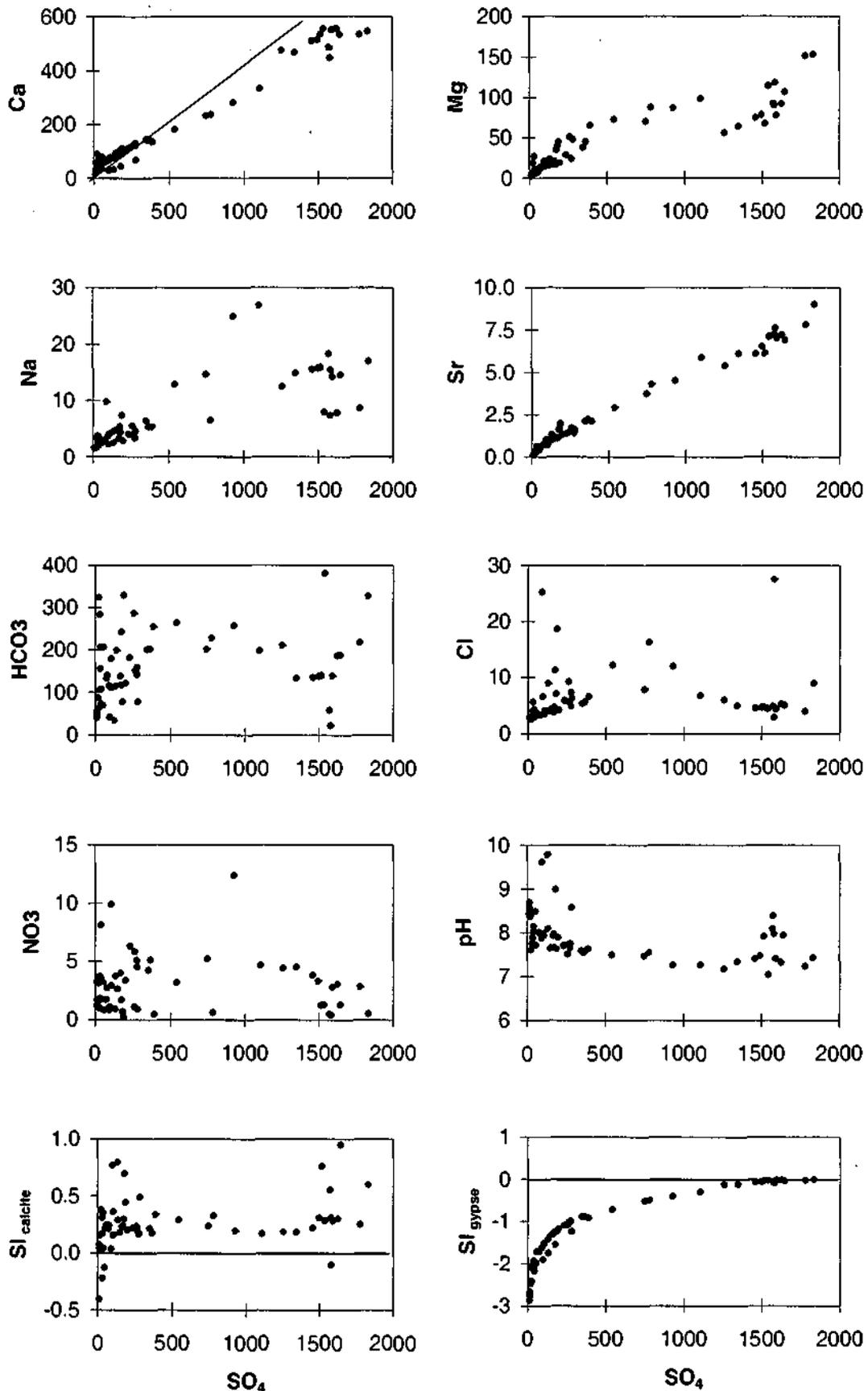


Figure 33 : Diagrammes de concentration en mg/l des espèces chimiques en période des hautes eaux 1996 (55 piézomètres et forages, 2 sources et le Rhône) et des indices de saturation en calcite et gypse présentés en fonction du sulfate (mg/l). La droite d'équivalence montre un rapport molaire $Ca/SO_4 = 1$.

3.2.3 Evolution spatiale des eaux le long de la coupe transversale N-S du site P11

La figure 34 représente graphiquement l'évolution spatiale des eaux le long de la coupe transversale B-B' du site du piézomètre P11 (figures 5 et 6). La minéralisation totale ainsi que le calcium et le sulfate augmentent du Rhône vers le versant sud reflétant les différents apports d'eau : l'eau peu minéralisée du Rhône et l'eau sulfatée du versant sud. Le magnésium, le sodium, le potassium, le strontium, le bicarbonate, le chlorure, le nitrate et le fluorure montrent une concentration maximale au site P11, où le pH et le potentiel redox (Eh) atteignent un minimum. Les valeurs importantes en magnésium et en bicarbonate indiquent probablement une dissolution de la dolomite à cet endroit. Une dissolution de la dolomite par de l'eau sulfatée induit, en général, une précipitation de la calcite qui provoque la baisse du pH (SIGG *et al.* 1992).

Entre les piézomètres P11 et P12, la nappe souterraine est caractérisée par un gradient important de la concentration du calcium et du sulfate, ainsi que du bicarbonate, du magnésium, du sodium et du potassium. Ces importants gradients de concentration favorisent pour ces espèces chimiques un flux de masse à cet endroit et représentent probablement la limite nord de la zone d'alimentation de l'eau sulfatée venant du versant sud.

3.2.4 Typologie des eaux

En comparant les résultats de la distribution spatiale des espèces physiques et chimiques avec la connaissance de la distribution spatiale des types de roches (figures 3 et 33), sept différents types d'eau ont été identifiés (SCHÜRCH & VUATAZ 1999). La typologie des différentes eaux, leurs caractéristiques chimiques et géologiques sont données dans le tableau 13. Chaque type chimique est représenté par un piézomètre sélectionné. De plus, les différents types d'eau sont graphiquement représentés dans la figure 35.

Tableau 13 : Types chimiques des eaux souterraines et du Rhône, total des ions dissous (TID), environnement géologique et indices de saturation de quelques minéraux sélectionnés calculés avec PHREEQC1. Piézomètres représentatifs pour chaque type chimique en période des hautes eaux (août 1996).

Echantillon	SA-8	P32-2	SA-12	P28	P27	P23	P56	Le Rhône
Type	Ca, Mg-SO ₄	Ca, Mg-SO ₄ , HCO ₃	Ca-SO ₄	Ca, Mg-SO ₄ , HCO ₃	Ca-HCO ₃	Mg, Ca-SO ₄	Ca, Mg-SO ₄ , HCO ₃	Ca, Mg-HCO ₃ , SO ₄
TID (mg/l)	2702	2607	2256	860	468	239	317	77
Δ TID (%)	1.1	2.5	0.5	-	-4.7	1.3	-	98.7
Lithologie	Anhydrite	Limon sableux	Anhydrite et limon	Sable argileux	Calcaire	Limon	Gravier sableux	Rivière
Unité géologique	N. des Pontis	Dépôts marécageux	-	Eboulement de Sierre	Eboulem. de Sierre	Eboulem. de Sierre	Alluvions du Rhône	Eau de surface
SI calcite	0.26	0.28	0.31	0.33	0.38	0.80	0.18	-0.41
SI aragonite	0.11	0.21	0.16	0.26	0.29	0.65	0.02	-0.57
SI dolomite	0.15	0.61	0.00	1.05	0.75	1.60	-0.31	-1.59
SI strontianite	-1.09	-1.06	-1.06	-0.94	-1.57	-0.03	-1.18	-2.03
SI gypse	-0.03	-0.04	-0.06	-0.92	-2.07	-1.76	-1.24	-2.87

Δ TID (%) = Coefficient de variation des valeurs en TID en période des basses eaux 1997 et des hautes eaux 1996 : [(BE97 - HE96) / HE96] * 100; SI = indice de saturation.

La classification utilisée est la suivante. Les ions possédant une proportion exprimée en meq/l supérieure à 20 % de la somme totale des cations, respectivement des anions, ont été classées par ordre de proportion décroissante (JÄCKLI 1970).

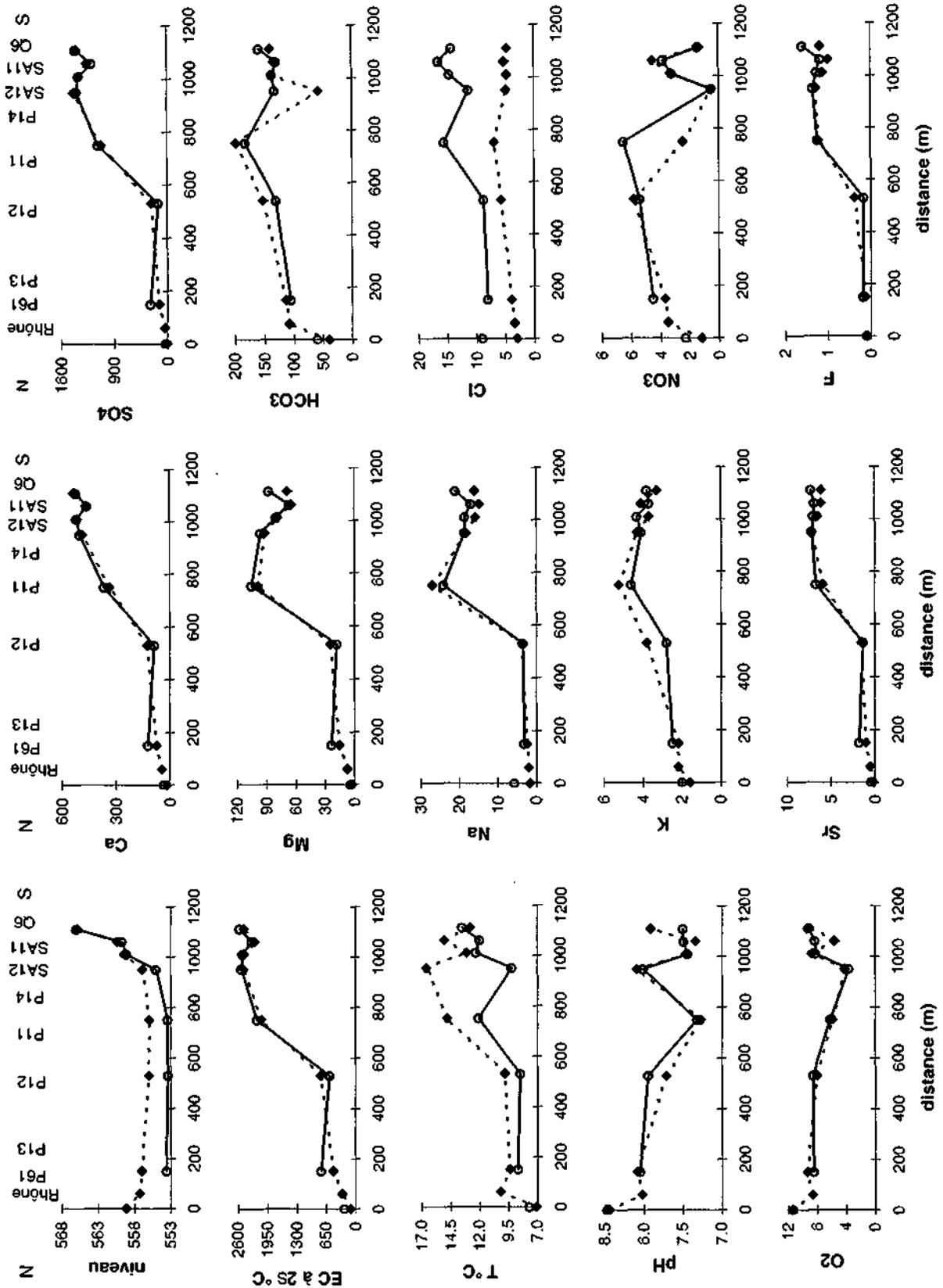


Figure 34 : Coupe hydrochimique N-S passant par le site du piézomètre P11 à travers la vallée du Rhône avec la position des mesures physico-chimiques par rapport à la distance du Rhône pour les hautes eaux 1996 (losanges) et les basses eaux 1997 (ronds). Les valeurs des espèces chimiques sont données en mg/l, tandis que la conductivité électrique (EC) est en $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les niveaux d'eau de la nappe souterraine sont indiqués en m s/mer.

Le Rhône du type Ca, Mg-HCO₃, SO₄ avec un TID de 77 mg/l recharge les alluvions fluviales du Rhône au nord-est. De plus, l'apport d'eau du Rhône, en diluant les eaux des alluvions fluviales, influence leur chimisme proche du lit du Rhône du type Ca, Mg-SO₄, HCO₃ avec un TID d'environ 300 mg/l (point de mesure P56). Le seul minéral à l'état de saturation ou de sursaturation dans l'eau des alluvions fluviales du Rhône est la calcite. Tous les autres minéraux dans l'aquifère sont plus ou moins sous-saturés. Dans les conditions chimiques (une eau riche en oxygène dissous, une nette sous-saturation par rapport au gypse) et hydrogéologiques observées (une perméabilité importante, une vitesse d'écoulement rapide), le sulfate peut être considéré comme un traceur naturel conservatif.

Les eaux sulfatées venant de l'aquifère triasique du versant sud (anhydrite, gypse, calcaires) sont du type d'eau Ca-SO₄ et Ca, Mg-SO₄ et possèdent un TID entre 2200 et 2700 mg/l (point de mesure SA-8). Ces eaux, dominées par le calcium et le sulfate, sont caractérisées par des indices de saturation en gypse et en calcite d'environ 0,0, respectivement de 0,3. La dissolution du gypse et de l'anhydrite est responsable de la minéralisation de ces eaux. La solubilité du gypse (2100 mg/l à 25 °C, LLOYD & HEATHCOTE 1985) est décroissante avec l'augmentation de la température de l'eau. Dans les séries évaporitiques, les carbonates, les sulfates et les chlorures sont associés et leurs solubilités interfèrent. Ainsi la solubilité du gypse et de l'anhydrite croît pour une faible quantité de NaCl (FREEZE & CHERRY 1979). Le magnésium est toujours présent dans ces eaux sulfatées en quantité importante (15 – 30 % de la somme des cations) et indique que les dolomites et les calcaires dolomitiques sont associés aux évaporites. La dissolution incongruente de la dolomite suivie par une précipitation de la calcite (effet d'ion commun) entraîne dans les eaux sulfatées une baisse de la concentration du calcium et une augmentation du magnésium et du sulfate (FREEZE & CHERRY 1979). Ceci explique les rapports molaires entre le calcium et le sulfate de 0,8 à 0,9. Les aquifères évaporitiques du Trias du Bassin rhodanien ont été étudiés spécifiquement par MANDIA (1993).

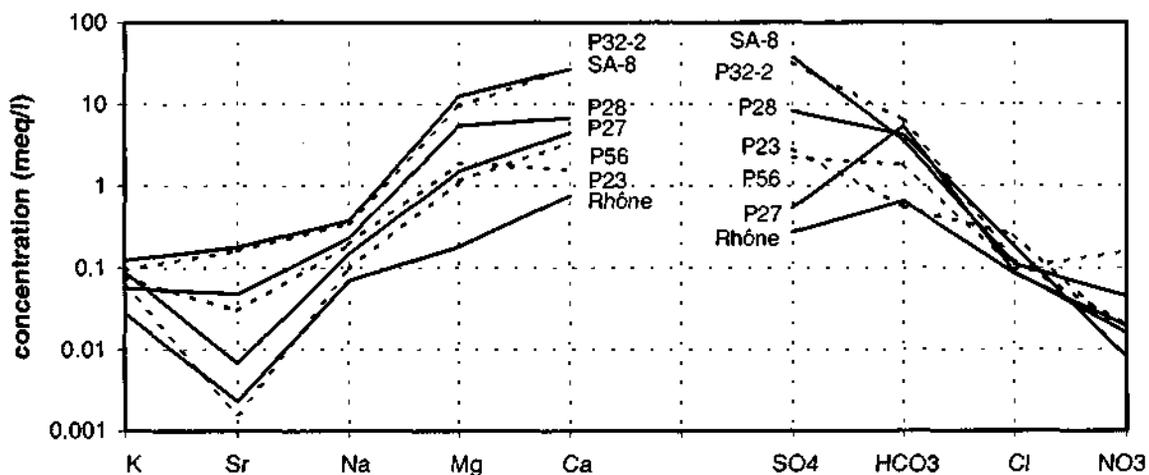
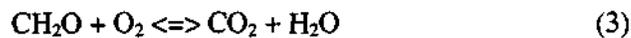


Figure 35 : Représentation graphique des différents types d'eau à l'aide d'un diagramme logarithmique. Les cations et les anions sont classés par ordre de concentration croissante, respectivement décroissantes. Les eaux du Bois de Finges sont surtout enrichies en calcium et en sulfate.

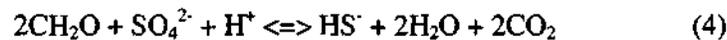
Le type d'eau Ca-SO₄ (piézomètre SA-12) contient les forages de reconnaissance SA-9 à SA-13, qui se situent dans les dépôts lacustres et marécageux, ainsi que dans les alluvions du cône de l'Illgraben et les éboulis du Gorwetschgrat (figure 6). Ce type d'eau est caractérisé par un appauvrissement en magnésium et ne peut pas être attribué à une seule unité géologique. En général, il s'agit de dépôts sablo-argileux qui sont fortement alimentés par l'eau sulfatée venant des roches évaporitiques du versant sud. L'appauvrissement en magnésium peut être expliqué par un échange ionique dans les dépôts sablo-argileux. Ceci pourrait aussi expliquer

l'enrichissement en sodium par rapport aux valeurs en chlorure observées (figure 35). En effet, selon INGEBRITSEN & SANFORD (1998), l'échange ionique est très important dans des formations argileuses, superficielles à basse température. L'indice de saturation en dolomite calculé pour une eau du forage SA-12 de 0.0 est nettement inférieur à celui de 0.15 des eaux du type Ca, Mg-SO₄ du forage SA-8.

Les eaux des dépôts lacustres et marécageux au pied du versant sud représentent un type d'eau Ca, Mg-SO₄, HCO₃ avec un TID d'environ 2500 mg/l et une odeur de H₂S (point de mesure P32-2). L'odeur de H₂S, la faible concentration de l'oxygène dissous (0.0 mg/l), le faible potentiel redox (-125 mV) et la couleur noire des eaux indiquent une réduction du sulfate par l'oxydation de la matière organique dans un milieu réduit. L'oxygène dissous, présent initialement dans l'eau de la recharge, est réduit par la matière organique selon l'équation suivante (APPELO & POSTMA 1993)



en abaissant le pH de 7.5 à 7.0. Quand le potentiel redox est suffisamment réduit, les espèces du soufre apparaissent par réduction du sulfate en présence des bactéries du type *Desulfovibrio*.



Dans les eaux d'un pH 7.3 à 7.5 des dépôts lacustres et marécageux, l'espèce du soufre est surtout présente sous la forme dissoute HS⁻. Le gaz H₂S, qui est présent en faible concentration, se mélange avec l'eau émergente. L'oxydation de la matière organique produit du CO_{2(aq)} qui permet alors de dissoudre la dolomite et la calcite.

Les eaux de l'éboulement de Sierre, qui est essentiellement composé par des dépôts de calcaires sableux et limoneux d'origine de l'Helvétique du versant nord, se différencient par la minéralisation totale, le bicarbonate, le pH et le Eh et dénotent l'hétérogénéité de la composition géologique. En général, on peut distinguer entre le type d'eau Ca, Mg-SO₄, HCO₃ (point P28) dans la partie sud-ouest et entre les lacs, le type d'eau Mg, Ca-SO₄ (point P23) à l'est et le type d'eau Ca-HCO₃ (point P27) à Milljere (figure 2). Le premier type d'eau Ca, Mg-SO₄, HCO₃ caractérise les eaux de l'éboulement de Sierre au sud-ouest, qui sont influencées par un apport d'eau venant des calcaires de Beauregard du versant sud. Cet apport d'eau venant des calcaires de Beauregard existe surtout en période de fonte des neiges et des averses hivernales. Le deuxième type d'eau Mg, Ca-SO₄ caractérise les eaux souterraines des dépressions entre les collines de l'éboulement. Ces dépressions contiennent souvent des dépôts peu perméables des anciens lacs. Le chimisme de ces eaux (pH entre 8 et 10, Eh et oxygène dissous faibles) suggère un système fermé calcite - eau - dioxyde de carbone. Le temps de séjour élevé de l'eau favorise la consommation du CO₂ par la dissolution de la calcite et de la dolomite. L'indice de saturation en calcite est très élevé (tableau 13). C'est le seul type d'eau du Bois de Finges, où la concentration en magnésium est plus importante que celle du calcium. La présence des dépôts peu perméables et enrichis en calcium peut créer des surfaces d'échange anionique sous les conditions d'un pH relativement élevé (PUCCI 1999). Les valeurs élevées du pH favorisent la formation de surfaces avec une charge positive qui provoque un retardement des ions négatifs du sulfate. Le troisième type d'eau Ca-HCO₃ issu d'un aquifère calcaire a été seulement retrouvé à Milljere au piézomètre P27.

3.2.5 Différences temporelles de la minéralisation entre les basses eaux et les hautes eaux

La distribution spatiale de la conductivité et donc de la minéralisation totale des espèces dissoutes a été synthétisée pour les campagnes de mesure en août 1996 (figure 32) et mars 1997. La figure 36 représente la carte des variations spatio-temporelles de la conductivité électrique en pourcentage de la différence des valeurs de conductivité des basses eaux 1997 moins celles des

hautes eaux 1996 par rapport aux valeurs des hautes eaux 1996 $[(BE97 - HE96)/HE96]*100$.

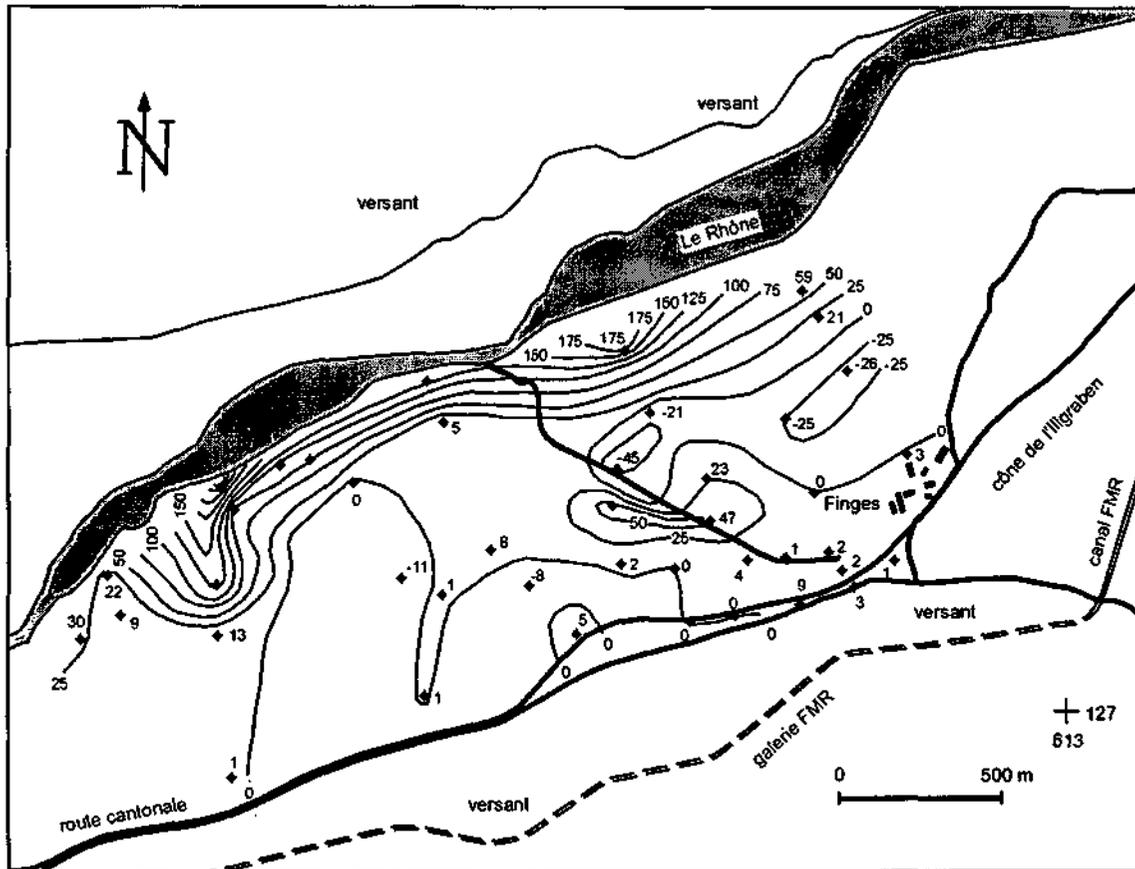


Figure 36 : Carte des variations spatio-temporelles de la conductivité électrique exprimées en pourcentage. Différence des valeurs de conductivité des basses eaux 1997 moins celles des hautes eaux 1996 par rapport aux valeurs des hautes eaux 1996 $[(BE97 - HE96)/HE96]*100$.

Pour les eaux souterraines de l'aquifère alluvial du Rhône, dominées par le calcium, le sulfate et le bicarbonate, la minéralisation totale est plus importante en période de basses eaux. L'amplitude des variations saisonnières 1996-97 de la minéralisation des eaux de la nappe peut varier de 20 à 150 % d'un piézomètre à l'autre le long du Rhône. A titre de comparaison, l'amplitude de variation des eaux du Rhône atteint 135 % pour la même période.

La différence de la minéralisation entre hautes et basses eaux diminue avec la distance du Rhône pour s'inverser aux piézomètres P53, P12, P16 et P20. Ces quatre piézomètres caractérisent une bande étroite (environ 100 m de large) le long de l'axe de la vallée qui sépare la zone fortement liée à l'apport souterrain du Rhône au nord-est, de la zone d'exutoire des eaux sulfatées au sud. Les eaux de cette bande étroite au centre des alluvions du Rhône montrent un comportement chimique complètement inverse, avec une minéralisation plus forte en hautes eaux 1996 (TID = 583 mg/l au P12) qu'en basses eaux 1997 (403 mg/l). Cette bande étroite a aussi été détectée par des méthodes géophysiques de surface (MONNET 2000). A cet endroit, la carte de traînée électrique met en évidence un corps anormal de faible résistivité (100 Ohm.m) et, par conséquent, cette bande étroite peut être considérée comme un bras mort fossile du Rhône comblé par des sédiments argilo-sableux.

La partie sud de la plaine alluviale du Rhône (P52, P11, P33, P19) se caractérise par une minéralisation plus élevée en période de basses eaux. La différence (Δ) des valeurs mesurées entre hautes eaux et basses eaux montre un maximum au piézomètre P33 ($\Delta = 606$ mg/l) et au P19 ($\Delta = 674$ mg/l). Ces importantes variations chimiques saisonnières sont confirmées par des analyses antérieures des années 1992 à 1995 (MAMIN 1996). Ces deux piézomètres montrent un régime souterrain à l'équilibre avec une eau saturée ou sursaturée en gypse et en calcite en hiver

et en équilibre avec une eau peu minéralisée en été (cf. Chapitre II.3.5.7).

Pour les eaux du type Ca-SO₄ au pied du versant sud (forage SA-12), l'interprétation des analyses chimiques n'a démontré qu'une faible différence de la minéralisation entre hautes eaux et basses eaux.

Les eaux des dépôts de l'éboulement de Sierre ne montrent que de faibles variations chimiques entre les hautes eaux 1996 et les basses eaux 1997.

3.2.6 Commentaires

De nombreux forages, piézomètres, sources, canaux et le Rhône sont disponibles pour l'observation des eaux. Ce réseau d'observation dense a bien permis d'étudier la distribution spatiale des différents paramètres physico-chimiques sur les hautes eaux 1996 et les basses eaux 1997. Le traitement des données physiques et chimiques a mis en évidence trois zones de recharge de la nappe souterraine : l'eau peu minéralisée infiltrée du Rhône au nord-est; l'eau sulfatée émergeant des roches évaporitiques (anhydrite et gypse) du versant au sud-est et finalement l'eau moyennement minéralisée venant des calcaires de Beauregard au sud-ouest. Sur le plan horizontal, la minéralisation des eaux souterraines augmente du Rhône vers le versant sud et présente des zones parallèles au fleuve.

La nature chimique et la concentration des eaux souterraines dépendent, en partie, des propriétés des eaux de recharge, mais surtout des processus physico-chimiques qui ont lieu dans l'aquifère (PHILLIPS 1991). Ces processus augmentent ou diminuent la concentration des substances dissoutes dans l'eau, le long de son cheminement souterrain. La concentration des espèces chimiques varie avec les propriétés physico-chimiques des roches et du gisement, avec la température et les propriétés chimiques de l'eau, ainsi qu'avec la vitesse d'écoulement et les influences anthropogènes (cf. Chapitre II.4).

Malgré, que la région du Bois de Finges soit soumise à de nombreuses contraintes environnementales telles que des activités industrielles et agricoles, des sites de décharge et une route cantonale, les concentrations du nitrate, du potassium, du sodium et du chlorure se situent en dessous des normes de qualité d'eau potable.

3.3 Diagraphies physico-chimiques

3.3.1 Introduction

D'un diamètre de 5 cm, la sonde multiparamètres de type Turo T61 permet d'effectuer dans les forages des mesures simultanées de la conductivité électrique, température, oxygène dissous, pH, Eh et turbidité, qui sont enregistrées par un acqui-siteur automatique de données (TURO TECHNOLOGY 1996). L'acquisition simultanée de six paramètres permet d'éviter les phénomènes de mélange, induits par l'utilisation successive de plusieurs sondes et les phénomènes de dérive des électrodes. L'unité de mesure de la turbidité correspond à des NTU (= nephelometric turbidity units). Les mesures physico-chimiques ont été réalisées tous les 50 cm afin d'obtenir une assez bonne résolution verticale dans chaque piézomètre du site P11, ainsi que dans les piézomètres P12, P52 et SA-12 (figure 2). Les diagraphies physico-chimiques ont été effectuées avec ou sans pompage à l'aide d'une pompe aspirante. Pour chaque log, des mesures comparatives entre la sonde Turo et des sondes de conductivité, d'oxygène dissous et de pH ont été exécutées en surface dans un échantillon de 10 l (CASACCI 1997). Le coefficient de régression, obtenu en comparant les données de la sonde Turo avec ceux de la sonde de conductivité, est égal à $R^2=0.9997$. Les résultats des mesures effectuées au fond des piézomètres

et ceux enregistrés au niveau des zones non crépinées sont à considérer avec précaution, car ils peuvent ne pas être représentatifs de l'eau de l'aquifère.

3.3.2 Forages du site P11

Des diagraphies physico-chimiques des cinq forages du site P11 (P11, P11a, P11b, P11c et P11d), exécutées sans pompage, ont été réalisées pour obtenir une bonne résolution verticale et spatiale.

Les diagraphies physico-chimiques du forage P11a (figure 37) mettent nettement en évidence la limite entre les alluvions fluviales du Rhône et les alluvions du cône de l'Ilgraben à 15 m de profondeur. Cette limite est matérialisée par une importante variation des différents paramètres à cette cote. Les alluvions fluviales du Rhône renferment une eau de conductivité importante (1950 $\mu\text{S}/\text{cm}$), de $\text{pH} = 7.40$ tandis que les alluvions du cône de l'Ilgraben contiennent une eau très pauvre en oxygène, de conductivité plus forte (2300 $\mu\text{S}/\text{cm}$), d'un pH plus élevé ($\text{pH} = 7.58$) et soumise à des conditions réductrices ($\text{Eh} = -100$ mV). Par conséquent, un front redox se situe à 15 m de profondeur. Des fronts redox ont été étudiés par CÉDRA (1993). Une autre limite s'individualise à partir de 26 m de profondeur, reflétant l'influence des dépôts lacustres et marécageux, dans lesquels l'oxygène dissous et le potentiel redox atteignent un minimum, alors que la conductivité arrive à son maximum.

L'évolution verticale de la conductivité et du pH indiquent un apport d'eau souterraine à la base des alluvions du cône de l'Ilgraben entre 25 et 26 m de profondeur. Cet apport amène une eau d'une conductivité moins forte (environ 2150 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et d'un pH plus faible ($\text{pH} = 7.47$) que les eaux des alluvions de l'Ilgraben. Cet apport d'eau a été quantifié par des mesures géophysiques à l'aide d'un débitmètre thermique (MONNET 2000) et atteint un débit de 2 à 3 l/min.

Les profils obtenus pour les forages P11, P11b, P11c et P11d se superposent entre eux et à celui du P11a pour des profondeurs identiques.

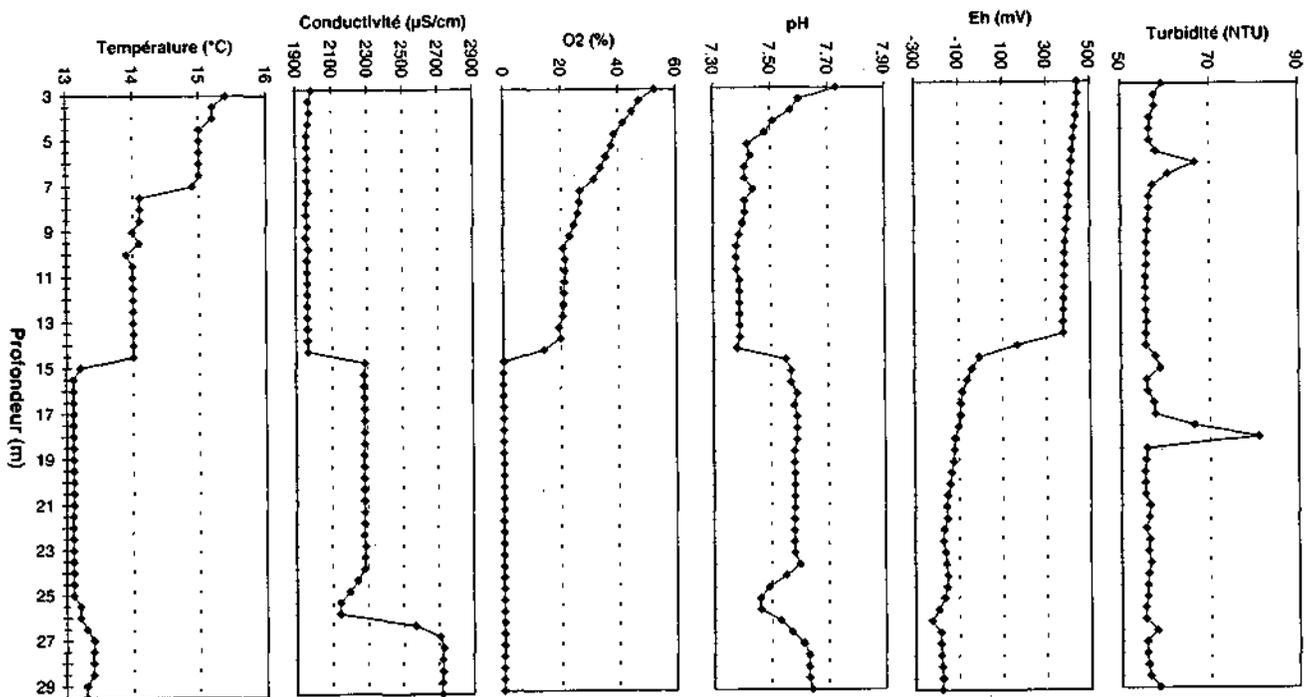


Figure 37 : Diagraphies physico-chimiques dans le forage P11a effectuées au repos le 3 octobre 1997 (d'après CASACCI 1997).

3.3.3 Forage P12

De juillet à novembre 1997, trois diagraphies ont été réalisées tous les deux mois dans le forage P12 sans pompage. Ces mesures permettent d'observer des variations temporelles des paramètres physico-chimiques en fonction de la profondeur. Les diagraphies physico-chimiques mettent en évidence une limite hydrochimique à 14 m de profondeur à l'intérieur des alluvions fluviales du Rhône (figure 38).

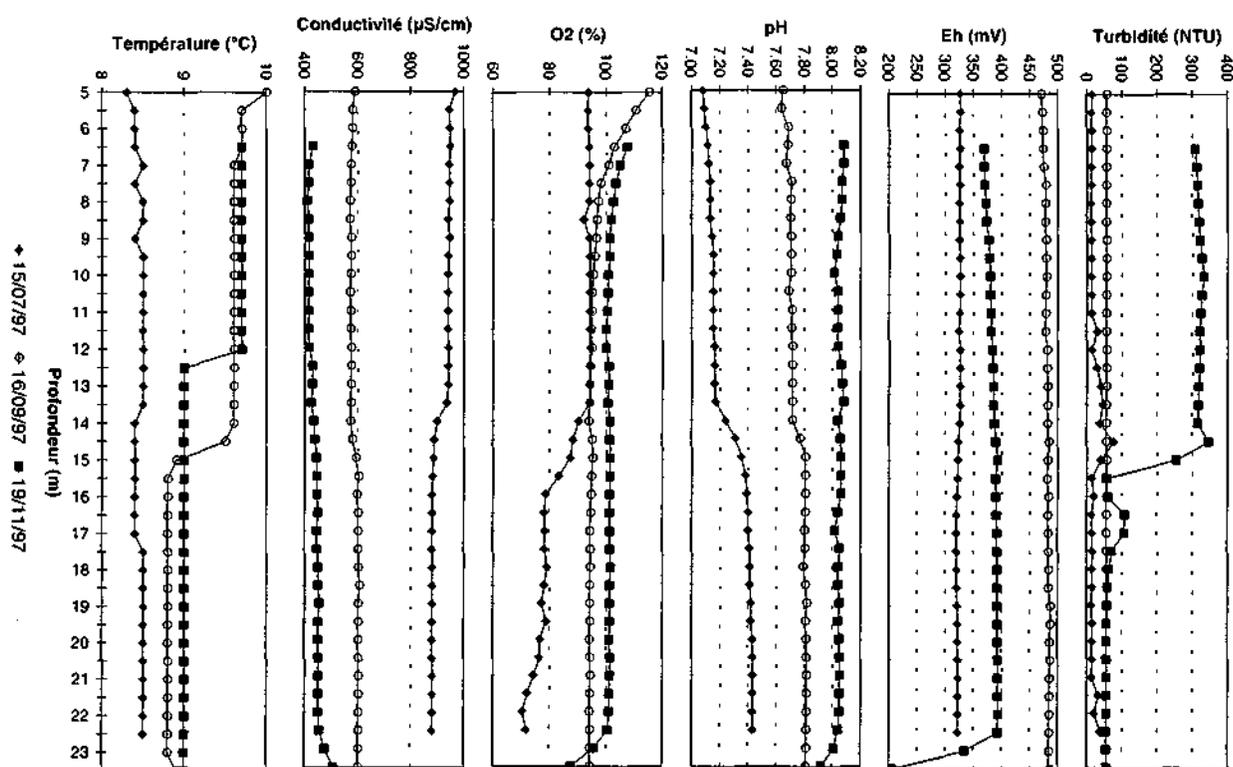


Figure 38 : Trois diagraphies physico-chimiques du forage P12 effectuées au repos en juillet, septembre et novembre 1997.

Les formations lithologiques du forage P12, constituées des graviers grossiers sablo-limoneux avec des galets d'un diamètre compris entre 5 et 10 cm, ne se distinguent à partir de 14 m de profondeur que par une augmentation de la teneur en argile (BERTHOD 1994). Les mesures de perméabilité indiquent une valeur plus importante dans les alluvions fluviales supérieures ($2.5 * 10^{-3}$ m/s) que dans les alluvions inférieures ($1.2 * 10^{-4}$ m/s).

En juillet, une eau moyennement minéralisée (environ 950 μ S/cm) et riche en oxygène surmonte une eau moins minéralisée, moins riche en oxygène dissous, mais de pH plus élevé. Les diagraphies effectuées deux mois, respectivement quatre mois plus tard, confirment cette limite hydrochimique à 14 m de profondeur. Par contre, la minéralisation totale des eaux du P12, diminuant de juillet à novembre 1997, montre une répartition verticale inverse pour les deux dernières diagraphies (figure 38). En septembre et novembre, une eau moins minéralisée et de température plus élevée (environ 9.6 °C) surmonte une eau plus minéralisée et plus froide (8.7 °C).

L'évolution temporelle différente des eaux des deux formations lithologiques voisines à 14 m de profondeur s'explique par la variation de perméabilité avec la profondeur, donc par des vitesses différentes d'écoulement souterrain. Les eaux infiltrées du Rhône au nord-est circulent plus vite dans la formation supérieure d'une perméabilité élevée par rapport à celle de la formation inférieure. La dilution des eaux inférieures est donc retardée en période de crue du Rhône par

rapport aux eaux supérieures. Mais en période d'étiage du Rhône, les eaux des alluvions supérieures et inférieures s'équilibrent.

Lors de la campagne de mesure en juillet 1997, la diagraphie physico-chimique a été répétée au cours d'un pompage avec un débit moyen de 40 l/min, qui a permis de mettre en évidence les variations entre les mesures effectuées au repos et celles en cours de pompage (figure 39). En effet, la limite hydrochimique, bien marquée sur les profils du pH et de la conductivité, apparaît quelques mètres plus haute en condition de pompage.

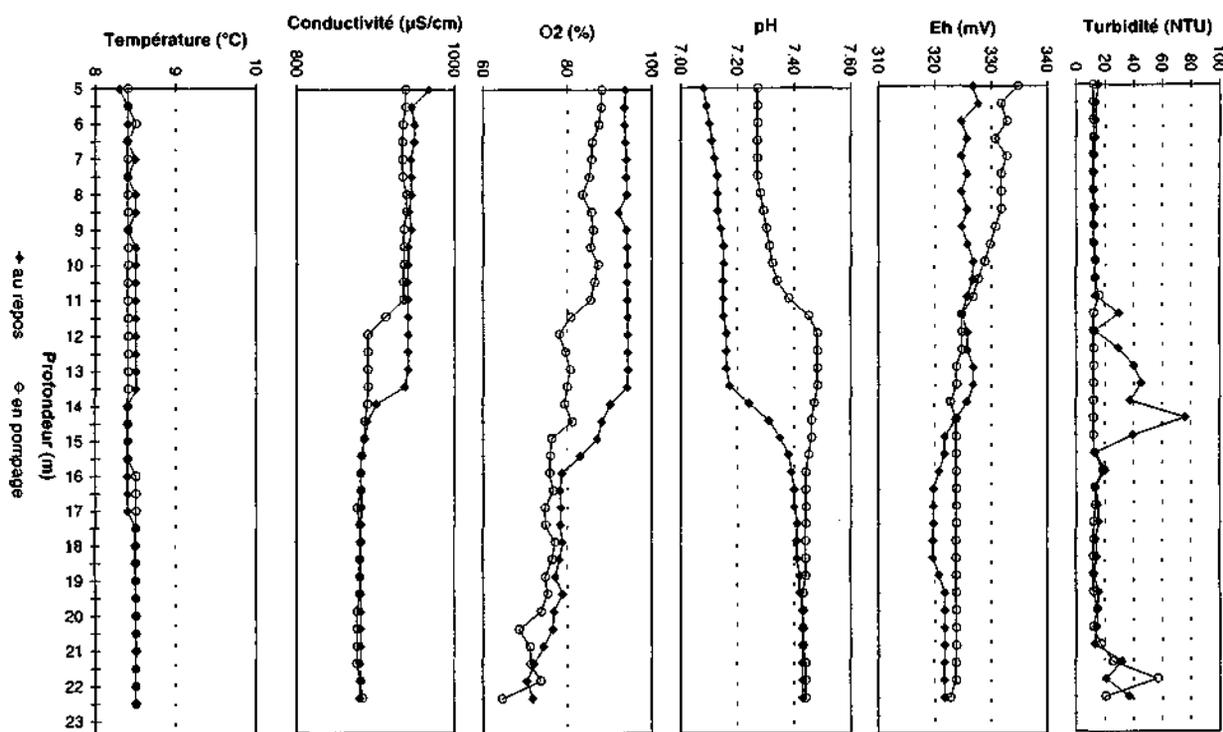


Figure 39 : Diagraphies physico-chimiques dans le forage P12 effectuées au repos et en cours de pompage avec un débit d'environ 40 l/min (juillet 1997).

3.3.4 Autres forages

Le forage SA-12, se situant au sud-est, au pied du versant sud, recoupe de haut en bas les couches lithologiques suivantes (figure 6) : terre végétale (0.55 m), dépôts lacustres et marécageux supérieurs (1.95 m), éboulis (1.30 m), cône supérieur de l'Ilgraben (10.80 m) et finalement cône inférieur de l'Ilgraben (5.40 m). La crépine du SA-12 se trouve presque uniquement dans les dépôts du cône de l'Ilgraben entre 4 et 20 m de profondeur (annexe 2). Les diagraphies physico-chimiques indiquent nettement une limite entre les alluvions du cône supérieur de l'Ilgraben et ceux du cône inférieur de l'Ilgraben à 15 m de profondeur. Cette limite est matérialisée par une diminution de l'oxygène dissous, du pH et du Eh (figure 40). Les dépôts sablo-argileux du cône supérieur de l'Ilgraben renferment une eau de conductivité élevée (>2500 μS/cm) et de pH faible (pH < 7.0). La conductivité est plus forte (environ 2700 μS/cm) dans le cône inférieur de l'Ilgraben, alors que la température est de 2.5 °C plus faible. Cette importante variation de température au repos n'est pas définitivement explicable par les données acquises. Elle peut être due à une recharge d'eau froide en hiver ou à une erreur de mesure. Par contre, une augmentation de la température de 0.3 °C et du potentiel redox, ainsi qu'une diminution du pH ont été retrouvées dans les eaux du cône inférieur de l'Ilgraben au cours du pompage.

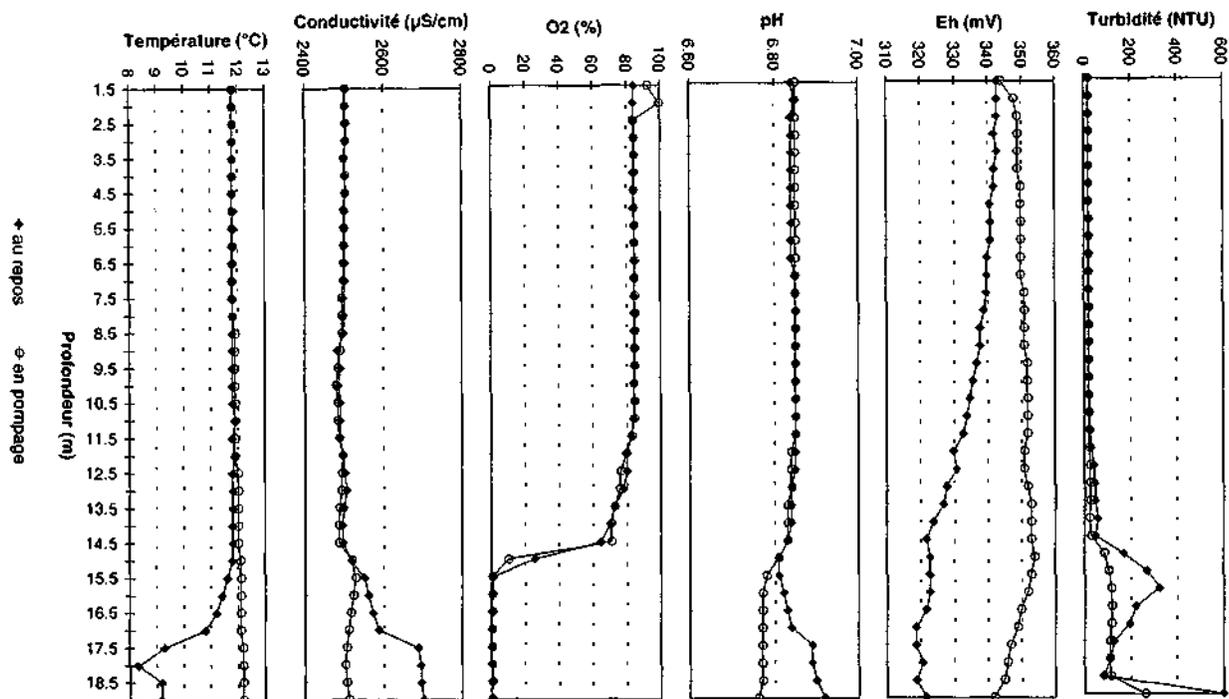


Figure 40 : Diagraphies physico-chimiques dans le forage SA-12 effectuées au repos et en cours de pompage avec un débit d'environ 60 l/min (juillet 1997).

La figure 41 montre les diagraphies physico-chimiques réalisées dans le piézomètre P52. Malheureusement, aucun profil lithologique de ce piézomètre n'a été retrouvé dans les rapports antérieurs. Ce piézomètre se situe à la Ferme de Finges, où les dépôts du cône de l'Ilgraben plongent sous les alluvions fluviales du Rhône. L'évolution verticale des différents paramètres physico-chimiques met en évidence une limite à 6.50 m de profondeur entre une eau de conductivité élevée (environ 1700 μS/cm) et riche en oxygène dissous (> 80 %), située au-dessus d'une eau d'une conductivité plus forte (1900 μS/cm) et moins riche en oxygène dissous (< 70 %). Au cours du pompage, la température diminue fortement dans la partie supérieure, reflétant probablement une recharge du piézomètre par les eaux plus froides qui circulent dans les alluvions fluviales du Rhône.

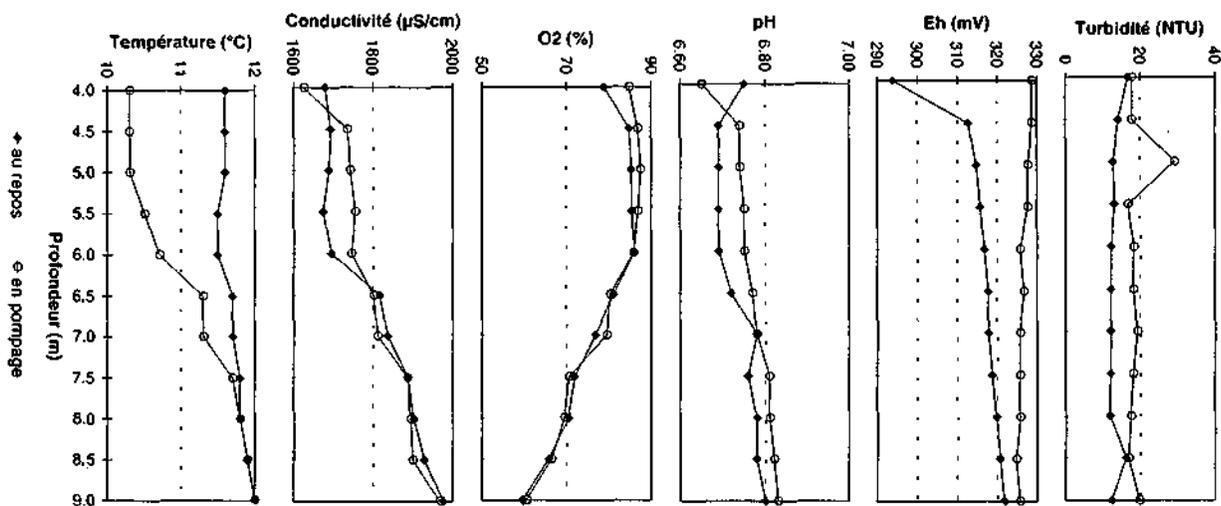


Figure 41 : Diagraphies physico-chimiques dans le piézomètre P52 effectuées au repos et en cours de pompage avec un débit d'environ 60 l/min (juillet 1997).

3.3.5 Commentaires

Les diagraphies physico-chimiques exécutées à l'aide d'une sonde multiparamètres ont permis d'étudier l'évolution verticale des différents indicateurs (température, conductivité électrique, oxygène dissous, pH, potentiel redox et turbidité) et de localiser la position des couches lithologiques correspondantes. Les mesures effectuées au repos peuvent être considérées comme représentant un équilibre avec les minéraux de l'environnement. Par contre, les diagraphies réalisées en cours de pompage permettent surtout de déterminer les zones de recharge.

3.4 Prélèvements d'eau à différentes profondeurs

3.4.1 Généralités

Pour étudier l'évolution verticale du chimisme des eaux souterraines, des échantillons d'eau ont été prélevés à différentes profondeurs dans les forages P11a, P52 et P22. Ces trois forages ont été choisis à partir des résultats obtenus par les diagraphies physico-chimiques. Les critères principaux du choix ont été la présence des importantes variations spatio-temporelles, ainsi que la position géographique et géologique du forage. L'évolution verticale des paramètres chimiques des eaux suit en général l'évolution de la lithologie avec la profondeur et ses conditions hydrogéochimiques.

3.4.2 Evolution verticale des eaux dans le forage P11a

En novembre 1997, un mois après la campagne de forage, six échantillons d'eau ont été prélevés dans le forage P11a à différentes profondeurs : 8, 12, 16, 19.5, 24 et 28.5 m. Le prélèvement d'eau a eu lieu après une période de repos de deux jours à la fin du premier essai de traçage au site P11 (cf. Chapitre II.2.6). Les analyses chimiques de ces six échantillons d'eau (figure 42) se corrélaient aux résultats des diagraphies effectuées avec la sonde multiparamètres pour des profondeurs identiques (cf. Chapitre II.3.3.2).

Les limites, d'une part, entre les alluvions fluviales du Rhône et les alluvions du cône de l'Illgraben à 15 m de profondeur et, d'autre part, entre le cône de l'Illgraben et les dépôts lacustres et marécageux à 26 m se concrétisent par une variation significative des teneurs en calcium, sulfate, bicarbonate, chlorure, nitrate, fer et silice. La concentration des ions dominants calcium et sulfate, ainsi que du bicarbonate et de la silice augmente en fonction de l'évolution de la lithologie avec la profondeur (figure 42). Par contre, le nitrate diminue vers le fond du forage et possède une bonne corrélation avec l'oxygène dissous et le Eh, indiquant la présence d'un milieu réduit dans les alluvions du cône de l'Illgraben et dans les dépôts lacustres et marécageux.

Le magnésium atteint avec une concentration importante (100 mg/l) 30 % de la somme des cations. Il montre une tendance décroissante des valeurs entre la surface de la nappe et la base des alluvions du cône de l'Illgraben pour augmenter de nouveau dans les eaux des dépôts lacustres et marécageux. Les concentrations en magnésium, calcium (65 % des cations), sulfate (85 % des anions) et bicarbonate démontrent que l'origine chimique des eaux du forage P11a provient de la dissolution de l'anhydrite, du gypse et de la dolomie. Le strontium, originaire des roches évaporitiques du versant sud, reflète également les variations verticales du calcium et du sulfate.

Les eaux souterraines possèdent des teneurs constantes en sodium et en potassium sur toute la longueur du forage P11a, probablement à cause de l'échange ionique avec les sédiments qui tend à égaliser les concentrations. Le rapport molaire entre le sodium et le chlorure se situe entre 3 et 4.

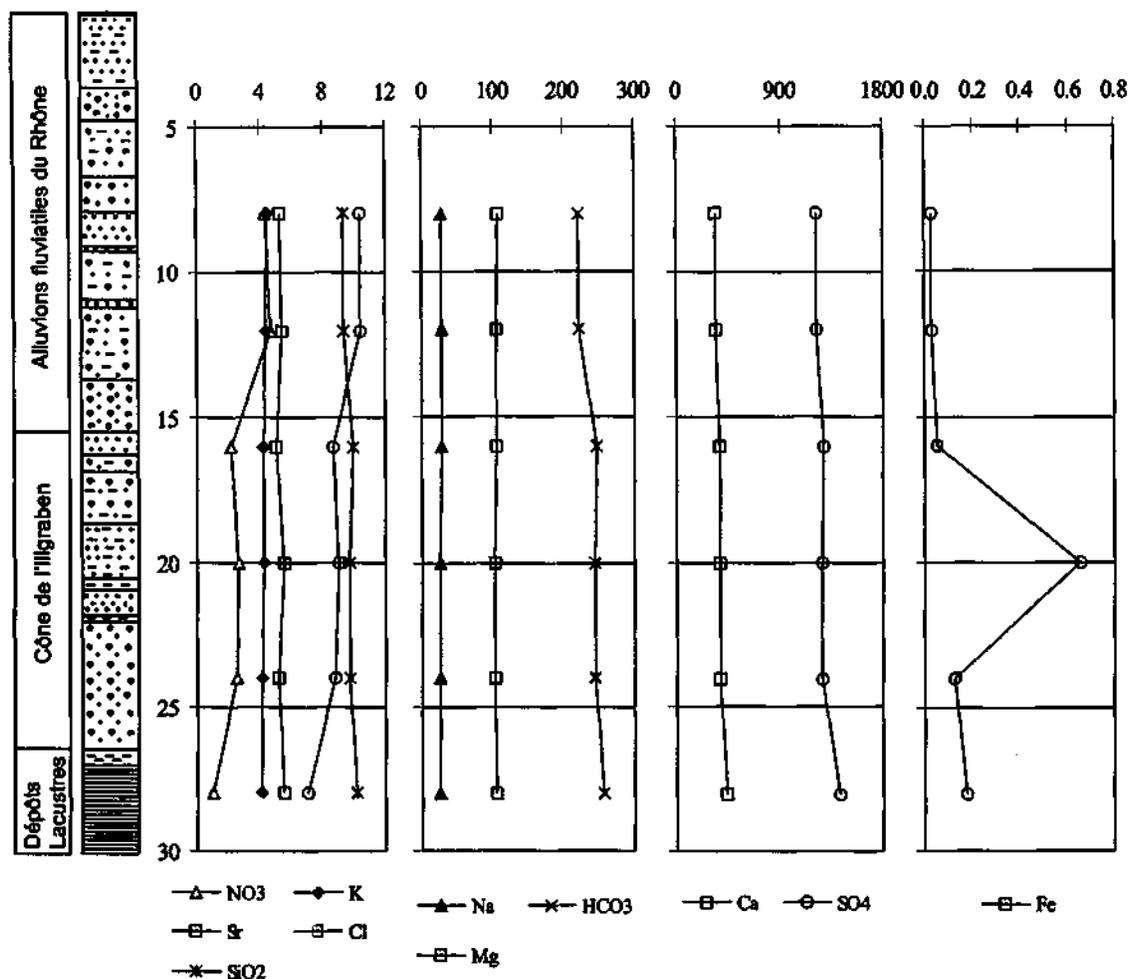


Figure 42 : Profil lithologique et évolution verticale des principales espèces chimiques (mg/l) des six échantillons d'eau du forage P1a prélevés le 20 novembre 1997.

Dans le milieu oxydé des alluvions fluviales du Rhône ($E_h = 450$ mV), la concentration en fer total n'est que 0.03 mg/l. Par contre, dans le milieu réduit des alluvions du cône de l'Ilgraben ($E_h = -50$ mV) et des dépôts lacustres et marécageux ($E_h = -100$ mV), la concentration en fer atteint environ 0.15 mg/l, avec un maximum de 0.66 mg/l dans les sables quartzitiques brunâtres entre 18.4 et 20.5 m de profondeur. Dans ces sables quartzitiques, le Fe(III) est réduit en Fe(II) plus soluble (DREVER 1982).

3.4.3 Evolution verticale des eaux dans le piézomètre P52

Quatre échantillons d'eau ont été prélevés en août 1998 dans le piézomètre P52 à différentes profondeurs. Ce piézomètre est crépiné entre 2 et 9 m. Les analyses chimiques de ces quatre échantillons (figure 43) se corrélaient aux résultats des diagraphies effectuées à l'aide de la sonde multiparamètres pour des profondeurs identiques (cf. Chapitre II.3.3.4).

L'évolution verticale des différents paramètres physico-chimiques met en évidence une limite entre les alluvions fluviales du Rhône en haut et les alluvions du cône de l'Ilgraben à environ 6.50 m de profondeur (figure 43). La concentration des ions dominants calcium et sulfate, ainsi que le magnésium augmente en fonction de l'évolution de la lithologie avec la profondeur. Par contre, le bicarbonate diminue vers le fond du piézomètre, comme d'ailleurs l'oxygène dissous, le nitrate et le chlorure. Finalement, le strontium, le potassium et le sodium ne montrent que de faibles variations verticales. L'évolution verticale des ions dominants reflète les deux différentes couches d'eau souterraine présentes à cet endroit. Les alluvions fluviales du Rhône, qui sont

non saturées en période de basses eaux au niveau du piézomètre P52, contiennent une eau provenant du Rhône. Cette eau infiltrée du Rhône est moins minéralisée et plus oxygénée par rapport à celle contenue dans les alluvions du cône de l'Illgraben (cf. Chapitre II.3.3.4). L'eau sulfatée des alluvions du cône de l'Illgraben provient des roches évaporitiques (anhydrite, gypse) du versant sud.

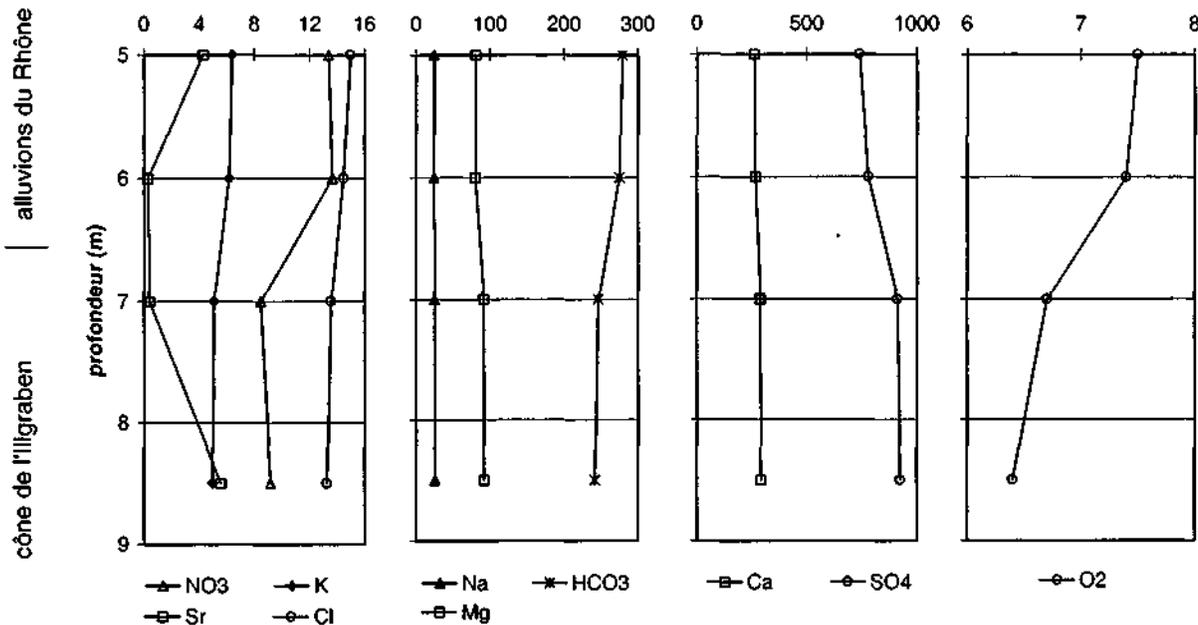


Figure 43 : Evolution verticale des paramètres chimiques et de l'oxygène dissous (mg/l) des quatre échantillons d'eau du piézomètre P52 prélevés en août 1998.

3.4.4 Evolution verticale des eaux dans le piézomètre P22

Le piézomètre P22 se situe sur une colline entre les lacs de l'éboulement de Sierre. Il est crépiné de 2 à 12 m de profondeur. Aucun profil géologique de ce piézomètre n'a été retrouvé dans les rapports antérieurs. Ce piézomètre a été choisi pour étudier l'évolution verticale des paramètres physico-chimiques en raison de sa localisation, des observations faites par les diagraphies géophysiques (MONNET 2000) et des importantes fluctuations saisonnières de sa minéralisation totale. Les échantillons d'eau ont été prélevés à différentes profondeurs dans le piézomètre P22 pour quantifier les types d'eau en période des hautes eaux 1998 et des basses eaux 1999.

En période de hautes eaux, une limite chimique a été détectée à environ 10.5 m de profondeur. La partie inférieure du forage P22 se distingue de la partie supérieure par des concentrations plus élevées en calcium, magnésium, strontium et sulfate (figure 44). Par contre, l'oxygène dissous, le chlorure, le pH et le Eh diminuent avec la profondeur. Les concentrations en bicarbonate, potassium et sodium ne varient pas sur toute la colonne d'eau. Quant à la concentration en nitrate, elle se situe en dessous de la limite de détection.

Par contre, l'évolution verticale des paramètres physico-chimiques mesurée en période des basses eaux 1999 ne montre pas cette limite hydrochimique à 10.5 m. Tous les paramètres mesurés ne varient que faiblement sur toute la colonne d'eau. En mars 1999, les eaux sont plus riches en sulfate, calcium, magnésium, chlorure, strontium et oxygène dissous, alors qu'elles possèdent une concentration en bicarbonate et en sodium plus faible. La température s'abaisse de 1 °C à 8.4 °C (annexe 8). La concentration en potassium ne varie pas entre les mesures réalisées sur les hautes eaux 1998 et celles sur les basses eaux 1999.

Les résultats des paramètres physico-chimiques ont été comparés avec ceux acquis par des diagraphies géophysiques. Les mesures géophysiques effectuées en mai 1997 indiquent une chute de résistivité et une augmentation de la porosité avec la profondeur (MONNET 2000).

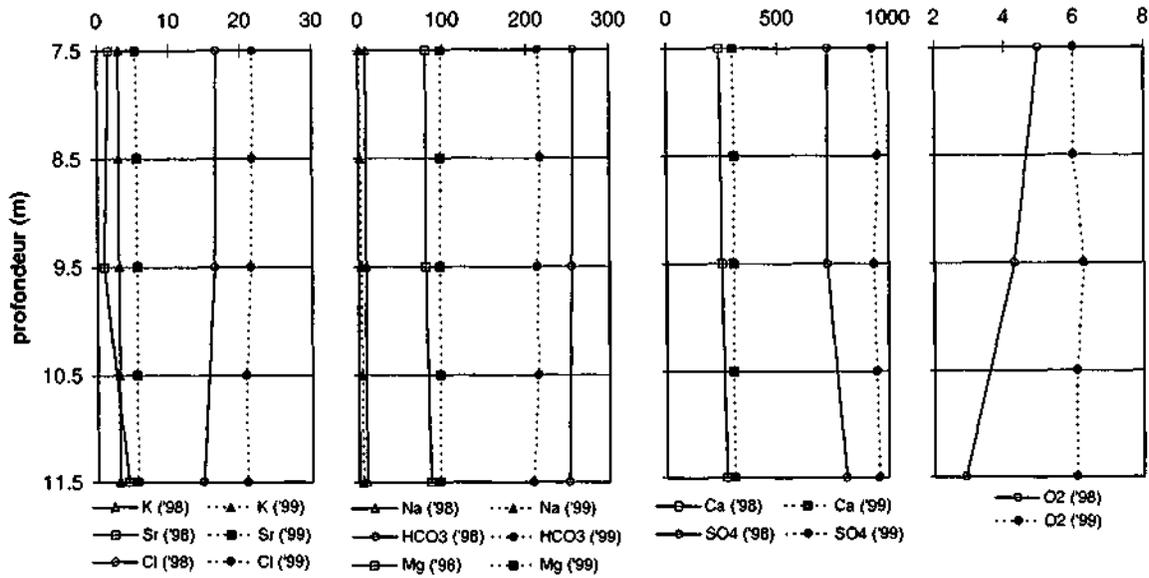


Figure 44 : Evolution verticale des paramètres chimiques et de l'oxygène dissous (mg/l) des échantillons d'eau du piézomètre P22 prélevés en période des hautes eaux 1998 et des basses eaux 1999.

3.4.5 Commentaires

L'évolution verticale des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines, étudiée dans le forage P11a ainsi que dans les piézomètres P22 et P52, reflète l'évolution minéralogique de la roche et de la lithologie avec la profondeur. Ceci a permis d'observer les interactions eau - roche in situ (cf. Chapitre II.4) et les conditions hydrogéochimiques : potentiel redox, vitesse de l'écoulement souterrain, temps de transit, minéralisation totale, indices de saturation et type d'eau.

L'étude de l'évolution verticale des eaux des forages représente un bon exemple de l'observation des paramètres physico-chimiques réalisée sur une colonne d'eau relativement de faible épaisseur. Un échantillonnage reserré, effectué pour des profondeurs sélectionnées au moyen d'un préleveur de 500 ml, permet de bien observer les variations spatiales des paramètres chimiques sur une épaisseur d'eau de quelques dizaines de mètres. Bien entendu, le préleveur doit être construit de façon à n'échantillonner l'eau représentative d'une profondeur donnée.

3.5 Evolution temporelle des eaux

3.5.1 Le Rhône

La figure 45 représente les variations saisonnières des paramètres physico-chimiques des eaux du Rhône entre avril 1998 et mars 1999, mesurés mensuellement en amont du portail est de la galerie d'amenée Finges - Chippis. La température du Rhône varie entre 2.5 à 4.5 °C en hiver et 8.5 à 10 °C en été. Les faibles valeurs de la température correspondent aux faibles débits du Rhône et elles peuvent probablement être expliquées par un refroidissement des eaux du Rhône par l'air froid de la vallée.

Les eaux du Rhône montrent une minéralisation maximum en janvier et une concentration minimum en août. La minéralisation importante en hiver est caractérisée par des concentrations élevées en sodium et en chlorure qui indiquent une pollution du Rhône par le lessivage du sel répandu sur les routes. De plus, le Rhône est enrichi en calcium, sulfate et nitrate en hiver en raison d'une proportion d'eau souterraine plus importante. La faible minéralisation du Rhône en été représente une dilution des eaux du Rhône par la fonte des neiges et la fonte des glaciers dans le bassin d'alimentation. En été, les eaux du Rhône sont aussi caractérisées par une faible concentration en nitrate, potassium, sodium et magnésium.

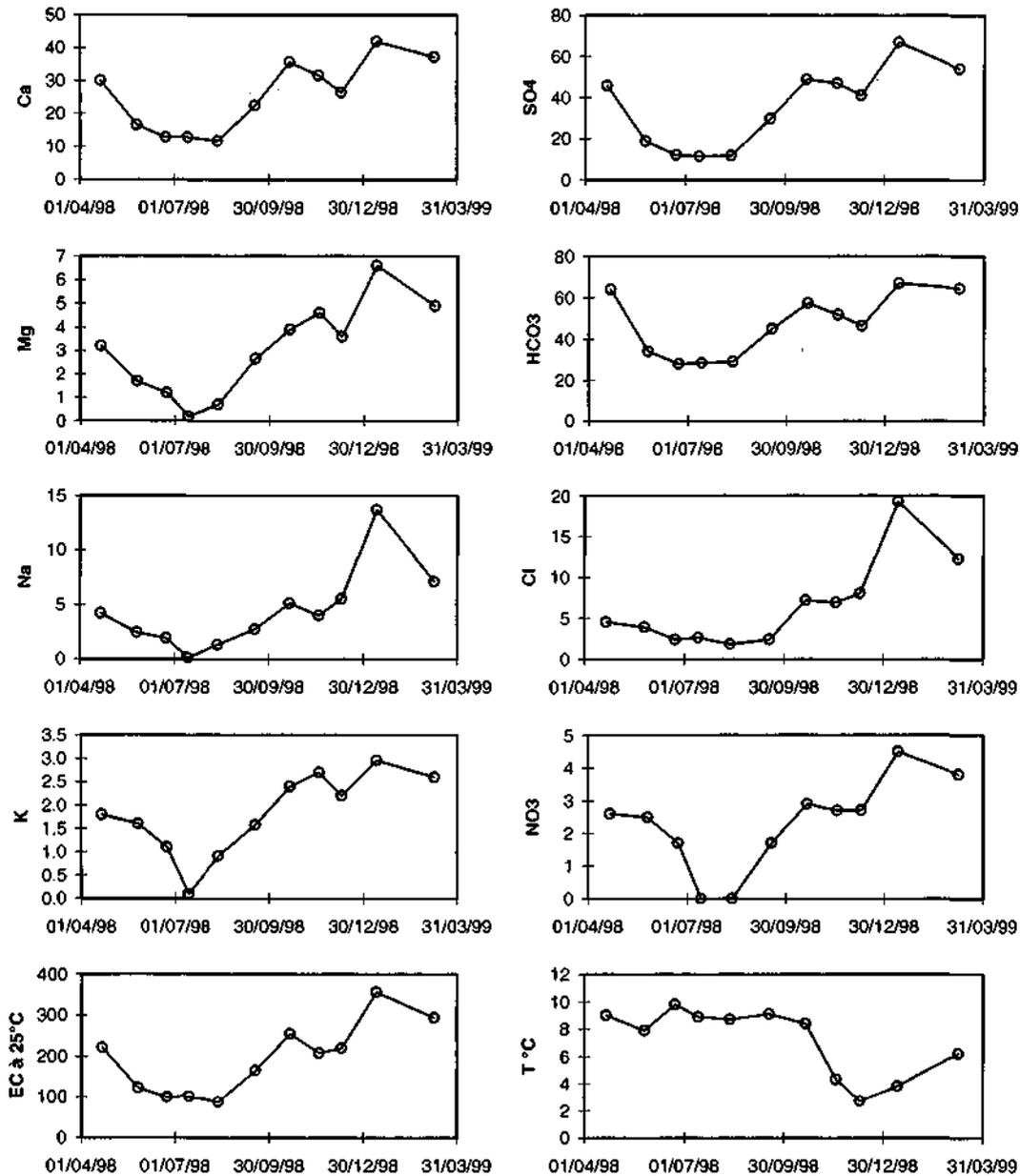


Figure 45 : Evolution temporelle des paramètres chimiques (mg/l), ainsi que de la conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$) et de la température ($^{\circ}\text{C}$) du Rhône entre avril 1998 et mars 1999.

3.5.2 L'aquifère alluvial du Rhône

Le piézomètre P12, crépiné entre 5 et 22 m de profondeur, se situe au centre de la plaine alluviale du Rhône (figure 2) et ses eaux souterraines reflètent nettement les conditions hydrauliques et chimiques de l'aquifère alluvial du Rhône. La figure 46 montre les espèces chimiques, le pH et les indices de saturation en calcite et en gypse, calculés avec PHREEQCI, des eaux du piézomètre P12 en fonction du sulfate pour la période de juin 1996 à mai 1999. Les variations temporelles des paramètres physico-chimiques se trouvent sur la figure 47.

Les ions dominants des eaux du piézomètre P12 sont le calcium (77 % de la somme des cations) et le sulfate (50 - 60 % de la somme des anions). Les teneurs en magnésium (20 %) et en bicarbonate (30 - 40 %) confirment que la minéralisation provient surtout de la dissolution de l'anhydrite, du gypse, de la dolomite et de la calcite. Les eaux du piézomètre P12, représentant les conditions physiques et chimiques de l'aquifère alluvial du Rhône, montrent d'excellentes corrélations positives entre le calcium, le magnésium et l'anion majeur du sulfate. Ces relations indiquent un système de mélange à deux composantes chimiques (l'eau infiltrée du Rhône et l'eau sulfatée du versant sud). Les teneurs en bicarbonate, chlorure, nitrates, strontium, sodium et potassium ne possèdent qu'une faible relation positive avec le sulfate. Leurs concentrations ne sont pas forcément dues au système de mélange, mais elles reflètent plutôt des conditions physico-chimiques locales. Finalement, les mesures du pH mettent en évidence une relation négative avec le sulfate. Pour une concentration faible du sulfate, le pH se situe entre 7.8 et 8.2. Ces valeurs élevées du pH, étant similaires à celles des eaux du Rhône, indiquent une vitesse d'écoulement souterrain rapide entre la zone d'infiltration du Rhône au nord-est et le piézomètre P12. Les variations saisonnières des eaux du piézomètre P12 sont retardées environ deux mois par rapport à celles du Rhône (cf. Chapitre II.3.5.7). Le temps de séjour des eaux souterraines n'est pas suffisamment long pour que les eaux infiltrées du Rhône puissent s'équilibrer avec les eaux de l'aquifère. Par contre, en période d'étiage total, sans apport d'eau du Rhône en hiver et au printemps, le temps de séjour des eaux dans l'aquifère est plus long et le pH diminue (cf. Chapitre II.3.3.3).

La minéralisation des eaux souterraines du piézomètre P12 suit les variations saisonnières des niveaux piézométriques. Une augmentation des niveaux d'eau à fin avril accroît brusquement la minéralisation qui atteint un maximum en juillet / août. De juillet / août, la minéralisation diminue jusqu'au minimum de janvier / février pour augmenter de nouveau lors des hautes eaux. En période de basses eaux, quand l'aquifère alluvial du Rhône n'est alimenté que par l'eau sulfatée du versant sud, le panache d'eau sulfatée provenant du versant sud avance dans l'aquifère alluvial du Rhône vers le nord. En période de hautes eaux, cette plume d'eau sulfatée est repoussée vers le sud-ouest par l'eau peu minéralisée infiltrée du Rhône au nord-est.

Les variations saisonnières des niveaux piézométriques, de la conductivité électrique et de la température pour deux piézomètres voisins du site P11 sont données sur la figure 48. L'augmentation des niveaux d'eau en avril a pour effet de diminuer la minéralisation des eaux souterraines, dominée par le calcium et le sulfate. Cette relation entre les niveaux d'eau et la minéralisation du site P11 est inverse de celle du piézomètre P12. La dilution rapide de l'eau souterraine du site P11 par les eaux peu minéralisées du Rhône reflète des porosités, des perméabilités et des gradients hydrauliques élevés à cet endroit. La perméabilité, mesurée au moyen des essais de pompage, atteint environ 10^{-3} m/s (cf. Chapitre II.2.5.3). La diminution de la conductivité électrique en mars 1999 est la réponse aux fortes précipitations de neige et de pluie de 169 mm en février. Ces précipitations moyennes en février sont normalement de l'ordre de 60 mm (période 1980 - 1998). La diminution de la conductivité des eaux souterraines se déroule parallèlement à une augmentation des niveaux piézométriques.

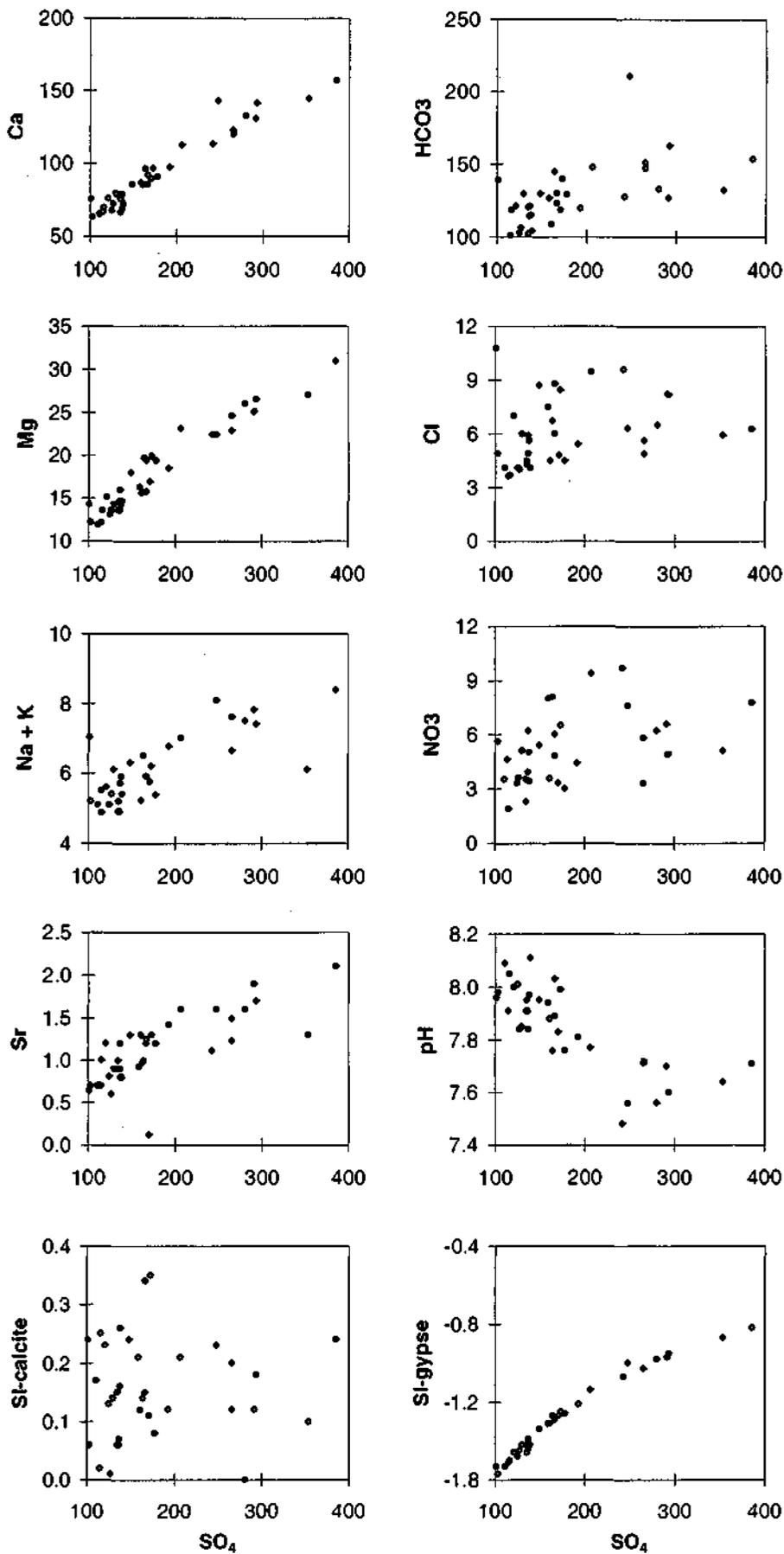


Figure 46 : Diagrammes de concentration (mg/l) des espèces chimiques des eaux du piézomètre PI2, du pH et des indices de saturation en calcite et en gypse, calculés avec PHREEQC1, en fonction du sulfate pour la période de juin 1996 à mai 1999.

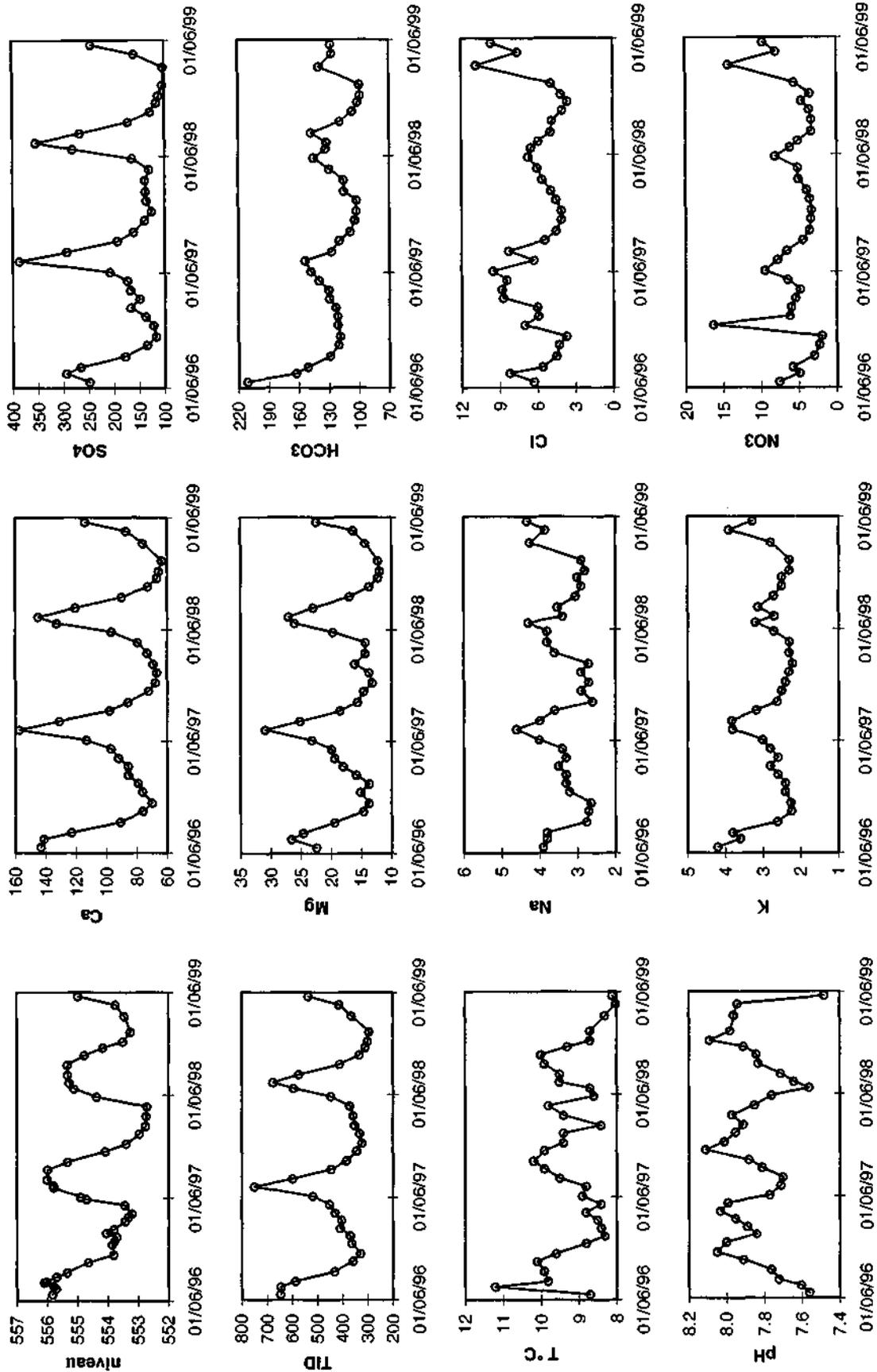


Figure 47 : Variations saisonnières des paramètres physiques et chimiques (mg/l) des eaux du piézomètre P12 pour la période de juin 1996 à mai 1999. Les ions dominants du calcium, magnésium, sulfate et bicarbonate suivent les variations saisonnières du niveau piézométrique.

Les eaux souterraines du piézomètre P11 montrent un cycle saisonnier de la température qui est caractérisé par un maximum en septembre (15 °C) et par un minimum en avril (11 °C). Entre septembre et avril, la température des eaux souterraines diminue linéairement. Cette diminution de la température semblait indiquer une perturbation de la nappe par la température de l'air, refroidissant ou réchauffant le tube métallique du piézomètre selon la saison. Par conséquent, le piézomètre P11b équipé d'un tube PVC a été choisi pour l'observation des variations chimiques saisonnières lors du deuxième cycle hydrologique. Le piézomètre P11b se situe environ 20 m au sud du piézomètre P11. La température au P11b montre une évolution saisonnière similaire à celle du P11. Le niveau d'eau de la nappe souterraine varie entre 2 m en été et 5 m de profondeur en hiver. Il n'est pas exclu que la température extrême de l'air d'environ 30 °C en été et -15 °C en hiver chauffe, respectivement refroidit l'aquifère alluvial du Rhône. Par contre, comme l'exemple des fortes précipitations en mars 1999 montre, la perméabilité importante des alluvions fluviales du Rhône favorise une infiltration rapide des eaux froides des précipitations hivernales et des fontes des neiges, ce qui indique que la température de l'eau reflète plutôt la température des eaux de recharge. Cet effet a aussi été observé dans les eaux du piézomètre P33 (cf. Chapitre II.3.5.7).

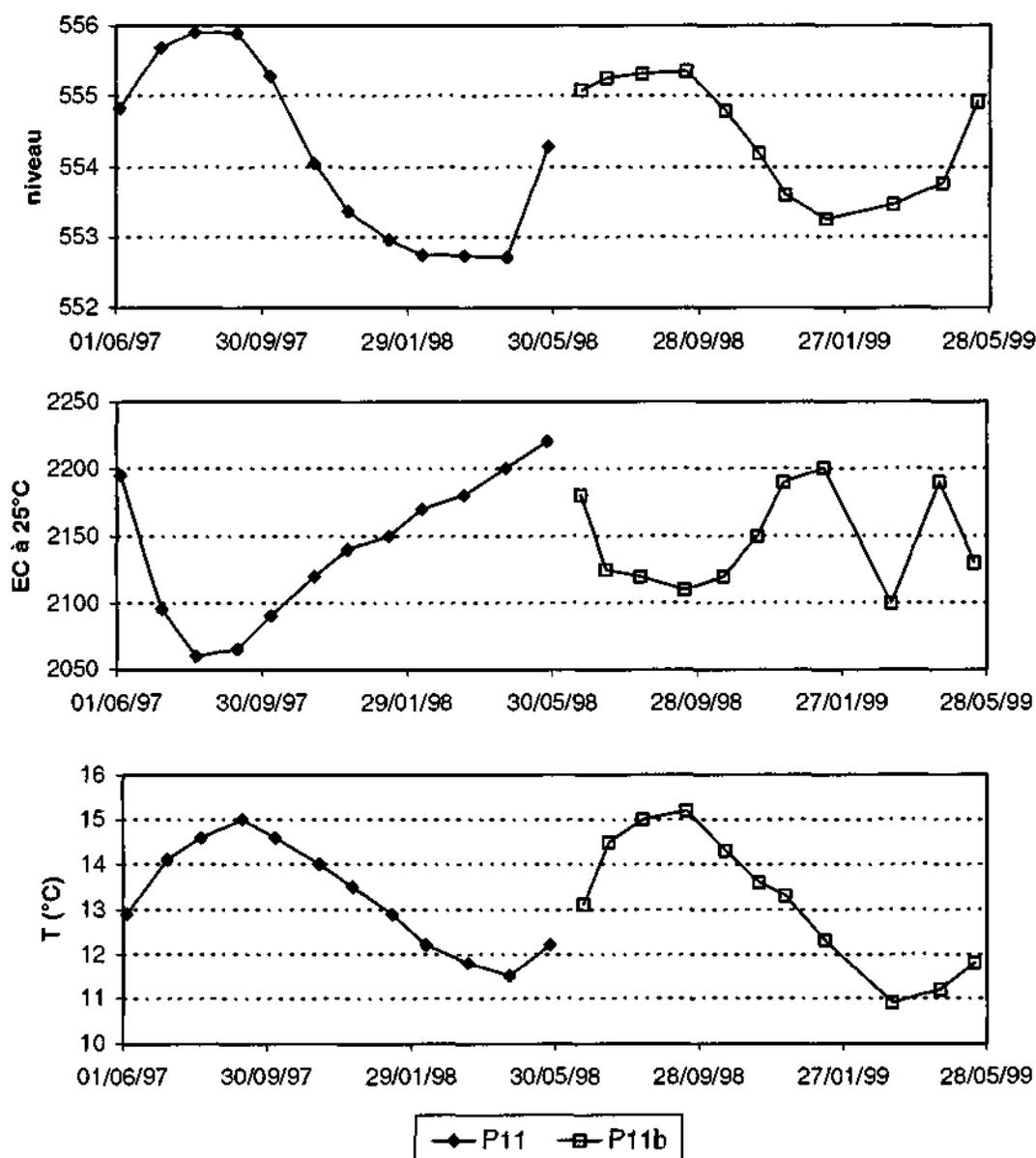


Figure 48 : Variations saisonnières du niveau piézométrique (m s/mer), de la conductivité électrique ($\mu\text{S/cm}$) et de la température pour les piézomètres P11 et P11b. La distance entre ces deux piézomètres est d'environ 20 m.

3.5.3 La plaine alluviale au pied du versant sud

La figure 49 montre les espèces chimiques, le pH et les indices de saturation en calcite et en gypse, calculés avec PHREEQCI, des eaux du piézomètre P52 (figure 2) en fonction du sulfate (mg/l), alors que la figure 50 représente l'évolution temporelle des paramètres physico-chimiques des eaux du piézomètre P52. Ce piézomètre, localisé à la Ferme de Finges, traverse sur les premiers 6.50 m les alluvions fluviales du Rhône, puis les alluvions du cône de l'Illgraben (cf. Chapitre II.3.4.3). Le niveau d'eau de ce piézomètre évolue parallèlement avec les variations saisonnières du Rhône. La minéralisation montre un cycle hydrologique saisonnier similaire à celui du niveau piézométrique avec une concentration minimum en mai et un maximum en octobre. Ce sont surtout le calcium, le magnésium et le sulfate, qui caractérisent ce cycle saisonnier et qui indiquent un système de mélange à deux composantes (figure 49).

Par contre, le bicarbonate caractérisé par une bonne corrélation négative avec les espèces majeures indique plutôt un système à trois composantes (eau du Rhône, eau sulfatée du versant sud et eau bicarbonatée calcique superficielle). Cinq périodes de fortes précipitations ont été attribuées à des variations de la minéralisation à courte durée (figure 50). Lors de ces périodes de crues, le piézomètre P52 est alimenté par une eau froide superficielle et moins minéralisée (TID < 1200 mg/l) du type d'eau bicarbonaté calcique, riche en oxygène dissous. Cette eau bicarbonatée calcique a pour origine les pentes du cône de l'Illgraben.

Finalement, la température et le potassium des eaux du piézomètre P52 montrent aussi un cycle saisonnier. La température atteint une valeur élevée en automne (14 °C), respectivement une valeur faible au printemps et en périodes de fortes précipitations (12 °C). Le cycle saisonnier de potassium est caractérisé par un maximum en juillet / août et un minimum en janvier / février, reflétant probablement le calendrier des activités agricoles (cf. Chapitre II.3.2.2).

Le piézomètre P14 se situe à côté du canal des Fermes dans les dépôts lacustres et marécageux (figure 2). La température, le potentiel redox, le bicarbonate et le nitrate sont les seuls paramètres qui pourront servir comme témoins incertains d'une certaine variabilité du chimisme de l'eau au cours du temps (annexe 8). Aucune autre espèce chimique, y compris les espèces majeures du calcium et du sulfate, ou isotopique ne montre de variabilité saisonnière, ni par conséquent de mélange. Les variations de la température de l'eau reflètent le cycle saisonnier de la température de l'air. La température journalière de l'air diminue de juillet à janvier et l'eau dans le piézomètre métallique P14 se refroidit linéairement de 17.9 à 7.8 °C. Cet effet de réchauffement, puis de refroidissement des eaux souterraines n'influence pas seulement la mesure de la température, mais aussi du pH, du Eh, de l'oxygène dissous et de la conductivité. Lors de l'échantillonnage à l'aide d'un préleveur de fond, le niveau d'eau a été rabattu d'environ 1 m et il a pris plusieurs heures pour atteindre le niveau avant prélèvement (figure 9), ce qui reflète la faible perméabilité des dépôts lacustres et marécageux.

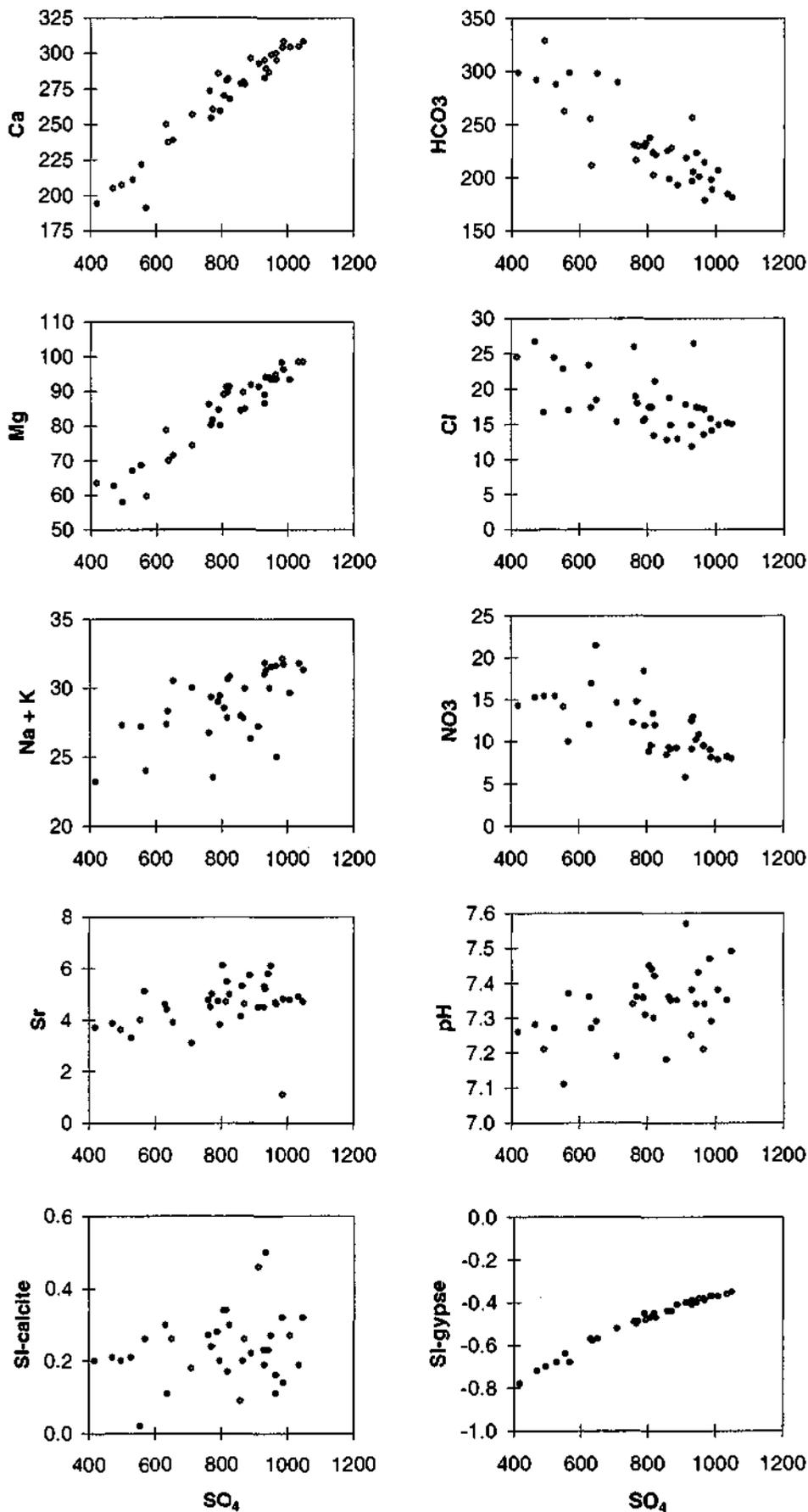


Figure 49 : Diagrammes de concentration (mg/l) des espèces chimiques des eaux du piézomètre P52, du pH et des indices de saturation en calcite et en gypse, calculés avec PHREEQCI, en fonction du sulfate pour la période de juin 1996 à mai 1999.

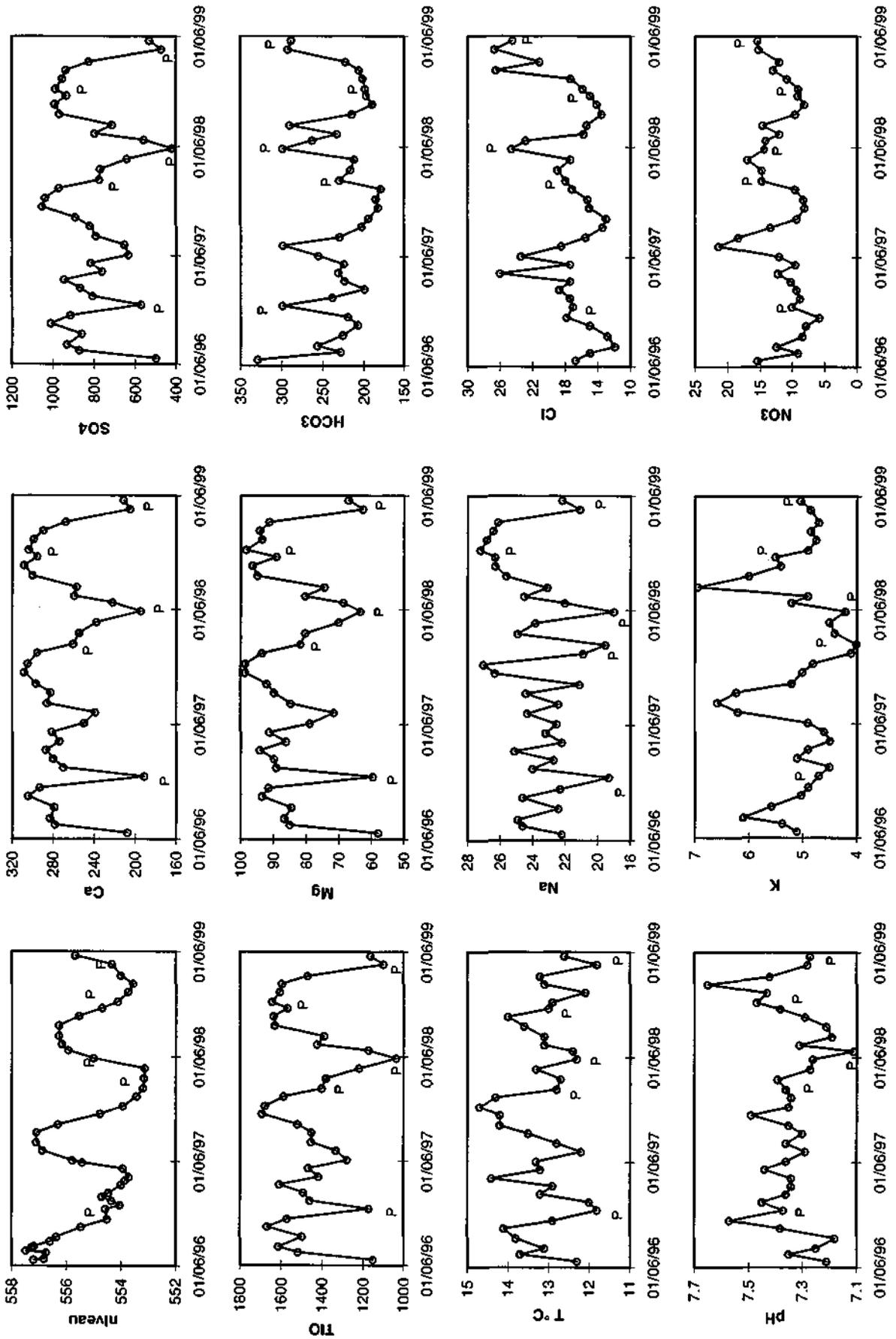


Figure 50 : Variations saisonnières des paramètres physiques et chimiques (mg/l) des eaux du piézomètre P52 pour la période de juin 1996 à mai 1999. P = période de fortes précipitations.

3.5.4 L'aquifère triasique

Les eaux sulfatées de la source Q6 émergeant de l'aquifère triasique du versant sud (anhydrite, gypse, calcaires) sont caractérisées par une stabilité des ions majeurs du calcium et du sulfate dans le temps (figure 51). Cette stabilité temporelle des ions majeurs représente probablement la solubilité élevée de l'anhydrite et du gypse. L'aquifère triasique à perméabilité de fissures et de chenaux est caractérisé par une hétérogénéité importante de la distribution des fissures à travers lesquelles l'eau circule, donc des vitesses d'écoulement différentes. Ce fait se traduit par des différences importantes de débit : 70 à 1200 l/min à la source Q6.

Lors d'une période de fortes précipitations, l'importante diminution de la concentration des paramètres physiques et chimiques reflète un écoulement de type piston. Les infiltrations, probablement concentrées par un réseau de chenaux (type karst, NICOD 1992, 1993), atteignent le réservoir souterrain; par conséquent le niveau hydraulique de l'aquifère et le débit de la source augmentent avec une dilution des eaux expulsées. La source Q6 est apparue pour la première fois à la surface le 13 décembre 1996 après la période d'intenses précipitations de novembre 1996. En janvier 1997, le débit de la source augmente de 150 l/min (avant la crue) à 600 l/min. En même temps, la minéralisation totale (TID) diminue de 2350 à 1676 mg/l et représente un temps de réaction d'environ deux mois. Lors d'une autre crue au printemps 1997, les concentrations en nitrate et en chlorure ont brusquement augmenté (figure 51). Le nitrate a été probablement lessivé du sol vers l'aquifère triasique et, par la suite, transporté jusqu'à la source Q6.

Les valeurs de l'indice de saturation en calcite indiquent un système de mélange à trois composantes avec les pôles suivants (figure 52):

1. Les eaux de l'aquifère triasique caractérisées par une concentration élevée en sulfate (1550 mg/l) et un indice de saturation en calcite de 0.6;
2. Les eaux d'infiltration de fortes précipitations avec une concentration faible en sulfate (1000 mg/l) et un indice de saturation en calcite de 0.2;
3. Les eaux des pertes de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis possédant une concentration élevée en sulfate (1550 mg/l) et un indice de saturation de 0.3 (cf. Chapitre II.3.5.8).

Les valeurs en chlorure, sodium, potassium et nitrate sont très faibles dans les eaux de la source Q6. La concentration du sodium est enrichi d'un facteur 5 par rapport à celle du chlorure. Cet enrichissement du sodium peut s'expliquer de la manière suivante :

- Les argiles dans les évaporites du Trias sont normalement saturées en sodium. Un échange ionique remplace deux ions de sodium par un ion de calcium (APPELO 1994, GRIFFIOEN 1993);
- Selon MATTHESS (1973), les gypses et les argiles contiennent souvent du Na_2SO_4 et du MgSO_4 comme ciment. La bonne corrélation entre le sodium et le sulfate (figure 52) peut indiquer une dissolution de Na_2SO_4 .
- Le sodium et le chlorure ont également leur origine dans la dissolution du NaCl.

A première vue, il est étonnant que la source pérenne Q6, la plus haute en altitude, soit plus chaude (13.5 °C) que la source pérenne QD-2 (figure 2). La source QD-2 drainée sous la route cantonale possède probablement un petit apport d'eau superficielle polluée par le salage de la route en hiver (annexe 8). De plus, le drainage est peu profond (environ 1.5 m) et le débit relativement faible toute l'année (60 à 90 l/min). Ceci explique le refroidissement par conduction de l'eau en hiver d'environ 1 °C. Lors de la crue de novembre 1996, la minéralisation (TID) de cette source drainée a chuté de 2237 à 1904 mg/l en janvier 1997 et reflète un temps de réaction d'environ deux mois. La chute de la minéralisation était accompagnée d'une augmentation de l'oxygène dissous.

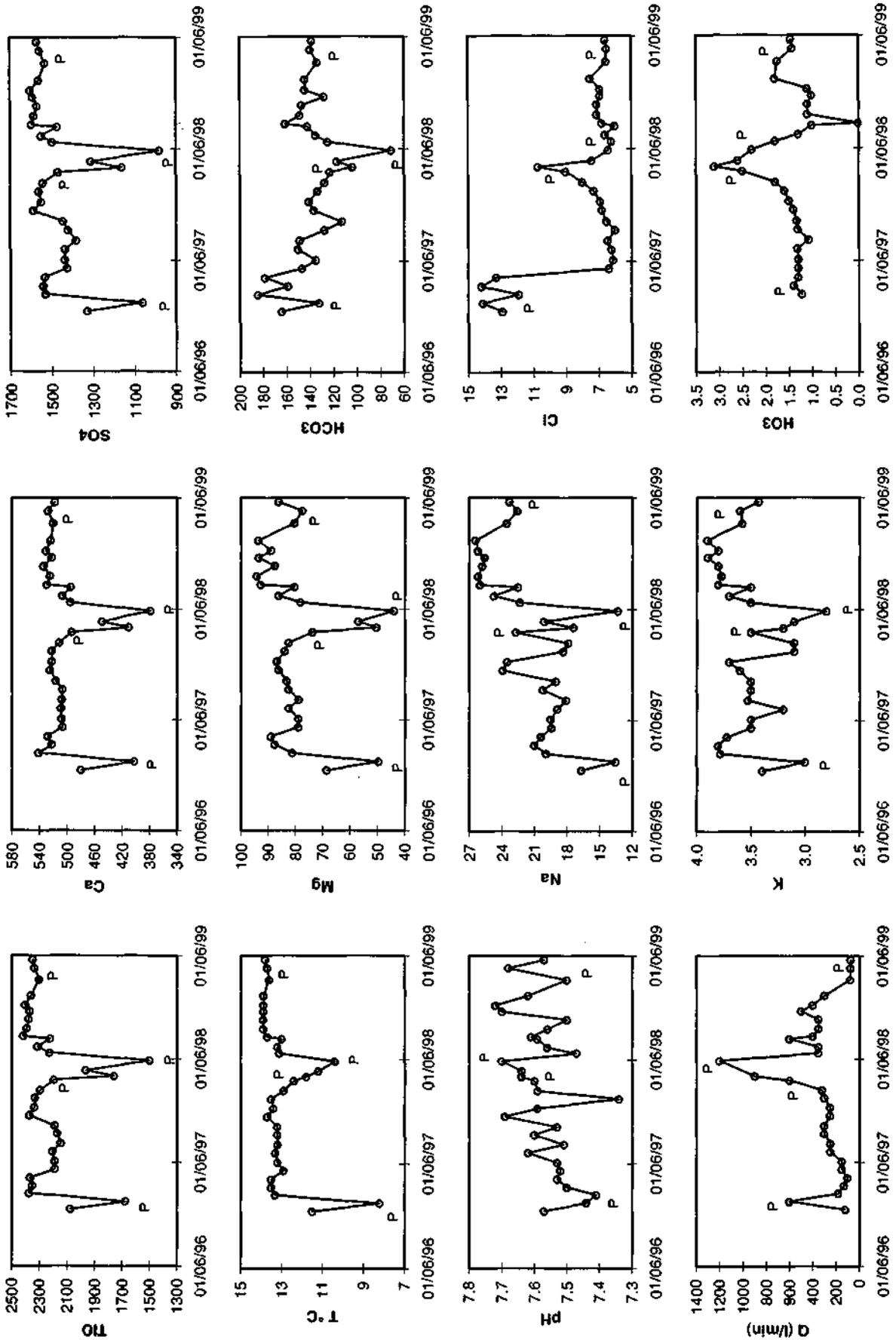


Figure 51 : Variations saisonnières des paramètres physiques et chimiques (mg/l) des eaux de la source sulfatée Q6 pour la période de décembre 1996 à mai 1999. P = période de fortes précipitations.

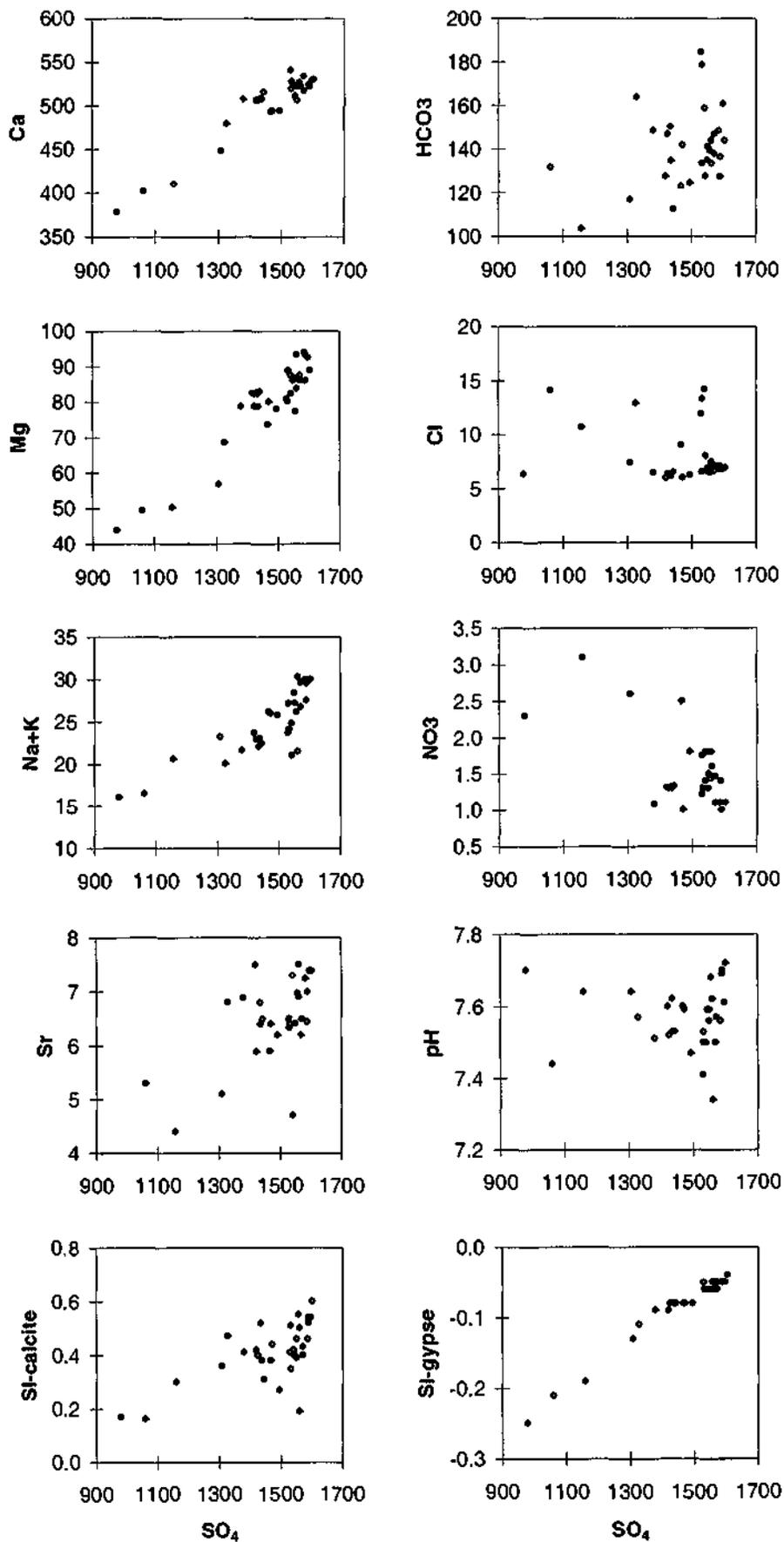


Figure 52 : Diagrammes de concentration (mg/l) des espèces chimiques des eaux de la source Q6, du pH et des indices de saturation en calcite et en gypse, calculés avec PHREEQCI, en fonction du sulfate pour la période de décembre 1996 à mai 1999.

3.5.5 La nappe artésienne du forage SA-12

Malgré les faibles variations saisonnières du niveau d'eau artésienne du piézomètre SA-12 (le battement naturel varie entre 0.40 et 0.50 m), les niveaux d'eau représentent les fluctuations qui sont dues aux fortes précipitations et aux variations saisonnières du niveau d'eau du Rhône (figures 53 et 54). Un effet de dilution des eaux du piézomètre SA-12 par les eaux infiltrées du Rhône peut être exclu, car la minéralisation des eaux du SA-12 n'indique aucune corrélation avec le cycle hydrologique du Rhône (figure 53). Les variations saisonnières des niveaux piézométriques sont dues à un effet de transmission de la pression hydraulique depuis le Rhône. Par contre, la minéralisation de l'eau souterraine diminue brièvement lors d'importantes précipitations hivernales et printanières et montre donc un comportement similaire à celui de la source sulfatée Q6 de l'aquifère triasique. Mais contrairement à la source Q6, la minéralisation des eaux du piézomètre SA-12 semble augmenter linéairement de 1996 à 1999. Cette augmentation linéaire de la minéralisation à moyen terme est aussi observée au piézomètre SA-11, ainsi qu'une diminution linéaire des niveaux d'eau au piézomètre SA-13 (cf. Chapitre II.2.2.4). Ceci indique une diminution de l'apport d'eau souterraine du versant sud entre 1996 et 1999 rechargeant surtout la nappe des éboulis du Gorwetschgrat (SA-11 et SA-12) et la nappe du cône de l'Illgraben (SA-13). Cette réduction de l'apport d'eau du versant sud peut avoir plusieurs raisons.

- Une réduction des pertes de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis a été observée entre 1996 et 1999;
- Un changement climatique a eu lieu. Les années 1996 à 1998 ont été beaucoup plus sèches (481 à 620 mm) que les deux années précédentes (746 à 905 mm).

3.5.6 Evolution temporelle des eaux le long de la coupe transversale N-S du site P11

Les variations saisonnières de l'hydrochimie et des niveaux d'eau souterraine représentent l'évolution saisonnière de la recharge en eau de l'aquifère alluvial du Rhône. Ce dernier n'est rechargé par le fleuve qu'en été, lors des hautes eaux. En hiver, le lit du Rhône est périodiquement sec sur un tronçon de 7 km, car un débit maximum de 60 m³/s est dévié par le canal Finges - Chippis. Par contre, l'aquifère alluvial du Rhône est rechargé toute l'année par l'eau sulfatée venant du versant sud.

Les variations saisonnières des précipitations, des niveaux d'eau souterraine et du total des ions dissous (TID) pour cinq points de mesure sont représentées sur la figure 55. Ces cinq points de mesure (piézomètres P12, P13, P52, SA-12 et le Rhône) se situent sur une coupe transversale entre le Rhône au nord et la zone d'exutoire du versant au sud (figures 2 et 6). Une augmentation du débit du Rhône en avril entraîne une augmentation du niveau piézométrique le long du fleuve et réduit la croissance de la minéralisation, qui atteint un maximum en juin au piézomètre P13. De juin à septembre, la minéralisation des eaux souterraines diminue pour augmenter de nouveau en hiver lors des basses eaux. Le piézomètre P12, se situant au centre de la plaine alluviale, montre un cycle saisonnier semblable à celui du piézomètre P13 proche du Rhône. Les variations physico-chimiques du piézomètre P12 sont décalées en moyenne de sept semaines par rapport au piézomètre P13.

Le niveau d'eau du piézomètre P52, situé en aval de la Ferme de Finges à l'intersection des alluvions fluviales du Rhône et du cône de l'Illgraben, évolue parallèlement avec les variations saisonnières du Rhône. La diminution de courte durée de la minéralisation de ces eaux souterraines est provoquée par un apport d'eau superficielle, qui a pour origine les importantes averses hivernales et printanières. Les eaux du piézomètre P52 montrent un temps de réaction aux averses hivernales d'environ un mois, alors que celui du piézomètre SA-12 atteint environ deux mois.

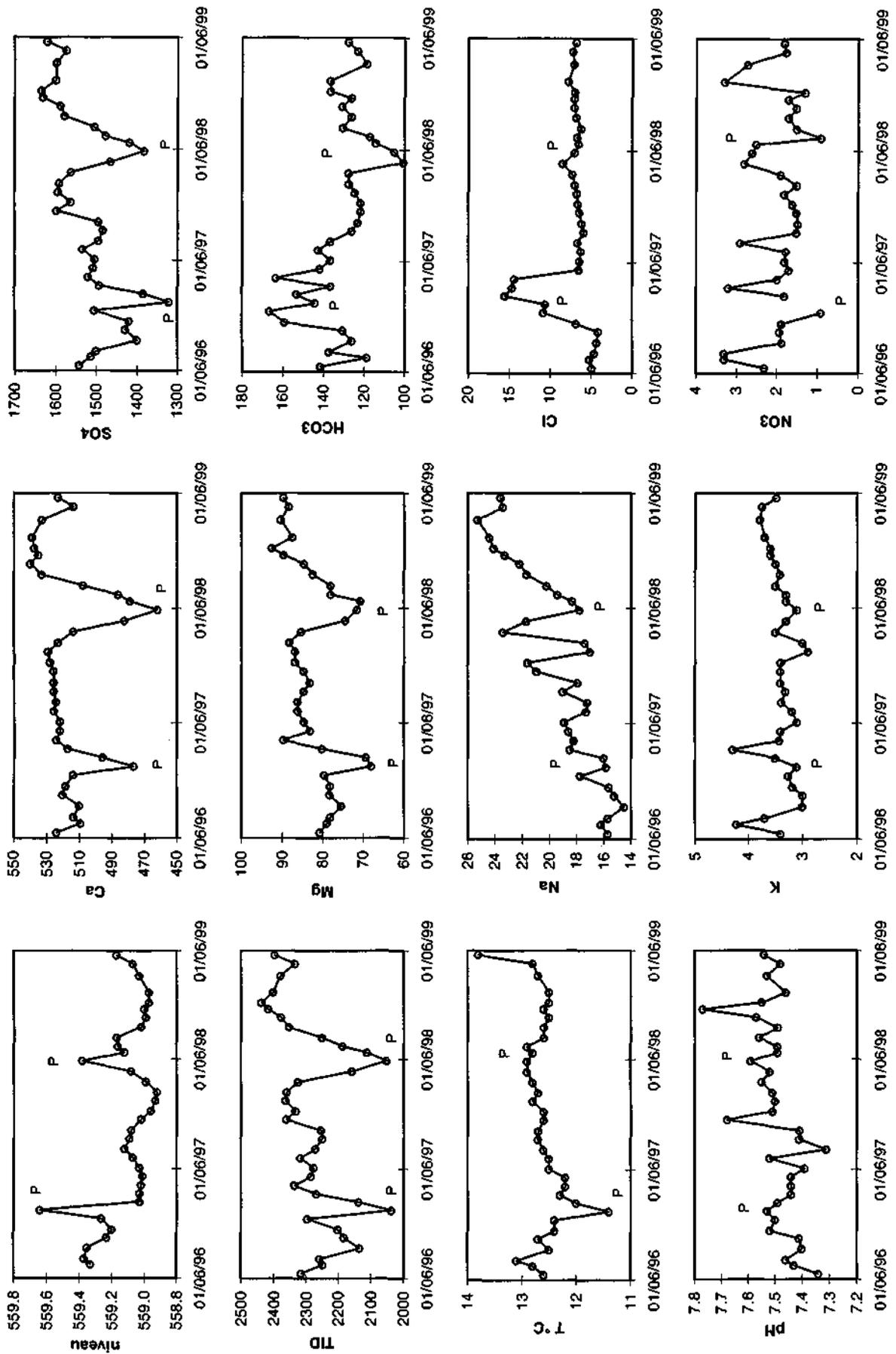


Figure 53 : Variations saisonnières des paramètres physiques et chimiques (mg/l) des eaux du forage SA-12 pour la période de juin 1996 à mai 1999. P = période de fortes précipitations.

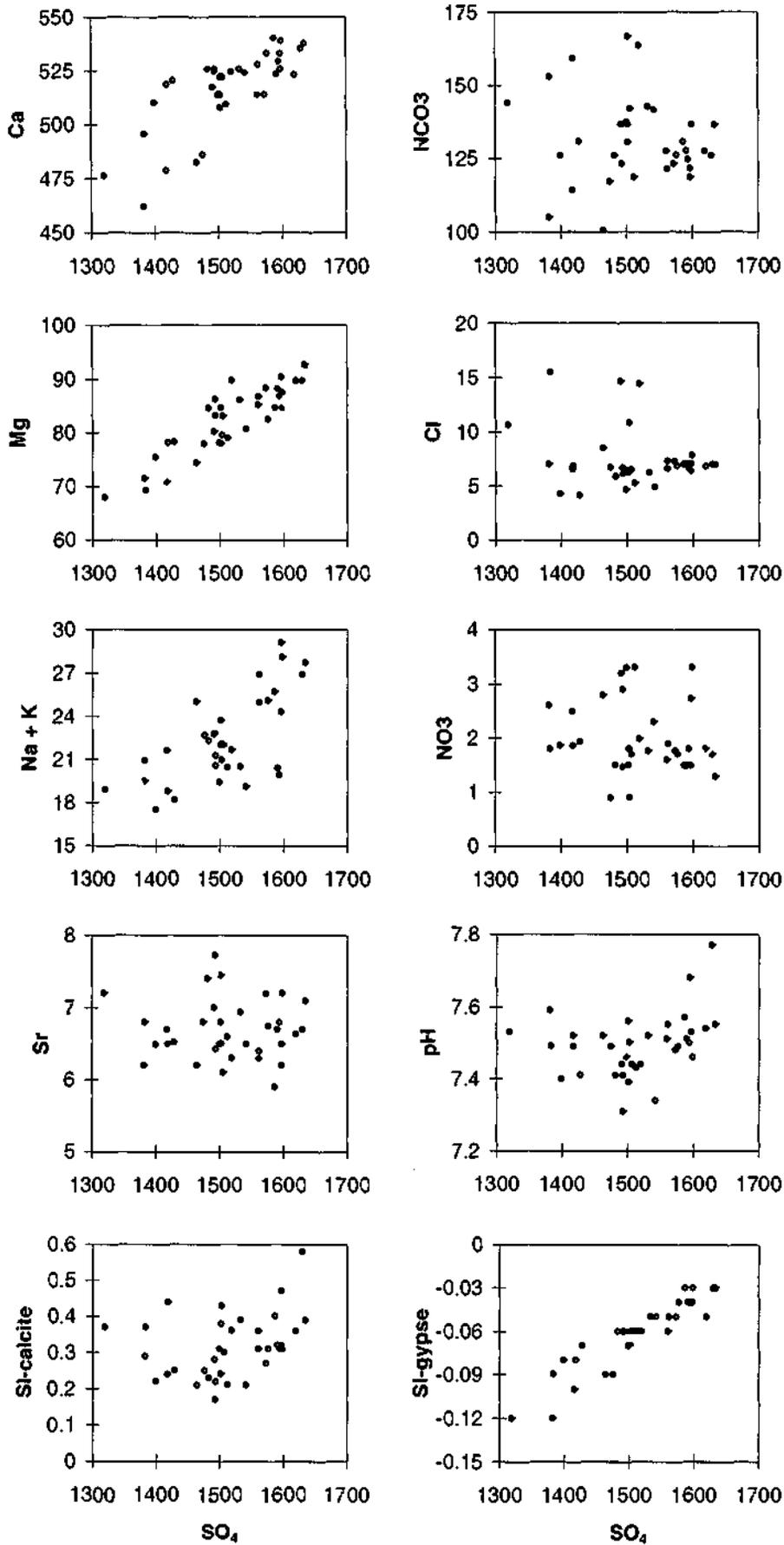


Figure 54 : Diagrammes de concentration (mg/l) des espèces chimiques des eaux du forage SA-12, du pH et des indices de saturation en calcite et en gypse, calculés avec PHREEQCI, en fonction du sulfate pour la période de juin 1996 à mai 1999.

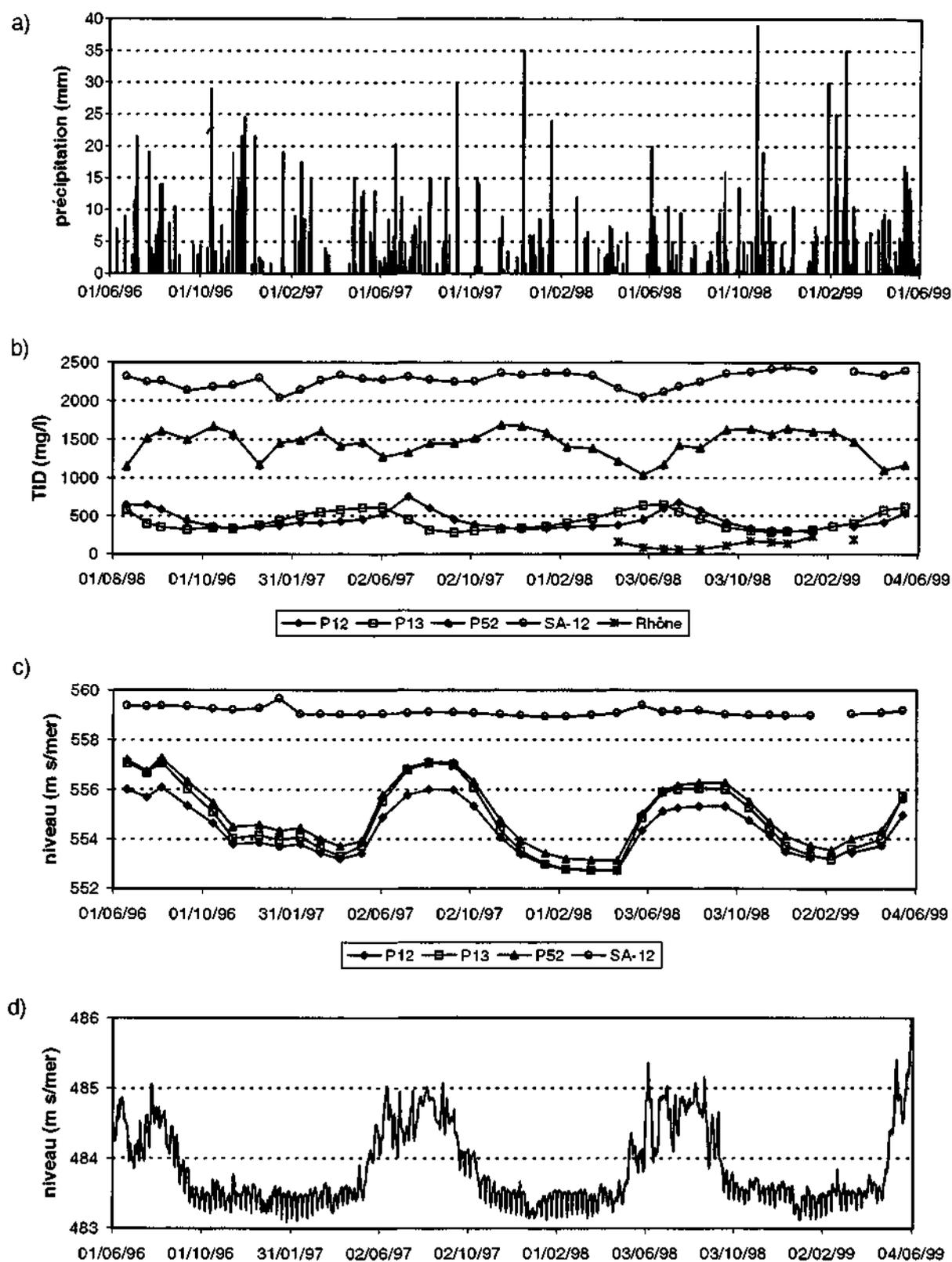


Figure 55 : Evolution temporelle des eaux souterraines le long d'une coupe transversale nord - sud. a) Variations saisonnières des précipitations mesurées à la station ISM de Sierre; b) Total des ions dissous (TID) pour quatre piézomètres et le Rhône; c) Niveaux d'eau souterraine pour quatre piézomètres; d) Niveaux d'eau du Rhône mesurés à la station SHGN de Sion.

3.5.7 Evolution temporelle des eaux le long de l'écoulement principal NNE-SSW

Les variations saisonnières des niveaux d'eau, ainsi que de la conductivité électrique et de la température pour trois piézomètres, le Rhône et le canal des Fermes sont représentées sur la figure 56. Les trois piézomètres P56, P12 et P33 se trouvent sur une coupe longitudinale entre le Rhône au nord-est et le canal des Fermes au sud-ouest (figure 2). Les niveaux d'eau souterraine réagissent de manière très sensible par rapport aux variations saisonnières de l'apport d'eau infiltrée du Rhône et, par conséquent, le battement naturel de la nappe souterraine diminue avec la distance du fleuve : 5 m au piézomètre P56 situé proche de la zone de recharge du Rhône au nord-est, 3 m au piézomètre P12 au centre de la plaine alluviale et 1 m au piézomètre P33 proche du canal des Fermes. A cause de ce battement important proche du Rhône, le piézomètre P56 est sec entre décembre et mai.

La dilution des eaux de l'aquifère alluvial par les eaux peu minéralisées infiltrées du Rhône au nord-est est observée au piézomètre P56 environ 1 mois avant le P12. Ceci représente le régime de l'écoulement souterrain, le transport progressif de l'eau peu minéralisée infiltrée du Rhône et donc le temps de transport de l'eau peu minéralisée.

A première vue, les variations saisonnières de la minéralisation des eaux du piézomètre P33, caractérisées par une concentration maximum en hiver (2300 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et un minimum en été (1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$), montrent une bonne corrélation avec le cycle hydrologique du Rhône. Mais on constate également que les fortes précipitations et la fonte des neiges provoquent des variations des paramètres physico-chimiques avec un temps de réaction d'environ 3 mois. Les valeurs de la température de l'eau diminuent linéairement entre octobre et février pour augmenter de la même façon entre février et juin. Ces variations saisonnières de la température de l'eau correspondent à celles qui ont déjà été observées au site P11 (cf. Chapitre II.3.5.2). Ce piézomètre P33 se situe, du haut vers le bas, dans les alluvions fluviales du Rhône (10 m) et dans les éboulis du Gorwetschgrat (1.80 m). Ses eaux représentent un système à trois composantes. Lors des crues, ce piézomètre est surtout alimenté par des eaux froides et peu minéralisées circulant dans les éboulis du Gorwetschgrat depuis le versant sud (cf. Chapitre II.5), alors qu'en période de hautes eaux, le piézomètre est alimenté par les eaux peu minéralisées infiltrées du Rhône au nord-est. Il peut arriver que ces deux apports d'eau (eau des crues et eau infiltrée du Rhône) se superposent, ce qui explique la forte dilution des eaux souterraines au piézomètre P33 entre mai et octobre. Finalement, en période de basses eaux, ce piézomètre est rechargé par une eau sulfatée d'origine des roches triasiques du versant sud.

Le canal des Fermes draine les eaux sulfatées du versant sud et les eaux peu minéralisées de l'aquifère alluvial du Rhône. La température de ces eaux suit le cycle saisonnier de la température de l'air. En général, les eaux du canal sont toujours plus minéralisées que celles de l'aquifère.

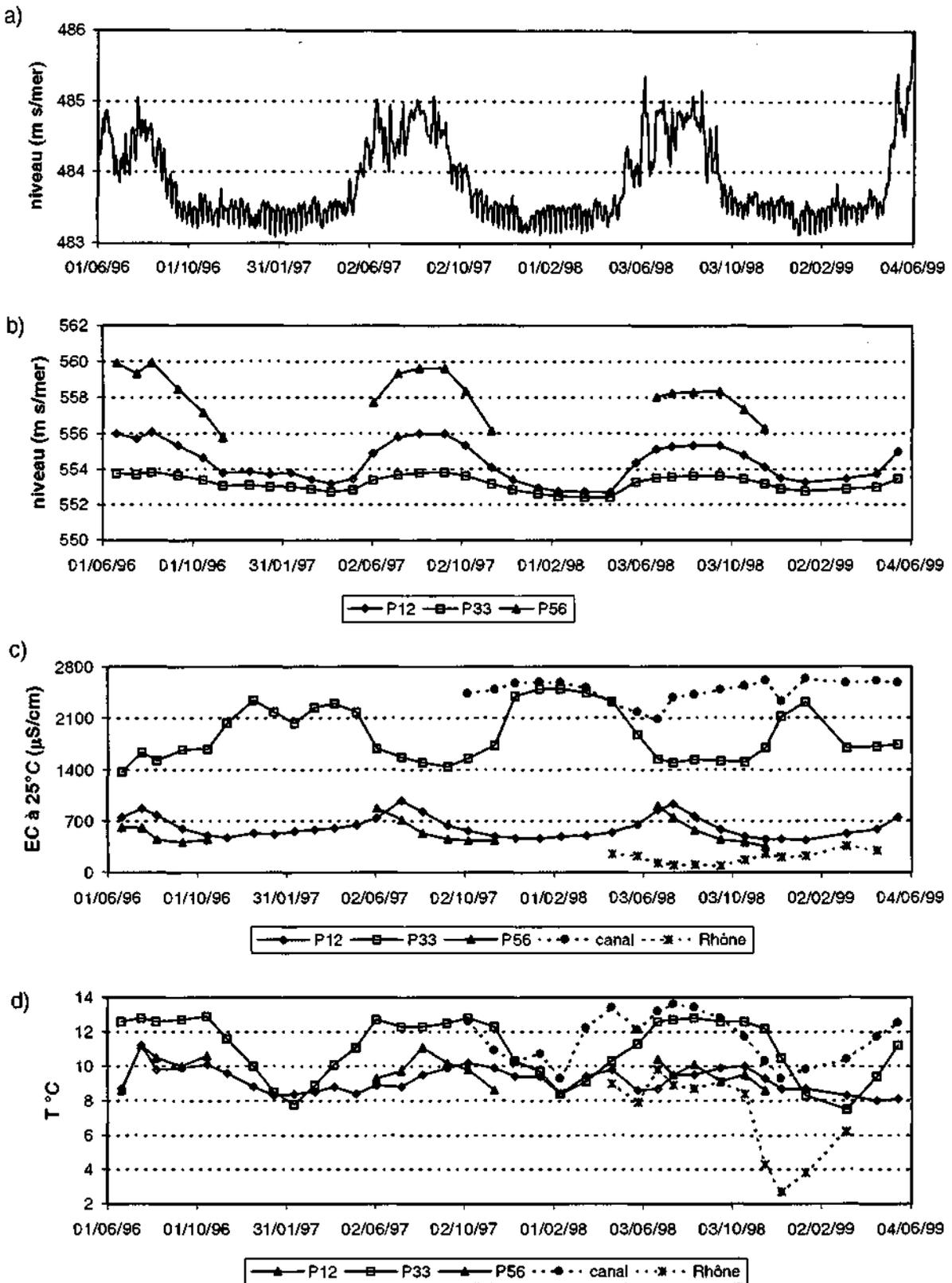


Figure 56 : Evolution temporelle des eaux souterraines le long de l'écoulement principal NNE-SSW. a) Niveaux d'eau du Rhône mesurés à la station SHGN de Sion; b) Niveaux d'eau souterraine pour trois piézomètres; c) Conductivité électrique et d) Température pour trois piézomètres, le Rhône et le canal des Fermes.

3.5.8 Relations entre l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis et la source Q6

Introduction

Dans le but d'étudier les interactions entre l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis et la source sulfatée Q6, un acquisateur de données automatique a été installé dans la source Q6 (DATA ELECTRONICS 1992). De décembre 1997 à novembre 1998, cet acquisateur de données a mesuré la température et la conductivité électrique de l'eau toutes les trois heures. Ces données ont été contrôlées par des mesures manuelles supplémentaires à l'aide d'un conductimètre-thermomètre.

Le 13 décembre 1996, une nouvelle source (Q6) est apparue à l'aval d'un ancien tunnel de l'usine de gypse (coordonnée 612'550, 127'400). Simultanément, deux sources (Q1 et Q2), se situant environ 50 m à l'ouest de la nouvelle source Q6 (MAMIN 1996), se sont asséchées. L'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis se situe à une distance de 200 m à l'horizontale et 40 m plus élevée en altitude, au sud de la source Q6. Dans cette galerie d'amenée, des pertes d'eau d'environ 1 m³/s ont été observées sur le tronçon où se trouvent les anhydrites de la Nappe des Pontis. La question suivante s'est posée : est-ce que l'eau peu minéralisée et froide de la galerie d'amenée contribue à l'alimentation en eau sulfatée et subthermale de la source Q6?

Résultats

Les valeurs de la température et de la conductivité mesurées par l'acquisateur automatique à la source Q6, ainsi que le débit de la galerie d'amenée et les précipitations mesurées à la station de Sierre sont visualisés graphiquement sur la figure 57. De plus, le débit de la galerie d'amenée et la conductivité de la source Q6 ont été comparés spécifiquement pour la période du 14 avril au 6 mai 1998.

Le régime du Rhône, ainsi que celui de la galerie d'amenée Finges - Chippis, se caractérisent par des débits très faibles en hiver et importants en été. Les basses eaux du Rhône débutent fin octobre pour se terminer vers fin avril. Les hautes eaux du Rhône, début mai à fin septembre, se caractérisent par un rythme plus irrégulier et des amplitudes plus élevées. Les variations hebdomadaires et journalières du Rhône, causées par le turbinage des eaux des barrages des vallées latérales, surviennent chaque jour sauf le week-end, tant en été qu'en hiver. Par contre, la galerie d'amenée Finges - Chippis ne montre ces variations quotidiennes qu'en période de basses eaux, car en période de hautes eaux la galerie d'amenée est presque toujours entièrement en charge.

La conductivité et la température des eaux de la source Q6 à l'émergence de l'aquifère triasique suivent ces variations quotidiennes du débit de la galerie d'amenée et mettent en évidence une connexion hydraulique entre la galerie et la source Q6. Une augmentation du débit dans la galerie provoque une diminution rapide de la conductivité et de la température de la source Q6. La remontée de la minéralisation et de la température de la source Q6 est nettement plus lente lors d'une diminution du débit dans la galerie. Au cours des périodes où la galerie d'amenée est mise hors service, la conductivité et la température des eaux de la source Q6 atteignent leur maximum. Le débit de la source Q6, mesuré manuellement, possède une bonne corrélation avec la conductivité et la température de la source (figure 51).

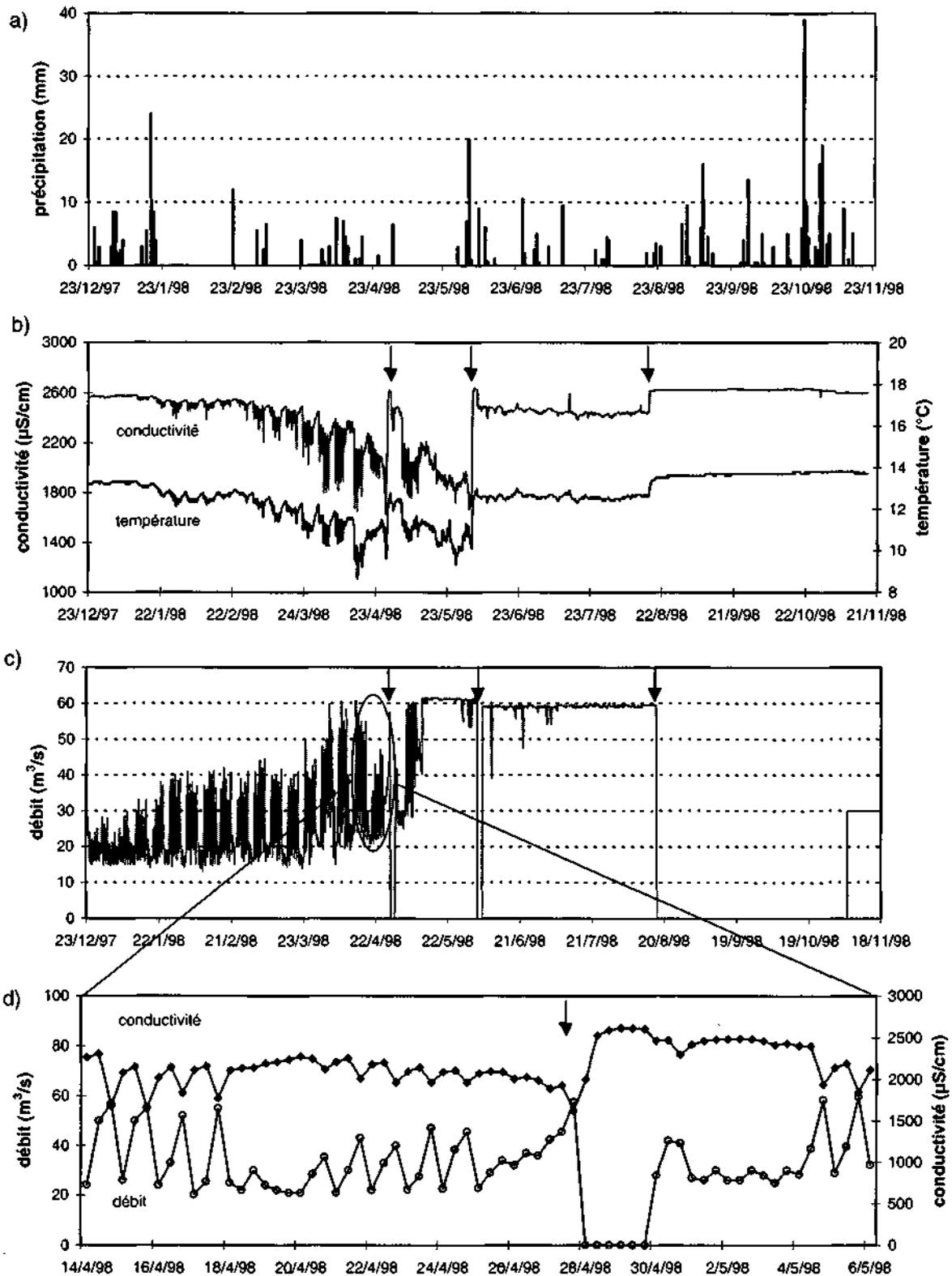


Figure 57 : Relations entre l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis et la source Q6. a) Précipitations journalières mesurées à la station ISM de Sierre; b) Conductivité et température de la source Q6; c) Débit de la galerie d'amenée et d) comparaison entre le débit de la galerie et la conductivité de la source Q6. Les flèches indiquent les moments où la galerie a été mise hors service.

L'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis a été définitivement mise hors service le 17 août 1998. La conductivité électrique de la source Q6 a augmenté de 2430 $\mu\text{S/cm}$ avant l'arrêt de l'ancienne galerie à 2600 $\mu\text{S/cm}$ le 20 août 1998. En même temps, la température a augmenté de 13.0 à 13.7 $^{\circ}\text{C}$ et le débit a diminué de 600 à 400 l/min. L'acquisiteur de données installé à la source Q6 n'indique plus de variations journalières après l'arrêt de l'ancienne galerie. Les valeurs des paramètres physico-chimiques mesurées à la source Q6 lors de la campagne du 17 septembre 1998 correspondent environ à celles du 20 août mesurées trois jours après l'arrêt de l'ancienne galerie. Par contre, le chimisme de la source QD-2 drainée sous la route cantonale et celui du forage artésien SA-12 réagissent beaucoup plus lentement à l'arrêt de l'ancienne galerie que celui de la source Q6. Pendant les trois premiers jours après l'arrêt de l'ancienne galerie, la conductivité de la source QD-2 augmentait d'environ 40 $\mu\text{S/cm}$ pour atteindre 2470 $\mu\text{S/cm}$. Ensuite, la conductivité des eaux de la source QD-2 continuait à augmenter pour atteindre 2580 $\mu\text{S/cm}$ le 17 septembre 1998.

Pour la période du 14 avril au 6 mai 1998, les valeurs de la température ont été reportées en fonction de la conductivité de la source Q6 (figure 58). Les valeurs se situent sur une droite de mélange ($R^2 = 0.68$). Mais la pente de cette droite est supérieure à celle de la droite de mélange entre l'eau du Rhône et l'eau sulfatée de l'aquifère triasique. Pour le pôle de l'eau sulfatée, la conductivité maximale (2610 $\mu\text{S/cm}$) respectivement la température maximale (12.8 $^{\circ}\text{C}$) de la source Q6 ont été choisies. Les valeurs utilisées pour le pôle du Rhône correspondent à une valeur moyenne sur 12 mesures d'un cycle hydrologique complet. De plus, les valeurs mesurées en continu à la source Q6 se situent en dessus d'une droite de mélange entre une eau d'infiltration et l'eau sulfatée de l'aquifère triasique. Le pôle de l'eau d'infiltration a été défini à partir d'une estimation de la température moyenne annuelle pour une altitude d'infiltration moyenne de 1200 m s/mer. Ceci indique que les eaux de la source Q6 représentent un système à trois composantes. D'une part, les eaux sulfatées de l'aquifère triasique sont refroidies par un mélange d'eau avec les pertes de l'ancienne galerie d'amenée et, d'autre part, elles sont refroidies par les eaux d'infiltration.

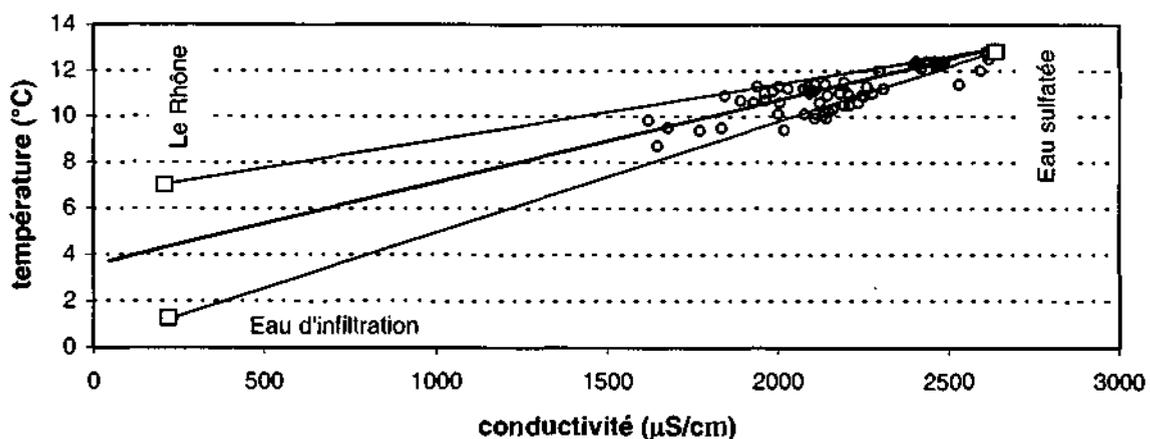


Figure 58 : Corrélation entre les mesures automatiques de la température et de la conductivité pour la période du 14 avril au 6 mai 1998 (intervalle de mesure = 3 h).

La nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis a été mise en service le 4 novembre 1998. Les sources et les niveaux d'eau au pied du versant sud ne montrent pas de réactions liées à cette mise en service de la nouvelle galerie. Par contre, les niveaux d'eau diminuent rapidement dans la plaine alluviale du Rhône, car le lit du Rhône a été sec depuis le 4 novembre. L'ancienne galerie d'amenée sera remplie avec les roches évacuées de la nouvelle galerie. Le débit de la source sulfatée Q6 a diminué de 350 à 75 l/min entre janvier et mars 1999. La diminution

naturelle du débit s'explique par une recharge superficielle réduite depuis novembre 1998 à cause du sol gelé. Les deux dernières années cette diminution du débit était probablement masquée par une recharge supplémentaire due aux pertes de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis. Ensuite, le débit de la source Q6 d'environ 80 l/min a resté plus ou moins stable au cours de l'année 1999 pour diminuer de nouveau au début de l'année 2000 à environ 30 l/min.

Conclusions

La source Q6 est partiellement rechargée par un apport d'eau sulfatée calcique de l'aquifère triasique d'une conductivité d'environ 2600 $\mu\text{S}/\text{cm}$. De plus, l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis a exercé des effets hydrauliques et de dilution sur le comportement des eaux de la source Q6 et des autres sources au pied du versant sud. L'apport d'eau peu minéralisée de l'ancienne galerie d'amenée a probablement varié entre 50 et 300 l/min à la source Q6, suivant les variations saisonnières de la galerie.

3.5.9 Commentaires

L'étude de l'évolution temporelle des paramètres physico-chimiques a demandé un important nombre de campagnes de terrain exécutées mensuellement sur trois cycles hydrologiques complets et souvent réalisées sous des conditions climatiques extrêmes (- 15 à +30 °C, fortes précipitations, vents violents lors de périodes du foehn). Une bonne maintenance des appareils de mesure a été importante pour résister à ces différentes conditions climatiques.

Les variations saisonnières de la nature chimique des recharges en eau provoquent des fluctuations saisonnières du chimisme des eaux souterraines. La connaissance des processus physiques et chimiques, qui interviennent dans l'aquifère, a permis de comprendre la nature des eaux souterraines et dans certains cas de comprendre leur origine chimique. De plus, les variations des paramètres physico-chimiques à courte durée ont été attribuées aux événements pluvieux intenses et à la fonte des neiges.

De nombreuses zones hydrogéologiques et hydrochimiques avec différents régimes d'écoulement souterrain et différentes conditions physico-chimiques ont été déterminées et délimitées à l'aide des variations saisonnières du chimisme des eaux. Ces zones hydrogéologiques et hydrochimiques possèdent des systèmes de mélange d'eau à deux ou trois composantes avec plusieurs processus physiques et chimiques.

Finalement, l'intervalle entre deux mesures physiques et chimiques a été choisi en fonction du type d'information recherchée. Pour étudier le régime d'écoulement de l'aquifère alluvial du Rhône, deux campagnes de terrain annuelles ont été réalisées en période de hautes eaux et de basses eaux. Pour étudier les variations saisonnières du comportement chimique des eaux souterraines lors des trois cycles hydrologiques, un intervalle de mesure de 4 à 5 semaines a été suivi. Les résultats obtenus de ces mesures mensuelles n'ont pas permis de déterminer les relations hydrodynamiques et chimiques entre l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis et la source sulfatée Q6, car l'intervalle de mesure était trop grand. C'est pourquoi un acquiiseur automatique a été installé à la source Q6 qui a vraiment permis d'observer les relations entre la galerie et la source Q6 avec un intervalle de mesure de 3 h.

Le tableau 14 résume les différents points de mesures mensuelles et leurs temps de réactions aux événements pluvieux et à l'apport d'eau infiltrée du Rhône. Chaque point de mesure est représentatif pour une zone hydrogéologique et hydrochimique.

Tableau 14 : Points de mesures mensuelles et leurs temps de réaction aux événements pluvieux et à l'apport d'eau infiltrée du Rhône au nord-est. Les résultats sont classés avec la distance croissante depuis la zone d'infiltration du Rhône. L'incertitude du temps de réaction se situe entre 1 et 2 semaines.

Nom	Zone hydro-géologique	Distance d'infiltration du Rhône (m)	Distance au versant sud (m)	Retard aux précipitations intenses (mois)	Retard à l'apport du Rhône (mois)
Piézomètre P56	Alluvions du Rhône dans la zone d'infiltration	510	1050	1	1
Piézomètre P12	Alluvions du Rhône au centre de la plaine	1250	600	1	2
Piézomètre P52	Alluvions du Rhône / alluvions de l'Illgraben	1270	300	1	1½
Forage SA-12	Aquifère triasique / cône de l'Illgraben	1660	50	2	-
Piézomètre P33	Alluvions du Rhône le long du canal des Fermes	1670	250	3	3
Source Q6	Aquifère triasique	1670	0	2	- ¹⁾

¹⁾ considère qu'il n'y a pas d'apport d'eau depuis la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis.

3.6 Profil de conductivité et de température le long du canal des Fermes

Les jaugeages à la canne de Jens effectués sur les hautes eaux et les basses eaux du canal des Fermes ont bien mis en évidence un important effet de drainage de la nappe souterraine par le canal entre les points de jaugeage D2 et D4 (cf. Chapitre II.2.3, figure 12). Pour mieux comprendre les relations entre le canal des Fermes et l'aquifère alluvial du Rhône, un profil de conductivité électrique et de température a été réalisé le long du canal entre les points D2 et D4 en période des hautes eaux 1998 et des basses eaux 1999. Ces mesures localisent exactement les points d'émergence dans le canal et donnent des résultats précis sur les différentes relations entre le canal et l'aquifère. Etant donné que de nombreux bisses d'irrigation se déversent dans le canal (figure 12), les mesures ont été réalisées dans un moment où ces bisses étaient secs.

La figure 59 montre le profil de la conductivité et de la température en période des hautes eaux 1998, alors que la figure 60 présente les mesures effectuées sur les basses eaux 1999. Ces deux profils démontrent les divers apports d'eau moins conductrice et plus froide de l'aquifère.

Les émergences sont surtout concentrées sur le tronçon du canal entre le piézomètre P33 et le point de jaugeage D4. En période de hautes eaux, elles peuvent être classées en trois types d'eau. Le premier type d'eau amène une eau fortement minéralisée (> 1900 µS/cm) et subthermale (>13 °C). Ce type d'eau caractérise les points d'émergence sur les premiers 150 m en aval du point de jaugeage D2 et correspond à une eau sulfatée venant du versant sud, légèrement diluée par l'eau peu minéralisée du Rhône. Le deuxième type d'eau contient les émergences entre 150 et 250 m en aval de D2 avec une eau moins conductrice (1500 - 1900 µS/cm). Ce type d'eau correspond à une eau de mélange avec une proportion d'eau peu minéralisée du Rhône plus importante que celle du premier type. Le troisième type d'eau comporte les points d'émergence entre 250 et 550 m (point D4) et caractérise une eau moyennement minéralisée (800 - 1500 µS/cm) et froide (9.5 - 10.5 °C). En période de basses eaux, les émergences des deux premiers types d'eau sont presque entièrement sèches. Le canal se situe environ 1 m en aval du piézomètre P33 et possède un niveau d'eau environ 60 cm inférieur à celui du piézomètre P33 en hautes eaux. Avec un battement naturel de la nappe de 1.10 m au piézomètre P33, la nappe

souterraine est probablement en équilibre avec l'eau du canal en période de basses eaux, expliquant l'absence des points d'émergence à cet endroit.

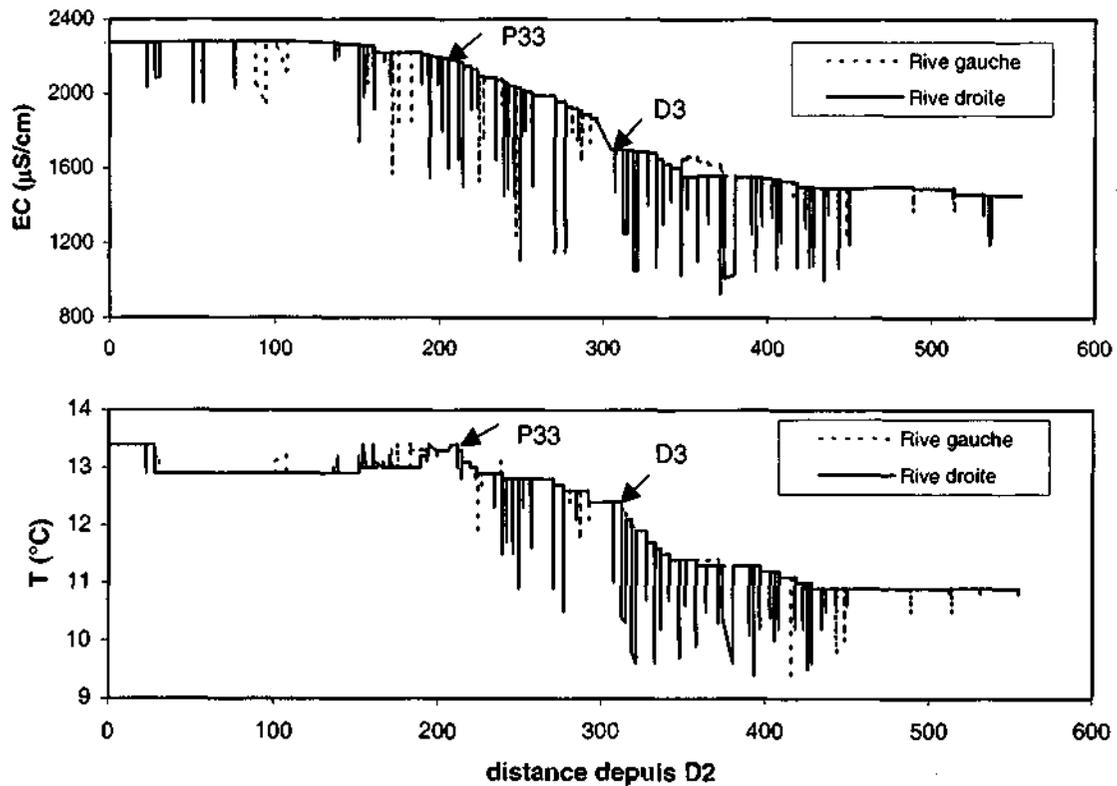


Figure 59 : Profil de conductivité et de température de l'eau le long du tronçon D2 - D4 du canal des Fermes en période de hautes eaux (août 1998).

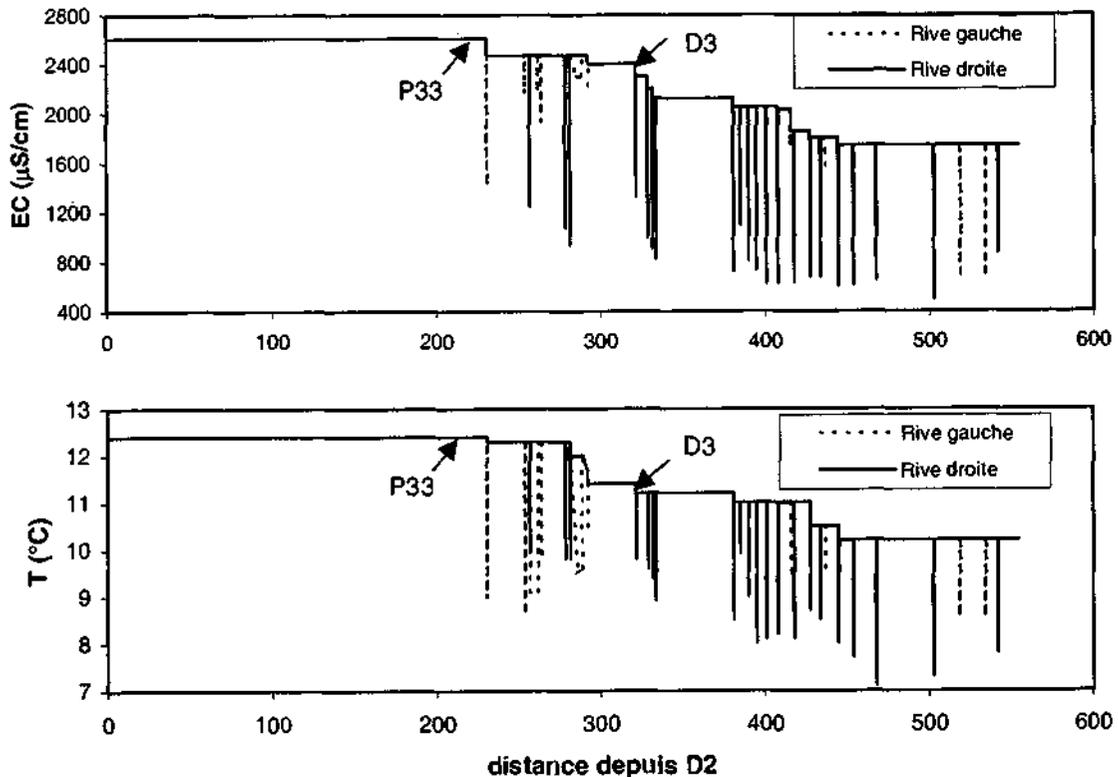


Figure 60 : Profil de conductivité et de température de l'eau le long du tronçon D2 - D4 du canal des Fermes en période de basses eaux (avril 1999).

Dans un type d'eau, la minéralisation des eaux émergentes montre d'importantes variations ponctuelles qui indiquent des processus de mélange. Les eaux souterraines se mélangent probablement entre elles avant d'être drainées par le canal. De plus, cette différence de la minéralisation indique des apports latéraux mais également verticaux de la nappe.

La conductivité et la température des eaux de la nappe sont presque toujours plus faibles que celles du canal des Fermes, sauf à deux exceptions près. La température de la nappe peut être plus élevée que celle du canal sur les premiers 250 m en aval du point de jaugeage D2 (figure 59). Un seul apport d'eau sur la rive gauche à 370 m possède une conductivité supérieure à celle du canal pour une température identique. Cet apport d'eau suit probablement un cheminement rapide depuis les roches sulfatées du versant sud et protégé contre les processus de dilution avec l'eau peu minéralisée du Rhône. Le cheminement emprunté par l'eau pourrait correspondre à un ancien bras de rivière, actuellement comblé par du matériel très perméable. Cette hypothèse semble être confirmée par une étude du Service des routes et des cours d'eau (SRCE) à Sion, visant à la création de nouveaux étangs en aval du canal des Fermes (OGGIER & SCHÜRCH 1998).

La méthode d'un profil continu des points d'émergence le long du canal des Fermes est performante pour détecter les apports d'eau de la nappe souterraine vers le canal. Par contre, cette méthode ne permet pas de distinguer d'éventuelles pertes du canal vers la nappe. De plus, le débit des points d'émergence n'a pas été jaugé dans la plupart des cas, à cause du débit trop faible et des exutoires diffus ainsi que par la position du point d'émergence se situant sous la surface du canal. Pour quantifier précisément les échanges entre l'aquifère et le canal, il faudrait augmenter la densité des points de jaugeage le long du canal.

Les apports d'eau de la nappe souterraine observés dans le canal des Fermes se trouvent généralement ponctuellement sur l'une ou l'autre rive du canal. Ceci montre bien l'hétérogénéité de l'aquifère et les différents apports d'eau de la nappe à travers des drains plus perméables.

3.7 Isotopes de l'eau

3.7.1 Isotopes stables de l'eau

Distribution spatiale (hautes eaux 1996 et basses eaux 1997)

L'étude des isotopes stables (oxygène-18 et deutérium) se base sur la tendance des paires isotopiques de se fractionner ou de se séparer dans des fractions légères et lourdes. Les résultats sont exprimés en δ (‰) (FRITZ & FONTES 1980). Une carte de la distribution spatiale des isotopes stables permet de déterminer les zones de recharge et de mélange de la nappe souterraine.

La figure 61 montre la carte des valeurs de l'oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$) des eaux souterraines et du Rhône en période des hautes eaux 1996. L'oxygène-18 se situe entre -13.41 ‰ (piézomètre P22) dans l'éboulement de Sierre et -14.85 ‰ (P56) dans la zone d'infiltration du Rhône au nord-est. Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines dans l'aquifère alluvial du Rhône augmentent généralement en allant du fleuve vers le versant sud. La distribution spatiale des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ suit la répartition générale de la concentration du sulfate observée, ainsi que celle de l'écoulement souterrain (figures 5 et 7).

Les valeurs élevées dans l'éboulement de Sierre montrent vraisemblablement l'existence d'une recharge de la nappe souterraine par les pluies locales. Celles-ci tombent sur l'éboulement de Sierre à des altitudes entre 542 (Milljere) et 636 m s/mer (Perischuhubil). Dans les zones à faible perméabilité, telles que celles des piézomètres P29 et P19, le temps de séjour souterrain

des eaux est important et a tendance à tamponner les variations isotopiques, ce qui explique les faibles variations saisonnières en oxygène-18. Le comportement du piézomètre P22, se situant entre les lacs de l'éboulement de Sierre, est très différent de celui des autres piézomètres de l'éboulement de Sierre: un maximum en hiver = -12.80 ‰ et un minimum en été = -13.41 ‰ (figures 63a et 65a). Il peut être expliqué par le fait que les eaux des lacs subissent une évaporation plus importante en été et sont enrichies en oxygène-18 à cette saison. L'eau des lacs, surtout du Grossee, alimente la nappe souterraine entre les lacs. En raison d'une faible perméabilité (10^{-5} m/s), l'écoulement souterrain est lent (0.6 m/j). L'eau infiltrée par le Grossee nécessite au moins cinq mois pour atteindre le piézomètre P22.

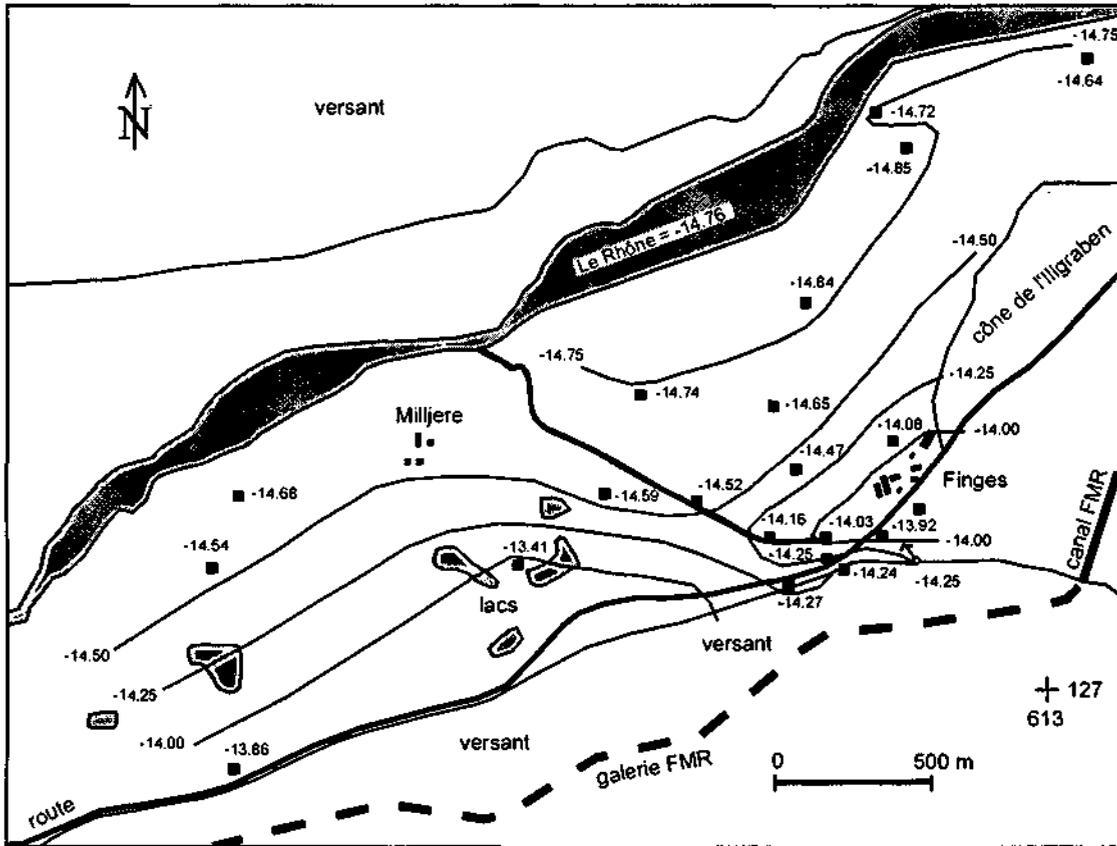


Figure 61 : Carte de la distribution spatiale des teneurs en oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$ ‰) sur les hautes eaux (août 1996).

En mars 1997 lors des basses eaux, les teneurs de l'oxygène-18 varient entre -12.80 ‰ (piézomètre P22) et -14.69 ‰ (P16) proche du lit du Rhône (figure 2). Leur distribution spatiale suit celle des hautes eaux 1996. Les valeurs du deutérium se situent entre -98.1 ‰ (piézomètre P22) et -106.7 ‰ (P33) en août 1996. En comparaison, les valeurs de mars 1997 varient entre -97.2 ‰ (P22) et -108.0 ‰ (P33).

Evolution temporelle au cours d'un cycle hydrologique

Une étude de l'évolution temporelle des isotopes stables a pour but d'observer les variations saisonnières du régime souterrain d'un point de mesure, ainsi que de déterminer son origine hydrogéologique et son temps de réaction aux événements pluvieux. Lors d'un cycle hydrologique complet, les isotopes stables de l'eau (^{18}O et D) ont été analysés mensuellement pour une sélection de cinq points de mesure (P12, P13, P52, Q6 et le Rhône). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux des alluvions fluviales du Rhône (P12 et P13) s'échelonnent entre -14.39 et -14.70 ‰, alors que celles de la source sulfatée Q6 du versant sud varient entre -14.02 et -14.12 ‰ (figure 62). Les valeurs les plus élevées ont été retrouvées dans les eaux du piézomètre P52 à l'intersection des alluvions du Rhône et du cône de l'Ilgraben. Ces valeurs

sont comprises entre -13.80 et -14.29 ‰.

Malgré les faibles variations saisonnières des teneurs en oxygène-18 et deutérium, elles confirment les processus rapides de dilution des eaux souterraines de l'aquifère alluvial du Rhône par l'apport d'eau infiltrée du fleuve (figure 62). Ces processus ont été déjà mis en évidence avec l'interprétation des fluctuations des paramètres physico-chimiques (cf. Chapitre II.3.5). Les eaux du piézomètre P13 suivent les variations isotopiques du cycle hydrologique des eaux du Rhône. En effet, l'oxygène-18 et le deutérium révèlent qu'en période de hautes eaux l'augmentation de l'altitude de la zone de recharge du bassin versant du Rhône est responsable d'une diminution de la minéralisation des eaux souterraines. L'éventail des valeurs isotopiques des eaux dans les alluvions fluviales du Rhône est inférieur à celui des teneurs mesurées dans le Rhône à cause des processus de mélange et d'un temps de réaction plus lent dans l'aquifère. Le cycle isotopique des eaux du piézomètre P12 est décalé d'environ sept semaines par rapport à celui du P13, qui sont séparés de 390 m. Ce phénomène de décalage du cycle isotopique reflète les hétérogénéités locales de conductivité hydraulique. Le piézomètre P12 se situe dans une bande étroite au centre des alluvions fluviales du Rhône qui est considérée comme un bras mort fossile du Rhône comblé par des sédiments argilo-sableux (cf. Chapitre II.3.2.5). Par contre, le piézomètre P13 se trouve entre cette bande étroite au sud et le Rhône au nord.

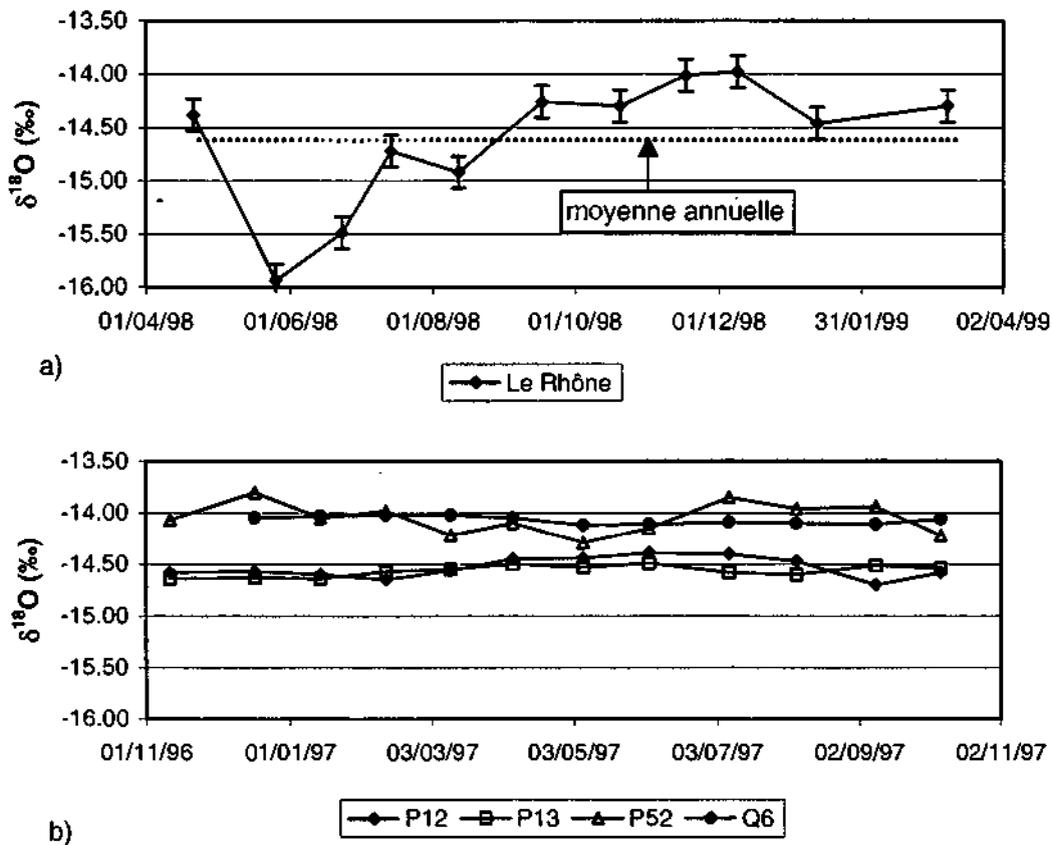


Figure 62 : Variations temporelles des teneurs de l'oxygène-18 pour trois piézomètres (P12, P13, P52) et une source (Q6) entre novembre 1996 et octobre 1997, ainsi que pour le Rhône entre avril 1998 et mars 1999. La droite traitillée donne la moyenne annuelle de l'oxygène-18 du Rhône.

Les variations isotopiques du Rhône sont inversées par rapport au cycle des précipitations, avec un minimum en hiver et un maximum en été, et reflètent deux processus (SCHÖTTERER *et al.* 1995) :

- Dans une région géographiquement bien définie comme le Valais, la composition isotopique moyenne des précipitations montre une dépendance linéaire de l'altitude et de la température. Pour une altitude plus élevée, donc à plus basse température, les précipitations

sont appauvries en isotopes lourds. En été, la fonte des neiges en haute montagne fournit une eau appauvrie en oxygène-18 qui alimente le Rhône.

- L'activité hydroélectrique retient fortement dans les lacs l'eau de la fonte des neiges qui contient de faibles teneurs en oxygène-18. Les barrages libèrent plus ou moins régulièrement toute l'année ces eaux de fonte.

A Finges, la moyenne annuelle de l'oxygène-18 du Rhône est -14.60 ‰, alors que la moyenne annuelle du deutérium est -106.1 ‰ (figure 62).

Les valeurs de l'oxygène-18 et du deutérium de la source Q6 ne montrent que de très faibles variations temporelles. Elles représentent isotopiquement une composition moyenne des trois apports d'eau : eau sulfatée de l'aquifère triasique, eau d'infiltration et eau infiltrée de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis (cf. Chapitre II.3.5.4). La valeur moyenne de -14.07 ‰ de la source Q6 ressemble à celle mesurée par Dubois (1993) pour les eaux sulfatées calciques émergeant des roches évaporitiques du versant sud.

Les eaux souterraines donnent en général une réponse atténuée et homogénéisée des entrées du Rhône et des précipitations à fortes variations isotopiques. Elles sont donc représentatives d'une période plus longue qu'un événement pluvieux. De plus, les eaux souterraines ont pu subir au cours de leur cheminement des processus d'évaporation et surtout de mélange.

Relation entre l'oxygène-18 et le deutérium

Dans les précipitations, la concentration en isotopes stables (oxygène-18 et deutérium) varie essentiellement en fonction de la distance d'un océan ou d'une mer, de l'altitude et de la latitude. Pour les eaux des précipitations, une corrélation linéaire positive existe entre l'oxygène-18 et le deutérium. Cette corrélation linéaire s'appelle droite mondiale des eaux météoriques (YURTSEVER & GAT 1981). Elle possède l'équation suivante :

$$\delta D (\text{‰}) = 8.2 * \delta^{18}\text{O} (\text{‰}) + 10.8 \quad (5)$$

Trois phénomènes principaux peuvent causer d'une déviation depuis cette droite mondiale des eaux météoriques (FRITZ & FONTES 1980) :

- L'évaporation intense;
- L'échange isotopique eau - roche à haute température;
- Des précipitations provenant d'une mer intérieure, telle que la Méditerranée, qui entraînent l'alignement des points isotopiques sur une autre droite.

La figure 63a montre la relation entre l'oxygène-18 et le deutérium en période des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1997 à Finges, tandis que les valeurs mensuelles des isotopes stables obtenues pour les piézomètres P12, P13, P52, la source Q6 et le Rhône sont représentées sur la figure 63b.

Les analyses isotopiques se situent entre la droite mondiale des eaux météoriques (YURTSEVER & GAT 1981) et la droite pour le nord et le centre de la Suisse (KULLIN & SCHMASSMANN 1991). A l'exception de quelques valeurs des basses eaux 1997 et du piézomètre P52 qui se trouvent au-dessous de la droite mondiale. En général, en période des basses eaux 1997, les valeurs en oxygène-18 sont nettement plus faibles qu'en période des hautes eaux 1996. Ce sont surtout les valeurs isotopiques des piézomètres au pied du versant sud (P52, SA-12, P15) qui se situent en période des basses eaux 1997 au-dessous de la droite mondiale des eaux météoriques (figure 63a). Ces piézomètres sont alimentés par l'eau des précipitations et, par conséquent, leur composition isotopique suit les variations saisonnières des précipitations.

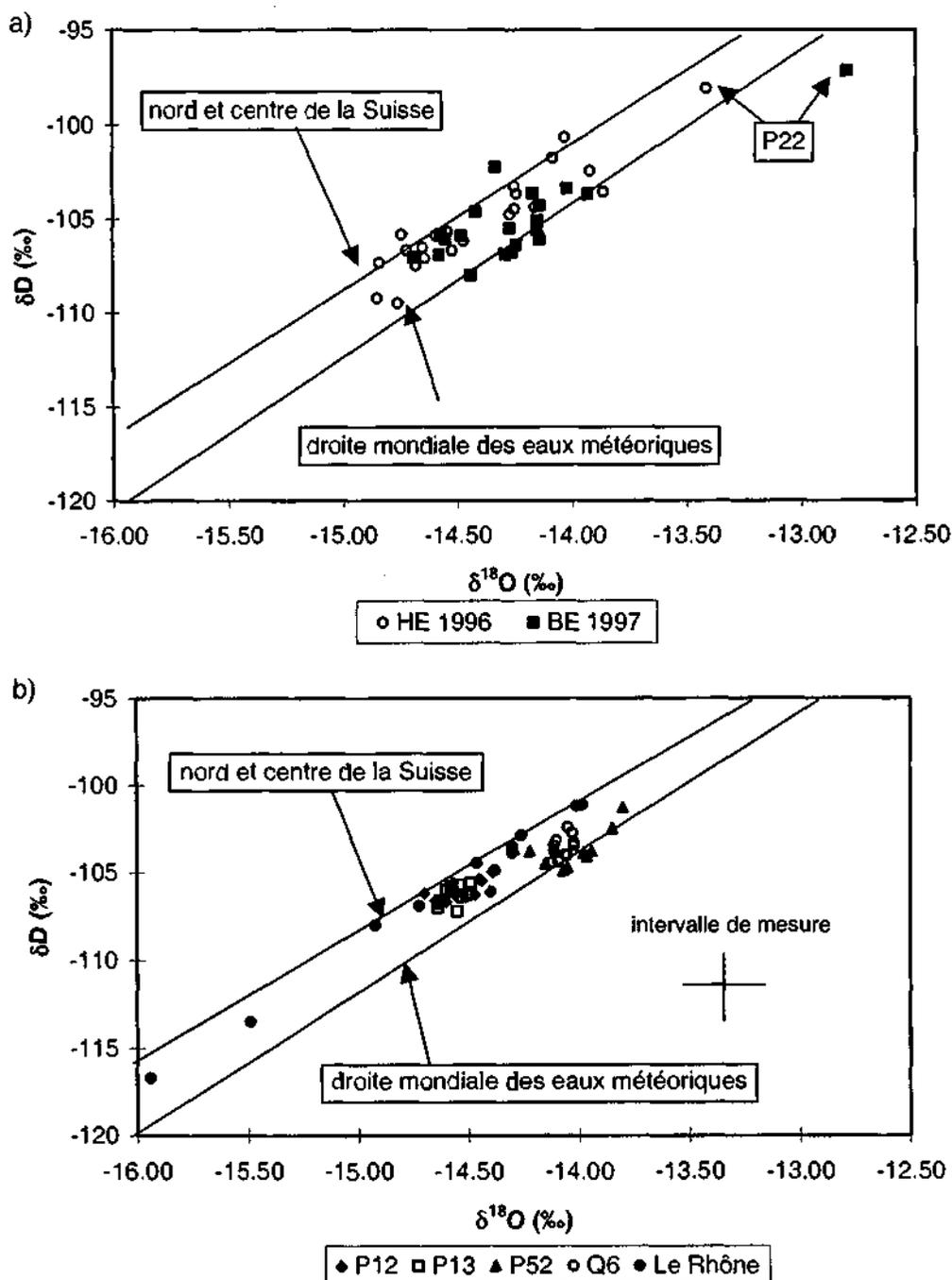


Figure 63 : Relation entre l'oxygène-18 et le deutérium. a) Hautes eaux 1996 et basses eaux 1997; b) Mesures mensuelles des isotopes stables de l'eau des piézomètres P12, P13, P52, de la source Q6 et du Rhône. L'erreur de mesure de l'oxygène-18 est de l'ordre de ± 0.15 ‰, alors que celui du deutérium est de ± 1.5 ‰.

Les eaux ne s'alignent pas parfaitement le long de la droite mondiale des eaux météoriques, ce qui indique une origine météorique modifiée. Les droites de régression des isotopes stables de l'eau ont été déterminées pour les eaux de la source Q6 et les piézomètres P12, P13 et P52. Les pentes de ces droites locales sont de 3.1 pour le piézomètre P12, 3.6 pour le P52, 4.5 pour le P13 et 12.1 pour la source Q6. Les pentes des trois piézomètres sont inférieures à celle de la droite mondiale des eaux météoriques, qui est de 8.2 (YURTSEVER & GAT 1981), et ressemblent à des droites d'évaporation. Un faible excès en deutérium apparaît systématiquement au cours des analyses isotopiques de ces quatre points de mesure. Les valeurs moyennes de l'excès en deutérium varient entre 11.5 pour le P52 et 13.2 pour le P12, au lieu de la constante égale à 10.8

propre à la relation de YURTSEVER & GAT (1981).

Les valeurs des isotopes stables obtenues pour les eaux du Rhône sont plus ou moins alignées sur la droite des eaux valables pour le nord et le centre de la Suisse (KULLIN & SCHMASSMANN 1991). Cette droite possède l'équation suivante :

$$\delta D (\text{‰}) = 7.55 * \delta^{18}O (\text{‰}) + 4.8 \quad (6)$$

Relation entre l'oxygène-18 et l'altitude

En hydrogéologie, l'utilisation la plus fréquente de l'oxygène-18 et du deutérium se base sur la relation linéaire entre l'altitude moyenne du bassin versant d'une source et les isotopes stables de l'eau. Parce que l'importance des processus de fractionnement isotopique augmente à faible température, l'appauvrissement des précipitations en isotopes lourds s'accroît lorsque les nuages montent en altitude. Le contrôle du fractionnement isotopique par la température explique aussi pourquoi la neige est appauvrie en oxygène-18 et en deutérium par rapport à la pluie.

Une nouvelle relation entre l'oxygène-18 et l'altitude a été recherchée, car les altitudes moyennes des zones d'infiltration calculées avec différentes formules existantes n'ont pas correspondu à celles obtenues pour le secteur du Bois de Finges. La nouvelle relation calculée pour la zone du Bois de Finges possède l'équation suivante ($R^2 = 0.938$) :

$$\delta^{18}O = -0.001 * \text{alt} - 12.89 \quad (7)$$

Le tableau 15 montre les huit points de mesure avec lesquels la relation ci-dessus a été obtenue. Les altitudes moyennes de la zone d'infiltration ont été estimées à partir de la carte topographique. L'altitude moyenne est calculée comme la moyenne entre l'altitude d'émergence et du point le plus haut de la zone d'infiltration. Les valeurs de l'oxygène-18 utilisées correspondent à une valeur moyenne entre les hautes eaux 1996 et les basses eaux 1997. A l'exception des valeurs de la source Q6 et du piézomètre P52, qui représentent une valeur moyenne sur 11, respectivement 12 échantillons d'un cycle hydrologique. De plus, en novembre 1996, un échantillon d'eau a été prélevé au drain 80 de la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis (annexe 8).

Tableau 15 : Points de mesure utilisés pour calculer la relation entre l'oxygène-18 et l'altitude pour le secteur du Bois de Finges. Les points de mesure sont classés par ordre décroissant de l'altitude moyenne de la zone d'infiltration.

Nom	$\delta^{18}O$ (‰)	Nombre de valeurs	Altitude moyenne (m s/mer)
Piézomètre P29	-13.89	2	1000
Piézomètre SA-13	-13.98	2	1050
Source Q6	-14.07	11	1200
Piézomètre P52	-14.05	12	1200
Piézomètre SA-11	-14.21	2	1350
Piézomètre SA-10	-14.21	2	1350
Piézomètre SA-12	-14.20	2	1350
Drain 80, nouvelle galerie d'amenée	-14.41	1	1450

La figure 64 montre la relation entre l'oxygène-18 et l'altitude du secteur du Bois de Finges, obtenue à l'aide de huit points de mesure, en comparaison avec différentes formules existantes : Valais (SCHOTTERER *et al.* 1995), Col du Rawyl (SCHOTTERER *et al.* 1978) et Alpes Bernoises (KULLIN & SCHMASSMANN 1991). De plus, les valeurs de l'oxygène-18 du Rhône analysées dans le Bois de Finges ont été dessinées par rapport à l'altitude moyenne du bassin versant du

Rhône pour la station de jaugeage à Sion (OFEFP 1997). Les valeurs de l'oxygène-18 du Rhône de la figure 64 correspondent à une valeur minimale, moyenne et maximale sur 12 échantillons d'un cycle hydrologique. Pour le canton du Valais, une seule relation entre l'oxygène-18 et l'altitude moyenne a été retrouvée dans une recherche bibliographique (SCHOTTERER *et al.* 1995). Malheureusement, SCHOTTERER *et al.* (1995) ne décrit pas sur quelles informations leur relation est basée (nombre de points utilisés, site d'échantillonnage). En effet, cette relation du Valais de SCHOTTERER *et al.* (1995) ne coupe pas les concentrations isotopiques du Rhône.

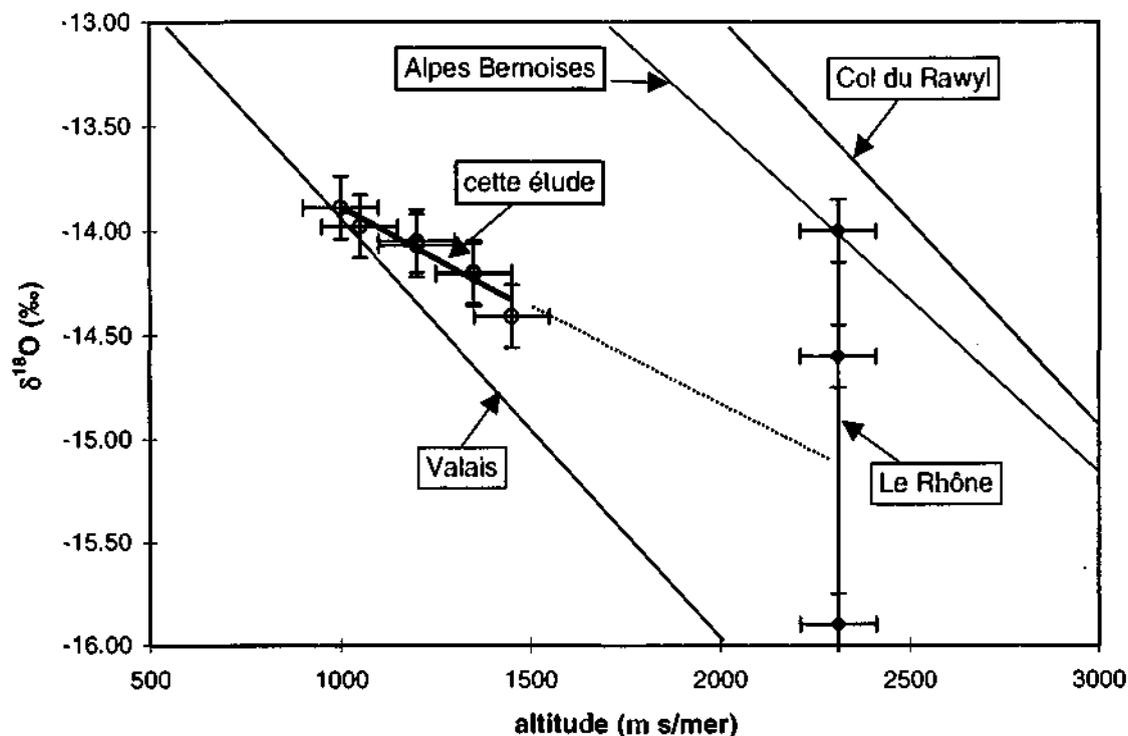


Figure 64 : Relation entre l'oxygène-18 et l'altitude pour le secteur du Bois de Finges, ainsi que le Valais (SCHOTTERER *et al.* 1995), le Col du Rawyl (SCHOTTERER *et al.* 1978) et les Alpes Bernoises (KULLIN & SCHMASSMANN 1991). La relation du Bois de Finges se repose sur huit points de mesure (tableau 15). Les valeurs de l'oxygène-18 du Rhône (minimale, moyenne, maximale), mesurées dans le Bois de Finges, sont dessinées par rapport à l'altitude moyenne du bassin versant du Rhône à Sion.

L'altitude des zones d'infiltration a été calculée avec différentes formules (Valais, Col du Rawyl, Alpes Bernoises et par la relation de cette étude). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ utilisées dans ces calculs sont des valeurs minimales, moyennes et maximales, calculées pour les eaux de la source Q6 et les piézomètres P12, P13 et P52 sur la base des analyses de cette étude (tableau 16).

Les altitudes moyennes des zones d'infiltration, obtenues par les quatre formules ci-dessus (tableau 16), montrent des importantes différences. La difficulté d'utiliser des gradients isotopiques locaux et régionaux est due à la complexité de provenance des précipitations liées aux directions principales des vents qui provoquent des mélanges isotopiques et d'autres effets perturbateurs associés à la succession de chaînes et de vallées. C'est pourquoi qu'une relation entre l'oxygène-18 et l'altitude n'est valable que sur une échelle locale ou régionale. Les formules du Col du Rawyl et des Alpes Bernoises se reposent surtout sur des précipitations venant de l'ouest depuis l'Atlantique. Par contre, le secteur du Bois de Finges est influencé, en particulier, par des précipitations d'origine méditerranéenne.

Tableau 16 : Altitudes minimales, moyennes et maximales en m s/mer des zones d'infiltration en distance croissante vers le Rhône, calculées avec différentes formules pour $\delta^{18}\text{O}$.

Nom (nombre d'échant.)		$\delta^{18}\text{O}$	A	B	C	D
Q6 (11)	Minimum	-14.02	960	2573	2305	1130
	Moyenne	-14.07	983	2601	2334	1180
	Maximum	-14.12	1007	2629	2364	1230
P52 (12)	Minimum	-13.80	855	2451	2176	910
	Moyenne	-14.05	974	2590	2323	1160
	Maximum	-14.29	1088	2723	2464	1400
P12 (12)	Minimum	-14.39	1135	2779	2523	1500
	Moyenne	-14.53	1202	2857	2605	1640
	Maximum	-14.70	1283	2951	2705	1810
P13 (12)	Minimum	-14.49	1183	2834	2581	1600
	Moyenne	-14.57	1221	2879	2628	1680
	Maximum	-14.64	1254	2918	2670	1750
Rhône (11)	Minimum	-14.00	940	2551	2281	1110
	Moyenne	-14.60	1240	2901	2652	1710
	Maximum	-15.90	1872	3641	3434	3010

A SCHOTTERER *et al.* 1995 (Valais, $\delta^{18}\text{O} = -0.0021 * \text{alt} - 12.0$), B SCHOTTERER *et al.* 1978 (Col du Rawyl, $\text{alt} = -556 * \delta^{18}\text{O} - 5222$), C KULLIN & SCHMASSMANN 1991 (Alpes Bernoises, $\delta^{18}\text{O} = -0.0017 * \text{alt} - 10.1$) et D cette étude.

Relation entre l'oxygène-18 et le sulfate

Dans le Bois de Finges, les fortes concentrations en sulfate dissous dans l'eau sont considérées comme la marque de l'influence des roches évaporitiques du Trias de la Nappe des Pontis. Par contre, l'oxygène-18 est considéré comme l'indicateur de l'influence des eaux de précipitations tombant sur le versant sud, ainsi que des eaux infiltrées du Rhône. Dans l'aquifère alluvial du Rhône, le sulfate et l'oxygène-18 ont été traités comme des traceurs naturels conservatifs. La relation entre l'oxygène-18 et le sulfate dissous permet de déterminer l'origine des eaux et les mélanges d'eau dans l'aquifère.

La figure 65a montre la relation entre l'oxygène-18 et la concentration du sulfate mesurée sur les hautes eaux 1996, alors que la figure 65b présente la relation similaire pour un cycle hydrologique complet des piézomètres P12, P13, P52, la source Q6 et le Rhône. La relation entre l'oxygène-18 et les concentrations du sulfate met en évidence que les eaux souterraines reflètent des mélanges entre l'eau sulfatée du versant sud et l'eau peu minéralisée du Rhône. La corrélation positive, existant entre l'oxygène-18 et le sulfate pour les échantillons des hautes eaux 1996, sera représentée par la droite d'équation suivante :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 0.0004 * \text{SO}_4 \text{ (mg/l)} - 14.66 \quad (8)$$

Cette équation ($R^2 = 0.746$, sans les piézomètres P22 et P29) permet d'extrapoler une valeur isotopique d'eau de -13.95 ‰ pour une eau sulfatée provenant de l'aquifère triasique du versant sud qui contient 1781 mg/l de sulfate (piézomètre SA-8). La valeur élevée de $\delta^{18}\text{O}$ égale à -13.41 ‰ du piézomètre P22 se situant entre les lacs de l'éboulement de Sierre indique une infiltration des eaux du Grossee. Les eaux des lacs subissent une évaporation plus importante en été et sont enrichies en oxygène-18 à cette saison. C'est pourquoi que la valeur du piézomètre P22 n'a pas été prise en compte pour le calcul de la droite de corrélation. Finalement, le piézomètre P29 n'a pas été pris en considération, car il est rechargé par des eaux émergeant des calcaires dolomitiques de l'écaille de Beauregard du versant sud (cf. Chapitre II.3.2.4) et, par conséquent, ses eaux ne montrent pas de relations chimiques et hydrauliques avec les roches évaporitiques du Trias (anhydrites et gypse).

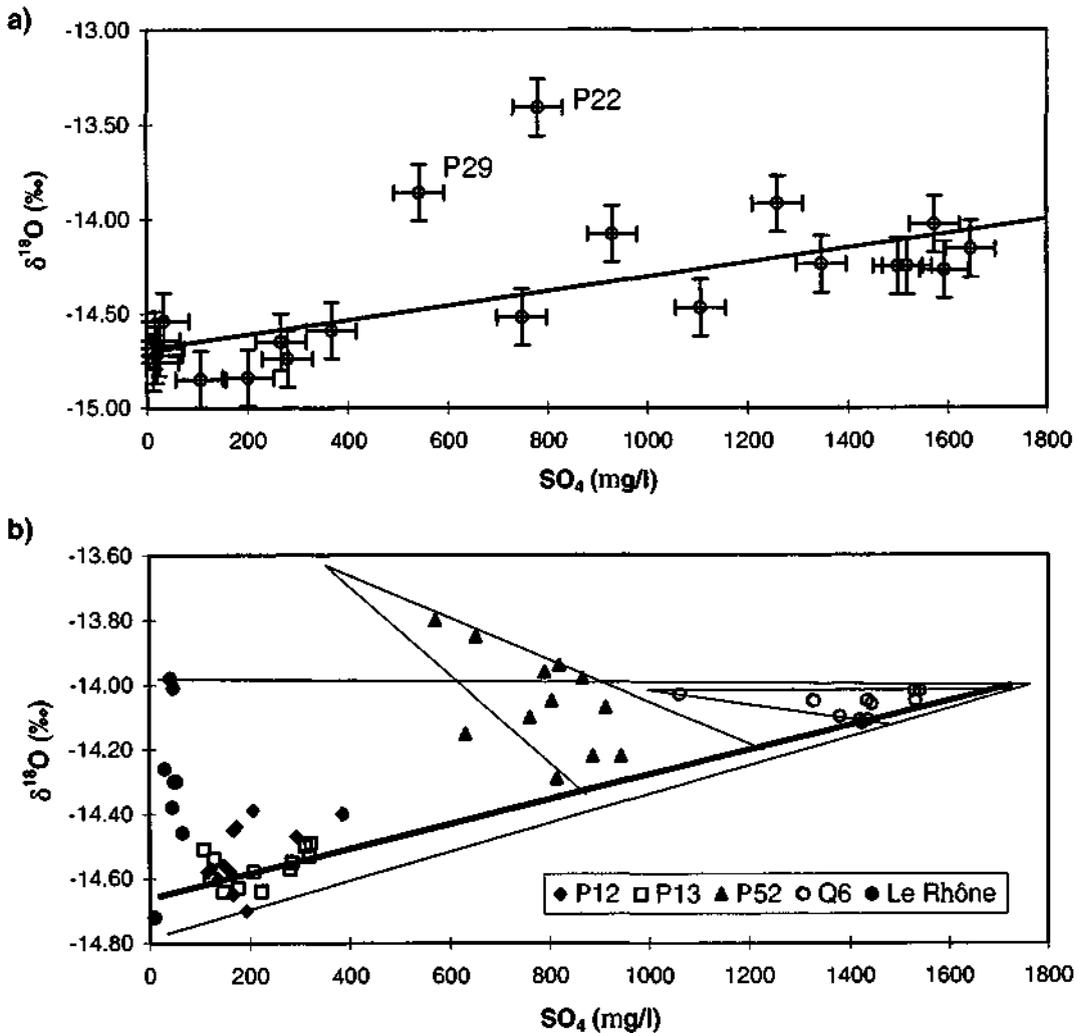


Figure 65 : Répartition entre l'oxygène-18 et la teneur en sulfate. a) 23 points d'eau en période des hautes eaux 1996. La droite de corrélation est calculée sans les piézomètres P22 et P29; b) Cycle hydrologique complet des piézomètres P12, P13, P52, de la source Q6 et du Rhône. La droite de régression (ligne épaisse) est calculée avec les échantillons des points de mesure P12, P13 et Q6.

La corrélation positive, existant entre l'oxygène-18 et le sulfate pour un cycle hydrologique complet, sera représentée par la droite d'équation calculée avec les eaux des piézomètres P12, P13 et la source Q6 ($R^2 = 0.914$) :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 0.0007 * \text{SO}_4 (\text{mg/l}) - 14.60 \quad (9)$$

Seuls les couples de valeur des eaux du piézomètre P52 indiquent une recharge d'un troisième type d'eau. Cette eau de type Ca-HCO₃-SO₄ provient des précipitations tombant sur le cône de l'Illgraben. Le pôle de ce type d'eau, qui contiendrait entre 200 et 400 mg/l de sulfate, donne une valeur d'oxygène-18 d'environ -13.60 ‰. Celle-ci représente une altitude d'infiltration moyenne de 710 m pour la formule du Bois de Finges. Cette altitude de 710 m correspond à l'élévation moyenne du cône de l'Illgraben.

La gamme des variations isotopiques du Rhône est très importante au cours d'un cycle hydrologique complet. La concentration moyenne en oxygène-18 est -14.60 ‰. Quand on considère que le lit du Rhône est périodiquement sec en hiver, l'apport d'eau infiltrée du Rhône possède une concentration moyenne en oxygène-18 de l'ordre de -14.65 ‰. Pour conclure, les eaux souterraines de l'aquifère alluvial du Rhône sont isotopiquement plus ou moins alignées sur une droite de mélange entre l'eau infiltrée du Rhône et l'eau sulfatée du versant sud.

3.7.2 Tritium

Généralités

Une série de 10 échantillons de tritium a été analysée par la Section de surveillance de la radioactivité de l'Université de Fribourg sur les basses eaux et les hautes eaux 1998. Les valeurs de tritium varient entre 3.2 UT (1 UT = 0.119 Bq/l) au forage SA-12 au pied du versant sud et 13.6 UT au piézomètre P56 proche du Rhône. Les points prélevés couvrent toute la partie de la plaine alluviale du Rhône entre la zone d'infiltration du fleuve au nord-est et la zone de recharge d'eau sulfatée au sud-est et reflètent les différents mélanges d'eau entre l'eau de surface du Rhône et l'eau souterraine du versant sud.

Théorie

Le tritium, seul isotope radioactif de l'hydrogène, possède une période de demi-vie de 12.43 années. Le tritium est produit naturellement par action des rayons cosmiques sur l'azote atmosphérique. En faible quantité, le tritium est également produit dans le sous-sol. L'unité de mesure par laquelle le tritium est exprimé est l'unité tritium (UT) : elle correspond à un rapport atomique $^3\text{H}/^1\text{H} = 10^{-18}$.

Entre 1953 et 1964, des tests nucléaires dans l'atmosphère ont provoqué une forte augmentation globale du tritium (MAZOR 1991), permettant de distinguer des eaux infiltrées avant et après cette période. Depuis l'arrêt des essais nucléaires atmosphériques, ces teneurs ont progressivement baissé à cause de la décroissance radioactive spontanée. Actuellement, les eaux de surface non contaminées contiennent de nouveau approximativement la quantité de tritium produite naturellement.

Précipitations et le Rhône

La concentration de tritium des précipitations est régulièrement mesurée par un réseau mondial de stations coordonné par l'Agence Internationale pour l'Energie Atomique (I.A.E.A). Les résultats sont publiés dans des rapports annuels. Depuis 1970, ces teneurs sont enregistrées en plusieurs localités de la Suisse par l'Institut de physique de l'Université de Berne. De plus, de telles mesures sont également réalisées en Suisse dans les eaux des précipitations et des principaux cours d'eau du pays depuis 1992, dans le cadre d'un projet du Service hydrologique et géologique national (SHGN) et des Universités de Berne et Lausanne.

De même que dans d'autres régions du monde, des fluctuations saisonnières des concentrations en tritium avec des maxima au printemps et des minima en hiver ont été observées aux stations SHGN du col du Grimsel et de Sion (SCHOTTERER *et al.* 1995). Les valeurs du tritium sont plus faibles en hiver, car les vents venant directement de l'Atlantique dominent les précipitations. En général, les eaux des océans ont de très faibles teneurs en tritium. En été, la concentration élevée du tritium évaporée de l'humidité sur les continents est ajoutée à la concentration du tritium des précipitations (SCHOTTERER *et al.* 1995).

La concentration en tritium des eaux du Rhône, mesurée à la station SHGN de la Porte du Scex, varie entre 8 et 25 UT. Les fluctuations saisonnières des eaux du Rhône sont légèrement différentes de celles des précipitations : des minima ont été observés en été et en hiver, des maxima au printemps et en automne.

A l'échelle de la Suisse, des anomalies locales de concentration de tritium dans les précipitations, les eaux de surface et les eaux souterraines ont été observées, qui sont dues à certaines industries utilisant des matériaux phosphorescents (BAG 1996).

Mélange d'eau

Le marquage isotopique naturel des eaux souterraines a été utilisé pour quantifier le mélange entre l'eau de l'aquifère alluvial du Rhône et l'eau sulfatée du versant sud rechargeant l'aquifère du Rhône. Un modèle à deux composantes a été appliqué pour calculer les proportions de mélange d'eau. La concentration en tritium du Rhône est liée à des variations temporelles rapides, et par conséquent la concentration de 8.0 UT en date du 14 juillet ne représente pas forcément la concentration en tritium dans l'aquifère alluvial proche du fleuve, car les eaux souterraines de l'aquifère sont tamponnées et ne suivent pas les variations rapides des eaux du Rhône.

Pour le pôle de l'aquifère alluvial, la teneur de tritium a été choisie à partir d'un piézomètre se situant proche de la zone d'infiltration du Rhône au nord-est. Il faut dire que le piézomètre P56 le plus proche du Rhône est sec en période de basses eaux à cause du grand battement de la nappe (> 5 m). Pour le pôle des eaux sulfatées, la concentration en tritium a été choisie en respectant les observations hydrogéologiques et hydrochimiques suivantes : l'eau doit être saturée en gypse, se situer dans la zone d'exutoire de l'aquifère triasique du versant sud, être dépourvue de la recharge du Rhône ou de la galerie d'amenée Finges - Chippis, posséder de faibles variations saisonnières ainsi un temps de transit important et une analyse de tritium. C'est le piézomètre SA-12 qui remplit le mieux ces conditions. Les résultats sont présentés dans le tableau 17.

Tableau 17 : Proportions d'eau de l'aquifère alluvial du Rhône et de l'eau sulfatée du versant sud dans la zone de mélange, calculées avec un modèle à deux composantes pour la concentration en tritium lors des périodes de hautes eaux et basses eaux 1998. Les résultats sont classés avec la distance croissante depuis la zone d'infiltration du Rhône au nord-est. L'incertitude des mesures de tritium est dans l'ordre d'un écart type et par conséquent, l'incertitude des mélanges d'eau calculés se situe entre 20 et 30 %.

Nom	Distance d'infiltration du Rhône (m)	SO ₄ (mg/l)	³ H (UT)	% d'eau de l'aquifère alluvial du Rhône	% d'eau sulfatée du versant sud
<i>Hautes eaux (juillet 1998)</i>					
P56	510	278	13.6	100	0
P13	810	299	12.8	92	8
P12	1250	352	8.8	54	46
P11b	1440	1181	4.8	15	85
SA-12	1660	1476	3.2	0	100
<i>Basses eaux (février 1998)</i>					
P13	810	188	13.6	100	0
P12	1250	137	12.0	82	18
P11	1440	1205	6.4	18	82
SA-12	1660	1591	4.8	0	100

Les pourcentages d'eau ont été seulement calculés pour les piézomètres se situant entièrement dans l'aquifère alluvial du Rhône. Les autres piézomètres, coupant plusieurs lithologies géologiques, ne représentent pas le système à deux composantes entre l'eau de l'aquifère alluvial et l'eau sulfatée. La proportion d'eau de l'aquifère alluvial du Rhône diminue du fleuve vers le versant sud. Le régime souterrain de la partie de l'aquifère alluvial du Rhône au nord est dominé par la recharge d'eau du Rhône au nord-est, tandis que la partie de l'aquifère au sud est caractérisée par un apport d'eau sulfatée venant du versant.

Un autre modèle à deux composantes a été appliqué pour estimer le pourcentage des pertes d'eau de l'ancienne galerie Finges - Chippis dans les eaux de la source sulfatée Q6. Le chapitre II.3.5 a bien mis en évidence la recharge d'eau de cette source par l'ancienne galerie. Le résultat en période des hautes eaux 1998 est présenté dans le tableau 18.

Les eaux infiltrées de la galerie d'amenée dans l'aquifère triasique sont rapidement enrichies en calcium et en sulfate le long de leur cheminement à cause de la solubilité élevée de l'anhydrite et

du gypse. Dans ce cas avec une dissolution rapide de l'anhydrite et du gypse, le sulfate dissous dans l'eau ne peut pas être utilisé comme traceur pour calculer de mélanges d'eau. En effet, ceci est différent par rapport au cas dans l'aquifère alluvial du Rhône, dans lequel le sulfate a été considéré comme un traceur conservatif sans dissolution et précipitation de l'anhydrite et du gypse (cf. Chapitre II.3.2.4). Par contre, les eaux infiltrées de la galerie d'amenée semblent conserver la concentration en tritium le long de leur cheminement dans l'aquifère triasique.

Tableau 18 : Proportions d'eau des pertes de l'ancienne galerie Finges - Chippis et de l'eau sulfatée du versant sud, calculées avec un modèle à deux composantes pour la concentration en tritium de la source sulfatée Q6 (juillet 1998).

Nom	SO ₄ (mg/l)	³ H (UT)	% d'eau du Rhône de la galerie	% d'eau sulfatée du versant sud
Le Rhône	12	8.0	100	0
Q6	1550	5.6	50	50
SA-12	1476	3.2	0	100

Pour conclure, la source sulfatée Q6 a été fortement alimentée en période des hautes eaux 1998 par les pertes d'eau de l'ancienne galerie Finges - Chippis. Cette recharge d'eau peu minéralisée de l'ancienne galerie a probablement été dans l'ordre de 50 % du débit total de la source.

Temps de séjour souterrain

Dès l'instant où une eau de surface s'infiltré dans le sous-sol, elle est soustraite à l'adjonction de tritium d'origine atmosphérique. A partir de ce moment, la concentration en tritium commence à décroître de manière exponentielle. La teneur en tritium analysée à l'émergence peut être utilisée pour calculer le temps de séjour souterrain de l'eau, si l'on dispose d'une chronique des teneurs annuelles dans les précipitations depuis les années 1950.

Le tritium des eaux souterraines n'est pas significativement affecté par des processus physico-chimiques. Il est donc un traceur naturel conservatif pour lequel le temps de transit est égal à celui de l'eau.

De nombreux modèles numériques permettent de calculer le temps de transit et le taux de renouvellement (RICHTER *et al.* 1993, IAEA 1997). Deux modèles sont fréquemment utilisés pour la datation des eaux souterraines : le modèle d'écoulement par piston, qui admet qu'il n'y a pas de mélange des précipitations annuelles dans le sous-sol, et le modèle du mélange exponentiel qui est basé sur l'hypothèse que chaque volume d'eau infiltré se mélange parfaitement avec l'eau du réservoir.

Une seule valeur de tritium de 3.2 UT, mesurée à l'émergence de l'aquifère triasique du Gorwetschgrat (piézomètre SA-12), ne permettait pas de calculer le temps de séjour à l'aide d'un modèle numérique. Cette faible valeur rapportée à celle de la concentration moyenne annuelle des précipitations de la station SMA de Sion, qui a diminué de 17.8 UT en 1995 à 13.0 UT en 1997, indique probablement un temps de séjour de plusieurs dizaines d'années pour l'eau de l'aquifère triasique. Cependant une certaine quantité d'eau superficielle récente est vraisemblablement liée aux conditions de l'émergence. Pour les eaux de l'aquifère triasique, un modèle couplé (modèle par piston et modèle de mélange) pourrait être envisagé, si l'on dispose d'une série de mesures au cours du temps.

3.7.3 Radon-222

Généralités

Le radon ^{222}Rn , un gaz noble, est un produit radioactif du radium ^{226}Ra avec une période de demi-vie de 3.8 jours. Ce dernier est un produit radioactif de l'uranium ^{238}U dont la demi-vie atteint 1620 ans. L'unité de mesure du radon ^{222}Rn est Bq/l. La quantité du radium ^{226}Ra dans un aquifère est déterminée par la composition chimique du matériel et de l'eau ainsi par l'activité tectonique, car le radium ^{226}Ra possède la tendance de s'enrichir le long des surfaces de failles (FOLGER *et al.* 1996). Le radon ^{222}Rn est transporté, soit par l'air, soit par l'eau. Selon WONG *et al.* (1992) le processus de sorption du radon ^{222}Rn dans les dépôts sédimentaires augmente avec la concentration de la matière organique.

Types d'eau

A partir des analyses du radon ^{222}Rn , les eaux du Bois de Finges peuvent être groupées en quatre classes.

- **Eaux de surface.** Les eaux de surface (par exemple le Rhône) sont en équilibre avec l'atmosphère et, par conséquent, le radon est dégazé.
- **Eaux souterraines de dépôts peu perméables.** Les eaux souterraines logeant dans les dépôts lacustres et marécageux ou dans les dépôts des éboulis du Gorwetschgrat montrent une concentration du radon plus faible que 1 Bq/l. Ces faibles valeurs sont probablement dues à un écoulement souterrain lent (P14, P15) et à un dégazage du radon (SA-11).
- **Aquifère alluvial du Rhône.** Les eaux souterraines circulant dans les graviers sableux de l'aquifère alluvial du Rhône sont caractérisées par une concentration du radon entre 8 et 14 Bq/l.
- **Eaux de l'aquifère triasique.** Les eaux sulfatées émergeant de l'aquifère triasique karstique montrent une concentration du radon entre 20 et 47 Bq/l. La concentration du radon d'une source karstique est fonction du débit (SURBECK & EISENLOHR 1995). La valeur du radon la plus élevée (47.0 Bq/l) est mesurée dans le drain 80 de la nouvelle galerie Finges - Chippis à une distance de 1777 m depuis le portail est, ce qui correspond à une profondeur d'environ 350 m dans le versant sud. Ce drain collecte une eau fortement minéralisée (2300 $\mu\text{S}/\text{cm}$) dans une zone à cornieules (cf. Chapitre II.2.8). Le remplissage des conduits karstiques dans ces cornieules est enrichi en hydroxydes de fer et donc en radium ^{226}Ra , adsorbé à la surface des grains, et en radon ^{222}Rn , qui est bien soluble dans l'eau.

Variations saisonnières

Lors des campagnes mensuelles de prélèvements chimiques et isotopiques, le radon ^{222}Rn a été analysés sur 10 points de mesure pour étudier sa évolution temporelle au cours de trois cycles hydrogéologiques complets et pour observer l'influence de fortes précipitations sur sa concentration. La figure 66 montre les variations saisonnières de la concentration du radon ^{222}Rn pour deux sources et quatre piézomètres.

Les variations saisonnières du radon dans les eaux de l'aquifère alluvial du Rhône sont très faibles (piézomètres P12 et P13). Par contre, les eaux sulfatées de la source QD-2 drainée sous la route cantonale et du forage artésien SA-12 montrent d'importantes variations saisonnières du radon, liées à des événements pluvieux. Lors d'une crue, la concentration du radon à la source QD-2 diminue avec l'apport d'eau des précipitations. Il faut dire qu'un intervalle d'échantillonnage d'un mois est trop important pour étudier le détail des crues à court terme à l'aide du radon ^{222}Rn avec une demi-vie de 3.8 jours.

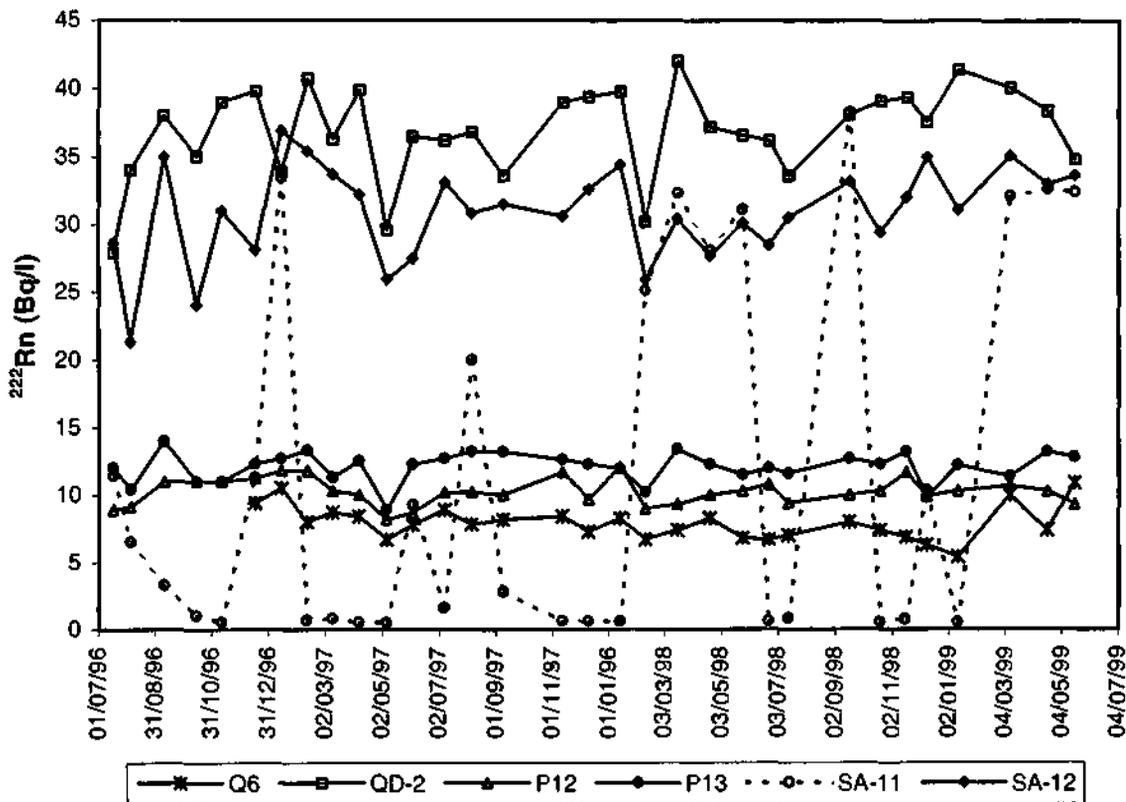


Figure 66 : Variations saisonnières de la concentration du radon ^{222}Rn pour deux sources (Q6, QD-2) et quatre piézomètres (P12, P13, SA-11, SA-12). L'erreur d'analyse du radon consiste en deux écart types environ.

Pour le piézomètre SA-11, le radon ^{222}Rn possède un comportement différent de tous les autres points de mesure (figure 66). Ce piézomètre, se situant au sud de la Ferme de Finges, coupe sur les premiers 4.50 m les éboulis du Gorwetschgrat, ensuite le cône de l'Ilgraben sur 9 m. Il est entièrement crépiné dans les dépôts du cône de l'Ilgraben (figure 6), dont la perméabilité a été déterminée par un essai de pompage ($K = 3.7 \cdot 10^{-4}$ m/s, CLAVIEN 1987). Les valeurs du radon ^{222}Rn des eaux souterraines, représentées sur la figure 66, ont été mesurées au repos. Lors d'un événement pluvieux, la concentration du radon atteint une valeur entre 30 et 40 Bq/l. Après la crue, la concentration du radon dans les eaux du piézomètre diminue progressivement par dégazage et désintégration radioactive pour tomber sous la limite de détection (< 0.7 Bq/l). Lors d'un événement pluvieux suivant, la concentration du radon augmente de nouveau rapidement. L'eau des crues doit traverser des couches géologiques riches en radium ^{226}Ra le long de son cheminement avant de recharger la zone du piézomètre SA-11. La surface d'émersion au sommet des dépôts du cône de l'Ilgraben, retrouvée dans le forage P11a, est caractérisée par des hydroxydes de fer et, par conséquent, peut présenter une telle couche riche en radium ^{226}Ra .

Echantillon d'eau représentatif

Comme l'exemple du piézomètre SA-11 le montre, l'eau dans un piézomètre ne représente pas forcément les conditions chimiques de l'aquifère. La concentration du radon ^{222}Rn , étant un paramètre facile à déterminer dans le terrain et dans le laboratoire, c'est un outil bon marché pour définir le moment où un prélèvement d'eau serait représentatif de l'aquifère. L'évolution temporelle de la concentration du radon ^{222}Rn a été donc observée dans les piézomètres SA-11 et P33, lors d'un essai de pompage de 30 min (figure 67).

Dans les eaux du piézomètre SA-11, la concentration du radon ^{222}Rn est < 0.7 Bq/l au repos avant l'essai de pompage. La concentration du radon augmente rapidement dans les eaux pompées ($Q_{\text{pompe}} = 42$ l/min) et s'est presque stabilisée après une durée de 5 min. La conductivité électrique des eaux souterraines varie de 2600 au repos à 2590 $\mu\text{S}/\text{cm}$ après 25 min de pompage. En même temps, la température augmente de 11.8 à 12.7 °C. Pour prélever un échantillon d'eau représentatif dans le piézomètre SA-11, une petite pompe aspirante ou immergée est nécessaire.

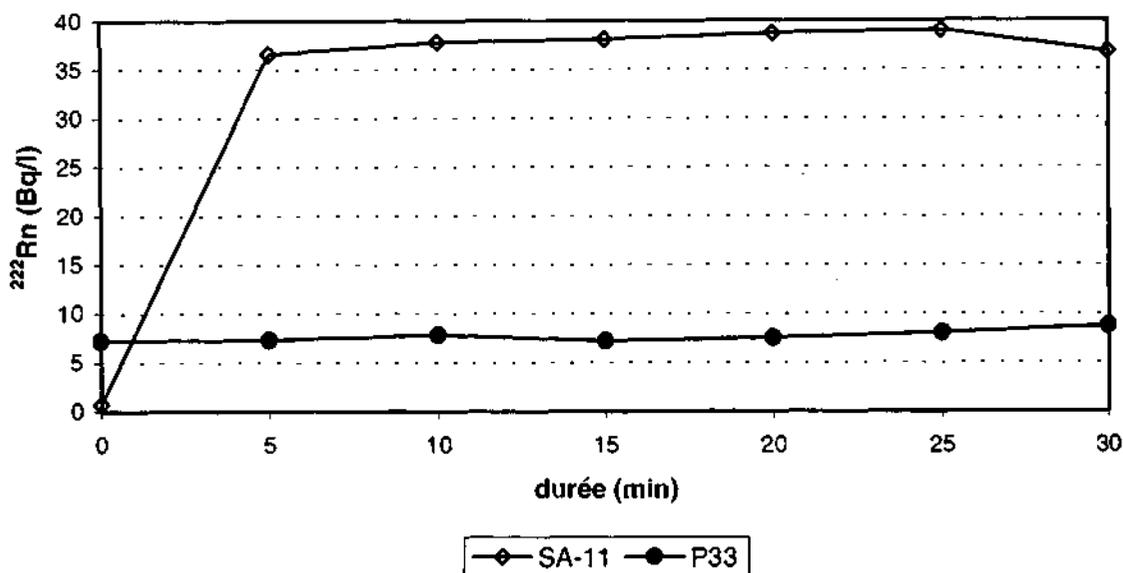


Figure 67 : Evolution temporelle de la concentration du radon ^{222}Rn dans les eaux souterraines lors d'un essai de pompage de 30 min effectué dans les piézomètres SA-11 (42 l/min) et P33 (38 l/min).

La concentration du radon ^{222}Rn , mesurée dans les eaux du piézomètre P33 proche du canal des Fermes, ne montre qu'une faible différence entre l'état au repos (7.2 ± 0.6 Bq/l) et l'état après 30 min de pompage (8.7 Bq/l). La stabilité de la concentration du radon s'explique probablement par un écoulement rapide et un dégazage faible dans les graviers sableux de l'aquifère alluvial du Rhône. Un échantillon d'eau représentatif dans ce piézomètre peut être prélevé en état de repos par un préleveur d'eau sans risque de fausser les mesures physiques et chimiques. Cet essai de pompage de courte durée n'a pas permis d'étudier les relations entre la nappe souterraine et le canal des Fermes (cf. Chapitre II.3.6). La concentration du radon ^{222}Rn du canal lors de cet essai de pompage a été de 4.7 Bq/l.

^{222}Rn le long du canal des Fermes

Les points d'émergence du tronçon D2 - D4 du canal des Fermes ont été échantillonnés pour l'analyse du radon ^{222}Rn sur les basses eaux 1999 (figure 68). En général, la concentration du radon est plus faible aux points d'émergence se situant sur la rive droite par rapport à ceux sur la rive gauche. La concentration du radon reflète probablement l'hétérogénéité géologique de l'aquifère alluvial du Rhône.

Le radon ^{222}Rn des eaux émergeant dans le canal des Fermes possède une faible corrélation positive avec la conductivité électrique et la température (figure 69). Ces corrélations positives peuvent indiquer une influence sur la concentration du radon des processus de mélange entre l'eau de l'aquifère du Rhône et l'eau sulfatée du versant sud, malgré la courte période de demi-vie du radon.

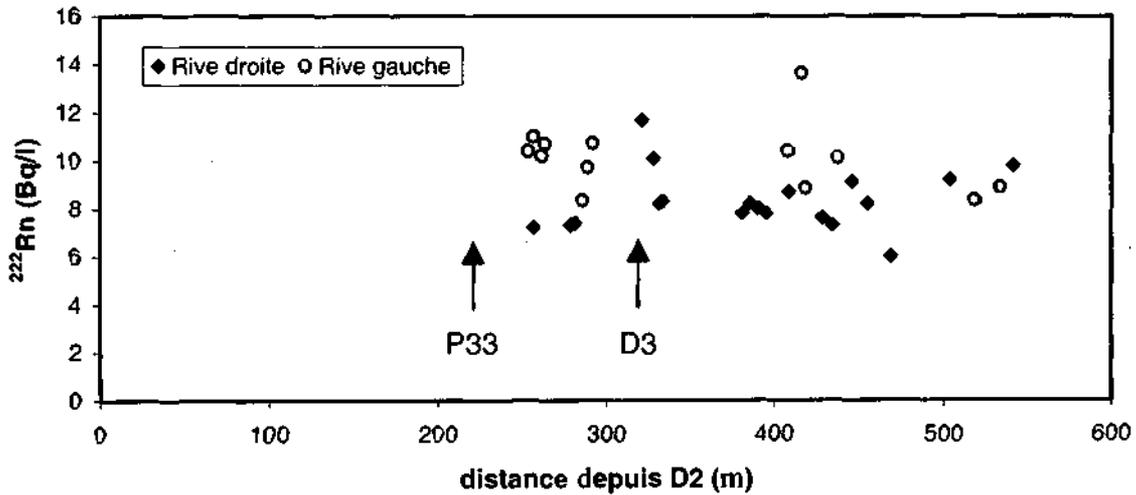


Figure 68 : Profil du radon ^{222}Rn des eaux émergeant sur le tronçon D2 - D4 du canal des Fermes (avril 1999). L'erreur d'analyse du radon est environ deux écart types.

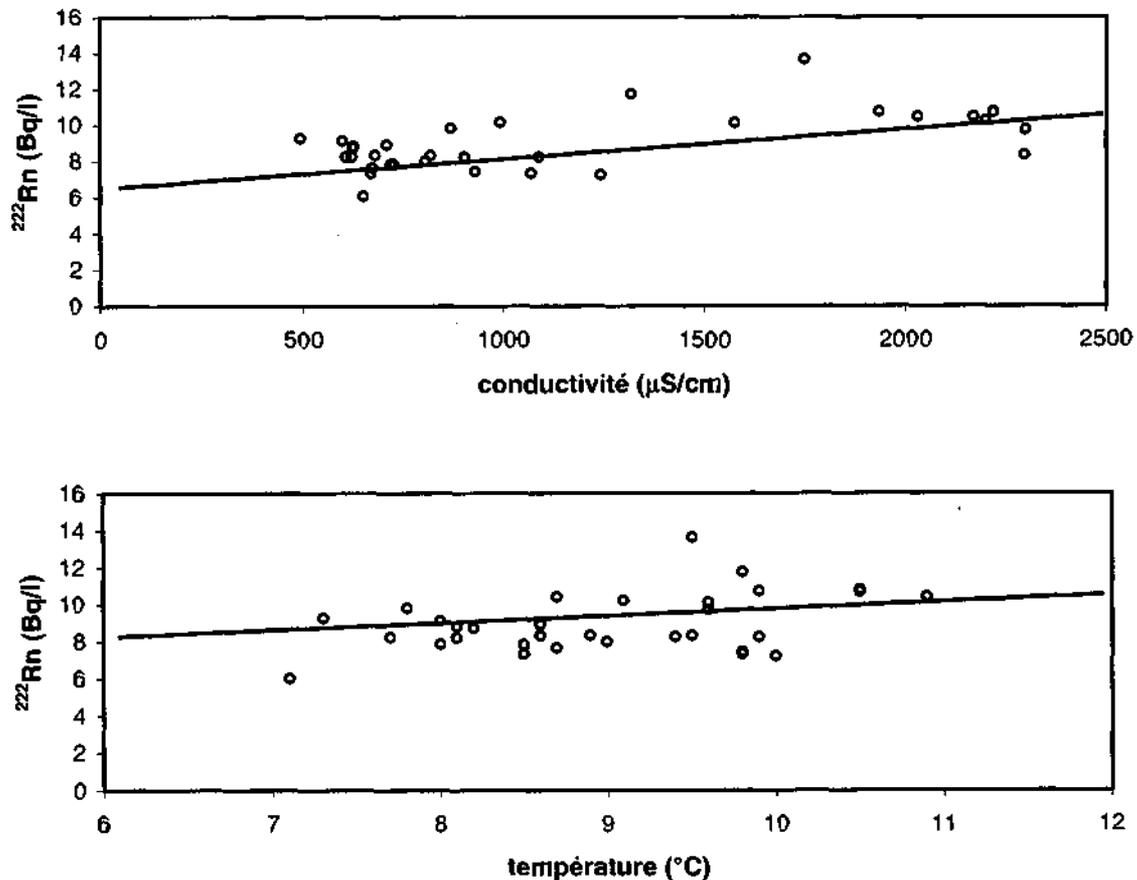


Figure 69 : Corrélation entre la concentration du radon ^{222}Rn et la conductivité électrique, respectivement la température des eaux émergeant dans le canal des Fermes (avril 1999). L'erreur d'analyse du radon consiste en deux écart types environ.

Finalement, la concentration du radon ^{222}Rn a été mesurée dans le Lac de pompage qui alimente le canal des Fermes en amont du point de jaugeage D2 (figure 12). L'eau de ce lac possède une concentration du radon ^{222}Rn de 30 Bq/l, alors que la conductivité des eaux de ce lac atteint 2630 $\mu\text{S/cm}$ et la température 11.8 $^{\circ}\text{C}$ (avril 1999).

3.7.4 Uranium ^{234}U et ^{238}U

Dans le système eau – roche, la concentration et la distribution de l'uranium et de ses produits de la décroissance radioactive sont des indicateurs importants pour les processus du transport et de la fixation (PEARSON *et al.* 1991).

Le 20 avril 1999, un échantillon d'eau a été prélevé au limnigraphe M1 se situant à la sortie du Lac de pompage (figure 2), pour une analyse de l'uranium ^{234}U et ^{238}U . Cet échantillon d'eau contient 250 ± 50 Bq/l ^{234}U et ^{238}U chacun.

En général, la concentration de l'uranium des eaux, provenant des aquifères avec un milieu réduit, est inférieure à 0.1 ppb. Par contre, sous des conditions oxygénées, elle peut atteindre des importantes teneurs sous la forme UO_2^{2+} . En effet, les modèles thermodynamiques (PEARSON *et al.* 1991) confirme l'importante dépendance de la solubilité de l'uranium par rapport au potentiel redox. Par conséquent, la concentration de l'uranium peut être utilisée comme un indicateur du potentiel redox dans les eaux souterraines. De plus, la concentration de l'uranium dans les eaux dépend de la présence de l'uranium dans les roches traversées par l'eau et de la présence des phases avec des forces importantes d'adsorption comme les hydroxydes de fer.

L'eau du Lac de pompage, rechargé par une eau fortement minéralisée provenant des roches évaporitiques du versant sud, est enrichie en uranium ^{234}U et ^{238}U . La concentration en uranium mesurée à Finges de 250 ± 50 Bq/l est environ la moitié de celle mesurée dans les eaux minérales des sources de l'APROZ, se situant à Nandaz et émergeant des roches similaires (SURBECK 2000, communication orale).

3.7.5 Conclusions

Les isotopes stables de l'eau (oxygène-18 et deutérium) et le tritium sont les seuls traceurs naturels pour lesquels le temps de transit du traceur est strictement égal au temps de transit de l'eau. Ils permettent d'étudier les relations entre les eaux de surface et les eaux souterraines, ainsi que de calculer la vitesse d'écoulement et les mélanges d'eau dans l'aquifère (CLARK & FRITZ 1997, SCHÜRCH & VUATAZ 2000).

Les concentrations en oxygène-18 et en deutérium des eaux de l'aquifère alluvial du Rhône augmentent généralement du fleuve vers le versant sud, tandis que la concentration en tritium diminue avec la distance du Rhône. Les eaux de l'aquifère alluvial du Rhône représentent isotopiquement et chimiquement des mélanges d'eau entre une eau peu minéralisée infiltrée du Rhône avec une valeur moyenne de l'oxygène-18 de -14.65 ‰ et une eau sulfatée venant du versant sud avec une concentration en oxygène-18 de -13.95 ‰. Les observations réalisées au piézomètre P52 se situant à la Ferme de Finges mettent en évidence une recharge d'eau du type bicarbonaté calcique provenant des précipitations tombant sur le cône de l'Illgraben. Cette eau bicarbonatée calcique, qui contient entre 200 et 400 mg/l de sulfate, donne une valeur d'oxygène-18 de -13.60 ‰.

Le radon ^{222}Rn , un gaz noble, est un paramètre isotopique permettant de déterminer les zones avec des écoulements souterrains et des processus de mélange rapides, car sa demi-vie de 3.8 jours délimite sa détection à environ 10 jours. De plus, les zones de décharge de la nappe souterraine dans le canal des Fermes ont été délimitées par le radon. La concentration du radon ^{222}Rn , étant un paramètre facile à déterminer dans le terrain et dans le laboratoire, c'est un outil bon marché pour définir le moment où un prélèvement d'eau serait représentatif de l'aquifère.

3.8 Modélisation des processus hydrochimiques

3.8.1 Validation des différents modèles hydrochimiques

Les résultats des modèles hydrochimiques dépendent essentiellement de la base de données thermodynamiques avec laquelle les calculs sont exécutés. Par exemple, le logiciel hydrochimique PHREEQCI utilise une seule constante d'équilibre $\log_{K25} = -17.09$ pour la dolomite (CHARLTON *et al.* 1997). Dans la base de données du logiciel SOLMINEQ88, la dolomite est définie par une dolomite ordonnée $\log_{K25} = -18$, et une dolomite non-ordonnée (protodolomite) avec $\log_{K25} = -16.5$ (KHARAKA *et al.* 1988). La méthode de calcul avec le logiciel SOLMINEQ88 amène à une sursaturation vis-à-vis de la dolomite ordonnée.

Les indices de saturation en calcite, aragonite, dolomite, strontianite, gypse, anhydrite, magnésite, célestine et fluorine ont été calculés au moyen de trois logiciels hydrochimiques (tableau 19) : PHREEQCI, SOLMINEQ88 et NETPATH. Les calculs ont été effectués pour trois échantillons des hautes eaux 1996 : le Rhône, les piézomètres P12 et SA-12 (annexe 7). En général, les résultats les plus similaires ont été obtenus pour le gypse, l'anhydrite, la calcite et avec l'échantillon le moins minéralisé (le Rhône). Pour ce même échantillon, la fluorine, la célestine et la strontianite montrent un écart significatif. La fluorine est surestimée par SOLMINEQ88, alors que la célestine et la strontianite sont sous-estimées par SOLMINEQ88. De plus, les différences obtenues entre les trois logiciels augmentent en fonction de la minéralisation (SA-12). Il faut dire que le modèle PHREEQCI est uniquement applicable aux eaux avec une force ionique inférieure à celle de l'eau de mer d'environ 0.7. Par contre, SOLMINEQ88 permet de réaliser des calculs pour des eaux avec une force ionique jusqu'à 6.0. La base de données thermodynamique de PHREEQCI correspond à celle du logiciel NETPATH. Ces deux dernières bases de données ne calculent pas l'indice de saturation en magnésium.

Tableau 19 : Comparaison des indices de saturation des minéraux sélectionnés calculés par PHREEQCI, SOLMINEQ88 et NETPATH pour trois échantillons des hautes eaux 1996.

Nom Date	PHREEQCI			SOLMINEQ88			NETPATH 2.13		
	Rhône 7.8.96	P12 6.8.96	SA-12 5.8.96	Rhône 7.8.96	P12 6.8.96	SA-12 5.8.96	Rhône 7.8.96	P12 6.8.96	SA-12 5.8.96
Calcite	-0.41	0.20	0.31	-0.41	0.20	0.32	-0.41	0.20	0.31
Aragonite	-0.57	0.04	0.16	-0.57	0.04	0.17	-0.57	0.04	0.16
Dolomite	-1.59	-0.18	0.00	-0.45	0.91	1.04	-1.59	-0.18	0.00
Strontianite	-2.03	-1.17	-1.06	-2.03	-1.17	-1.04	-2.03	-1.17	-1.06
Magnésite	-	-	-	-1.72	-0.94	-0.89	-	-	-
Gypse	-2.87	-1.02	-0.06	-2.86	-1.03	-0.07	-2.87	-1.02	-0.06
Anhydrite	-3.13	-1.28	-0.32	-3.31	-1.45	-0.47	-3.13	-1.28	-0.32
Célestine	-3.35	-1.23	-0.26	-3.53	-1.43	-0.45	-3.35	-1.23	-0.26
Fluorine	-	-1.53	-0.31	-	-1.15	-0.09	-	-1.53	-0.31

3.8.2 Etat de saturation

L'état de saturation est généralement exprimé par l'indice de saturation $IS = \log(K) - \log(PI)$ avec K la constante d'équilibre et PI le produit ionique. Trois cas sont possibles :

- $IS < 0$ signifie une sous-saturation d'une solution par rapport à un minéral;
- $IS = 0$ indique un état de saturation;
- $IS > 0$ démontre une sursaturation.

La saturation est l'état d'équilibre entre un minéral et une solution, dépendant de la température et surtout du pH.

Dans le système carbonaté, le carbone entre dans le système aqueux essentiellement par deux sources différentes : par la mise en solution du gaz CO_2 de l'air, du sol ou de l'aquifère et par la dissolution de minéraux carbonatés (SIGG *et al.* 1992). Les espèces majeures du carbone dissous dans l'eau sont CO_3^{2-} , HCO_3^- et H_2CO_3 . La distribution de ces espèces est contrôlée par le pH de la solution (DREVER 1982).

Les résultats de la modélisation hydrochimique, obtenus avec le logiciel PHREEQCI, indiquent une sursaturation ($\text{IS} = 0.1$ à 0.4) par rapport à la calcite dans les eaux souterraines du Bois de Finges (figure 33). Cette sursaturation peut être expliquée de trois manières différentes selon le type d'échantillon.

- La sursaturation apparente indique plutôt une perte de CO_2 pendant l'échantillonnage qu'un déséquilibre effectif. Lors de l'échantillonnage par pompe aspirante ou préleveur de fond, un dégazage de CO_2 se produit provoquant une augmentation du pH mesuré. Cette hypothèse se confirme par la perte en CO_2 qui se manifeste souvent par la formation de bulles de gaz à l'émergence (P32/1, P32/2 et SA-10).
- La sursaturation apparente indique plutôt une perte de CO_2 dans les piézomètres des dépôts peu perméables (P14, P17) et à l'exutoire des sources (Q6, QD-2). Dans ces deux cas, l'eau est en contact avec l'air pendant un certain temps et peut se dégazer partiellement.
- La sursaturation indique une recharge supplémentaire en calcium après avoir atteint la saturation en calcite. La sursaturation résultante est seulement partiellement compensée par la précipitation de la calcite qui se manifeste par une diminution des teneurs en bicarbonate. L'apport supplémentaire du calcium provient surtout de la dissolution de l'anhydrite et du gypse.

Le transfert de l'eau du milieu poreux dans un piézomètre ou à l'exutoire d'une source va réduire la pression partielle en CO_2 . Ceci conduit à un dégazage plus ou moins important de l'échantillon et à un nouvel équilibre de la pression partielle. Le dégazage est limité par la cinétique de diffusion du CO_2 .



Les réactions (10) ($T_{1/2} = 0.03$ s) et (11) ($T_{1/2} = 28$ min) établissent rapidement une pression partielle du CO_2 dans l'échantillon inférieure à celle dans l'aquifère (SIGG *et al.* 1992).

La saturation par rapport à la calcite est généralement atteinte rapidement dans l'évolution d'une eau naturelle. Dans l'aquifère, une hausse de la température au cours de l'infiltration en profondeur provoque une sursaturation et, par conséquent, une précipitation de calcite. Dans la plupart des eaux de l'aquifère alluvial du Rhône, le CO_2 gazeux pour la dissolution de la calcite provient du sol par la respiration et la décomposition des plantes. Dans un système ouvert, la solution à saturation avec la calcite reste en contact avec un réservoir de CO_2 infini. Dans un système fermé, le CO_2 est consommé par la dissolution de la calcite et, s'il n'y a pas une recharge de H^+ , le pH croît rapidement (par exemple piézomètre P23). La source la plus importante de H^+ est la dissolution d'acide carbonique.

3.8.3 Mélange d'eau

En période des hautes eaux 1998, un modèle à deux composantes a été utilisé pour calculer les différentes eaux de mélange entre une eau peu minéralisée de l'aquifère alluvial du Rhône

(échantillon P56) et une eau sulfatée calcique venant du versant sud (échantillon SA-8). La composition chimique du forage SA-8 correspond à celle du pôle des eaux sulfatées calciques provenant des roches évaporitiques du versant sud, parce qu'elle remplit le mieux les conditions suivantes : l'eau doit être saturée en gypse, se situer dans la zone d'exutoire de l'aquifère triasique du versant sud, être dépourvue de la recharge du Rhône et de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis, posséder de faibles variations saisonnières et un temps de transit important. Le forage SA-8 n'a pas été choisi pour les calculs de mélange avec la concentration en tritium, parce qu'aucune valeur de tritium n'existait à cet endroit (cf. Chapitre II.3.7.2).

A l'aide du logiciel PHREEQCI (CHARLTON *et al.* 1997), l'eau sulfatée calcique du forage SA-8 a été mélangée continuellement en proportions de 10 % avec l'eau de l'aquifère alluvial de la zone d'infiltration du Rhône (piézomètre P56), en faisant l'hypothèse simplificatrice qu'il n'y a pas de réactions physiques et chimiques dans l'aquifère. Le tableau 20 présente les conditions de départ du modèle à deux composantes. La fonction de mélange, calculée par le modèle à deux composantes, se base sur 11 points de simulation. Cette fonction simulée a été comparée avec les eaux analysées sur les hautes eaux 1996. La figure 70 représente graphiquement les concentrations des cations majeurs du calcium et du magnésium, ainsi que les indices de saturation en calcite et gypse, calculées pour les concentrations simulées et mesurées sur les hautes eaux 1996. Le diagramme Ca/SO₄ montre que les eaux souterraines des alluvions fluviales du Rhône sont alignées le long de la fonction de mélange simulée (figures 33 et 70). Par contre, le diagramme Mg/SO₄ indique que ces eaux sont enrichies en magnésium par rapport à la fonction de mélange. Les valeurs de l'indice de saturation en gypse calculées sur les échantillons d'eau ressemblent à celles simulées par le modèle à deux composantes. Ceci confirme, que, dans un premier approche, la concentration en sulfate des eaux souterraines des alluvions du Rhône peut être considérée comme un traceur naturel conservatif.

Tableau 20 : Modèle à deux composantes pour calculer les différentes eaux de mélange dans l'aquifère alluvial du Rhône en période de hautes eaux (août 1998). Conditions de départ du modèle de simulation (PHREEQCI).

Conditions de départ	Résultats pour chaque % de mélange
Echantillons P56, SA-8 (août 1998)	- différenciation des espèces chimiques en solution;
% de mélange : 0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100	- indices de saturation en gypse, anhydrite, calcite, aragonite, dolomite, célestine
sans réactions physiques et chimiques avec l'aquifère	

Sur les figures 71 et 72, la fonction de mélange a été comparée avec les eaux prélevées mensuellement, et avec leurs indices de saturation calculés pour les concentrations mesurées entre juin 1996 et mai 1999. Dans les diagrammes Ca/SO₄ et SI-gypse/SO₄, les eaux de la zone d'infiltration du Rhône (piézomètre P56) et au centre de la plaine alluviale (piézomètre P12) sont bien alignées sur la ligne de mélange du modèle. Ces deux piézomètres se trouvent entièrement dans les alluvions fluviales du Rhône. Par contre, les eaux ne sont pas alignées sur cette droite de mélange pour les indices de saturation en calcite et en dolomite. Le comportement différent des indices de saturation en calcite et dolomite par rapport à ceux en gypse s'explique par le fait que la proportion de la concentration du calcium issue de la dissolution de la calcite et de la dolomite est faible par rapport à celle issue de la dissolution du gypse et de l'anhydrite, car la solubilité du gypse est plus élevée que celle de la calcite et de la dolomite. De plus, le calcul de l'indice de saturation en calcite et en dolomite dépend fortement du pH mesuré dans le terrain. Par exemple, le pH des eaux du piézomètre P12 varie entre 7.45 en période de basses eaux et 8.15 en hautes eaux. Un dégazage du CO₂ lors de l'échantillonnage avec une pompe aspirante peut fausser la valeur du pH mesurée.

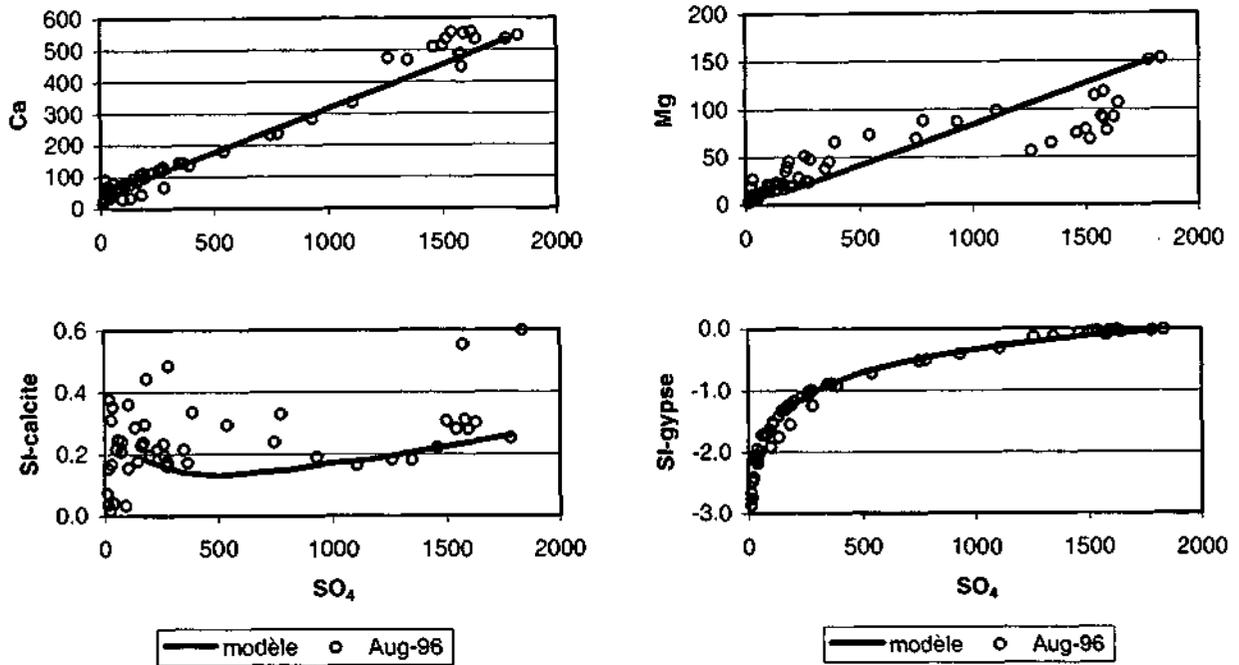


Figure 70 : Diagrammes de concentration en mg/l du calcium et du magnésium des points de mesure échantillonnées sur les hautes eaux 1996 et des indices de saturation en calcite et gypse présentés en fonction du sulfate (mg/l). La ligne représente la simulation du mélange entre une eau de l'aquifère alluvial du Rhône (échantillon P56) et une eau sulfatée (échantillon SA-8), qui a été calculée sur 11 points par un modèle à deux composants (PHREEQC1). Ce modèle considère qu'il n'y a pas de réactions physico-chimiques dans l'aquifère alluvial du Rhône.

La bonne corrélation positive entre la célestine $SrSO_4$ et le sulfate confirme que la concentration en strontium des eaux souterraines provient de la dissolution de la célestine associée aux roches évaporitiques du versant sud.

Les eaux sulfatées du forage artésien SA-12 au pied du versant sud et de la source Q6 se situent généralement aussi le long de la ligne de mélange simulée, mais elles sont enrichies en calcium et appauvries en magnésium. Lors des fortes précipitations, l'eau de la source Q6 est nettement sous-saturée en dolomite et beaucoup moins saturée en calcite qu'en période d'été. Par contre, la saturation en gypse ne varie que peu. Ceci reflète probablement la dissolution rapide du gypse et de l'anhydrite par rapport à la dissolution de la dolomite et de la calcite.

Le piézomètre P52 se situe à la Ferme de Finges, où les alluvions fluviales du Rhône reposent sur les dépôts du cône de l'Ilgraben (cf. Chapitre II.3.4.3). L'eau sulfatée, circulant dans les alluvions du cône de l'Ilgraben, dissout la dolomite le long de son cheminement, alors que de la calcite est précipitée. Par conséquent, elle est fortement chargée en magnésium par rapport au calcium. Par contre, en période de crues, les eaux de ce piézomètre sont plus riches en calcium et en bicarbonate par rapport au magnésium et au sulfate, ce qui indique probablement un autre cheminement préférentiel dans des roches calcaires.

En été, les eaux du piézomètre P33, situé à côté du canal des Fermes, sont faiblement minéralisées. Elles sont caractérisées par une sous-saturation en dolomite (400 - 1000 mg/l SO_4). Au cours de leur cheminement, ces eaux dissolvent surtout de la dolomite, du gypse et de l'anhydrite pour atteindre une saturation vis-à-vis de la dolomite (la concentration du sulfate est environ 1100 mg/l). Quand les eaux ont atteint la saturation en dolomite, elles ne peuvent que dissoudre du gypse, de l'anhydrite et de la célestine.

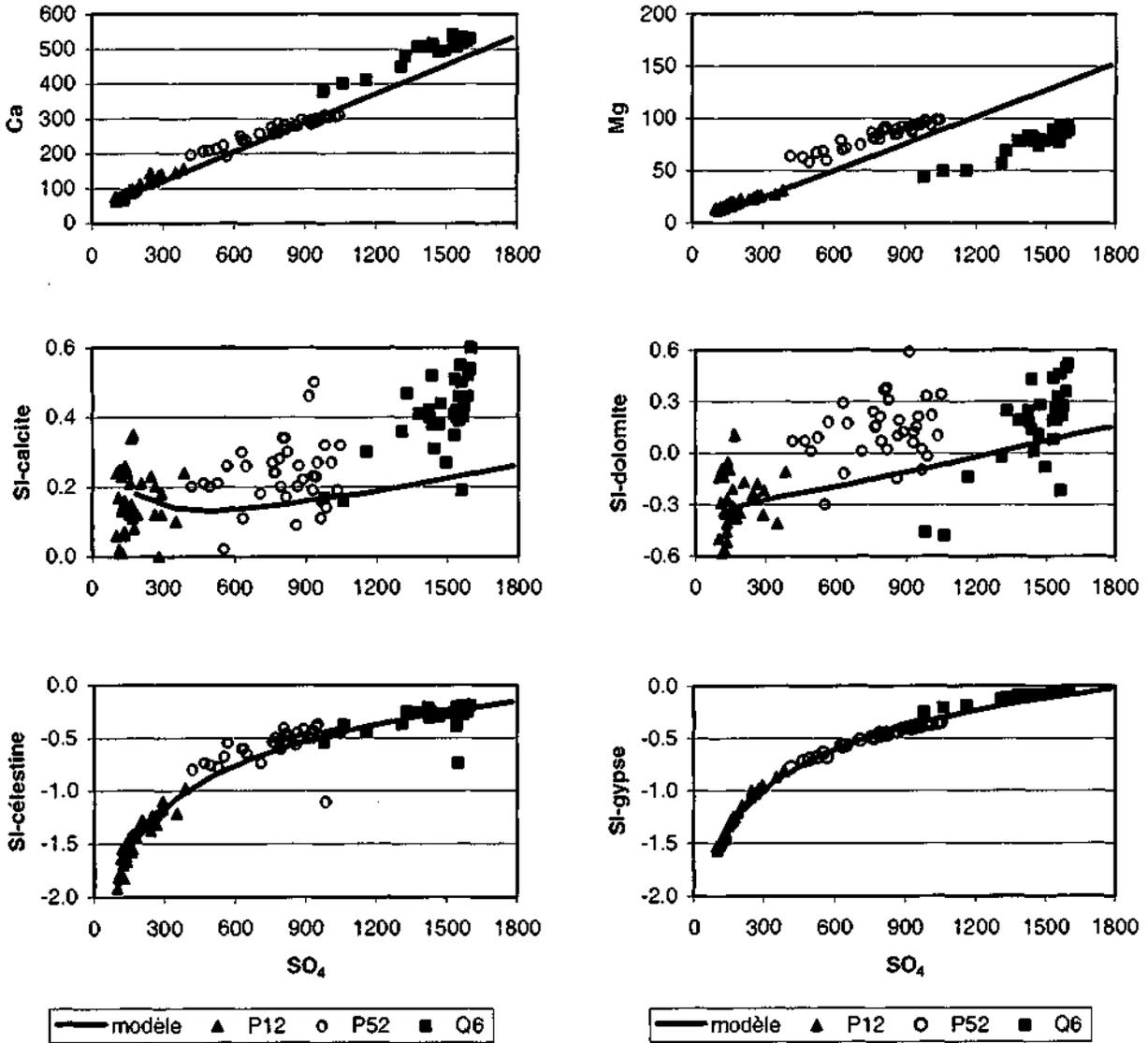


Figure 71 : Diagrammes de concentration en mg/l du calcium et du magnésium des points de mesure échantillonnés mensuellement (P12, P52, Q6) et des indices de saturation en gypse, calcite, dolomite et célestine présentés en fonction du sulfate (mg/l). La ligne représente la simulation du mélange entre une eau de l'aquifère alluvial du Rhône (échantillon P56) et une eau sulfatée (échantillon SA-8), qui a été calculée sur 11 points par un modèle à deux composants (PHREEQCI). Ce modèle considère qu'il n'y a pas de réactions physico-chimiques dans l'aquifère alluvial du Rhône.

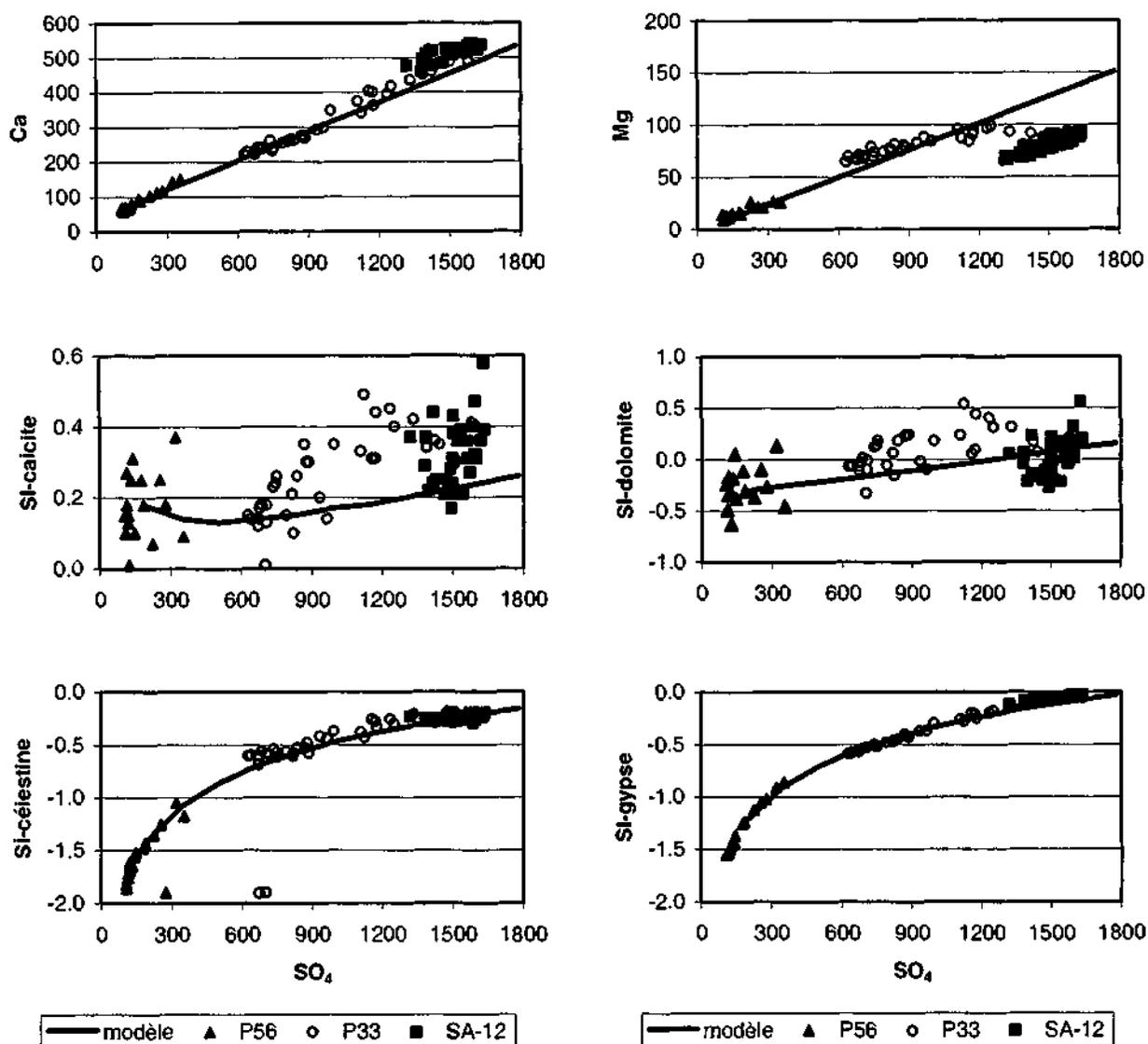


Figure 72 : Diagrammes de concentration en mg/l du calcium et du magnésium des points de mesure échantillonnés mensuellement (P56, P33, SA-12) et des indices de saturation en gypse, calcite, dolomite et célestine présentés en fonction du sulfate (mg/l). La ligne représente la simulation du mélange entre une eau de l'aquifère alluvial du Rhône (échantillon P56) et une eau sulfatée (échantillon SA-8), qui a été calculée sur 11 points par un modèle à deux composantes (PHREEQCI). Ce modèle considère qu'il n'y a pas de réactions physico-chimiques dans l'aquifère alluvial du Rhône.

3.8.4 Transfert de masse entre une eau infiltrée de l'ancienne galerie d'amenée et une eau sulfatée calcique de la source Q6

Comme l'étude des mesures en continu de la conductivité et de la température à la source Q6 a montré, l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis a exercé des effets hydrauliques et de dilution sur le comportement des eaux de la source Q6. Le but de cette simulation est de calculer le transfert de masse en mmol/kg H_2O entre l'eau de la galerie et la source Q6 pour quantifier les

processus de dissolution et de précipitation dans l'aquifère triasique du versant sud.

Le logiciel hydrochimique NETPATH (PLUMMER *et al.* 1993) a été choisi parce qu'il permet de modéliser l'évolution chimique d'une eau A vers une eau B le long d'une ligne d'écoulement en calculant les réactions chimiques avec les minéraux choisis : le transfert de masse est égal aux quantités dissoutes ou précipitées. Dans l'exemple choisi, l'eau peu minéralisée de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis s'infiltré, traverse les roches évaporitiques de la Nappe des Pontis (anhydrite, gypse, calcite, dolomite) et émerge à la source Q6. Lors de son cheminement, l'eau réagit avec les roches qu'elle rencontre. La dissolution du gypse, de la dolomite et de la calcite sont responsables de la minéralisation des eaux sulfatées calciques de la source Q6. Le tableau 21 montre les conditions de départ et les résultats obtenus par la simulation. Pour la simulation, les échantillons du Rhône et de la source Q6 du 26 mai 1998 ont été choisis, car à ce moment l'ancienne galerie a été entièrement remplie d'eau (environ 60 m³/s) et, par conséquent, on a considéré que les pertes de la galerie ont atteint leur débit maximale.

Tableau 21 : Modèle de transfert de masse entre une eau infiltrée de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis et une eau de la source Q6 (état du 26 mai 1998). Conditions de départ et résultats du modèle réalisé avec NETPATH.

Conditions de départ	Résultats du modèle
Echantillons (26.5.1998) : solution initiale = Rhône solution finale = Q6	Transfert de masse (mmol/kg H ₂ O) :
Contraintes : C, Ca, Mg, Na, K, Sr, Cl	gypse : +10.34 calcite : -2.84 dolomite : +1.73 NaCl : +0.07 célestine : +0.04 échange : +0.20 K-mont. : +0.09 magnésite : -
Phases : gypse (+), calcite (±), dolomite (±), NaCl (±), magnésite (±), célestine (±), échange (±), K-montmorillonite (±)	

+ dissolution; - précipitation; ± dissolution ou précipitation.

Les calculs du logiciel NETPATH donnent pour le transfert de masse entre une eau infiltrée de l'ancienne galerie d'amenée (122 µS/cm) et une eau de la source Q6 (1881 µS/cm) 10.34 mmol/l de gypse, 1.73 mmol/l de dolomite et -2.84 mmol/l de calcite. Le signe négatif du transfert de masse de la calcite indique une précipitation de la calcite. L'apport d'eau peu minéralisée de l'ancienne galerie d'amenée varie entre 50 et 300 l/min à la source Q6, suivant les variations saisonnières de la galerie (cf. Chapitre II.3.5.8). En considérant un débit maximal de 300 l/min à la source Q6 en période où la galerie atteint son débit maximal (environ 60 m³/s), les valeurs du transfert de masse correspondent à une dissolution de 280 t/an de gypse, 50 t/an de dolomite et à une précipitation de 45 t/an de calcite. La précipitation de la calcite provoque probablement une cimentation partielle non négligeable des conduits de l'aquifère triasique.

La source Q6 est séparée des pertes de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis par une distance de 200 à 1000 m. Les pertes de la galerie sont probablement reliées avec la source Q6 par un décrochement, le long duquel les eaux infiltrées circulent. Le temps de séjour et le temps, où les eaux sont en contact avec les roches évaporitiques, dépendent surtout de la pression hydraulique contrôlée par le débit de la galerie d'amenée.

3.8.5 Commentaires

Ce que l'on appelle en général modèle hydrochimique est un logiciel de simulation capable de gérer un grand nombre d'espèces chimiques en solution et de phases solides en équilibre thermodynamique avec une solution. Le résultat est donc celui obtenu si une ou plusieurs

solutions sont laissées en équilibre avec les minéraux durant un temps infini (PLUMMER 1992). En effet, une base de données est généralement obtenue au laboratoire et aura donc une signification limitée dans la réalité où les espèces chimiques n'ont pas exactement les mêmes constantes (moins pures, moins bien cristallisées). Les résultats des modèles hydrochimiques dépendent essentiellement de la base de données thermodynamiques avec laquelle les calculs sont exécutés. Les résultats obtenus se différencient donc selon le modèle utilisé. Le choix du modèle est essentiel, car chaque logiciel possède un domaine d'application un peu différent et des caractéristiques propres. La sélection se fait à partir des besoins spécifiques de l'étude.

Il existe aussi des modèles géochimiques (PHREEQC-2, NETPATH) qui permettent de faire des réactions inverses : à partir d'une solution de départ et d'arrivée, le logiciel calcule les réactions intermédiaires qui interviennent dans l'aquifère (PLUMMER 1992).

3.9 Conclusions

Différentes méthodes hydrochimiques ont été appliquées à l'aquifère alluvial du Rhône pour déterminer les types d'eaux chimiques, ainsi que leur distribution spatio-temporelle et leurs relations avec la lithologie. Les méthodes utilisées sont l'échantillonnage spatio-temporel en trois dimensions, la diagraphie multiparamètres, les isotopes, l'enregistrement en continu des paramètres physico-chimiques et la modélisation hydrochimique. La figure 73 présente l'ensemble des méthodes hydrochimiques utilisées et les paramètres déterminés sous forme d'un organigramme.

Une diagraphie physico-chimique, exécutée à l'aide d'une sonde multiparamètres, permet d'observer l'évolution verticale des différents paramètres considérés et de localiser la position des couches géologiques correspondantes. La concentration des composantes dans l'eau, mesurée au repos, reflète un équilibre avec les minéraux de l'environnement, alors que les mesures effectuées lors d'un essai de pompage déterminent plutôt les zones de recharge. Cependant, pour donner un maximum d'information, une diagraphie multiparamètres nécessite des piézomètres crépinés sur toute la longueur de l'aquifère.

L'étude des traceurs naturels comme le sulfate, l'oxygène-18, le deutérium et le tritium permet de surveiller les relations entre les eaux souterraines, les eaux de surface et les précipitations. De plus, les traceurs naturels représentent un outil performant pour déterminer la vitesse d'écoulement souterrain, le temps de séjour et les mélanges d'eau dans l'aquifère. Finalement, un logiciel de modélisation hydrochimique calcule l'état de saturation des eaux par rapport aux minéraux présents. De plus, il indique les réactions physico-chimiques qui interviennent dans l'aquifère, et quantifie le transfert de masse et les mélanges d'eau.

La validation des données chimiques demande normalement un travail important et est absolument indispensable pour la qualité des résultats du traitement des données. La validation des données a été réalisée par le calcul des balances ioniques, ainsi que par les échantillons à double et répétés entre les séries d'analyse. Le traitement des données a été fait sous forme de cartes, graphiques, tableaux et modèles.

A l'aide de l'échantillonnage spatio-temporel en trois dimensions, la répartition spatiale horizontale et verticale a été observée pour les paramètres physiques et chimiques des eaux souterraines. A partir de cette distribution spatiale des paramètres physico-chimiques, les types d'eau ont été définis et leurs relations avec la lithologie ont été étudiées. De plus, les zones de recharge et de décharge, ainsi que les relations entre l'aquifère, les canaux et le Rhône ont été déterminées.

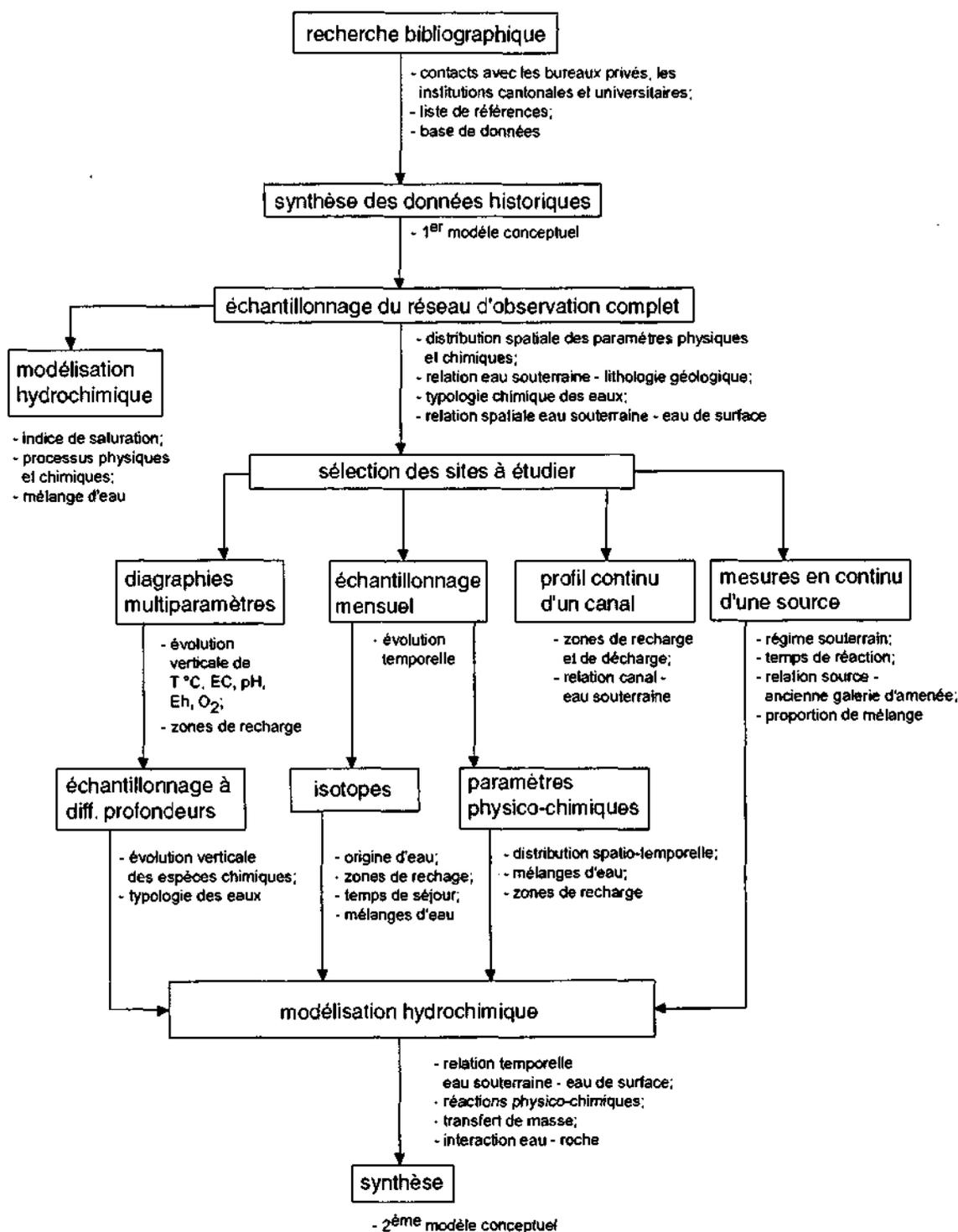


Figure 73 : Organigramme des méthodes hydrochimiques utilisées et liste des paramètres déterminés.

En tout, 506 échantillons d'eau ont été prélevés entre juin 1996 et mai 1999. Ces échantillons d'eau sont présentés graphiquement sous forme d'un diagramme de Piper sur la figure 74. L'aquifère du Bois de Finges contient différents types d'eaux formant une série continue entre une eau du type Ca, Mg-SO₄ et une eau du type Mg, Ca-HCO₃, SO₄. Les eaux enrichies en chlorure caractérisent une bande étroite le long de la route cantonale et indiquent une contamination des eaux souterraines par les travaux de salage en hiver.

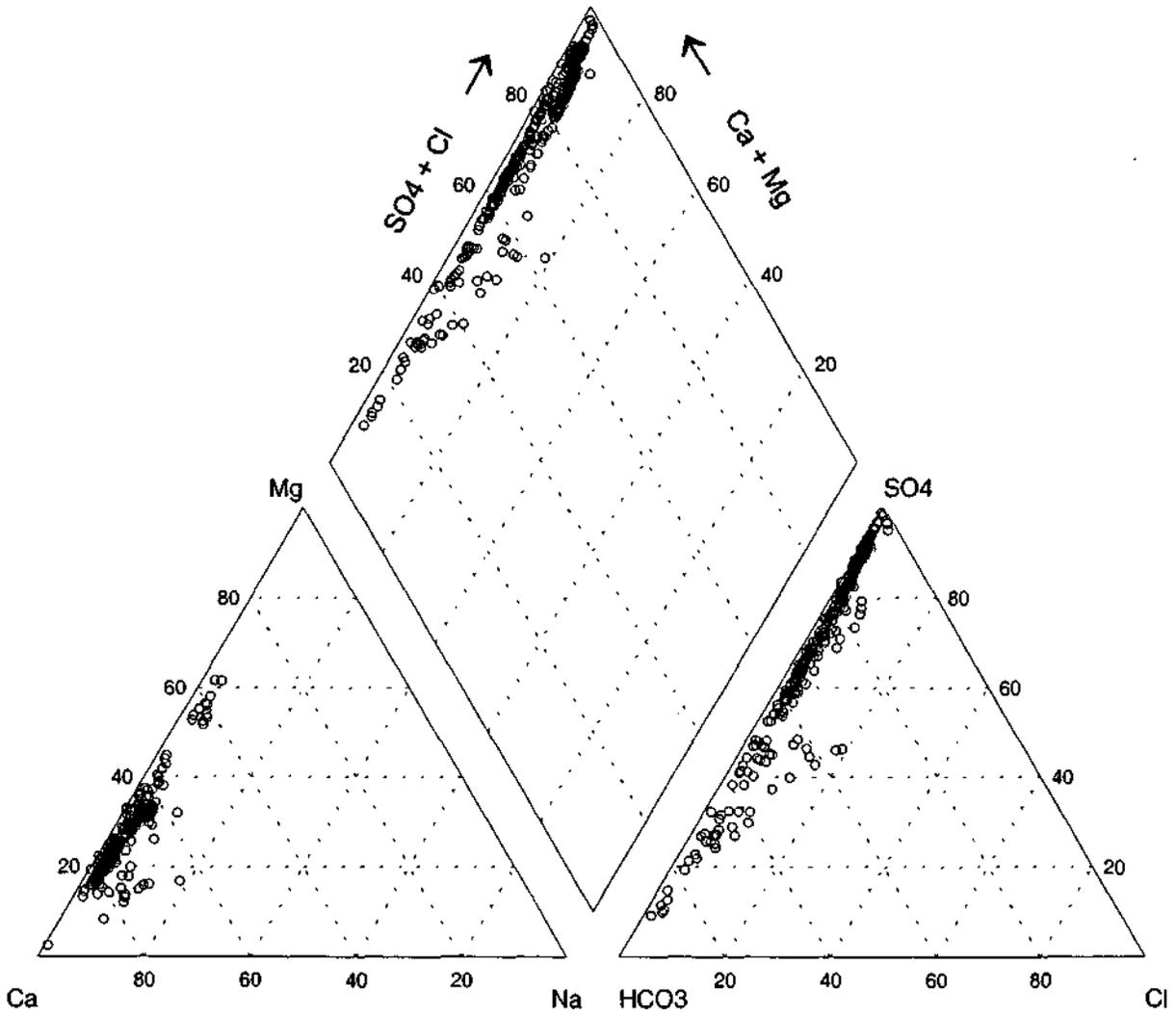


Figure 74 : Diagramme de Piper des 506 échantillons d'eau prélevés entre juin 1996 et mai 1999 en % meq/l.

Les coefficients de corrélation r ont été calculés sur ces 506 échantillons d'eau à l'aide du logiciel AquaChem (WATERLOO HYDROGEOLOGIC 1998). Ce logiciel est un programme de gestion de données hydrochimiques qui contient des interfaces avec les logiciels PHREEQC (PARKHURST 1995) et WinExcel. Il permet de faire des fiches d'analyse, ainsi que des graphiques (cf. Chapitre III.4.2.4).

L'eau du type Ca-SO₄ ressort très nettement de la matrice de corrélation (tableau 22). Le strontium possède une bonne corrélation avec le calcium et le sulfate, ce qui confirme qu'il provient de l'aquifère triasique du versant sud. De plus, le tableau 22 indique une relation entre le magnésium et le sulfate, alors que ces deux espèces sont attribuées à des roches différentes. La concentration du sulfate provient essentiellement de la dissolution des roches sulfatées (anhydrite, gypse) de la Nappe des Pontis. En faible quantité, les dolomites sont associées à ces roches sulfatées. Mais la concentration du magnésium provient plutôt de la dissolution de la dolomite se situant dans les calcaires dolomitiques de la Nappe des Pontis et dans les éboulis du versant sud. Par contre, le sodium et le chlorure ne montrent pas de corrélation. Les autres

valeurs élevées sont essentiellement dues au fait que les eaux du versant sud sont plus minéralisées que celles de la plaine alluviale du Rhône et ne reflètent pas des liens univoques.

Tableau 22 : Matrice des coefficients de corrélation r des espèces chimiques majeures et des isotopes stables de l'eau sur les 506 échantillons prélevés entre juin 1996 et mai 1999. Les coefficients de corrélation ont été calculés à l'aide du logiciel AquaChem (WATERLOO HYDROGEOLOGIC 1998).

	Ca	Mg	Na	Sr	SO ₄	HCO ₃	Cl	δ ¹⁸ O	δ ² H
Ca	1.0	0.83	0.75	0.94	0.99	0.10	0.17	0.56	0.42
Mg	-	1.0	0.85	0.87	0.88	0.36	0.42	0.69	0.53
Na	-	-	1.0	0.78	0.78	0.27	0.40	0.60	0.47
Sr	-	-	-	1.0	0.94	0.12	0.28	0.64	0.51
SO ₄	-	-	-	-	1.0	0.08	0.20	0.57	0.46
HCO ₃	-	-	-	-	-	1.0	0.44	0.64	0.52
Cl	-	-	-	-	-	-	1.0	0.62	0.45
δ ¹⁸ O	-	-	-	-	-	-	-	1.0	0.88
δ ² H	-	-	-	-	-	-	-	-	1.0

4. Interactions géochimiques eau - roche

4.1 Introduction

La nature chimique et la concentration des eaux souterraines dépendent en partie des propriétés des eaux de recharge (eaux de surface, eaux des précipitations), mais surtout des processus physico-chimiques qui existent dans l'aquifère (PHILLIPS 1991). Ces processus physico-chimiques augmentent ou diminuent la concentration des substances dissoutes dans l'eau le long de son cheminement souterrain. Les proportions de ces variations chimiques de la concentration des substances dissoutes varient avec la nature pétrographique des roches et physique de l'aquifère, avec la température et les propriétés chimiques de l'eau, ainsi qu'avec le temps de séjour de l'eau et les influences anthropogènes (MATTHESS 1973). Les variations saisonnières des conditions chimiques et hydrauliques des recharges d'eau provoquent des fluctuations saisonnières du chimisme dans les eaux souterraines. De plus, des impacts humains sur la qualité des eaux souterraines peuvent influencer ou accélérer les processus naturels.

De nombreux organismes vivent dans l'aquifère. Ces organismes réagissent entre eux et avec les substances dissoutes dans l'eau, ainsi qu'avec les constituants du gisement. L'association microbiologique dans l'aquifère dépend de la nature chimique et hydrogéologique de l'aquifère, ainsi que des conditions hydrodynamiques. Les organismes sont plutôt fixés sur des particules solides que libre dans l'eau souterraine (DVWK 1997). Les processus de filtration et de sorption réduisent la concentration des bactéries, virus et des oxydes métalliques qui entrent dans la nappe par l'apport d'eau infiltrée du Rhône et par la zone non-saturée. Ces deux processus sont surtout efficaces dans des dépôts fins et en présence d'argile.

4.2 Zone non-saturée

Une partie de l'enrichissement des substances dissoutes dans l'eau se déroule lors de l'infiltration des eaux à travers la zone non-saturée. L'eau de la zone non-saturée se charge avec du CO₂ et des sels, ainsi que des substances organiques comme l'ammoniaque et les nitrates. Le CO₂ dans l'air du sol est produit par la respiration des racines et par l'oxydation des substances organiques. Le CO₂ dans le sol peut atteindre une concentration deux fois plus élevée que celle de l'atmosphère (APPELO & POSTMA 1993). De plus, les eaux peuvent emporter des bactéries et des virus situés dans la zone non-saturée.

La vitesse, avec laquelle les eaux s'infiltrent, dépend de la porosité du sol, du degré d'interconnexion des pores, des précipitations et des conditions de drainage (MAZOR 1991). Normalement, les eaux d'infiltration passent la zone non-saturée à travers des pores interconnectés et des conduits traversant le milieu granulaire, ce qui correspond à un écoulement par piston.

La zone non-saturée, et plus spécifiquement l'eau interstitielle, contiennent des informations sur l'écoulement d'eau et sur le transport des substances dissoutes, qui permettent d'estimer le débit de la recharge, ainsi que le temps de séjour de l'eau et les processus géochimiques (EDMUNDS 1995).

4.3 Influence du type d'aquifère sur le chimisme des eaux souterraines

Les eaux souterraines sont soumises à des processus physico-chimiques dans l'aquifère tels que la dissolution, la précipitation, la sorption, l'échange ionique, l'oxydation, la réduction et des réactions bactériennes. Ces processus physico-chimiques déterminent le faciès chimique de l'eau

qui est caractérisé par les concentrations en ions majeurs (MERKEL & SPERLING 1996). Le faciès chimique de l'eau est généralement typique d'un certain environnement géologique et hydrogéologique. Le faciès bicarbonaté calcique est ainsi typique des aquifères calcaires et caractérise les eaux souterraines de la partie nord des dépôts de l'éboulement de Sierre dans le cas du Bois de Finges. Le faciès sulfaté calcique est caractéristique des formations évaporitiques, telles que la Nappe des Pontis, alors que le faciès sulfaté, bicarbonaté calcique et magnésien reflète la formation dolomitique des alluvions du cône de l'Ilgraben.

La nature hydrochimique est très hétérogène dans l'aquifère poreux des alluvions fluviales du Rhône. Dans le milieu oxygéné des dépôts de gravier sablo-limoneux, les équilibres chimiques entre la roche et l'eau sont souvent atteints, malgré la vitesse importante de l'écoulement et donc le faible temps de séjour. La présence des lentilles argileuses augmente le temps de séjour des eaux souterraines. Ces lentilles argileuses se distinguent des dépôts de gravier sablo-limoneux par un milieu réduit, provoqué par une consommation de l'oxygène dissous par la matière organique. Cette consommation de l'oxygène diminue localement le pH et le potentiel redox (piézomètres P49 et P51).

Dans les dépôts limono-argileux à blocs calcaires de l'éboulement de Sierre, l'écoulement souterrain est lent à cause de leur faible perméabilité, donc le temps de réaction est important entre l'eau et la roche. L'eau contenue dans les pores est probablement en état d'équilibre avec de nombreux minéraux. Un processus important dans ce type de roche est l'échange ionique des cations (APPELO 1994, GRIFFIOEN 1993). Un ion calcium peut remplacer deux ions sodium dans les argiles. Cet échange ionique peut expliquer les teneurs élevées de sodium et de potassium dans les eaux de l'éboulement de Sierre. Une dissolution du sel NaCl et de KCl peut être exclue, car le rapport moléculaire entre le sodium et le chlorure est trop élevé. L'échange ionique dépend de la proportion d'argiles et de la minéralisation totale des eaux (APPELO & POSTMA 1993).

Les eaux souterraines émergeant des roches évaporitiques de la Nappe des Pontis contiennent d'importantes teneurs de calcium et de sulfate. La solubilité importante des roches évaporitiques se manifeste par la présence de chenaux de type karstique qui constituent des chemins d'écoulement préférentiel.

4.4 Etat de saturation

La dissolution d'un minéral dans l'eau peut être décrite par un état d'équilibre : quand l'eau est en contact avec un minéral, la concentration de la solution augmente pour atteindre un maximum pour des conditions physico-chimiques données. On dit alors que la solution est saturée en ce minéral. L'état de saturation est exprimé par l'indice de saturation. La concentration d'une substance saturée représente la solubilité du minéral et dépend généralement de la température, du pH et des minéraux associés. La solubilité des différents minéraux, qui se dissolvent de manière congruente dans l'eau à 25 °C et 1 bar de pression, est donnée dans le tableau 23.

La reconstruction des interactions géochimiques eau - roche se base sur les analyses physico-chimiques des échantillons d'eau. Avant de faire l'hypothèse que l'échantillon correspond à un type d'eau unique et que l'eau a été suffisamment longtemps présente dans l'aquifère pour atteindre un équilibre avec les minéraux associés, l'origine chimique des eaux doit être vérifiée pour exclure ou déduire des mélanges d'eau. Des mélanges d'eau peuvent être identifiés par des variations spatio-temporelles des espèces chimiques, par des essais de pompage et par les méthodes isotopiques (MAZOR 1991).

Un mélange entre une eau saturée et une eau sous-saturée crée une eau intermédiaire dans l'aquifère. Mais la sous-saturation de ce nouveau type d'eau est provoquée uniquement par le processus de mélange et pas par l'absence des minéraux. Dans le Bois de Finges, les eaux souterraines des alluvions fluviales du Rhône sont saturées en calcite, malgré des mélanges

d'eau, car le temps de séjour de ces fluides est probablement nettement supérieur à celui nécessaire pour atteindre l'état d'équilibre entre l'eau et le minéral.

Tableau 23 : Solubilité des différents minéraux dans l'eau à 25 °C et 1 bar (d'après LLOYD & HEATHCOTE 1985), classée par la solubilité croissante.

Minéral	Formule	Solubilité à pH = 7 (mg/l)
Quartz	SiO ₂	12
Fluorite	CaF ₂	16
Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	90 *
Calcite	CaCO ₃	100 *
Gypse	CaSO ₄ * 2H ₂ O	2100
Halite	NaCl	360'000

* avec une pression partielle de CO₂ = 10⁻³ bar

4.5 Isotopes

Les isotopes des éléments principaux, qui sont H, C, N, O et S, existent à l'état naturel dans les systèmes hydrologiques, géologiques et biologiques. Les isotopes stables de ces éléments servent en hydrogéologie comme traceurs.

La composition isotopique des eaux souterraines est souvent contrôlée par les processus météoriques. Il existe néanmoins des environnements géologiques où des réactions entre l'eau souterraine et la matrice fine de l'aquifère se produisent et peuvent modifier la signature isotopique de l'eau. Les processus importants sont les suivants : échange à haute température avec la roche, échange avec le CO₂ ou le H₂S et hydratation des silicates. Des effets de ces interactions entre l'eau et la roche sont dominants à des températures élevées et sur une importante échelle de temps. Par exemple, une recristallisation de la calcite résulte dans un transfert de ¹⁶O vers la calcite et de ¹⁸O vers l'eau. L'échange isotopique est fonction du temps de réaction. Des interactions isotopiques entre l'eau et la roche ont aussi été observées dans des aquifères froids et peu profonds (CLARK & FRITZ 1997).

Dans les conditions qui dominent dans l'aquifère alluvial du Rhône (température basse, milieu oxygéné, vitesse importante), l'échange isotopique entre l'eau et la roche est négligeable.

4.6 Conclusions

Une bonne relation a été démontrée entre la composition minéralogique de la matrice fine de l'aquifère et la nature chimique des eaux souterraines. La solubilité des minéraux, ainsi que les processus physico-chimiques déterminent la concentration des paramètres physiques et chimiques de l'eau le long de son cheminement.

Finalement, la nature chimique des eaux permet de déterminer les conditions physico-chimiques de l'environnement. Les eaux souterraines, et spécifiquement les paramètres et les processus physiques et chimiques dans l'aquifère, peuvent servir comme indicateurs géochimiques pour observer des changements environnementaux rapides (EDMUNDS 1995). L'alcalinité est un indicateur pour observer la neutralisation progressive de l'acidité et pour quantifier l'interaction eau - roche. Par contre, l'indice de saturation est un bon indicateur pour déterminer si un fluide traversant l'aquifère peut dissoudre tel minéral, ou à l'inverse, si tel minéral peut précipiter à partir du fluide. Les indices de saturation permettent donc de décrire l'ensemble des minéraux présents dans l'aquifère.

5. Synthèse hydrogéologique et modèle conceptuel

5.1 Introduction

Dans le but d'obtenir un modèle conceptuel 3-D du Bois de Finges, contenant la position des différentes formations géologiques rencontrées par rapport aux niveaux d'eaux souterraines des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1998, six coupes transversales et deux coupes longitudinales ont été dessinées. La figure 75 montre la position de ces coupes. Les coupes transversales, longues de 1200 m entre le Rhône au nord et le versant au sud, se placent perpendiculairement à l'axe de la vallée du Rhône. La distance entre deux coupes varie entre 400 et 700 m. Les coupes longitudinales, longues de 3000 à 4400 m, sont situées parallèlement à l'axe de la vallée du Rhône.

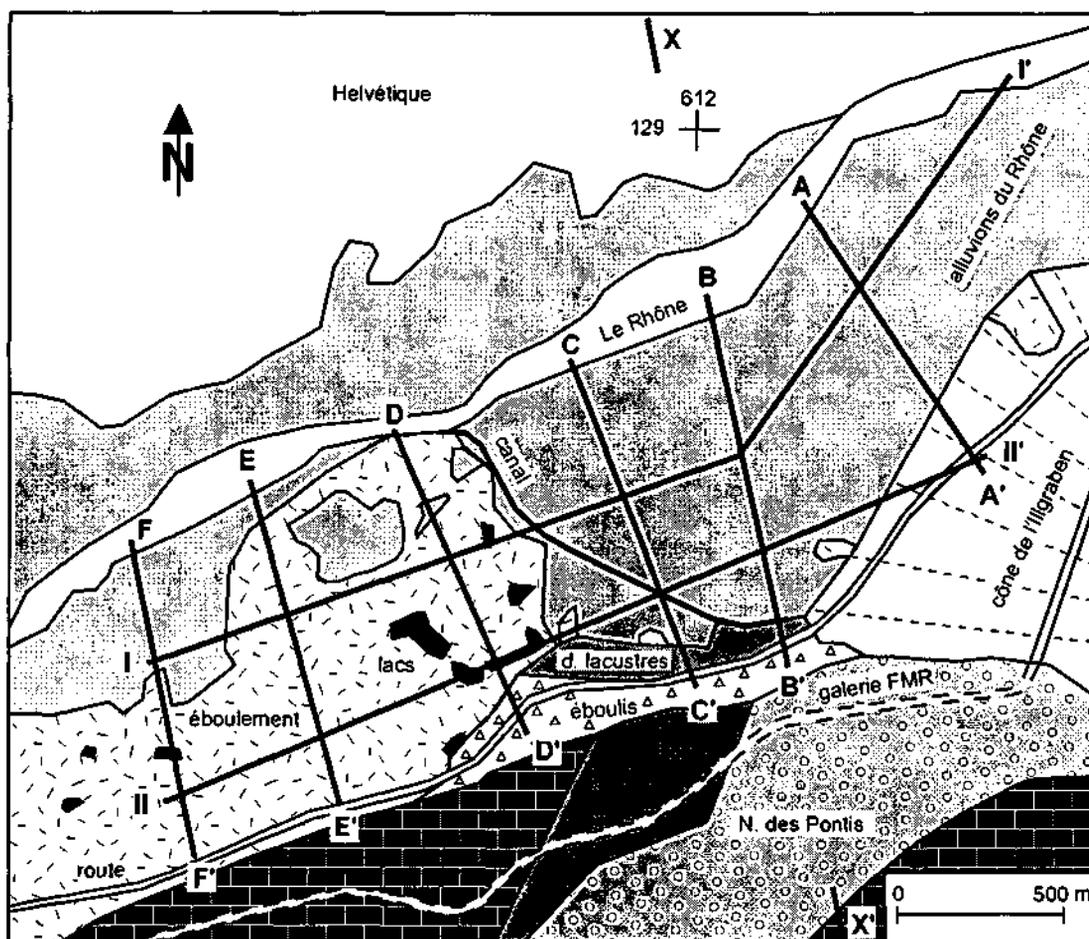


Figure 75 : Carte schématique des principales formations géologiques rencontrées dans le Bois de Finges et position des différentes coupes transversales et longitudinales.

De plus, un profil géologique X-X' a été dessiné à travers la vallée du Rhône contenant aussi les versants au nord et au sud (figure 76). Ce profil X-X', long de 10 km, se situe au niveau de la coupe transversale B-B' (figure 75).

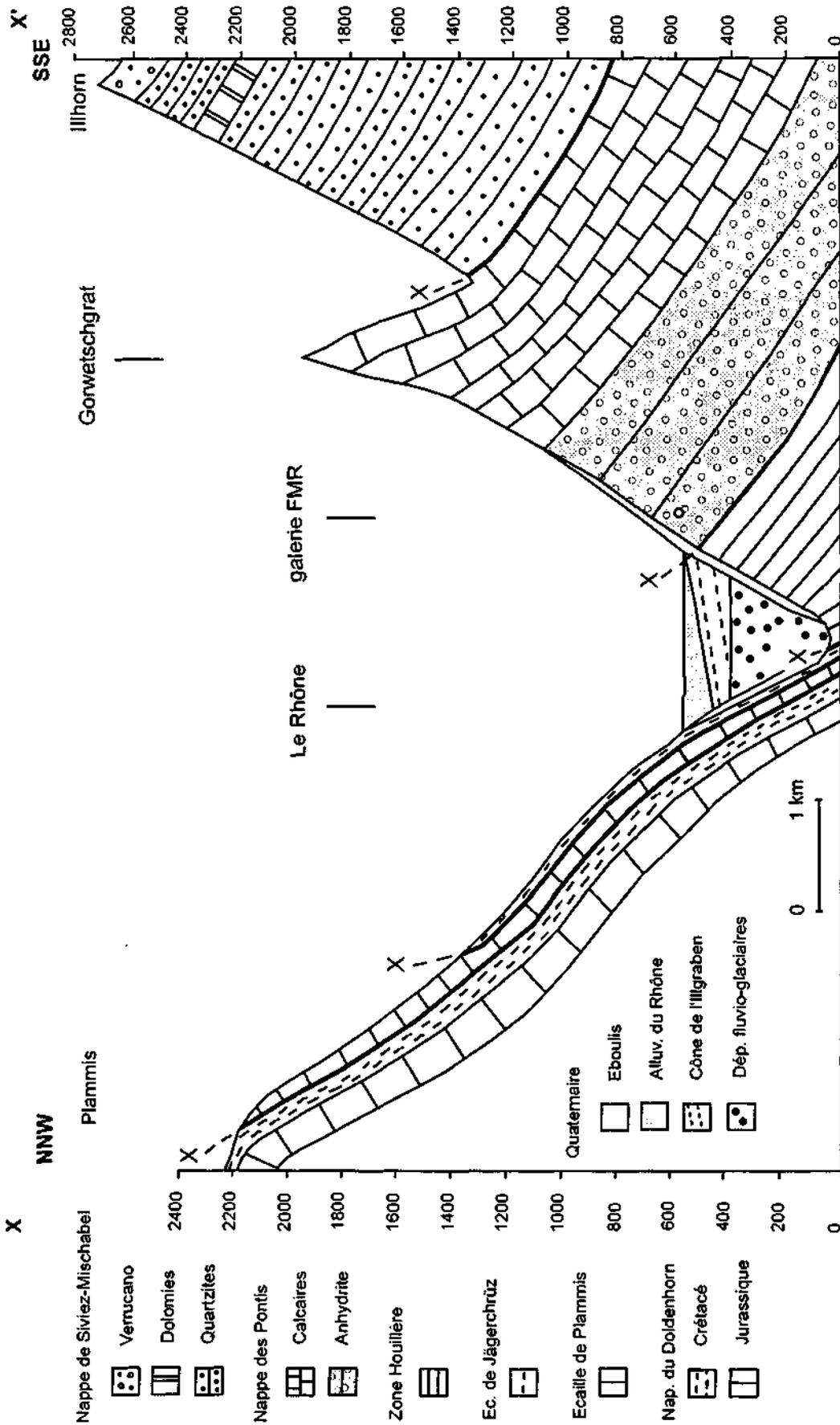


Figure 76 : Profil géologique à travers la vallée du Rhône avec les unités principales (d'après BUGNON 1986, JACQUOD 1995 et PROZ 1996).

5.2 Modèle hydrogéologique

5.2.1 Géologie

Le contexte géologique du Bois de Finges est principalement représenté par l'Helvétique au nord, le Pennique au sud et les sédiments quaternaires qui remplissent la vallée du Rhône (figure 76). Les unités de la Zone Houillère, de la Nappe des Pontis et de la Nappe de Siviez-Mischabel, représentant le Pennique et affleurant sur le versant du Gorwetschgrat et de l'Ilhorn au sud, rassemblent des lithologies très variées : gypses, cornieules, marbres et calcaires dolomitiques (Trias), quartzites, méta-grès et conglomérats (Permo-Trias), schistes et méta-arkoses (Permo-Carbonifère). Les roches triasiques sont parfois fortement karstifiées le long des accidents tectoniques. Le versant nord de la vallée du Rhône est découpé dans les unités helvétiques de l'écaille de Jägerchrüz, de l'écaille de Plammis et de la Nappe du Doldenhorn. Les calcaires massifs du Malm, qui constituent l'écaille de Plammis, chevauchent sur le Crétacé du flanc normal de la Nappe du Doldenhorn.

Les sédiments quaternaires sont constitués par les alluvions fluviales du Rhône, les alluvions du cône de déjection de l'Ilgraben, les dépôts de l'éboulement de Sierre et les éboulis du Gorwetschgrat (figure 75). L'éboulement de Sierre, constitué de calcaires sablo-silteux, domine la morphologie du Bois de Finges en créant un paysage de collines et de lacs. A l'est, dans la région de la Ferme de Finges, et à l'ouest, au site de l'ancienne gravière Finges, les dépôts de l'éboulement de Sierre passent dans les alluvions fluviales du Rhône qui forment la plaine alluviale du Bois de Finges. Ces alluvions fluviales du Rhône constituent le remplissage de deux bassins alluviaux. La figure 77 présente trois coupes transversales au niveau du bassin alluvial de la Ferme de Finges, alors que la figure 78 montre trois coupes transversales au niveau de l'éboulement de Sierre.

Le bassin alluvial de la Ferme de Finges est limité vers la profondeur par le cône de l'Ilgraben à l'est et par l'éboulement de Sierre à l'ouest. A partir de sa composition granulométrique et géochimique, le cône de l'Ilgraben a été divisé en deux parties : une partie supérieure limono-silteuse et une partie inférieure sableuse. Les alluvions du cône de l'Ilgraben provenant du sud-est avec une pente moyenne de 5 % plongent sous les alluvions fluviales du Rhône pour atteindre 15.20 m au niveau du forage P11a, ainsi que sous les dépôts de l'éboulement de Sierre pour atteindre 21 m de profondeur au forage P33 (figure 79). Au forage P33, les dépôts de l'éboulement de Sierre sont coincés entre les alluvions du cône de l'Ilgraben en bas et les alluvions fluviales du Rhône en haut. Au niveau du forage P11a, l'éboulement de Sierre a été probablement érodé par l'ancien Rhône. L'épaisseur du remplissage alluvial augmente du versant sud vers le Rhône et atteint un maximum estimé à 60 m au site du piézomètre P13 proche du Rhône (figure 77). Le cône de l'Ilgraben repousse le lit du Rhône au pied du versant nord.

Le bassin alluvial de l'ancienne gravière Finges d'une extension restreinte se situe entièrement dans les dépôts de l'éboulement de Sierre. Le remplissage alluvial de ce bassin possède une épaisseur qui varie entre 3 m au piézomètre P2 et environ 20 m au P37 (figure 78).

Au pied du versant sud, les dépôts de l'éboulement de Sierre s'intercalent avec les dépôts des éboulis du Gorwetschgrat. Les forages SA-5, SA-9 et P62 indiquent des alluvions fluviales qui logent dans les éboulis du Gorwetschgrat. Ces alluvions fluviales, qui se trouvent à des altitudes croissantes de 544 m s/mer au forage SA-9 à 553 m s/mer aux SA-9 et P62, démontrent la présence d'un paléo-chenal venant du sud-ouest de la zone du piézomètre P62 pour rejoindre la plaine alluviale du Rhône dans la région des piézomètres P33 et P11 (figure 2).

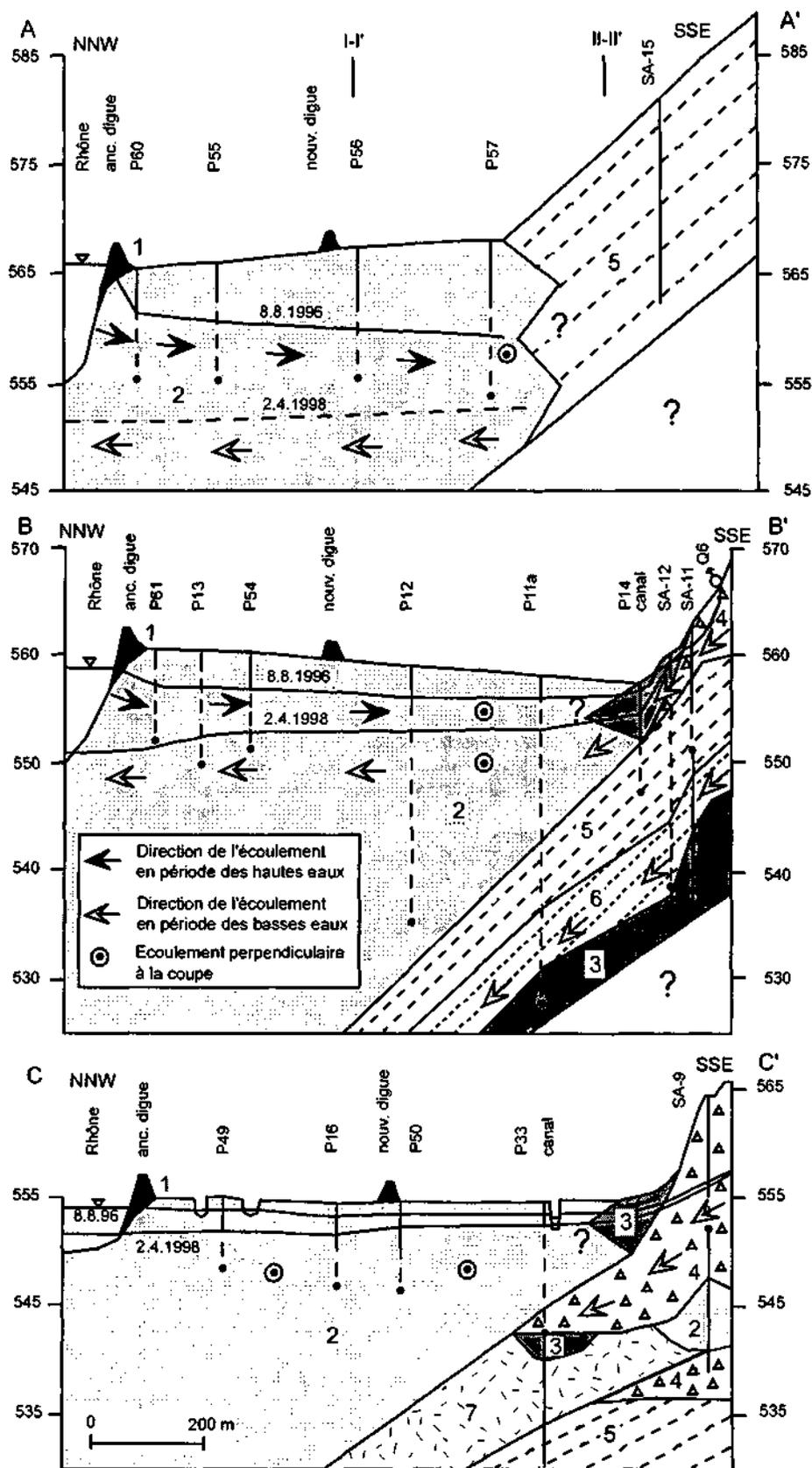


Figure 77 : Coupes transversales passant à travers le bassin alluvial de la Ferme de Finges avec la localisation des points de mesure piézométrique (points noirs), des longueurs de crépine (traitillés), des niveaux d'eau lors des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1998 et des couches lithologiques; 1 = matériaux de construction de la digue, 2 = alluvions fluviales du Rhône, 3 = dépôts lacustres et marécageux, 4 = éboulis du Gorwetschgrat, 5 = alluvions du cône supérieur de l'Ilgraben, 6 = alluvions du cône inférieur de l'Ilgraben, 7 = dépôts de l'éboulement de Sierre.

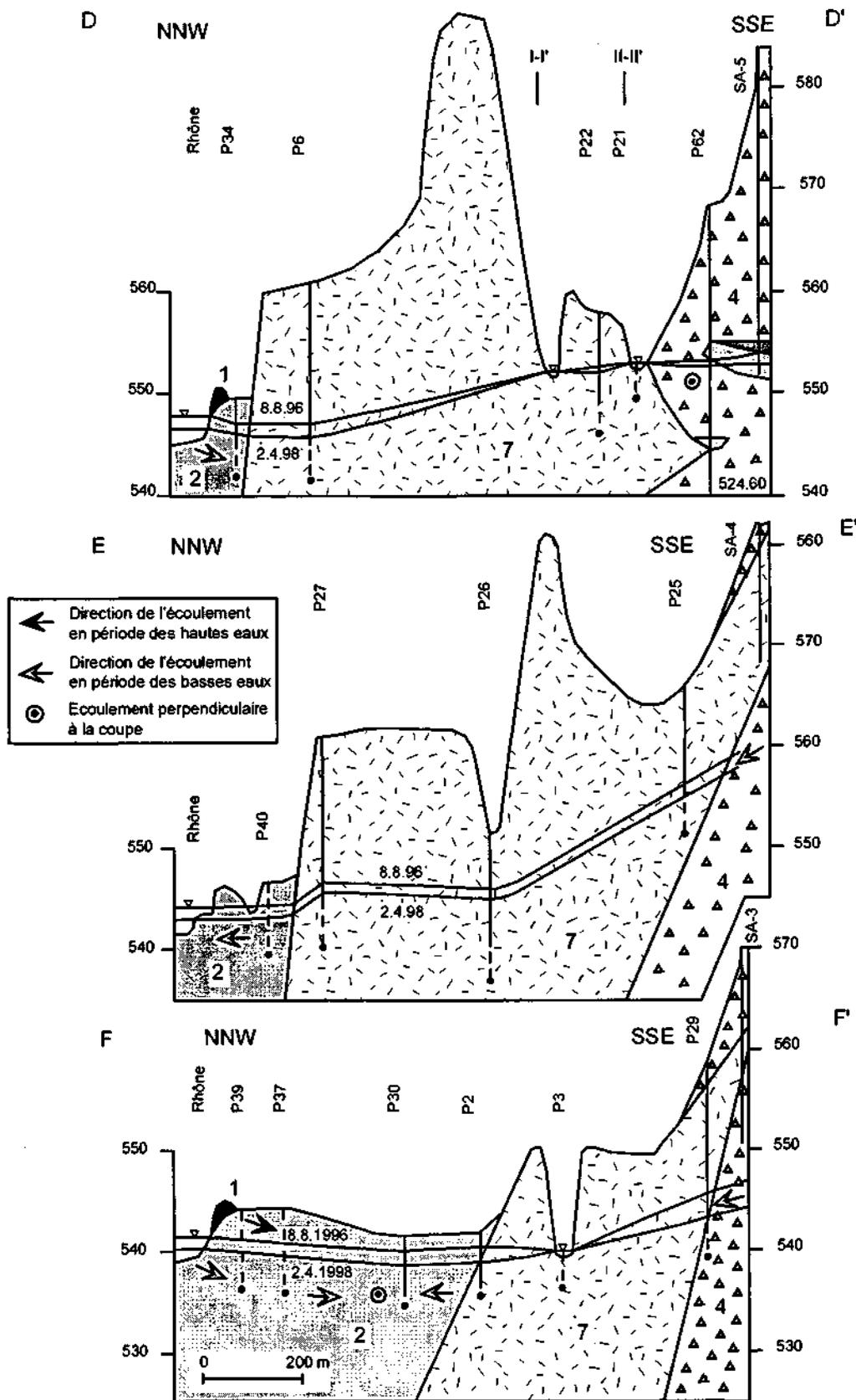


Figure 78 : Coupes transversales passant à travers les dépôts de l'éboulement de Sierre avec la localisation des points de mesure piézométrique (points noirs), des longueurs de crépine (traitillés), des niveaux d'eau lors des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1998 et des couches lithologiques; 1 = matériaux de construction de la digue, 2 = alluvions fluviales du Rhône, 3 = dépôts lacustres et marécageux, 4 = éboulis du Gorwetschgrat, 5 = alluvions du cône supérieur de l'Illgraben, 6 = alluvions du cône inférieur de l'Illgraben, 7 = dépôts de l'éboulement de Sierre.

5.2.2 Hydrogéologie

Les alluvions fluviales du Rhône sont le siège de l'aquifère principal du Bois de Finges. Elles sont alimentées par deux apports d'eau : l'eau infiltrée du Rhône au nord-est et l'eau sulfatée venant des roches évaporitiques au sud-est à Finges. En période de hautes eaux, le Rhône alimente sur un front d'environ 700 m de largeur les alluvions fluviales en amont, en exerçant un effet de pression hydraulique jusqu'à la Ferme de Finges. L'eau infiltrée du Rhône au nord-est s'écoule vers le sud-ouest avec un gradient moyen de 5.2 ‰ et avec une vitesse moyenne d'environ 30 m/j, localement entre 100 - 150 m/j, pour être partiellement drainée par le canal des Fermes. Par contre, en période de basses eaux, le lit du Rhône est périodiquement sec en amont de l'entrée du canal des Fermes. Le gradient hydraulique moyen atteint 1.7 ‰. Le battement naturel diminue avec la distance du Rhône de 11 m au piézomètre P59a à 1 m au P33 à côté du canal des Fermes. La figure 79 montre deux coupes longitudinales le long de l'écoulement souterrain, tandis que la figure 80 présente un diagramme 3-D du Bois de Finges avec la position des différents sédiments quaternaires rencontrés et avec les niveaux d'eau en période des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1998.

De plus, il y a aussi un apport d'eau au sud-est à la Ferme de Finges, provenant des roches évaporitiques du versant sud, qui s'écoule ensuite au nord dans les alluvions fluviales du Rhône et les formations géologiques sous-jacentes. Cet apport d'eau du versant sud amène une eau sulfatée calcique sur un front d'environ 800 m de largeur et il est persistant toute l'année. Un modèle hydrogéologique a permis de quantifier les deux apports d'eau de l'aquifère alluvial du Rhône. L'apport d'eau infiltrée du Rhône au nord-est atteint entre 900 et 1000 l/s en période de hautes eaux, alors que le débit de l'apport d'eau sulfatée du versant sud varie entre 300 et 400 l/s (SCHÜRCH *et al.* 2000).

La figure 77 montre des flux latéraux convergents de ces deux zones de recharge (eau du Rhône et eau du versant sud), qui se rencontrent au centre des alluvions fluviales du Rhône pour se mélanger dans différentes proportions. Les investigations hydrochimiques et piézométriques ne mettent pas en évidence une recharge diffuse d'eaux d'infiltration et de percolation depuis la surface du sol, sauf pour la crue en février 1999 au cours laquelle les niveaux d'eau ont rapidement augmenté et la minéralisation totale des eaux souterraines a diminué (cf. Chapitre II.3.5.2).

Dans le forage P11a, un apport d'eau a été observé à la base de la partie inférieure du cône de l'Illgraben à 26 m de profondeur. Cet apport d'eau de 2 à 3 l/min amène une eau enrichie en calcium, magnésium, sulfate et bicarbonate.

Le canal des Fermes, à l'intersection des alluvions fluviales du Rhône en amont et des dépôts de l'éboulement de Sierre, draine tout d'abord la zone de recharge d'eau sulfatée à la Ferme de Finges et, ensuite, les eaux peu minéralisées de l'aquifère alluvial du Rhône.

L'aquifère du bassin alluvial de l'ancienne gravière Finges se caractérise par un apport d'eau souterraine du Rhône. Cet apport d'eau garde son importance sur la nappe souterraine pendant tout le cycle hydrologique. Le battement naturel à cet endroit est faible et le régime d'écoulement souterrain ne fluctue que peu.

Les dépôts de l'éboulement de Sierre exercent un effet de barrage hydraulique sur la nappe souterraine à cause de sa perméabilité inférieure à celle des alluvions fluviales du Rhône. Cet effet de barrage crée un palier d'eau à faible gradient entre le canal des Fermes et la colline du Perischuhubil. Les lacs Grossee, Rosensee et Pfaffaretsee de l'éboulement de Sierre se situent au centre de ce palier. Le Pfaffaretsee et le Rosensee sont probablement en équilibre avec la nappe souterraine. Par contre, le Grossee alimente la nappe souterraine. La région de la colline du Perischuhubil au sud-ouest se caractérise par un gradient hydraulique élevé de la nappe souterraine vers le piézomètre P28 (figure 79), indiquant un effet couplé d'un apport d'eau souterraine du versant sud et d'un barrage hydraulique, qui est probablement provoqué par les

dépôts peu perméables de la colline du Perischuhubil (cf. Chapitre II.2.5.5). L'apport d'eau à cet endroit semble se concentrer sur des averses hivernales et la fonte des neiges.

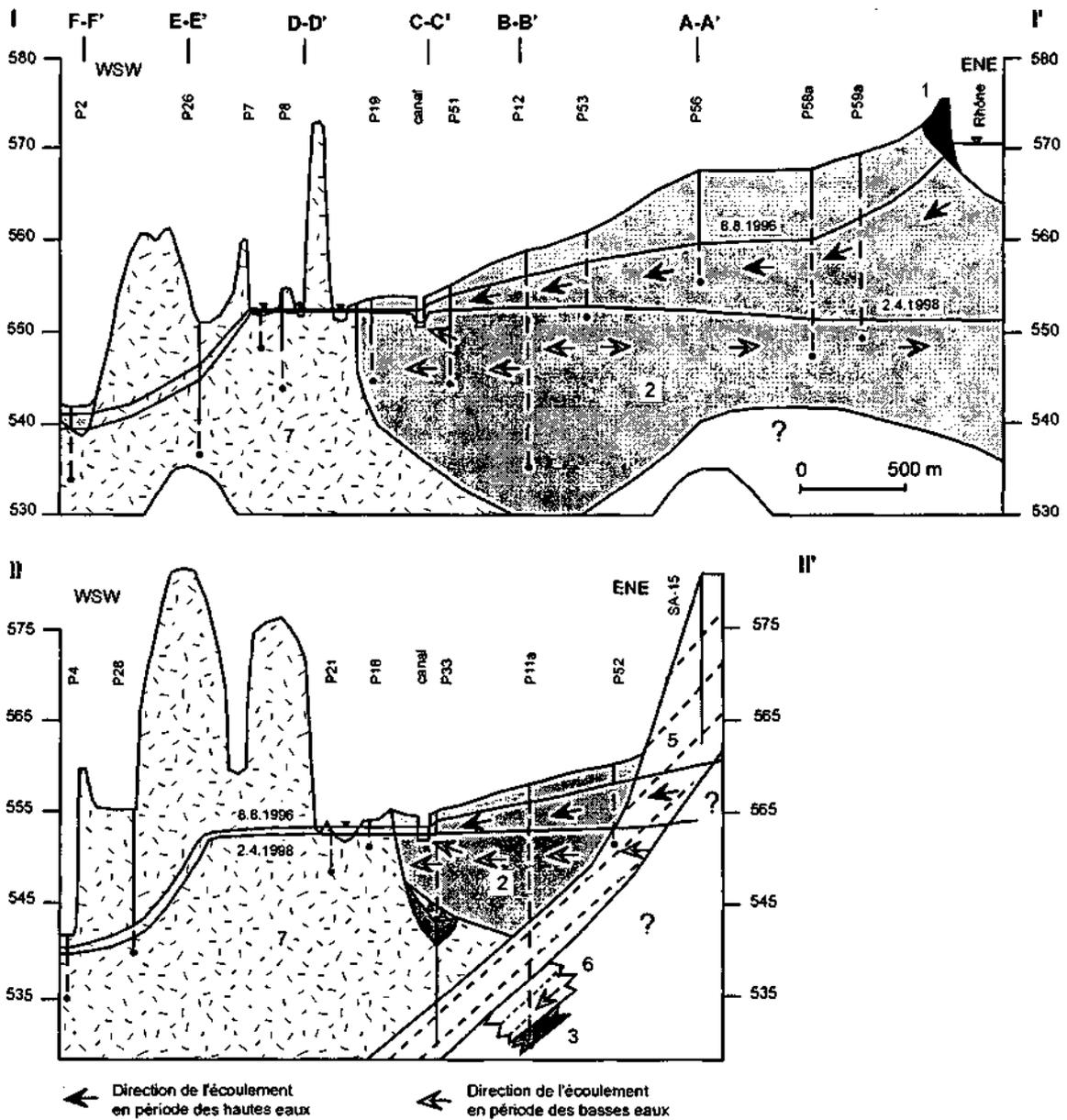


Figure 79 : Coupes longitudinales le long de l'axe de la vallée du Rhône avec la localisation des points de mesure piézométrique (points noirs), des longueurs de crépine (traitillés), des niveaux d'eau lors des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1998 et des couches lithologiques; 1 = matériaux de construction de la digue, 2 = alluvions fluviales du Rhône, 3 = dépôts lacustres et marécageux, 4 = éboulis du Gorwetschgrat, 5 = alluvions du cône supérieur de l'Illgraben, 6 = alluvions du cône inférieur de l'Illgraben, 7 = dépôts de l'éboulement de Siere.

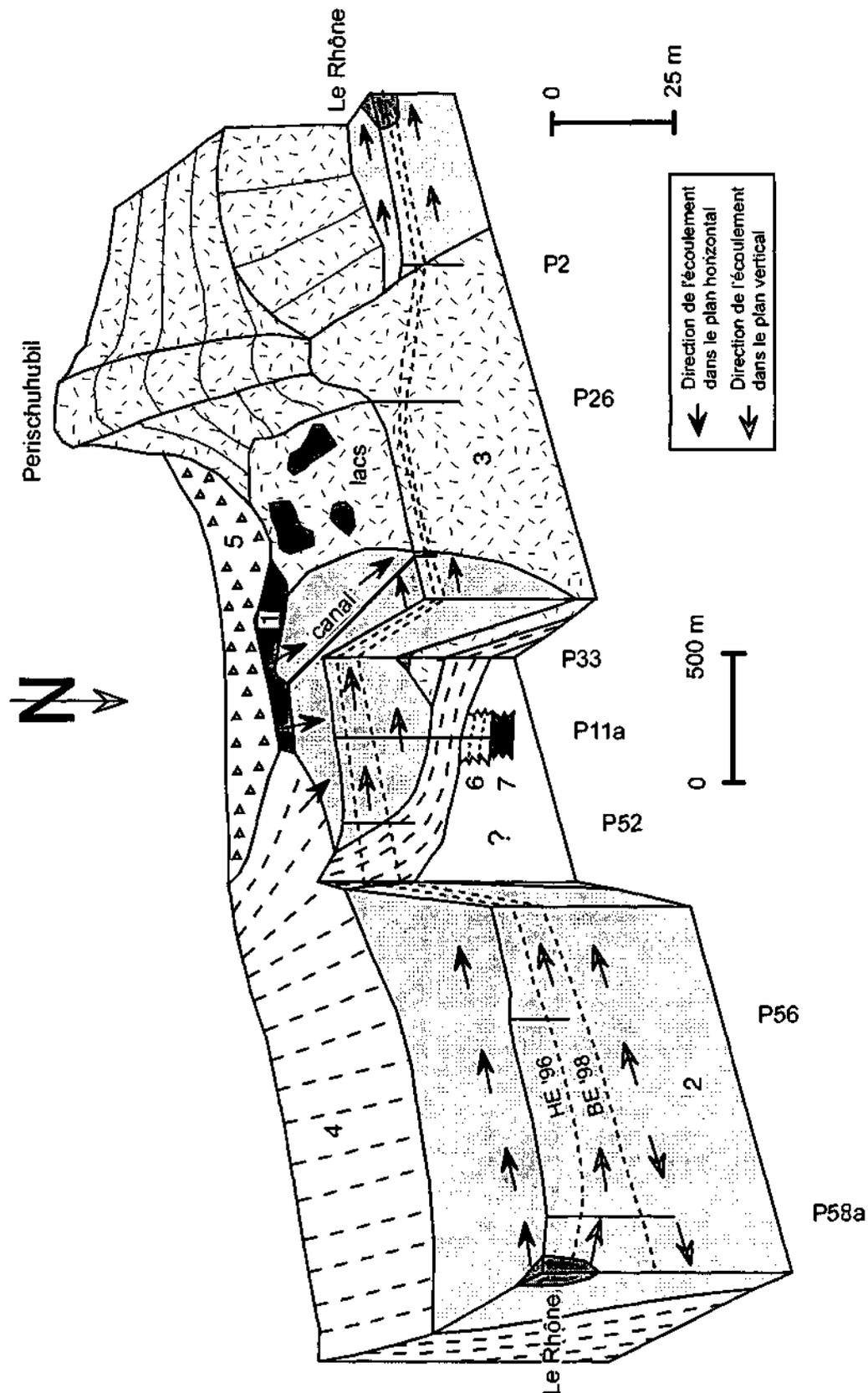


Figure 80 : Bloc-diagramme du modèle hydrogéologique conceptuel avec des niveaux d'eau en période des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1998, ainsi qu'avec les lithologies observées; 1 = dépôts lacustres et marécageux supérieurs, 2 = alluvions fluviales du Rhône, 3 = dépôts de l'éboulement de Sierre, 4 = alluvions du cône supérieur de l'Illgraben, 5 = éboulis du Gorwetschgrat, 6 = alluvions du cône inférieur de l'Illgraben, 7 = dépôts lacustres et marécageux inférieurs. Il faut noter que ce diagramme 3-D est orienté est-ouest, ce qui est à l'inverse de l'orientation des coupes géologiques, pour mieux représenter l'apport d'eau du versant sud et les conditions géologiques au niveau des forages P52, P11a et P33.

Un deuxième palier de la nappe souterraine dans l'éboulement de Sierre se trouve à Milljere. Ce palier s'explique par une combinaison d'un effet de barrage hydraulique en aval et d'un apport d'eau par irrigation en amont.

Les deux paliers de la nappe souterraine dans l'éboulement de Sierre sont séparés par une bande étroite correspondant à une différence des niveaux d'eau de 5 m et un gradient hydraulique important d'environ 15 ‰.

5.3 Modèle hydrochimique

En général, la conductivité électrique, et donc la minéralisation totale des eaux souterraines de l'aquifère alluvial du Rhône, passe d'environ 2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au versant sud de la vallée du Rhône à une valeur inférieure à 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ le long du lit du Rhône. L'aquifère alluvial du Rhône est rechargé par une eau peu minéralisée infiltrée du Rhône au nord-est et par une eau du type Ca-SO_4 venant du versant sud. Le chimisme des eaux souterraines de l'aquifère traduit les processus physiques et chimiques entre ces deux eaux de recharge et le gisement.

La figure 81 montre l'évolution du chimisme des eaux souterraines le long de la coupe longitudinale I-I' entre la zone d'infiltration du Rhône au nord-est et les dépôts de l'éboulement de Sierre au sud-ouest. Le chimisme de chaque point d'échantillonnage est graphiquement représenté par un cercle. La partie gauche du cercle correspond à la somme totale des cations, alors que la partie droite contient la somme des anions. Les cations majeurs du calcium et du magnésium, respectivement les anions majeurs du sulfate et du bicarbonate sont représentés en pourcentage de meq/l de la somme totale des cations, respectivement des anions. Le total des ions dissous (TID) est indiqué en dessous de chaque cercle. De plus, la figure 80 montre l'évolution du chimisme des eaux souterraines en période des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1997.

En hautes eaux, l'eau du Rhône de type $\text{Ca, Mg-HCO}_3, \text{SO}_4$ avec un faible TID (77 mg/l) alimente l'aquifère alluvial du Rhône au nord-est. Le chimisme des eaux souterraines dans la zone d'infiltration du Rhône (piézomètre P59a) correspond environ à celui du fleuve. Ensuite, la minéralisation de l'eau souterraine augmente le long de son cheminement. C'est surtout la concentration du sulfate qui augmente par rapport au bicarbonate. Les eaux de l'aquifère alluvial sont du type $\text{Ca, Mg-SO}_4, \text{HCO}_3$ avec un TID de 300 à 600 mg/l. Ces eaux sont enrichies en oxygène dissous et saturées par rapport à la calcite et à la dolomite. Le pH diminue de 8.6 au piézomètre P59a, dans la zone d'infiltration du Rhône, à 7.7 au piézomètre P12 au centre de l'aquifère alluvial du Rhône.

Le chimisme des eaux souterraines dans les dépôts de l'éboulement de Sierre varie en fonction des conditions géologiques et hydrauliques. Les eaux souterraines entre les lacs de l'éboulement de Sierre sont du type $\text{Ca, Mg-SO}_4, \text{HCO}_3$ avec un TID d'environ 600 mg/l (piézomètre P8). Ces eaux avec un pH d'environ 7.6 et un oxygène dissous de 60 ‰ s'écoulent dans des dépôts calcaires sablo-silteux. Elles sont rechargées partiellement par le Grossee et par les précipitations. Les eaux du piézomètre P26 caractérisent un deuxième type Mg, Ca-SO_4 dans les dépôts de l'éboulement de Sierre. Ce type d'eau est typique pour les eaux souterraines se situant dans les dépressions de l'éboulement de Sierre. Ces dépressions représentent souvent des dépôts peu perméables des anciens lacs. C'est le seul type d'eau dans le Bois de Finges, où la concentration en magnésium est plus élevée que celle du calcium. Ces eaux possèdent un pH entre 8 et 10, ainsi qu'un potentiel redox et un oxygène dissous faibles.

Le piézomètre P2 se situe au bord du bassin alluvial de l'ancienne gravière Finges. Les eaux souterraines de ce piézomètre sont du type $\text{Ca, Mg-SO}_4, \text{HCO}_3$ avec un TID d'environ 730 mg/l. Le pH varie entre 7.5 en hautes eaux et 7.9 en basses eaux, alors que l'oxygène dissous se situe entre 61 et 27 ‰.

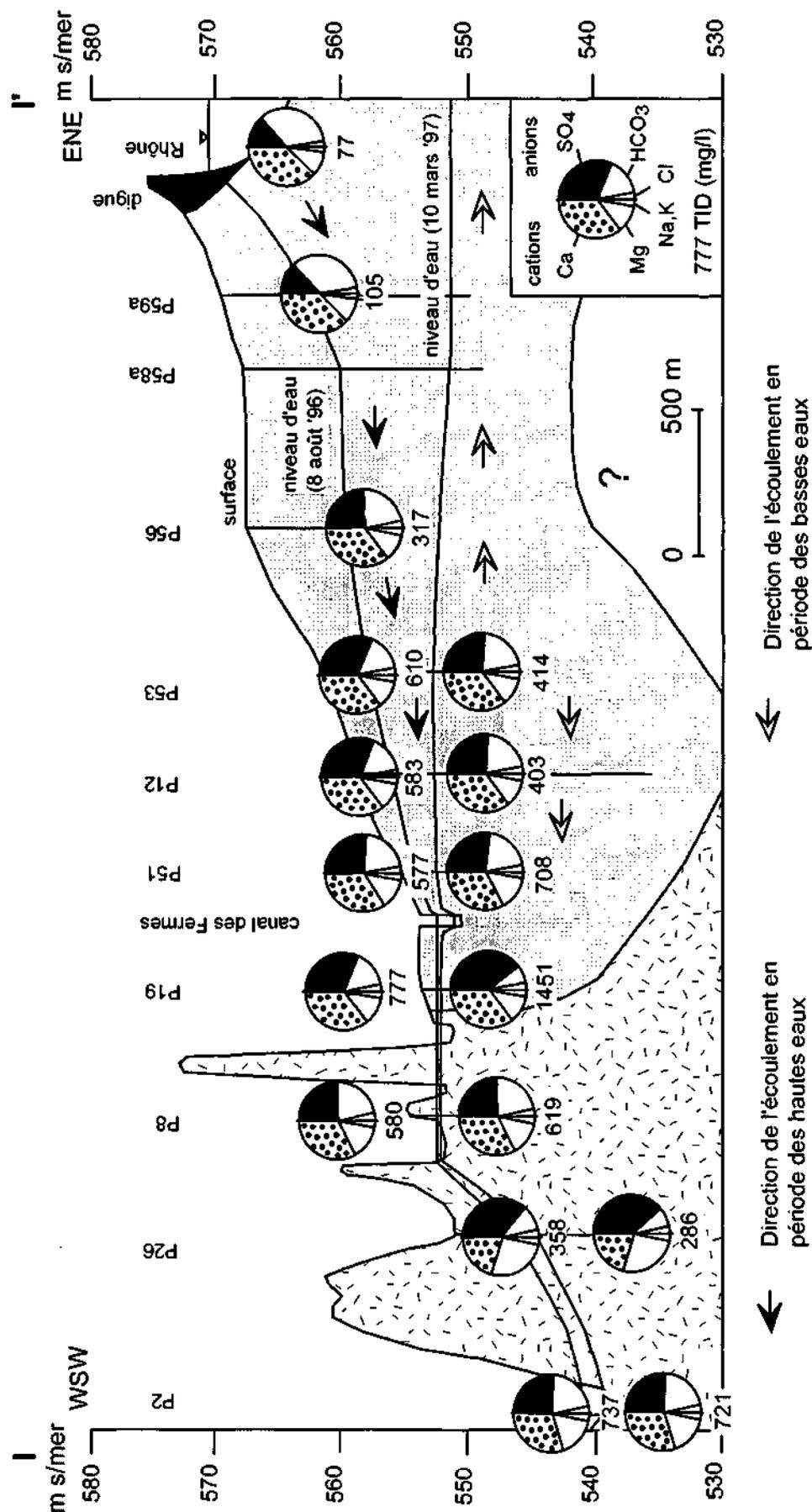


Figure 81 : Evolution spatio-temporelle du chimisme des eaux souterraines le long de l'axe de la vallée du Rhône et de l'écoulement principal. Périodes des hautes eaux 1996 et des basses eaux 1997. Explication et commentaires dans le texte.

La différence (Δ) de la minéralisation totale (TID) des eaux souterraines entre les hautes eaux 1996 et les basses eaux 1997 montre un maximum au piézomètre P19 ($\Delta = 674$ mg/l). Ses eaux sont caractérisées par une concentration de sulfate plus importante en période de basses eaux, quand le piézomètre P19 est rechargé par une eau sulfatée, saturée par rapport à la calcite, à la dolomite et au gypse. Par contre, en période de hautes eaux, le piézomètre P19 est alimenté par une eau peu minéralisée des précipitations et du Rhône.

En période de basses eaux, le lit du Rhône en amont du canal des Fermes est périodiquement sec, car l'eau du Rhône est totalement déviée par le canal d'aménée Finges - Chippis.

5.4 Commentaires

Le Bois de Finges est caractérisé par de multiples paysages : les alluvions fluviales du Rhône, les alluvions du cône de déjection de l'Ilgraben, les dépôts de l'éboulement de Sierre et les éboulis du Gorwetschgrat. L'Ilgraben prend sa source dans un cirque impressionnant, aux parois très raides de plus de 1000 m de haut. Aux gypses et calcaires dolomitiques de la Nappe des Pontis se mêlent quartzites et dolomies de la Nappe de Siviez-Mischabel. Le cône de l'Ilgraben forme une sorte de barrage naturel dans la vallée du Rhône. En aval, le Rhône passe par une série de rapides, où le fleuve alimente fortement l'aquifère alluvial du Rhône. L'aquifère est également rechargé par une eau minéralisée venant des roches évaporitiques du versant sud. Ces deux eaux rechargeant l'aquifère alluvial du Rhône (l'eau infiltrée du Rhône et l'eau sulfatée du versant sud) se mélangent et donnent lieu à des interactions géochimiques avec le matériel du gisement. Selon les formations géologiques existantes, différents types d'eau peuvent localement être observés.

Le régime d'écoulement des alluvions fluviales du Rhône à Finges, qui est dominé par une forte infiltration du Rhône, ainsi que par un écoulement souterrain rapide et un drainage de l'aquifère par un canal, correspond à celui observé entre Granges et Sierre (AVIOLAT & REY 1994). Par contre, la pente du Rhône est beaucoup plus importante à Finges qu'en aval de Sierre et l'espace disponible pour le Rhône entre les digues est plus large.

La qualité de l'eau souterraine de l'aquifère alluvial du Rhône à Finges est bonne en ce qui concerne les normes d'eau potable pour les espèces inorganiques analysées au cours de ce projet de recherche. La perméabilité élevée et la recharge importante de l'aquifère alluvial favoriseront l'utilisation de l'eau souterraine comme eau potable. Mais sur la rive gauche du Rhône dans le secteur du Bois de Finges, aucun captage d'eau potable n'existe. La Ferme de Finges fait partie du réseau d'eau potable de Leuk/Susten, qui est surtout alimenté par un lac dans la région de l'Ilhorn. Par contre, un puits a été installé sur la rive droite du Rhône à Salquenen (SCHMID 1985). Il faut dire que les alluvions fluviales du Rhône sont très hétérogènes et, par conséquent, la perméabilité et la porosité peuvent varier localement très fortement (HUGGENBERGER *et al.* 1988).

6. Conclusions

Différentes méthodes hydrogéologiques et hydrochimiques ont été appliquées dans le secteur du Bois de Finges (Valais Central) pour déterminer les paramètres hydrauliques et les processus hydrochimiques de l'aquifère alluvial complexe du Rhône. Chaque méthode permet de mesurer un ou plusieurs paramètres hydrauliques dans un environnement bien défini de l'aquifère. Ceci signifie qu'un paramètre hydraulique est souvent seulement valide pour une méthode appliquée et pour un environnement donné. L'application simultanée de plusieurs méthodes augmente de manière significative la capacité de ces outils pour la compréhension des processus hydrochimiques et hydrauliques conjoints dans un aquifère complexe.

L'application de la plupart des méthodes hydrogéologiques et hydrochimiques nécessite un réseau de forages d'observation. Ce sont les méthodes suivantes : la piézométrie, essai de pompage, essai de traçage, diagraphie chimique et prélèvement des échantillons d'eau et de roche. Sans forages d'observation, seule une étude hydraulique et chimique sur des cours d'eau, des sources et des lacs peut être réalisée. Par contre, la géophysique de surface permet de mettre en évidence la structure de l'aquifère sans forages d'observation (MONNET 2000).

Des contraintes telles que la trop grande profondeur du niveau d'eau, ainsi que la trop faible ou trop importante perméabilité ont limité l'application des essais de pompage et des essais de traçage.

Dans les alluvions fluviales du Rhône, caractérisées par une perméabilité élevée ($>10^{-3}$ m/s), les rabattements de la nappe souterraine sont très faibles et atteignent 2 à 30 cm pour un débit pompé de 50 à 100 l/min dans des ouvrages de petit diamètre (5 à 10 cm). De plus, un traceur injecté dans un forage est rapidement dilué dans l'aquifère alluvial par la vitesse d'écoulement élevée et, par conséquent, il est seulement détectable sur une distance de 10 à 30 m. Les faibles rabattements d'un essai de pompage dans l'aquifère alluvial et la dilution rapide d'un traceur injecté nécessitent donc une courte distance entre les forages d'observation.

Dans les dépôts peu perméables de l'éboulement de Sierre, les forages d'observation se vidaient en général rapidement, même avec un débit minimal de 20 l/min sur 1 à 4 m d'eau, et celle-ci ne revenait qu'après quelques minutes.

7. Discussion

Une diagraphie physico-chimique, exécutée dans un forage à l'aide d'une sonde multiparamètres ou à l'aide des échantillons d'eau prélevés à différentes profondeurs, permet d'observer l'évolution verticale des différents paramètres considérés et de localiser la position des couches géologiques correspondantes.

Mais il faut dire qu'un forage peut provoquer une liaison artificielle entre différents aquifères. En effet, des flux verticaux ont été observés dans le forage P11a à l'aide d'un débitmètre thermique (MONNET 2000). Ces flux verticaux peuvent induire des mélanges dans la colonne d'eau du forage. Dans les diagraphies physico-chimiques du forage P11a exécutées au repos, les limites chimiques entre différentes couches d'eau correspondent aux limites des couches géologiques correspondantes, ainsi qu'avec le profil de flux (MONNET 2000). Particulièrement, la limite chimique à 15 m de profondeur, entre les alluvions du Rhône et les dépôts du cône de l'Illgraben, correspond dans le forage P11a au fond de la zone de recharge des alluvions fluviales du Rhône.

Il est très possible que le flux vertical contrôle le chimisme de la colonne d'eau et que les propriétés des formations géologiques contrôlent ce flux. Dans ce cas, la qualité de l'eau dans le forage à une profondeur donnée n'est pas forcément représentative de l'eau dans les pores de la

formation correspondante. Elle représente plutôt la qualité de l'eau de la formation géologique au niveau de la zone de recharge comme il a été observé pour les diagraphies qui ont été effectuées au cours d'un essai de pompage. Le forage P11a a été le seul forage dans le Bois de Finges, où un flux vertical a été mesuré.

Par contre, quand il n'y a pas de flux vertical dans un forage d'observation, la concentration des composantes, mesurée au repos dans la colonne d'eau du forage, reflète surtout un équilibre chimique avec les minéraux de l'environnement correspondant.

PARTIE III : Conclusions et références bibliographiques

1. Conclusions

1.1 Généralités

Différentes méthodes hydrogéologiques et hydrochimiques ont été appliquées dans le secteur du Bois de Finges (Valais Central) pour déterminer les paramètres hydrauliques et hydrochimiques de l'aquifère alluvial complexe du Rhône, ainsi qu'établir les processus liés à l'écoulement des différentes composantes d'eau souterraine. Chaque méthode permet de mesurer un ou plusieurs paramètres dans un environnement bien défini de l'aquifère. Ceci signifie qu'un paramètre est souvent seulement valide pour la méthode appliquée et pour l'environnement donné. Par exemple, les diagraphies géophysiques permettent de déterminer la vitesse de filtration et la perméabilité d'un aquifère pour chaque point de mesure réalisé dans un forage. Mais les diagraphies géophysiques ne donnent pas d'informations sur la direction de l'écoulement. Par contre, un essai de traçage et un essai de pompage déterminent plutôt la vitesse moyenne d'un écoulement souterrain, respectivement, la perméabilité d'un aquifère entre les forages d'observation.

L'application simultanée de plusieurs méthodes augmente de manière significative la capacité de ces outils pour la compréhension des processus hydrochimiques et hydrauliques conjoints dans un aquifère complexe. En effet, un certain nombre de paramètres (par exemple la porosité efficace) peut seulement être déterminé par la combinaison de plusieurs méthodes.

1.2 Méthodes hydrogéologiques

Les méthodes hydrogéologiques utilisées sont la piézométrie, les jaugeages et la modélisation numérique, alors qu'une campagne de forage a permis de prélever des échantillons de roche et de réaliser des essais de traçage et des essais de pompage sur un site avec cinq forages rapprochés.

Les mesures du niveau de l'eau souterraine et des eaux de surface, réalisées de manière manuelle ou en continu, constituent les données hydrogéologiques les plus simples et les moins chères à acquérir. Ces mesures ont fourni des informations sur la distribution spatio-temporelle des niveaux d'eau, ainsi que sur le régime d'écoulement souterrain et les zones de recharge et décharge de l'aquifère. Mais au niveau des caractéristiques de l'aquifère, les différentes profondeurs des piézomètres implantés dans l'aquifère alluvial du Rhône et les différentes longueurs de leur crépine ont rapidement augmenté la difficulté du traitement des données. Le niveau piézométrique mesuré dans un piézomètre correspond généralement à une valeur moyenne des pressions hydrauliques sur toute la longueur de sa crépine. Par exemple, le forage P11a, se situant dans les alluvions fluviales du Rhône, ainsi que dans les alluvions du cône de l'Ilgraben et les dépôts lacustres et marécageux, est crépiné pratiquement sur toute sa longueur. Le niveau piézométrique mesuré correspond donc à une valeur moyenne des trois couches géologiques et, par conséquent, ne peut pas être comparé sans précautions avec ceux qui ont été mesurés dans les autres forages du site P11, car ceux-ci se situent uniquement dans les alluvions fluviales du Rhône.

De nombreux essais de pompage ont permis d'étudier la distribution spatiale de la perméabilité, tandis que les jaugeages effectués sur le canal des Fermes et sur les bisses d'irrigation ont quantifié les débits rechargés, respectivement drainés de l'aquifère.

Un modèle d'écoulement a été réalisé à partir des mesures du niveau d'eau, des mesures de transmissivité et des jaugeages. Les buts de ce modèle d'écoulement ont été de simuler le comportement de la nappe pour les états stationnaires de hautes eaux, respectivement de basses eaux et de quantifier, en particulier, les flux de recharge et de décharge de l'aquifère alluvial du Rhône. Pour cela, un modèle bidimensionnel en plan horizontal par éléments finis a été utilisé (FEFLOW, DIERSCH 1996). En imposant des potentiels aux limites amont et aval, le long du Rhône et du versant sud, les conditions piézométriques de la zone à étudier ont été fixées dans le temps et l'espace pour l'état choisi. Le modèle mathématique considère que l'aquifère alluvial du Rhône est étanche au fond, ainsi que les eaux dans les dépôts de l'éboulement de Sierre forment un seul aquifère continu en équilibre avec l'aquifère du Rhône. Le modèle reproduit facilement les principales directions et vitesses d'écoulement, les deux zones de recharge de l'aquifère alluvial, eau du Rhône et eau sulfatée du versant sud, et l'effet drainant du canal des Fermes sur l'aquifère.

Les transmissivités introduites dans le modèle représentent une moyenne de plusieurs valeurs, obtenues sur le terrain par des essais de pompage, et tiennent compte de l'épaisseur moyenne saturée de l'aquifère. En effet, les essais de traçage sur le site expérimental P11 montrent que l'écoulement souterrain se déroule préférentiellement dans une couche perméable de quelques mètres d'épaisseur. Il est également intéressant de constater que la direction de l'écoulement simulée par le modèle numérique au site P11 n'est pas identique à celle mesurée à l'aide des essais de traçage. Ceci indique l'importance de l'effet d'échelle concernée par le modèle et de la présence d'hétérogénéités locales.

La dispersivité des traceurs, caractéristique d'un type de roche, augmente avec la distance de l'écoulement, car un cheminement plus long augmente l'hétérogénéité. La dispersivité longitudinale, déterminée par les essais de traçage sur une distance de 10 à 20 m, atteint dans les alluvions fluviales du Rhône une valeur entre 0.2 pour les bactériophages et 2.0 pour l'uranine. Par contre, la dispersivité longitudinale de 100, imposée dans le modèle de transport, correspondait à la taille moyenne des éléments du réseau de simulation pour respecter le nombre de Peclet et pour éviter des concentrations négatives. La dispersivité transversale imposée est 10 fois plus petite que la dispersivité longitudinale.

Pour déterminer la porosité effective avec des méthodes hydrogéologiques, il faut combiner un essai pompage avec un essai de traçage. Selon la formule de Darcy (FREEZE & CHERRY 1979), la porosité effective dépend essentiellement de la perméabilité, du gradient hydraulique et de la vitesse d'écoulement souterrain. La vitesse moyenne a été obtenue par essais de traçage, alors que la perméabilité a été calculée à partir d'essais de pompage ainsi que le gradient hydraulique. La porosité effective a aussi été déterminée en laboratoire et par la géophysique de forage (MONNET 2000). Ces valeurs ressemblent à celle obtenue à partir de l'essai de pompage et l'essai de traçage.

Pour réaliser des essais de traçage dans un tel milieu poreux, il est absolument nécessaire d'avoir un réseau de sondages serré, car les traceurs injectés dans l'aquifère sont très rapidement dilués par l'écoulement important et, par conséquent, les traceurs ne sont détectables que sur quelques dizaines de mètres. C'est pourquoi un réseau serré de quatre forages en croix a été implanté autour du piézomètre existant P11 avec une distance entre deux sondages d'environ 10 m. Les paramètres hydrauliques obtenus par les essais de traçage sont le temps de transport des traceurs (uranine, bactériophages), la vitesse d'écoulement et le taux de retardement.

La construction de la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis réalisée au cours de cette recherche a permis d'y prélever des échantillons de roche et d'eau pour étudier la géochimie des roches et de l'eau circulant dans le versant sud. Une zone tectonisée et karstifiée, constituée de calcaires tectonisés, de dolomies bréchifiées et de roches polymictes vacuolaires, se situe à une distance de 1692 à 1760 m depuis le portail est de la nouvelle galerie d'amenée entre les anhydrites et les calcaires dolomitiques de l'écaille de Beauregard. Finalement, la mise hors

service de l'ancienne galerie d'amenée, caractérisée par d'importantes pertes en eau, a permis de déterminer les relations hydrodynamiques et chimiques entre la galerie et la source sulfatée Q6.

1.3 Méthodes hydrochimiques

Les méthodes hydrochimiques utilisées sont l'échantillonnage spatio-temporel en trois dimensions, les isotopes stables, la diagraphie multiparamètres de l'eau des sondages, la modélisation hydrochimique et l'enregistrement en continu de paramètres physico-chimiques.

A l'aide de l'échantillonnage spatio-temporel en trois dimensions, la répartition spatiale horizontale et verticale a été observée pour les paramètres physiques et chimiques des eaux souterraines. A partir de cette distribution spatiale des paramètres physico-chimiques, les types d'eau ont été définis et leurs relations avec la lithologie ont été étudiées. De plus, les zones de recharge et de décharge, ainsi que les relations entre l'aquifère, les canaux et le Rhône ont été déterminées.

Les isotopes stables de l'eau (oxygène-18 et deutérium) et le tritium sont les seuls traceurs naturels pour lesquels le temps de transit du traceur est strictement égal à celui de l'eau. Pour des études hydrogéologiques, un traceur naturel idéal doit remplir deux critères majeurs:

- Le traceur a une composition caractéristique pour chaque apport d'eau, avec de faibles variations saisonnières. Sinon, il faut évaluer la composition caractéristique moyenne de l'apport d'eau;
- Le traceur possède une importante différence de concentration par rapport aux différentes composantes, ce qui doit permettre de calculer des mélanges d'eau dans l'aquifère.

Les traceurs naturels de l'eau permettent notamment d'étudier les relations entre les eaux de surface et les eaux souterraines, ainsi que de calculer la vitesse d'écoulement et les mélanges d'eau dans l'aquifère. De plus, l'origine chimique des eaux (précipitations, cours d'eau, aquifère) peut être déterminée par les isotopes stables, tandis que le temps de séjour dans l'aquifère peut être approché à l'aide de la concentration du tritium.

Dans le Bois de Finges, les concentrations en oxygène-18 et en deutérium des eaux de l'aquifère alluvial du Rhône augmentent généralement du fleuve vers le versant sud, tandis que la concentration en tritium diminue avec la distance du Rhône. Les eaux de l'aquifère alluvial du Rhône représentent isotopiquement et chimiquement des mélanges entre une eau peu minéralisée infiltrée du Rhône, avec une valeur moyenne de l'oxygène-18 de -14.65 ‰ et une eau sulfatée calcique venant du versant sud, avec une concentration en oxygène-18 de -13.95 ‰. Les observations réalisées au piézomètre P52 se situant à la Ferme de Finges mettent en évidence un système à trois composantes. La troisième composante du type bicarbonaté calcique provient des précipitations tombant sur le cône de l'Illgraben. Cette eau bicarbonatée calcique, qui contient néanmoins entre 200 et 400 mg/l de sulfate, possède une valeur d'oxygène-18 de -13.60 ‰.

De plus, un traceur naturel idéal montre souvent une mobilité géochimique élevée. Ce sont les traceurs provenant des minéraux d'une solubilité importante comme l'anhydrite, le gypse et la halite. En général, ces traceurs sont facilement mobilisés dans les interactions eau - roche. Pour cette recherche, le sulfate est un traceur idéal. Dans le secteur du Bois de Finges, la concentration en sulfate des eaux souterraines varie entre 20 mg/l dans la zone d'infiltration du Rhône au nord-est et 1500 mg/l dans la zone d'exutoire du versant sud. Dans les conditions chimiques (eau riche en oxygène dissous, sous-saturation par rapport au gypse) et hydrogéologiques observées (perméabilité importante, vitesse d'écoulement rapide), le sulfate a été considéré comme un traceur naturel conservatif dans l'aquifère alluvial du Rhône.

Une diagraphie physico-chimique, exécutée à l'aide d'une sonde multiparamètres, permet d'observer simultanément l'évolution verticale de différents paramètres physico-chimiques et de localiser la position des couches géologiques correspondantes. Les paramètres mesurés ont été la conductivité électrique, la température, l'oxygène dissous, le pH, le potentiel redox et la turbidité. La valeur de ces paramètres, mesurés au repos, reflète surtout un équilibre avec les minéraux de l'environnement, alors que les mesures effectuées lors d'un essai de pompage déterminent plutôt les zones de recharge. Dans le cas d'un flux vertical dans le forage d'observation, les mesures effectuées au repos décrivent plutôt les caractéristiques des zones de recharge. Cependant, pour donner un maximum d'information, une diagraphie multiparamètres nécessite des piézomètres crépinés sur toute la longueur de l'aquifère.

Le logiciel de modélisation hydrochimique utilisé (PHREEQCI, CHARLTON *et al.* 1997) calcule l'état de saturation des eaux par rapport aux minéraux présents. De plus, il indique les réactions physico-chimiques, qui interviennent dans l'aquifère, et quantifie le transfert de masse et les mélanges d'eau. La base de données thermodynamique considérée par le logiciel est généralement obtenue au laboratoire et aura donc une signification limitée dans la réalité où les espèces chimiques n'ont pas exactement les mêmes constantes (moins pures, moins bien cristallisées). C'est pourquoi les résultats des modèles hydrochimiques dépendent essentiellement de la base de données thermodynamiques avec laquelle les calculs sont exécutés.

Finalement, l'intervalle entre deux mesures physiques et chimiques a été choisi en fonction du type d'information recherchée. Pour étudier le régime d'écoulement de l'aquifère alluvial du Rhône, deux campagnes de terrain annuelles ont été réalisées en période de hautes eaux et de basses eaux, tandis que les variations saisonnières du comportement chimique des eaux souterraines au cours de trois cycles hydrologiques ont été suivies avec un intervalle de mesure de 4 à 5 semaines. Les résultats de ces mesures mensuelles n'ont pas permis d'étudier de variations temporelles à courte durée comme les relations hydrodynamiques et chimiques entre les précipitations et les eaux souterraines de l'aquifère alluvial, car l'intervalle de mesure était trop grand. De même pour le radon ^{222}Rn , qui possède une demi-vie de 3.8 jours et qui, par conséquent, ne représente un traceur naturel que pour de variations avec une durée de deux semaines. C'est pourquoi un acquiiseur automatique de température et conductivité électrique a été installé à la source Q6 pour observer les relations à courte durée entre la galerie d'amenée Finges - Chippis et la source Q6 avec un intervalle de mesure de 3 h.

1.4 Le site du Bois de Finges

Le site du Bois de Finges est caractérisé par de multiples environnements géologiques quaternaires : les alluvions fluviales du Rhône, les alluvions du cône de déjection de l'Illgraben, les dépôts de l'éboulement de Sierre et les éboulis du versant sud.

L'aquifère des alluvions fluviales du Rhône est généralement caractérisé par une perméabilité $> 10^{-3}$ m/s, indiquant un gravier sableux avec un important écoulement souterrain de l'ordre de 20 m/j et un gradient moyen de 3.5 ‰ (tableau 24). En période de hautes eaux, qui ont lieu entre mi-juin et mi-août, le Rhône alimente fortement cet aquifère alluvial par une eau peu minéralisée du type Ca, Mg-HCO₃, SO₄. Un autre apport d'eau du type Ca, Mg-SO₄ provient des roches évaporitiques du versant sud. Par contre, en période de basses eaux (novembre à avril), l'aquifère alluvial du Rhône est exclusivement rechargé par l'eau sulfatée calcique du versant sud, car le lit du Rhône est pratiquement sec au cours de l'hiver. Le battement naturel diminue d'environ 11 m dans la zone d'infiltration du Rhône à 1 m proche de la bordure sud de la vallée du Rhône et le long du canal des Fermes, qui se situe en position de drainage. L'impact des précipitations sur les écoulements et la qualité de l'eau dans l'aquifère du Rhône est très réduit.

Les dépôts de l'éboulement de Sierre sont essentiellement composés par des dépôts de calcaires sableux et limoneux d'origine de l'Helvétique du versant nord, qui possèdent une perméabilité

entre $< 10^{-5}$ et 10^{-3} m/s. Le chimisme de ses eaux souterraines est caractérisé par une distribution spatiale très hétérogène. Chaque type d'eau représente plus ou moins une qualité de fluide et des processus physiques et chimiques très locaux, qui dépendent surtout du type de roche et du temps de transit.

Une relation hydraulique et chimique a été démontrée entre les eaux sulfatées calciques émergeant des roches évaporitiques du versant sud, d'une part, et les précipitations, ainsi que la fonte des neiges et les pertes d'eau de l'ancienne galerie d'amenée Finges - Chippis, d'autre part.

Tableau 24 : Données synthétiques sur l'ensemble des paramètres de l'aquifère poreux complexe du Bois de Finges.

Paramètre	Alluvions du Rhône dans la zone d'infiltration	Alluvions du Rhône au site P11	Aquifère triasique du versant sud	Aquifère triasique / alluvions de l'Ilgraben	Dépôts de l'éboulement de Sierre
Piézomètre représentatif	P56	P11b	SA-8	SA-12	P27, P28, P23
<i>Hydrogéologique</i>					
lithologie	gravier sableux	gravier sableux	roches évaporitiques	évaporites / limon	calcaires sablo-argileux
gradient (‰)	1.5 à 5.0	1.7 à 5.2	-	36 à 64	0.7 à 15
perméabilité (m/s)	$> 10^{-3}$	$> 10^{-3}$	-	$2.5 \cdot 10^{-4}$	$< 10^{-5}$ à 10^{-3}
vitesse d'eau (m/j)	10 à 30	122 à 278	-	1.4 à 2.8	0.6 à 1.3
porosité efficace (%)	-	5 à 13	-	-	-
<i>Hydrochimique</i>					
type d'eau	Ca, Mg-SO ₄ , HCO ₃	Ca, Mg-SO ₄ , HCO ₃	Ca, Mg-SO ₄	Ca-SO ₄	Ca-HCO ₃ à Mg, Ca-SO ₄
TID (mg/l)	290 à 630	1791 à 1926	2672 à 2702	2052 à 2363	239 à 860
<i>Isotopique</i>					
altitude d'infiltration (m s/mer)	-	1480	1060	1305	-600
temps de transit	1 mois	2 mois	dizaines d'années	dizaines d'années	-
retard aux précipitations intenses	1 mois	1 mois	2 mois	2 mois	-

TID (mg/l) = valeurs minimale et maximale du total des ions dissous (TID) observées entre juin 1996 et mai 1999; altitude d'infiltration = altitude moyenne de la zone d'infiltration calculée avec la formule de cette étude.

1.5 Méthodologie d'intervention sur un aquifère poreux

En collaboration avec R. Monnet de l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne (MONNET 2000), une méthodologie d'intervention sur un aquifère poreux a été développée (annexe 1). Cette méthodologie sert comme un guide pratique en cas de prospection d'eau, ainsi que d'évaluation de la qualité et de l'origine de l'eau, de détermination des propriétés hydrauliques d'un aquifère et, finalement, de la délimitation des zones de protection et des risques de contamination d'un aquifère poreux. Cette méthodologie s'adresse aux divers responsables de l'approvisionnement en eau potable (autorités, ingénieurs, hydrogéologues). En effet, ce guide pratique constitue une aide générale, qui doit être adapté pour chaque étude en fonction des besoins. Ce guide présente les outils disponibles sur le terrain, au laboratoire et sur l'ordinateur, à l'aide d'organigrammes et de tableaux. De plus, il décrit la procédure, par laquelle les méthodes géophysiques, hydrogéologiques et hydrochimiques sont utilisées dans la pratique.

2. Perspectives et recommandations

Ce projet de recherche a permis d'appliquer plusieurs méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et géophysiques simultanément et au même endroit, ce qui a donné l'occasion de les discuter et de les comparer. Que peut apporter un tel travail de recherche? Ce travail présente les méthodes disponibles en hydrogéologie pour une prospection d'eau, une évaluation de la qualité de l'eau ou la détermination des propriétés hydrauliques d'un aquifère poreux. De plus, il montre les techniques et le domaine d'application de chaque méthode, ce qui peut permettre à la personne responsable d'une telle étude de choisir une ou plusieurs méthodes parmi les plus efficaces pour atteindre ses buts, ainsi que d'économiser du temps et des moyens financiers. Ce travail représente une aide générale pour l'étude d'un aquifère graveleux rechargé par une rivière. Enfin, il montre comment des interactions peuvent être déterminées entre l'aquifère, les cours d'eau et les précipitations.

L'apport d'eau sulfatée calcique provenant des roches évaporitiques du versant sud a été relativement bien étudié au niveau de la Ferme de Finges, mais quelques analyses saisonnières de tritium et d'isotopes du soufre dans le sulfate dans l'eau et dans la roche faciliteraient la compréhension de l'origine de l'eau et du mélange entre eaux froides infiltrées des précipitations et eaux subthermales de l'aquifère triasique du versant sud. D'une part, l'épaisseur de l'aquifère alluvial du Rhône et, d'autre part, l'épaisseur du remplissage quaternaire de la vallée du Rhône sont très mal connues dans le secteur du Bois de Finges. Une campagne sismique, ainsi qu'un forage profond pourraient donner des informations importantes. A partir de ces données supplémentaires, un modèle d'écoulement en trois dimensions pourrait être réalisé.

L'application des méthodes hydrogéologiques et hydrochimiques au cours de ce projet de recherche s'est surtout concentrée sur les alluvions fluviales du Rhône à cause des conditions logistiques (accès difficiles, collaborations) et la perméabilité favorable de l'aquifère alluvial pour différentes méthodes (essai de pompage, essai de traçage, technique de dilution). Dans le cas d'une future recherche hydrogéologique on devrait approfondir la connaissance des conditions géologiques et hydrogéologiques des dépôts de l'éboulement de Sierre, surtout à l'aide de la géophysique de surface.

L'eau dans un forage ne représente pas forcément les conditions chimiques de l'aquifère. La concentration du radon ^{222}Rn , étant un paramètre facile à déterminer dans le terrain et dans le laboratoire, c'est un outil bon marché pour définir le moment où un prélèvement d'eau serait représentatif de l'aquifère. L'évolution de la concentration du ^{222}Rn serait observée continuellement au cours d'un petit essai de pompage. Quand la concentration du ^{222}Rn s'est stabilisée, c'est le moment idéal pour prélever un échantillon d'eau représentatif de l'aquifère. Pour éviter un dégazage du CO_2 lors du prélèvement, les mesures physico-chimiques du terrain et l'échantillon d'eau seront réalisés dans une cellule fermée.

Il est important de souligner ici que ce sont des aquifères alluviaux en relation avec les cours d'eau que l'on tire aujourd'hui une partie essentielle de l'alimentation en eau potable des agglomérations importantes en Suisse. Ces aquifères en relation avec les eaux de surface, notamment les fleuves alpins, sont tributaires du régime et de la qualité des eaux de ceux-ci : en connaître de manière approfondie leur comportement apparaît donc comme une tâche nationale pour les pays de type alpin. C'est en effet des travaux de ce type que l'on pourra dans le future en organiser l'exploitation optimale et en inscrire leur gestion dans une perspective moderne d'exploitation durable.

Il est indispensable de développer et d'étudier les traceurs naturels ou artificiels qui sont spécifiques pour les fleuves, respectivement pour les eaux souterraines des plaines alluviales. Ce travail de la plaine alluviale du Rhône au site du Bois de Finges a bien montré que l'étude isotopique est souvent difficile par le faible contraste d'oxygène-18 et de tritium entre les eaux du fleuve et celle de l'aquifère, elle permet néanmoins, grâce au radon ^{222}Rn , de démontrer des apports d'eau à faible temps de résidence. Dans les futures recherches hydrogéologiques, on

devrait utiliser des traceurs tel que le crypton-85 et les chloro-fluoro-carbone gazeux (CFC), qui augmentaient linéairement dans l'air dans les dernières dizaines d'années et qui seront utilisés comme traceurs spécifiques pour les eaux de surface. Par contre, la concentration totale du carbone organique (COT) dans l'eau souterraine est liée au temps de séjour dans l'aquifère et donc peut être considérée comme un traceur spécifique pour les eaux souterraines.

Dans le cas de la plaine alluviale du Rhône, les traceurs naturels ou artificiels pourront être utilisés pour quantifier les apports d'eau latéraux provenant des versants ou des vallées latérales.

3. Références bibliographiques

3.1 Valais Central (Bois de Finges)

- AVIOLAT P. & REY J. M. 1994. Hydrogéologie de la nappe alluviale du Rhône entre Sierre ouest et Granges (Valais). Neuchâtel. Travail de diplôme postgrade, Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, non publié.
- BERTHOD C. 1994. Correction de la galerie d'amenée d'eau La Souste-Chippis. Impact hydrogéologique sur la nappe et les lacs de Finges. Sierre. Bureau d'ingénieur SA, non publié.
- BERTHOD C. 1995. Forces motrices du Rhône. Correction de la galerie d'amenée d'eau La Souste-Chippis. Impact hydrogéologique sur la nappe et les lacs de Finges. Etat des travaux et résultats des observations au 31.12.1994. Sierre. Bureau d'ingénieur SA, non publié.
- BESSON O., MARCHANT P., PUGIN A. & ROULLER J. D. 1993. Campagne de sismique-réflexion dans la vallée du Rhône entre Sion et St-Maurice: perspectives d'exploitation géothermique des dépôts torrentiels sous-glaciaires. Bull. du Centre d'Hydrogéologie, l'Univ. Neuchâtel, 12: 39-58.
- BEZZOLA G. R. 1989. Rhone und Pfynwald - Renaturierung einer Flusslandschaft. Bull. de la Murithienne, 107: 47-57.
- BILLE R.-P. & WERNER P. 1986. Trésors naturels du Bois de Finges. Société suisse de Travail manuel et de réforme scolaire. Liestal.
- BUGNON P. C. 1986. Géologie de l'Helvétique à l'extrémité sud-ouest du massif de l'Aar (Loèche, Valais). Lausanne. Thèse doctorat. Univ. Lausanne, non publié.
- BURKHARD M. 1988. L'Helvétique de la bordure occidentale du Massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). Eclogae Geol. Helv., 81/1: 63-114.
- BURRI M. 1955. La géologie du Quaternaire aux environs de Sierre. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 66/289: 141-154.
- BURRI M. 1994. Collection Connaître la Nature en Valais. Les Roches. Martigny. Ed. Pillet.
- BURRI M. 1997. Géologie récente de Finges et de ses environs (VS). Bull. de la Murithienne, 115: 5 - 27.
- CASACCI C. 1997. Hydrochimie de la nappe alluviale du Rhône du secteur du Bois de Finges (Valais, Suisse). Neuchâtel. Travail de diplôme postgrade, Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, non publié.
- CLAVIEN F. 1987. Rapport géotechnique. N9 Sierre-Loèche, Sierre Est - Leuk Susten West, km 117.500 - 122.500. Sion. Bureau F. Clavier, non publié.
- CLAVIEN F. 1993. Rapport hydrogéologique. Nappe du cône de l'Illgraben 1989/90 - 1992. Tronçon Leuk/Susten Ouest - Leuk Est. Sion. Bureau F. Clavier, non publié.
- CLAVIEN F. 1994. Rapport hydrogéologique. Nappe du cône de l'Illgraben 1993 - 1994. Sion. Bureau F. Clavier, non publié.
- DE CÉRENVILLE J. 1971. Sondages de reconnaissance pour le passage supérieur des CFF sur le Rhône au S de Leuk. Rapport inédit.
- DUBOIS J.-D. 1993. Etude hydrogéologique de la zone de la Ferme de Finges. Recherche de l'origine des eaux par analyse isotopique. Sion. Rapport CRSFA, non publié.
- ESCHER A. 1988. Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. Rapports géologiques, Service hydrol. et géol. national, 7: 26 pp.
- FINCKH P. & FREI W. 1991. Sismic reflection profiling in the Swiss Rhone valley. Eclogae Geol. Helv., 84/2: 345-357.
- GAGNEBIN K. 1948. Etude géologique de la source d'eau potable appartenant à MM. Baumgartner Frères dans la Forêt de Finges près Sierre. Lausanne. Bureau géologique, non publié.
- GERLACH H. 1883. Die Penninischen Alpen. Mat. carte géol. Suisse, 27.

- JÄCKLI R. 1950. Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). *Eclogae Geol. Helv.*, 43/1: 31-92.
- JACQUOD J. 1995. Etude hydrogéologique du versant sud de la zone Finges-Chippis (Valais, Suisse). Neuchâtel. Travail de diplôme postgrade, Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, non publié.
- JÄGGI M. 1988. Rotten-Pfynwald. Hydraulisches und flussmorphologisches Gutachten. Versuchsanstalt für Wasserbau Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- JAWECKI C. 1996. Modélisation des écoulements souterrains de la nappe phréatique du Bois de Finges (Valais central, Suisse): Essai de quantification du régime hydrogéologique. Neuchâtel. Travail de diplôme postgrade, Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, non publié.
- KALBERMATTEN A. 1964. La correction du Rhône en amont du lac Léman. Berne. Département fédéral de l'Intérieur.
- KLEINER O. A. 1998. Observation des réactions physiques et chimiques spatio-temporelles à court terme d'un aquifère poreux complexe. Exemple du Bois de Finges (VS). Neuchâtel. Travail de diplôme postgrade, Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, non publié.
- LORETAN W. 1940. Rapport sur l'étude de deux gisements de dolomie dans la région de Sierre. Bureau géologique, non publié.
- LUGEON M. 1898. L'éboulement de Sierre en Valais. *Le Globe*, 27: 82 - 85.
- LUGEON M. 1910. Sur l'éboulement de Sierre (Valais). *P. V. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, Séance du 18 mai.
- LUGEON M. 1918. Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Mat. carte géol. Suisse*, 30.
- MAMIN M. 1996. Hydrogéologie du Bois de Finges. Intégration des méthodes hydrogéologiques et hydrochimiques pour définir les écoulements de l'aquifère du Bois de Finges (Valais, Suisse). Neuchâtel. Travail de diplôme postgrade, Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, non publié.
- MANDIA Y. 1993. Typologie des aquifères évaporitiques du Trias dans le Bassin lémanique du Rhône (Alpes occidentales). Lausanne. Thèse doctorat, Ecole polytech. féd. Lausanne, non publié.
- NORBERT J. 1992. Assainissement de la galerie Finges - Chippis. Nouvelle galerie d'amenée. Dossier d'appel d'offres. Lausanne. Bureau technique SA, non publié.
- NORBERT J. 1995. Assainissement de la galerie Finges - Chippis. Nouvelle galerie d'amenée. Contact anhydrite / zone des écailles. Etude géologique. Lausanne. Bureau technique SA, non publié.
- NORBERT J. 1996. Note géologique sur l'avancement dans les cornieules franches. Lausanne. Bureau technique SA, non publié.
- NUSSBAUM F. 1942. Die Bergsturzlandschaft von Sidlers im Wallis. *Actes Soc. Suisse Sc. Nat.*, Session 122: 11-12.
- PROZ P.-A. 1996. Etude géologique de la région Illhorn - Illsee (Val d'Anniviers, Valais, Suisse). Travail de diplôme. Département de géologie et de paléontologie, Univ. Genève, non publié.
- REY J.-M. 1998. Catalogue 1997. Mesures automatiques des variations de niveau de la nappe alluviale. Surveillance hydrogéologique de la nappe alluviale de la plaine du Rhône. Secteur Susten - Léman. Sion. Centre de recherche sur l'environnement alpin CREALP.
- RHOWAG 1996. Aménagement Rhône. Assainissement de la galerie à écoulement libre. Plaquette, RHOWAG à Chippis, Sierre.
- ROTEN M. 1964. Recherches microclimatiques sur la vallée du Rhône en Valais. Fribourg. Thèse doctorat, Univ. Fribourg.
- SCHANZ F., ELBER F., HÜRLIMANN J. & NIEDERBERGER C. 1986. Regionallimnologische Untersuchungen an sechs Kleinseen im Pfynwald (Kanton Wallis). *Bull. de la Murithienne*, 104: 45-61.
- SCHMID O. 1985. Neuanlage eines vertikalen Filterbrunnens zur Trinkwasserversorgung für die Gemeinde Salgesch. Ausscheidung der Grundwasserschutz zonen SI, SII, SIII. Brig. Bureau für beratende Geologie, non publié.
- SCHWERY B. 1990. La N9 en projet: de Sierre à Brig. *Public. Soc. suisse de mécanique des sols et des roches*, 121: 7-11.

- SRCE 1993. Concept de la mise en valeur du site de Finges. Projet Tronçon Sierre est Leuk/Susten West. Rapport d'impact sur l'environnement. Service des routes et des cours d'eau SRCE - Section routes nationales Valais. Sion. non publié.
- SRCE 1984. Klimauntersuchungen N9 Sierre-Brig; Schlussbericht. Sion. Service des routes et des cours d'eau SRCE - Section routes nationales Valais. Sion. non publié.
- STEMPFEL B. & SCHAEREN G. 1997. The control of a major geological accident in a gallery. Proceedings of International Conference and Seminar on Tunnelling Under Difficult Conditions and Rock Mass Classifications, 28 - 29 October 1997, Basel, Switzerland, 153 - 159.
- WERNER P. 1985. La végétation de Finges et de son Rhône sauvage. Bull. de la Murithienne, 103: 39-84.

3.2 Hydrogéologie et hydrochimie

- ACKERER P., MUNTZER P. & ZILLIOX. L. 1982. Le piézomètre, une discontinuité dans un aquifère alluvial. Expérimentation d'un dispositif pour acquérir des données représentatives du milieu perturbé. Les milieux discontinus en hydrogéologie. Bureau de recherches géologiques et minières. Commun. du Service géologique national, 45: 1-8.
- APPELO C. A. J. & POSTMA D. 1993. Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema, Rotterdam.
- APPELO C. A. J. 1994. Cation and proton exchange, pH variations and carbonate reactions in a freshening aquifer. Water Resources Research, 30/10: 2793-2805.
- BAG 1996. Radioactivité de l'environnement et doses de rayonnements en Suisse. Office fédéral de la santé publique, Division radioprotection, Fribourg, Suisse.
- BEAR J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier, New York.
- BEAR J. & BACHMAT Y. 1991. Introduction to modeling of transport phenomena in porous media. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- BIESKE E. 1992. Bohrbrunnen. Oldenbourg Verlag. München.
- BOUZELBOUDJEN M. 1991. 3-D Modelling of the Rhône Aquifer at Visp (Valais, Switzerland). Bull. du Centre d'hydrogéologie de Neuchâtel, 10 : 83 - 90.
- BRGM 1984. Traceurs artificiels en hydrogéologie. Bureau de recherches géologiques et minières. Orléans.
- BRIECHLE D. 1997. Uferfiltrat - Schnittstelle zwischen Oberflächen- und Grundwasser. Deutschland. Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, GSF-Bericht 3/97, 8 - 16.
- CASTANY G. 1982. Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod, Paris.
- CÉDRA 1993. Les fronts redox. Cédra informe, 93/1: 37-44.
- CHARLTON S. R., MACKLIN C. L. & PARKHURST D. L. 1997. PHREEQCI - A graphical user interface for the geochemical computer program PHREEQC. Water Resources Investigations Report 97-4222.
- CLARK I. & FRITZ P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, New York.
- DATA ELECTRONICS 1992. Reference manual for the datataker data loggers. Version 3.2. Data Electronics, Rowville, Australia.
- DIERSCH H.-J. G. 1996. Interactive, graphics-based finite element simulation system for modeling groundwater flow, contaminant mass and heat transport processes - FEFLOW user's manual version 4.5. WASY Institute for Water Resources Planning and System Research Ltd. Berlin.
- DOMENICO P. A. & SCHWARTZ F. W. 1997. Physical and chemical hydrogeology. Second edition. John Wiley & Sons. New York.
- DREVER J. I. 1982. The geochemistry of natural waters. Prentice-Hall. Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
- DVWK 1982. Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebots 1. Teilband. Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau. Heft 58, Bonn.
- DVWK 1994. Grundwassermessgeräte. Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau. Heft 107, Bonn.

- EATON A. D., CLESCERI L. S. & GREENBERG A. E. 1995. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. American Public Health Assoc., 19th Ed. Washington DC.
- EDMUNDS W. M. 1995. Geochemical indicators in the groundwater environment of rapid environmental change. Kharaka & Chudaev, Balkema, Rotterdam, Water-Rock Interaction 1995: 3-8.
- ETRELEC 1988. Madd-2. Mode d'emploi. ETRELEC, Renens, Suisse.
- FETTER C. W. 1993. Contaminant hydrogeology. Macmillan, New York.
- FOLGER P. F., POETER E., WANTY R. B., FRISHMAN D. & DAY W. 1996. Controls on Rn-222 Variations in a fractured crystalline rock aquifer evaluated using aquifer tests and geophysical logging. Ground Water, 34/2: 250-261.
- FREEZER R. A. & CHERRY J. A. 1979. Groundwater. Prentice-Hall. Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
- FRITZ P. & FONTES J. C. 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Elsevier, New York.
- GILLHAM R. W., ROBIN M. J. L. & PTACEK C. J. 1990. A device for in situ determination of geochemical transport parameters. I. Retardation. Ground Water, 28/5: 666-672.
- GRIFFIOEN J. 1993. Multicomponent cation exchange including alkalization/acidification following flow through sandy sediment. Water Resources Research, 29/9: 3005-3019.
- HITCHON B., PERKINS E.H. & GUNTER W.D. 1998. Introduction to Ground Water Geochemistry. Geoscience Publishing Ltd., Sherwood Park, Canada.
- HOFMANN B., GRUSS A. & TEUSCH G. 1992. Multiple distance radially convergent tracer experiments for the analysis of mass - transport in heterogeneous formations. Hötzel & Werner, Balkema, Rotterdam, Tracer Hydrology: 189 - 192.
- HUGGENBERGER P., SIEGENTALER C. & STAUFFER F. 1988. Grundwasserströmung in Schottern; Einfluss von Ablagerungsformen auf die Verteilung der Grundwasserfliessgeschwindigkeit. Wasserwirtschaft, 78/5: 202-212.
- IAEA 1998. Multis (3.15). Logiciel de la section d'hydrologie isotopique de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (IAEA), Vienne.
- INGEBRITSEN S.E. & SANFORD W.E. 1998. Groundwater in geologic processes. Cambridge University Press.
- JÄCKLI H. 1970. Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen. Eclogae Geol. Helv., 63/2: 389-434.
- JAVANDEL I., DOUGHTY C. & TSANG C.-F. 1984. Groundwater transport: Handbook of mathematical models. American Geophysical Union, Washington, D. C.
- KÄSS W. 1992. Geohydrologische Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrogeologie. Gebr. Borntraeger. Band 9. Stuttgart.
- KÄSS W. 1998. Tracing Technique in Geohydrology. Balkema, Rotterdam.
- KHARAKA Y. K., GUNTER W. D., AGGARWALL P. K., PERKINS E. H. & DEBRAAL J. D. 1988. SOLMINEQ88: A computer Program Code for Geochemical Modeling of Water-Rock Interactions. U. S. Geological Survey. Water Investigations Reports 88-4227.
- KINZELBACH W. & RAUSCH R. 1995. Grundwassermodellierung. Eine Einführung mit Übungen. Gebr. Borntraeger. Berlin.
- KLUG H. P. & ALEXANDER L. 1974. X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. John Wiley and Sons, New York.
- KRUSEMAN G. P., DE RIDDER N. A. & MEILHAC A. 1974. Interprétation et discussion des pompages d'essai. International Institute for Land Reclamation and Improvement. Wageningen, Netherlands. 11f: 213 pp.
- KRUSEMAN G. P. & DE RIDDER N. A. 1994. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. International Institute for Land Reclamation and Improvement. Wageningen, Netherlands.
- KULLIN M. & SCHMASSMANN H. 1991. Isotopic composition of modern recharge. In: Pearson et al. (eds) Applied isotope hydrogeology. A case study in northern Switzerland. Elsevier, Amsterdam. Studies in Environmental Science 43: 65-89.

- LALLEMAND-BARRÈS A. 1995. Méthodes de dépollution des eaux souterraines. Editions BRGM, manuels & méthodes No 27, France.
- LALLEMAND-BARRÈS A. & ROUX J.-C. 1999. Périmètres de protection des captages d'eau souterraine destinée à la consommation humaine. Editions BRGM, manuels & méthodes No 33, France.
- LEIBUNDGUT C. & WEINGARTNER R. 1982. Tracermethoden in der Hydrologie. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 28: 552 pp.
- LLOYD J. A. & HEATHCOTE J. A. 1985. Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater. An introduction. Clarendon Press. Oxford.
- MABILLOT A. 1971. Le forage d'eau. Guide pratique. Johnson Filtration systems, Naintre, France.
- MASSON H. 1972. Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. Eclogae Geol. Helv., 65/1: 27-41.
- MATTHES G. 1973. Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der Hydrogeologie. Band 2. Gebr. Borntraeger. Stuttgart.
- MATTHES G., FRIMMEL F. H., HIRSCH P., SCHULZ H. D. & USDOWSKI E. 1992. Progress in Hydrogeochemistry. Organics - Carbonate Systems - Silicate Systems - Microbiology - Models. Springer Verlag. Berlin.
- MAZOR E. 1991. Applied Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology. Open University Press. Buckingham.
- MERKEL B. & SPERLING B. 1996. Hydrogeochemische Stoffsysteme. Teil 1. Bonn. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK). Schriften 110.
- MOORE D. & REYNOLDS R. 1989. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL 1990. Ground water models: scientific and regulatory applications. National Academy Press, Washington, D.C.
- NICOD J. 1992. Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées (Première partie: processus et cavernement). Karstologia, 20: 1-10.
- NICOD J. 1993. Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées (Seconde partie: géomorphologie, hydrologie et impact anthropique). Karstologia, 21: 15-30.
- OFEFP 1977. Instructions pratiques pour la détermination des secteurs de protection des eaux, des zones et des périmètres de protection des eaux souterraines. Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage, Bern, Suisse.
- OFEFP 1985. Loi fédérale sur la protection des eaux contre la pollution (loi sur la protection des eaux du 8 octobre 1971). Etat le 1^{er} avril 1985. Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage, Bern, Suisse.
- OFEFP 1997. Annuaire hydrologique Suisse. Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage, Bern, Suisse.
- OFEFP 1998. Guide pratique. Cartographie de la vulnérabilité en régions karstiques (EPIK). Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage, Bern, Suisse.
- PARKHURST D. L., THORSTENSON D. C. & PLUMMER L. N. 1993. PHREEQE-A Geochemical Reaction Model Based on an Ion Pairing Aqueous Model. International Ground Water Modelling Center (IGWCM). Institute for Ground Water Research and Education. Colorado School of Mines. Golden.
- PARKHURST D. L. 1995. User's guide to PHREEQC - A computer program for speciation, reaction-path, advective-transport and inverse geochemical calculations. U.S. Geological Survey. Water-Resources Investigations Report 95-4227. Lakewood, Colorado.
- PARRIAUX A., LISZKAY M., MÜLLER J. & DELLA VALLE G. 1988. Guide pratique pour l'usage des traceurs artificiels en hydrogéologie. Soc. Géol. Suisse. Groupe des hydrogéologues. Géolep. EPFL. Lausanne.
- PHILLIPS O. M. 1991. Flow and Reactions in Permeable Rocks. Cambridge University Press. Cambridge.

- PLUMMER L. N. 1992. Geochemical modeling of water-rock interaction: Past, present, futur. Ed. Kharaka & Maest. Balkema. Rotterdam. Water-Rock Interaction, 23-30.
- PLUMMER L. N., PRESTEMON E. C. & PARKHURST D. L. 1993. Interactive Code (Netpath) for Modeling NET geochemical Reactions Along a Flow PATH. International Ground Water Modelling Center (IGWCM). Institute for Ground Water Research and Education. Colorado School of Mines. Golden.
- PTAK T. & TEUTSCH G. 1994. A comparison of investigation methods for the prediction of flow and transport in highly heterogeneous formation. Transport and reactive processes in aquifers. Dracos and Stauffer, 157 - 164.
- PUCCI A. A. 1999. Sulfate transport in a Coastal Plain confining unit, New Jersey, USA. Hydrogeology Journal, Vol. 7/3: 251-263.
- RICHTER J., SZYMCZAK P., ABRAHAM T. & JORDAN H. 1993. Use of combinations of lumped parameter models to interpret groundwater isotopic data. Jour. of Contaminant Hydrology, 14: 1 - 13.
- RODIER. J. 1986. L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. Dunod.
- ROSSI P. 1992. Use of new bacteriophages as groundwater tracers: Decay rate and adsorption. Balkema. Rotterdam. Tracer Hydrogeology: 65-69.
- ROSSI P., DE CARVALHO-DILL A., MÜLLER I. & ARAGNO M. 1994. Comparative tracing experiments in a porous aquifer using bacteriophages and fluorescent dye on a test field located at Wilerwald (Switzerland) and simultaneously surveyed in detail on a local scale by radio-magneto-tellury (12 - 240 kHz). Environmental Geology, 23: 192-200.
- ROSSI P., DOERFLIGER N., MÜLLER I. & ARAGNO M. 1996. Traçage des eaux à l'aide de bactériophages. Gas Eaux Eaux usées, 96/1: 41-49.
- SANSONI M., SCHUDEL B., WAGNER T. & LEIBUNDGUT C. 1988. Aquiferparameterermittlung im Porengrundwasser mittels fluoreszierender Tracer. Gaz Eaux Eaux usées, 88/3: 141-148.
- SCHNEGG P.-A. & DOERFLIGER N. 1997. An inexpensive flow-through field fluorometer. Proceedings of the 12th International Congress of Speleology. La Chaux-de-Fonds. Vol. 2: 47-50.
- SCHOTTERER U., WILDBERGER A., SIEGENTHALER U., NABHOLZ W. & OESCHGER H. 1978. Isotope study in the alpine karst region of Rawil, Switzerland. Proceedings of the symposium on isotope hydrology, June 1978, Neuherberg. Vol. 1: 351- 366, IAEA edition Vienna.
- SCHOTTERER U., STOCKER T., HUNZIKER J., BUTTET P. & TRIPET J. P. 1995. Isotope im Wasserkreislauf. Ein neues eidgenössisches Messnetz. Gas Wasser Abwasser, 9/95: 2-8. Sonderdruck 1348.
- SHGN 1983. Guide pour les jaugeages de cours d'eau. Berne, Service hydro. et géol. national. Communication NO4a.
- SHGN 1992. Atlas hydrologique de la Suisse. Berne, Service hydro. et géol. national.
- SIGG L., STUMM W. & BEHRA P. 1992. Chimie des milieux aquatiques. Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. Masson. Paris.
- SURBECK H. & EISENLOHR L. 1995. Radon as a tracer in hydrogeology: a case study. Science Reviews. Northwood. England. Gas geochemistry: 91-100.
- TURO TECHNOLOGY 1996. TURO T-611. Water quality analyser. Operator's manuel. Turo Technology Pty Ltd, Sandy Bay, Tasmania, Australia.
- ULLRICH S. 1998. Protocole de mesure, d'analyse et d'échantillonnage des eaux souterraines. Centre d'hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, séminaire, non publié.
- VUATAZ F. D. & BIANCHETTI G. 1992. Protocole d'échantillonnage et de mesures des eaux, 2ème édition. Sion. Rapport CRSFA/92.21, non publié.
- WANG H. F. & ANDERSON M. P. 1995. Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods. Academic Press. New York.
- WATERLOO HYDROGEOLOGIC 1998. AquaChem. User's manual. Aqueous geochemical data, analysis, plotting and modeling. Waterloo Hydrogeologic, Inc., Ontario, Canada.
- WILSON N. 1995. Soil Water and Ground Water Sampling. CRC Press.

- WONG C. S., CHIN Y.-P. & GSCHWEND P. M. 1992. Sorption of radon-222 to natural sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56: 3923-3932.
- WORLD HEALTH ORGANISATION (WHO) 1996. Guidelines for drinking-water quality. Volume 2. Health criteria and other supporting information. Geneva.
- YURTSEVER Y. & GAT J. R. 1981. Atmospheric waters. Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. Vienna, Intern. Atomic Energy Agency. Technical report series 210: 103-142.

3.3 Géophysique

- ARCHIE G.E. 1942. The Electrical Resistivity Logs as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics – *Trans. AIME*, 146, 54.
- BARON L. 1997. Diagraphies quantitatives, Diplôme de géophysique, Univ. de Lausanne.
- BARON L. & CHAPPELLIER D. 1998. Nuclear well logging in soils. Calibration of slim holes nuclear tools gamma-gamma and neutron. Proceedings of the 4th meeting of EEGS-ES. Barcelona September 14 – 17, 1998.
- BARON L., CHAPPELLIER D. 1999. Calibration of environmental nuclear tools based on core sample analysis : least mean square and neural network approaches. In prep. Soumis à EEGS-ES Journal, avril 1999.
- CHAPPELLIER D. 1981. De l'importance des cartes de résistivités. *Eclogae geol. Helv.* Vol 74/3: 651-660.
- CHAPPELLIER D. 1987. Diagraphies appliquées à l'hydrologie. *Technique et Documentation*, Lavoisier.
- CROWDER R.E., PAILLET F. & HESS A. 1994. High resolution flowmeter logging : a unique combination of borehole geophysics and hydraulics. Part 1 : flowmeter techniques and equipment development. Part 2 : borehole applications with the heat-pulse flowmeter., Proceedings of the symposium on the application of geophysics to environmental engineering problems, March 26-30 1994, Boston, Massachusetts.
- FURRER J. 1998. Développement de la technique de dilution et essai de caractérisation d'un aquifère complexe en milieu poreux. Application à la plaine alluviale du Bois de Finges. Diplôme de géophysique, Univ. de Lausanne.
- HALEVY E., MOSER H., ZELLHOFER O. & ZUBER A. 1967. Borehole dilution techniques : a critical review, in *Isotopes in Hydrology*, edited by I.A.E.A, Vienna: 531-564.
- LOKE M.H. 1997. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2D and 3D surveys. M.H. Loke, Minden Heights, 11700 Penang, Malaysia.
- MARES S. & ZBORIL A. 1995. Dilution Technique in the logging Variant : State of the Art. Proceedings of the 1st meeting of the EEGS-ES, Torino – Italy, September 25–27 1995.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. 1991. Applications de la géophysique aux recherches d'eau. *Technique et Documentation*, Lavoisier.
- NETTLETON L.L. 1976. Gravity and magnetism in oil prospecting. Mc Graw-Hill, New York.
- RAYMER L.L., GARDNER J.S. 1980. An improved sonic transit time to porosity transform. SPWLA Logging Symposium, paper P.
- SCHLUMBERGER C. 1930. Etude sur la prospection électrique du sous-sol. Gauthier-Villars.
- SERRA O. 1979. Diagraphies différées, bases de l'interprétation. Volume 1 : acquisition des données diagraphiques. *Bulletin Centre Recherche Exploration, Production Elf Aquitaine, Mém.* 7.
- SERRA O. 1985. Diagraphies différées, bases de l'interprétation. Volume 2 : interprétation des données diagraphiques. *Bulletin Centre Recherche Exploration, Production Elf Aquitaine, Mém.* 7.
- WYLLIE M.R., GREGORY R.J. & GARDNER H.F. 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 47/7: 1123-1128.

3.4 Publications et rapports dans le cadre du projet Bois de Finges

- KENNEDY K., MÜLLER I. & SCHÜRCH M. 1998. Documented contaminant transport rates. Their use to reduce uncertainty and improve model prediction. European Geophysical Society congress. Nice, April 1998, Session HSA1/002, Identification of model parameters in groundwater hydrology, abstract only.
- MONNET R. 2000. Utilisation et développement de la géophysique de surface et de forage pour la détermination des paramètres hydrauliques. Exemple de l'aquifère poreux complexe du Bois de Finges (Valais, Suisse). Thèse doctorat, Univ. Lausanne.
- MONNET R., CHAPPELLIER D., FURRER J. 1998. Application of geophysical methods to quantify hydraulic parameters in a complex porous aquifer. A case history. Pfywald – Wallis – Switzerland. Proceedings of the 4th meeting of the EEGS-ES, Barcelona September 14-17 1998.
- MONNET R., CHAPPELLIER D., FURRER J. 1999. Application of geophysical methods to quantify hydraulic parameters in a complex porous aquifer. Pfywald – Wallis – Switzerland. Submitted to Jornadas de las Técnicas Geofísicas Aplicadas en Hidrogeología, Granada.
- MONNET R. & CHAPPELLIER D. 2000. Possibilities and limits of quantitative interpretation of geoelectrical data. A case history : The Bois de Finges (Pfywald) – Wallis – Switzerland. Soumis à European J. Environ. Engineering Geophysics.
- OGGIER P.-A. & SCHÜRCH M. 1998. Kompensations Massnahme Autobahn A9. Vorprojekt. Service des routes et cours d'eau (SRCE), Sion, rapport non publié.
- SCHÜRCH M., CASACCI C. & JAWECKI C. 1999. Quantification des apports d'eau souterraine d'un aquifère alluvial complexe dans la vallée supérieure du Rhône (Bois de Finges, Valais central, Suisse) : modèle d'écoulement et modèle de transport. Hydrogéologie n° 99/3: 3-10 (sous presse).
- SCHÜRCH M. & MONNET R. 1998. Rapport scientifique de la campagne de forage 1997. Projet de recherche FN n° 21-43477.95. Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, non publié.
- SCHÜRCH M., MONNET R., VUATAZ F.-D. & CHAPPELLIER D. 2000. Hydraulic parameters in a complex porous aquifer: hydrogeological and geophysical methods. Soumis à Hydrology and Earth System Sciences.
- SCHÜRCH M. & VUATAZ F.-D. 1999. Hydrochemical methods to decipher groundwater components in a complex alluvial aquifer (Bois de Finges, Wallis, Switzerland). Soumis à Hydrogeology Journal.
- SCHÜRCH M. & VUATAZ F.-D. 2000. Natural tracers to quantify seasonal variations of groundwater mixing in a complex alluvial aquifer (Pfywald, Switzerland). In: Dassargues A. (editor): Tracers and Modelling in Hydrogeology, IAHS Publication no. 262: 533-538. Proceedings of the Intern. Conf. TraM2000, May 23-26, 2000, Liège, Belgium.

PARTIE IV : Annexes et CD-Rom

1. Annexes

Annexe 1 : Méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux.

Annexe 2 : Données techniques des piézomètres et forages.

Annexe 3 : Points de jaugeage à la canne de Jens et les débits mesurés sur les hautes eaux 1996, 1997 et 1998, ainsi que sur les basses eaux 1997 et 1998.

Annexe 4 : Débits drainés par tronçon du canal des Fermes sur les basses eaux et les hautes eaux 1998; débit positif = recharge du canal, débit négatif = décharge du canal.

Annexe 5 : Essais de pompage réalisés sur les eaux souterraines du Bois de Finges.

Annexe 6 : Données d'injection des essais de traçage n° 1 à 6 sur le site P11.

Annexe 7 : Caractéristiques des échantillons de roche pris dans la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis, classés par distance croissante depuis le portail est.

Annexe 8 : Points d'échantillonnage et analyses chimiques.

Annexe 9 : Réseau d'observation du Bois de Finges.

Annexe I : Méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux

1. Buts

L'objectif principal de cette méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux est de servir de guide pratique dans le cas d'une prospection hydrogéologique en milieu poreux. Il s'agit en particulier de déterminer les zones potentiellement aquifères, d'évaluer la qualité et l'origine de l'eau, de déterminer les propriétés hydrauliques de l'aquifère et, finalement, de délimiter les zones de protection et les risques de contamination. Ce guide pratique s'adresse aux divers responsables de l'approvisionnement en eau potable (autorités, ingénieurs, hydrogéologues) et décrit la procédure générale pouvant être adaptée pour chaque étude en fonction de ses besoins. Il présente, à l'aide d'organigrammes et de tableaux, les outils disponibles sur le terrain et au laboratoire. Il décrit également l'utilisation pratique des méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et géophysiques utiles à la prospection hydrogéologique en milieu poreux.

2. Introduction

De nombreuses méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et géophysiques permettent de déterminer les paramètres hydrodynamiques d'un aquifère (perméabilité, porosité, vitesse d'écoulement, gradient hydraulique, temps de séjour) et de définir le périmètre des zones de protection. L'application simultanée de plusieurs méthodes sur un seul site d'investigation augmente de manière significative la connaissance des propriétés physiques et chimiques ainsi que celle du régime souterrain de l'aquifère considéré.

La méthodologie d'intervention et les paramètres hydrauliques et hydrochimiques à déterminer sont décrits dans le chapitre 3, tandis que les méthodes discutées dans la méthodologie sont explicitées de façon détaillée dans le chapitre 4. Le chapitre 5 discute brièvement des méthodes géophysiques, hydrogéologiques et hydrochimiques alors que le chapitre 6 présente les organigrammes et tableaux synthétiques qui résument la procédure d'étude et d'intervention d'un aquifère poreux.

3. Méthodologie

3.1 Aspects juridiques

La protection des eaux en Suisse est régie par la loi fédérale du 8 octobre 1971, remise à jour le 1^{er} avril 1985. Elle vise à éviter toute altération des propriétés physiques, chimiques et biologiques des eaux souterraines exploitables, indépendamment de leur usage actuel. La loi fédérale sur la protection des eaux contre la pollution (OFEP 1985) introduit trois subdivisions du territoire suisse : les secteurs de protection des eaux, les zones de protection et les périmètres de protection des eaux souterraines. La nouvelle loi fédérale du 24 janvier 1991 oblige les détenteurs de captages d'eau souterraine à procéder aux relevés nécessaires pour délimiter les zones de protection et à prendre à leur charge les indemnités à verser en cas de restriction du droit de propriété. De plus, cette loi fédérale stipule que le débit Q_{347} d'un cours d'eau est le débit atteint ou dépassé en moyenne 347 jours par année, dont la moyenne est calculée pendant dix ans sur la base des valeurs journalières du débit naturel. La nouvelle ordonnance de la protection des eaux du 28 octobre 1998 introduit les aspects environnementaux des eaux, les

exigences de la qualité des eaux, la zone d'alimentation et la vulnérabilité des zones de protection en milieu karstique.

Les secteurs de protection des eaux permettent une protection générale des ressources en eaux souterraines suivant l'intérêt plus ou moins grand qu'elles présentent pour l'approvisionnement en eau et, suivant leur vulnérabilité. Les cantons veillent à ce que les zones de protection nécessaires soient établies autour des captages d'eau souterraine. Il incombe aux propriétaires de captages d'eau souterraine de recueillir les données permettant de délimiter rationnellement les zones de protection, d'acquérir les droits réels nécessaires et de verser éventuellement les indemnités pour les restrictions apportées à l'utilisation de bien-fonds. Pour l'acquisition de biens réels, le gouvernement cantonal peut accorder aux propriétaires du captage le droit d'expropriation. De plus, les cantons délimitent les périmètres de protection des eaux souterraines à l'intérieur desquels des captages pourront être implantés à l'avenir et protégés correctement. Dans ces périmètres sont interdits les travaux pouvant polluer et nuire à une future utilisation des eaux souterraines. La délimitation des zones de protection est basée sur les "Instructions pratiques pour la détermination des secteurs de protection des eaux, des zones et des périmètres de protection des eaux souterraines", octobre 1977, révision partielle 1982 (OFEFP 1977).

3.2 Déroutement de l'étude

Le détenteur du terrain, qui est en général une commune, une personne privée ou une entreprise, mandate un bureau spécialisé pour réaliser une étude de recherche d'eau et / ou de détermination des propriétés hydrauliques d'un aquifère ainsi que de la qualité et de l'origine des eaux et, finalement, de la délimitation des zones de protection et des risques de contamination de l'aquifère poreux. L'expert mandaté doit être un hydrogéologue diplômé ou à défaut un spécialiste d'une formation équivalente (géologue, ingénieur EPF) disposant d'une expérience professionnelle suffisante en hydrogéologie.

Après la réalisation de l'étude (travail de terrain et traitement des données au bureau), le rapport est évalué en tenant compte des directives légales. Si nécessaire, le détenteur du terrain demande des compléments d'étude.

Ce guide méthodologique pratique se concentre uniquement sur la réalisation de l'étude et ne remplace pas les directives et les prescriptions de l'OFEFP (1977, 1985).

3.3 Structure de l'aquifère

La recherche bibliographique des données existantes (géologiques, hydrogéologiques, géochimiques et géophysiques) comprend la consultation des rapports existants, des études régionales, des fiches de données et des différents cadastres (dépôts, décharges, conduites d'eau). La compilation des données bibliographiques permet de proposer un premier modèle conceptuel de l'aquifère à étudier, modèle qu'il s'agit d'affiner au moyens des diverses méthodes géophysiques de surface, partant de l'hypothèse qu'aucun forage n'existe.

Les méthodes de géophysique de surface utiles à la connaissance de la structure d'un aquifère sont essentiellement :

- La gravimétrie qui par la mesure de la valeur relative de la gravité à la surface du sol permet de déduire la profondeur du substratum et par conséquent l'épaisseur de l'aquifère poreux potentiel. La microgravimétrie peut, quant à elle, fournir une image plus détaillée des différents constituants de l'aquifère.
- La sismique réfraction par la mesure des temps de trajets d'un front d'ondes entre une source sismique et des capteurs situés en surface, permet de déterminer l'épaisseur de

l'aquifère et fournit des informations sur la répartition en profondeur des unités qui le constituent.

- Les méthodes géoélectriques basées sur la mesure de la résistivité électrique du sous-sol à partir d'un dispositif quadripôle fournissent des informations sur la répartition spatiale des unités constitutives de l'aquifère. La combinaison des différentes méthodes d'investigation (sondages paramétriques, traînée électrique, sondages électriques et pseudo-sections électriques) couplée à une connaissance de la résistivité électrique des fluides mesurée en surface dans les éventuels cours d'eau et sources, peut conduire à l'élaboration de modèles bi et tridimensionnels de la structure de l'aquifère poreux. Les méthodes géoélectriques servent également à déterminer grossièrement la nature minéralogique et granulométrique des sédiments constituant l'aquifère. Elles mettent, par conséquent, en évidence les zones potentiellement les plus poreuses et perméables donc les plus favorables à l'implantation d'un forage de reconnaissance carotté qui servira à évaluer la qualité de l'eau et à déterminer les paramètres hydrauliques de l'aquifère.

Les connaissances apportées par l'intégration des divers résultats obtenus par la mise en œuvre des méthodes géophysiques de surface permettent d'élaborer un deuxième modèle conceptuel de l'aquifère poreux, modèle pour lequel les paramètres suivants sont dès lors connus :

- profondeur de la nappe ;
- profondeur du substratum rocheux ;
- épaisseur de l'aquifère ;
- nature approximative et répartition spatiale des unités lithologiques constitutives du système aquifère.

3.4 Evaluation de la qualité de l'eau

3.4.1 Directives de qualité pour l'eau potable

L'objectif principal des directives de qualité pour l'eau potable est la protection de la santé publique et, partant, l'élimination, ou la réduction au maximum, des constituants connus pour être dangereux pour la santé et le bien-être de la collectivité. La qualité microbiologique de l'eau de boisson est de la plus grande importance et ne doit jamais faire l'objet de compromis visant à fournir une eau organoleptiquement agréable et acceptable. Une valeur indicative représente la concentration d'un composant qui ne présente aucun risque pour la santé de l'utilisateur. Lorsqu'une valeur indicative est dépassée, il s'agit d'un signal d'alarme qui exige d'en chercher la cause en vue d'y remédier et de consulter les autorités responsables de la santé publique pour avoir leur avis. WHO (1996) est un bon guide pratique pour la qualité de l'eau de boisson.

3.4.2 Méthodes disponibles

L'implantation d'un premier forage de reconnaissance fournit des informations sur l'évolution verticale des couches géologiques, ainsi que la profondeur de l'eau et l'épaisseur de l'aquifère. De plus, elle permet de prélever des échantillons d'eau et, dans le cas d'un forage carotté, de prélever des échantillons de roches.

Pour assurer la qualité de l'eau potable, il est indispensable d'effectuer des analyses chimiques et bactériologiques (cf. Chapitre 4.2.1). En général, il est fort peu probable qu'une substance chimique puisse isolément donner lieu à un problème sanitaire aigu, sauf dans des circonstances aussi exceptionnelles qu'une pollution massive de l'approvisionnement en eau. D'ailleurs, l'expérience prouve qu'un tel accident rend l'eau imbuvable pour des raisons évidentes de goût et d'odeur. Les valeurs indicatives représentent les concentrations chimiques qui ne doivent pas être dépassées pendant de longues périodes à cause des risques potentiels de leur ingestion en quantités excessives. De plus, l'analyse des espèces chimiques dans l'eau permet de déterminer

les types d'eau, les réactions physiques et chimiques, qui interviennent dans le gisement, et, finalement, l'origine de l'eau. La concentration des composants dans l'eau, mesurée au repos, reflète surtout l'état d'équilibre avec les minéraux de l'environnement, alors que les mesures effectuées lors d'un essai de pompage représentent plutôt les zones de recharge. Pour étudier l'évolution verticale des espèces chimiques dans un forage et pour déterminer leur relation avec les couches géologiques, il est indispensable de prélever des échantillons d'eau à différentes profondeurs.

Les risques microbiologiques pour la santé sont différents des risques des produits chimiques. L'eau potable ne doit contenir aucun micro-organisme pathogène et être exempte de toute bactérie indiquant une pollution fécale. Le principal indicateur bactérien est constitué par l'ensemble du groupe des micro-organismes coliformes. Cependant, tout jugement basé sur les analyses bactériologiques doit tenir compte de la précision, de la validité et de la pertinence des méthodes de prélèvements.

Dans les forages, une diagraphie physico-chimique exécutée à l'aide d'une sonde multiparamètres permet d'enregistrer simultanément la conductivité électrique, la température, l'oxygène dissous, le pH, le potentiel redox et la turbidité afin d'étudier leur évolution verticale et de localiser la position des couches géologiques correspondantes (cf. Chapitre 4.2.2).

3.5 Détermination du potentiel de l'aquifère

3.5.1 Généralités

La détermination du potentiel d'un aquifère revient à caractériser les principaux paramètres hydrauliques qui sont :

- la teneur en eau et la saturation ;
- la porosité totale et la porosité efficace ;
- la perméabilité ;
- les vitesses d'écoulement horizontal et/ou vertical.

La connaissance de ces paramètres doit permettre de déterminer si un aquifère possède des caractéristiques intéressantes et par conséquent si la ressource en eau est exploitable ou non. Afin de satisfaire cet objectif, trois types de méthodologies doivent être mises en œuvre, chacune fournissant un ou plusieurs des paramètres hydrauliques recherchés. Il s'agit de :

- divers essais en laboratoire sur échantillons ;
- des diagraphies de forage ;
- des essais de pompage.

3.5.2 Essais sur échantillons

Les échantillons de carottes prélevés lors de l'exécution du forage et correctement conditionnés (paraffinage, conservation dans un milieu frais et humide) peuvent être étudiés au laboratoire et fournir outre des renseignements d'ordre minéralogique et granulométrique, une approche quantitative des paramètres hydrauliques suivants :

- teneur en eau ;
- saturation ;
- porosité ;
- perméabilité.

Les paramètres ainsi déterminés ont une validité extrêmement locale et sont entachés d'erreurs difficilement quantifiables, dues aux déformations mécaniques subies par l'échantillon lors des opérations de forage, de conditionnement et de stockage (décompression, perte éventuelle d'eau).

3.5.3 Diagraphies de forage

Effectuées lors de l'interruption temporaire ou définitive des opérations de forage au moyen de sondes descendues dans le puits et maintenues par un câble qui assure la liaison avec les instruments d'enregistrement de surface, les diagraphies différées offrent la possibilité de caractériser les divers constituants du sous-sol ainsi que de quantifier, in situ et de façon continue, les paramètres hydrauliques des formations traversées. Le tableau 1 présente de façon synthétique les outils diagraphiques couramment utilisés en prospection hydrogéologique ainsi que les paramètres hydrauliques qu'ils permettent d'obtenir après traitement.

Tableau 1 : Diagraphies de forage utiles à la détermination des paramètres hydrauliques.

Sonde/technique diagraphique	Paramètres mesurés directement/principe	Paramètres obtenus après traitement
Température et résistivité du fluide	Température et conductivité de la colonne de fluide	- gradient géothermique - salinité en équivalent NaCl - localisation des zones de circulation d'eau
Diagraphies électriques et électromagnétiques	Résistivité des formations	- porosité totale
Diagraphie sonique	Vitesse des ondes P dans les formations	- porosité totale
Diagraphies nucléaires : 1. gamma ray naturel 2. gamma gamma 3. neutron neutron	1. radioactivité naturelle 2. rayonnement gamma diffusé par effet Compton 3. flux de neutrons thermiques provenant du ralentissement des neutrons rapides	1. teneur en argiles 2. porosité totale 3. porosité efficace
Débitmètre thermique	Vitesse verticale du fluide dans la colonne d'eau	- vitesse et débit des circulations verticales - mise en évidence des zones de recharge / décharge
Technique de dilution	Taux de dilution d'un traceur artificiellement introduit dans la colonne de fluide et générant une variation de sa résistivité	- vitesse de filtration horizontale - perméabilité horizontale

3.5.4 Essais de pompage

La mesure dans plusieurs forages du rabattement de la nappe induit par le pompage dans l'un de ceux-ci permet d'estimer la perméabilité horizontale moyenne entre deux forages. Si le forage dans lequel est effectué le pompage est situé au cœur du réseau de piézomètres de mesure il est possible de mettre en évidence les éventuelles anisotropies directionnelles de la perméabilité horizontale de l'aquifère.

3.6 Implantation des forages d'exploitation

La structure et le potentiel de l'aquifère, c'est-à-dire la répartition spatiale des unités lithologiques qui le composent ainsi que leurs caractéristiques hydrodynamiques (saturation,

porosité et perméabilité) étant connues, il est possible d'implanter judicieusement le ou les forages d'exploitation. En fonction du débit d'exploitation souhaité, il s'agira de déterminer :

- le nombre de forages et la distance minimale entre eux ;
- le mode d'exécution des forages (carotté ou destructif) ;
- le diamètre et la profondeur des forages ;
- l'équipement adéquat : position et diamètre des zones crépinées.

3.7 Délimitation des zones de protection

3.7.1 Généralités

La loi fédérale du 24 janvier 1991 sur la protection des eaux prescrit que chacun doit s'employer à éviter toute atteinte aux eaux, en y mettant la diligence requise par les circonstances. L'introduction, directe ou indirecte, dans les eaux, de substances de nature à les polluer, de même que l'infiltration de ces substances, sont interdites par la loi.

Quand un polluant est déversé à la surface du sol ou à faible profondeur, la force principale agissant sur le mouvement du produit est la gravité. Si le sol est perméable, le produit se déplace verticalement vers le bas. Il se produit également un étalement latéral, contrôlé par la porosité du sol. Tout en progressant vers l'aquifère saturé, le polluant peut être adsorbé sur les particules de sol, volatilisé, biodégradé et, dans une moindre mesure, hydrolysé, oxydé, réduit et déshydrohalogéné (LALLEMAND-BARRÈS 1995). Il peut aussi être arrêté par une barrière imperméable.

A l'intérieur des zones de protection des eaux, des périmètres de protection des eaux et des zones provisoires de protection des eaux, il appartient au requérant d'une autorisation de démontrer que son projet est conforme aux exigences relatives à la protection des captages.

Le but de ce guide pratique est de décrire les méthodes existantes pour délimiter des zones de protection et prévenir les risques de contamination de l'aquifère. Il est indispensable de réunir des informations sur la distribution spatiale des paramètres physiques et chimiques dans l'aquifère, ainsi que sur le régime souterrain (direction et vitesse de l'écoulement, gradient hydraulique) et les propriétés de l'aquifère (perméabilité, porosité, hétérogénéité).

3.7.2 Méthodes disponibles

Différentes méthodes hydrochimiques peuvent être appliquées à un aquifère alluvial pour déterminer la typologie chimique des eaux et son état éventuel de pollution, ainsi que leur distribution spatio-temporelle et leurs relations avec la lithologie. Ces méthodes sont l'échantillonnage spatio-temporel en trois dimensions, les analyses isotopiques, les essais de traçage, la modélisation et la géophysique de surface.

Un réseau d'observation piézométrique permet d'étudier la direction des écoulements souterrains, ainsi que le gradient hydraulique et la vitesse d'écoulement (cf. Chapitre 4.1.1). De plus, les variations spatio-temporelles des paramètres physiques, chimiques et isotopiques peuvent également être observées.

L'étude des traceurs naturels comme l'oxygène-18, le deutérium et le tritium permet de surveiller les relations entre les eaux souterraines, les eaux de surface et les précipitations (cf. Chapitre 4.2.3). Les isotopes stables de l'eau (oxygène-18 et deutérium) et le tritium sont les seuls traceurs naturels pour lesquels le temps de transit du traceur est strictement égal au temps de transit de l'eau. De plus, les traceurs naturels représentent un outil performant pour déterminer la vitesse des écoulements souterrains, le temps de séjour et les mélanges d'eau dans

l'aquifère. L'origine des eaux (précipitations, rivière, eau souterraine) peut aussi être déterminée par les isotopes stables, tandis que le temps de séjour dans l'aquifère est estimé à partir de la concentration en tritium.

L'analyse des espèces chimiques dans l'eau permet d'observer l'évolution spatio-temporelle des espèces considérées, ainsi que de déterminer les types d'eau et de localiser la position des couches géologiques correspondantes (cf. Chapitre 4.2.1). Cependant, pour donner un maximum d'information, il est nécessaire de réaliser des analyses bactériologiques et de substances organiques pour assurer la qualité de l'eau et pour détecter une éventuelle pollution. Enfin, un logiciel de modélisation hydrochimique est utilisé pour calculer l'état de saturation des eaux par rapport aux minéraux présents et permet donc d'estimer les processus de dissolution / précipitation (cf. Chapitre 4.2.4). Il indique également les réactions physiques et chimiques qui interviennent dans l'aquifère, et quantifie le transfert de masse et les mélanges d'eau.

Pour réaliser des essais de traçage en milieu poreux, il est absolument nécessaire d'avoir un réseau de sondage serré, car les traceurs injectés dans l'aquifère alluvial graveleux sont très rapidement dilués par l'écoulement important et, par conséquent, ne sont détectables que sur quelques dizaines de mètres (cf. Chapitre 4.1.5). Les paramètres hydrauliques obtenus par les essais de traçage sont le temps de transport des traceurs (uranine, bactériophages), la vitesse d'écoulement, le taux de retardement et la porosité.

Les méthodes géophysiques de forage et de surface permettent d'étudier la distribution spatiale des corps constitutifs de l'aquifère, de déterminer sa profondeur et son épaisseur, de localiser et de quantifier le volume du contaminant ainsi que sa vitesse de déplacement au sein des différentes formations de l'aquifère.

Les modèles mathématiques d'écoulement et de transport sont indispensables à la compréhension du régime souterrain, du transport d'une substance dissoute et à la délimitation des zones de protection (cf. Chapitre 4.1.7). Un modèle d'écoulement est réalisé à partir des mesures du niveau piézométrique, des mesures de transmissivité et des jaugeages dans les cours d'eau. Le but d'un modèle d'écoulement est de simuler le comportement de la nappe pour un état stationnaire et de quantifier, en particulier, les flux de recharge et de décharge de l'aquifère. Pour cela, un modèle bidimensionnel en plan horizontal par élément finis ou différences finies peut être utilisé (WANG & ANDERSON 1995).

En principe, le bureau hydrogéologique en charge de délimiter les zones de protection utilise des méthodes d'interprétation basées sur les données acquises sur le terrain, à l'aide des cadastres et des directives fédérales et cantonales. On distingue généralement trois zones de protection (OFEFP 1977, LALLEMAND-BARRÈS 1999) :

- Zone S1 (zone de captage et zone d'infiltration). Elle comprend le périmètre de captage proprement dit et tous les points d'infiltration préférentielle de l'eau et d'autres fluides;
- Zone S2 (protection rapprochée). Cette zone est délimitée par les points à partir desquels l'eau infiltrée met 10 jours pour atteindre le captage (règle empirique);
- Zone S3 (protection éloignée). Cette zone est délimitée par les points à partir desquels l'eau infiltrée met 20 jours pour atteindre le captage.

Dans le cas, où il y a déjà une pollution de l'aquifère, il faut implanter des forages carottés pour pouvoir exécuter des analyses géochimiques des roches, des analyses chimiques et bactériologiques de l'eau, ainsi que des analyses de contaminants. De plus, une proposition d'assainissement doit être préparée en tenant compte des connaissances des conditions hydrauliques et chimiques de l'aquifère (LALLEMAND-BARRÈS 1995).

4. Description des méthodes

4.1 Méthodes hydrogéologiques

4.1.1 Piézométrie

Les mesures du niveau d'eau souterraine peuvent être faites manuellement à l'aide d'une sonde de niveau ou, depuis les années 1980, par des appareils automatiques d'acquisition de données en continu.

Les points de mesures manuelles sont généralement nombreux mais la fréquence des campagnes de mesure reste assez faible (hebdomadaire, mensuelle). Les conditions de la nappe entre deux campagnes sont donc inconnues. Des cartes des niveaux d'eau sont dessinées, en général, pour les périodes de hautes eaux et de basses eaux.

Les mesures en continu ne concernent qu'un nombre restreint de localités mais représentent une quantité d'information supérieure, compte tenu d'une fréquence de mesure très élevée et régulière. Cependant à chaque changement du support d'enregistrement (carte mémoire), ces valeurs automatiques doivent être obligatoirement calées sur des mesures manuelles. Sur le terrain étudié, les mesures en continu du niveau d'eau souterraine peuvent être réalisées au moyen d'appareils d'acquisition automatique. Bien entendu, différents types d'acquisiteurs de données piézométriques existent (limnigraphe, sonde de pression) avec leurs propres avantages et inconvénients. Par exemple, une sonde de pression est immergée et fixée à un niveau donné dans la nappe (ETRELEC 1988). Les oscillations de la nappe entraînent des variations de pression sur une membrane sensible de la sonde. Les pressions sont transmises à un intervalle régulier présélectionné à l'appareil d'enregistrement, puis stockées in situ sur une cassette mémoire interchangeable. Les avantages des acquisiteurs équipés avec un appareil d'enregistrement automatique sont la grande capacité de stockage des données et le traitement direct sur un ordinateur. Les inconvénients sont l'absence de lecture in situ, une maintenance importante et des problèmes de dérive électronique de la sonde.

4.1.2 Jaugeage à la canne de Jens

La canne de Jens est constituée en général de quatre parties : le corps, le bâton jaugeur, le balancier et la poignée. Elle fonctionne sur le principe de l'équilibre des moments de rotation. Le bâton est plongé verticalement dans l'eau en le tenant par la poignée. La force exercée par le courant d'eau le pousse dans une position oblique. Il est remis en position verticale par le balancier horizontal, qui exerce également un moment de rotation mais de sens opposé.

Une mesure à la canne de Jens détermine la vitesse moyenne du courant d'eau d'une rivière par intégration sur toute la hauteur d'eau à l'aide d'un abaque. La canne de Jens est plongée dans l'eau jusqu'à toucher le fond. La lecture sur le bâton jaugeur donne la hauteur totale de l'eau. Le bâton est légèrement soulevé pour qu'il oscille librement dans l'eau. Un niveau à bulle permet de s'assurer que le bâton demeure en position verticale. Le moment de rotation est alors lu sur le balancier. Cette opération est répétée plusieurs fois le long d'un profil transversal.

Les jaugeages à la canne de Jens sont faits très rapidement et ne requièrent qu'une personne et peu de matériel aussi bien pour la mesure que pour l'interprétation (SHGN 1983).

4.1.3 Caractéristiques d'un piézomètre d'observation de la nappe aquifère

Dans un cas idéal, le tube en PVC d'un piézomètre d'observation est placé dans un trou foré de diamètre constant. Mais selon la profondeur et les caractéristiques lithologiques, le trou foré se fait par plusieurs colonnes télescopiques. Ceci conduit à forer, en surface, à partir d'un trou suffisamment large pour que les changements successifs de diamètre, à chaque nouveau tubage, aboutissent finalement au diamètre requis. Le forage peut être réalisé par battage, au marteau de fond de trou, au tricône rotary ou au carottier à câble (BIESKE 1992).

Un piézomètre d'observation est généralement équipé d'un tube plein entre le sol et le toit supérieur de la zone productrice de l'aquifère. Par contre, cette dernière est équipée d'une crépine et d'un massif filtrant.

4.1.4 Essai de pompage

Un essai de pompage a pour but principal de déterminer les caractéristiques hydrauliques d'un aquifère et d'un puits. Lors d'un essai de pompage, un certain débit sera pompé durant un temps donné dans un puits crépiné afin d'étudier l'influence du pompage sur les niveaux d'eau du puits et des piézomètres avoisinants. On peut alors calculer les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère en appliquant des formules appropriées et en connaissant les rabattements mesurés dans les piézomètres, leur distance au puits de pompage et le débit pompé (KRUSEMAN *et al.* 1974).

Le débit spécifique, qui est égal au rapport du débit sur le rabattement, est une façon de mesurer la productivité d'un puits. La productivité permet de choisir le type de pompe et d'estimer le coût du pompage.

Avant d'exécuter des essais de pompage sur des piézomètres ou des puits de production, il est nécessaire de prendre connaissance de la géologie et de l'hydrogéologie du terrain étudié. Dans le meilleur des cas, un forage de reconnaissance carotté sera exécuté. Au minimum, l'étude des cuttings d'un forage destructif pour établir un relevé lithologique sera effectuée. Un relevé lithologique précis des formations traversées permet de définir le type d'aquifère, son épaisseur et ses limites.

S'il s'avère nécessaire d'utiliser les puits existants ou si les paramètres hydrauliques doivent être déterminés en un lieu précis prédéterminé, le site de l'essai de pompage est fixé à l'avance, alors que dans le cadre d'une étude régionale, la liberté de choix du site de pompage est assez grande. Des essais de pompage répétés dans plusieurs forages mettront en évidence des hétérogénéités spatiales de l'aquifère.

Le travail principal, au cours d'un essai de pompage, est la mesure de la profondeur de l'eau dans le puits et dans tous les piézomètres voisins. Comme les niveaux d'eau s'abaissent rapidement durant les premières minutes de l'essai, les mesures des niveaux d'eau sont d'abord faites à intervalles courts, puis de plus en plus espacés dans le temps. Après l'arrêt du pompage, les niveaux d'eau remontent rapidement durant les premières minutes. Pour déterminer les paramètres hydrauliques du puits et de l'aquifère, on interprète les courbes de descente et de remontée du niveau d'eau (KRUSEMAN *et al.* 1974).

4.1.5 Essai de traçage

Les traceurs les plus utilisés sont les traceurs fluorescents, les traceurs chimiques et les isotopes naturels. Les principaux buts des essais de traçage sont les suivants : la mise en évidence d'une relation d'écoulement entre différents points d'une nappe, les mesures de la direction et de la

vitesse d'écoulement moyenne entre les puits et finalement, la mesure de la dispersion et de la porosité effective, ainsi que la détermination et la localisation des strates les plus perméables.

Le choix d'un ou de plusieurs traceurs dépend de nombreux paramètres : traçage simple ou multi-traçage, moyens financiers à disposition, type et volume de l'aquifère, distance à tracer, essais préexistants et accessibilité du point d'injection. Il convient d'effectuer l'injection au début d'une semaine, car les premiers jours d'un essai de traçage sont caractérisés par un intervalle d'échantillonnage serré. De plus, les échantillons des traceurs sont à analyser dans les premiers jours suivant leur prélèvement.

Le déroulement de l'injection des traceurs dépend des conditions locales (cours d'eau, forages, dolines). Les cours d'eau et les dolines représentent des points d'injection idéaux. Si les traceurs ne peuvent pas être directement injectés, il faut les pousser hydrauliquement injectant plusieurs mètres cubes d'eau à l'aide d'un camion-citerne ou d'une alimentation par le réseau. Dans le cas de forages ou de piézomètres, les traceurs sont injectés au moyen d'un circuit fermé : injection au-dessous de la surface d'eau et pompage au fond du forage (KÄSS 1992).

L'échantillonnage des traceurs se fait manuellement ou à l'aide d'un échantillonneur automatique. Un fluorimètre de terrain, installé en surface ou directement dans le forage (SCHNEGG & DOERFLIGER 1997), permet de mesurer *in situ* et en continu la concentration des traceurs fluorescents. L'eau prélevée est stockée dans des bouteilles brunes à l'abri de la lumière et au frigo (PARRIAUX *et al.* 1988).

4.1.6 Analyse diffractométrique (roche totale)

Les échantillons de roche collectés à partir des carottes seront d'abord broyés, puis moulus très finement (< 40 µm) et séchés. La méthode de l'analyse diffractométrique consiste à préparer des pastilles solides qui seront analysées par rayons-X. Les intensités des pics des rayons-X caractérisent chaque minéral (par exemple, phyllosilicates, quartz, K-feldspath, plagioclase, calcite, dolomite et gypse) et représentent quantitativement les proportions des minéraux présents dans l'échantillon de la roche totale. Les minéraux représentent donc des fractions de pourcentages relatifs dans la roche totale. La concentration de la roche totale est déterminée en utilisant des standards externes (KLUG & ALEXANDER 1974, MOORE & REYNOLDS 1989).

4.1.7 Modélisation hydrogéologique

Un modèle mathématique des eaux souterraines est constitué des équations différentielles qui décrivent l'écoulement souterrain. La fiabilité des prédictions d'un modèle hydrogéologique dépend de la façon dont le modèle décrit les conditions de terrain. En réalisant un modèle mathématique, des hypothèses simplificatrices sont à faire, car la situation du terrain est généralement trop complexe pour être simulée exactement. Un modèle est donc une version simplifiée de la réalité qui permet d'intégrer toutes les données recueillies dans le terrain et de fournir une réponse globale montrant toutes les tendances du régime d'écoulement souterrain et de la propagation d'un polluant (BEAR 1972, KINZELBACH & RAUSCH 1995). De nombreux codes numériques ont été développés pour simuler différents contextes hydrogéologiques tels que les milieux poreux, karstifiés ou fissurés (NATIONAL RESEARCH COUNCIL 1990).

Il existe deux techniques numériques couramment utilisées pour résoudre un modèle mathématique : les différences finies et les éléments finis (WANG & ANDERSON 1995). Dans les deux cas, un système de points nodaux est superposé à la zone à modéliser. Dans la méthode des différences finies, les nœuds se trouvent au centre des cellules ou à l'intersection des lignes du réseau. Les propriétés de l'aquifère et les niveaux d'eau sont considérés comme étant constant sur chaque cellule. Une équation différentielle décrit chaque nœud. La méthode des éléments finis permet d'introduire des éléments triangulaires, quadrillés ou de géométrie variable. La

géométrie du réseau des éléments dépend des conditions hydrologiques (rivière, canal), de l'hydrogéologie (répartition de la transmissivité, épaisseur de l'aquifère, direction principale des écoulements souterrains) et des conditions aux limites (lignes de potentiel, lignes de flux).

4.2 Méthodes hydrochimiques

4.2.1 Mesures, analyses et échantillonnage des eaux souterraines

Introduction

Les renseignements concernant la qualité de l'eau peuvent être obtenus, à partir des analyses physiques et chimiques faites sur des échantillons prélevés au cours du temps. Un réseau de contrôle permet de détecter une pollution diffuse aussi bien qu'une pollution ponctuelle. La fréquence de contrôle dépend de la mobilité des substances observées et des vitesses de circulation.

Les fluides à l'émergence sont instables et tout contact avec l'atmosphère induit des transformations souvent irréversibles (dégazage, refroidissement, oxydation, précipitation). La détermination des caractéristiques physiques et chimiques des eaux nécessite un certain nombre de précautions afin de conserver la meilleure représentativité des échantillons (EATON *et al.* 1995). D'autre part, certains paramètres sont non conservatifs et doivent être mesurés ou analysés *in situ* (RODIER 1986). La qualité et la reproductibilité des mesures des paramètres physico-chimiques des eaux dépendent aussi de la qualité de la calibration des appareils, de leur manipulation adéquate et de la rigueur du protocole de mesure (DVWK 1994). Les appareils électroniques sont sujets à des erreurs systématiques (dérive des sondes, vieillissement, mauvaise calibration). Il est indispensable de recalibrer certains appareils avant chaque série de mesure (pH, oxygène dissous), alors que d'autres nécessitent un contrôle régulier du vieillissement de leurs électrodes (conductivité électrique, température, potentiel redox).

Mesures sur le terrain

Les caractéristiques d'une eau mesurée sur le terrain sont le débit, la température, la conductivité, le pH, l'oxygène dissous et le potentiel redox (Eh). Le tableau 2 résume les mesures physico-chimiques de l'eau effectuées *in situ*.

D'autres paramètres non quantifiables sans un équipement spécifique, mais observés de manière qualitative, peuvent aussi apporter des renseignements intéressants sur le type d'eau prélevé et doivent être notés lors d'une campagne de mesure : odeur, couleur, goût, bulles de gaz, particules en suspension, phénomènes de dépôts et de corrosion (VUATAZ & BIANCHETTI 1992).

Analyses sur le terrain

De nombreuses analyses chimiques peuvent être rapidement réalisées *in situ*, grâce à des équipements spécifiques miniaturisés et adaptés aux conditions de terrain. Ils permettent d'analyser rapidement diverses substances non conservatrices ou dont le stockage adéquat n'est pas possible. Actuellement plusieurs tests semi-quantitatifs ou quantitatifs sont disponibles sur le marché (appareils portatifs et kits de réactifs) avec des gammes de concentration variées et portent sur des paramètres minéraux, organiques et gazeux (ULLRICH 1998). Ces analyses correspondent aux méthodes de titrimétrie, de colorimétrie, de photométrie et d'électrochimie (EATON *et al.* 1995).

Par exemple, l'analyse de l'alcalinité totale (TAC) est réalisée par la méthode de titrage acido-alcalimétrique, fondée sur les réactions de neutralisation entre acides et bases. De telles réactions comportent une variation continue de pH, qui atteint un maximum d'intensité au moment où acide et base se trouvent en équilibre stœchiométrique, c'est-à-dire au point d'équivalence. Ce point d'équivalence est obtenu en titrant l'échantillon avec un acide jusqu'au pH 4 ± 0.2 selon la méthode utilisée (STIGG *et al.* 1992).

Tableau 2 : Mesures physico-chimiques de l'eau effectuées sur le terrain. Paramètres mesurés, appareils de mesure et précautions des mesures (d'après ULLRICH 1998).

Paramètre mesuré	Utilité	Appareil de mesure	Précaution
Débit	- Régime souterrain - Temps de résidence dans l'aquifère	- Seau et chronomètre - Jaugeage au sel, moulinet ou canne de Jens	- Choisir la méthode selon le type d'eau (source, rivière) et le volume d'eau
Température	- Origine de l'eau - Mélanges de composantes - Lieu et temps de résidence dans l'aquifère - Equilibre thermodynamique	- Thermomètre à mercure en verre - Sonde thermométrique	- Variations dues à la température de l'air et au rayonnement solaire - Profondeur et temps d'immersion dans l'eau suffisamment long
Conductivité électrique à 25°C	- Composition ionique (minéralisation) - Mélange d'eau - Evolution temporelle	- Conductimètre	- Rincer l'électrode avant d'effectuer une mesure - S'assurer que le régime soit laminaire
pH	- Equilibres thermodynamiques - Migration de polluants	- pH-mètre	- Etalonnage de l'appareil - Opération rapide - Entretien de l'électrode
Potentiel redox (Eh)	- Qualité de l'eau - Equilibres chimiques	- pH-mètre/mV-mètre et électrode de platine	- Calibrage et entretien de l'électrode
Oxygène dissous	- Qualité de l'eau - Temps de résidence - Réactions biochimiques	- Oxymètre	- Etalonnage de l'appareil - Variation de la pression - Faible courant d'eau nécessaire

Echantillonnage

L'échantillonnage est une opération délicate dont dépend la qualité des analyses chimiques. Les techniques de prélèvement (pompe aspirante ou immergée, préleveur de fond, etc.) doivent être adaptées en fonction des buts spécifiques afin d'obtenir la meilleure détermination possible des paramètres critiques (WILSON 1995). De plus, avant le prélèvement, une discussion sur les méthodologies et les conditions d'acquisition des données avec le laboratoire dans lequel seront effectuées les analyses est indispensable. Le tableau 3 résume les indications sur les techniques d'échantillonnage.

Les échantillons destinés aux analyses inorganiques doivent systématiquement être filtrés, conservés dans des flacons polyéthylènes à l'abri de la lumière et à une température adaptée à leur conservation (4 à 8 °C). La filtration des échantillons permet de supprimer toute particule en suspension qui pourrait, lors de l'acidification, du refroidissement ou du stockage, repasser en solution et faire perdre à l'échantillon sa représentativité. Les filtres utilisés possèdent une porosité standard de 0.45 µm. Pour chaque échantillon, le support du filtre doit être rincé et le filtre changé. Pour l'analyse des cations, l'échantillon est normalement acidifié après filtration avec de l'acide nitrique (HNO₃) concentré (65 %) jusqu'à un pH d'environ 2.

Pour les analyses isotopiques de l'eau (oxygène-18, deutérium et tritium), les flacons en verre sont utilisés afin d'éviter la diffusion en cas de stockage de longue durée. Les échantillons ne

sont pas filtrés et ne nécessitent pas de conditionnement spécifique, car les isotopes de l'eau ne sont pas affectés par les processus chimiques ou biologiques (CLARK & FRITZ 1997).

Le prélèvement des substances organiques s'effectue de manière à éviter une perte des substances organiques ou une contamination non intentionnelle de l'échantillon. La filtration des échantillons pour les substances organiques implique généralement une détérioration de l'échantillon causée par des phénomènes de volatilisation ou d'oxydation des substances.

Le prélèvement d'un échantillon bactériologique est délicat et il est nécessaire de prendre une série de précautions de façon à éviter une contamination de l'échantillon (matériel d'échantillonnage désinfecté, flacons stériles, flambage des tuyaux d'arrivée, etc.). La lumière et la température influencent la survie des bactéries. C'est pourquoi il est préférable de les transporter dans des caisses isothermes contenant des sachets réfrigérants. Le prélèvement bactériologique est effectué pour le contrôle des eaux de boissons : celles-ci ne doivent contenir aucun micro-organisme pathogène (WHO 1996).

Tableau 3 : Quelques indications sur les techniques d'échantillonnage (d'après ULLRICH 1998).

Substance analysée ¹⁾	Flaconnage ²⁾	Volume (ml)	Conditionnement	Conservation à 4°C	Type d'analyse ³⁾
Minérale					
Cations maj.	P ou V	250	filtration, + acide	> 1 semaine	CI
Cations min.	P ou V	250	filtration, + acide	1 semaine	SAA
Nitrate	P ou V	250	filtration, + formol	24 heures	CI
Nitrite	P ou V	250	filtration	< 24 heures	SPP
Phosphate	P ou V	250	filtration, + acide	1 semaine	SPP
Bicarbonate	P ou V	250	filtration	24 heures	T
Chlorure	P ou V	250	filtration	1 semaine	CI
Sulfate	P ou V	250	filtration	1 semaine	CI
Silice	P ou V	250	filtration, + acide	1 semaine	SAA
Isotope de l'eau					
¹⁸ O et D	V (ou P)	100	-	> 1 mois	SM
Tritium	V (ou P)	500	-	> 1 mois	SM
Organique					
Hydrocarbures	V	1000	tétrachlor. de C	1 semaine	CG, HPLC
Pesticides	V	2000	-	1 semaine	HPLC
Phénols	Vborosilicaté	500	sulfate de cuivre	1 semaine	HPLC
Cyanures	V	500	hydroxyde de Na	2 jours	HPLC
Carbone org.	Vborosilicaté	100	+ acide	24 heures	CG
DBO	V ou P	1000	-	24 heures	CG
DCO	V ou P	100	+ acide	24 heures	CG
Bactériologique					
Coli. totaux	V ou P	250	flacon stérile	< 24 heures	MF
Coli. fécaux	V ou P	250	flacon stérile	< 24 heures	MF
Streptocoques fécaux	V ou P	250	flacon stérile	< 24 heures	MF

¹⁾ DBO = demande biologique en oxygène, DCO = demande chimique en oxygène; ²⁾ V = verre, P = polyéthylène; ³⁾ CI = chromatographie ionique, SAA = spectrométrie d'absorption atomique, SPP = spectrophotométrie, T = titrage acido-alcalimétrique, SM = spectrométrie de masse, CG = chromatographie en phase gazeuse, HPLC = chromatographie haute performance en phase liquide, MF = membrane filtrante.

4.2.2 Diagraphies physico-chimiques

Une sonde multiparamètres permet d'exécuter des mesures simultanées de plusieurs paramètres tels que la conductivité électrique, température, oxygène dissous, pH, Eh et turbidité dans des forages ainsi que dans des eaux de surface (lacs, rivières). Elle offre aussi la possibilité de

surveiller simultanément les variations temporelles de plusieurs paramètres physico-chimiques d'une source ou d'un forage. L'instrument est composé d'une sonde multiparamètres, d'un câble (10 à 100 m) et d'un acquéreur de données. L'enregistrement simultané de plusieurs paramètres évite les phénomènes de mélange, générés par l'utilisation de plusieurs sondes. Une diagraphie physico-chimique, réalisée avec une sonde multiparamètres descendue à une vitesse constante et faible, permet d'obtenir une bonne résolution verticale dépendant du pas d'échantillonnage choisi. Dans un forage au repos, les paramètres physico-chimiques évoluent en général en fonction des lithologies. Une diagraphie effectuée lors d'un essai de pompage permet de mettre en évidence les zones productrices de l'aquifère.

4.2.3 Isotopes de l'eau

L'utilisation des isotopes comme traceurs naturels constitue un outil standard en hydrogéologie. L'oxygène-18, le deutérium et le tritium sont les constituants intimes de la molécule d'eau. Les deux premiers isotopes sont stables : leur noyau ne subit aucune modification au cours du temps et leur concentration varie à la suite des changements de phase d'eau. Le tritium quant à lui, est un isotope radioactif, dont le noyau se désintègre spontanément en un noyau d'hélium et un électron. Sa concentration diminue selon la loi de décroissance exponentielle de la radioactivité. La période nécessaire à la désintégration de la moitié des noyaux présents s'appelle temps de demi-vie et atteint une valeur de 12.43 années pour le tritium (FRITZ & FONTES 1980).

En hydrogéologie, l'application des isotopes stables repose sur le rapport entre deux variétés isotopiques, en sachant que l'une d'elles varie en fonction de certains paramètres et phénomènes physiques tels que la température, l'évaporation ou la désintégration atomique, alors que l'autre reste pratiquement stable. Le fractionnement isotopique δ est exprimé en ‰. Le δ permet de comparer la teneur isotopique d'un échantillon à la teneur isotopique d'un standard. Le standard utilisé pour les isotopes stables de la molécule d'eau est le V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water). Sa composition correspond à la moyenne mondiale des eaux océaniques. Pour l'oxygène-18, le δ se calcule de la manière suivante :

$$\delta^{18}\text{O} = [(R_{\text{échantillon}} - R_{\text{standard}}) / R_{\text{standard}}] * 1000$$

R représente le rapport entre l'isotope considéré et l'isotope le plus abondant ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). Plus le δ est négatif, plus l'eau est appauvrie en isotope lourd par rapport au standard. La mesure des teneurs en isotopes stables est effectuée par spectrométrie de masse en phase gazeuse.

Le tritium ^3H est exprimé en unité tritium (UT) : elle correspond à un rapport atomique $^3\text{H}/^1\text{H} = 10^{18}$ (FETTER 1993). En hydrogéologie, la teneur en tritium est habituellement utilisée pour estimer la proportion des diverses composantes d'eau dans un mélange, ainsi que pour évaluer dans certains cas le temps de séjour souterrain moyen d'une eau.

4.2.4 Modélisation hydrochimique

Sélection de logiciels disponibles

Sur le marché, de nombreux logiciels de modélisation hydrochimique sont à disposition. Tous ces logiciels se basent uniquement sur les équilibres thermodynamiques, c'est-à-dire qu'ils ne tiennent pas compte des effets dus à la cinétique des réactions, à la vitesse d'écoulement et aux interactions eau / roche. Les logiciels ne sont en général pas adaptés à des eaux fortement minéralisées comme par exemple les saumures et les résultats, obtenus par le modèle d'activité de Debye-Hückel, sont à considérer avec précaution dès que la minéralisation total dépasse 5 g/l (DOMENICO & SCHWARTZ 1997). Comme tous les logiciels de modélisation, ceux concernant la modélisation hydrochimique ne calculent qu'une solution thermodynamique possible et non pas

la réalité. La solution obtenue dépend des hypothèses faites par le modèle. Quelques logiciels hydrochimiques sont présentés ci dessous.

PHREEQCI

Le logiciel PHREEQCI (CHARLTON *et al.* 1997) est une interface graphique de Windows pour le logiciel hydrochimique PHREEQC (PARKHURST 1995). PHREEQC, écrit en langage d'ordinateur C, se base sur un modèle aqueux d'association ionique et exécute les opérations suivantes :

- Des calculs d'espèces chimiques et des indices de saturation.
- Des calculs du transport advectif et du chemin de réaction incluant des réactions irréversibles spécifiées, des mélanges de solution, des équilibres de minéraux et de gaz, la complexation de surface et des échanges ioniques.
- Des distributions d'éléments redox sur leurs états de valence à partir des couples redox imposés.
- Des réactions à une pression donnée pour une phase gazeuse multicomposante.
- De la modélisation inverse.

L'interface utilisateur se caractérise par un format libre du fichier d'entrée, en utilisant des noms de minéraux et d'espèces physico-chimiques. Pour la base de données, l'utilisateur peut choisir entre PHREEQC.DAT, WATEQ4F.DAT et MINTEQ.DAT.

AquaChem

Le logiciel AquaChem (WATERLOO HYDROGEOLOGIC 1998) est un logiciel de gestion de données hydrochimiques qui contient une interface avec le logiciel PHREEQC. AquaChem permet de faire des fiches d'analyse ainsi que des graphiques XY, Schoeller, Durov et Piper. Il peut calculer des régressions linéaires, des matrices de corrélation et la plupart des géothermomètres. Il calcule des mélanges d'eau (purement arithmétique) entre deux eaux. De plus, les fiches d'analyses de la base de données peuvent être exportées dans le logiciel EXCEL de Microsoft.

SOLMINEQ88

Le logiciel SOLMINEQ88 a été développé surtout pour la modélisation des eaux dans les bassins sédimentaires et spécialement en relation avec du gaz et du pétrole, mais il peut être utilisé pour d'autres environnements géologiques également (KHARAKA *et al.* 1988, HITCHON *et al.* 1998). SOLMINEQ88 offre entre autre les possibilités suivantes :

- Calcul des activités, des espèces aqueuses, des indices de saturation, du bilan ionique, de la pression partielle du CO₂.
- Visualisation des indices de saturation sur un graphe.
- Possibilité de choisir les équations de Pitzer pour calculer les activités dans des eaux fortement minéralisées.
- Calcul de plusieurs géothermomètres.
- Modélisation du mélange de deux types d'eau et de changement de température de l'eau.
- Modélisation de dissolution ou de précipitation d'un ou de plusieurs minéraux.
- Modélisation de la partition des phases volatiles entre eau, pétrole et gaz.

NETPATH

Le logiciel NETPATH est utilisé pour la modélisation inverse, c'est-à-dire la modélisation des réactions qui ont produit une eau de composition chimique connue, à partir d'une autre eau de

composition connue ou admise (PLUMMER *et al.* 1993). NETPATH inclut le logiciel DB, qui produit les fichiers d'entrée. Pour calculer la répartition des espèces aqueuses et des indices de saturation, NETPATH utilise le logiciel WATEQF. Les spécialités de NETPATH sont les suivantes :

- Modélisation de l'évolution chimique d'une eau A vers une eau B le long d'une ligne d'écoulement en calculant les réactions avec des minéraux choisis (quantités dissoutes et précipitées).
- Modélisation du mélange de plusieurs eaux en combinaison avec des réactions de dissolution / précipitation.
- Modélisation de l'évolution isotopique d'une eau A vers une eau B pour les isotopes du soufre, strontium, carbone, hydrogène et oxygène.

Le grand avantage de ce logiciel est la combinaison entre une modélisation chimique et une modélisation isotopique. En effet, un modèle qui satisfait les données chimiques doit obligatoirement satisfaire les données isotopiques.

MULTIS

Le logiciel MULTIS (IAEA 1998) n'est pas un logiciel de modélisation hydrochimique mais un logiciel permettant le calcul de l'âge d'une eau à partir des données isotopiques (tritium, carbone-14, oxygène-18 et deutérium). Il peut utiliser plusieurs modèles d'écoulement tel que l'écoulement par piston, le modèle exponentiel, le modèle linéaire et des combinaisons entre ces différents modèles (RICHTER *et al.* 1993). Des fonctions d'entrée peuvent être définies par l'utilisateur selon ses besoins.

4.3 Méthodes géophysiques

4.3.1 Géophysique de surface

GRAVIMETRIE

La mesure en surface de la pesanteur et sa comparaison avec un modèle simple et homogène du sous-sol ($g_{\text{calculé}}$) permet de mettre en évidence des corps géologiques de densités différentes (NETTLETON 1976). L'anomalie de Bouguer ainsi définie s'exprime par :

$$\text{Anomalie de Bouguer (AB)} = \text{Pesanteur mesurée (} g_{\text{mesuré}} \text{)} - \text{Pesanteur calculée (} g_{\text{calculé}} \text{)}$$

Où $g_{\text{calculé}}$, également appelé "Modèle de l'Anomalie de Bouguer" est obtenu à partir de la pesanteur théorique d'un ellipsoïde de référence à la position géographique de la mesure, additionnée de trois corrections gravifiques faisant intervenir respectivement les variations d'altitude, de masse et de relief autour du point de mesure :

$$g_{\text{calculé}} = g_{\text{ellipsoïde}} - \Delta g_{\text{air libre}} + \Delta g_{\text{plateau}} - \Delta g_{\text{topographie}}$$

Si l'anomalie de Bouguer est positive, une structure de densité plus élevée vient perturber le modèle alors que si elle est négative un corps de densité moins élevée existe dans le sous-sol. Afin de mettre en évidence les structures géologiques intéressantes dans le cadre d'une prospection hydrogéologique en milieu poreux (profondeur du substratum rocheux et géométrie du contact entre le substratum et le remplissage) il est nécessaire de s'affranchir des effets gravifiques profonds et de ne conserver que ceux directement en relation avec le remplissage quaternaire. Pour cela une anomalie gravifique régionale doit être déterminée puis recalée sur

des éléments quantitatifs ponctuels extérieurs à la méthode gravimétrique (données sismiques, forages). L'anomalie gravifique résiduelle peut alors être calculée par :

$$\text{Anomalie gravifique résiduelle} = \text{Anomalie de Bouguer} - \text{Anomalie régionale.}$$

La modélisation 2D ou 3D de l'anomalie gravifique résiduelle permet de mettre en évidence la structure de l'aquifère. L'exemple fictif donné sur la figure 1 simule :

A L'anomalie de Bouguer mesurée ainsi que l'anomalie régionale ;

B L'anomalie résiduelle mesurée et l'anomalie résiduelle calculée à partir du modèle **C**.

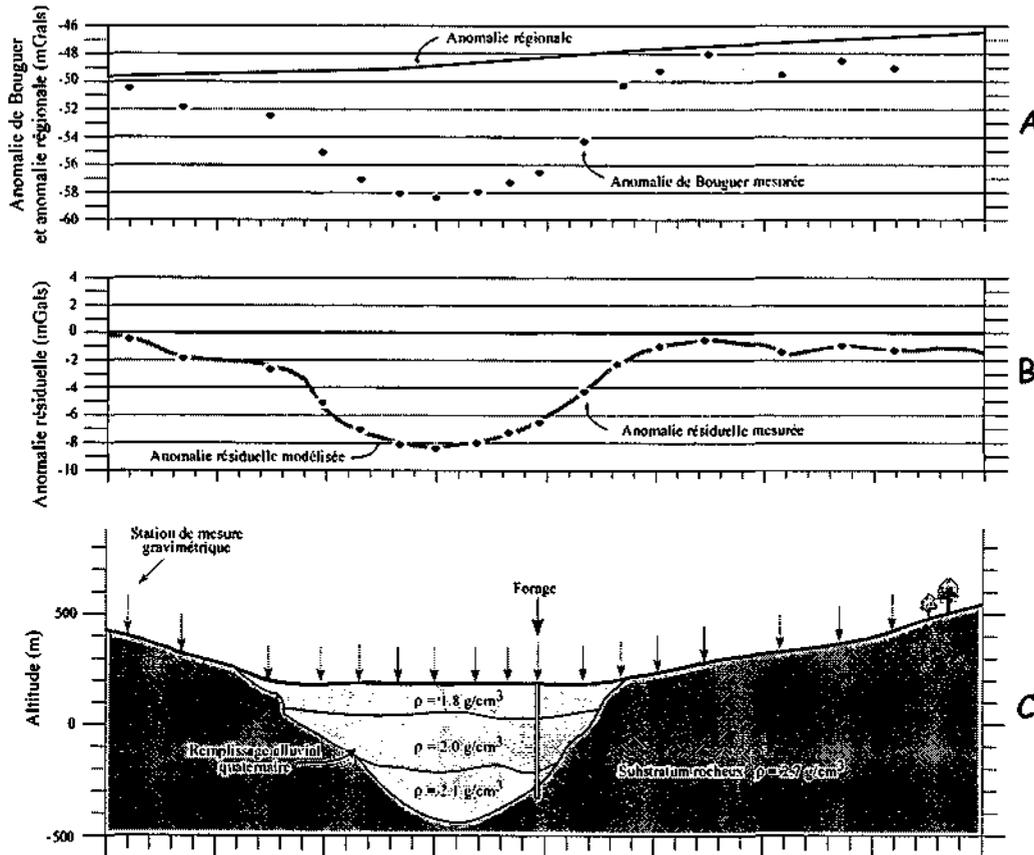


Figure 1 : Modélisation gravimétrique d'une vallée quaternaire.

SISMIQUE REFRACTION

La mesure des temps de trajet d'un front d'ondes entre une source sismique et des capteurs situés en surface permet de distinguer les roches poreuses ou fracturées des roches compactes, les formations meubles des formations consolidées et les roches saturées des non saturées. Elle est de ce fait très utilisée en prospection hydrogéologique (MEYER DE STADELHOFEN 1991). Les ondes qui parcourent le sous-sol après un ébranlement sont de trois types :

- ondes de surface ;
- ondes de compression (P) ;
- ondes de cisaillement (S).

Les ondes de compression sont les plus rapides et obéissent aux lois de l'optique, elles peuvent être réfractées et réfléchies.

La figure 2 montre le trajet des ondes P dans l'espace distance - profondeur (X - Z) ainsi que leur représentation dans l'espace distance - temps (X - T).

Les rayons émis par la source partent dans toutes les directions et, en fonction de leur angle d'incidence (i) avec le plan séparant deux milieux de vitesse sismique différente, ils sont :

- totalement réfléchis si : $i > i_c$ (i_c : angle d'incidence critique) ;
- en partie réfléchis et en partie réfractés dans le milieu V_2 si : $i < i_c$;
- partiellement réfléchis et partiellement réfractés le long de l'interface séparant les milieux V_1 et V_2 si : $i = i_c$; une part des rayons réfractés est réémise vers la surface.

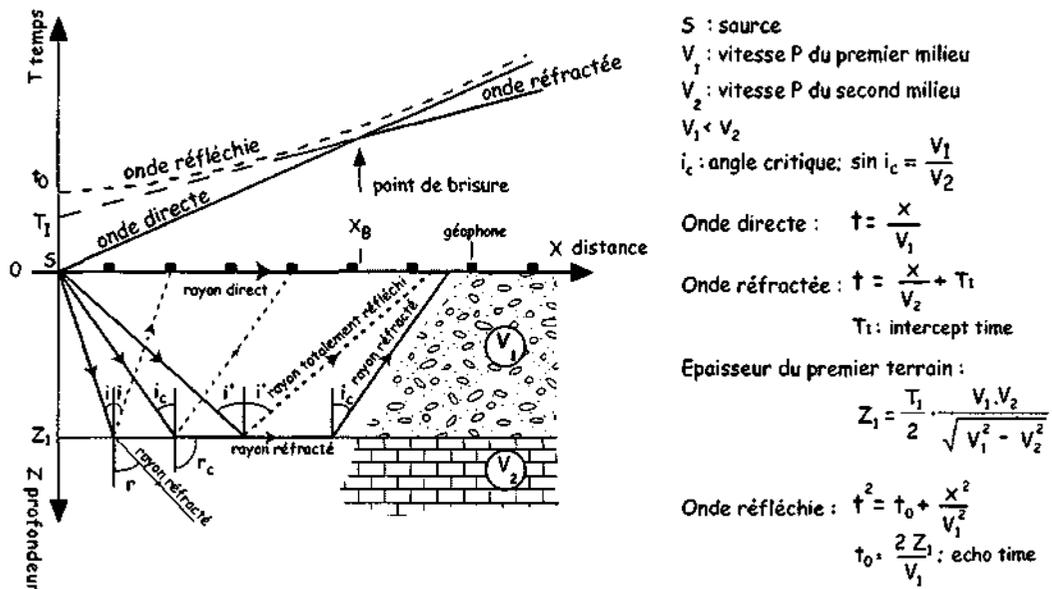


Figure 2 : Représentation dans les espaces X - Z et X - T des trajets des rayons émis par une source sismique.

De l'observation des temps d'arrivées en surface des ondes de compression directes, réfléchies et réfractées, il ressort que :

- jusqu'au point de brisure (X_b), l'onde directe constitue la première arrivée ;
- à partir du point de brisure, l'onde réfractée arrive en premier ;
- l'onde réfléchie arrive toujours après l'onde de surface ou l'onde réfractée.

Ces caractéristiques expliquent en partie pourquoi la sismique réfraction est plus utilisée que la sismique réflexion en prospection hydrologique superficielle. Il est en effet très aisé de déterminer le temps de la première arrivée sur un enregistrement sismique et d'en déduire les vitesses P qui apportent des informations sur la porosité et la saturation des roches.

La sismique réfraction permet de déterminer rapidement la géométrie du contact entre le substratum rocheux et le remplissage sédimentaire susceptible de constituer un aquifère potentiel. Elle ne nécessite que peu de moyens de traitement informatique, autre raison pour laquelle elle est généralement préférée à la sismique réflexion dans le cadre d'une prospection hydrogéologique en milieu poreux. Pour que la sismique réfraction puisse être mise en œuvre, il faut que :

- un contraste de vitesse des ondes dans le sous-sol existe ;
- les couches constitutives du sous-sol présentent des vitesses croissant avec la profondeur.

METHODES GEOELECTRIQUES

Les méthodes géoélectriques à courant continu sont basées sur le principe de la mesure de la résistivité électrique apparente du sous-sol à l'aide d'un dispositif quadripôle (AMNB) et d'un résistivimètre (ampèremètre A et voltmètre V) doté d'un système de compensation de la polarisation spontanée (PS) (figure 3).

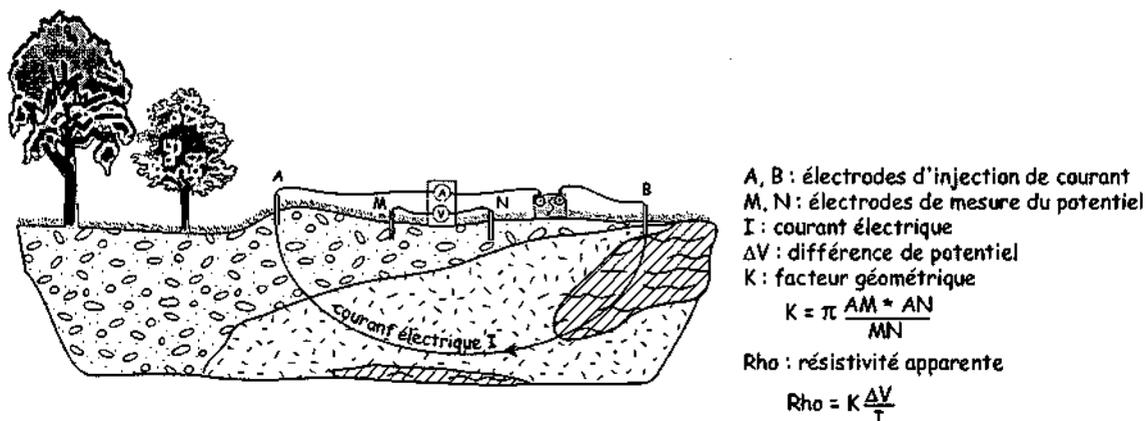


Figure 3 : Principe de la mesure de résistivité apparente du sous-sol à l'aide d'un dispositif quadripôle.

La résistivité électrique apparente d'une formation est fonction de la nature minéralogique et de la granulométrie de ses constituants, de sa porosité, de la saturation et des caractéristiques électriques du fluide d'imbibition (ARCHIE 1942) :

$$Rho = F * R_w * S_w^{-n}$$

$$F = \alpha * \Phi^{-m}$$

Rho : résistivité électrique apparente
Rw : résistivité électrique du fluide d'imbibition
Sw : taux de saturation
n : exposant de saturation (en général n=2)
F : facteur de formation
α : facteur lithologique (0.6 < α < 2)
Φ : porosité
m : facteur de cimentation ou tortuosité (1.3 < m < 2.2)

Il existe plusieurs types de mise en œuvre de la mesure de la résistivité apparente des formations, types qui sont fonction de la géométrie et du mode de déplacement du quadripôle AMNB. On distingue ainsi le traîné, le sondage et la pseudo-section électrique.

Traîné électrique

Un quadripôle AMNB de dimension constante est traîné en surface afin de couvrir le terrain à étudier. Un traîné est défini par la longueur de ligne AB, par la distance entre les électrodes de mesures du potentiel (MN) qui sont centrées sur le dispositif et par le pas d'avancement entre deux mesures successives. Le levé d'une carte de traîné électrique permet d'imager une tranche de sous-sol de profondeur plus ou moins constante et ainsi de mettre en évidence la répartition dans le plan horizontal de corps de résistivités électriques différentes.

L'analyse comparative de la carte de résistivité du sous-sol et de la carte de répartition des résistivités des eaux (mesurées dans les cours d'eau, les sources et les forages) permet de déterminer si une hétérogénéité visible sur la carte de traîné électrique est imputable à une variation de la composition minéralogique et granulométrique des sédiments ou à une variation des caractéristiques électriques du fluide d'imbibition. Il est dès lors possible de connaître la répartition spatiale en deux dimensions de corps sédimentaires de résistivités électriques différentes.

Sondage électrique

Un sondage électrique vertical donne la répartition, à l'aplomb du point de mesure, des résistivités électriques apparentes pour une succession de valeurs d'écartement du dispositif quadripôle. A partir de ces mesures, il est possible via un processus d'inversion, de proposer un modèle (1-D) de la répartition des terrains électriquement différents constituant le sous-sol.

Pseudo-section électrique

Une coupe verticale (2-D) de la répartition des résistivités électriques dans le sous-sol mettant en évidence la géométrie de corps géologiques aux caractéristiques électriques contrastées est obtenue après inversion (LOKE 1997) des données fournies par un dispositif multi-électrodes (figure 4).

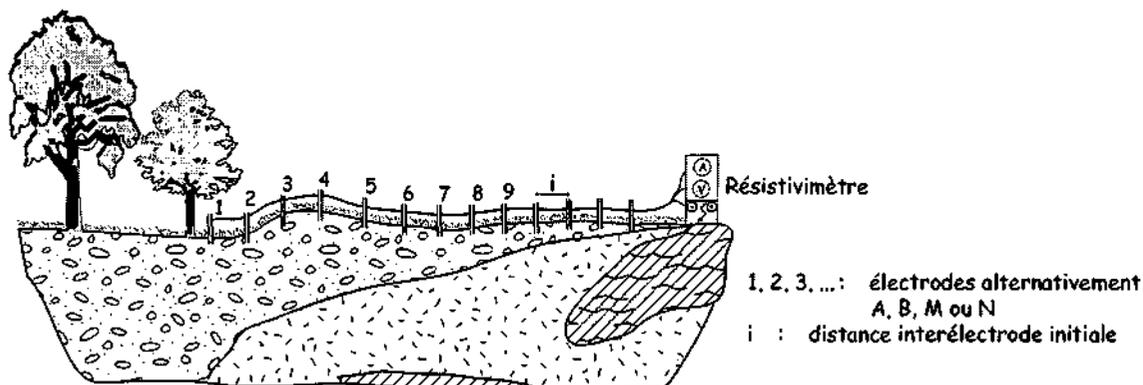


Figure 4 : Représentation schématique d'un dispositif multi-électrodes.

Chacune des électrodes constituant le dispositif joue alternativement le rôle d'électrode d'injection du courant (A ou B) ou d'électrode de mesure du potentiel (M ou N). Les niveaux d'acquisition de plus en plus profond sont obtenus par accroissement de la distance interélectrode :

- 1^{er} niveau (interélectrode = i) :
 1 = A ; 2 = M ; 3 = N ; 4 = B
 2 = A ; 3 = M ; 4 = N ; 5 = B
 3 = A ; 4 = ...
- 2^{ème} niveau (interélectrode = $2i$) :
 1 = A ; 3 = M ; 5 = N ; 7 = B
 2 = A ; 4 = M ; 6 = N ; 8 = B
 3 = A ; 5 = ...
- 3^{ème} niveau (interélectrode = $3i$) : ...

4.3.2 Géophysique de forage

Une diagraphie est l'enregistrement en continu d'un ou de plusieurs paramètres physiques ou chimiques des fluides ou des formations rencontrés par un forage. Les diagraphies utilisées en hydrogéologie sont de plusieurs types :

- diagraphies du fluide ;
- diagraphies électriques et électromagnétiques ;
- diagraphie sonique ;
- diagraphies nucléaires ;
- débitmètre thermique.

De plus une mise en œuvre particulière des diagraphies du fluide est utile à la détermination de certains paramètres hydrauliques en milieu poreux, il s'agit de la technique de dilution.

Diagraphies du fluide

La mesure en continu de la température et de la résistivité de l'eau contenue dans un forage permet de mettre en évidence les zones de circulation, de venues ou de perte d'eau ; de calculer le gradient géothermique et d'évaluer grossièrement la qualité de l'eau. En effet, plus une eau est chargée, moins elle sera résistante. L'acquisition des données se fait en premier, à la descente et à vitesse réduite (environ 1 m/min) afin d'éviter de perturber la colonne de fluide.

Diagraphies électriques et électromagnétiques

Les outils électriques sont particulièrement nombreux, mais les plus courants sont les *sondes normales* 8", 16", 32" et 64", le *Latérog-3* et la *sonde électromagnétique*. Tous ces outils servent à mesurer, avec des caractéristiques spécifiques différentes (définition verticale, profondeur d'investigation), la résistivité électrique des formations traversées par un forage. La connaissance de la résistivité de l'eau d'imbibition et de la résistivité d'une formation permet d'approcher la valeur de la porosité de la formation pour autant que le taux de saturation soit connu et que la formation soit propre c'est-à-dire dénuée d'argile (ARCHIE 1942).

Diagraphie sonique

Une diagraphie sonique est l'enregistrement du temps d'arrivée de l'onde acoustique à deux distances fixes d'un émetteur. L'onde émise au temps T_0 se propage le long de la paroi du forage et revient sur les récepteurs R_1 et R_2 . Connaissant la distance entre les deux récepteurs et mesurant les temps d'arrivées ΔT_1 et ΔT_2 , il est possible de calculer la vitesse de l'onde acoustique dans le terrain. A partir de la vitesse des ondes P (V_p), il est possible d'approcher la porosité totale d'une formation (WYLLIE *et al.* 1956 ; RAYMER & GARDNER 1980).

Diagraphies nucléaires

Il existe deux types de diagraphies nucléaires, celles qui utilisent la radioactivité naturelle et celles qui se servent de la radioactivité provoquée par une source fixée à la sonde. L'enregistrement de la radioactivité naturelle en CPS (Coups Par Seconde) au moyen de la sonde *Gamma Ray* permet de déterminer l'argilosité (Indice d'argile I_{sh}) d'une formation :

$$I_{sh} \leq \frac{GR_x - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad \text{où :} \quad I_{sh} : \text{volume d'argile en \%}$$

GR_x : valeur en CPS du Gamma Ray à la profondeur x

GR_{min} : valeur minimale en CPS du Gamma Ray

GR_{max} : valeur maximale en CPS du Gamma Ray

Ce procédé de détermination de l'argilosité d'une formation n'est utilisable que si les argiles sont effectivement radioactives. Dans les séries alluvionnaires quaternaires les argiles, prises au sens granulométrique, sont souvent moins radioactives que les sables ou graviers issus du démantèlement de roches acides. Dans ces conditions la détermination de la porosité et de la porosité efficace peut se faire en ayant recours à une analyse volumique à partir des enregistrements Gamma-Gamma et Neutron Neutron-thermique (figure 5).

La sonde *Gamma-Gamma* mesure la radioactivité γ provoquée lorsqu'une formation est soumise à un rayonnement γ incident. La quantité de rayonnement γ mesurée est, essentiellement, proportionnelle à la densité de la formation. Dans le cas d'une formation poreuse et perméable, la porosité totale peut être calculée pour autant que la densité globale, la densité de matrice et la densité du fluide d'imbibition soient connues.

La sonde *Neutron Neutron-thermique* ou, plus commodément, *Neutron* permet de quantifier la teneur en hydrogène d'une formation soumise à un bombardement neutronique. Pour autant que la formation soit propre (dénuée d'argile) et saturée en eau, l'indice d'hydrogène peut être converti en porosité totale.

La calibration des outils Gamma-Gamma et Neutron Neutron-thermique basée sur l'analyse en laboratoire d'échantillons, permet de déterminer de façon quantitative les valeurs de densité, de densité de matrice, de porosité totale et de porosité efficace d'un milieu poreux saturé, triphasique, composé d'eau, de quartz et d'argile. Dans le cas d'un milieu non saturé, ces paramètres peuvent également être déterminé pour autant que le taux de saturation (S_w) ou la porosité totale (Φ) soit connu (BARON & CHAPPELLIER 1999).

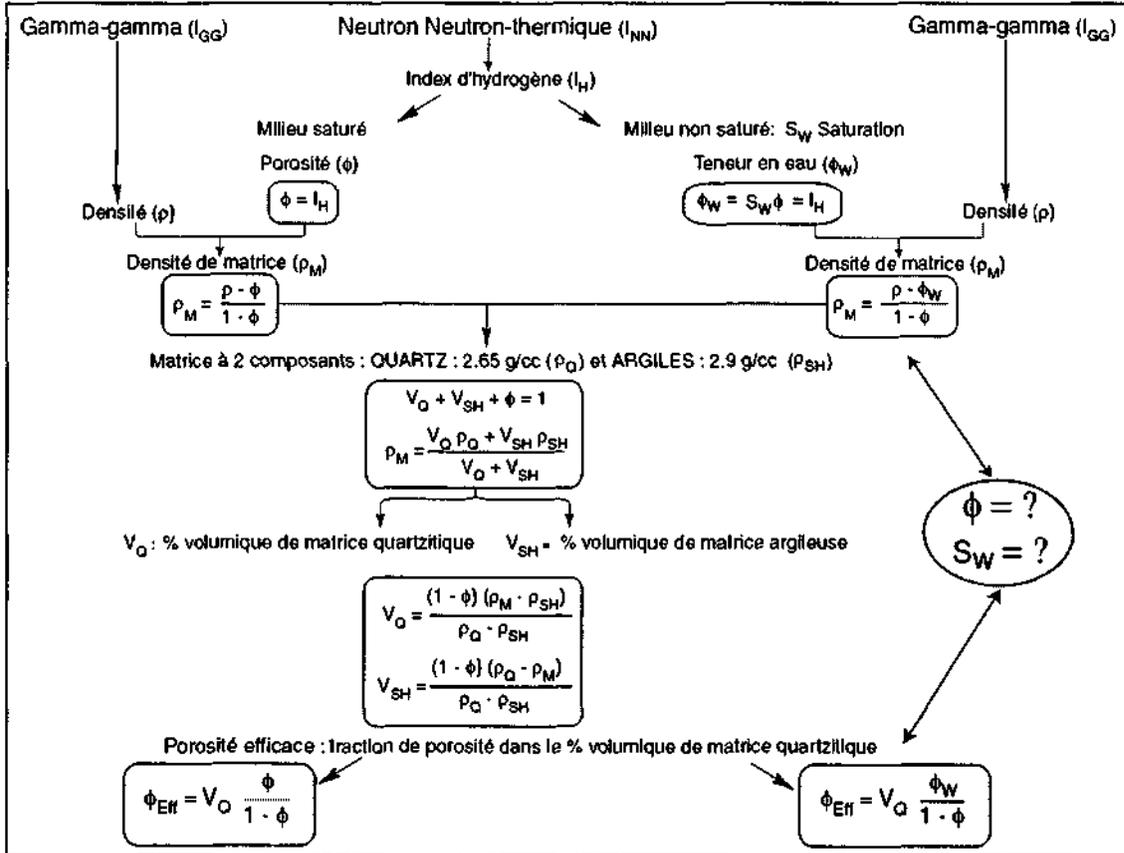


Figure 5 : Organigramme de détermination de la porosité efficace à partir des enregistrements Gamma-Gamma et Neutron Neutron-thermique.

Débitmètre thermique

Un débitmètre thermique permet de déterminer de façon discrète (point par point selon des intervalles choisis par l'opérateur) des débits ainsi que des vitesses d'écoulement vertical très faibles qui ne pourraient pas être décelés par un débitmètre classique à moulinet (figure 6).

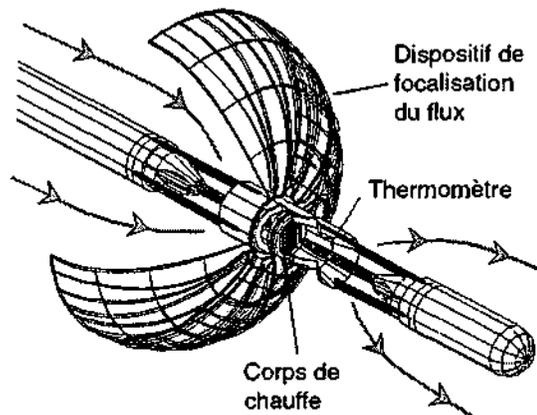


Figure 6 : Débitmètre thermique.

Un corps de chauffe induit une augmentation de la température d'une pellicule d'eau située entre deux thermomètres de haute précision disposés de part et d'autre du corps de chauffe dans le plan vertical. Cette tranche d'eau se déplace dans le forage au gré des circulations présentes et atteint, après un certain temps, en fonction de la direction d'écoulement du fluide, l'un des deux thermomètres. Le temps mis par le signal thermique pour transiter jusqu'à l'un des capteurs est fonction de la vitesse d'écoulement du fluide dans le plan vertical. Le débitmètre thermique sert essentiellement à caractériser les écoulements verticaux et à mettre en évidence les zones de recharge ou de décharge.

Technique de dilution

Elle consiste à suivre l'évolution au cours du temps de la concentration d'un traceur, en l'occurrence du sel (NaCl) introduit dans l'eau d'un forage. Cette méthode s'apparente à un essai de traçage monopuits. La connaissance de la variation dans le temps de la résistivité du fluide permet de calculer le débit, la vitesse apparente et la vitesse de filtration d'une tranche d'eau (HALEVY *et al.* 1967). La perméabilité de l'aquifère peut être calculée à partir de la vitesse de filtration (CASTANY 1982).

La vitesse de filtration apparente (V_a) est liée à la variation de résistivité par la relation :

$$V_a = \frac{\delta r}{2\Delta t_n} \cdot \ln \left(\frac{\left(\frac{R_0}{R_1} \right)^{1.047} - 1}{\left(\frac{R_0}{R_n} \right)^{1.047} - 1} \right)$$

R_0 : résistivité de l'eau avant salage
 R_1 : résistivité de l'eau immédiatement après salage, au temps t_1
 R_n : résistivité de l'eau au temps $\Delta t_n = t_n - t_1$
 r : rayon du forage

La vitesse de filtration dans l'aquifère (V_f) est perturbée entre autre par la présence du forage, et par la diffusion moléculaire du traceur. Néanmoins il est admis que cette vitesse est liée à la vitesse apparente (V_a) corrigée d'un certain nombre de paramètres selon l'approximation suivante (HALEVY *et al.* 1967) :

$$V_a = \alpha V_f + V_h + V_s + V_d + V_m$$

où :

- V_h : vitesse apparente due aux effets de densité (concentration, température...)
- V_s : vitesse apparente due aux courants verticaux
- V_d : vitesse apparente due à la diffusion moléculaire du traceur
- V_m : vitesse apparente due au brassage artificiel (déplacement de la sonde le long de la colonne d'eau).

On peut considérer le paramètre V_d , comme négligeable (HALEVY *et al.* 1967) ; les valeurs de V_h et de V_m peuvent être diminuées lors de la mise en œuvre de la méthode. Le paramètre V_s n'est pas forcément négligeable. En effet, il se peut que le forage mette en contact des aquifères de potentiels hydrauliques différents, établissant ainsi des flux verticaux à l'intérieur du forage.

Dans le cas d'un flux horizontal seul, on a :

$$V_f = \frac{V_a}{\alpha}$$

Le facteur α (coefficient de distorsion hydraulique) dépend des caractéristiques techniques du forage. Le "Forschungstelle für Radiohydrometrie" a montré en 1967 que pour un écoulement laminaire on a :

$$\alpha = \frac{8}{\left(1 + \frac{k_3}{k_2}\right) \left(1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 + \frac{k_2}{k_1} \left(1 - \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right)\right) + \left(1 - \frac{k_3}{k_2}\right) \left(\left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2 + \left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2 + \frac{k_2}{k_1} \left(\left(\frac{r_1}{r_3}\right)^2 - \left(\frac{r_2}{r_3}\right)^2\right)\right)}$$

Où : r_1 : rayon interne du piézomètre k_1 : perméabilité du piézomètre
 r_2 : rayon externe du piézomètre k_2 : perméabilité du massif filtrant
 r_3 : rayon du forage k_3 : perméabilité de l'aquifère

Dans le cas où le forage n'est pas équipé de massif filtrant, l'expression peut se rapporter à la formule Ogilvi (HALEVY *et al.* 1967) :

$$\alpha = \frac{4}{1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 + \frac{k_3}{k_1} \left(1 - \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right)}$$

La vitesse de filtration et la perméabilité K sont liées par la formule suivante, tirée de la loi de Darcy (CASTANY 1982) :

$$K = V_f / i$$

où K : coefficient de perméabilité [m/s]
 i : gradient hydraulique de la nappe

La vitesse de filtration est liée à la vitesse apparente par le facteur α , qui dépend de la perméabilité de l'aquifère. Cette double dépendance peut s'exprimer sous la forme d'un système de deux équations :

$$\begin{cases} V_f = \frac{Va}{\alpha} \\ K = \frac{Vf}{i} \end{cases} \rightarrow \begin{cases} V_f = \frac{Va}{4} \left[1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 + \frac{K}{k_1} \left(1 - \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right) \right] \\ K = \frac{V_f}{i} \end{cases}$$

Ainsi, la vitesse de filtration V_f peut être calculée à partir de la vitesse de filtration apparente, des données techniques du forage et du gradient hydraulique par :

$$V_f = \frac{V_a \cdot k_1 \cdot i \cdot \left(1 + \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right)}{4 \cdot k_1 \cdot i - V_a \cdot \left(1 - \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2\right)}$$

5. Discussion des méthodes

Une prospection hydrogéologique en milieu poreux peut se subdiviser en cinq étapes successives :

1. Détermination de la structure de l'aquifère
2. Evaluation de la qualité de l'eau
3. Détermination du potentiel de l'aquifère

4. Implantation des forages d'exploitation
5. Délimitation des zones de protection

Ces différents stades de prospection sont schématiquement représentés sous forme d'organigrammes et de tableaux synthétiques au chapitre 6.

Pour chacun de ces stades, les méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et géophysiques sont utilisables, seule ou en combinaison. En particulier, la détermination du potentiel de l'aquifère peut s'effectuer soit au laboratoire sur échantillons, soit par l'intermédiaire de la géophysique de forage soit encore par des essais de pompage. Chacune de ces approches permet de quantifier un ou plusieurs des paramètres hydrauliques décrivant les potentialités d'un aquifère, avec toutefois des domaines de validité et des caractéristiques spécifiques à chaque méthode.

L'analyse des échantillons en laboratoire permet de déterminer la teneur en eau, la saturation, la porosité ainsi que la perméabilité de façon ponctuelle. Ces déterminations ont une validité extrêmement localisée et sont affectées d'erreurs difficilement appréciables, dues aux déformations subies par l'échantillon et aux éventuelles pertes d'eau occasionnées lors du conditionnement et du stockage de l'échantillon.

La géophysique de forage conduit à la quantification de la porosité totale et efficace, de la perméabilité et des vitesses de filtration horizontales. Elle permet également de caractériser les circulations verticales et de mettre en évidence les zones de recharge ou de décharge. Ces différents paramètres sont déterminés *in situ* et de façon continue pour un forage donné. La géophysique de forage ne met toutefois pas en évidence les éventuelles anisotropies directionnelles pouvant affecter les paramètres hydrauliques.

A l'aide des méthodes hydrogéologiques, essai de pompage et essai de traçage, la porosité efficace, la perméabilité horizontale et la vitesse de filtration entre deux ou plusieurs forages peuvent être déterminées. Les valeurs des paramètres hydrauliques ainsi obtenus représentent des grandeurs moyennes entre deux forages. Si le réseau de forages est judicieusement choisi, il est possible de détecter d'éventuelles anisotropies directionnelles.

L'utilisation combinée des méthodes de laboratoire, de la géophysique de forage et des méthodes hydrogéologiques permet d'obtenir une vision à plusieurs échelles d'un aquifère poreux et augmente considérablement la confiance qui peut être accordée à une détermination quantitative des paramètres hydrauliques.

6. Organigrammes et tableaux synthétiques

La figure 7 montre les différentes étapes successives de la méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux présentée sous forme d'organigrammes. Chaque étape de recherche est représentée par un organigramme indépendant. Ensuite, les différentes étapes ont été classées par ordre chronologique pour décrire la procédure générale d'une étude hydrogéologique.

Finalement, les tableaux 4 à 7 résument pour chaque méthode le principe, la mise en oeuvre, les conditions d'application, le résultat obtenu, la durée et les coûts. Un tableau synthétique a été effectué pour chaque étape de recherche : détermination de la structure de l'aquifère, évaluation de la qualité de l'eau, détermination du potentiel de l'aquifère, implantation des forages d'exploitation et délimitation des zones de protection. Un indicateur spécifique (No) a été attribué à chaque méthode. Cet indicateur peut être retrouvé dans les tableaux 4 à 7, ainsi que sur la figure 7.

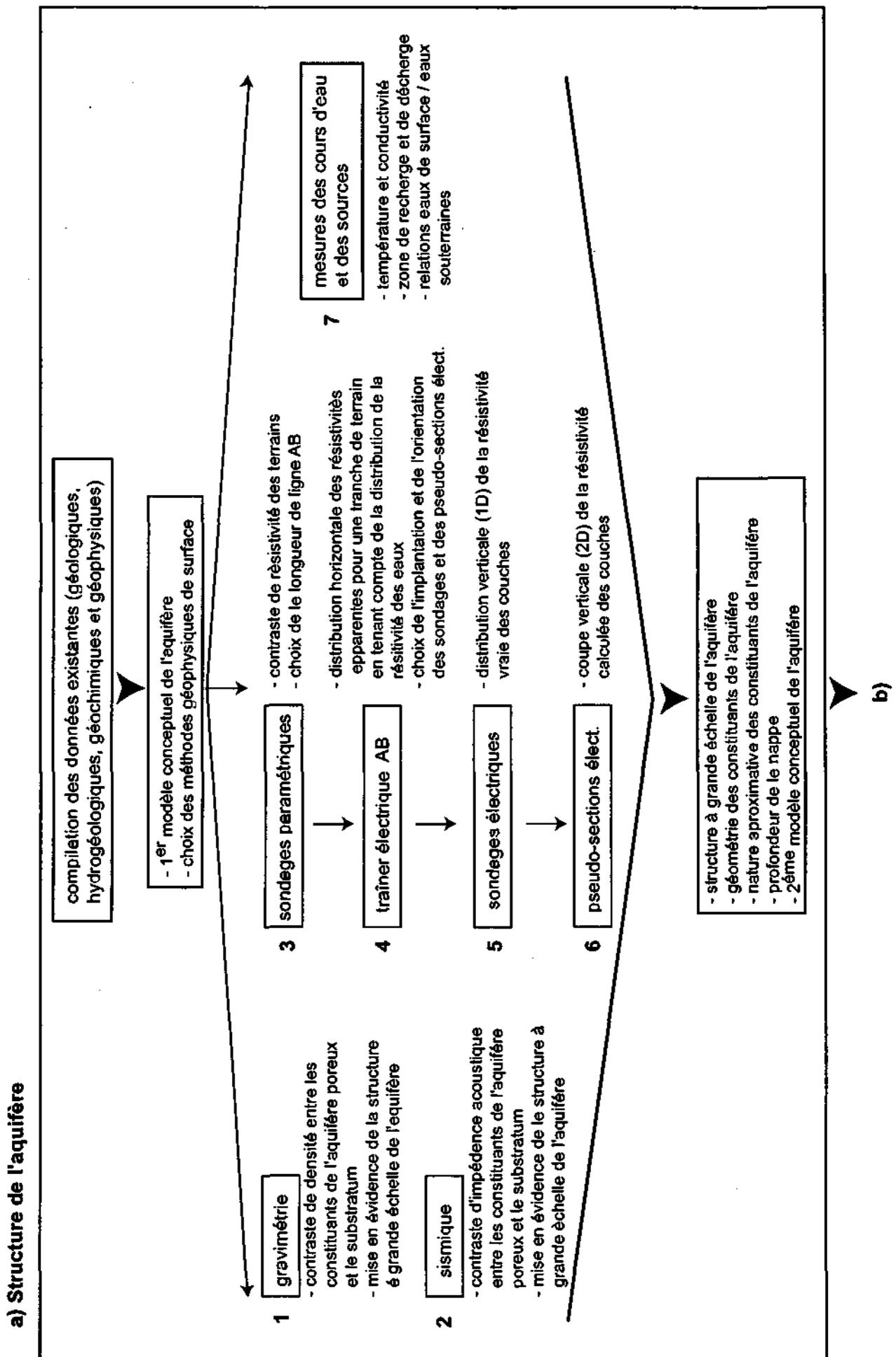


Figure 7 : Organigramme de la méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux.

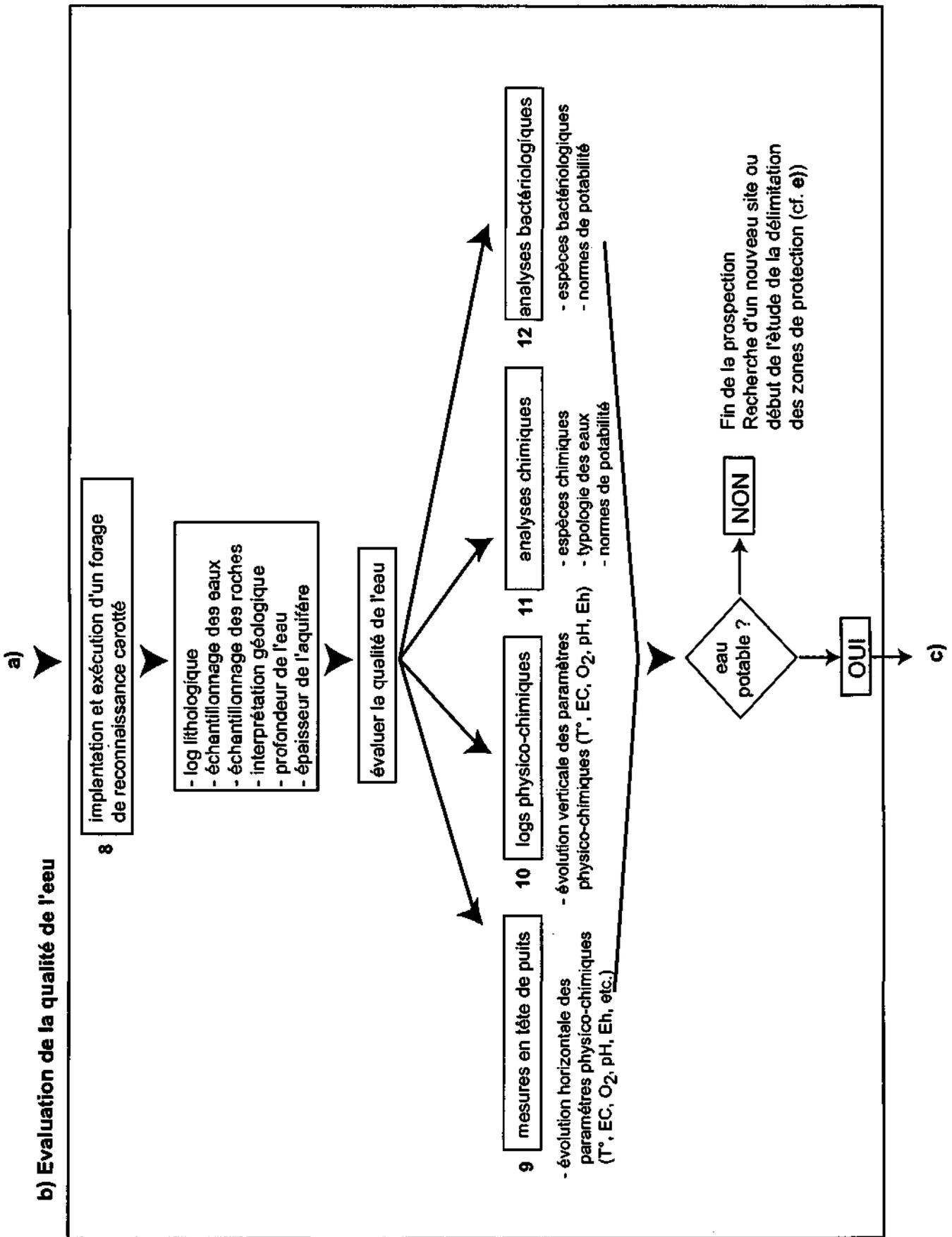


Figure 7 (suite) : Organigramme de la méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux.

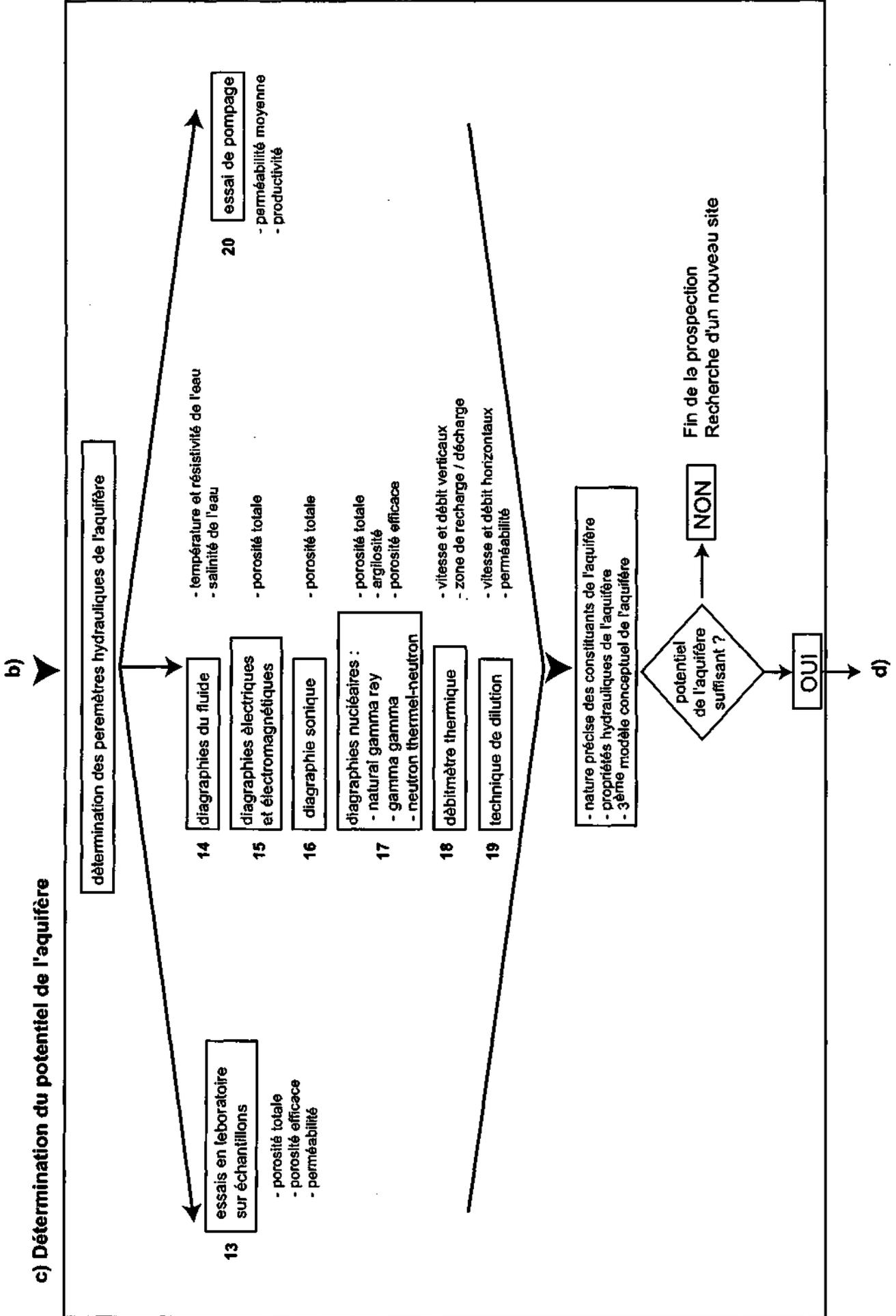


Figure 7 (suite) : Organigramme de la méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux.

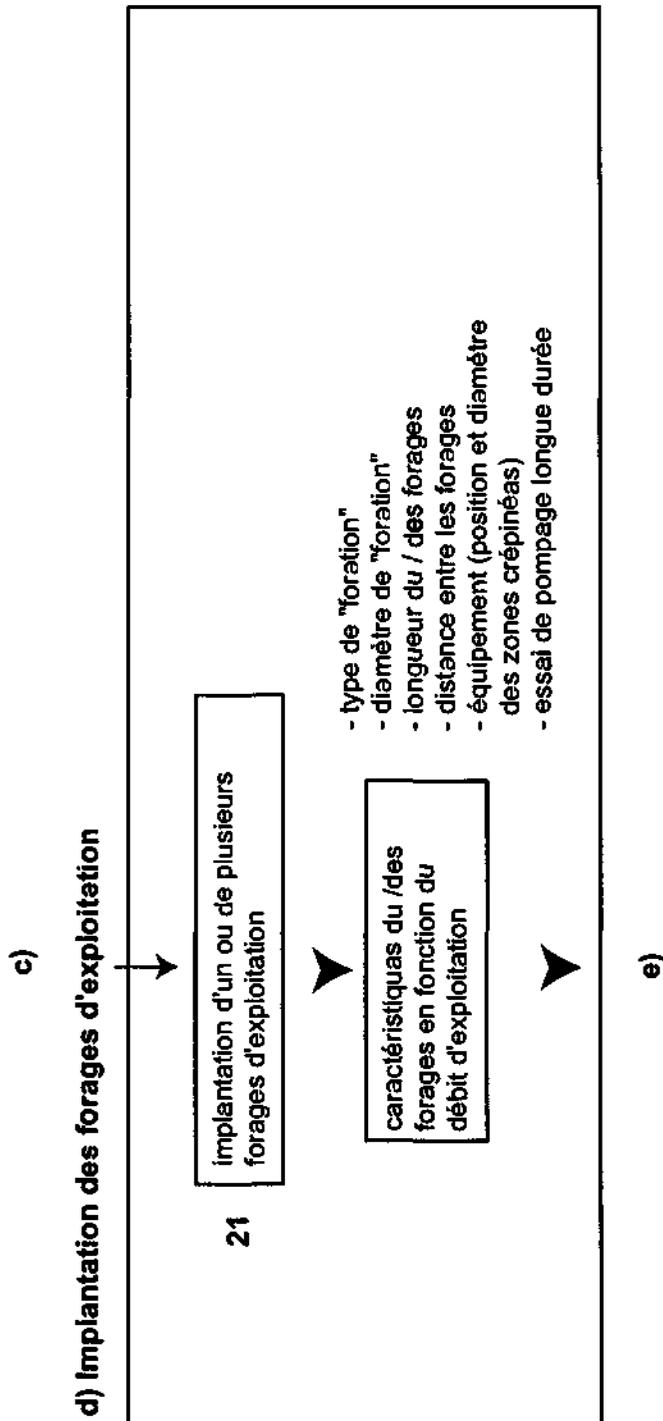


Figure 7 (suite) : Organigramme de la méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux.

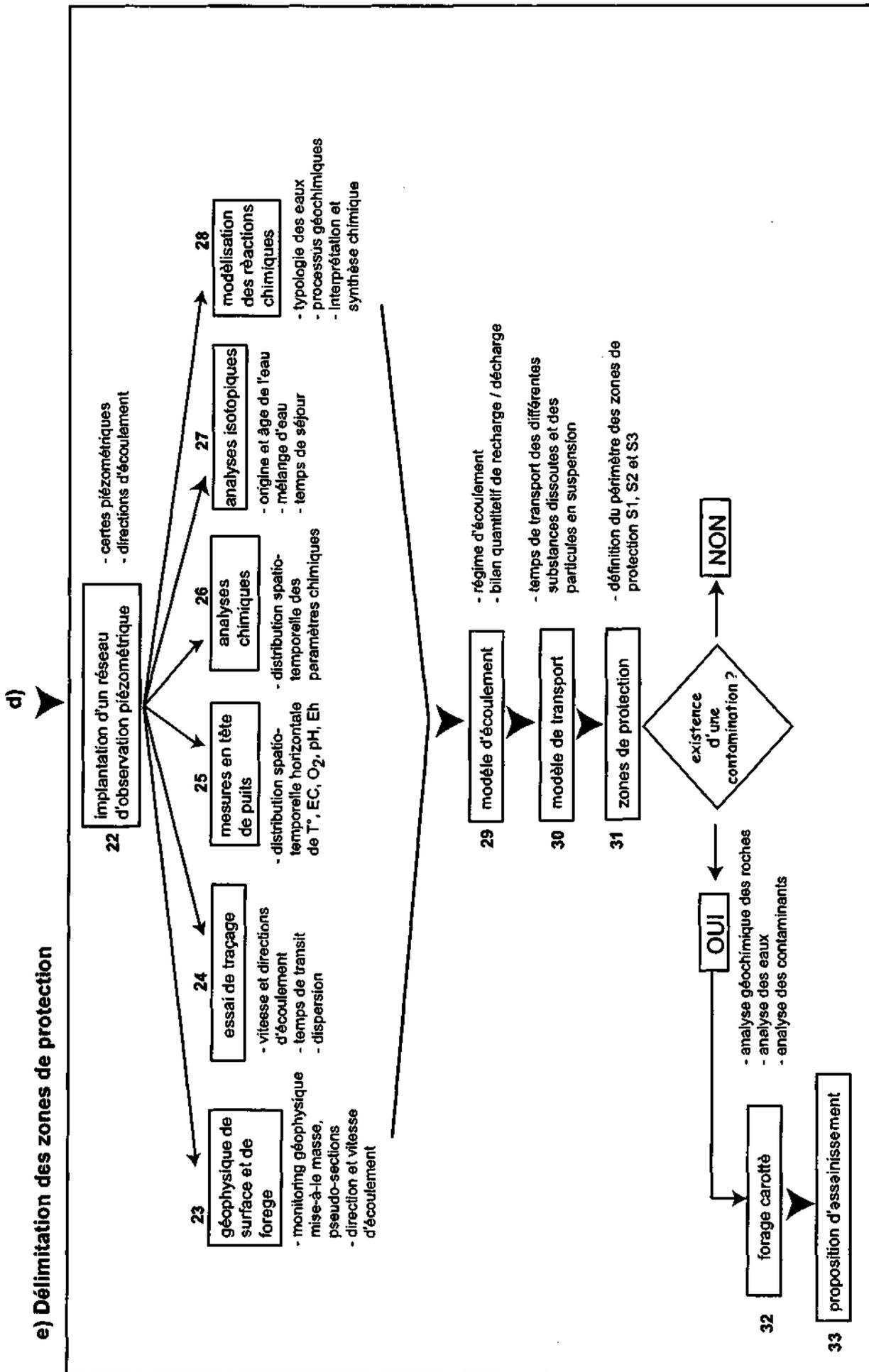


Figure 7 (suite) : Organigramme de la méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux.

Tableau 4 : Structure de l'aquifère.

No	Méthode	Principe	Mise en œuvre	Conditions d'application	Résultat obtenu	Durée	Coûts	Remarques	Réf. A
1	Gravimétrie	Mesure de la valeur relative de la gravité à la surface du sol.	Base topographique précise au cm près, gravimétrie.	Existence d'un contraste de densité entre les différentes unités géologiques.	Répartition des densités et des unités géologiques dans le sous-sol.	Longue	Moyen à élevé en fonction de la surface.	Coûts peut être réduit si la base topographique nécessaire existe déjà.	[1]
2	Sismique réflexion	Mesure des temps de trajets d'un front d'ondes entre une source sismique et des récepteurs situés en surface.	Source sismique (marteau, fusil ou dynamite en fonction de la profondeur d'investigation), flûte de géophones, enregistreur sismique.	Existence d'une distribution des vitesses sismiques croissantes avec la profondeur.	Individualisation et détermination des épaisseurs des couches géologiques constitutives du sous-sol.	Moyenne	Moyen	Nécessite un matériel de traitement informatique léger.	[1]
3	Sondages paramétriques	Mesure de la résistivité électrique des constituants du sous-sol affleurant en surface ou à proximité d'un forage carotté à l'aide d'un dispositif quadripôle (AMNB).	Résistivimètre avec système d'affranchissement de la PS, électrodes et câbles électriques.	Existence d'affleurements en surface des constituants du sous-sol ou d'un forage carotté.	Détermination de la résistivité électrique des terrains constitutifs du sous-sol.	Rapide	Faible	Peut être réalisé par 2 personnes.	[2]
4	Trainer électrique	Mesure de la résistivité électrique apparente du sous-sol à partir d'un quadripôle (AMNB) de dimension constante, traîné en surface.	Résistivimètre avec système d'affranchissement de la PS, électrodes et câbles électriques.	Existence de contrastes de résistivité électrique.	Distribution horizontale de la résistivité apparente pour une tranche de terrain de profondeur quasi constante, dépendante de AB.	Rapide	Faible	Nécessite la présence d'au moins 3 personnes.	[3]
5	Sondages électriques	Mesure de la résistivité électrique apparente du sous-sol à partir d'un dispositif quadripôle (AMNB) pour une succession de valeurs d'écartement du dispositif.	Résistivimètre avec système d'affranchissement de la PS, électrodes et câbles électriques.	Existence de contrastes de résistivité électrique.	Distribution verticale de la résistivité électrique des formations géologique à la verticale du point de mesures.	Rapide	Faible	Nécessite la présence d'au moins 3 personnes.	[2]
6	Pseudo-section électrique	Mesure de la résistivité électrique apparente du sous-sol à partir d'un dispositif multi-quadripôle (AMNB), le long d'un profil.	Résistivimètre avec système d'affranchissement de la PS et multiplexeur, électrodes et câbles électriques.	Existence de contrastes de résistivité électrique.	Coupe verticale de la distribution de la résistivité électrique des formations géologiques.	Rapide	Moyen	Peut être réalisé par 2 personnes. Nécessite l'utilisation d'un logiciel d'inversion.	[4]
7	Mesures des cours d'eau et des sources	Mesure du débit, de la température et de la conductivité des eaux de surface.	Caune de Jens, moulinet, sel, seau, cheville, chronomètre.	Débit minimal selon la méthode utilisée; écoulement laminaire.	Débit, zone de recharge et décharge, caractéristiques physiques des eaux de surface.	Moyenne	Réduit	Equipement simple, réalisable par une seule personne.	[5]

^A [1] = MEYER DE STADELHOFEN (1991), [2] = SCHLUMBERGER (1930), [3] = CHAPPELLIER (1981), [4] = LOKE (1997), [5] = SHGN (1983).

Tableau 5 : Evaluation de la qualité de l'eau.

No	Méthode	Principe	Mise en œuvre	Conditions d'application	Résultat obtenu	Durée	Coûts	Remarques	Réf. A
8	Implantation et exécution d'un forage de reconnaissance carotté	Exécution d'un forage de reconnaissance carotté, récupération et stockage adéquat des carottes.	Foreuse, camion, matériel de chantier.	Accessibilité facile avec un camion lourd. Existence d'une source d'eau voisine.	Evolution verticale des couches géologiques; profondeur de l'eau et épaisseur de l'aquifère.	Longue	Moyen à élevé en fonction de la prof.	Coût peut être réduit si le forage est destructif. min. 2 personnes.	[6]
9	Mesures en tête de puits	Mesure de température, de conductivité électrique, d'oxygène dissous, de potentiel redox et de pH dans le terrain.	Sonde thermométrique, conductimètre, oxymètre, pH-mètre, pH-mètre/mV-mètre.	Accessibilité facile. Nécessite un préleveur ou une pompe pour une mesure dans un forage.	Minéralisation de l'eau; qualité et origine de l'eau; temps de résidence; équilibres thermodynamiques.	Rapide	Faible	Peut être réalisé par une personne, étalonnage des appareils.	[7]
10	Logs physico-chimiques	Mesures simultanées des diagraphies de conductivité él., de température, de pH, de potentiel redox, d'oxygène dissous et de turbidité. Mesures au repos et en pompage.	Sonde multiparamètres, enregistreur de données, câble de 50 à 100 m.	Existence d'une crépine sur toute la longueur de l'aquifère ou d'un trou nu. Diamètre du forage >2".	Logs de T, EC, pH, Eh, O ₂ , turbidité, évent. NO ₃ ; Relations eau - roche; Zone de recharge.	Moyenne	Faible	Peut être réalisé par 2 personnes.	[8]
11	Analyses chimiques	Mesure des espèces chimiques majeures et traces dans un laboratoire sur des échantillons d'eau : échantillons acidifiés pour l'analyse des cations.	Chromatographie ionique, spectrométrie d'absorption atomique, titrations.	Existence d'un laboratoire bien équipé. Nécessite des échantillons d'eau soigneusement prélevés, transportés et stockés.	Concentration des espèces majeures : Ca, Mg, Na, K, HCO ₃ , SO ₄ , Cl, NO ₃ , Traces.	Longue	Moyen	Equipement important, conditions spécifiques au laboratoire.	[7]
12	Analyses bactériologiques	Mesure des espèces bactériologiques dans un laboratoire sur des échantillons d'eau.	Membrane filtrante.	Existence d'un laboratoire bien équipé. Nécessite des échantillons d'eau soigneusement prélevés, transportés et stockés.	Concentration des espèces bactériologiques dans l'eau.	Longue	Elevé	Prélèvement délicat, conditions spécifiques au laboratoire.	[7]

A [6] = BIESKE (1992), [7] = EATON *et al.* (1995), [8] = TURO TECHNOLOGY (1996).

Tableau 6 : Détermination des paramètres hydrauliques.

No	Méthode	Principe	Mise en œuvre	Conditions d'application	Résultat obtenu	Durée	Coûts	Remarques	Réf. A
13	Essais en laboratoire sur échantillons	Mesure de la teneur en eau, de la saturation, de la porosité et de la perméabilité sur échantillons.	Balance de précision, four de dessiccation, essai de Darcy.	Carottes suffisamment grandes pour que la partie centrale ne soit pas trop perturbée, stockage correct des échantillons afin qu'ils ne perdent pas d'eau.	Teneur en eau, saturation, porosité et perméabilité à divers endroits choisis dans le forage.	Longue	Moyen	Réalisable par une seule personne pour autant qu'elle dispose d'un laboratoire adéquat.	-
14	Diagraphies du fluide	Mesure de la résistivité et de la température de la colonne de fluide.	Sondes température et résistivité du fluide, treuil et système de mesure de la profondeur, enregistreur digital.	Forage nu ou tubé crépiné.	Enregistrement en continu de température et de résistivité du fluide en fonction de la profondeur. Calcul du gradient géothermique.	Rapide (1 m / min).	Faible, environ 7.- CHF / m.	Peut être réalisé par 2 personnes.	[9]
15	Diagraphies électriques et électromagnétiques	Mesure de la résistivité des formations à l'aide de diverses sondes électriques (laterolog, normales) et électromagnétiques.	Sondes électriques et électromagnétique, treuil et système de mesure de la profondeur, enregistreur digital.	Forage rempli de fluide, nu ou crépiné plastique pour les outils électriques ; vide ou rempli de fluide et nu ou tubé plastique pour les outils électromagnétiques.	Détermination de la porosité totale.	Rapide (3 à 4 m / min).	Faible, environ 7.- CHF / m.	Peut être réalisé par 2 personnes.	[10], [11]
16	Diagraphie sonique	Mesure de la vitesse sismique au moyen d'une sonde comportant au moins 1 émetteur et 2 récepteurs.	Sonde acoustique, treuil et système de mesure de profondeur, enregistreur digital.	Forage rempli de fluide, nu ou tubé plastique.	Détermination de la porosité totale.	Rapide (3 à 4 m / min).	Faible, environ 7.- CHF / m.	Peut être réalisé par 2 personnes.	[10], [11]
17	Diagraphies nucléaires : - gamma ray - gamma gamma - neutron neutron	- mesure de la radioactivité naturelle - mesure du rayonnement gamma diffusé par effet Compton qui est lié à la densité des formations - mesure du flux des neutrons thermiques provenant du ralentissement des neutrons rapides par les noyaux des atomes constitutifs du milieu, ce flux est lié à la teneur en hydrogène.	Sondes gamma ray, gamma gamma et neutron neutron-thermique, treuil et système de mesure de la profondeur, enregistreur digital.	Forage nu ou tubé, sec ou rempli de fluide ; connaissance précise du diamètre du forage (log Caliper).	Détermination de la teneur en argiles, de la porosité totale et de porosité efficace.	Rapide (3 à 4 m / min).	Faible, environ 7.- CHF / m.	Peut être réalisé par 2 personnes, nécessite un permis officiel délivré par l'ASTAG pour le transport des matières radioactives.	[10], [11], [12]
18	Débitmètre thermique	Mesure point par point de la vitesse de déplacement verticale d'une pellicule d'eau artificiellement chauffée.	Sonde débitmètre thermique, treuil et système de mesure de la profondeur, enregistreur digital.	Forage nu ou tubé crépiné, existence de circulations verticales dans la colonne de fluide.	Déterminer la vitesse et le débit des circulations verticales, mise en évidence des zones de recharge / décharge.	Rapide	Moyen, environ 7.- CHF / point mesuré	Peut être réalisé par 2 personnes.	[13]

A [9] = CHAPPELLIER (1987), [10] = SERRA (1979), [11] = SERRA (1985), [12] = BARON & CHAPPELLIER (1998), [13] = CROWDER *et al.* (1994).

Tableau 6 (suite) : Détermination des paramètres hydrauliques.

No	Méthode	Principe	Mise en œuvre	Conditions d'application	Résultat obtenu	Durée	Coûts	Remarques	Réf. A
19	Technique de dilution	Mesure du taux de dissolution d'un traceur artificiellement introduit dans la colonne de fluide et générant une variation de sa résistivité.	Sonde température et résistivité du fluide, treuil et système de mesure de la profondeur, enregistreur digital, matériel d'injection du traceur.	Forage nu ou tubé crépiné.	Détermination de la vitesse de filtration et de la perméabilité horizontale en fonction de la profondeur.	Rapide à moyenne en fonction des vitesses de filtration.	Faible à moyen en fonct. de la durée.	Peut être réalisé par 2 personnes.	[14], [15], [16]
20	Essai de pompage	Mesure dans plusieurs forages du rabattement de la nappe induit par le pompage dans l'un de ceux-ci.	Pompe, sonde à niveau, chronomètre	Forage nu ou tubé crépiné.	Perméabilité horizontale moyenne entre 2 forages.	Moyenne	Moyen	Equipement simple, réalisable par une seule personne	[17]
21	Implantation d'un ou de plusieurs forages d'exploitation	Implantation du forage et équipement du puits selon les besoins (diamètre, longueur de la crépine, pompe). Test de production. Construction d'une chambre de captage.	Foreuse, camion, matériel de chantier et équipement (tubages).	Accessibilité facile avec un camion lourd. Nécessite une perméabilité élevée et une épaisseur de l'aquifère suffisant importante.	Débit spécifique du puits.	Longue	Elevé	Nécessite au moins 2 personnes et une permission communale.	[6]

^A [14] = HALEVY *et al.* (1967), [15] = MARES *et al.* (1995), [16] = MONNET *et al.* (1998, 1999), [17] = KRUSEMAN *et al.* (1974), [6] = BIESKE (1992).

Tableau 7 : Délimitation des zones de protection.

No	Méthode	Principe	Mise en œuvre	Conditions d'application	Résultat obtenu	Durée	Coûts	Remarques	Réf. A
22	Implantation d'un réseau d'observation piézométrique	Implantation de plusieurs piézomètres, qui donnent des données représentatives de l'aquifère considéré. Désablage des piézomètres implantés.	Foreuse, petit camion, équipement des piézomètres.	Accessibilité pour un petit camion. Sélection de la position du piézomètre selon les buts de l'étude.	Piézométrie, régime d'écoulement souterrain. Vitesse et gradient hydraulique.	Longue	Moderé	Peut être réalisé par 2 personnes. Nécessite plusieurs jours.	[6]
23	Géophysique de surface et de forage	Mise-à-la-masse, cartographie et monitoring du déplacement du traceur / de la pollution à l'aide des méthodes géoélectriques.	Voir Tableau 25.	Existence d'un contraste de résistance entre le traceur / le polluant et les formations constitutives de l'aquifère.	Géométrie, direction et vitesse de transport du traceur / du corps polluant.	Moyenne à longue.	Moyen à élevé en fonction de la durée	Peut être réalisé par 2 personnes. [13]	[4], [13]
24	Essai de traçage	Mesure de la direction, de la vitesse de transport et de la dispersion d'un ou de plusieurs traceurs entre deux forages. L'analyse des traceurs dans un laboratoire.	Traceurs, pompes, tuyaux, flacons, échantillonneurs. Equipement de terrain.	Nécessite un réseau d'observation dense et une accessibilité facile.	Détermination de la direction et de la vitesse de transport du traceur sélectionné. Dispersion du traceur.	Longue	Élevé	Nécessite au moins deux personnes et plusieurs jours.	[18]
25	Mesures en tête de puits	Mesure de température, de conductivité électrique, d'oxygène dissous, de potentiel redox et de pH dans le terrain.	Sonde thermométrique, conductimètre, oxymètre, pH-mètre, pH-mètre/mV-mètre.	Accessibilité facile. Nécessite un préleveur ou une pompe pour une mesure dans un forage.	Minéralisation de l'eau; qualité et origine de l'eau; temps de résidence; équilibres thermodynamiques.	Rapide	Faible	Peut être réalisé par une personne, étalonnage des appareils.	[7]
26	Analyses chimiques	Mesure des espèces chimiques majeures et traces dans un laboratoire sur des échantillons d'eau (échantillons acidifiés pour l'analyse des cations).	Chromatographie ionique, spectrométrie d'absorption atomique, titrations	Existence d'un laboratoire bien équipé. Nécessite des échantillons d'eau soigneusement prélevés, transportés et stockés.	Concentration des espèces majeures : Ca, Mg, Na, K, HCO ₃ , SO ₄ , Cl, NO ₃ . Espèces de traces.	Longue	Moyen	Equipement important, conditions spécifiques au laboratoire.	[7]
27	Analyses isotopiques	Mesure des espèces isotopiques dans un laboratoire sur des échantillons d'eau.	Laboratoire, spectromètre de masse.	Existence d'un laboratoire bien équipé.	H ¹ , D, ¹⁸ O; Mélanges d'eau, temps de séjour, zone de recharge.	Longue	Moyen	Equipement important. Conditions spécifiques au laboratoire.	[19]
28	Modélisation des réactions chimiques	Calcul de la distribution des espèces chimiques, de la saturation et des réactions chimiques à partir des analyses chimiques.	Logiciel hydrochimique, ordinateur et analyses chimiques.	Nécessite un ordinateur, un logiciel de simulation et des analyses chimiques complètes.	Distribution des espèces chimiques, saturation, réactions, typologie des eaux.	Rapide	Réduit	Réalisable par une seule personne.	[20]

A [6] = BIESKE (1992), [4] = LOKE (1997), [13] = CROWDER *et al.* (1994), [18] = KASS (1998), [7] = EATON *et al.* (1995), [19] = CLARK & FRITZ (1997), [20] = PLUMMER (1992).

Tableau 7 (suite) : Délimitation des zones de protection.

No	Méthode	Principe	Mise en œuvre	Conditions d'application	Résultat obtenu	Durée	Coûts	Remarques	Réf. A
29	Modèle d'écoulement	Simulation numérique d'un système d'écoulement souterrain à partir des données existantes (piézométrie, transmissivités).	Logiciel hydrogéologique, ordinateur et données existantes.	Nécessite un ordinateur, un logiciel de simulation et des données existantes (piézométrie, transmissivités).	Direction, vitesse d'écoulement et gradient hydraulique. Quantification des apports d'eau.	Longue	Réduit	Réalisable par une seule personne. Dure plusieurs semaines.	[21]
30	Modèle de transport	Simulation numérique de la distribution spatiale d'un traceur conservatif à partir d'un modèle d'écoulement et des analyses chimiques.	Modèle de transport, ordinateur et données chimiques du traceur à simuler.	Selon le logiciel, un ou plusieurs traceur peuvent être simulés simultanément.	Déterminer la distribution spatiale d'un traceur et son temps de séjour.	Moyenne	Réduit	Réalisable par une seule personne.	[21]
31	Zones de protection	Délimiter le périmètre des zones de protection S1, S2 et S3 selon les directives.	Equipement de bureau (ordinateur, table de dessin, logiciels de traitement).	Nécessite des données hydrauliques, chimiques, géologiques et géophysiques.	Périmètre et position des zones de protection.	Longue	Moyen	Réalisable par une seule personne.	[22]
32	Forage carotté	Exécution d'un forage carotté, récupération et stockage adéquat des carottes.	Foreuse, camion, matériel de chantier.	Accessibilité facile avec un camion lourd. Existence d'une source d'eau voisine.	Evolution verticale des couches géologiques; profondeur de l'eau et épaisseur de l'aquifère.	Longue	Moyen à élevé en fonction de la prof.	Minimum deux personnes.	[6]
33	Proposition d'assainissement	Caractérisation et localisation de la pollution. Evaluation du risque pour la santé humaine. Choix des techniques de dépollution. Réhabilitation du site pollué.	Traitement des analyses organiques et inorganiques. Evaluation des indices de toxicité des paramètres chimiques.	Nécessite des données hydrauliques, chimiques, géologiques et géophysiques.	Risques pour la santé humaine. Choix des techniques de dépollution : excavation du sol, traitement thermique, lessivage, extraction par vapeur ou biodégradation.	Longue	Elevé	Le choix des techniques est spécifique à chaque cas.	[23]

^A [21] = WANG & ANDERSON (1995), [22] = LALLEMAND-BARRES (1999), [6] = BIESKE (1992), [23] = LALLEMAND-BARRES (1995).

Annexe 2 : Données techniques des piézomètres et forages.

N° forage	Forage ID	Année	Réf.	X (m)	Y (m)	Cote sol (m s/mer)	Cote piézo. (m s/mer)	Long. forée (m)	Crépine	Types
609126-001	SA-1	1987	[1]	609954	126628	571.01	-	25.00	-	FCN
610126-001	SA-2	1987	[1]	610095	126552	572.01	-	25.50	-	FCN
610126-002	SA-3	1987	[1]	610412	126719	570.49	-	20.20	-	FCN
610126-003	SA-4	1987	[1]	610820	126891	587.87	-	20.00	-	FCN
611127-001	SA-5	1987	[1]	611414	127112	586.03	-	35.20	-	FCN
611127-002	SA-6	1987	[1]	611537	127244	572.32	-	20.00	-	FCN
611127-003	SA-7	1987	[1]	611599	127155	603.17	604.03	37.50	15 - 30	FC4
611127-004	SA-8	1987	[1]	611787	127265	567.59	568.27	35.00	11 - 24	FC2
611127-005	SA-9/P1	1987	[1]	611950	127300	565.29	566.05	26.00	9 - 13	FC2, FPM
611127-006	SA-9/P2	1987	[1]	611950	127300	565.29	565.67	26.00	23 - 25	FC2, FPM
612127-001	SA-10	1987	[1]	612172	127354	560.17	560.17	25.00	4 - 10	FC4
612127-002	SA-11	1987	[1]	612325	127400	562.96	563.86	26.00	8 - 12	FC2
612127-003	SA-12	1987	[1]	612309	127428	559.08	560.02	20.00	4 - 20	FC4
612127-004	SA-13	1987	[1]	612425	127473	562.81	563.64	25.70	6 - 14	FC4
612127-005	SA-14	1987	[1]	612588	127593	568.42	568.22	25.50	15 - 25	FC4
612128-001	SA-15	1987	[1]	612931	128002	581.85	-	18.10	-	FCN
613128-001	SA-16	1987	[1]	613292	128363	596.14	-	15.00	-	FCN
610126-004	P1	-	[4]	610021	126926	536.56	538.26	-	-	PB4,PL
610127-001	P2	-	[4]	610298	127242	541.86	543.05	9.00	-	PB4
610127-002	P3	-	[4]	610281	127102	540.50	541.97	7.10	-	PB4
610127-003	P4	-	[4]	610344	127001	541.33	542.51	7.00	-	PB4
611127-007	P5	-	[4]	611007	127076	548.10	549.77	-	-	-
611127-008	P6	-	[4]	611014	127914	560.71	561.79	20.50	-	PB4
611127-009	P7	-	[4]	611083	127507	552.34	553.99	-	-	PB4,PL
611127-010	P8	-	[4]	611145	127505	554.76	555.88	12.00	-	PB4
611127-011	P9	-	[4]	611213	127111	554.12	555.91	7.50	-	PB4,PL
611127-012	P10	-	[4]	611218	127107	555.71	559.94	11.00	-	PB4
612127-006	P11	-	[4]	612204	127693	557.91	559.17	10.50	-	PB4
612127-007	P11a	1997	[2]	612210	127685	557.97	557.94	30.20	4 - 30	FC4
612127-008	P11b	1997	[2]	612216	127677	558.08	558.61	15.00	3 - 15	FD4
612127-009	P11c	1997	[2]	612204	127677	558.01	558.93	15.00	3 - 15	FD4
612127-010	P11d	1997	[2]	612197	127669	557.95	558.57	15.00	3 - 15	FD4
612127-011	P12	1993	[3]	612120	127924	558.98	560.12	24.00	5 - 22	FC4
612128-002	P13	1993	[4]	612150	128310	560.46	561.57	10.50	-	FD4
612127-012	P14	1993	[4]	612255	127485	557.38	558.51	9.00	6 - 9	PB4
612127-013	P15	1993	[4]	612106	127479	555.90	557.10	9.50	6.5 - 9.5	PB4
611127-013	P16	1993	[4]	611708	127960	554.78	555.66	8.00	5 - 8	PB4
612127-014	P17	1993	[4]	612011	127474	555.67	556.84	7.10	-	PB4
611127-014	P18	1993	[4]	611611	127457	553.99	555.12	6.00	3 - 6	PB4
611127-015	P19	1993	[4]	611564	127651	553.24	554.33	8.00	5 - 8	PB4
611127-016	P20	1993	[4]	611553	127773	553.34	554.29	8.00	5 - 8	PB4
611127-017	P21	1993	[4]	611322	127348	552.89	554.12	3.00	0 - 3	PB4,PL
611127-018	P22	1993	[4]	611278	127413	557.79	558.93	12.00	2 - 12	FD4
611127-019	P23	1993	[4]	611011	127381	554.25	555.30	13.00	10 - 13	PB4
611127-020	P24	1993	[4]	611012	127382	554.19	555.30	8.00	5 - 8	PB4
610127-004	P25	1993	[4]	610966	127048	565.80	566.74	16.00	-	FD4
610127-005	P26	1993	[4]	610914	127401	551.03	552.14	14.00	11 - 14	PB4
610127-006	P27	1993	[4]	610733	127717	561.12	561.69	20.00	-	FD4
610127-007	P28	1993	[4]	610581	127083	555.79	556.68	10.00	7 - 10	FD4
610126-005	P29	1993	[4]	610365	126777	559.17	560.13	20.00	-	FD4
610127-008	P30	1993	[4]	610298	127410	541.59	542.64	9.00	6 - 9	PB4
610127-009	P31	1993	[4]	610020	127299	539.93	540.88	8.00	5 - 8	FD4
611127-021	P32-1	1993	[3]	611757	127452	554.66	555.72	18.50	1.5 - 2.5	FC2, FPM
611127-022	P32-2	1993	[3]	611757	127452	554.66	555.72	18.50	6 - 11	FC2, FPM

N° forage	Forage ID	Année	Réf.	X (m)	Y (m)	Cote sol (m s/mer)	Cote piézo. (m s/mer)	Long. forée (m)	Crépine	Types
611127-023	P33	1993	[3]	611867	127591	554.80	555.94	30.00	2.5 - 10	FC4
610128-001	P34	1995	[4]	610966	128042	549.38	550.51	8.00	-	FD4
609127-001	P35	1995	[4]	609885	127236	539.41	540.42	8.00	1 - 8	FD4
609127-002	P36	1995	[4]	609969	127462	541.07	541.51	8.00	1 - 8	FD4
610127-010	P37	1995	[4]	610358	127629	543.90	544.44	8.00	1 - 8	FD4
610127-011	P38	1995	[4]	610498	127751	544.76	545.21	8.00	1 - 8	FD4
610127-012	P39	1995	[4]	610341	127700	544.10	544.44	8.00	1 - 8	FD4
610127-013	P40	1995	[4]	610582	127814	546.67	547.18	8.00	1 - 8	FD4
611128-005	P49	1993	[4]	611600	128138	554.96	555.96	6.50	3.5 - 6.5	PB4
611127-024	P50	1995	[4]	611780	127833	554.65	555.81	8.00	5 - 8	PB4
611127-025	P51	1995	[4]	611843	127700	555.08	554.98	10.00	7 - 10	PB4
612127-015	P52	1995	[4]	612502	127795	560.88	560.69	9.00	2 - 9	FD4
612128-003	P53	1995	[4]	612319	128067	561.30	561.24	9.00	2 - 9	FD2
612128-004	P54	1995	[4]	612219	128227	560.82	561.73	9.00	3 - 9	FD4
612128-005	P55	1995	[4]	612528	128710	566.11	566.67	10.50	4 - 10	FD4
612128-006	P56	1995	[4]	612552	128507	567.42	567.27	12.00	6 - 12	FD4
612128-007	P57	1995	[4]	612762	128309	568.12	568.02	14.00	6 - 14	FD4
613128-002	P58	1995	[4]	613044	128764	567.67	568.03	14.00	3 - 9	FD4
613128-003	P58a	1997	[4]	613044	128764	567.67	568.37	20.00	5 - 20	FD4
613128-004	P59	1995	[4]	613092	129016	569.53	569.93	8.50	4 - 8	FD4
613128-005	P59a	1997	[4]	613092	129016	569.53	569.83	20.00	5 - 20	FD4
612128-008	P60	1995	[4]	612475	128830	565.93	566.50	11.00	5 - 11	FD4
612128-009	P61	1995	[4]	612120	128380	560.83	561.35	8.00	2 - 8	FD4
611127-026	P62-1	1995	[4]	611452	127251	568.60	569.52	44.00	15 - 17	FC2, FPM
611127-027	P62-2	1995	[4]	611452	127251	568.60	569.56	44.00	40 - 42	FC4, FPM

Réf. : [1] = CLAVIEN 1987; [2] = SCHÜRCH & MONNET 1998; [3] = BERTHOD 1994; [4] = MAMIN 1996

Types : FCN = forage carotté non équipé; FC4 = forage carotté 4"; FD4 = forage destructif 4"; FC2 = forage carotté 2"; FD2 = forage destructif 2"; PB4 = piézomètre battu; FPM = forage avec piézomètre multiples; PL = piézomètre dans un lac.

Annexe 3 : Points de jaugeage à la canne de Jens et les débits mesurés sur les hautes eaux 1996, 1997 et 1998, ainsi que sur les basses eaux 1997 et 1998.

Point de mesure	Nom	Coordonnées		Débit du	Débit du	Débit du	Débit du	Débit du
		X	Y	9.8.96 (l/s)	12.3.97 (l/s)	14.8.97 (l/s)	2.4.98 (l/s)	18.8.98 (l/s)
Canal Fermes	D6	611'290	128'040	-	-	-	196	577
Canal Fermes	D5	611'320	127'980	-	-	-	48	402
Canal Fermes	D4	611'550	127'760	551	159	420	76	368
Canal Fermes	D3	611'770	127'640	414	77	201	49	191
Canal Fermes	D2	612'050	127'490	79	44	50	57	67
Canal Fermes	D1	612'270	127'480	13	4	21	21	11
Drain Fisch	E1	611'550	127'780	100	11	107	0	53
Bisse M1	M1	612'050	127'480	37	9	10	12	20
Bisse M3	M3	611'530	127'720	22	6	17	7	19
Bisse B1	B1	612'790	127'640	0	0	68	0	0
Source Q6	Q6	612'550	127'400	-	2	4	16	7

Annexe 4 : Débits drainés par tronçon du canal des Fermes sur les basses eaux et les hautes eaux 1998; débit positif = recharge du canal, débit négatif = décharge du canal.

Date	D1 - D2 (l/sec/100 m)	D2 - D3 (l/sec/100 m)	D3 - D4 (l/sec/100 m)	D4 - D5 (l/sec/100 m)	D5 - D6 (l/sec/100 m)
02.04.1998	12.9	-3.0	10.8	-7.8	370.0
14.08.1998	20.0	45.9	70.8	9.4	437.5

Annexe 5 : Essais de pompage réalisés sur les eaux souterraines du Bois de Finges.

Nom	Date	Débit pompé Q (l/min)	Hauteur d'eau au repos H (m)	Rabattement H - h (m)	Perméabilité K ¹ (m/s)
P2	13.08.1996	46	5.00	3.30	5.1E-04
P8	12.08.1996	-	10.00	vidé	-
P11	08.08.1996	95	13.00	0.30	3.0E-04
P11	19.08.1998	160	12.76	2.12	7.9E-05
P11a	20.08.1998	300	12.76	0.13	2.2E-03
P11b	02.10.1997	400	12.67	0.12	3.2E-03
P11b	19.08.1998	270	12.76	0.10	2.6E-03
P11c	20.08.1998	360	12.76	0.16	2.2E-03
P11d	21.08.1998	300	12.76	0.15	1.9E-03
P12	06.08.1996	86	20.00	0.02	2.6E-03
P13	06.08.1996	90	10.00	0.03	3.7E-03
P16	08.08.1996	29	10.00	4.75	9.8E-06
P17	09.08.1996	-	10.00	vidé	-
P18	09.08.1996	-	10.00	vidé	-
P19	09.08.1996	55	10.00	3.77	2.2E-05
P19	18.08.1998	40	10.00	1.22	4.2E-05
P19	18.08.1998	80	10.00	4.02	3.0E-05
P20	08.08.1996	47	10.00	3.64	1.9E-05
P23	12.08.1996	-	10.00	vidé	-
P24	12.08.1996	-	10.00	vidé	-
P30	13.08.1996	14	10.00	3.80	5.6E-06
P32-2	09.08.1996	86	10.00	3.50	3.6E-05
P33	06.08.1996	95	12.00	0.02	4.8E-03
P37	13.08.1996	86	10.00	0.19	5.5E-04
P38	13.08.1996	100	10.00	0.06	2.0E-03
P39	13.08.1996	90	10.00	0.10	1.1E-03
P40	13.08.1996	97	10.00	0.14	8.5E-04
P51	08.08.1996	36	10.00	5.75	1.1E-05
P52	06.08.1996	82	7.00	0.20	7.6E-04
P54	07.08.1996	82	10.00	0.04	2.6E-03
P55	07.08.1996	69	10.00	0.03	2.8E-03
P59	13.08.1996	51	10.00	0.11	5.7E-04
P60	07.08.1996	75	10.00	0.02	4.6E-03
P61	07.08.1996	86	10.00	0.06	1.8E-03
SA-10	05.08.1996	38	5.00	2.12	5.6E-05
SA-12	05.18.1996	75	16.00	0.23	2.5E-04

¹ Dupuit (nappe libre, KRUSEMAN & DE RIDDER 1994) : $K = [Q*(\ln(R/r))] / [\pi*(H^2-h^2)]$ avec $R = 5$ m
où R est le rayon d'action; r rayon du puits; H et h hauteur d'eau avant et pendant le pompage;
Q le débit pompé.

Annexe 6 : Données d'injection des essais de traçage n° 1 à 6 sur le site P11.

No d'essai	Forage de l'injection	Date de l'essai	Début de l'injection	Durée de l'injection (min)	Tracéurs utilisés	Concentration et volume injectés
1	P11b	17.11.1997	09:32	10	Uranine, Phages H40 et H4	62 g uranine dissous dans 21 l de H40 ($6.17 \cdot 10^{14}$ pfu ¹) et 9 l de H4 ($2.76 \cdot 10^{14}$ pfu)
2	P11b	30.03.1998	07:55	5	Uranine, Phages H40 et MS2	71.2 g uranine dissous dans 1'080 ml de H40 ($4.8 \cdot 10^{13}$ pfu) et 150 ml de MS2 ($3.0 \cdot 10^{13}$ pfu)
3	P11b	10.08.1998	10:30	62	Uranine, Phage H40	65.1 g uranine dans 9.7 l de H40 ($3.1 \cdot 10^{14}$ pfu)
4	P11a	12.08.1998	06:50	25	Uranine, Phage H4	62.1 g uranine dissous dans 45 l de H4 ($6.1 \cdot 10^{14}$ pfu)
5	P11a	13.08.1998	13:16	3.5	Uranine	25 g dissous dans 21 l d'eau
6	P11a	14.08.1998	11:00	72	Uranine	25 g dissous dans 22 l d'eau

¹ pfu = plate forming unit.

Annexe 7 : Caractéristiques des échantillons de roche pris dans la nouvelle galerie d'amenée Finges - Chippis, classés par distance croissante depuis le portail est.

Nom	Distance de la galerie	No laboratoire	Lithologie	Unité géologique	Analyse financée par
FMR1	700 m	833F1RT	anhydrite	roche massive	FN Finges
BN1	1846 m	7846469RT	dolomie bréchifiée	zone tectonisée	Bureau Norbert
BN2	1846 m	7846470RT	sable limoneux	remplissage karstique	Bureau Norbert
FMR5	1850 m	833F5RT	dolomie bréchifiée	zone tectonisée	FN Finges
FMR6	1865 m	833F6RT	roche polymictic ¹	zone tectonisée	FN Finges
FMR4	1900 m	833F4RT	calcaire tectonisé	zone tectonisée	FN Finges
BN3	2000 m	8056821RT	sable limoneux	remplissage karstique	Bureau Norbert

¹ roche polymictic = roche composée par des fragments de différents types de minéraux et de roche.

Annexe 8 : Points d'échantillonnage et analyses chimiques

Mesures physico-chimiques réalisées dans le terrain

Légende	Paramètre	Appareil de mesure
cond. à 25 °C	conductivité électrique	conductimètre
température	température	thermomètre
pH	pH	pH-mètre
Eh ¹⁾	potentiel redox	pH-mètre/mV-mètre
O2	oxygène dissous	oxymètre
prof. d'eau	profondeur de l'eau	sonde à niveau
débit	débit	seau et chronomètre

¹⁾ valeur corrigée avec la relation suivante : $Eh = Eh_{MES} + (-0.75183 * T_{MES} + 225.5114)$
où Eh_{MES} est le potentiel redox mesuré (mV) et T_{MES} la température de l'eau (°C).

Analyses chimiques

Légende	Paramètre	Appareil de mesure
TID	total des ions dissous	somme des cations et anions en mg/l
dureté totale	dureté totale	par titration
Ca	calcium	par titration
Mg	magnésium	soustraction des concentrations de Complexon III utilisées pour les titrations du calcium et de la dureté totale
Na	sodium	chromatographie ionique
K	potassium	chromatographie ionique
Sr	strontium	chromatographie ionique
SO4	sulfate	chromatographie ionique
HCO3	bicarbonate	par titration
Cl	chlorure	chromatographie ionique
NO3	nitrate	chromatographie ionique
Fe	fer total	spectromètre d'absorption atomique
SiO2	silice	spectrophotomètre (FIA)
F	fluorure	photomètre

Analyses isotopiques

Légende	Paramètre	Appareil de mesure
Rn-222	radon ²²² Rn	scintillation liquide
δO-18	oxygène-18	spectromètre de masse
δH-2	deutérium	spectromètre de masse
Tritium	tritium	spectromètre de masse
Uranium	²³⁴ U et ²³⁸ U	spectromètre alpha

Nom	Date de prél.	Cond. à 25 °C µS/cm	température °C	pH	EH mV	O2 mg/l	O2 %	prof. d'eau m	débit l/min	TID mg/l	dureté totale mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Cl mg/l	NO3 mg/l	SO4 mg/l	SO2 mg/l	SO18 %	SO12 %	U-238 mBq/l	radons mBq/l	anions mBq/l	erreur / balance %	
P11b	12/08/98	2120	15.0	7.29	480	5.8	59	3.30	-	1859	1311	351.6	105.0	27.8	4.4	6.6	1181	187.6	9.0	3.1	-	-	-	27.5	28.0	-0.9
P11b	17/09/98	2110	15.2	7.24	516	2.8	30	3.28	-	1839	1296	342.0	107.2	28.8	4.5	8.7	1172	172.5	9.3	3.0	-	-	-	27.3	27.5	-0.5
P11b	20/10/98	2120	14.3	7.32	468	5.3	56	3.81	-	1810	1287	345.6	102.8	27.8	4.5	5.8	1152	163.5	9.9	3.3	-	-	-	27.0	27.0	0.1
P11b	17/11/98	2150	13.8	7.45	527	6.0	63	4.42	-	1851	1314	352.8	105.0	27.3	4.5	6.5	1199	148.5	9.7	4.2	-	-	-	27.5	27.7	-0.4
P11b	09/12/98	2190	13.3	7.48	434	8.4	65	5.01	-	1926	1389	367.2	114.5	26.4	4.3	4.9	1230	188.0	10.3	4.8	-	-	-	29.0	28.7	0.5
P11b	12/01/99	2200	12.3	7.53	448	7.2	99	5.35	-	1878	1356	366.0	107.2	25.7	4.3	8.8	1191	183.5	11.6	7.0	-	-	-	28.3	27.9	0.7
P11b	09/03/99	2100	10.8	7.49	522	7.8	73	5.14	-	1781	1278	348.0	98.2	22.9	4.2	5.8	1135	183.5	11.7	6.8	-	-	-	28.6	28.7	-0.2
P11b	19/04/99	2190	11.2	7.49	424	7.2	71	4.85	-	1893	1344	369.6	102.1	23.4	4.3	6.5	1220	156.0	11.4	8.5	-	-	-	28.0	28.4	-0.7
P11b	18/05/99	2130	11.8	7.42	424	8.4	85	3.99	-	1836	1287	345.6	102.8	24.3	4.3	6.2	1151	199.0	11.2	7.8	-	-	-	26.9	27.5	-1.2
P11b souf.	30/09/97	2130	14.3	7.69	442	10.1	104	0.00	-	1799	1302	351.6	102.8	23.6	4.7	6.1	1106	185.0	9.2	3.6	-	-	-	27.1	26.1	2.0
P11c souf.	02/10/97	2100	14.6	7.71	235	8.2	87	0.00	-	1751	1290	360.0	94.8	24.3	4.9	7.4	1100	154.5	9.5	3.4	-	-	-	26.9	25.8	2.2
P11d souf.	02/10/97	2160	14.3	7.82	364	9.5	101	0.00	-	1810	1344	373.2	99.9	23.2	4.5	6.3	1139	157.5	9.4	3.6	-	-	-	28.0	26.6	2.6
P12	20/06/96	750	8.7	7.56	379	7.0	79	4.13	-	646	450	143.2	22.4	3.9	4.2	1.6	248	210.8	6.3	7.8	-	-	-	9.3	8.9	1.9
P12	17/7/98	864	11.2	7.60	434	8.2	83	4.42	-	645	462	141.2	26.5	3.8	3.6	1.7	294	182.5	9.2	4.9	-	-	-	9.5	9.1	2.1
P12	08/08/98	774	9.8	7.72	447	8.0	82	4.04	-	553	408	122.8	24.8	3.8	3.8	1.5	266	151.0	5.8	5.8	-	-	-	8.4	8.3	0.8
P12	10/09/98	593	9.9	7.76	438	8.2	80	4.79	-	430	309	90.8	18.4	2.8	2.8	1.2	178	129.0	4.5	3.0	-	-	-	6.3	6.0	2.6
P12	15/10/98	498	10.1	7.81	442	7.8	76	5.49	-	357	249	75.8	14.6	2.7	2.2	1.0	135	120.5	4.3	2.3	-	-	-	5.1	4.9	2.0
P12	11/11/96	471	8.6	8.05	426	9.8	84	6.32	-	328	230	88.6	13.6	2.6	2.3	1.0	118	118.5	3.7	1.9	-	-	-	4.8	4.5	2.8
P12	17/12/96	526	8.8	8.00	403	8.5	80	8.27	-	362	252	76.0	15.1	3.2	2.4	1.2	121	121.0	7.0	16.3	-	-	-	5.2	5.0	2.7
P12	14/1/97	518	8.3	7.84	480	9.3	84	6.42	-	388	253	78.8	13.8	3.3	2.4	1.2	137	121.0	5.9	6.2	-	-	-	5.3	5.1	1.5
P12	11/2/97	556	8.4	7.89	494	8.0	74	6.33	-	409	279	86.6	15.8	3.3	2.6	1.2	167	123.0	6.0	8.0	-	-	-	5.8	5.8	0.2
P12	11/3/97	581	8.5	7.85	480	8.6	80	6.70	-	403	288	85.8	18.0	3.5	2.8	1.3	149	129.8	8.7	5.4	-	-	-	6.0	5.6	3.8
P12	7/4/97	599	8.8	8.03	450	8.8	69	6.93	-	428	310	92.0	19.4	3.3	2.6	1.3	167	130.0	8.8	4.8	-	-	-	6.4	5.9	3.8
P12	7/5/97	643	8.4	7.99	428	9.3	87	6.69	-	451	324	96.8	18.9	3.4	2.8	1.3	173	138.9	8.4	8.5	-	-	-	6.7	6.2	3.5
P12	4/6/97	738	8.9	7.77	406	9.0	85	6.23	-	516	377	112.8	23.1	4.0	3.0	1.8	207	147.5	9.5	9.4	-	-	-	7.8	7.1	4.2
P12	8/7/97	874	8.8	7.71	445	9.9	92	4.35	-	750	520	157.2	30.9	4.8	3.8	2.1	366	153.3	6.3	7.8	-	-	-	10.7	10.9	-0.8
P12	6/8/97	627	9.5	7.70	441	9.3	88	4.12	-	598	430	190.8	25.1	4.0	3.8	1.9	292	127.0	8.2	6.8	-	-	-	8.9	8.5	2.1
P12	9/8/97	838	9.9	7.81	438	9.1	85	4.14	-	445	320	87.6	18.5	3.8	3.2	1.4	193	118.5	5.4	4.4	-	-	-	6.6	6.2	3.3
P12	07/10/97	561	10.2	7.88	371	7.7	74	4.79	-	384	278	85.6	15.6	2.6	2.6	1.3	161	108.5	4.5	3.6	-	-	-	5.7	5.3	3.8
P12	12/11/97	485	8.9	8.11	423	8.7	84	6.05	-	343	240	72.0	14.6	2.8	2.5	0.8	139	104.0	4.1	3.4	-	-	-	5.0	4.8	2.2
P12	10/12/97	462	9.4	8.01	400	9.9	84	6.74	-	321	223	67.6	13.1	2.7	2.4	0.8	125	102.5	4.1	3.3	-	-	-	4.6	4.5	2.0
P12	13/01/98	481	9.4	7.85	398	9.3	88	7.17	-	330	222	66.4	13.8	2.8	2.3	0.9	135	114.0	4.5	3.5	-	-	-	4.6	4.7	-0.5
P12	10/02/98	485	8.4	7.81	373	8.7	81	7.38	-	350	238	69.8	16.0	2.7	2.2	0.9	137	112.5	4.9	3.9	-	-	-	4.9	4.9	-0.1
P12	17/03/98	463	8.4	7.87	464	10.0	94	7.40	-	357	241	72.8	14.3	3.6	2.3	0.8	138	115.0	5.6	5.0	-	-	-	5.0	5.0	0.3
P12	21/04/98	541	9.8	7.85	430	7.8	76	7.42	-	370	257	78.2	14.3	3.8	2.3	0.9	130	129.5	6.0	5.1	-	-	-	6.4	5.1	2.6

Nom	date de prél	Cond. à 25 °C	température	pH	EP	OR	OR	prof. d'eau	débit	TOT	dureté totale	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	Cl	NO3	Fe	SiO2	T	Rn-222	SO-18	SH-2	Tritium	U-238	catons	anions	erreur / balance
		µS/cm	°C		mV	mg/l	%	m	l/min	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	Bq/l	%	%	TU	mBq/l	meq/l	meq/l	%
P12	26/05/98	647	8,6	7,76	466	7,5	70	5,76	-	446	322	98,4	19,7	3,8	2,7	1,0	164	145,0	6,7	8,1	-	-	-	10,3±0,5	-	-	-	-	6,7	6,1	4,3
P12	23/06/98	847	8,7	7,58	484	8,7	82	5,01	-	593	439	122,9	26,0	4,3	3,2	1,6	281	133,0	8,5	6,2	-	-	-	10,8±0,6	-	-	-	-	9,0	8,3	4,2
P12	14/07/98	828	9,5	7,84	453	9,7	92	4,87	-	673	473	144,9	27,0	3,4	2,7	1,3	352	132,0	5,9	5,1	-	1,9	-	9,4±0,6	-	-	8,8±4,8	-	9,7	9,7	-0,4
P12	12/08/98	765	9,5	7,71	437	7,6	73	4,81	-	571	394	120,0	22,9	3,5	3,1	1,2	266	147,2	4,9	3,3	-	-	-	10,0±0,8	-	-	-	-	8,1	8,1	-0,2
P12	17/09/98	595	9,9	7,63	509	9,8	93	4,80	-	410	239	89,6	16,9	3,0	2,7	0,1	171	118,5	4,8	3,3	-	-	-	10,3±0,6	-	-	-	-	6,1	5,7	3,2
P12	20/10/98	484	10,0	7,84	454	9,0	85	5,36	-	332	237	72,4	13,8	2,9	2,5	0,8	127	108,0	4,0	3,6	-	-	-	10,9±0,5	-	-	-	-	4,9	4,6	3,9
P12	17/11/98	448	9,3	7,91	516	8,7	82	5,88	-	308	218	89,4	12,2	3,0	2,5	0,7	115	101,0	3,6	4,6	-	-	-	11,7±0,6	-	-	-	-	4,5	4,2	3,3
P12	09/12/98	451	8,7	8,06	417	9,1	81	6,63	-	289	212	65,2	11,9	2,8	2,3	0,7	111	98,5	4,1	3,5	-	-	-	9,9±0,7	-	-	-	-	4,4	4,1	3,7
P12	12/01/99	438	8,7	7,98	440	9,7	87	6,88	-	293	208	63,2	12,2	2,9	2,3	0,7	103	99,0	4,9	5,8	-	-	-	10,3±0,6	-	-	-	-	4,3	4,0	4,2
P12	09/03/99	519	8,3	7,96	521	8,6	79	8,68	-	382	248	75,8	14,3	4,3	2,8	0,6	101	199,0	10,8	14,3	-	-	-	10,7±0,7	-	-	-	-	5,2	4,9	2,8
P12	19/04/99	588	8,0	7,94	411	8,9	81	6,39	-	412	284	66,8	16,3	3,8	3,9	0,9	159	126,5	7,5	8,0	-	5,0	-	10,3±0,6	-	-	-	-	22,1	6,3	55,6
P12	18/05/99	748	8,1	7,48	426	9,6	89	5,15	-	533	378	113,8	22,4	4,3	3,3	1,1	243	127,5	9,6	9,7	-	-	-	9,3±0,6	-	-	-	-	7,8	7,6	1,3
P13	20/06/96	700	10,3	7,82	397	7,4	94	4,50	-	578	416	128,8	22,9	3,3	5,4	1,9	285	122,0	6,2	4,0	-	-	-	-	-	-	-	-	8,8	8,2	2,5
P13	17/7/98	569	12,3	8,08	419	9,3	94	4,89	-	396	265	90,4	14,3	2,7	2,4	1,2	173	105,0	4,0	4,3	-	-	-	12,0±0,6	-	-	-	-	5,9	5,5	3,2
P13	6/8/96	482	9,4	8,09	456	9,4	92	4,48	-	351	250	74,8	15,3	2,4	2,2	1,0	135	113,6	3,9	3,7	-	-	0,12	10,4±0,3	-	-	-	-	5,2	4,8	3,0
P13	10/9/98	448	9,2	8,16	422	7,8	74	5,55	-	320	222	66,8	13,4	2,0	1,8	0,9	134	98,5	3,5	1,9	-	-	-	11,0±1	-	-	-	-	4,6	4,5	0,7
P13	15/10/96	482	9,7	8,13	452	8,7	84	6,48	-	348	231	72,8	11,9	2,2	1,8	1,0	158	88,0	3,3	1,9	-	-	-	11,0±1	-	-	-	-	4,8	5,0	-2,3
P13	11/11/96	483	9,0	8,43	418	9,2	87	7,53	-	330	216	72,4	8,5	2,3	1,8	1,0	147	93,0	3,5	1,2	-	-	-	11,0±1	-14,84	-108,75	-	-	4,5	4,7	-2,8
P13	17/12/96	522	8,6	8,25	421	8,7	82	7,43	-	377	261	79,2	15,3	2,6	2,0	1,3	176	96,0	4,5	3,2	-	-	-	12,3±0,4	-14,83	-106,55	-	-	5,4	5,4	-0,2
P13	14/1/97	598	8,2	8,11	487	9,3	85	7,62	-	437	301	92,8	16,8	3,0	2,5	1,5	223	90,5	4,7	3,5	-	-	-	12,7±0,8	-14,84	-106,95	-	-	6,2	6,3	-0,9
P13	11/2/97	693	8,8	8,12	497	7,8	74	7,50	-	614	351	108,4	19,5	3,0	2,3	1,6	280	92,5	4,7	3,6	-	-	-	13,3±0,8	-14,57	-106,05	-	-	7,2	7,5	-2,3
P13	11/3/97	785	8,7	8,06	489	8,5	78	7,95	-	582	401	121,6	23,8	3,2	2,5	1,8	263	105,3	8,0	4,5	-	-	0,18	11,3±0,6	-14,55	-107,15	-	-	8,2	7,9	1,8
P13	7/4/97	816	9,4	8,05	433	8,3	78	8,25	-	581	428	130,4	24,8	3,3	2,8	1,8	308	96,0	8,2	4,8	-	-	-	12,5±0,5	-14,50	-106,20	-	-	8,8	8,3	2,4
P13	7/5/97	844	8,9	8,01	432	9,0	84	7,84	-	608	439	136,0	24,1	3,3	2,8	1,7	317	112,1	7,2	5,3	-	-	-	8,9±0,5	-14,53	-108,40	-	-	9,0	8,7	1,4
P13	4/6/97	852	10,2	7,99	418	8,8	81	6,04	-	811	447	137,2	25,3	3,6	2,7	2,0	321	109,5	7,0	5,4	-	-	-	12,3±0,6	-14,49	-105,60	-	-	9,2	8,7	2,3
P13	8/7/97	682	8,9	8,06	430	9,9	93	4,78	-	452	308	93,2	18,2	2,9	2,3	1,8	207	119,9	5,2	4,2	-	-	-	12,7±1,1	-14,58	-105,80	-	-	6,3	6,5	-1,1
P13	6/8/97	450	9,2	8,04	425	10,2	96	4,49	-	314	227	88,4	13,6	2,4	2,0	1,1	119	101,5	4,0	2,9	-	-	-	13,2±0,5	-14,60	-108,00	-	-	4,7	4,3	4,3
P13	9/9/97	416	9,4	7,98	450	9,6	91	4,57	-	279	188	62,0	10,7	2,5	1,9	1,0	108	86,5	3,2	2,5	-	-	-	13,2±0,7	-14,51	-106,30	-	-	4,1	3,8	3,8
P13	07/10/97	448	9,9	8,11	399	8,2	80	5,49	-	303	217	67,6	11,7	1,8	1,8	1,1	128	87,0	3,0	2,3	-	-	-	14,54	-105,65	-	-	4,5	4,2	2,9	
P13	12/11/97	472	9,0	8,05	433	8,9	85	7,19	-	325	228	70,8	12,4	2,2	2,0	0,8	146	85,5	3,1	2,7	-	-	-	12,6±0,5	-	-	-	-	4,7	4,6	1,4
P13	10/12/97	485	8,9	8,02	408	8,7	79	8,04	-	339	235	73,2	12,6	2,3	2,0	0,9	158	86,5	3,8	2,9	-	-	-	12,9±0,5	-	-	-	-	4,8	4,8	0,3
P13	13/01/98	519	9,0	7,93	384	9,2	87	8,57	-	382	250	77,8	13,6	2,3	1,9	1,0	170	90,0	3,9	3,0	-	-	-	12,0±0,8	-	-	-	-	5,1	5,2	-0,3
P13	10/02/98	563	8,8	8,12	383	8,2	77	8,81	-	403	280	86,0	15,8	2,4	1,9	1,1	189	101,5	4,4	3,3	-	-	-	10,2±0,5	-	-	13,6±3,2	-	5,7	5,8	-0,1
P13	17/03/98	659	9,5	8,15	461	8,3	77	8,83	-	468	333	102,4	18,7	3,3	2,1	1,1	238	94,5	4,9	4,2	-	-	-	13,4±0,6	-	-	-	-	6,8	6,7	1,0
P13	21/04/98	788	9,0	7,90	438	7,8	73	8,85	-	555	405	125,8	22,1	3,6	2,2	1,5	291	100,6	5,2	4,6	-	-	-	12,3±0,8	-	-	-	-	8,3	7,9	2,3

Nom	date de prél.	Cond. à 25 °C	température	pH	ES	Q2	Q3	Q2	prof. d'eau	débit	TD	durée totale	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	Cl	NO3	T	SiO2	Ti	Rn-222	SO-18	Si-42	Tritium	U-238	collons	anions	erreur / balance
		µS/cm	°C		mV	mg/l	%	m	l/min	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	Bq/l	%	%	TU	mBq/l	meq/l	meq/l	%
P13	26/05/96	686	10.2	7.90	470	6.9	86	6.71	-	636	473	146.4	26.0	3.5	2.5	1.6	353	97.5	5.0	4.5	-	-	-	11.5±0.5	-	-	-	-	9.7	9.2	2.6	
P13	23/06/96	906	8.8	7.79	475	6.6	80	6.68	-	646	480	147.6	27.0	3.6	2.8	1.6	356	100.0	4.9	4.5	-	-	-	12.0±0.6	-	-	-	-	9.6	9.3	2.9	
P13	14/07/96	778	9.8	7.93	449	8.8	62	5.57	-	553	386	120.0	20.9	3.3	2.4	1.5	299	99.0	4.8	3.1	-	-	-	11.6±0.6	-	-	12.8±4.0	-	7.9	8.0	-0.8	
P13	12/08/98	627	9.4	7.89	437	10.1	95	5.50	-	457	313	97.6	18.8	2.8	2.2	1.2	220	111.3	3.6	2.8	-	-	-	-	-	-	-	-	6.4	8.6	-0.9	
P13	17/09/96	501	9.4	8.06	515	9.5	90	5.55	-	345	247	76.8	13.4	2.4	2.0	0.9	149	95.0	3.4	2.8	-	-	-	12.7±0.9	-	-	-	-	5.1	4.8	2.9	
P13	20/10/98	466	9.9	6.14	436	8.3	84	6.29	-	305	219	69.2	11.2	2.4	1.9	0.7	129	65.5	3.5	2.4	-	-	-	12.3±0.6	-	-	-	-	4.5	4.2	3.5	
P13	17/11/98	384	8.7	8.22	513	8.4	78	7.13	-	289	205	84.4	10.7	2.4	1.9	0.8	122	81.0	3.1	3.0	-	-	-	13.2±0.6	-	-	-	-	4.2	4.0	2.9	
P13	09/12/98	437	8.6	8.33	417	9.3	83	7.83	-	296	211	84.8	11.9	2.3	1.9	0.7	126	81.5	3.8	3.4	-	-	-	9.8±0.7	-	-	-	-	4.4	4.1	2.8	
P13	12/01/99	471	8.5	8.26	431	9.5	84	8.24	-	313	223	70.0	11.7	2.6	1.9	0.8	135	81.5	5.2	4.8	-	-	-	12.2±0.7	-	-	-	-	4.6	4.4	2.7	
P13	09/02/99	512	8.1	8.03	474	8.5	75	8.40	-	360	252	80.4	12.4	2.8	2.1	0.5	162	91.0	6.0	3.5	-	-	-	10.1±0.7	-	-	-	-	1.0	2.1	-37.4	
P13	09/03/99	564	8.5	8.13	514	9.3	87	7.97	-	400	287	89.2	15.8	2.9	2.1	0.6	167	93.5	5.6	4.0	-	-	-	11.4±0.7	-	-	-	-	5.9	5.7	2.2	
P13	19/04/99	768	9.3	8.08	393	9.0	83	7.57	-	573	389	125.6	20.7	3.6	2.4	1.4	316	92.0	5.9	4.4	-	-	-	13.2±0.7	-	-	-	-	31.2	7.9	59.5	
P13	18/05/99	827	9.0	8.10	420	9.9	85	5.84	-	613	426	132.8	23.3	3.8	2.3	1.4	334	103.5	7.2	5.5	-	-	-	12.8±0.7	-	-	-	-	8.8	8.9	-1.0	
P14	18/6/96	2460	14.3	7.97	-	2.5	30	2.79	-	2276	1814	489.6	94.8	17.7	4.1	7.5	1604	68.4	7.7	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	33.1	34.6	-2.2	
P14	17/7/96	2440	17.9	6.15	315	7.2	61	1.97	-	2240	1596	482.8	94.6	16.5	5.2	7.1	1575	56.5	5.2	0.2	-	-	-	<0.5	-	-	-	-	32.8	33.9	-1.6	
P14	6/8/96	2470	16.6	8.09	291	4.2	47	1.89	-	2237	1592	485.6	91.9	18.2	4.3	7.2	1574	57.6	4.8	0.5	-	-	-	1.28	<0.5	-14.03	-100.70	-	-	32.7	33.9	-1.9
P14	10/9/96	2460	14.8	6.34	301	3.1	33	2.11	-	2103	1591	482.4	93.8	17.2	3.9	7.4	1450	51.0	4.4	0.1	-	-	-	<0.6	-	-	-	-	32.6	31.1	2.3	
P14	15/10/96	2465	12.5	8.47	284	3.1	32	2.63	-	2143	1587	480.8	93.8	17.5	3.9	7.4	1489	63.0	4.9	0.1	-	-	-	<1.0	-	-	-	-	32.8	32.0	0.8	
P14	11/11/96	2470	11.2	8.56	185	5.0	49	3.18	-	2138	1569	478.4	91.2	17.3	4.1	7.5	1465	79.5	4.1	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-	32.1	31.9	0.3	
P14	17/12/96	2485	8.8	8.28	218	4.2	39	3.09	-	2258	1531	486.0	76.9	17.6	4.2	8.1	1590	84.0	9.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	31.4	34.5	-4.7	
P14	14/1/97	2530	7.8	8.13	434	4.6	39	3.13	-	2279	1641	498.0	96.3	18.2	3.6	8.0	1532	121.5	9.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33.7	34.2	-0.7
P14	11/2/97	2530	8.0	8.03	490	3.9	36	3.28	-	2321	1647	505.4	92.7	18.8	4.2	6.8	1544	141.0	13.7	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33.8	34.8	-1.5
P14	11/3/97	2530	9.2	8.01	420	3.6	37	3.50	-	2285	1647	500.4	96.3	18.6	4.1	7.2	1522	131.9	11.3	0.0	-	-	-	1.35	-	-14.15	-105.10	-	-	33.8	34.2	-0.5
P14	7/4/97	2540	11.4	7.84	457	5.1	50	3.68	-	2331	1656	506.6	93.4	17.4	3.9	6.3	1533	159.0	15.0	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	33.9	34.9	-1.5	
P14	7/5/97	2550	10.4	7.99	358	3.9	39	3.56	-	2274	1636	505.2	95.5	17.6	3.6	6.3	1508	138.0	6.4	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-	33.9	33.8	0.1	
P15	18/6/96	2690	15.0	7.68	234	2.5	27	2.33	-	2536	1648	549.6	115.3	13.4	4.3	6.9	1632	184.4	5.7	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	37.8	37.8	-0.2
P15	6/8/96	2640	15.8	7.85	309	2.3	25	2.25	-	2498	1769	532.8	106.3	14.6	4.4	6.9	1647	186.4	5.0	1.3	-	-	-	0.8±0.2	-14.16	-104.40	-	-	36.1	37.5	-1.9	
P15	11/3/97	2680	9.2	7.87	386	2.6	24	2.96	-	2456	1800	514.6	124.7	16.2	4.1	7.7	1647	135.7	13.3	0.3	-	-	-	-	-14.29	-106.90	-	-	36.8	36.9	-0.2	
P15	16/7/97	2735	11.9	7.36	169	1.6	14	2.31	-	2577	1830	547.2	112.3	15.2	4.1	7.2	1679	212.0	7.3	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-	37.3	38.6	-1.8	
P16	8/8/96	778	9.5	7.74	473	8.0	74	2.15	-	581	403	121.6	24.1	3.3	2.8	1.6	279	141.1	4.8	4.5	-	-	-	0.15	-	-14.74	-105.68	-	-	8.3	8.3	-0.4
P16	13/3/97	618	8.3	7.90	443	6.9	63	3.75	-	435	310	93.6	18.5	3.1	2.3	1.4	173	131.9	6.0	4.3	-	-	-	0.23	-	-14.69	-107.05	-	-	8.4	8.1	2.6
P17	9/8/96	2450	12.8	8.36	117	3.9	41	2.24	-	2192	1583	486.0	90.0	7.3	4.9	7.2	1581	19.8	2.9	0.4	-	-	-	-	-	-	-	32.1	33.3	-1.9		
P17	11/3/97	2550	9.2	8.39	199	8.3	59	3.08	-	2319	1877	499.2	104.3	9.5	4.6	7.7	1670	22.9	8.5	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-	34.0	35.4	-2.0	
P16	19/6/96	2220	11.6	6.48	69	4.6	50	2.16	-	2050	1602	436.0	123.3	14.5	5.5	8.1	1420	21.3	27.1	0.7	-	-	-	-	-	-	-	-	32.8	30.7	3.3	
P16	9/8/96	2520	10.8	7.97	120	4.9	47	2.01	-	2219	1602	449.8	118.0	15.4	5.3	7.8	1584	21.4	27.5	0.4	-	-	-	-	-	-	-	-	32.8	34.1	-2.0	

Annexe 8: Points d'échantillonnage et analyses chimiques

Nom	date de prél.	Cond. à 25 °C	température	pH	EH	Q2	Q3	prof. d'eau	débit	TID	dureté totale	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	Cl	NO3	Fe	SiO2	F	Rn-222	SO-18	SH-2	Tritium	U-238	catons	anions	erreur / balance
		µS/cm	°C	mV		mg/l	%	m	l/min	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	Bq/l	%	%	TU	mBq/l	meq/l	meq/l	%	
P18	14/3/97	2580	8.1	8.36	414	2.8	24	2.47	-	2251	1629	452.4	121.1	18.2	5.1	8.1	1579	35.1	39.5	0.1	-	-	-	-	-	-	-	33.5	34.8	-1.6	
P19	19/6/96	848	13.3	8.32	429	5.4	69	1.88	-	733	504	138.8	38.2	6.4	3.5	2.3	370	165.5	6.2	3.9	-	-	-	-	-	-	-	10.4	10.7	-1.0	
P19	9/8/96	1007	10.1	7.54	480	8.4	61	1.83	-	777	544	143.8	45.0	5.3	3.7	2.2	387	201.3	5.6	5.1	-	-	-	-	-14.59	-105.90	-	11.2	11.2	-0.1	
P19	14/3/97	1694	8.1	7.45	472	8.2	56	2.21	-	1451	1037	281.2	81.2	11.6	3.9	4.3	681	202.9	15.5	3.4	-	-	-	-	-14.48	-105.90	-	21.3	21.5	-0.5	
P19	16/7/97	966	10.2	7.61	481	6.5	60	1.90	-	755	517	137.2	42.3	6.5	3.2	2.2	359	194.0	7.5	4.9	-	-	-	-	-	-	-	10.7	10.9	-1.2	
P2	25/6/96	908	10.0	7.47	413	6.1	58	2.88	-	890	483	110.4	50.3	5.8	2.3	1.7	222	282.8	5.8	1.1	-	-	-	-	-	-	-	9.9	9.8	1.8	
P2	13/6/96	833	10.3	7.60	435	8.4	81	2.70	-	737	511	120.4	51.1	5.5	2.5	1.7	282	285.1	9.2	1.1	-	-	-	-	-	-	-	10.5	10.5	0.1	
P2	18/3/97	945	8.3	7.87	428	3.0	27	4.42	-	721	526	118.0	56.2	6.5	2.8	1.9	222	298.1	14.8	3.2	-	-	-	-	-	-	-	10.9	10.0	4.3	
P20	19/6/96	711	12.2	8.04	418	1.6	18	1.90	-	553	354	111.2	26.2	4.6	3.6	1.8	188	208.2	5.0	4.4	-	-	-	-	-	-	-	8.2	7.5	4.0	
P20	8/8/96	1178	10.2	7.66	472	5.8	58	1.83	-	749	514	143.2	37.9	6.4	3.3	2.1	350	199.0	5.3	4.2	-	-	-	-	-	-	-	10.6	10.8	-0.8	
P20	12/3/97	828	7.8	7.93	481	7.7	68	2.37	-	448	316	90.8	21.8	4.0	2.7	1.4	160	155.5	8.5	5.0	-	-	-	-	-	-	-	6.6	8.2	2.7	
P21	24/6/96	1981	8.8	7.78	246	2.6	31	1.11	-	1787	1215	356.8	78.8	11.0	5.3	5.2	930	383.6	20.9	0.9	-	-	-	-	-	-	-	24.9	26.3	-2.7	
P22	24/6/96	1500	6.3	7.77	382	5.5	5.4	6.30	-	1231	881	225.8	77.1	5.4	2.6	4.3	887	214.3	18.5	0.8	-	-	-	-	-	-	-	17.9	18.4	-1.2	
P22	12/8/96	1608	8.7	7.54	414	5.9	52	6.47	-	1359	950	236.4	87.3	6.5	3.0	4.3	781	227.6	16.1	0.6	-	-	-	-	-13.41	-96.10	-	19.3	20.5	-2.9	
P22	17/3/97	1480	8.9	7.53	391	5.7	53	6.78	-	1171	857	213.6	78.5	8.7	2.9	4.2	584	263.9	19.3	0.4	-	-	-	-	-12.80	-97.15	-	17.8	17.0	1.5	
P22/10.50m	23/03/99	1909	8.3	7.50	417	8.1	55	6.57	-	1596	1158	303.8	97.0	10.4	3.0	5.5	946	214.5	20.8	0.4	-	-	-	-	-	-	-	23.7	23.8	-0.3	
P22/11.50	20/08/98	1783	9.4	7.39	294	2.8	28	6.54	-	1446	1029	271.2	85.3	9.1	3.1	4.3	811	251.5	14.8	0.0	-	-	-	-	-	-	-	21.0	21.4	-0.9	
P22/11.50m	23/03/99	1919	6.4	7.50	408	6.1	55	6.57	-	1603	1161	306.0	96.3	10.5	3.0	5.5	958	206.5	21.0	<0.3	-	-	-	-	-	-	-	23.7	24.0	-0.5	
P22/7.50	20/08/99	1562	9.5	7.50	485	5.0	48	6.54	-	1333	930	240.0	60.2	8.9	3.0	1.6	727	257.7	18.7	0.0	-	-	-	-	-	-	-	19.0	19.8	-2.1	
P22/7.50m	23/03/99	1872	8.4	7.43	443	6.0	55	6.57	-	1579	1152	300.0	97.7	10.4	3.0	5.4	931	214.5	21.8	0.3	-	-	-	-	-	-	-	23.5	23.5	0.0	
P22/8.50m	23/03/99	1898	8.2	7.46	432	6.0	55	6.57	-	1609	1167	306.0	97.7	10.4	3.0	5.5	952	217.5	21.7	0.3	-	-	-	-	-	-	-	23.8	24.0	-0.4	
P22/9.50	20/08/98	1617	9.3	7.54	487	4.3	41	6.54	-	1336	851	249.8	79.5	8.9	3.0	0.9	724	254.7	16.4	0.0	-	-	-	-	-	-	-	18.5	19.7	-0.8	
P22/9.50m	23/03/99	1901	8.2	7.45	429	8.3	57	6.57	-	1581	1149	301.2	96.3	10.5	3.0	5.5	935	213.0	21.5	<0.3	-	-	-	-	-	-	-	23.5	23.8	-0.2	
P23	24/6/96	389	8.4	8.95	-107	2.2	22	3.42	-	227	173	30.4	23.6	4.3	3.0	1.4	123	33.3	8.7	0.4	-	-	-	-	-	-	-	3.7	3.4	5.1	
P23	12/8/96	382	10.2	9.78	69	4.0	39	3.96	-	239	174	31.6	23.1	4.4	3.0	1.3	134	33.6	8.8	0.9	-	-	-	-	-	-	-	3.7	3.6	1.9	
P23	17/3/97	395	8.3	9.73	22	1.5	14	3.95	-	242	182	31.6	25.0	4.1	2.8	1.4	127	41.2	10.0	0.0	-	-	-	-	-	-	-	3.8	3.6	3.8	
P24	12/8/96	314	10.2	9.62	128	4.1	39	3.88	-	201	156	26.0	20.9	3.8	1.8	0.8	89	40.4	8.5	1.1	-	-	-	-	-	-	-	3.3	2.8	6.3	
P24	17/3/97	465	7.7	9.97	240	4.1	37	3.97	-	303	221	39.8	31.4	3.9	1.8	1.1	151	67.9	10.8	0.2	-	-	-	-	-	-	-	4.6	4.6	0.9	
P25	27/6/96	513	9.0	7.77	454	4.8	53	10.74	-	405	266	82.8	26.5	3.6	1.4	0.5	25	279.1	6.1	0.8	-	-	-	-	-	-	-	5.5	5.3	2.1	
P25	14/8/96	517	10.0	7.75	464	5.0	48	10.67	-	419	270	84.0	26.8	3.7	1.7	0.5	33	282.9	5.6	1.0	-	-	-	-	-	-	-	5.8	5.5	0.8	
P25	18/3/97	513	8.3	7.80	422	4.8	44	12.39	-	415	270	62.0	28.0	3.3	1.6	0.5	27	285.9	6.4	1.0	-	-	-	-	-	-	-	6.8	5.4	1.2	
P26	24/6/96	555	11.0	8.91	-46	2.3	26	6.86	-	364	276	48.0	39.2	4.2	2.4	1.9	180	83.8	7.0	1.2	-	-	-	-	-	-	-	5.8	5.3	3.8	
P26	12/8/96	535	10.0	8.96	183	2.2	21	6.75	-	358	270	43.2	39.4	4.3	2.5	1.7	183	76.2	7.1	0.7	-	-	-	-	-	-	-	5.8	5.4	2.6	
P26	17/3/97	481	9.7	9.59	-20	1.6	17	7.43	-	286	227	32.8	35.2	4.1	2.4	1.8	164	38.2	9.5	0.0	-	-	-	-	-	-	-	4.8	4.3	5.1	
P27	24/6/96	555	11.8	7.57	402	8.2	90	15.88	-	469	306	92.4	18.0	3.8	3.3	0.5	42	304.2	4.1	1.4	-	-	-	-	-	-	-	6.3	6.0	2.8	

Nom	date de prél.	cond à 25 °C µS/cm	température °C	pH	EM mV	OR mg/l	OR %	prof. d'eau m	débit l/min	TD mg/l	dureté totale	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	Cl mg/l	NO3 mg/l	Fe mg/l	SiO2 mg/l	As mg/l	Rn-222 Bq/l	80-18 %	84-2 %	Tritium TU	U-238 mBq/l	Catons meq/l	anions meq/l	erreur / balance %
P33	10/12/97	2400	10,3	7,57	425	8,8	84	3,11	-	2155	1524	459,8	91,2	21,5	4,0	5,9	1425	144,0	7,8	2,1	-	-	-	8,7±0,5	-	-	-	-	31,5	32,3	-1,3
P33	13/01/98	2500	9,7	7,61	430	10,2	98	3,34	-	2246	1596	496,4	91,2	16,9	3,3	5,7	1502	135,0	8,8	2,5	-	-	-	7,4±0,5	-	-	-	-	32,7	33,8	-1,6
P33	10/02/98	2500	8,4	7,94	421	8,5	79	3,49	-	2356	1605	498,4	93,4	16,5	3,3	6,6	1581	142,5	21,9	8,9	-	-	-	6,5±0,4	-	-	6,4±2,4	-	31,9	32,8	-1,3
P33	17/03/98	2440	9,1	7,56	471	8,8	83	3,53	-	2191	1542	477,6	94,6	23,3	3,9	8,4	1444	144,0	10,2	3,4	-	-	-	8,4±0,5	-	-	-	-	30,1	31,3	-1,9
P33	21/04/98	2330	10,3	7,81	441	8,4	82	3,53	-	2084	1458	451,2	80,2	21,1	3,6	6,0	1360	124,5	8,8	3,2	-	6,6	-	8,2±0,5	-	-	-	-	23,1	23,2	-0,2
P33	26/05/98	1879	11,3	7,39	511	6,4	84	2,67	-	1557	1104	297,6	87,5	21,8	4,1	5,0	965	165,0	10,2	5,8	-	-	-	9,2±0,5	-	-	-	-	17,7	17,6	0,2
P33	23/06/98	1547	12,6	7,31	487	6,7	88	2,45	-	1186	882	237,6	70,0	1,5	0,4	0,2	703	159,0	10,0	6,1	-	-	-	8,5±0,6	-	-	10,4±4,0	-	16,5	17,4	-2,6
P33	14/07/98	1494	12,7	7,40	459	7,9	81	2,38	-	1181	825	220,6	66,4	1,0	0,3	0,2	674	181,5	10,1	7,0	-	-	-	8,2±0,6	-	-	-	-	18,3	18,4	-0,3
P33	12/08/98	1537	12,8	7,37	444	7,2	74	2,34	-	1255	878	238,8	67,8	17,3	4,0	4,2	708	203,8	9,4	6,5	-	-	-	10,1±0,8	-	-	-	-	17,7	17,4	0,8
P33	17/09/98	1519	12,8	7,42	530	4,7	49	2,33	-	1189	843	228,0	68,4	17,3	3,9	4,0	677	181,5	9,5	5,4	-	-	-	8,6±0,5	-	-	-	-	17,9	17,2	2,0
P33	20/10/98	1504	12,6	7,40	511	6,2	94	2,51	-	1177	852	229,2	67,8	17,3	4,3	3,4	672	169,5	10,8	6,0	-	-	-	8,7±0,5	-	-	-	-	20,8	20,5	0,8
P33	17/11/98	1703	12,2	7,54	519	7,0	71	2,78	-	1387	990	262,6	91,0	21,3	4,7	4,3	838	162,0	10,4	5,7	-	-	-	7,±0,6	-	-	-	-	27,0	27,6	-1,2
P33	09/12/98	2120	10,5	7,65	446	8,8	64	3,04	-	1845	1290	362,4	93,4	24,9	4,8	5,9	1179	166,0	8,7	4,0	-	-	-	7,±0,6	-	-	-	-	28,8	28,7	0,1
P33	12/01/99	2310	8,3	7,69	455	7,5	67	3,16	-	1929	1363	393,6	96,3	25,5	4,5	8,5	1235	159,0	11,3	4,2	-	-	-	7,3±0,6	-	-	-	-	20,9	21,0	-0,3
P33	09/03/99	1696	7,5	7,71	517	8,0	72	3,68	-	1415	996	274,8	75,1	21,0	4,2	4,0	871	154,5	8,1	5,7	-	-	-	7,1±0,8	-	-	-	-	81,6	20,4	60,1
P33	19/04/99	1717	9,4	7,48	428	7,7	73	2,95	-	1523	1071	292,8	82,4	20,8	4,0	5,1	936	168,0	11,4	7,7	-	-	-	8,9±0,6	-	-	-	-	21,2	21,5	-0,6
P33	18/05/99	1743	11,2	7,58	437	7,4	73	2,50	-	1444	1011	272,4	80,2	21,6	4,1	4,7	879	166,5	12,1	8,1	-	-	-	9,5±0,6	-	-	-	-	2,5	2,4	2,8
P34	14/8/98	286	9,1	8,48	482	8,9	68	3,58	-	177	119	37,2	8,3	2,5	1,8	0,4	54	88,8	3,2	3,2	-	-	-	-	-	-	-	-	6,8	6,8	-0,4
P34	17/3/97	648	8,6	8,21	363	8,1	74	4,38	-	480	327	98,4	19,7	4,0	2,2	1,3	208	138,8	5,4	3,3	-	-	-	-	-	-	-	-	7,8	7,5	1,7
P35	26/6/96	730	11,2	7,47	430	8,0	67	3,11	-	540	374	104,8	27,2	5,2	2,8	1,5	201	191,0	5,1	3,0	-	-	-	-	-	-	-	-	6,8	6,5	0,6
P35	14/8/96	627	11,3	7,64	460	7,2	70	2,94	-	473	316	92,0	20,9	4,7	2,5	1,1	149	197,1	4,3	2,6	-	-	-	-	-	-	-	-	6,8	6,5	0,6
P35	20/3/97	818	7,8	7,75	400	6,9	81	3,68	-	600	423	119,2	30,4	5,7	2,9	1,8	248	176,1	9,3	8,8	-	-	-	-	-	-	-	-	8,8	8,5	1,8
P36	26/6/96	556	9,3	7,81	436	8,0	67	3,83	-	502	358	95,2	29,2	5,1	2,7	1,4	214	147,5	4,4	4,3	-	-	-	0,43	-	-	-	-	7,4	7,1	2,6
P36	14/8/96	586	9,3	7,92	467	6,9	66	3,84	-	423	296	84,0	20,9	4,5	2,7	1,1	166	137,3	3,7	4,0	-	-	-	-	-	-	-	-	8,2	6,8	2,5
P36	20/3/97	715	7,8	7,96	365	7,3	67	4,48	-	537	362	104,4	24,8	5,4	3,1	1,5	243	145,7	6,2	5,0	-	-	-	-	-	-	-	-	7,5	7,7	-1,0
P37	26/6/96	517	9,6	7,81	431	5,9	65	4,02	-	369	261	75,2	17,8	3,7	2,3	1,1	110	153,3	3,4	3,0	-	-	-	-	-	-	-	-	5,4	4,9	4,7
P37	13/8/98	421	10,5	7,99	449	5,2	51	3,67	-	304	206	61,6	12,6	3,0	2,0	0,7	79	139,5	3,2	2,7	-	-	-	-	-	-	-	-	4,3	4,1	2,3
P37	18/3/97	713	7,8	7,68	430	5,1	45	4,60	-	543	370	104,8	26,3	4,7	2,5	1,5	232	163,9	5,4	3,4	-	-	-	0,22	-	-	-	-	7,7	7,7	-0,4
P38	26/6/96	488	10,2	7,63	434	4,9	48	2,43	-	356	244	72,4	12,2	3,8	2,3	1,0	102	157,8	3,4	1,9	-	-	-	-	-	-	-	-	4,8	4,8	0,0
P38	13/8/96	366	10,1	8,01	437	6,1	59	2,20	-	289	200	58,0	13,4	2,8	2,1	0,7	78	131,9	3,2	1,7	-	-	-	-	-	-	-	-	4,2	3,9	3,9
P38	18/3/97	747	7,8	7,78	434	6,9	59	3,12	-	560	369	115,6	24,1	4,9	2,8	1,4	247	154,8	6,5	3,9	-	-	-	-	-	-	-	-	8,0	7,9	0,7
P39	26/6/96	247	10,9	8,14	431	7,3	78	3,83	-	166	115	35,8	6,3	1,9	1,9	0,4	39	74,5	3,5	2,8	-	-	-	-	-	-	-	-	2,4	2,2	5,4
P39	13/8/96	181	9,8	8,43	447	8,1	78	3,23	-	127	86	26,4	4,8	1,6	1,6	0,3	25	61,8	2,6	3,1	-	-	-	-	-	-14,68	-107,50	1,8	1,7	4,3	
P39	18/3/97	654	5,0	7,98	431	7,9	66	4,43	-	483	333	99,2	20,7	4,8	2,4	1,4	200	156,3	5,7	3,8	-	-	-	-	-	-14,42	-104,65	-	6,9	6,9	-0,2
P40	26/6/96	639	11,0	7,36	430	2,4	22	3,44	-	502	336	105,6	17,5	3,1	5,1	1,0	101	285,4	3,2	1,0	-	-	-	-	-	-	-	-	7,0	6,6	3,1

Nom	date de prél.	Cond. à 25 °C	température	pH	pH	°F	Q2	Q2	prof. d'eau	débit	TD	dureté totale	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	NO3	NO2	Fe	Mn-222	SO-18	SH-2	Tritium	U-238	catons	anions	erreur / balance
		µS/cm	°C		m	l/min	mg/l	%	m		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	Bq/l	%	%	TU	mBq/l	meq/l	meq/l	%	
P40	13/8/96	481	11.5	7.1	459	3.0	29	3.12	-	366	237	76.0	10.2	2.4	4.2	0.6	91	205.9	3.6	0.6	-	-	-	-	-	-	4.9	4.8	1.9	
P40	18/3/97	868	7.5	7.49	430	5.9	54	4.04	-	571	465	138.4	28.9	5.2	3.8	1.4	206	273.7	6.4	4.6	-	-	-	-	-	-	9.6	9.1	2.5	
P49	8/8/96	235	12.1	8.14	363	2.3	23	2.24	-	159	101	29.6	8.6	2.3	2.2	0.4	42	71.8	2.9	1.7	-	-	-	-	-	-	2.2	2.2	0.4	
P49	13/3/97	646	7.4	7.68	370	8.2	74	3.89	-	481	325	107.9	18.0	3.8	2.6	1.2	236	107.9	7.3	4.7	-	-	-	-	-	-	6.7	7.0	-1.8	
P50	20/6/96	332	12.9	7.62	123	1.3	14	1.76	-	237	176	42.4	17.0	3.9	3.9	1.1	117	46.5	5.5	0.5	-	-	-	-	-	-	3.8	3.4	5.9	
P51	8/8/96	767	9.6	7.69	426	7.6	72	0.75	-	577	397	112.4	28.2	4.0	3.3	1.4	235	162.2	5.8	6.3	-	0.25	-	-	-	-	8.2	8.2	0.2	
P51	13/3/97	940	9.7	7.63	367	7.4	86	2.18	-	706	496	132.4	40.1	8.5	3.6	2.1	307	200.5	9.5	8.2	-	0.39	-	-	-	-	10.4	10.0	1.6	
P52	21/6/96	1355	12.3	7.21	423	6.6	76	3.49	-	1149	756	207.2	57.9	22.2	5.1	3.6	488	328.5	16.7	15.4	-	-	-	-	-	-	16.2	18.4	-0.7	
P52	17/7/98	1789	13.7	7.35	443	7.5	80	3.98	-	1514	1044	278.0	84.9	24.6	5.4	4.6	671	228.0	12.4	9.5	-	-	-	-	-	-	22.1	22.4	-0.7	
P52	6/8/96	1830	13.1	7.25	459	6.5	85	3.44	-	1812	1063	282.8	86.6	24.9	6.1	4.5	931	256.2	11.9	12.4	-	0.92	9.1±0.3	-14.08	-101.60	-	22.5	24.2	-3.6	
P52	10/9/96	1793	13.8	7.16	437	6.7	69	4.35	-	1496	1042	278.4	84.4	22.4	5.6	4.1	859	225.5	12.8	8.4	-	-	10.0±1	-	-	-	21.9	22.1	-0.3	
P52	15/10/96	1933	14.1	7.38	450	5.9	63	5.24	-	1668	1145	304.4	93.4	24.6	5.0	4.6	1009	207.0	15.0	7.9	-	-	10.0±1	-	-	-	24.1	24.9	-1.6	
P52	11/1/96	1863	12.9	7.57	415	9.2	67	8.19	-	1568	1108	292.6	91.4	22.3	4.9	4.5	914	219.0	17.6	5.8	-	-	8.6±0.5	-14.07	-104.85	-	23.2	23.2	0.0	
P52	17/12/96	1223	11.6	7.37	433	7.4	76	6.13	-	1170	723	191.2	59.6	19.3	4.7	5.1	570	298.5	17.0	10.0	-	-	8.0±0.3	-13.60	-101.30	-	15.4	17.4	-6.1	
P52	14/1/97	1802	12.0	7.45	494	7.4	73	6.35	-	1459	1041	270.0	89.0	24.0	4.5	6.1	607	239.0	17.4	8.6	-	-	9.0±0.5	-14.05	-104.70	-	22.0	21.3	1.4	
P52	11/2/97	1846	13.2	7.36	498	6.7	68	8.24	-	1490	1068	279.6	89.7	22.7	5.1	5.3	866	199.0	16.7	9.3	-	-	9.3±0.5	-13.98	-103.90	-	22.4	22.0	1.1	
P52	11/3/97	1886	12.9	7.34	490	7.0	70	6.70	-	1807	1104	266.8	94.1	25.1	4.9	5.8	945	223.4	17.4	10.2	-	1.37	8.8±0.6	-14.22	-103.60	-	23.3	24.0	-1.5	
P52	7/4/97	1816	14.4	7.34	447	6.4	55	6.98	-	1417	1036	273.8	88.1	22.2	4.5	4.8	761	231.0	26.0	12.2	-	-	9.6±0.5	-14.10	-103.80	-	21.6	20.6	3.0	
P52	7/5/97	1857	13.2	7.44	430	6.5	69	6.77	-	1468	1077	260.8	91.2	23.2	4.6	4.7	815	224.2	17.4	9.5	-	-	7.4±0.5	-14.29	-103.70	-	22.6	21.3	3.1	
P52	4/6/97	1703	13.3	7.36	417	6.5	67	4.91	-	1277	948	249.6	78.6	22.5	4.9	4.6	631	265.0	23.4	12.0	-	-	9.1±0.5	-14.15	-104.50	-	20.0	16.2	4.9	
P52	8/7/97	1602	12.2	7.29	451	6.4	64	3.63	-	1331	891	236.8	71.5	24.3	6.2	3.9	682	298.1	18.5	21.4	-	-	8.1±1.0	-13.66	-102.45	-	19.0	19.3	-0.6	
P52	6/8/97	1825	12.8	7.38	437	7.3	73	3.59	-	1453	1062	285.6	84.8	22.4	6.8	4.7	790	229.5	15.5	18.4	-	-	9.9±0.5	-13.96	-104.10	-	22.4	20.9	3.3	
P52	9/9/97	1831	13.5	7.30	435	6.9	71	3.61	-	1451	1074	282.0	89.7	24.4	6.2	5.5	679	202.5	13.4	13.3	-	-	9.3±0.7	-13.94	-103.75	-	22.7	21.0	3.9	
P52	07/10/97	1931	14.2	7.35	402	6.7	71	4.39	-	1519	1119	288.4	91.9	21.1	6.2	5.7	869	193.5	12.9	9.2	-	-	-	-14.22	-103.75	-	23.4	22.2	2.6	
P52	12/11/97	1942	14.2	7.49	445	6.9	74	5.92	-	1692	1176	308.4	98.5	28.3	5.0	4.7	1049	181.5	15.0	8.0	-	-	9.6±0.5	-	-	24.8	25.4	-1.2		
P52	10/12/97	1970	14.7	7.35	410	5.4	57	6.76	-	1678	1167	304.8	98.5	27.0	4.6	4.9	1035	184.5	16.2	6.2	-	-	9.8±0.5	-	-	24.5	25.1	-1.1		
P52	13/01/98	1926	14.3	7.04	406	4.3	46	7.27	-	1567	1122	295.2	93.4	20.9	4.1	4.6	968	178.5	17.1	9.5	-	-	10.6±0.5	-	-	23.4	23.7	-0.6		
P52	10/02/98	1756	12.8	7.38	397	6.2	82	7.60	-	1401	987	260.4	61.7	19.5	4.0	5.0	773	229.5	17.9	14.7	-	-	8.8±0.4	-	6.8±3.2	-	20.7	20.6	0.2	
P52	17/03/98	1887	12.7	7.39	483	6.2	82	7.63	-	1362	960	254.4	60.2	24.9	4.4	4.5	768	216.0	16.9	14.7	-	-	8.7±0.5	-	-	20.5	20.3	0.5		
P52	21/04/98	1604	13.3	7.27	474	6.2	65	7.56	-	1219	862	237.6	70.0	23.8	4.5	4.4	637	211.5	17.3	16.9	-	9.2	-	-	-	18.5	17.5	3.5		
P52	26/06/98	1380	12.3	7.26	486	7.9	60	6.68	-	1036	747	184.4	63.4	19.0	4.2	3.7	416	298.5	24.5	14.3	-	-	8.0±0.5	-	-	15.8	14.5	4.4		
P52	23/06/98	1626	12.4	7.11	447	8.1	82	4.76	-	1172	837	222.0	68.6	22.0	5.2	4.0	565	262.5	22.8	14.1	-	-	7.9±0.5	-	-	17.6	18.7	3.1		
P52	14/07/98	1710	13.1	7.31	487	7.9	60	4.53	-	1424	978	259.2	80.2	24.5	4.9	3.8	795	232.5	16.7	11.9	-	4.3	-	-	6.4±4.0	-	20.7	21.0	-0.7	
P52	12/08/98	1674	13.1	7.19	442	5.7	57	4.43	-	1391	948	266.8	74.4	23.1	6.9	3.1	710	289.6	15.3	14.8	-	-	-	-	-	20.1	20.2	-0.2		
P52	17/09/98	1854	13.8	7.21	518	6.0	63	4.43	-	1630	1140	300.0	94.8	25.6	8.0	4.7	968	214.5	13.5	9.5	-	-	7.6±0.6	-	-	24.0	24.2	-0.3		

Annexe 8: Points d'échantillonnage et analyses chimiques

Nom	date de prél.	Cond. à 25 °C	température	pH	OR	OR	Prof. d'eau	debit	TID	diversité totale	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	NO3	T	SiO2	μ	Rn-222	SO-18	SH-2	Tritium	U-238	calcions	anions	erreur / balance
		μS/cm	°C	mV	mg/l	%	m	l/min	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	Bq/l	%	%	TU	mg/kg	meq/l	meq/l	%
P52	20/10/98	1993	14.0	7.28	469	6.0	62	5.16	1637	1167	308.4	96.3	26.3	5.4	4.6	998	189.0	14.1	8.1	-	-	-	9.6±0.5	-	-	-	24.6	24.2	0.8
P52	17/11/98	1702	13.0	7.38	520	5.6	57	6.00	1569	1104	295.2	89.0	26.3	5.5	5.3	932	198.5	14.9	9.1	-	-	9.1±0.5	-	-	-	-	23.3	23.2	0.3
P52	09/12/98	1904	12.9	7.47	427	7.2	70	6.57	1643	1173	304.2	98.2	27.2	4.9	1.1	986	198.0	15.8	9.0	-	-	9.1±0.7	-	-	-	-	24.6	24.4	0.4
P52	12/01/99	1928	12.1	7.43	439	7.1	68	6.95	1605	1131	298.8	93.4	26.8	4.8	6.1	952	201.0	17.3	10.8	-	-	10.2±0.8	-	-	-	-	23.9	23.8	0.2
P52	09/02/99	1901	13.1	7.85	456	6.8	66	7.14	1904	1110	299.2	84.1	26.4	4.9	5.2	935	205.5	28.5	12.9	-	-	8.4±0.7	-	-	-	-	23.4	23.6	-0.7
P52	09/03/99	1792	13.2	7.42	497	6.6	68	6.70	1488	1044	287.6	91.2	26.1	4.7	5.0	824	222.0	21.1	11.9	-	-	9.3±0.6	-	-	-	-	22.1	21.6	1.2
P52	19/04/99	1214	11.6	7.28	423	7.9	79	6.36	1087	770	204.6	92.7	21.1	4.9	3.9	470	282.0	26.7	15.2	-	-	9.4±0.6	-	-	-	-	16.4	15.8	2.7
P52	18/05/99	1432	12.6	7.27	416	8.2	85	5.02	1161	804	211.2	67.1	22.2	5.0	3.3	526	298.0	24.4	15.4	-	-	9.4±0.6	-	-	-	-	17.2	16.8	1.5
P52/5.00	20/06/98	1700	13.9	7.29	459	7.5	90	4.38	1424	987	261.8	61.0	24.6	6.4	4.3	742	279.6	15.0	13.4	-	-	-	-	-	-	-	21.0	20.7	0.7
P52/6.00	20/06/98	1725	13.9	7.32	484	7.4	79	4.38	1468	1002	267.6	61.0	24.6	6.2	0.3	784	276.0	14.5	13.7	-	-	-	-	-	-	-	21.3	21.5	-0.5
P52/7.00	20/06/98	1853	13.6	7.33	449	6.7	71	4.38	1587	1101	289.2	91.9	25.8	5.1	0.4	918	247.1	13.6	8.5	-	-	-	-	-	-	-	23.2	23.6	-0.9
P52/8.50	20/06/98	1890	13.6	7.36	453	6.4	68	4.38	1608	1113	292.6	92.6	25.8	5.0	5.6	827	242.5	13.3	9.2	-	-	-	-	-	-	-	23.5	23.6	-0.7
P53	20/06/96	843	11.0	7.57	421	7.2	69	4.12	792	550	167.2	32.1	4.9	3.8	1.9	391	190.3	6.7	6.1	-	-	-	-	-	-	-	11.3	11.4	-0.4
P53	7/09/96	812	10.9	7.83	483	6.7	90	4.10	610	422	130.0	23.8	4.4	3.6	1.4	278	157.8	7.2	5.1	-	-	0.39	-	-	-	-	6.7	6.7	0.2
P53	13/03/97	597	8.9	7.85	442	7.6	71	7.43	414	296	89.2	17.7	3.3	2.7	1.3	180	127.4	6.8	5.0	-	-	0.10	-	-	-	-	6.1	5.7	3.1
P54	20/06/96	766	8.6	7.85	398	7.3	80	4.51	663	486	144.0	25.6	3.4	4.5	2.1	345	129.2	6.6	4.4	-	-	-	-	-	-	-	9.6	9.6	0.1
P54	7/09/96	624	9.8	7.98	485	8.8	83	4.52	452	322	98.4	18.5	2.8	2.4	1.3	201	120.9	4.1	3.4	-	-	-14.84	-107.35	-	-	-	8.6	6.3	2.1
P54	13/03/97	757	9.0	6.04	447	8.4	77	7.92	515	398	118.6	22.1	3.3	2.6	1.8	245	109.6	8.2	5.1	-	-	-14.56	-106.90	-	-	-	8.0	7.2	4.9
P55	21/09/96	257	8.4	8.38	436	6.3	90	5.47	191	138	20.4	21.2	1.6	2.0	0.4	27	111.9	2.7	4.2	-	-	-	-	-	-	-	2.9	2.5	6.3
P55	7/09/96	205	10.2	8.36	481	9.0	67	5.79	152	98	30.0	5.6	1.5	1.9	0.3	20	98.5	2.8	3.6	-	-	-14.72	-108.70	-	-	-	2.1	2.0	2.6
P56	21/09/96	813	8.6	7.73	405	7.4	61	7.35	495	366	104.0	25.8	2.6	3.2	1.2	225	128.8	3.7	2.2	-	-	-	-	-	-	-	7.5	6.9	4.0
P56	17/7/96	607	11.2	7.94	431	6.0	83	7.97	416	299	92.4	16.5	3.0	2.6	1.1	177	117.0	5.0	4.2	-	-	12.2±0.6	-	-	-	-	6.2	5.8	3.0
P56	6/09/96	446	10.5	7.96	452	9.8	96	7.33	317	226	67.2	14.1	2.2	2.4	0.7	107	110.5	3.4	9.5	-	-	<0.10	11.9±0.3	-14.85	-109.20	-	4.7	4.3	4.2
P56	10/09/96	410	10.0	8.21	430	9.2	89	6.81	290	192	61.6	9.2	2.0	1.9	0.8	115	93.5	4.7	2.1	-	-	-	-	-	-	-	4.0	4.1	-1.6
P56	15/10/96	446	10.8	8.20	446	8.8	86	10.10	330	223	67.8	13.1	2.2	2.0	1.0	141	98.0	3.2	1.8	-	-	11.0±1	-	-	-	-	4.6	4.7	-0.9
P56	4/09/97	674	8.3	7.96	404	6.8	92	9.56	630	461	141.6	26.0	4.1	3.0	2.0	320	121.0	6.4	5.7	-	-	11.6±0.6	-	-	-	-	9.5	9.0	2.8
P56	8/7/97	711	9.7	7.89	465	6.7	86	7.92	528	365	111.8	20.9	3.9	2.7	1.4	255	125.1	5.6	4.4	-	-	13.1±1.2	-	-	-	-	7.5	7.6	-0.4
P56	6/09/97	529	11.1	7.91	443	6.7	94	7.84	354	257	76.8	14.6	2.5	2.4	1.1	147	101.0	4.7	3.2	-	-	12.5±0.5	-	-	-	-	5.3	4.9	4.0
P56	9/09/97	464	10.2	6.07	441	10.1	85	7.65	302	216	67.6	11.9	2.5	2.2	1.0	122	96.5	3.6	2.6	-	-	11.4±0.7	-	-	-	-	4.5	4.2	4.2
P56	07/10/97	431	9.8	6.10	401	7.1	68	8.92	293	213	63.6	13.1	1.7	2.0	0.9	121	98.0	2.9	2.7	-	-	-	-	-	-	4.4	4.1	3.6	
P56	12/11/97	432	6.1	6.29	431	6.4	76	11.15	295	203	84.0	10.5	2.1	2.1	0.8	134	77.0	3.1	2.6	-	-	16.1±0.6	-	-	-	-	4.2	4.2	0.2
P56	23/06/98	909	10.4	7.72	498	9.0	89	8.24	643	478	149.6	25.3	2.7	2.4	1.4	353	100.5	5.2	4.0	-	-	12.3±0.8	-	-	-	-	9.7	9.2	2.7
P56	14/07/98	745	9.5	7.91	442	9.1	90	6.98	523	372	115.6	20.2	0.4	0.6	0.3	278	100.5	4.5	3.0	-	-	11.7±0.7	-	-	13.6±5.6	-	7.5	7.6	-1.0
P56	12/08/98	573	10.1	7.92	436	7.2	79	8.98	413	279	98.4	14.1	2.6	2.3	1.1	186	113.6	4.0	2.0	-	-	-	-	-	-	-	5.7	5.9	-1.2
P56	17/09/98	447	9.1	7.94	506	6.8	85	6.91	304	216	67.2	11.7	2.2	2.1	0.8	124	91.5	3.2	2.5	-	-	12.2±0.9	-	-	-	-	4.5	4.2	2.9

Nom	date de prel.	cond. a 25 °C	température	EH	pH	Ca	Mg	Q2	Q3	Q4	prof. d'eau	débit	TDS	dureté totale	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	CO3	NO3	SiO2	Fe	Rn-222	SO-18	OH-2	Tritium	U-238	anions	cations	erreur / balance	
		µS/cm	°C	mV		mg/L	mg/L	%	mg/L	mg/L	m	l/min	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	Bq/L	%	%	TU	mBq/L	meq/L	meq/L	%	
P56	20/10/98	408	9.5	8.12	445	8.8	8.3	83	9.2	9.2	2.0	0.6	109	79.0	2.8	2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12.1±0.8	-	-	-	-	-	4.0	3.7	3.9
P56	17/1/98	355	8.6	9.28	507	8.8	80	11.00	-	286	166	168	59.2	9.2	2.4	2.0	0.7	115	71.5	3.3	3.1	-	-	-	-	14.7±0.6	-	-	-	-	-	3.9	3.7	2.1
P57	21/6/98	981	8.6	7.86	429	6.9	73	8.78	-	988	642	189.6	40.9	5.0	3.6	2.2	488	148.3	5.6	9.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13.1	12.9	1.1
P57	8/8/96	582	10.2	7.98	491	9.9	98	8.82	-	410	289	88.2	18.1	3.2	2.8	1.1	173	116.7	4.8	4.0	-	-	-	-	0.19	-	-	-	-	-	6.0	5.7	2.3	
P59	21/6/96	178	8.9	8.48	424	6.0	88	8.03	-	117	90	27.2	5.4	1.4	1.7	0.1	17	59.5	2.3	2.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.9	1.4	14.2
P59	7/8/96	149	10.0	9.56	483	8.8	68	7.10	-	105	69	21.6	3.8	1.4	1.7	0.1	16	59.2	2.6	1.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.5	1.4	4.4
P6	14/8/96	427	11.2	7.97	461	8.3	82	15.32	-	343	212	67.6	10.5	3.6	2.8	0.4	40	205.9	4.3	8.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.5	4.5	0.1
P6	17/3/97	450	9.4	7.96	361	3.5	34	16.18	-	346	218	70.0	10.5	3.7	2.7	0.4	55	182.9	5.8	5.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.8	4.6	0.3
P80	21/6/96	147	9.2	8.63	396	7.5	86	4.75	-	118	80	24.8	4.4	1.3	1.6	0.2	22	80.0	1.9	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.7	1.5	5.5	
P80	7/8/96	138	9.5	8.69	480	8.9	88	5.30	-	96	65	19.6	3.9	1.5	1.6	0.1	14	51.1	2.6	3.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.4	1.3	5.7
P81	20/6/96	463	8.7	7.72	388	8.2	93	3.82	-	337	270	89.6	11.2	2.6	3.5	0.8	139	133.3	4.4	3.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.6	5.2	3.2
P81	7/8/96	267	10.2	8.02	483	8.7	88	4.01	-	210	137	43.2	7.1	2.0	2.2	0.5	41	107.1	3.4	3.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.9	2.8	2.2
P82-1	15/8/96	277	11.0	7.73	452	8.0	60	16.13	-	200	131	44.0	5.1	2.8	1.9	0.3	33	106.0	4.0	3.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.8	2.6	3.5
P82-1	20/3/97	293	9.5	7.73	448	8.9	84	18.48	-	218	140	48.0	4.9	2.9	2.1	0.4	36	114.4	4.7	4.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.0	2.8	2.4
P82-2	15/8/96	448	10.4	7.97	419	4.8	46	18.12	-	326	218	82.4	15.1	9.7	4.8	1.0	93	115.2	25.2	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.9	4.5	3.7
P82-2	20/3/97	664	9.0	7.37	431	5.1	49	16.47	-	469	289	74.4	25.0	15.3	5.4	1.7	149	142.6	45.3	2.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6.6	6.8	1.4
P8	24/6/96	738	9.6	7.79	380	2.3	24	3.95	-	550	388	98.8	34.4	4.9	2.4	1.7	159	237.9	10.7	1.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.0	7.5	3.2
P8	12/8/96	782	10.7	7.85	425	6.4	84	4.96	-	590	405	105.2	34.8	5.3	2.4	1.6	178	240.9	11.2	1.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.4	8.0	2.5
P8	17/3/97	826	9.5	7.68	407	3.9	36	5.60	-	619	437	110.8	36.9	6.8	2.8	1.9	165	254.7	17.9	2.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.1	8.8	2.9
P9	24/6/96	1031	13.8	7.53	178	5.8	82	1.89	-	794	545	134.8	50.6	7.9	1.9	2.6	231	343.2	23.8	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11.3	11.1	0.7
P9	12/8/96	916	13.3	7.82	184	7.3	75	1.84	-	701	462	110.8	45.0	7.3	0.9	2.0	190	328.3	18.8	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.6	9.9	-1.5
Point1092	19/6/96	119	8.7	6.30	369	6.6	102	-	-	91	82	20.8	7.3	0.5	0.4	0.1	20	39.6	0.9	1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.7	1.1	20.2
Q2	17/6/96	2470	12.9	7.82	450	9.2	101	-	-	2331	1632	538.8	70.5	14.2	2.8	6.1	156.1	135.3	8.8	1.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33.3	35.0	-2.5
Q2	17/7/96	2500	12.9	7.66	463	9.8	99	-	-	2283	1625	532.4	71.5	18.0	3.3	5.8	152.8	124.5	4.6	3.0	-	-	-	-	-	0.7±0.4	-	-	-	-	-	33.2	34.0	-1.2
Q2	5/8/96	2470	12.8	7.91	485	9.0	91	-	-	1	2288	1616	534.4	68.1	15.9	3.3	6.1	151.8	136.5	4.6	1.3	-	-	-	1.17	1.0±0.2	-	-	-	-	-	33.0	34.1	-1.8
Q2	10/9/96	2550	11.7	8.03	489	9.3	91	-	-	1	2245	1674	559.0	67.9	15.3	2.7	6.2	146.0	136.0	4.8	0.5	-	-	-	-	<0.8	-	-	-	-	-	34.2	32.8	2.1
Q2	15/10/96	2630	11.4	8.12	507	8.8	86	-	-	1	2373	1735	570.4	75.1	17.1	3.5	6.5	154.3	159.5	5.0	0.0	-	-	-	-	<2.0	-	-	-	-	-	35.5	34.9	0.9
Q2	11/1/96	2600	9.0	8.16	433	8.6	84	-	-	1	2323	1710	558.0	76.6	17.1	3.7	8.3	149.9	190.0	4.7	0.0	-	-	-	-	0.6±0.2	-	-	-	-	-	35.0	34.0	1.5
Q2	17/12/96	2610	5.7	8.11	476	10.2	88	-	-	1	2417	1898	581.6	71.5	18.9	3.3	7.0	156.1	171.0	12.2	-	-	-	-	-	2.0±0.2	-	-	-	-	-	34.7	36.1	-1.9
Q2	14/1/97	2320	6.0	8.02	481	9.7	100	-	-	1	2201	1811	559.0	52.5	13.3	3.1	6.6	141.2	147.0	13.8	1.6	-	-	-	-	1.5±0.4	-	-	-	-	-	32.8	32.2	0.9
Q8	17/12/96	2340	11.5	7.57	475	9.0	91	-	-	120	2075	1482	480.0	68.6	16.7	3.4	6.8	132.9	164.0	12.9	-	-	-	-	-	9.4±0.3	-	-	-	-	-	30.4	30.7	-0.5
Q6	14/1/97	1964	8.2	7.44	465	9.5	87	-	-	600	1676	1208	402.0	49.4	13.5	3.0	5.3	106.2	132.0	14.1	-	-	-	-	-	10.5±0.6	-	-	-	-	-	24.8	24.7	0.2
Q6	11/2/97	2570	13.3	7.41	494	8.5	86	-	-	180	2373	1686	541.2	81.0	19.9	3.8	6.5	153.0	184.5	11.9	1.2	-	-	-	-	8.0±0.5	-	-	-	-	-	34.8	35.2	-0.9
Q6	10/3/97	2568	13.5	7.50	484	9.2	94	-	-	130	2350	1665	522.0	87.5	21.0	3.8	7.3	154.1	188.6	14.2	1.4	-	-	-	-	8.7±0.7	-	-	-	-	-	34.3	35.1	-1.2
Q6	7/4/97	2575	13.5	7.53	482	8.8	91	-	-	108	2367	1888	528.0	89.0	20.4	3.7	6.4	153.9	178.5	13.3	1.3	-	-	-	-	8.4±0.5	-	-	-	-	-	34.6	35.2	-0.8

Nom	date de prél.	cond. à 25 °C µS/cm	température °C	pH	OR mV	OR mg/l	OR %	prof. d'eau m	débit l/min	TDS mg/l	dureté totale mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	NO3 mg/l	NO2 mg/l	SiO2 mg/l	Li mg/l	Ba-222 Bq/l	SO-18 ‰	SH-2 ‰	Tritium TU	U-238 mBq/l	cations mg/l	anions mg/l	erreur / balance %
C6	7/9/97	2485	12.9	7.52	451	9.0	96	-	150	2189	1590	506.4	76.8	19.4	3.5	5.9	1426	146.8	6.4	1.3	-	-	6.7±0.5	-14.12	-104.45	-	-	32.7	32.3	0.6
C6	4/6/97	2480	13.2	7.53	427	8.5	89	-	150	2180	1593	507.6	76.8	19.5	3.5	6.4	1438	150.0	8.1	1.3	-	-	7.8±0.4	-14.11	-103.75	-	-	32.7	32.3	0.6
C6	8/7/97	2480	13.3	7.52	484	9.6	97	-	250	2207	1611	508.8	82.4	18.9	3.2	6.8	1436	150.2	6.2	1.3	-	-	8.9±1.0	-14.05	-104.35	-	-	33.1	32.6	0.8
C6	6/9/97	2460	13.2	7.51	469	9.1	92	-	250	2145	1593	507.6	76.8	18.1	3.5	6.8	1381	148.5	6.4	1.1	-	-	7.8±0.5	-14.10	-103.15	-	-	32.7	31.4	2.0
C6	9/9/97	2485	13.2	7.60	464	9.0	91	-	300	2166	1605	506.4	82.4	20.2	3.5	7.5	1421	127.5	6.0	1.3	-	-	8.2±0.6	-14.11	-103.45	-	-	33.0	31.9	1.8
C6	07/10/97	2520	13.2	7.53	470	9.0	92	-	300	2187	1632	516.0	83.1	19.0	3.5	6.5	1445	112.5	6.5	1.3	-	-	-	-14.06	-104.00	-	-	33.5	32.1	2.1
C6	12/11/97	2580	13.7	7.69	483	9.0	96	-	250	2372	1665	524.4	86.1	23.9	3.6	6.4	1589	136.5	6.8	1.4	-	-	8.4±0.5	-	-	-	-	34.4	35.5	-1.7
C6	10/12/97	2570	13.4	7.59	435	9.3	96	-	250	2336	1662	522.0	86.8	23.5	3.7	6.4	1551	141.0	8.9	1.5	-	-	7.3±0.4	-	-	-	-	34.3	34.6	-0.8
C6	13/01/98	2590	13.5	7.34	428	10.0	104	-	300	2332	1650	522.0	83.9	18.4	3.1	6.9	1582	133.5	7.3	1.6	-	-	8.3±0.5	-	-	-	-	33.8	34.9	-1.6
C6	10/02/98	2520	12.9	7.59	431	9.3	95	-	320	2295	1617	511.2	82.4	17.9	3.1	4.7	1543	127.5	8.0	1.9	-	-	6.7±0.4	-	-	7.2±3.2	-	33.1	34.5	-2.0
C6	17/03/98	2430	12.4	7.60	491	8.4	86	-	600	2195	1536	493.2	73.7	22.7	3.5	5.9	1468	123.0	9.0	2.5	-	-	7.4±0.5	-	-	-	-	31.7	32.9	-1.7
C6	01/04/98	2040	11.6	7.54	462	6.6	86	-	900	1769	1233	410.4	50.3	17.4	3.2	4.4	1180	103.5	10.7	3.1	-	-	8.3±0.5	-	-	-	-	25.5	26.2	-1.4
C6	21/04/98	2210	11.2	7.64	453	9.3	91	-	900	1985	1356	448.8	56.9	20.1	3.1	5.1	1309	117.0	7.4	2.6	-	-	6.8±0.4	-	-	-	-	28.0	29.4	-2.4
C6	26/05/98	1981	10.4	7.70	456	9.0	86	-	1200	1497	1125	376.0	43.6	13.3	2.8	3.8	960	70.5	6.4	2.3	-	-	6.8±0.4	-	-	-	-	23.1	21.8	3.0
C6	23/06/98	2450	13.1	7.47	478	9.0	92	-	360	2227	1557	494.4	78.0	22.3	3.5	6.2	1498	124.5	8.2	1.8	-	-	6.7±0.5	-	-	-	-	32.1	33.4	-1.9
C6	14/07/98	2580	13.2	7.56	455	6.9	91	-	150	2314	1820	508.4	86.1	24.7	3.7	2.1	1550	135.0	8.6	1.3	-	-	7.0±0.8	-	-	5.6±4.0	-	33.5	34.7	-1.7
C6	12/08/98	2430	13.0	7.59	454	9.2	94	-	600	2222	1586	494.4	80.2	22.5	3.5	6.4	1473	141.8	8.0	1.0	-	-	-	-	-	-	32.3	33.2	-1.3	
C6	20/08/98	2600	13.7	7.61	436	6.9	95	-	300	2416	1704	529.2	92.6	26.0	3.8	7.4	1597	150.9	6.8	0.0	-	-	-	-	-	-	35.3	36.1	-1.2	
C6	17/09/98	2605	13.9	7.56	541	8.3	89	-	300	2391	1698	524.4	94.1	26.2	3.8	7.2	1586	148.5	7.1	1.1	-	-	9.0±0.8	-	-	-	-	35.1	35.7	-0.8
C6	20/10/98	2610	13.9	7.50	529	9.1	94	-	350	2377	1695	534.0	87.5	25.8	3.8	6.2	1571	147.0	7.1	1.1	-	-	7.4±0.5	-	-	-	-	35.1	36.3	-0.4
C6	17/11/98	2590	13.9	7.70	519	6.6	91	-	500	2370	1689	522.0	93.4	26.6	3.9	7.0	1590	127.5	6.9	1.0	-	-	6.8±0.5	-	-	-	-	34.9	35.4	-0.7
C6	09/12/98	2610	13.9	7.72	445	9.8	97	-	400	2404	1692	530.4	89.0	26.2	3.8	7.4	1603	144.0	6.9	1.1	-	-	6.3±0.6	-	-	-	-	35.0	35.9	-1.3
C6	12/01/99	2610	13.9	7.62	478	9.5	96	-	300	2361	1692	525.2	93.4	26.4	3.9	7.5	1561	144.0	7.5	1.9	-	-	5.4±0.6	-	-	-	-	35.0	35.1	-0.1
C6	09/03/99	2540	13.6	7.50	499	9.1	93	-	75	2300	1629	519.6	80.2	23.8	3.6	6.3	1532	133.5	8.5	1.8	-	-	10.0±0.8	-	-	-	-	33.6	34.3	-1.0
C6	19/04/99	2565	13.7	7.68	448	6.9	92	-	72	2335	1635	526.8	77.3	22.6	3.6	7.0	1557	139.5	6.5	1.4	-	-	7.4±0.5	-	-	-	-	33.7	34.9	-1.7
C6	18/05/99	2550	13.8	7.57	456	9.4	97	-	150	2347	1647	517.2	86.1	23.3	3.4	6.5	1571	136.0	6.6	1.5	-	-	10.8±0.6	-	-	-	-	34.0	35.2	-1.7
CO-2	17/6/98	2490	12.3	7.30	504	8.1	96	-	60	2312	1646	528.0	79.3	15.6	4.0	6.7	1531	143.0	9.1	2.4	-	-	-	-	-	-	33.6	34.5	-1.3	
CO-2	17/7/98	2460	12.4	7.36	440	9.1	86	-	80	2204	1577	507.8	74.9	15.8	3.5	6.8	1470	124.5	4.7	3.1	-	-	27.9±0.8	-	-	-	-	32.3	32.8	-0.9
CO-2	5/8/98	2440	12.5	7.39	447	7.9	94	-	60	2205	1578	508.4	74.7	15.5	3.4	6.1	1450	134.6	4.5	3.8	-	-	1.12	34.0±0.7	-14.27	-103.00	-	32.3	32.9	-0.9
CO-2	10/9/98	2410	12.4	7.50	464	6.3	85	-	50	2105	1559	506.0	71.5	14.3	3.0	6.4	1381	123.0	4.5	1.9	-	-	38.0±1	-	-	-	-	31.8	30.9	1.4
CO-2	15/10/98	2490	12.4	7.43	429	6.4	87	-	60	2177	1615	518.8	77.3	15.5	3.0	6.4	1426	129.5	4.9	1.9	-	-	35.0±2	-	-	-	-	33.0	32.0	1.6
CO-2	11/11/98	2490	12.2	7.52	425	9.0	92	-	60	2175	1602	517.2	75.1	15.9	3.2	6.8	1399	157.5	4.5	1.9	-	-	38.0±1	-	-	-	-	32.8	31.9	1.4
CO-2	17/12/98	2450	12.2	7.49	472	10.4	104	-	50	2237	1587	507.8	77.3	16.8	3.3	7.4	1462	160.5	9.7	-	-	-	39.8±0.8	-	-	-	-	32.5	33.3	-1.3
CO-2	14/1/99	2190	11.6	7.54	487	9.7	94	-	60	1904	1368	441.8	64.2	15.7	3.0	7.0	1225	139.5	13.3	1.7	-	-	33.9±0.9	-	-	-	-	28.1	28.2	-0.2
CO-2	11/2/99	2410	11.6	7.46	462	6.9	86	-	50	2203	1542	507.6	56.4	18.1	3.5	6.7	1420	171.0	15.2	3.0	-	-	40.7±0.9	-	-	-	-	31.6	32.8	-2.0

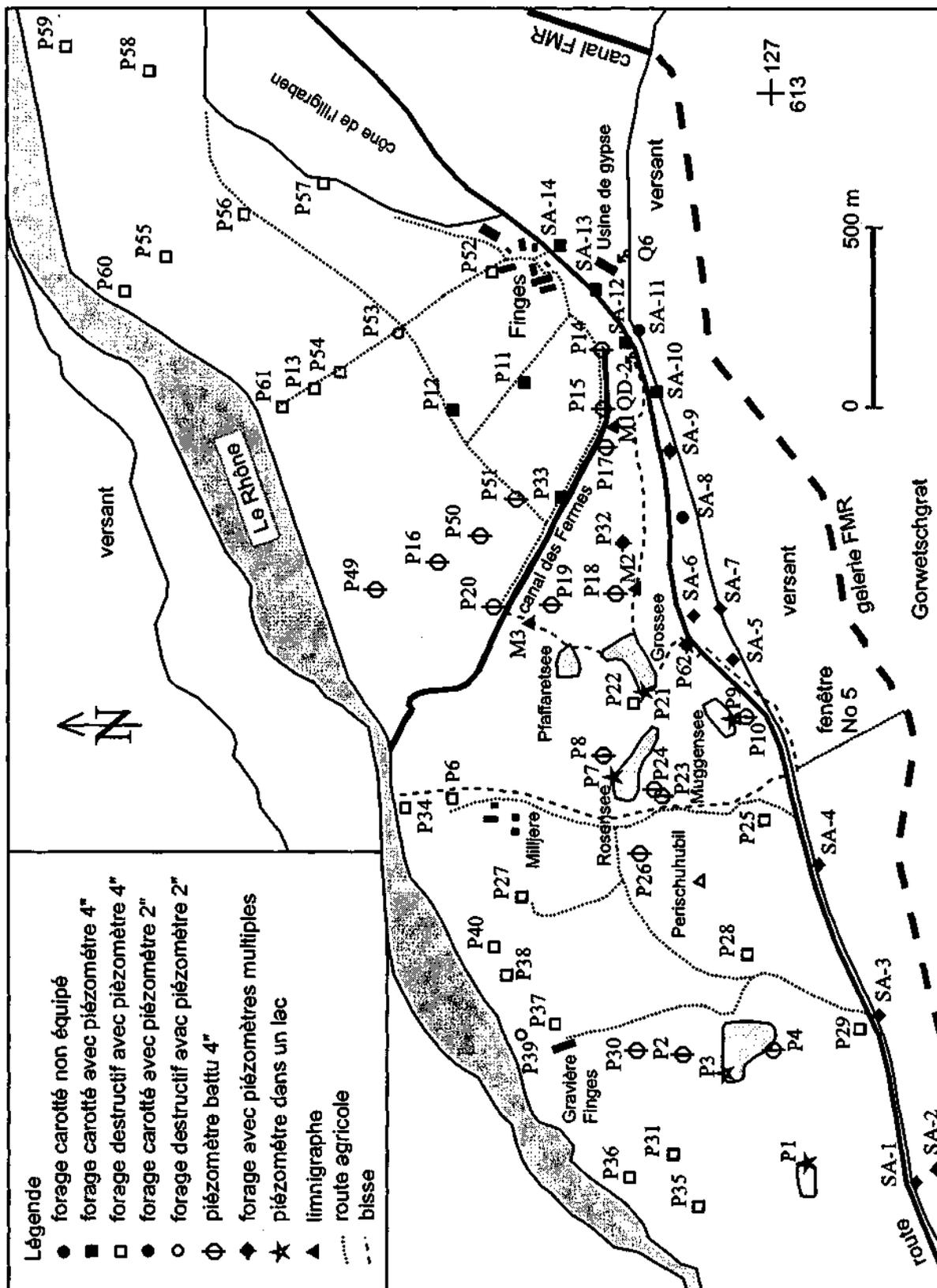
Nom	date de prél.	cond. à 25 °C	température	pH	EH	O2	O2	prof. deau	débit	TDS	dureté totale	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	NO3	Fe	SiO2	u	Rn-222	SO-18	SH-2	Tridium	U-238	catons	anions	erreur / balance
		µS/cm	°C		mV	mg/l	%	m	l/min	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	Bq/l	%	%	TU	meq/l	meq/l	%	
QD-2	10/3/97	2520	11.7	7.46	461	8.7	84	-	60	2278	1636	520.8	81.0	19.0	3.5	7.1	1498	138.0	15.2	2.3	-	1.27	36.3±1.0	-14.26	-106.60	-	-	33.6	33.9	-0.5
QD-2	7/4/97	2550	11.9	7.49	484	8.9	68	-	60	2321	1653	525.8	82.4	18.8	3.5	6.3	1516	159.0	12.2	1.9	-	-	39.9±0.8	-	-	-	33.9	34.6	-1.0	
QD-2	7/5/97	2550	12.0	7.53	451	9.1	82	-	60	2303	1853	525.6	82.4	19.1	3.4	6.1	1821	143.3	6.6	1.7	-	-	29.6±0.8	-	-	-	33.9	34.2	-0.5	
QD-2	4/6/97	2515	12.4	7.47	415	8.3	84	-	60	2248	1632	516.0	83.1	18.9	3.3	6.6	1485	133.5	6.1	1.7	-	-	36.5±0.8	-	-	-	33.5	33.3	0.3	
QD-2	8/7/97	2540	12.5	7.51	462	9.4	85	-	60	2307	1666	525.8	86.1	18.0	3.2	6.9	1522	144.1	6.3	1.7	-	-	36.2±1.5	-	-	-	34.2	34.3	-0.1	
QD-2	6/8/97	2530	12.7	7.46	460	8.9	69	-	60	2218	1656	520.8	86.1	17.1	3.3	6.4	1453	129.0	6.7	1.6	-	-	36.8±0.8	-	-	-	33.9	32.8	2.0	
QD-2	9/9/97	2540	12.8	7.53	451	9.2	91	-	60	2221	1650	520.8	83.9	19.0	3.3	7.6	1458	127.5	5.9	1.4	-	-	33.6±1.0	-	-	-	33.9	32.8	1.8	
QD-2	07/10/97	2530	12.7	7.48	478	9.2	93	-	60	2212	1847	520.8	89.9	18.4	3.2	7.7	1458	118.5	6.1	1.6	-	-	-	-	-	-	33.9	32.5	1.9	
QD-2	12/11/97	2550	12.5	7.68	460	8.9	93	-	60	2355	1662	526.8	83.9	21.3	3.4	6.2	1593	118.5	6.5	1.6	-	-	39.0±0.8	-	-	-	34.2	35.3	-1.6	
QD-2	10/12/97	2560	12.2	7.49	441	9.1	92	-	60	2343	1677	528.0	86.6	21.8	3.4	6.3	1691	133.5	6.6	1.7	-	-	39.4±0.8	-	-	-	34.5	34.9	-0.5	
QD-2	13/01/98	2590	12.2	7.45	453	9.1	91	-	60	2377	1671	528.0	85.3	17.7	3.0	6.7	1604	130.5	7.0	1.7	-	-	39.8±0.8	-	10.4±4.0	-	34.2	35.8	-2.2	
QD-2	10/02/98	2580	12.1	7.55	442	9.1	90	-	60	2350	1666	520.8	88.1	18.2	3.2	6.6	1581	132.0	7.1	1.6	-	-	30.2±0.7	-	-	-	33.9	35.3	-2.0	
QD-2	17/03/98	2530	12.4	7.60	491	9.3	92	-	60	2313	1614	510.0	82.4	23.6	3.4	8.4	1559	123.0	9.1	2.5	-	-	42.0±0.9	-	-	-	33.3	34.8	-2.1	
QD-2	21/04/98	2315	12.6	7.81	459	8.8	90	-	60	2060	1443	465.6	67.8	20.9	3.2	6.0	1366	94.5	9.0	3.0	-	-	37.2±0.8	-	-	-	29.8	30.9	-1.8	
QD-2	26/05/98	2160	12.5	7.85	456	8.4	85	-	50	1901	1344	435.6	62.0	16.6	3.1	6.1	1281	93.0	6.6	2.6	-	-	36.9±0.8	-	-	-	27.6	28.4	-1.4	
QD-2	23/06/98	2340	12.4	7.55	474	9.8	86	-	60	2102	1479	477.8	69.3	16.4	3.2	2.4	1417	108.0	5.8	2.3	-	-	38.2±0.9	-	-	-	30.4	31.5	-1.7	
QD-2	14/07/98	2405	12.4	7.80	448	9.1	83	-	60	2174	1497	483.6	70.0	19.5	3.3	8.7	1466	121.5	6.8	2.1	-	-	33.8±0.9	-	12.0±4.8	-	30.6	32.8	-3.0	
QD-2	12/08/98	2430	12.5	7.60	448	8.9	92	-	60	2211	1569	501.6	76.6	20.2	3.4	6.3	1473	130.4	6.1	0.0	-	-	-	-	-	32.3	33.0	-1.0		
QD-2	17/09/98	2580	12.7	7.53	471	8.0	81	-	60	2380	1689	538.8	83.1	22.3	3.4	6.8	1593	130.5	6.9	1.8	-	-	38.1±1.2	-	-	-	34.8	35.5	-1.1	
QD-2	20/10/98	2620	12.5	7.54	479	8.8	87	-	60	2368	1701	541.2	84.6	22.9	3.5	5.8	1577	130.5	7.2	1.2	-	-	39.1±0.8	-	-	-	36.0	35.2	-0.2	
QD-2	17/11/98	2630	12.5	7.68	478	8.8	88	-	60	2425	1716	536.4	91.2	24.0	3.7	8.7	1829	132.0	7.2	1.6	-	-	39.4±0.9	-	-	-	35.4	36.3	-1.3	
QD-2	09/12/98	2620	12.3	7.85	456	9.2	91	-	60	2417	1695	526.8	91.9	24.5	3.6	7.0	1828	133.5	8.9	1.3	-	-	37.8±1.0	-	-	-	35.0	36.3	-1.8	
QD-2	12/01/99	2630	12.4	7.54	460	9.6	84	-	60	2395	1710	528.0	94.8	24.8	3.6	7.2	1599	135.0	7.5	2.1	-	-	41.4±1.0	-	-	-	35.3	35.7	-0.6	
QD-2	09/03/99	2610	12.6	7.21	479	9.3	85	-	60	2352	1683	516.4	84.1	26.0	3.8	6.6	1592	117.0	8.8	1.7	-	-	40.1±1.0	-	-	-	34.8	35.1	-0.4	
QD-2	19/04/99	2570	13.1	7.57	478	9.9	101	-	60	2341	1656	517.2	89.3	23.4	3.7	7.1	1561	135.0	7.2	1.7	-	-	38.4±0.9	-	-	-	34.2	35.0	-1.2	
QD-2	18/05/99	2580	13.3	7.55	462	9.1	94	-	90	2391	1688	520.8	89.0	23.9	3.5	6.8	1610	138.0	7.1	1.8	-	-	34.8±0.9	-	-	-	34.4	35.0	-2.2	
Rhône	21/6/99	107	8.9	8.15	407	10.0	100	-	-	73	52	17.6	1.9	1.8	1.2	0.1	12	38.4	1.5	1.2	-	-	-	-	-	1.1	0.9	11.1		
Rhône	7/8/99	104	7.1	8.44	485	11.5	101	-	-	77	47	15.2	2.2	1.6	1.1	0.1	13	39.7	3.0	1.2	-	-	<0.10	-	-	1.0	1.0	0.8		
Rhône	10/3/97	244	7.7	8.47	454	11.3	102	-	-	153	95	31.8	3.9	5.7	2.0	0.4	39	59.5	9.0	2.3	-	-	<0.10	-	-	2.2	2.1	2.8		
Rhône	21/04/98	221	9.0	8.31	441	10.7	105	-	-	158	88	30.0	3.2	4.2	1.8	0.2	48	84.0	4.5	2.6	-	-	<0.7	-	-	2.0	2.2	-4.3		
Rhône	26/05/98	122	7.9	8.04	460	12.3	110	-	-	81	48	16.4	1.7	2.4	1.6	<0.15	19	34.0	3.9	2.5	-	-	<0.7	-	-	1.1	1.1	0.3		
Rhône	23/06/98	66	9.6	8.23	491	10.8	108	-	-	81	37	12.8	1.2	1.9	1.1	0.0	12	28.0	2.4	1.7	-	-	<0.7	-	-	0.8	0.8	2.7		
Rhône	14/07/98	101	8.9	8.40	400	10.9	110	-	-	56	33	12.8	0.2	0.1	0.1	0.0	11	28.5	2.6	0.0	-	-	<0.7	-	8.0±4.8	0.7	0.8	-8.0		
Rhône	12/08/98	68	6.7	8.35	433	10.7	104	-	-	57	32	11.6	0.7	1.3	0.9	0.0	12	29.0	1.8	0.0	-	-	-	-	-	0.7	0.8	-3.5		
Rhône	17/09/98	165	9.1	8.13	502	11.3	108	-	-	108	66	22.4	2.7	2.7	1.6	0.0	30	45.0	2.4	1.7	-	-	<0.9	-	-	1.5	1.5	1.5		

Nom	date de prél.	cond. à 25 °C	température	pH	Et	Q2	Q3	prof. d'eau	débit	TID	dureté totale	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	Q	NO3	Fe	SiO2	U	Rn-222	SO-18	SH-2	Tritium	U-238	catons	anions	erreur / balance
		µS/cm	°C		mV	mg/l	%	m	l/min	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	Bq/l	%	%	TU	mBq/l	meq/l	meq/l	%	
Rhône	20/10/98	255	9.4	8.38	434	11.1	100	-	-	184	105	35.8	3.9	5.1	2.4	0.2	49	57.5	7.2	2.9	-	-	-	-	-	-	-	2.4	2.2	3.7	
Rhône	17/11/98	208	4.3	8.32	504	11.1	92	-	-	151	98	31.6	4.6	4.0	2.7	0.2	47	51.8	8.9	2.7	-	-	-	-	-	-	-	2.2	2.1	3.1	
Rhône	09/12/98	219	2.7	7.91	408	12.7	98	-	-	138	81	26.4	3.8	5.5	2.2	0.1	41	46.5	8.0	2.7	-	-	-	-	-	-	-	1.9	1.9	0.6	
Rhône	12/01/99	356	3.8	8.35	432	11.9	95	-	-	223	132	42.0	8.8	13.7	3.0	0.3	67	87.0	19.3	4.5	-	-	-	-	-	-	-	3.3	3.1	3.1	
Rhône	09/03/99	284	6.2	8.48	437	11.5	101	-	-	188	113	37.2	4.9	7.1	2.6	0.0	54	64.5	12.3	3.8	-	-	-	-	-	-	-	2.6	2.8	0.9	
SA-10	17/06/98	2290	14.8	7.73	500	5.3	73	2.74	-	2109	1458	478.8	84.7	18.7	12.4	8.0	1376	130.4	24.3	7.3	-	-	-	-	-	-	-	30.2	31.6	-2.3	
SA-10	5/08/98	2380	13.9	7.40	-	7.5	75	2.78	-	2385	1697	551.2	77.6	14.2	3.4	7.0	1584	137.7	4.3	2.8	-	-	-	-	-	-	-	34.8	35.8	-1.5	
SA-10	20/09/97	2600	10.9	7.52	-27	8.2	81	3.13	-	2404	1707	550.8	80.2	17.0	3.3	7.6	1590	144.9	14.9	2.8	-	-	-	-	-	-	-	34.9	35.9	-1.5	
SA-11	27/09/96	1770	13.5	7.83	422	7.1	93	3.46	-	1566	1205	410.0	43.8	8.3	3.7	5.8	978	127.4	17.4	8.9	-	-	-	-	-	-	-	24.5	23.1	3.1	
SA-11	17/7/96	2150	13.4	7.37	447	5.4	55	3.53	-	1961	1369	450.0	59.3	14.0	4.0	5.9	1304	121.0	5.4	3.8	-	-	-	-	-	-	-	11.4±0.6	28.0	29.3	-2.3
SA-11	5/08/96	2290	15.0	7.34	484	5.5	60	3.47	-	2038	1430	468.4	64.2	14.9	4.1	8.1	1347	133.3	9.0	4.5	-	-	-	-	-	-	-	29.3	30.5	-2.0	
SA-11	10/09/96	2290	12.5	7.48	460	8.5	85	3.53	-	1975	1462	477.6	65.2	14.0	3.3	8.2	1287	119.0	7.1	2.0	-	-	-	-	-	-	-	29.9	29.0	1.5	
SA-11	15/10/96	2300	12.9	7.40	488	7.4	75	3.79	-	1987	1486	474.8	87.9	14.9	3.9	6.2	1290	127.0	5.8	2.9	-	-	-	-	-	-	-	30.0	29.1	1.5	
SA-11	11/11/98	2320	12.3	7.49	432	7.2	74	3.66	-	2015	1464	466.8	72.2	14.6	3.4	8.4	1299	151.5	4.6	2.6	-	-	-	-	-	-	-	30.0	29.7	0.4	
SA-11	17/12/98	2370	10.9	7.58	484	8.4	84	3.66	-	2156	1521	483.8	75.9	16.8	3.8	7.4	1408	158.0	10.7	2.9	-	-	-	-	-	-	-	31.2	32.2	-1.5	
SA-11	14/1/97	2145	11.3	7.54	480	8.8	84	2.96	-	1839	1347	435.6	62.7	14.9	3.0	7.0	1151	186.0	14.0	1.7	-	-	-	-	-	-	-	27.8	28.9	1.2	
SA-11	11/2/97	2030	11.3	7.59	467	8.5	84	4.15	-	1756	1254	414.0	53.3	14.3	3.2	8.3	1098	154.5	16.2	2.6	-	-	-	-	-	-	-	25.7	25.9	-0.3	
SA-11	10/3/97	2295	12.0	7.49	463	8.3	93	4.17	-	1962	1419	458.4	66.4	16.9	3.7	8.9	1267	128.9	18.5	3.8	-	-	-	-	-	-	-	29.2	29.0	0.3	
SA-11	7/4/97	2165	11.7	7.86	450	8.4	82	4.22	-	1924	1386	448.4	65.8	16.9	4.7	6.3	1215	148.5	19.3	7.8	-	-	-	-	-	-	-	28.5	28.4	0.2	
SA-11	7/5/97	2480	12.0	7.51	437	7.7	78	4.24	-	2146	1345	493.2	75.8	18.1	4.0	8.3	1408	136.5	8.1	4.7	-	-	-	-	-	-	-	31.7	31.9	-0.2	
SA-11	4/6/97	2470	12.8	7.51	417	8.2	83	4.09	-	2178	1581	500.4	80.2	18.9	4.0	6.8	1435	130.5	8.6	2.5	-	-	-	-	-	-	-	32.5	32.2	0.4	
SA-11	8/7/97	2475	13.0	7.50	478	8.3	84	4.02	-	2195	1608	505.2	83.9	17.4	3.4	7.1	1433	143.4	6.6	2.8	-	-	-	-	-	-	-	33.0	32.4	0.8	
SA-11	9/8/97	2475	13.4	7.51	463	8.5	88	3.97	-	2134	1814	500.4	88.2	17.1	3.4	6.8	1387	129.0	8.8	1.9	-	-	-	-	-	-	-	33.1	31.2	2.9	
SA-11	9/9/97	2460	13.0	7.55	462	8.2	93	4.00	-	2154	1599	504.0	82.4	18.4	3.8	7.5	1415	123.0	5.8	2.0	-	-	-	-	-	-	-	32.8	31.7	1.8	
SA-11	07/10/97	2475	12.8	7.47	467	7.8	77	4.00	-	2152	1590	506.4	79.5	16.8	3.3	6.5	1421	117.0	8.1	1.7	-	-	-	-	-	-	-	32.6	31.7	1.4	
SA-11	12/11/97	2460	12.1	7.74	433	8.3	96	4.20	-	2327	1602	505.2	82.4	20.8	4.1	6.1	1588	117.0	6.7	2.8	-	-	-	-	-	-	-	33.0	35.2	-3.3	
SA-11	10/12/97	2500	11.8	7.56	434	7.7	78	4.38	-	2281	1620	514.8	81.0	21.6	4.0	6.2	1520	127.5	7.5	4.1	-	-	-	-	-	-	-	33.4	34.0	-0.9	
SA-11	13/01/98	2560	12.5	7.58	419	8.4	85	4.42	-	2324	1644	519.6	93.9	17.9	3.8	8.8	1563	121.5	7.8	8.4	-	-	-	-	-	-	-	33.7	34.9	-1.7	
SA-11	10/02/98	2560	11.7	7.52	434	7.8	76	4.44	-	2326	1641	516.0	85.3	18.1	3.7	8.9	1573	120.0	7.6	2.5	-	-	-	-	-	-	-	33.8	35.0	-1.9	
SA-11	17/03/98	2500	12.2	7.57	490	8.0	79	4.32	-	2289	1581	499.2	81.0	23.9	4.1	6.4	1527	121.5	8.4	3.5	-	-	-	-	-	-	-	32.7	34.1	-2.0	
SA-11	21/04/98	2240	12.8	7.56	449	7.6	78	4.00	-	1988	1380	447.8	83.4	20.3	3.2	8.0	1332	109.5	8.9	3.2	-	-	-	-	-	-	-	28.5	29.8	-2.3	
SA-11	26/05/98	2100	12.9	7.58	464	8.1	93	3.48	-	1824	1287	422.4	58.2	15.8	3.1	6.0	1226	91.5	8.3	2.8	-	-	-	-	-	-	-	28.5	27.2	-1.5	
SA-11	23/06/98	1983	12.9	7.52	463	8.2	84	3.84	-	1643	1182	388.4	52.5	14.6	3.7	6.3	1098	78.5	8.8	3.3	-	-	-	-	-	-	-	24.3	24.4	-0.1	
SA-11	14/07/98	1972	12.7	7.52	437	8.4	66	3.87	-	1807	1178	391.2	46.1	15.2	3.4	8.2	1126	105.0	6.2	1.9	-	-	-	-	-	-	-	24.2	25.4	-2.3	
SA-11	12/08/98	2310	13.1	7.58	455	9.3	85	3.84	-	2057	1464	470.4	70.0	19.1	3.5	2.0	1375	109.8	6.5	2.8	-	-	-	-	-	-	-	30.1	30.7	-0.8	

Nom	date de prél.	Cond. à 25 °C	température	pH	EP	OR	OR	OR	prof. d'eau	débit	TDO	dureté totale	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	NO3	NO2	SiO2	U	PA-222	SO-18	SH-2	Tritium	U-238	catons	anions	erreur / balance
		µS/cm	°C		mV	mg/l	%	m	l/min	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	Bq/l	%	%	TU	mBq/l	meq/l	meq/l	%
SA-11	17/09/98	2580	12,6	7,46	536	7,4	77	4,24	-	2340	1682	526,0	80,1	22,5	3,4	6,8	1560	135,0	6,7	1,6	-	-	38,3±1,2	-	-	-	-	34,2	34,9	-1,0
SA-11	20/10/96	2600	12,6	7,44	515	8,7	86	4,30	-	2363	1692	536,4	85,3	23,2	3,8	5,9	1578	127,5	7,1	1,5	-	-	37,5±0,8	-	-	-	-	34,9	35,2	-0,4
SA-11	17/11/96	2580	12,7	7,55	498	9,7	98	4,28	-	2392	1698	528,0	91,9	23,4	3,7	6,7	1621	115,5	6,8	1,3	-	-	39,0±0,8	-	-	-	-	35,0	35,9	-1,2
SA-11	09/12/98	2610	11,2	7,58	451	6,9	82	4,33	-	2419	1713	535,2	91,2	24,9	4,0	3,5	1619	135,0	7,2	2,6	-	-	10,4±0,7	-	-	-	-	35,4	36,2	-1,1
SA-11	12/01/99	2590	12,2	7,86	477	9,2	88	4,32	-	2347	1680	522,0	91,2	24,7	3,8	7,3	1563	132,0	7,5	2,3	-	-	0,5±0,4	-	-	-	-	34,7	35,0	-0,3
SA-11	09/03/99	2570	12,6	7,38	488	9,2	91	4,04	-	2329	1671	511,2	85,5	25,3	3,9	8,6	1587	127,5	7,1	1,5	-	-	32,1±0,9	-	-	-	-	34,6	34,7	-0,2
SA-11	19/04/99	2530	12,7	7,54	449	9,2	92	3,98	-	2309	1641	508,4	91,2	23,0	3,7	7,2	1536	141,0	6,6	1,1	-	-	32,6±0,9	-	-	-	-	33,9	34,5	-0,9
SA-11	16/05/99	2550	13,5	7,56	457	9,2	95	3,86	-	2354	1641	510,0	89,0	23,5	3,8	6,7	1579	141,0	6,7	1,5	-	-	32,4±0,9	-	-	-	-	33,9	35,4	-2,2
SA-12	18/05/96	2500	12,6	7,34	411	6,0	79	0,85	-	2315	1642	524,0	90,7	15,7	3,4	8,5	1542	141,5	4,9	2,3	-	-	-	-	-	-	-	33,6	34,6	-1,5
SA-12	17/7/96	2480	12,6	7,43	436	6,7	91	0,59	-	2249	1598	509,2	79,0	18,2	4,2	6,6	1513	116,5	5,2	3,3	-	-	28,6±0,8	-	-	-	-	32,7	33,6	-1,4
SA-12	5/6/96	2460	13,1	7,48	481	6,7	97	0,65	-	2256	1605	513,6	76,1	15,7	3,7	6,5	1500	137,3	4,6	3,3	-	-	1,12	21,3±0,5	-14,25	-103,30	-	32,8	33,7	-1,3
SA-12	10/9/96	2440	12,5	7,40	457	6,2	81	0,67	-	2135	1585	510,0	75,4	14,5	3,0	8,5	1400	126,0	4,3	1,9	-	-	35,0±1	-	-	-	-	32,4	31,4	1,6
SA-12	15/10/96	2490	12,7	7,41	512	6,2	83	0,78	-	2182	1623	520,4	76,3	15,2	3,0	6,5	1429	130,5	4,1	1,9	-	-	24,0±1	-	-	-	-	33,1	32,0	1,7
SA-12	11/11/96	2500	12,4	7,52	454	6,5	85	0,82	-	2202	1617	518,4	78,1	15,6	3,2	6,5	1419	139,0	6,8	1,9	-	-	31,0±1	-	-	-	-	33,1	32,4	1,0
SA-12	17/12/96	2485	12,4	7,50	482	9,1	93	0,76	-	2296	1611	513,6	79,5	17,7	3,3	7,4	1504	166,5	10,6	0,9	-	-	28,1±0,6	-	-	-	-	33,0	34,4	-2,0
SA-12	14/1/97	2310	11,4	7,53	498	9,7	95	0,38	-	2038	1470	476,4	67,9	15,8	3,1	7,2	1320	144,0	10,8	-	-	-	36,9±0,9	-	-	-	-	30,1	30,1	0,0
SA-12	11/2/97	2385	12,0	7,49	461	6,2	81	0,98	-	2139	1524	495,6	69,3	16,0	3,5	6,8	1364	153,0	15,5	1,8	-	-	35,4±0,8	-	-	-	-	31,2	31,8	-0,9
SA-12	10/3/97	2508	12,3	7,44	438	6,2	82	0,99	-	2267	1623	517,2	80,2	16,5	4,3	7,0	1482	138,5	14,6	3,2	-	-	33,7±1,0	-14,14	-104,30	-	-	33,3	33,8	-0,7
SA-12	7/4/97	2540	12,2	7,44	479	6,9	90	1,00	-	2336	1680	524,4	89,7	16,2	3,4	6,3	1520	163,5	14,4	2,0	-	-	28,2±0,8	-	-	-	-	34,4	34,8	-0,5
SA-12	7/5/97	2545	12,2	7,44	442	6,6	86	1,01	-	2284	1647	522,0	83,1	16,6	3,4	6,1	1507	141,6	6,5	1,7	-	-	25,9±0,7	-	-	-	-	33,8	33,9	-0,2
SA-12	4/6/97	2535	12,5	7,39	415	6,2	93	0,99	-	2276	1653	522,0	84,6	16,9	3,1	6,5	1503	136,5	6,4	1,6	-	-	27,5±0,7	-	-	-	-	33,9	33,7	0,2
SA-12	8/7/97	2550	12,5	7,52	482	9,3	92	0,95	-	2316	1668	525,6	86,1	17,3	3,2	6,9	1533	142,6	8,2	1,8	-	-	33,1±1,4	-	-	-	-	34,1	34,5	-0,5
SA-12	6/8/97	2550	12,6	7,31	455	9,1	90	0,90	-	2271	1655	524,4	86,1	17,2	3,4	6,4	1494	136,5	6,7	2,9	-	-	30,6±0,7	-	-	-	-	34,1	33,8	0,7
SA-12	9/9/97	2550	12,7	7,41	481	9,4	93	0,93	-	2249	1662	525,6	84,8	19,0	3,3	7,4	1463	126,0	5,9	1,5	-	-	31,5±1,0	-	-	-	-	34,1	33,1	1,4
SA-12	07/10/97	2550	12,7	7,41	478	7,5	77	0,84	-	2255	1656	525,6	89,1	17,9	3,4	7,7	1494	123,0	8,1	1,5	-	-	-	-	-	-	33,9	33,3	0,9	
SA-12	12/11/97	2580	12,6	7,68	466	6,5	89	1,00	-	2361	1662	525,6	84,6	20,9	3,4	6,2	1597	121,5	8,4	1,5	-	-	30,6±0,7	-	-	-	-	34,2	35,4	-1,6
SA-12	10/12/97	2580	12,6	7,51	438	8,2	86	1,06	-	2332	1677	528,0	86,8	21,6	3,4	6,3	1582	121,5	6,6	1,6	-	-	32,8±0,7	-	-	-	-	34,5	34,7	-0,3
SA-12	13/01/98	2590	12,6	7,50	455	6,9	92	1,09	-	2363	1680	529,2	86,6	17,0	2,9	6,6	1564	124,5	6,7	1,8	-	-	34,4±0,7	-	-	-	-	34,4	35,4	-1,8
SA-12	10/02/98	2585	12,7	7,51	441	9,2	92	1,10	-	2359	1671	523,2	88,2	17,4	3,0	6,7	1591	127,5	7,0	1,5	-	-	25,9±0,6	-	-	-	-	34,2	35,4	-1,8
SA-12	17/03/98	2555	12,8	7,56	499	7,5	76	1,00	-	2325	1635	513,6	85,3	23,4	3,5	8,4	1562	127,5	7,3	1,9	-	-	30,4±0,8	-	-	-	-	33,8	34,8	-1,8
SA-12	21/04/98	2400	12,9	7,52	457	9,5	98	0,94	-	2189	1512	482,4	74,4	21,7	3,3	6,2	1465	100,5	6,5	2,8	-	-	27,7±0,7	-	-	-	-	31,2	32,4	-1,9
SA-12	26/05/98	2290	12,9	7,59	471	9,5	97	0,64	-	2052	1449	482,0	71,5	17,8	3,1	6,2	1383	105,0	7,0	2,6	-	-	30,1±0,7	-	-	-	-	29,8	30,8	-1,6
SA-12	23/06/98	2350	12,6	7,49	479	9,6	98	0,90	-	2112	1488	476,8	70,7	16,3	3,3	6,7	1416	114,0	6,5	2,5	-	-	28,5±0,8	-	-	-	-	30,6	31,6	-1,7
SA-12	14/07/98	2420	12,9	7,49	465	6,1	88	0,86	-	2187	1536	486,0	78,0	19,4	3,3	8,8	1476	117,0	6,7	0,9	-	-	30,5±0,9	-	-	-	-	31,8	32,9	-2,0
SA-12	12/08/98	2450	12,6	7,56	456	6,2	83	0,85	-	2250	1580	507,6	78,0	20,2	3,5	8,6	1503	130,4	8,2	1,5	-	-	-	-	-	-	32,7	33,6	-1,4	

Nom	date de prél.	cond. à 25 °C µS/cm	température °C	pH	EH mV	O2 mg/l	O2 %	prof. deau m	débit l/min	TDS mg/l	dureté totale mg/l	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Cl mg/l	SO4 mg/l	HCO3 mg/l	NO3 mg/l	Fe mg/l	SiO2 mg/l	TU mg/l	Rn-222 Bq/l	SO-18 %	SH-2 %	Trilium TU	U-238 mBq/l	cations meq/l	anions meq/l	erreur / balance %
SA-12	17/09/98	2550	12.6	7.49	476	7.9	80	1.00	-	2352	1671	532.8	62.4	21.7	3.4	6.8	1577	126.0	6.8	1.7	-	-	33.2±1.1	-	-	-	-	34.4	35.1	-1.0
SA-12	20/10/98	2610	12.5	7.57	486	8.0	89	1.03	-	2376	1698	540.0	84.8	22.2	3.5	5.9	1587	130.5	7.0	1.5	-	-	29.4±0.7	-	-	-	-	35.0	35.4	-0.6
SA-12	17/11/98	2620	12.6	7.77	471	8.4	85	1.02	-	2417	1707	535.2	89.7	23.3	3.6	6.7	1630	126.0	7.0	1.7	-	-	32.0±0.8	-	-	-	-	35.2	36.2	-1.5
SA-12	09/12/98	2620	12.5	7.65	475	8.6	85	1.05	-	2438	1725	537.6	92.6	24.1	3.6	7.1	1635	136.5	7.0	1.3	-	-	35.0±1.0	-	-	-	-	35.8	36.5	-1.3
SA-12	12/01/99	2630	12.5	7.46	500	9.4	90	1.05	-	2401	1707	538.8	87.5	24.4	3.7	7.2	1599	136.5	7.8	3.3	-	-	31.1±0.9	-	-	-	-	35.2	35.6	-0.8
SA-12	09/03/99	2620	12.7	7.53	487	8.7	87	0.99	-	2378	1704	532.8	90.4	25.3	3.6	6.5	1596	118.5	7.1	2.7	-	-	35.1±1.0	-	-	-	-	35.2	35.5	-0.3
SA-12	19/04/99	2590	12.8	7.48	517	9.1	90	0.95	-	2334	1647	513.8	86.3	23.4	3.6	7.2	1573	123.0	7.2	1.8	-	-	33.0±0.9	-	-	-	-	34.0	35.0	-1.4
SA-12	18/05/99	2590	13.6	7.54	460	8.8	90	0.85	-	2386	1677	523.2	89.7	23.6	3.6	6.8	1620	127.5	6.8	1.8	-	-	33.5±0.9	-	-	-	-	34.8	36.0	-2.0
SA-13	17/8/96	2260	10.9	7.13	491	7.1	71	3.04	-	2121	1480	489.8	62.3	11.9	5.6	5.5	1317	210.5	19.0	5.0	-	-	-	-	-	-	30.2	31.5	-2.1	
SA-13	5/8/96	2260	12.8	7.16	482	4.6	46	3.00	-	2028	1414	473.8	55.9	12.5	4.5	5.4	1260	209.3	5.9	4.4	-	-	<0.5	-13.92	-102.50	-	-	26.9	30.0	-1.8
SA-13	10/3/97	2290	9.0	7.34	467	5.6	54	3.90	-	2003	1449	475.2	62.0	16.0	3.4	5.7	1232	187.6	16.2	10.9	-	-	1.02	24.1±0.9	-14.02	-103.40	-	29.6	29.4	0.4
SA-6	15/8/96	2940	12.7	7.23	132	1.3	14	13.45	-	2702	1954	533.2	151.0	8.8	4.8	7.8	1781	218.6	3.9	2.8	-	-	-	-	-	-	39.5	40.6	-1.6	
SA-6	18/3/97	2620	11.3	7.34	131	1.6	18	13.83	-	2672	1914	514.8	152.4	13.3	5.1	8.8	1806	189.5	9.4	0.1	-	-	-	-	-	-	38.9	40.7	-2.2	
SA-9/1	27/6/96	2610	10.9	7.36	394	6.6	77	9.83	-	2406	1748	547.8	92.2	6.4	4.2	6.7	1594	151.0	8.3	2.2	-	-	-	-	-	-	35.3	35.9	-0.9	
SA-9/1	15/8/96	2880	12.2	7.32	380	7.7	77	9.76	-	2483	1766	555.6	91.7	7.8	7.0	7.2	1627	185.3	5.2	3.0	-	-	-	-	-	-	35.8	37.1	-1.8	
SA-9/1	20/3/97	2670	11.2	7.40	412	7.8	76	10.25	-	2406	1728	537.6	90.4	10.6	3.4	7.6	1591	153.3	14.1	2.3	-	-	-	-	-	-	35.1	36.1	-1.4	

Annexe 9 : Réseau d'observation du Bois de Finges



2. CD-Rom

Sur ce CD-Rom se trouvent toutes les données acquises au cours du travail de la thèse de l'Université de Neuchâtel "Détermination des paramètres hydrauliques et hydrochimiques d'un aquifère alluvial dans une vallée alpine (Valais, Suisse)", financé par le Fonds National Suisse de la recherche scientifique. Le CD-Rom contient trois différents dossiers : **Textes**, **Figures** et **Annexes**.

1) Le dossier **Textes** contient le fichier **Schuerch.pdf** avec le texte complet de la thèse, mais sans annexes. Ce fichier PDF peut être lu par le logiciel Adobe Acrobat Reader qui est gratuitement accessible sur l'Internet à l'adresse <http://www.adobe.com>.

2) Le dossier **Figures** contient les cartes et les graphiques de la thèse. Les cartes ont été enregistrées sous le format PDF ou JPEG (par exemple fichier **Figure10.pdf**). Les fichiers JPEG peuvent être ouverts avec le logiciel Microsoft Photo Editor. Par contre, les graphiques ont été enregistrés sous le format Microsoft Excel Office97. Chacun de ces fichiers Excel contient deux feuilles avec les données acquises et le graphique présenté dans la thèse (par exemple fichier **Figure20.xls**).

3) Le dossier **Annexes** contient deux fichiers :

- **Annexes.pdf** avec le texte entier des annexes 1 à 9.
- **Annexes8.xls** avec toutes les analyses chimiques réalisées lors de ce projet de recherche.

Résumé

Dans la vallée du Rhône en amont de la ville de Sierre (Valais central), le site du Bois de Finges est caractérisé par de multiples environnements géologiques quaternaires : les alluvions fluviales du Rhône, les alluvions du cône de déjection de l'Ilgraben, les dépôts de l'éboulement de Sierre et les éboulis du versant sud. L'aquifère des alluvions fluviales du Rhône est généralement caractérisé par une perméabilité supérieure à 10^{-3} m/s, correspondant à un gravier sableux avec un important écoulement souterrain de l'ordre de 20 m/j et un gradient moyen de 3.5 ‰. En période de hautes eaux, qui ont lieu entre juin et août, le Rhône alimente fortement cet aquifère alluvial par une eau peu minéralisée du type Ca, Mg-HCO₃, SO₄. Un autre apport d'eau du type Ca, Mg-SO₄ provient des roches évaporitiques du versant sud. Par contre, en période de basses eaux (novembre à avril), l'aquifère alluvial du Rhône est exclusivement rechargé par l'eau sulfatée calcique du versant sud, car le lit du Rhône est pratiquement sec au cours de l'hiver. Les dépôts de l'éboulement de Sierre sont essentiellement composés par des dépôts de calcaires sableux et limoneux d'origine de l'Helvétique du versant nord, qui possèdent une perméabilité entre $< 10^{-5}$ et 10^{-3} m/s. Le chimisme de ses eaux souterraines est caractérisé par une distribution spatiale très hétérogène. Chaque type d'eau représente plus ou moins une qualité de fluide et des processus physiques et chimiques très locaux, qui dépendent surtout du type de roche et du temps de transit.

Les différentes techniques utilisées telles que la piézométrie, les jaugeages, la modélisation hydrogéologique et géochimique, l'échantillonnage spatio-temporel dans les trois dimensions, les isotopes et les diagraphies physico-chimiques ont permis de déterminer les paramètres hydrauliques et hydrochimiques de l'aquifère poreux complexe du Bois de Finges, ainsi que d'établir les processus liés à l'écoulement des différentes composantes d'eau souterraine. Une campagne de forage a permis d'implanter un réseau de cinq sondages en croix pour prélever des échantillons de sédiments meubles, ainsi que de réaliser des essais de pompage et des essais de traçage.

Chaque technique utilisée mesure un ou plusieurs paramètres dans un environnement bien défini de l'aquifère. La piézométrie fournit des informations sur la distribution spatio-temporelle des niveaux d'eau, les lignes de courant, les gradients hydrauliques et les zones de recharge et de décharge. Par contre, les essais de pompage et les essais de traçage déterminent la perméabilité, le temps de transport des traceurs (uranine, bactériophages), la vitesse d'écoulement et la porosité effective. L'origine des eaux (précipitations, cours d'eau, aquifère) a été déterminée par les isotopes stables (oxygène-18, deutérium), alors que le temps de séjour dans l'aquifère a été estimé à partir de la concentration du tritium et du radon ²²²Rn. L'application simultanée de plusieurs méthodes a augmenté de manière significative la capacité de ces outils pour la compréhension des processus hydrochimiques et hydrauliques conjoints dans un aquifère complexe, et a ainsi donné l'occasion de les quantifier et de les comparer.

En collaboration avec R. Monnet de l'Institut de géophysique de l'Université de Lausanne, une méthodologie de diagnostic et d'intervention sur un aquifère poreux a été développée. Cette méthodologie représente un guide pratique dans les cas suivants : prospection d'eau, évaluation de la qualité et de l'origine de l'eau, détermination des propriétés hydrauliques d'un aquifère et, finalement, délimitation des zones de protection et des risques de contamination d'un aquifère poreux. Ce guide pratique explique les techniques et le domaine d'application de chaque méthode, afin de permettre aux responsables d'une telle étude de choisir une ou plusieurs méthodes parmi les plus efficaces pour atteindre les buts choisis, ainsi que d'économiser du temps et des moyens financiers.

Mots-clés

hydrogéochimie, aquifère poreux, hydrogéologie, méthodes de prospection, sédiments quaternaires, eau sulfatée, relation eau souterraine - eau de surface, mélange d'eau, guide pratique, vallée du Rhône, Suisse